



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA  
CAMPUS I - CAMPINA GRANDE  
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA AMBIENTAL  
CURSO DE DOUTORADO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA AMBIENTAL**

**VALNELI DA SILVA MELO**

**ESTUDO DA PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DA PARAÍBA USANDO  
ANÁLISES DE SÉRIES TEMPORAIS**

**CAMPINA GRANDE-PB**

**2021**

VALNELI DA SILVA MELO

**ESTUDO DA PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DA PARAÍBA USANDO  
ANÁLISES DE SÉRIES TEMPORAIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência e Tecnologia Ambiental, na área de Qualidade de sistemas ambientais da Universidade Estadual da Paraíba – UEPB, como requisito do programa de pós-graduação para obtenção do título de Doutor em Engenharia Ambiental e Sanitária.  
**Área de concentração:** Qualidade de sistemas ambientais

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima

**CAMPINA GRANDE – PB**

**2021**

É expressamente proibido a comercialização deste documento, tanto na forma impressa como eletrônica. Sua reprodução total ou parcial é permitida exclusivamente para fins acadêmicos e científicos, desde que na reprodução figure a identificação do autor, título, instituição e ano do trabalho.

M528e Melo, Valneil da Silva.  
Estudo da precipitação no Estado da Paraíba usando análises de séries temporais [manuscrito] / Valneil da Silva Melo. - 2022.  
122 p. : il. colorido.  
  
Digitado.  
Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia, 2022.  
"Orientação : Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima, Coordenação do Curso de Engenharia Sanitária e Ambiental - CCT."  
1. Pluviometria. 2. Variação climática. 3. Atividade solar. 4. Climatologia. I. Título  
  
21. ed. CDD 551.6

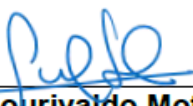
VALNELI DA SILVA MELO

**ESTUDO DA PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DA PARAÍBA USANDO  
ANÁLISES DE SÉRIES TEMPORAIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência e Tecnologia Ambiental, na área de Qualidade de sistemas ambientais da Universidade Estadual da Paraíba – UEPB, como requisito do programa de pós-graduação para obtenção do título de Doutor em Engenharia Ambiental e Sanitária.  
**Área de concentração:** Qualidade de sistemas ambientais

Aprovada em: 24/11/2021

**BANCA EXAMINADORA**



---

**Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima**  
Orientador - DF/CCT/UEPB



---

**Dra. Lígia Alves da Silva**  
Examinadora Externa - INPE



---

**Prof. Dr. Alan Prestes**  
Examinador Externo - UNIVAP



---

**Profa. Dra. Ana Roberta da Silva Paulino**  
Examinadora Interna – DF/CCT/UEPB



---

**Prof. Dr. Laércio Leal dos Santos**  
Examinador Interno –  
DESA/CCT/UEPB

A Deus, pela força e coragem durante toda a caminhada.  
Aos meus pais Walmir Marcolino e Marlene Rita (In memorian)  
Por acreditarem que um dia eu conseguiria! DEDICO

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente de todo o coração ao meu orientador Dr. Lourivaldo Mota Lima que propiciou a oportunidade da realização dessa pesquisa, sempre apontando caminhos e complementando minhas ideias. O professor Lourivaldo não foi só um orientador, foi também um grande amigo que espero levar para a vida. Sou muito grata a você!

A minha família pelo constante incentivo e por estarem sempre ao meu lado me apoiando nos momentos mais difíceis dessa caminhada.

A todos os meus professores e colegas de curso pela rica relação de ensino e aprendizagem e sobretudo de amizade.

À CAPES pela concessão da bolsa de estudo e financiamento dessa pesquisa.

*“Não foi eu que ordenei a você?  
Seja forte e corajoso!  
Não se apavore nem desanime, pois o Senhor,  
o seu Deus, estará com você por onde andar.”*

*Josué 1:9*

## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi estudar a dinâmica da variabilidade climática da precipitação do estado da Paraíba utilizando Análise multivariada, Análise descritiva, Índice de anomalia de chuva (IAC), Decomposição de modos empíricos (EMD) e Análise Espectral. Para isso, foram usados dados médios mensais de mais de 174 postos pluviométricos, entre os anos de 1910 e 2016. Para a Análise multivariada, foram utilizadas a Análise de Componentes Principais (ACP) e a Análise de Agrupamento (AA), a fim de se obter a distribuição espaço-temporal da precipitação e sua respectiva regionalização de sub regiões homogêneas. Na ACP, o índice precipitação média foi selecionado e representado no espaço e no tempo por duas componentes principais (CPs) que explicaram aproximadamente 85% da variância total da precipitação. Dessa forma, partir da Análise de agrupamento foi possível selecionar três regiões homogêneas, as quais foram denominadas de sub regiões G1, G2 e G3. Para a Análise descritiva, utilizou-se a precipitação média de cada sub região encontrada na análise de agrupamento. O IAC foi utilizado como ferramenta para comparação com os anos de ação do El Niño Oscilação Sul (ENOS) e dos respectivos índices obtidos (tanto positivos como negativos). Com isso, foi possível verificar que a ocorre uma maior correspondência entre os anos sob efeito do El niño do que sob o efeito do La niña. Ao se compararem os IAC da série com os ciclos positivos e negativos do ENOS verificou-se uma forte correspondência entre as fases quentes e frias, inclusive seus eventos extremos. Por fim, o IAC demonstrou ser uma importante ferramenta na análise da precipitação média do estado da Paraíba para a identificação dos anos úmidos, dos anos secos e dos anos normais. Na análise espectral, foi utilizada a Análise de Ondeletas com o intuito de se obter a energia associada a diferentes periodicidades ao longo do tempo em cada grupo homogêneo G1, G2 e G3. O EMD foi a técnica utilizada para separar as oscilações e tendências da série temporal de cada sub região, as três sub regiões apresentaram tendência negativa. A variabilidade interanual encontrada nas séries analisadas demonstra uma correspondência com o ciclo do ENOS e a variabilidade decadal (~11 e 22 anos) indica uma possível relação com os ciclos de manchas solares, através da modulação da posição da Zona de Convergência Intertropical, a qual se desloca mais para norte no máximo de atividade solar. Concluiu-se ainda que as ferramentas estatísticas foram de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia da região de estudo e mostraram quais possíveis eventos da variabilidade climática exercem maior influência sobre a pluviometria regional e local.

**Palavras-chave:** Variabilidade climáticas, Precipitação, Atividade solar.



## ABSTRACT

The objective of this work was to study the dynamics of the climatic variability of precipitation in the state of Paraíba using Multivariate Analysis, Descriptive Analysis, Rainfall Anomaly Index (RAI), Empirical Mode Decomposition (EMD) and Spectral Analysis. For this, monthly average data from more than 170 rainfall stations were used, obtained from 1910 to 2016. For the multivariate analysis, Principal Component Analysis (PCA) and Cluster Analysis (AA) were used in order to obtain the spatiotemporal distribution of precipitation and its respective regionalization of homogeneous sub-regions. From PCA, the mean precipitation index was selected and represented in space and time by two principal components that explained about 85% of the total precipitation variance. From the cluster analysis it was possible to select three homogeneous regions, which were called sub-regions G1, G2 and G3. For the descriptive analysis, the average precipitation of each sub-region found in the cluster analysis was used. The RAI was used as a tool, the indices obtained (both positive and negative) were compared with the years under the action of the El Niño Southern Oscillation (ENOS) phenomenon. Comparing the years under the influence of the ENSO phenomenon with the values of the RAI, it was found that there was a greater correspondence with the years under the El Niño effect than under the La Niña effect. When comparing the RAI in the series with the positive and negative cycles of ENSO, a strong correspondence was found between the hot and cold phases, including their extreme events. Finally, the RAI proved to be an important tool in the analysis of average rainfall in the state of Paraíba to identify wet years, dry years and normal years. The Wavelet Analysis was used in order to obtain the energy associated with different periodicities over time in each homogeneous group G1, G2 and G3. The EMD was the technique used to separate the oscillations and trends of the time series of each sub-region, the three sub-regions showed a negative trend. The interannual variability found in the analyzed series showed correspondence with the ENSO cycle and the decadal variability (~11 and 22 years) indicates a possible relationship with the sunspot cycles, through the modulation of the position of the Intertropical Convergence Zone, which is shifts further north at maximum solar activity. It was also concluded that the statistical tools were extremely useful for understanding the climatology of the study region and showed which possible climate variability events exert the greatest influence on regional and local rainfall.

**Keywords:** Climatic variability, Precipitation, Solar activity.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Diagrama de Maunder (diagrama borboleta) mostrando a localização das manchas solares em função do tempo e a média diária das manchas solares com a numeração dos ciclos solares .....	25
Figura 2.2: Representação das condições para anos de El Niño. ....	28
Figura 2.3: Representação gráfica de anos de La Niña. ....	29
Figura 2.4: Posição média da ZCIT (ITCZ em inglês) nos meses de julho e janeiro. ....	33
Figura 2.5: Representação esquemática das variações no tempo e espaço (plano zonal) do distúrbio relacionado à oscilação de 40-50 dias. ....	37
Figura 3.1: Classificação climática de Köppen .....	45
Figura 3.2: Altimetria da Paraíba. ....	46
Figura 3.3: Estações pluviométricas na Paraíba. ....	47
Figura 3.4: Assimetrias negativa e positiva. ....	50
Figura 3.5: Coeficiente de curtose. ....	51
Figura 3.6: Ilustração esquemática do diagrama Box-Plot. ....	52
Figura 3.7: Fluxograma do algoritmo EMD. ....	61
Figura 4.1: <i>Scree plot</i> da ACP. ....	66
Figura 4.2: Comportamento das componentes principais. ....	67
Figura 4.3: Padrões espaciais dos pesos da primeira componente principal. ....	68

Figura 4.4: Padrões espaciais dos pesos da segunda componente principal. ....	69
Figura 4.5: Regionalização da análise de agrupamento (AA) no estado da Paraíba, PB. ....	70
Figura 4.6: Precipitação média da sub região G1 no período de 1910 à 2016. ....	72
Figura 4.7: Box-plot da precipitação do grupo homogêneo 1. ....	74
Figura 4.8: Precipitação média da sub região G2 no período de 1910 a 2016. ....	75
Figura 4.9: Box-plot da precipitação do grupo homogêneo 2. ....	76
Figura 4.10: Precipitação média da sub região G3 no período de 1910 a 2016. ....	77
Figura 4.11: Box-Plot da precipitação do grupo homogêneo 3. ....	78
Figura 4.12: Índice de anomalia de chuva (IAC) x El-Niño de Oscilação Sul (ENOS). ....	79
Figura 4.13: Transformada de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a chuva mensal entre 1910 e 2016 das sub-regiões G1 (painel superior), G2 (painel central) e G3 (painel inferior). ....	82
Figura 4.14: IMFs da precipitação da sub região G1 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência. ....	84
Figura 4.15: IMFs da precipitação da sub região G2 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência. ....	87
Figura 4.16: IMFs da precipitação da sub região G3 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência. ....	90

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Classificação de índice de anomalia de chuva.....	57
Tabela 4.1: Total da variância explicada na ACP.....	65
Tabela 4.2: Estatística descritiva das sub regiões G1, G2 e G3.....	71
Tabela 4.3: Estatística de Mann-Kendall para a sub região G1.....	85
Tabela 4.4: Estatística de Mann-Kendall para a sub região G2.....	88
Tabela 4.5: Estatística de Mann-Kendall para a sub região G3.....	91

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

### SIGLAS:

AA	Análise de Agrupamento
ACP	Análise de Componentes Principais
ANA	Agência Nacional de Águas
AO	Análise de Ondeletas
ARIMA	Modelo Auto Regressivo Integrado Média Móvel
ATSM	Temperatura da superfície do mar do atlântico
CA	Coefficiente de Assimetria
CC	Coefficiente de Curtose
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CP	Componente Principal
DJF	Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro)
DME	Decomposição de modos empíricos
DNOCS	Departamento Nacional de Obras contra as Secas
DOL's	Distúrbios Ondulatórios dos Ventos Alísios
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ET	Evapotranspiração
FF	Frentes Frias
G1	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 1
G2	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 2
G3	Grupo de pontos ou localidades homogêneas 3
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDL	Interactive Data Language
IME	Índice Multivariado de El Niño
IMF	Intrinsic Mode Function
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IOS	Índice de Oscilação Sul
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Painel Intergovernmental sobre Mudanças do Clima)
IPP	Índice Padronizado de Precipitação

JJA	Inverno (Junho, Julho e Agosto)
LI	Linha de Instabilidade
LNB	Leste do Nordeste Brasileiro
MAM	Outono (Março, Abril e Maio)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OL	Ondas de Leste
OMJ	Oscilação de Madden & Julian
OMM	Organização Meteorológica Mundial
OS	Oscilação Sul
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PNM	Pressão ao Nível do Mar
RLM	Regressão Linear Múltipla
RLS	Regressão Linear Simples
ROL	Radiação de onda longa
Rz	Número de Wolf
SC	Sistemas Convectivos
SCI	Sistemas Convectivos Intensos
SEMARH	Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos
SF	Sistemas Frontais
SON	Primavera (Setembro, Outubro e Novembro)
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TF	Transformada da Fourier
TMA	Temperatura média do ar
TNA	Tropical Northern Atlantic (Atlântico Tropical Norte)
TNAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Norte
TO	Transformada em Ondeletras
TSA	Tropical Southern Atlantic (Atlântico Tropical Sul)
TSAI	Índice de anomalia da temperatura do Atlântico Tropical Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>15</b>
1.1	Objetivo geral	18
1.2	Objetivos específicos	18
1.3	Estrutura da tese	19
<b>2</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b>	<b>20</b>
2.1	Sistema Terrestre e Mudanças climáticas	20
2.2	O Sol	22
2.2.1	Clima espacial	22
2.2.2	Vento solar	23
2.2.3	Manchas solares	23
2.2.4	Observações do Sol e o Número de Manchas Solares	25
2.3	Precipitação	27
2.3.1	El Niño de Oscilação Sul (ENOS)	27
2.3.2	Sistemas meteorológicos precipitantes que atuam no estado da Paraíba	31
2.4	Climatologia do Nordeste	39
2.4.1	Climatologia na Paraíba	40
2.5	Métodos Estatísticos Aplicados à Climatologia	41
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>44</b>
3.1	Área de estudo	44
3.2	Clima e relevo	44
3.3	Dados	46
3.4	Preenchimento de dados faltantes	47
3.4.1	Regressão Linear Simples (RLS) ou regressão Linear Múltipla (RLM)	48
3.5	Métodos estatísticos	49
3.5.1	Análise descritiva	49
3.5.2	Análise de componentes principais (ACP)	52
3.5.3	Análise de agrupamento (AA)	54

<b>3.6</b>	<b>Índice de anomalia de chuva (IAC)</b> .....	<b>55</b>
<b>3.7</b>	<b>Transformada de ondeletas (TO) ou Análise em ondeletas (AO)</b> .....	<b>57</b>
<b>3.8</b>	<b>Método de decomposição</b> .....	<b>59</b>
3.8.1	Funções de Modo Intrínseco (IMF - <i>Intrinsic Mode Function</i> ).....	60
3.8.2	Decomposição de modos empíricos (EMD - <i>Empirical Mode Decomposition</i> ).....	60
<b>3.9</b>	<b>Teste Mann Kendall</b> .....	<b>62</b>
<b>3.10</b>	<b>Modelo Auto Regressivo Integrado Média Móvel [ARIMA (p,d,q)]</b> .....	<b>63</b>
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>64</b>
<b>4.1</b>	<b>Análise climática usando Análise de Componentes Principais (ACP)</b> .....	<b>64</b>
<b>4.2</b>	<b>Delimitação de sub-regiões pluviometricamente homogêneas</b> .....	<b>69</b>
<b>4.3</b>	<b>Índice de Anomalia de Chuva (IAC)</b> .....	<b>78</b>
<b>4.4</b>	<b>Análises de ondeletas</b> .....	<b>81</b>
<b>4.5</b>	<b>Decomposição em modos empíricos</b> .....	<b>82</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO</b> .....	<b>93</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>95</b>
	<b>ANEXO A - DADOS MÉDIOS DE SUB-REGIÕES</b> .....	<b>115</b>



## 1 INTRODUÇÃO

O planeta Terra teve sua origem há mais de 4,5 bilhões de anos, e desde então está em constante desenvolvimento e sofre com incontáveis alterações climáticas. A relação sociedade e natureza vem passando por evoluções, contudo os estudos sobre os cenários futuros climáticos apontam para a intensificação do aquecimento global. Uma das problemáticas oriundas desse fenômeno é a mudança nos padrões de precipitação, resultando em maior número de ocorrência de desastres naturais.

De acordo com o relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2019), os efeitos das mudanças climáticas são sentidos em todas as esferas do Planeta e seus impactos já são visíveis sobre os ecossistemas naturais, agricultura e recursos hídricos, nas escala global, regional e local, apesar da atividade humana ser reconhecida como o principal agente causador destas mudanças, o papel relativo as diferentes forçantes ainda não é bem compreendido. Isto ocorre porque existem grandes incertezas sobre a evolução dos forçantes naturais, tais como, a atividade solar e vulcânica. Além disso, os diversos elementos que compõem o sistema acoplado oceano-atmosfera respondem de maneira diferenciada aos forçantes.

Desta forma, o sistema climático terrestre é influenciado por uma complexa combinação de fatores, que envolvem desde a dinâmica até a composição química atmosférica. As suas variações são determinadas por muitas interações complexas entre a própria atmosfera e os oceanos, a criosfera e a biosfera (DA SILVA, 2010).

As regiões semiáridas e áridas são as mais vulneráveis aos impactos das mudanças do clima, uma vez que, a área que já é carente em recursos hídricos, tende para uma diminuição do regime de chuvas. Dessa forma, faz-se necessário compreender os problemas decorrentes das mudanças do clima e seus possíveis impactos e, então empreender ações de adaptação e mitigação.

A sociedade humana é extremamente dependente do clima de uma determinada região, tendo suas características socioeconômicas moldadas e adaptadas aos diferentes padrões mensais e sazonais das variáveis meteorológicas. Qualquer mudança destes padrões climáticos, assim como nos principais processos físicos envolvidos neste complexo sistema, acarretam modificações no equilíbrio do meio ambiente (CAMARGO et al. 2016).

Desde o surgimento do termo “mudança climática”, diversos autores veem propondo diferentes índices e metodologias para a detecção e um melhor entendimento das variações climáticas, a fim de que esses índices e padrões, pudessem ser utilizados para identificar as tendências de mudanças climáticas em regiões com qualquer tipo de clima. Os reflexos das

mudanças climáticas são visíveis em várias partes do Planeta a exemplo do que vem acontecendo com os recursos hídricos. Alterações na dinâmica global da temperatura média do ar e das precipitações pluviométricas afetam a quantidade e, conseqüentemente, na qualidade desse recurso vital para sobrevivência humana (MA et al. 2018).

Santos et al. (2016) acrescentam que os impactos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos são sentidos tanto na oferta quanto na demanda. De acordo com alguns pesquisadores, alterações na dinâmica da precipitação pluviométrica vêm provocando variações na distribuição temporal dos recursos hídricos, proporcionando aumento na procura por este recurso em algumas áreas (conflitos) e disponibilidade além da demanda em outras.

No Brasil, algumas dessas alterações também estão ocorrendo devido as mudanças nos regimes de precipitação. A região norte sofreu com uma das piores cheias da história (CAMPOS et al. 2013), enquanto que o Sudeste enfrenta com dificuldades uma crise hídrica. Murumkar e Arya (2014) destacam que a precipitação é um dos principais indicadores nos estudos de impacto de mudanças climáticas, salientando a sua importância frente a gestão dos recursos hídricos. Observa-se atualmente a crescente publicação de trabalhos que buscam identificar e quantificar a ocorrência de anomalias da precipitação em variados países. Esses estudos podem ser efetuados através de diversos índices meteorológicos, os quais são essenciais para a análise de situações extremas ocorridas no passado e no monitoramento de situações em tempo real, permitindo análises comparativas, sejam elas temporais ou espaciais (ARAÚJO, 2009).

A mudança climática impacta direta ou indiretamente as atividades humanas. Dentre os tipos de variabilidades existem a variabilidade natural e a antropogênica, sendo a primeira relacionada às mudanças intrínsecas ao sistema climático e a outra atribuída às mudanças ocasionadas pelo homem. Desta forma, o entendimento da mudança natural torna-se importante para aprimorar a previsibilidade climática, assim como entender as diferentes interações entre a atmosfera e o sistema climático como um todo.

As alterações do clima e do uso da terra são fatores-chave que podem modificar os regimes de fluxo e a disponibilidade de água; desde o Século XX, acredita-se que a variabilidade climática tenha conduzido a mudanças nos padrões de precipitação global, alterando assim o ciclo global da água e resultando na redistribuição temporal e espacial das vazões (YIN et al. 2017). Considerando o cenário de mudanças climáticas evidentes, cujas projeções indicam aumento de temperatura e precipitação pluvial em algumas regiões e diminuição em outras. Assim, na tentativa de alertar e amenizar os impactos causados pelas mudanças ao meio ambiente e, conseqüentemente, a vida humana, vem-se observando o

aumento do interesse em estudos de tendência dos comportamentos da temperatura e precipitação em diversas regiões do mundo.

Berlato e Cordeiro (2017) fizeram uma revisão de diversas publicações científicas, que tratam de tendências climáticas, no Estado do Rio Grande do Sul, por meio de análise de dados de precipitação pluvial, temperatura do ar, umidade do ar, insolação, nebulosidade, entre outros. Os autores concluíram que houve confluência dos resultados encontrados, indicando um quadro de aumento na temperatura mínima e de aumento das precipitações entre 20 e 50 mm no Estado.

A análise da tendência de séries históricas de precipitação é uma das maneiras de se determinar a ocorrência de mudança climática local, possibilitando a avaliação de suas consequências sobre as bacias hidrográficas e, conseqüentemente, sobre a sociedade. Em regiões como o Nordeste do Brasil, principalmente no Semiárido, a precipitação é uma variável determinante das condições do clima local, bem como da sua variabilidade e mudança em longo prazo (SANTOS et al. 2009).

O Estado da Paraíba é suscetível a mudanças climáticas devido à alta variabilidade espaço-temporal da precipitação, proporcionando eventos de secas como também de precipitação intensa fazendo-se a necessidade de pesquisas onde se possa determinar uma climatologia mais precisa sobre esses determinados eventos.

É geralmente aceito que o sistema climático é um sistema não linear altamente complexo e a maioria das variações de longo prazo, como temperatura e precipitação, exibem processos complexos não-lineares e não-estacionários, acompanhado por várias oscilações periódicas ou escalas de tempo. A análise de tais sinais climáticos variáveis no tempo não é um processo fácil e requer decomposição do processo em componentes individuais para analisar cada componente separadamente.

O EMD (do inglês *Empirical Mode Decomposition*) que foi proposto por Huang et al. (1998), tem sido estudado como um método eficaz para sinais não estacionários, baseando-se na decomposição dos sinais. Primeiramente, foi utilizado no estudo de ondas do oceano (HUANG et al. 1998), depois para sinais biomédicos (MCGONIGLE et al. 2010; McKeown et al. 2005; PACHORI, 2008) e vem sendo utilizado em muitas outras áreas, tais como financeira (HUANG et al. 2013), reconhecimento da íris (Chang et al. 2009) e para dados sísmicos (FERREIRA et al. 2013).

Dado o vasto campo de estudo que o método pode ser empregado, propõe-se um estudo mais aprofundado dos dados de precipitação do estado da Paraíba, com o objetivo de associar

as componentes obtidas através do uso desse método de decomposição (EMD) com fenômenos tais como os ENOS (El Niño Oscilação Sul) e os ciclos solares.

Pretende-se associar as componentes encontradas pelo método EMD aos fenômenos meteorológicos, também será investigado como as oscilações e a tendência influenciam o clima e o comportamento pluviométrico da região, objetiva-se ainda verificar os eventos extremos ocorridos no período estudado. Além do método EMD também serão utilizados outros métodos estatísticos para complementar as análises como análise de componentes principais (ACP), análise de agrupamento (AA), função de distribuição de probabilidade (FDP), teste de Mann-Kendall e Wavelet.

### **1.1 Objetivo geral**

Esta pesquisa teve como objetivo identificar, caracterizar e associar os componentes de longo prazo aos fenômenos meteorológicos usando as componentes isoladas pelo método Decomposição de Modo Empírico - EMD (*Empirical Mode Decomposition*) e através do método verificar oscilações e tendências nos dados de precipitação do estado da Paraíba.

### **1.2 Objetivos específicos**

Para alcançar o objetivo geral desta pesquisa, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- Realizar a estatística descritiva a partir dos dados de mais de 174 estações pluviométricas, no período de 1910 a 2016, utilizando as escalas de análise mensal, anual e interanual.
- Representar espacialmente os dados obtidos, por meio de mapas e gráficos.
- Analisar anos padrões de precipitação para observar a variabilidade pluviométrica.
- Aplicar análise de agrupamento nos dados de precipitação das estações pluviométricas na Paraíba para identificar as regiões homogêneas.
- Construir mapas e gráficos de tendência da precipitação pluviométrica dessas regiões;
- Identificar pontos de mudança no comportamento climático durante o período de estudo;
- Identificar a anomalia da precipitação observada em relação à média nos anos de ocorrência de El Niño e La Niña;
- Aplicar teste estatístico para estimar eventos extremos, a existência ou não de tendência nas séries de precipitação no Estado da Paraíba;
- Comparar os resultados das oscilações obtidas com as análises com fenômenos meteorológicos e com o ciclo solar.

### **1.3 Estrutura da tese**

A tese está estruturada em cinco capítulos dispostos conforme apresentado a seguir:

No primeiro capítulo está a introdução, que apresenta o tema, a hipótese, justificativa da pesquisa e os objetivos gerais e específicos.

No segundo capítulo encontra-se a fundamentação teórica, onde é feita a conceituação científica da pesquisa, abordando os conceitos e discussões acadêmicas sobre os índices de extremos climáticos; método de cálculo dos índices de extremos climáticos; influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no comportamento da precipitação pluviométrica; índice de anomalia de chuva; considerações sobre mudanças e variabilidade do clima; modelos globais e regionais dos cenários futuros climáticos; impactos da variabilidade climática nos recursos hídricos.

No terceiro capítulo estão descritos os materiais e métodos utilizados na pesquisa, com a delimitação e caracterização da área de estudo, classificação climática, características físicas e os procedimentos metodológicos utilizados para a concretização de cada objetivo e obtenção dos resultados.

No quarto capítulo estão apresentados os resultados obtidos no decorrer da investigação, tendo como instrumento as análises dos índices climáticos, índices de anomalia de chuva, análise dos cenários climáticos e a discussão sobre cada um deles, simultaneamente.

No quinto capítulo estão as conclusões da pesquisa, apresentando as principais considerações acerca dos resultados obtidos. Em seguida são apresentadas as referências bibliográficas utilizadas para a construção da tese, incluindo artigos científicos, teses, dissertações, livros, websites e demais fontes de informações científico-acadêmicas. Por fim são apresentados os apêndices e anexos.

## 2 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo encontra-se a conceituação que delimita o campo teórico da pesquisa, auxiliado por conceitos de mudanças climáticas. Introduz sobre mudanças e variabilidades do clima; modelos globais e regionais dos cenários futuros climáticos; impactos da variabilidade climática nos recursos hídricos; influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no comportamento da precipitação pluviométrica; índices de extremos climáticos de precipitação pluviométrica; cálculo dos índices de extremos climáticos; índice de anomalia de chuva.

### 2.1 Sistema Terrestre e Mudanças climáticas

O sistema climático terrestre é altamente complexo, constituído por cinco grandes componentes: atmosfera, hidrosfera, criosfera, litosfera e biosfera. Embora essas componentes naturais sejam muito diferentes em sua composição, propriedades físicas, estrutura e comportamento, elas são ligadas por fluxos de massa, energia e momento, havendo constantes interações entre elas. A atmosfera é a componente essencial da vida na Terra, determinante chave de seu clima, e é nela que ocorrem as principais trocas e processos entre as partes. Composta por gases, aerossóis e nuvens, a atmosfera tem como papel principal controlar a quantidade de energia radiante que adentra ao sistema e que é emitida de volta para o espaço. Através desse balanço radiativo é que ocorrem os outros processos de interação, formando assim a dinâmica do planeta (MARENGO et al. 2018).

As componentes do sistema climático podem, com o tempo, sofrer variações decorrentes de sua própria dinâmica interna ou por forçantes naturais e antropogênicas externas a ele. Essas perturbações são percebidas através de alterações no valor médio do clima e/ou na variabilidade de elementos, como precipitação, intensidade do vento, temperatura, entre outros, em uma dada região ou mesmo no planeta como um todo. Essa mudança climática, assim como se denomina, deve persistir por um longo período, geralmente superior a diversas décadas (MOSS et al. 2010).

O interesse mais amplo sobre conhecimentos relacionados a mudanças climáticas vem sendo despertado desde a década de 1980. O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*), foi estabelecido em 1988 e compõe uma ampla rede de cientistas destinados à avaliação do conhecimento científico sobre mudanças climáticas e sua ligação com a sociedade humana.

Vale ressaltar que as mudanças climáticas não devem ser consideradas causa de todos os eventos extremos, principalmente os isolados, uma vez que estes também ocorrem de forma natural e podem ser causados por uma combinação de fatores. Assim, faz-se necessário

investigar a recorrência histórica desses eventos e as regiões atingidas, para associar a possível relação de causa e efeito.

Conforme definição do IPCC (2014), uma variabilidade climática refere-se a flutuações no estado médio e outras estatísticas, tais como o desvio padrão, os extremos ou ainda a forma da distribuição de frequência de determinados elementos climáticos em todas as escalas espaciais e temporais, além de eventos climáticos individuais.

A sociedade humana é extremamente dependente do clima de uma determinada região, tendo suas características socioeconômicas moldadas e adaptadas aos diferentes padrões mensais e sazonais das variáveis meteorológicas. Qualquer mudança destes padrões climáticos, assim como nos principais processos físicos envolvidos neste complexo sistema, acarretam modificações ao equilíbrio do meio ambiente (CAMARGO et al. 2011).

Segundo Barry e Chorley (2013), mesmo quando os sinais do clima são reais é difícil atribuí-los a causas únicas, devido à complexidade do sistema climático, pois este se configura por uma rede de interações entre seus diversos componentes, em uma variedade de escalas espaciais e temporais.

A variabilidade climática e os seus impactos sempre estiveram presentes na história da humanidade e nos últimos anos vem deixando o mundo em alerta e desafiando os pesquisadores a desvendar as rápidas e severas mudanças do clima no mundo (KOBAYAMA et al. 2011). Visando entender como as variabilidades climáticas estão modificando os elementos meteorológicos, estudos têm apresentado indicações de mudanças na temperatura e na precipitação (BIGGS e ATKINSON, 2011). As alterações desses fatores estariam mudando a variabilidade de elementos meteorológicos. A identificação de tendências dos dados de clima pode ser utilizada para essa compreensão (SOME'E et al. 2012).

O Brasil, por ser um país que possui um amplo território, apresenta climas diversificados em suas regiões. Uma das regiões de interesse de estudo, em parte, devido a sua vulnerabilidade socioeconômica relacionada ao clima, é o Nordeste brasileiro (NEB), que apesar de sua localização, não apresenta uma distribuição de chuvas típicas das áreas equatoriais, mas possui três tipos de climas identificados por Marengo et al. (2014).

O Nordeste do Brasil (NEB) é conhecido pela sua alta variabilidade climática, com temperaturas elevadas, acima dos 24°C, e chuvas irregulares que variam de 280 mm/ano a mais de 2.000 mm/ano, dependendo de sua localização (ALVARES et al. 2013 e OLIVEIRA et al. 2016). No NEB encontra-se a maior área caracterizada como semiárida, onde a irregularidade espaço-temporal das chuvas e as altas taxas evaporativas provocam a escassez de água para a

população e agricultura (SANTOS et al. 2017). Neste sentido, estudos sobre eventos extremos de precipitação para esta região são relevantes, devido suas características climáticas.

Quanto ao ciclo de precipitação e sua variabilidade, a região Nordeste do Brasil sempre sofreu com períodos severos de estiagem. A escala espacial e temporal de chuva nessa região está relacionada com a variação na circulação atmosférica de grande escala e na interação oceano-atmosfera nos Oceanos Atlântico e Pacífico. Um fenômeno que causa grande impacto não só no Nordeste, como em outras regiões do Brasil e do mundo, é o ENSO (WANG et al. 2016).

A fase positiva deste fenômeno, chamada de El Niño, provoca altas temperaturas e chuvas na costa oeste da América do Sul e, no Brasil, altas temperaturas na região Sudeste, chuvas intensas no Sul e altas temperaturas e tempo seco no Nordeste. Já a fase negativa, denominada La Niña, também reflete nas condições de tempo de diversas regiões do mundo, trazendo frio para o Sudeste, tempo seco no Sul e chuvas no Nordeste (FEDOROVA; CARVALHO, 2000 e GRIMM, 2003, 2004; KOUSKY e CAVALCANTI, 1984 e SHIMIZU et al. 2017).

## **2.2 O Sol**

Sol é a principal fonte de energia disponível aos processos naturais ocorrentes na Terra. A produção de energia pelo Sol é um fator considerado praticamente constante na escala de tempo terrestre. Entretanto a energia que alcança a superfície varia sazonalmente, permitindo assim que um mesmo local receba durante o ano quantidades diferentes de energia solar (KARAKOTI et al. 2011 e SOUZA et al. 2011).

As interações termosfera-ionosfera bem como as interações mesosfera-ionosfera ou mesosfera-troposfera, são fortemente relacionadas às ondas de marés atmosféricas. Recentemente as atenções têm se voltado para as interações troposfera-ionosfera/termosfera, que possuem um grande potencial de aplicações na compreensão de fenômenos climáticos (OLIVEIRA JÚNIOR; SARAIVA, 2014). As interações estão relacionadas de um lado pela atividade solar, e de outro, pela dinâmica da própria troposfera, devido a sua capacidade de suportar a propagação de ondas mecânicas dos mais diversos comprimentos de onda.

### **2.2.1 Clima espacial**

Nos últimos anos cresceram de forma significativa, estudos relacionados com um tema de grande interesse nacional e, principalmente internacional, relacionado com o clima espacial. O clima espacial se refere as várias atividades solares, tais como manchas solares e explosões solares, e os efeitos que elas podem provocar na Terra, bem como no clima e nas mudanças climáticas. De uma forma mais ampla, o clima espacial envolve além de atividades solares, bem



como a sua influência na Terra, conceitos sobre vento solar, magnetosfera, meio interplanetário, plasmosfera, ionosfera, etc. Em suma, todos esses conceitos e regiões englobam o sistema Sol-Terra (PEREIRA; CAMARGO, 2013 e SANTOS; BRITO, 2007).

A relação Sol-Terra refere-se à influência do Sol no ambiente terrestre. De maneira geral, essa influência se apoia na ejeção de partículas e radiação oriundas da atividade solar no espaço próximo à Terra (SILVA, 2006).

### **2.2.2 Vento solar**

É um fluxo contínuo de partículas supersônicas oriundas do sol e que varre todo o sistema solar. O vento solar pode ser entendido como uma fonte de plasma que preenche o meio interplanetário. Essa fonte de plasma não é sentida na superfície terrestre, pois a densidade é muito baixa, contudo, suas partículas eletricamente carregadas afetam o campo magnético da Terra e a ionosfera em especial nas tempestades solares. Essas são perturbações solares causadas pelo aumento dos parâmetros do vento solar (densidade e velocidade), que podem ocorrer devido às explosões solares (*solar flares*), corrente de vento solar de alta velocidade solar (*HSS - High Speed Stream*) provenientes de buracos na corona (*coronal holes*) e desaparecimentos súbitos de filamentos (*SDF - Sudden Disappearing Filaments*) (MATSUOKA et al. 2006, 2009).

Nas tempestades solares a radiação e as partículas alcançam a Terra em proporções e concentrações que gerando os fenômenos chamados de tempestades ionosféricas (mudanças drásticas da ionosfera) e tempestades geomagnéticas (mudanças drásticas do campo geomagnético).

### **2.2.3 Manchas solares**

As manchas solares ocorrem na “superfície do Sol”, a Fotosfera, camada visível do nosso astro central, que possui uma temperatura de emissão de aproximadamente 5780 K. O centro de uma mancha solar típica tem uma temperatura de emissão em torno de 1700 K mais fria que a média da fotosfera, tal que a emissão de energia é apenas aproximadamente 25% da média. A escuridão dessas manchas é produzida por uma interrupção do fluxo de energia em direção normal e para fora do disco solar devido as fortes perturbações do campo magnético. Essas manchas têm características transientes e de escala cuja extensão é de poucas centenas a dezenas de milhares de quilômetros, e seu tempo de existência varia de um ou dois dias, a vários meses, possuindo um tempo médio de uma ou duas semanas. A área do disco visível que é coberta por mancha corresponde de 0 a 0,1%. As manchas solares escuras são acompanhadas por regiões brilhantes chamadas *flares* (LIMA, 2017).

Dependendo das condições atmosféricas (névoa, poeira) é possível observar uma mancha solar a olho nu. Vaquero (2007) revisa evidências históricas sobre o número e posição das manchas e afirma existirem diversos registros antigos de observações e relatos medievais a respeito de trânsitos planetários que na realidade eram manchas solares. A primeira observação conhecida de uma mancha solar, usando uma câmera escura, foi realizada por Kepler em 1607. Galileu Galilei foi um dos primeiros a catalogar essas manchas, mas sua relevância se deu quando Heinrich Schwabe descobriu que estas desapareciam e ressurgiam com uma variação regular em número. Rudolf Wolf realizou os primeiros cálculos para a determinação diária do número relativo de manchas e introduziu o “número de Wolf” representado por Rz.

O número de Wolf é o indicador mais conhecido do ciclo solar, serve para minimizar erros de observação e uniformizar os valores obtidos em locais diferentes. É calculado por contagem do número total de manchas e pelo número de grupos tendo a seguinte expressão matemática:

$$Rz = K (10 g + f)$$

Sendo Rz o número de Wolf, g o número de grupos de manchas, f o número total de manchas e K o fator instrumental ou de redução. O valor para K depende do instrumento utilizado, do "olhar" e da percepção do observador tendo um valor de 0,6 a 1. Normalmente se utiliza o valor 1 e, uma vez que o número de Wolf é proporcional ao valor calculado, o erro é sempre o mesmo e por isso não interfere nas conclusões (FRIEDLI, 2016).

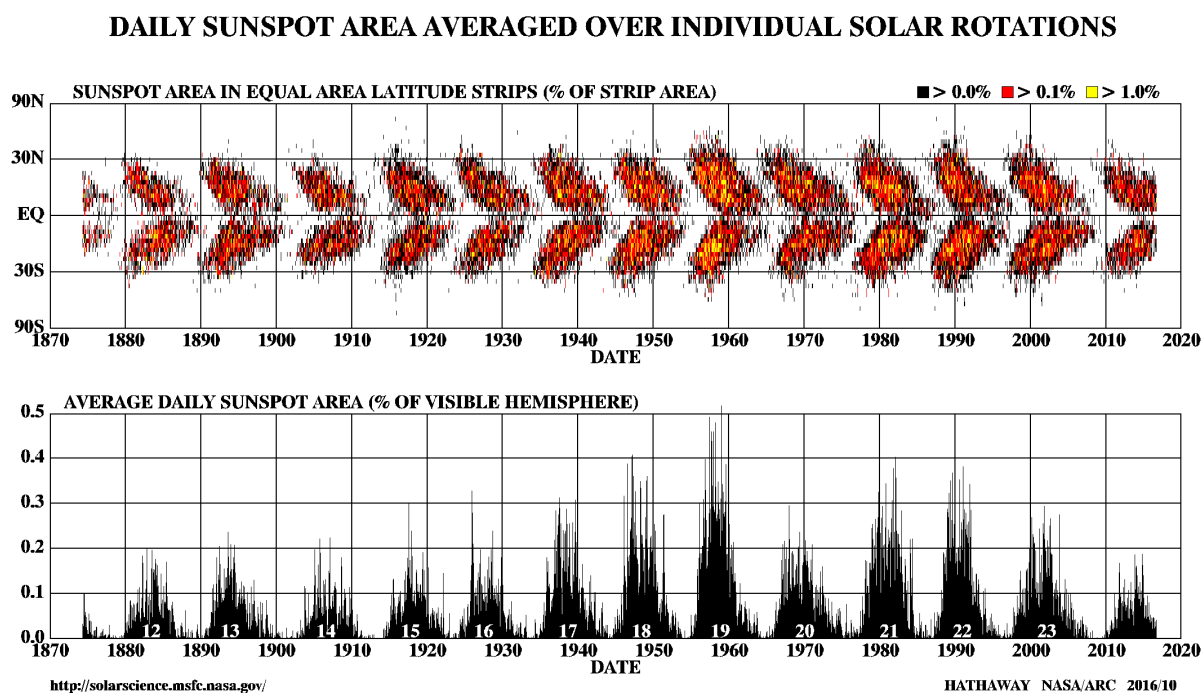
Pelo fato de cada grupo possuir uma média de 10 manchas foi introduzido esse fator na expressão. O número de Wolf revelou que o ciclo das manchas se ajustava melhor a um período médio próximo de onze anos. Uma característica é que o tempo de aumento do mínimo para o máximo de manchas é aproximadamente 4,6 anos e o tempo de declínio, para o mínimo novamente, é de aproximadamente 6,4 anos (RODRIGUES, 2000), com a assimetria temporal entre a fase ascendente e a descendente sendo maior quanto maior o máximo. De 1749 até 2017 a média mensal do número total diário de manchas solares variou de zero a 398,2, conforme os dados disponíveis pelo Royal Observatory of Belgium.

Em janeiro de 1849, Wolf iniciou um programa de observação sistemática com determinações diárias do número de grupos de manchas solares e pontos individuais (FRIEDLI, 2016). Wolf recalculou e adicionou a sua série de dados, observações realizadas por outros observadores desde 1749.

De acordo com Rodrigues (2000), Wolf iniciou a contagem dos ciclos em 1755, quando utilizou o cálculo do valor médio e convencionou que o período entre 1755 a 1766 seria o "ciclo

1", todos os ciclos subsequentes foram numerados consecutivamente depois disso. A Figura 2.1 mostra a migração das manchas de latitudes maiores para latitudes menores, o que constitui o padrão denominado lei de Sporer, representado pelo diagrama de borboleta de Maunder.

**Figura 2.1:** Diagrama de Maunder (diagrama borboleta) mostrando a localização das manchas solares em função do tempo e a média diária das manchas solares com a numeração dos ciclos solares



**Fonte:** NASA, Marshall Space Flight Center < <https://solarscience.msfc.nasa.gov/SunspotCycle.shtml>>

#### 2.2.4 Observações do Sol e o Número de Manchas Solares

A observação e contabilização das manchas solares ao longo dos anos levaram os cientistas a saber que o surgimento e desaparecimento dessas manchas dependem do comportamento do Sol, conhecido pela expressão “atividade solar”.

Através de análises estatísticas do número de manchas solares por ano e cálculo de variância (energia), diversos autores confirmam que o ciclo de Schwabe, com período de aproximadamente onze anos, é a principal variação solar. O ciclo de Hale possui um período de aproximadamente 22 anos, equivalente a dois ciclos de Schwabe. Bolzan (2004) observou períodos menores que onze anos, particularmente um período ocorrendo entre 4 a 8 anos. Existem indicações recentes, a partir do número de manchas solares e de dados climáticos, sobre um período em torno de 5,5 anos da atividade solar, conhecido como segundo harmônico do ciclo solar de onze anos (RIGOZO; NORDEMANN, 2000).

Embora a maneira como isso acontece ainda não esteja completamente clara, acredita-se que esses fenômenos influenciam o comportamento climático da Terra, afetando, por exemplo, a quantidade de chuvas, bem como a temperatura média da superfície da Terra.

O ciclo de Gleissberg é particularmente intrigante porque, por um lado, há indícios de tais mudanças no registro histórico e, por outro lado, o período é tão longo que tem sido difícil acumular dados adequadamente para testar essa variação (FEYNMAN; FOUGERE, 1984). Schöve (1955) usou registros históricos desde o ano 300 d.C, das observações das manchas solares e da atividade auroral, para estimar as magnitudes e os anos em que ocorreram o máximo do número de manchas solares. Separadamente ao ciclo médio de onze anos, ele identificou um ciclo de 78 anos (ciclo de Gleissberg) e um ciclo de 200 anos para a atividade auroral.

Existem diversos pesquisadores fazendo previsões sobre os próximos ciclos solares (AHLUWALIA, 2016; JANARDHAN et al. 2016 e SHEPHERD et al. 2014). Segundo Pesnell (2016) previsões baseadas apenas nas estatísticas do número de manchas solares são inadequadas para prever o próximo máximo solar e, de acordo com Jiang et al. (2015), realizar alguma previsão sensível do próximo ciclo solar é praticamente impossível, enquanto a amplitude dos campos polares do Sol não for estabelecida em torno do mínimo solar. Pesnell (2016) indica o artigo de Shepherd et al. (2014) os quais preveem que a atividade solar estará sistematicamente decrescendo nos ciclos 24-26, possivelmente levando à ausência de manchas solares durante uma ou duas décadas, semelhante ao registrado durante o Mínimo de Maunder, no período medieval.

As pequenas mudanças na intensidade do brilho solar podem provocar grandes impactos no clima da Terra. Para compreender melhor essas mudanças são necessárias que se realizem pesquisas mais direcionadas nesse campo. Os estudos são fundamentais, pois desde a formulação do conceito do ciclo solar regular de onze anos pouco se tinha conhecimento de alterações da atividade solar até que pesquisas começaram a identificar variações do raio solar bem como uma modulação em seu período de rotação (SIGISMONDI, 2011). Posteriormente, foram também identificados períodos de atividades solares mais longos (DAL POZ et al. 2008).

Muitos forçantes podem ter participação efetiva na composição e na alteração do clima na Terra. A variação da energia do Sol interceptada pela Terra tem atuação direta sobre os ciclos climáticos, em parte devido à forma com que esta energia se distribui sobre a superfície da Terra (FRIIS-CHRISTENSEN, 2000).

A ligação entre os ciclos solares e os eventos climáticos na Terra é um assunto que desperta muito interesse. Essas relações já foram levantadas, como o Mínimo de Maunder e as

baixas temperaturas registradas na Europa (SHINDELL et al. 2001) e as temperaturas, até 3°C mais baixas que a média, registradas no Japão no mesmo período (MURAKI et al. 2011). Apesar dessas evidências históricas e também por haver tantos relatos em artigos científicos, ainda há uma lacuna a ser preenchida que se refere ao mecanismo de atuação Sol-Clima (MARQUES, 2010).

Os fenômenos climáticos: oceanos mais quentes, maior quantidade de chuvas tropicais, menos nuvens subtropicais, circulação mais intensa de ventos, parecem estar relativamente associados ao ciclo de atividade solar de 11 anos, que provoca marés e refluxos em regiões de manchas solares, resultando em variações na emissão total da radiação solar (GUERREIRO et al. 2013).

A atividade solar tem influência sobre a distribuição dos campos magnéticos e partículas carregadas no meio interplanetário e tem importantes consequências no estado físico da atmosfera superior da Terra e para a atividade geomagnética (GRAY et al. 2010 e PRIEST, 1987).

### **2.3 Precipitação**

Os mecanismos dinâmicos que produzem chuvas no NEB podem ser classificados como mecanismos de grande escala, responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação observada, dependendo do local e mecanismos de meso e microescalas, que completam os totais observados. Dentre os mecanismos de grande escala, destacam-se os Sistemas Frontais (SF) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Perturbações ondulatórias no campo dos ventos alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem os fenômenos da microescala (ALBUQUERQUE et al. 2011).

#### **2.3.1 El Niño de Oscilação Sul (ENOS)**

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno que ocorre na região do Oceano Pacífico Equatorial e que afeta o tempo e o clima em diversos locais do Globo Terrestre (ALMEIDA, 2014).

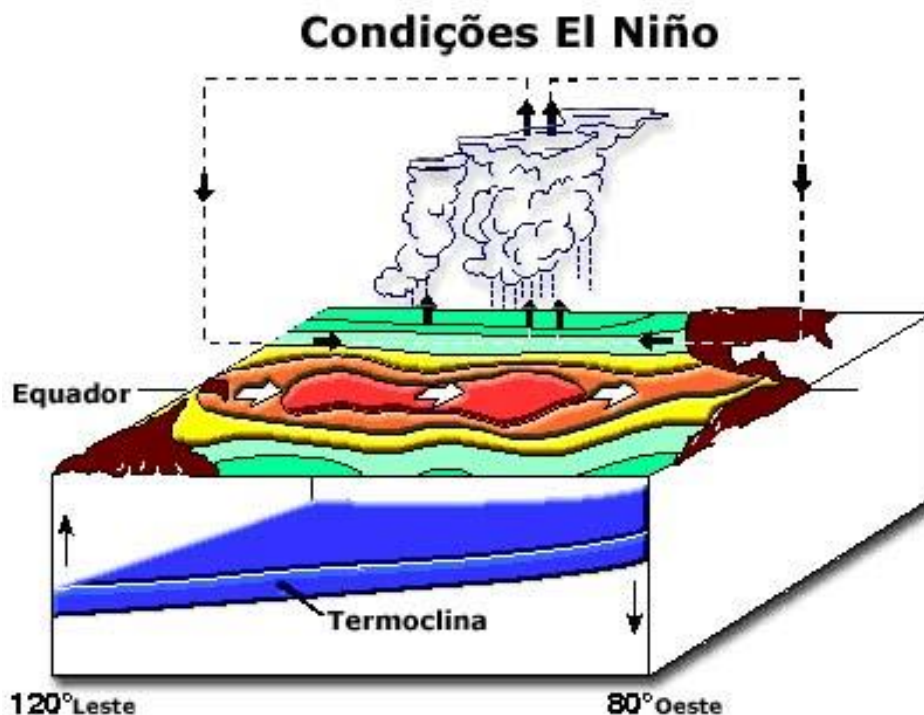
O ENOS é constituído de dois componentes, um oceânico e outro atmosférico. O componente oceânico é caracterizado por anomalias da temperatura das águas da superfície do Oceano Pacífico Equatorial junto à costa oeste da América do Sul e é atualmente monitorado através da Temperatura da Superfície do Mar (TSM). O componente atmosférico também conhecido como Oscilação Sul (OS) foi registrado na década de 1920, pelo matemático Sir Walker, que expressa a correlação inversa existente entre a pressão atmosférica nos

extremos leste e oeste do Oceano Pacífico. Quando a pressão é alta a leste usualmente é baixa a oeste e vice e versa. O Índice de Oscilação Sul (IOS) é utilizado no monitoramento do componente atmosférico e é caracterizado por anomalias de pressão atmosférica na região de Darwin, norte da Austrália e do Taiti, na Polinésia Francesa (GLANDZ, 2001 e PHILANDER, 1990).

O fenômeno ENOS apresenta duas fases, a fase quente/positiva e a fase fria/negativa. A fase quente ou fase positiva do ENOS é chamada de El Niño que se caracteriza por um aquecimento das águas simultaneamente com a diminuição da pressão atmosférica no Pacífico Leste. A fase fria ou fase negativa, chamada de La Niña, é quando ocorre um resfriamento das águas e um aumento na pressão atmosférica na região leste do Pacífico (BERLATO; CORDEIRO, 2017; GRIMM, 2003 e WANG et al. 2016).

Em condições de El Niño (Figura 2.2) os ventos alísios enfraquecem, podendo até mesmo inverter de sentido, passando a ser oriundo de oeste, isso diminui o acúmulo de água quente no Pacífico Oeste. Diminui as diferenças de temperatura e de pressão atmosférica entre leste e oeste, o que reduz ainda mais os ventos alísios. As mudanças na TSM modificam a circulação atmosférica tropical. A Célula de Circulação Equatorial de Walker enfraquece e em casos de eventos fortes de El Niño pode desaparecer (VAROTSOS et al. 2016).

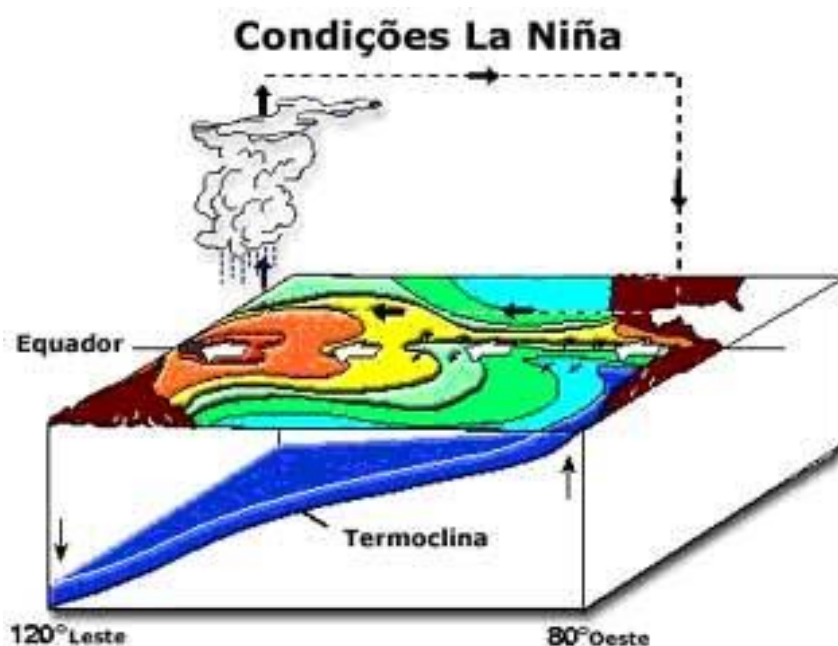
**Figura 2.2:** Representação das condições para anos de El Niño.



**Fonte:** CPTEC/INPE

Em condições de La Niña (Figura 2.3) há um fortalecimento das condições normais do oceano e da atmosfera na região tropical do Oceano Pacífico. A Célula de Circulação Equatorial de Walker se intensifica, os ventos alísios sopram com mais intensidade, causando aumento no carregamento de águas quentes para oeste. As diferenças de temperatura entre leste e oeste tendem a se acentuar, o que, por sua vez, causam a intensificação dos ventos alísios (VAROTSOS et al. 2016).

**Figura 2.3:** Representação gráfica de anos de La Niña.



**Fonte:** CPTEC/INPE

O fenômeno ENOS (El Niño-Oscilação Sul) exerce marcante influência sobre a variabilidade climática em diferentes regiões do Brasil e os impactos sobre os regimes pluviométricos são os mais conhecidos. Da Silva et al. (2012) mostram que o El Niño exerce influência nas chuvas do Nordeste do Brasil, considerando o mesmo ano de ocorrência do fenômeno e até dois anos depois. Há uma diminuição das precipitações na região e, segundo os autores, não existem correlações do fenômeno com as chuvas ocorridas no litoral.

O ciclo solar de onze anos e o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) são fenômenos quase periódicos, com períodos de 9-12 e 3-7 anos, respectivamente. Stager et al. (2007) identificaram que periodicidades de aproximadamente onze anos também ocorrem no sistema ENOS, que possui o dobro de frequência média de ocorrência que o ciclo solar. O ENOS é o sinal mais forte da variação climática interanual do sistema atmosfera-mar, pode afetar os padrões climáticos em todo o mundo, influenciando sistemas de alta e baixa pressão, ventos e precipitação (WOLTER; TIMLIN, 2011).

Esse acompanhado de alta pressão de ar no Pacífico Ocidental e baixa pressão de ar no Pacífico oriental, pode trazer umidade para uma região, causando extremos de muita ou pouca água em outros. As características e causas do ENOS recebem muita atenção, especialmente o seu fator de impacto sobre a sociedade e o meio ambiente. O ciclo de atividade solar de onze anos foi encontrado nas análises dos dados climáticos da Terra, e a atividade solar é inferida como um fator externo que deve afetar o ENOS (GLEISNER; THEJLL, 2003; LABITZKE; VAN LOON, 1988; SOON et al. 2014; TINSLEY et al. 1989 e ZHOU et al. 2013). Além disso, alguns estudos têm revelado uma boa correlação, até as últimas décadas, entre o ENOS e a atividade solar, embora o mecanismo ainda seja controverso.

Haan e Tung (2012) mostraram que os anos de pico solares podem coincidir com eventos frios do ENOS por acaso, mesmo se as duas séries temporais são independentes, e essa coincidência pode continuar por muitos ciclos. Em seu estudo, usando duas séries sinusoidais uma com ciclo de onze anos e outra com ciclo de 3,7 anos, eles demonstraram claramente essa coincidência e discutem as suas conclusões em detalhes. Assim, para estes pares de duas séries temporais auto correlacionados, solar e ENOS, pode haver correlação zero para o período à longo prazo, mas correlações casuais, estatisticamente significativas, podem ser alcançados por alguns períodos, se a série temporal são sub mostrados. Por isso, é possível que, quando se utiliza o método de composição do pico solar, o sinal de ENOS seja envolvido com o sinal de energia solar (ROY; COLLINS, 2015).

Segundo Roy e Collins (2015), a intensificação da ZCIT é favorecida pela composição solar máxima, portanto, mais precipitação, mesma relação que ENOS e monções de verão indiano (mais chuvas durante os eventos frios do ENOS). Em vista disso, os autores afirmam que as monções de verão indiano não dependem unicamente do Sol, conforme Van Loon e Meehl (2012) afirmavam.

Ao analisar as fases com eventos de ENOS, Kayano e Andreoli (2006) verificaram que quando ENOS e ODP estão na mesma fase (fase oposta) os padrões de teleconexões do ENOS com as precipitações são mais intensos (fracos); e durante a fase neutra da ODP, as anomalias de precipitação associadas a eventos El Niño e La Niña mostram magnitudes comparáveis, porém com sinais opostos. Então, as autoras sugerem que ODP e ENOS têm efeitos combinados em distribuição anômala de precipitação em algumas regiões, agindo construtivamente quando estão em mesma fase e destrutivamente quando estão em fases opostas (KAYANO; ANDREOLI, 2009).



### **2.3.2 Sistemas meteorológicos precipitantes que atuam no estado da Paraíba**

O estado da Paraíba é o estado com uma das maiores variabilidades espaciais da precipitação, no entanto, essa variabilidade pode ser observada, espacialmente ou temporalmente, através dos principais sistemas meteorológicos que atuam induzindo chuvas sobre o Estado.

Entretanto, é pouco conhecido que a Paraíba é o Estado do Nordeste que apresenta uma das maiores variabilidades espaciais nas chuvas, vez que o agreste/litoral apresenta precipitações médias anuais acima de 1083,4 mm/ano, seguido do sertão, com valores médios de 821,9 mm/ano e, por fim, a região do Cariri/Curimataú com média alcançando até 516,1 mm/ano (ARAÚJO et al. 2003).

Uma explanação mais detalhada sobre as características desses sistemas de tempo será apresentada a seguir:

#### **Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)**

A ZCIT é o principal sistema meteorológico precipitante atuante na região Nordeste brasileira. A ZCIT é um sistema de escala planetária, definido como uma zona de confluência dos ventos alísios que ocorre nas proximidades da linha do equador. A ZCIT é um dos mecanismos físicos que mais influencia a precipitação pluvial nos continentes Africano, Americano e Asiático. No Norte e Nordeste do Brasil, estudos têm mostrado elevadas associação e correlação entre a ZCIT e a ocorrência de chuvas, nessas duas regiões, com mais ênfase para o setor setentrional do Nordeste brasileiro.

Atualmente, existem diversas pesquisas relacionadas com a ZCIT, que é considerado o principal sistema atmosférico responsável pela qualidade da estação chuvosa no norte do NEB. Por tal motivo é bastante abordada nas pesquisas para o melhor entendimento do seu comportamento e dos mecanismos que a afetam e também a sua relação com a precipitação na região equatorial.

A ascensão dos Alísios a níveis superiores da troposfera proporciona uma redução gradativa na temperatura, perda de umidade e ocorrência de condensação. Em altitude, haverá um movimento no sentido oposto (subsidente), ou seja, contra Alísios, que ao retornar a faixa aquecida formará, novamente, os Alísios.

Para Reboita et al. (2012) o sistema atmosférico mais importante para a chuva no Litoral do NEB é a ZCIT. No verão e outono, este sistema atmosférico atinge sua posição mais sul, contribuindo para o estabelecimento da estação chuvosa na região. Já nas demais estações do

ano, a ZCIT migra para norte e seu ramo descendente austral atinge a região, inibindo a precipitação.

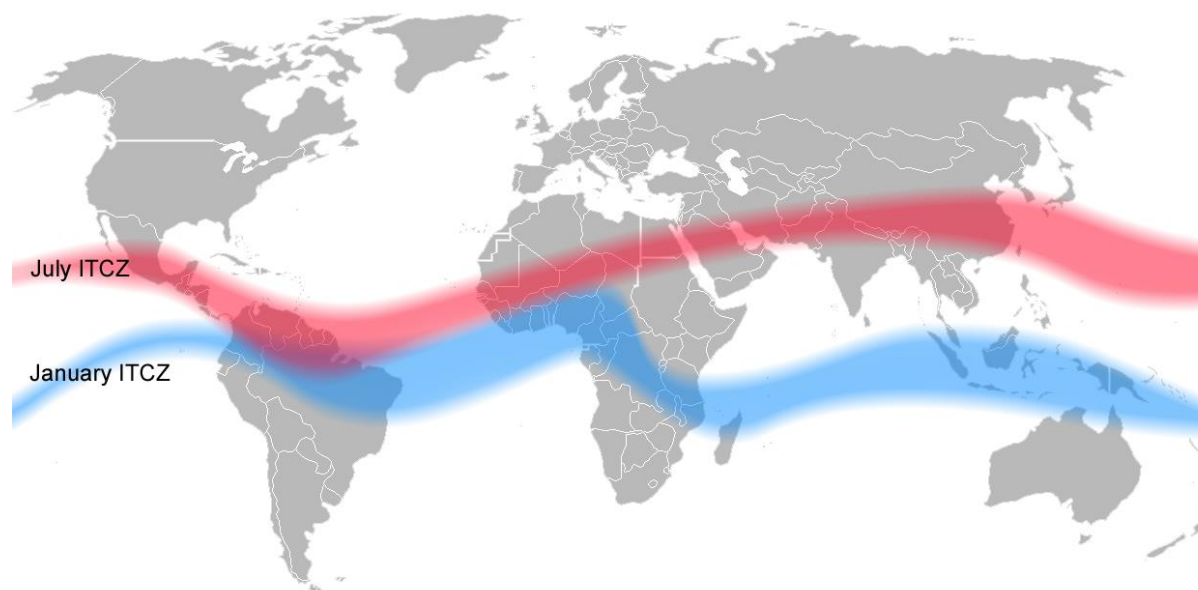
Varejão-Silva (2006) relata que a ZCIT se caracteriza por uma acentuada instabilidade atmosférica que favorece o desenvolvimento de intensas correntes ascendentes, com a formação de grandes nuvens convectivas, geradoras de precipitação abundante, fortes aguaceiros acompanhados de relâmpagos e trovões comuns em toda a sua extensão.

Sazonalmente a ZCIT pode alcançar a latitude de 5° S, influenciando significativamente a chuva e atividade convectiva sobre a região. Corroborando este fato Christian et al. (2003) e Boccippio et al. (1999) elencaram a ZCIT como um dos principais fatores que influenciam na ocorrência de maiores taxa de relâmpagos na região tropical. A dinâmica e interação entre as características da ZCIT são responsáveis por modular as condições eólicas no NEB, principalmente no litoral Norte-Nordeste. Destaca-se a interação oceano e continente na determinação da posição e do deslocamento da ZCIT (mais ao sul ou mais ao norte do Equador). Quanto mais ao sul e por mais tempo a ZCIT estiver posicionada, maior será a qualidade da estação chuvosa no NEB (UVO; NOBRE, 1989).

Durante o posicionamento anual da ZCIT, atinge-se o ponto mais ao norte (14°N) entre julho e outubro e o ponto mais ao sul (5°S) entre janeiro e abril. O deslocamento da ZCIT acompanha as variações de TSM do Atlântico Tropical, ou seja, a banda de nebulosidade da ZCIT acompanha a região do Atlântico Tropical, Sul ou Norte, que estiver mais aquecida. Além disso sofre influência direta da intensidade dos Anticiclones semipermanentes do Atlântico Sul e Norte, isto é, em períodos de ASAS mais intensa a ZCIT é deslocada para o hemisfério norte (FERREIRA, 1996).

Outro ponto importante é a variação de TSM nesta região que regula o Dipolo do Atlântico tropical, um modo de variabilidade natural do Clima. O Dipolo possui uma fase negativa (positiva) com o predomínio de águas quentes (frias) no Atlântico Tropical Sul e frias (quentes) no Atlântico Equatorial e Tropical Norte (NÓBREGA et al. 2016), ou seja, a fase negativa favorece o posicionamento da ZCIT mais ao sul, gerando um aumento de precipitação no norte do NEB e impacta de forma negativa a geração eólica nesta região.

**Figura 2.4:** Posição média da ZCIT (ITCZ em inglês) nos meses de julho e janeiro.



**Fonte:** commons.wikimedia.org

A quantidade e qualidade de chuvas produzidas por esse sistema, dependem de inúmeros fatores meteorológicos, como: a posição e intensificação das altas pressões subtropicais, a TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico e o aquecimento produzido pela radiação solar. Todos esses fatores atuando em conjunto determinam o comportamento da estação chuvosa em todo setor norte do Semiárido nordestino e especificamente no Estado da Paraíba.

Dessa forma em anos de El Niño, há uma redução da velocidade dos alísios, tendo como consequência à diminuição do fornecimento de umidade para a ZCIT que, conseqüentemente, produz chuvas mais irregulares e em menor quantidade que em anos normais sob o norte do nordeste brasileiro. As pesquisas têm, no entanto, mostrado que os eventos de El Niño são responsáveis por apenas 30% das secas nos estados nordestinos, e que atestam que outros fatores como os apresentados no parágrafo anterior, estão diretamente relacionados às estiagens em nossa região (ALMEIDA, 2014).

### **Vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN)**

Os VCANs é um dos principais sistemas transientes que provocam alterações no tempo do NEB, sendo definido como sistema de baixa pressão em grande escala, formado na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que a sua periferia (GAN, 1982).

Estes se formam principalmente durante o verão do Hemisfério Sul e, de acordo com os estudos de Gan (1982) e Ramirez (1997), apresentam máxima ocorrência no mês de janeiro e posicionam-se entre 20° – 60°W e 0° – 30°S. Kousky e Gan (1981) e Gan (1982) estudaram

vários aspectos relacionados à atuação dos VCANs sobre o NEB, quanto à origem, manutenção, estrutura vertical e deslocamento. Kousky e Gan (1981) propuseram um mecanismo de formação dos VCANs originados no oceano Atlântico Sul, no qual poderia estar associado à advecção de ar quente corrente acima de um sistema frontal localizado nos subtrópicos. Essa advecção de ar quente amplificaria a crista em altos níveis que como consequência intensificaria o cavado a jusante, formando então um ciclone na troposfera superior.

Os VCANs observados no NEB formam-se devido à intensificação simultânea da crista associada à Alta da Bolívia (AB) e o cavado corrente abaixo sobre o Oceano Atlântico (Kousky e Gan 1981). Isto ocorre quando um sistema frontal proveniente do sul do Brasil, ao penetrar nos subtrópicos, provoca forte advecção de ar quente no seu lado leste, amplificando a crista de nível superior e, por conservação de vorticidade absoluta, o cavado que está a jusante também é intensificado, formando-se o ciclone na alta troposfera (MORAIS, 2016).

Kousky e Gan (1981) propuseram o seguinte mecanismo de formação dos VCANs: ao ocorrer penetração de um sistema frontal nos subtrópicos haverá forte advecção de ar quente no seu lado leste em baixos níveis, o que serve para amplificar a crista em altos níveis, conseqüentemente o cavado que está à leste também será intensificado, dando origem ao ciclone de altos níveis. Segundo Gan (1981) e Ramírez (1997) nem todos os VCANs possuem este mecanismo de formação.

De acordo com resultados observacionais obtidos por Ramírez (1997) a formação dos VCANs é precedida da intensificação de alguns sistemas, como o cavado do Atlântico Sul, a AB e as correntes descendentes da cordilheira. Morais (2016) atribuiu como principal fator para a formação dos VCANs uma fonte de calor em baixos níveis próximos à costa dos Estados do Espírito Santo e Bahia. Os VCANs, durante seu ciclo de vida, podem se deslocar para leste, oeste ou permanecerem estacionários por alguns dias. Além disso, são caracterizados por possuírem movimentos regulares e irregulares. Quando se deslocam para oeste, os VCANs são mais intensos, estendendo-se da alta até a média troposfera. Quando o deslocamento é para leste, o escoamento atmosférico apresenta uma configuração mais meridional e o cavado na vizinhança do NEB torna-se alongado na direção noroeste/ sudeste.

De acordo, ainda, com a configuração de nebulosidade dos VCANs, esses sistemas também podem ser classificados em vórtices “úmidos” e “secos”, dependendo da nebulosidade associada. Os vórtices “secos” estão confinados na média e alta troposfera, possuem pouca nebulosidade, e são caracterizados por apresentarem movimentos verticais descendentes no

centro e movimentos ascendentes intensos no seu flanco oeste. Já os vórtices “úmidos” podem atingir a baixa troposfera, possuindo bastante nebulosidade.

Essa nebulosidade apresenta-se bem configurada no setor leste do vórtice, podendo ser visualizada em imagens de satélite tanto no canal infravermelho quanto no canal do vapor d’água. Kousky e Gan (1981) realizaram um estudo sobre os processos de formação, a climatologia e a dinâmica dos VCANs, atuantes na região NEB, para uma melhor compreensão sobre a intensidade e período de ocorrência deste evento. Eles observaram que os VCANs que penetram sobre o NEB são vórtices de origem tropical que se originam acima de 9000 m em baixas latitudes, podem permanecer na região por longos períodos e possuem deslocamento irregular, movendo-se tanto para leste quanto para oeste, podendo, também, permanecer quase estacionários.

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) segundo Kousky e Gan (1981) causam chuvas sobre o Estado da Paraíba dependendo da posição do centro do sistema. Os VCANs que penetram na região nordeste do Brasil formam-se no oceano Atlântico, predominantemente entre os meses de novembro e março, e sua trajetória normalmente é de leste a oeste, com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro (SCHMIDT, 2014).

Segundo Pereira (2014), Araújo (2008) e Soares (2015), os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) ou Vórtices Ciclônicos de Alto Nível (VCAN), são sistemas tropicais que se formam sobre o oceano atlântico, e tem como características na sua periferia uma região de baixa pressão, auxiliando na formação de nuvens e no seu núcleo um aumento de pressão inibindo a formação de nuvens.

Desta forma, pode causar chuvas na zona periférica, como também pode atuar como inibidor de formação de nuvens em seu núcleo. Atuam principalmente nos meses de dezembro a abril podendo se estender até o mês de maio e podendo atuar em toda a extensão do Estado da Paraíba.

### **Oscilação Maden-Julian**

As oscilações intrassazonais são fenômenos de baixa frequência que ocorrem em escalas de tempo menores do que uma estação, com período de 10 a 100 dias aproximadamente (GHIL, M.; MO, 1991).

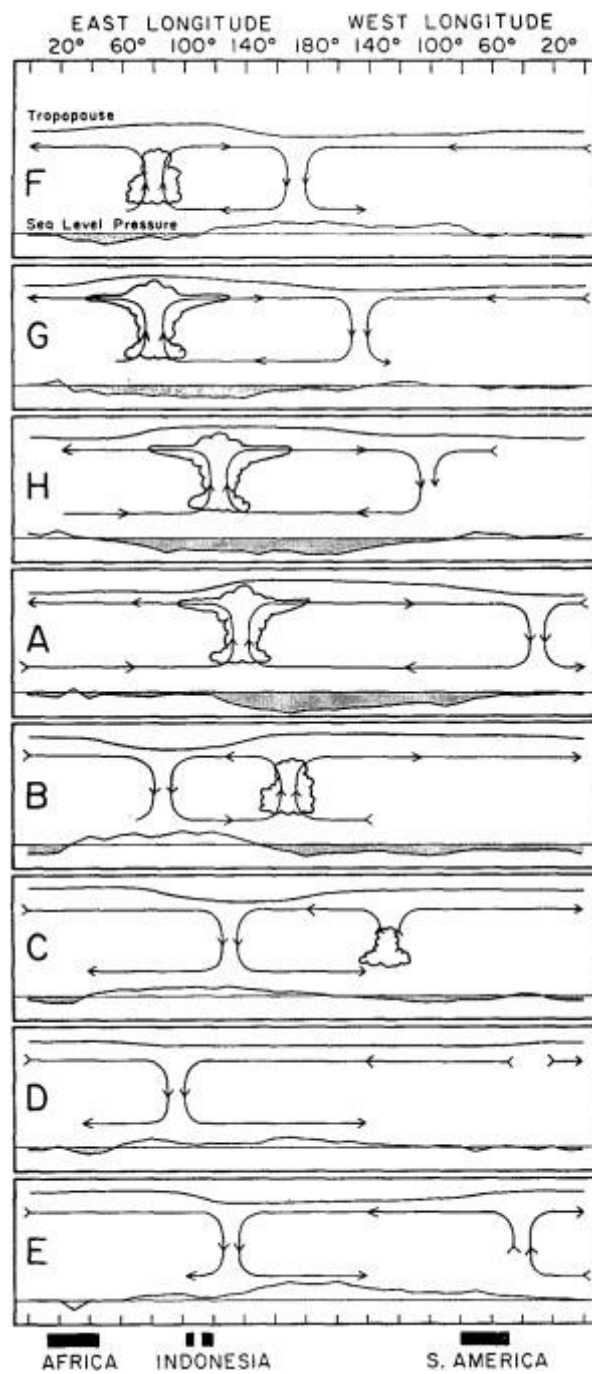
Na década de 70, os pesquisadores Madden e Julian, descobriram a existência de uma oscilação que ocorre na escala de tempo de 40 a 50 dias. Em seus trabalhos foram documentadas características fundamentais dessa oscilação, concluindo que consiste em uma circulação zonal de grande escala na região tropical que se origina próxima ao Oceano

Índico, se desloca para leste e contorna o globo num período de 30 a 60 dias (MADDEN, R. A.; JULIAN, 1994), causando variações na convecção tropical. Desde então muitos estudos foram realizados a fim de melhorar a compreensão dessa oscilação (JONES, 2009 e WHEELER, M. C.; HENDON, 2004).

Na Figura 2.5, podemos observar um esquema ilustrativo (MADDEN, R. A.; JULIAN, 1972) de como a OMJ e seu desenvolvimento e deslocamento podem alterar a circulação zonal da região equatorial. Na parte inferior, podemos observar a perturbação média do campo de pressão, sendo que as anomalias negativas são representadas pelas áreas sombreadas. As células de circulação são baseadas na média dos distúrbios do vento zonal. As nuvens representam o aumento da convecção em grande escala. A altura da tropopausa também é ilustrada. As letras indicadas em cada esquema representam as datas associadas à oscilação nas estações de pressão em Canton. A figura indicada pela letra A mostra que Canton apresenta uma baixa pressão, enquanto a figura sinalizada pela letra E indica alta pressão na mesma localidade. As outras letras representam tempos intermediários.

Alguns autores estudaram o ciclo de vida da OMJ e decompuseram sua atividade em oito fases de acordo com sua localização (JONES, 2009; WHEELER, M. C.; HENDON, 2004; JONES, 2009).

**Figura 2.5:** Representação esquemática das variações no tempo e espaço (plano zonal) do distúrbio relacionado à oscilação de 40-50 dias.



Fonte: Madden e Julian (1972)

### **Sistemas Frontais (SF)**

Os sistemas frontais são estruturas atmosféricas de mesoescala que se deslocam associados a ciclones e anticiclones de escala sinótica que alteram os campos da pressão, da temperatura, do vento e de outras variáveis atmosféricas, ao longo de sua trajetória.

Souza (1998) e Mollion e Bernardo (2002) apontam que, durante o final do outono e principalmente no inverno, as frentes frias (FF) são uma importante fonte de pluviosidade para o nordeste, principalmente para o setor sul e posteriormente para o leste desta região, devido à extensão deste setor.

De acordo com Amaral (2016) a medida que as frentes ou suas repercussões avançam para latitudes menores decai a influência causada sobre a porção leste do NEB, porém, para que as frentes cheguem até as latitudes mais baixas, precisam estar mais vigorosas, assim sendo, a maior influência delas sobre o Estado da Paraíba se dá sobre a forma de repercussões de frente durante o inverno.

### **Linhas de Instabilidades (LI)**

Segundo Soares (2015), linhas de instabilidade (LI) são bandas de atividades convectivas que se formam devido as diferenças de temperaturas entre oceano e continente. “Tais linhas podem estar intimamente associadas com a brisa marítima, se organizando ao longo de tal sistema”. Segundo o mesmo autor as LI são sistemas de curta duração tendo como duração média desde algumas poucas horas até no máximo dias.

Para Pereira (2014) e Soares (2015) as LI ocorrem no começo do ano a partir do mês de janeiro, podendo ocorrer até os meses de junho/julho, estando associada com a ZCIT podendo também estar associadas as brisas marítimas quando adentram para o continente. Associado a ZCIT, as LI formam um dos sistemas responsáveis pelas chuvas no sertão paraibano durante o período de atuação.

### **Ondas de Leste (OL)**

Segundo Pereira (2014) e Araújo et al. (2015), as Ondas de Leste (OL) são sistemas de mesoescala que se deslocam a partir da costa africana até atingir a região leste do nordeste brasileiro (LNB), desde o estado da Bahia até o Rio Grande do Norte. Lima (2017) e Soares (2015) afirmam que as OL são diretamente influenciadas pelas condições da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), desta forma as OL são intensificadas podendo ampliar a área de atuação chegando até o litoral do Ceará. Segundo os mesmos autores, as OL têm ocorrência nos meses de maio a setembro e é o principal produtor de chuva no litoral paraibano, podendo se estender até o mês de dezembro em casos extremos.



### **Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)**

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são sistemas de nuvens aproximadamente circulares formadas rapidamente a partir das condições locais favoráveis, como, temperatura, relevo e pressão. Estão relacionados a uma perturbação dos ventos alísios de sudeste, provocando fortes chuvas de curta duração, podendo gerar grandes prejuízos (PEREIRA, 2014 e SOARES, 2015).

Pereira (2014) explica que, frequentemente, a propagação desses sistemas sobre a Paraíba ocorre no período de março a junho, se originando sobre o oceano, seguindo daí uma trajetória praticamente zonal, se intensificando após chegar à costa e interagir com a topografia. Os autores ainda explicam que esses sistemas também se originam a partir de perturbações ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

#### **2.4 Climatologia do Nordeste**

Diferentes regimes de chuvas são identificados no Nordeste do Brasil. No norte da região a estação chuvosa principal de fevereiro a maio, no sul e sudeste as chuvas ocorrem principalmente durante o período de dezembro a fevereiro e no Leste a estação chuvosa de abril a julho.

A principal estação chuvosa do Nordeste Brasileiro, incluindo o norte e o leste da região que explica 60% da chuva anual, é de março a julho e a estação seca, para a maior parte da região, ocorre de setembro a dezembro (RAO et al. 1993).

O máximo de precipitação no norte do Nordeste, cujo período chuvoso é de fevereiro a maio, se deve ao deslocamento anual da ZCIT para latitudes mais ao sul no Hemisfério Sul, o que afeta o Nordeste Brasileiro, principalmente nos meses de abril e maio (HASTENRATH; LAMB, 1977).

O máximo no sul da região está associado à penetração de frentes frias austrais que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro (ALVES; KAYANO, 1991).

Já na região costeira, o máximo de maio a julho está ligado à maior atividade de circulação de brisa que advecta bandas de nebulosidade média para o continente, ao sistema ondulatório de leste e à ação das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (ANDREOLI et al. 2004; KOUSKY; GAN, 1981; MARKHAM, 1974).

Outro fator que favorece as chuvas na região é a presença do vórtice ciclônico em altos níveis, cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia. Gan (1982) mencionou que os vórtices são observados nos meses de setembro a abril, tendo maior

frequência em janeiro. Eles favorecem as chuvas nas suas bordas nordeste, norte, oeste e sudoeste e inibe no seu centro.

Cohen et al. (2009) mostrou que as linhas de instabilidade contribuem para a precipitação nas costas norte e nordeste da América do Sul, tendo maior frequência nos meses de outono e inverno no Hemisfério Sul e menor na primavera e verão. As linhas se formam em longitudes sobre o norte do NEB no verão e outono e ao oeste de Belém no inverno e primavera. O autor também mostrou que a presença da ZCIT próxima à região, que provoca baixas pressões, favorece o desenvolvimento de cumulonimbus na costa, sugerindo desta forma a associação entre os sistemas locais e de grande escala.

Outro fator importante que deve ser considerado é a variação sazonal dos ventos na costa que é relacionada à posição da alta pressão subtropical do Atlântico Sul. Hastenrath e Lamb (1977) descrevem que a alta subtropical começa a se intensificar nas estações frias alcançando o máximo em julho, favorecendo a convergência de umidade na costa leste da região, e conseqüentemente a precipitação.

Historicamente o Nordeste Brasileiro sempre foi afetado por grandes secas ou grandes cheias, como por exemplo, o ano 2004, quando diversas cidades sofreram com as cheias dos rios e alagamentos.

De acordo com Marengo et al. (1998) relatos de secas na região podem ser encontrados desde o século XVII, quando os portugueses chegaram à Região. A estatística mostra que a cada 100 anos no NEB acontecem de 18 a 20 anos de seca.

Esta variabilidade climática está associada ao processo de ocupação do Semi-Árido Nordestino, principalmente ao ciclo do gado e ao do algodão, e desencadeou-se na devastação da floresta de Caatinga pelo machado e pelo fogo (SANTOS; BRITO, 2007).

O impacto deste processo de ocupação foi à degradação ambiental de áreas do semiárido, hoje grande parte da vegetação do Nordeste Semiárido é secundária. O NEB encontra-se hoje com áreas em desenvolvido processo de degradação ambiental e em processo de desertificação (SOARES, 2017).

#### **2.4.1 Climatologia na Paraíba**

A Paraíba é um dos Estados do Nordeste que apresenta o maior número de trabalhos científicos objetivando investigar as variabilidades espaciais e temporais dos totais de precipitação pluvial diária, mensal, sazonal e anual. A propósito, Guerra (1955) foi um dos pioneiros na análise da variabilidade espacial da precipitação na Paraíba.

A variação espacial das chuvas na Paraíba, assim como nas demais áreas do Nordeste, como citado anteriormente, é provocada por diferentes sistemas atmosféricos que atuam no Estado. As distribuições anuais e intranuais das chuvas nas microrregiões do Estado são semelhantes às daquelas do NEB, pois, apresenta três períodos distintos de estação chuvosa, a saber: no Alto Sertão de janeiro a abril; no Sertão, Curimataú e Cariri de fevereiro a maio e na Mata Paraibana e Agreste de abril a junho (FRANCISCO; SANTOS, 2017)

A Paraíba é o estado que apresenta a maior variabilidade espacial das chuvas, por exemplo, no interior em várias localidades a precipitação média total anual é inferior a 500 mm/ano, atingindo 300 mm/ano, em Cabaceiras, enquanto, em algumas localidades do Litoral e Zona da Mata, a precipitação ultrapassa os 2.000 mm/ano, como é o caso de Alhandra, aproximadamente 150 km a leste de Cabaceiras (GALVÍNIO et al. 2010).

Além disso, dentro do Polígono das secas existem sub-regiões serranas onde a precipitação total média anual ultrapassa os 1.000 mm. No período de março a junho, frequentemente ocorre, sobre a Paraíba, a propagação de sistemas de mesoescala, que se originam sobre o Oceano Atlântico, quando as condições estão propícias, e se deslocam sobre o continente, seguindo uma trajetória praticamente zonal, atingindo o Sertão Paraibano. Geralmente, esses sistemas se originam de perturbações ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (GALVÍNIO et al. 2010).

## **2.5 Métodos Estatísticos Aplicados à Climatologia**

A Estatística é um conjunto de técnicas bastante aplicado em muitas áreas, pois permite soluções para diversos tipos de problemas e variáveis. O objeto de estudo da Estatística consiste na análise de conjuntos de dados ou informações, através de suas técnicas. Porém, para tratar cada problema, escala de medida e tipo de experimento há uma (ou mais) técnica(s) estatística(s) adequada(s) para sua análise. Geralmente, as técnicas são baseadas em modelos que apresentam determinadas pressuposições e as mesmas devem ser checadas e satisfeitas para que se possa assegurar que as conclusões e inferências estatísticas estejam corretas.

A estatística de dados climatológicos permite analisar o comportamento de variáveis, tais como a temperatura, umidade relativa e precipitação, por exemplo, e estimar padrões, bem como verificar a sua variação ao longo do tempo e no espaço, verificando também a possibilidade da existência de tendências nas mudanças de comportamentos.

Atualmente, a estatística representa um valioso instrumento de trabalho, pois através da mesma é permitido com que se estudem os mais variados fenômenos de diversas áreas do conhecimento (SABINO et al. 2014). Na área ambiental, a aplicação de métodos estatísticos

pode facilitar a manipulação dos dados, visto que fornecem um resultado simples a partir de um conjunto de dados complexos (HAIR et al. 2009).

De acordo com Ferrari et al. (2012) o método estatístico Mann Kendall é o mais recomendado para detectar possíveis alterações decorrentes das mudanças climáticas.

Araújo e Brito (2011), baseados em dados de precipitação e TSM utilizaram o teste t de Student com o intuito de analisar tendências e mudanças climáticas no estado da Bahia, verificaram, por intermédio do teste, a ocorrência de mudanças climáticas no estado correlacionadas com as condições da região norte do Atlântico tropical. Buscando estabelecer o zoneamento dos regimes de precipitação no estado da Paraíba, Azevedo e Leitão (1990), observaram que processos via cadeia de Markov conseguem detectar, com maior precisão a variabilidade da precipitação diária do estado.

Consequentemente, os referidos autores relacionam esta variabilidade com os períodos de formação e dissipação dos sistemas sinóticos e propulsores de precipitação, concluindo que a ocorrência de dias secos cresce à medida que dias frios diminuem, como visto por Dantas et al. (2015) nos estudos feitos para a cidade de Campina Grande.

Baseado na distribuição Gama e Pearson tipo III, Blain (2011) avaliou as variações dos valores finais do Índice Padronizado de Precipitação (IPP ou SPI, em inglês), percebendo que o número de dados da série de tempo do IPP estava normalmente distribuído, sendo mais significativo quando o índice de seca foi calculado pela distribuição de Pearson tipo III, observando o uso dessa distribuição como, altamente recomendável em estudos para o estado de São Paulo.

Nesta análise os dados se comportaram com suavização, apresentando melhores correlações para as regiões Norte, leste do Nordeste e extremo Sul, captando bem a variabilidade sazonal, indicando que o método de alisamento exponencial pode ser usado com confiança na geração de previsões climáticas sazonais.

Pela análise de redes neurais artificiais, que considera o mapeamento funcional não linear entre o conjunto de informações das variáveis de entrada e saída, Nourani et al. (2013) demonstraram a eficiência deste método considerando os efeitos da sazonalidade, que pode capturar as características do sinal de várias escalas, influenciando na decomposição do escoamento da série temporal em sub sinais ou níveis diferentes. Assim, se apresenta como uma ferramenta a ser aplicada a estudos de bacias hidrográficas.

Galvani e Luchiari (2012) apresentam para os dados de precipitação registrados em Piracicaba/SP, na série histórica de 1917 a 1994, o uso Box-Plot na determinação de períodos

úmidos, além daqueles considerados super úmidos e super secos. Ainda segundo esses autores “Esta mesma técnica pode ser utilizada para outras localidades bastando apenas determinar os novos intervalos interquartílicos que representará a real idade pluviométrica daquela localidade”.

Silva (2017), propôs verificar as escalas temporais dominantes e os fenômenos de sistemas meteorológicos com a Análise de Ondeleta (AO), na qual observaram o domínio da escala decadal nas variações de cotas, onde a Oscilação Decadal do Pacífico induziu o nível dos rios associado ao sinal persistente do ENOS, favorecendo o aumento e diminuição das cotas e como informação relevante na elaboração da previsão hidroclimática.

Com o uso de modelos numéricos, Silveira et al. (2014) elaboraram um sistema de previsão do tempo para o estado do Ceará, utilizando as técnicas de ensemble regional. Dentro deste contexto identificaram a eficiência nos resultados apresentados, para identificação de eventos de precipitação, apesar da ocorrência de superestimação e subestimação de eventos de precipitação em algumas regiões, podendo ser destacado o valor significativo previsto na parte litorânea do estado, onde pode ser usado o modelo para elaborar frequências de eventos de precipitação.

Silva et al. (2012), quando analisaram séries temporais de precipitação com o auxílio do coeficiente de variação e da função de autocorrelação na região Nordeste, verificaram que a variabilidade de precipitação na região é menor no período onde o nível de precipitação é mais representativo no ano do que nos períodos de veranico. Também foi encontrado pela função de autocorrelação, o comportamento semi aleatório, por conter baixa significância estatística nas séries de precipitação, no qual os melhores valores encontravam-se no litoral, perdendo seu valor significativo a medida que se deslocava para o interior da região.

Estudando a distribuição espacial da precipitação, Wanderley et al. (2012) analisaram a variância dos dados pelo método de krigagem, expressando a descontinuidade espacial dos dados, demonstrando assim que as características estruturais de precipitação estudadas no estado de Alagoas são dependentes espacialmente, apresentando correlação sobre a precipitação.

### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1 Área de estudo**

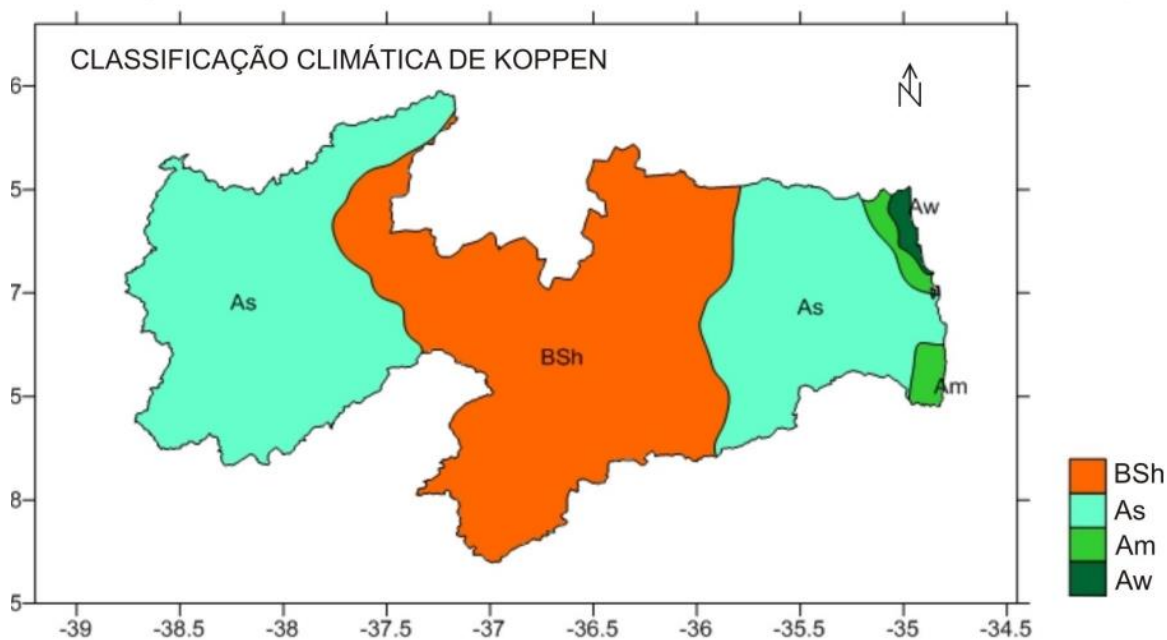
Centrado na porção mais oriental da região Nordeste do Brasil, entre as latitudes de 08°19'54,7"S e 06°0'11,1"S e as longitudes de 38°47'58,3"W e 34°45'50,4"W, a Paraíba possui como limites, os estados do Rio Grande do Norte, ao norte, de Pernambuco, ao sul e do Ceará, ao oeste. A leste, é banhado pelo oceano Atlântico. A maior extensão do Estado, de leste a oeste, exibe uma distância linear de 443 km (3°59'11"), enquanto que, na direção norte/sul, possui uma distância angular de 2°17'06" de latitude, que corresponde a uma distância linear de 253 km. A faixa litorânea é delimitada por uma extensão de 138 km, com início na foz do rio Goiana, limite com o estado de Pernambuco, e término na foz do rio Guaju, divisa com o estado do Rio Grande do Norte; nesta região, se localiza o ponto mais oriental das Américas - Ponta do Seixas.

Com uma área de 56.469,744 km<sup>2</sup>, ocupa a sexta posição em extensão territorial em relação à região Nordeste, representando 3,63 % de sua área, e a vigésima primeira do Brasil, com apenas 0,66% do território brasileiro. Desta superfície, 48.785,300 km<sup>2</sup> estão incluídos na área de semiárido, representando, deste modo, 4,97% da área do semiárido brasileiro e 86,4% do território paraibano (MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL (2015).

#### **3.2 Clima e relevo**

De acordo com a classificação climática de Köppen, no estado da Paraíba (Figura 3.1) predomina o tipo climático As' (tipo quente e úmido), com chuva concentrada entre as estações de verão e inverno, Observa-se ainda os climas Aw (clima de savana) e Am (clima de monção). Alvares et al. (2014) também afirmam que o tipo de clima As foi mapeado na faixa que define a região Agreste do Semiárido, entre o Rio Grande do Norte e a Bahia, com resultado similar encontrado neste trabalho. Ainda de acordo com Alvares et al. (2014), a Paraíba tem o clima BSh (Clima semiárido quente), que se estende por todo o Planalto da Borborema, onde no vale do rio Paraíba, a precipitação anual é de cerca de 400mm, considerado um dos locais mais secos do Brasil de acordo com os resultados obtidos por Francisco e Santos (2017).

**Figura 3.1:** Classificação climática de Köppen

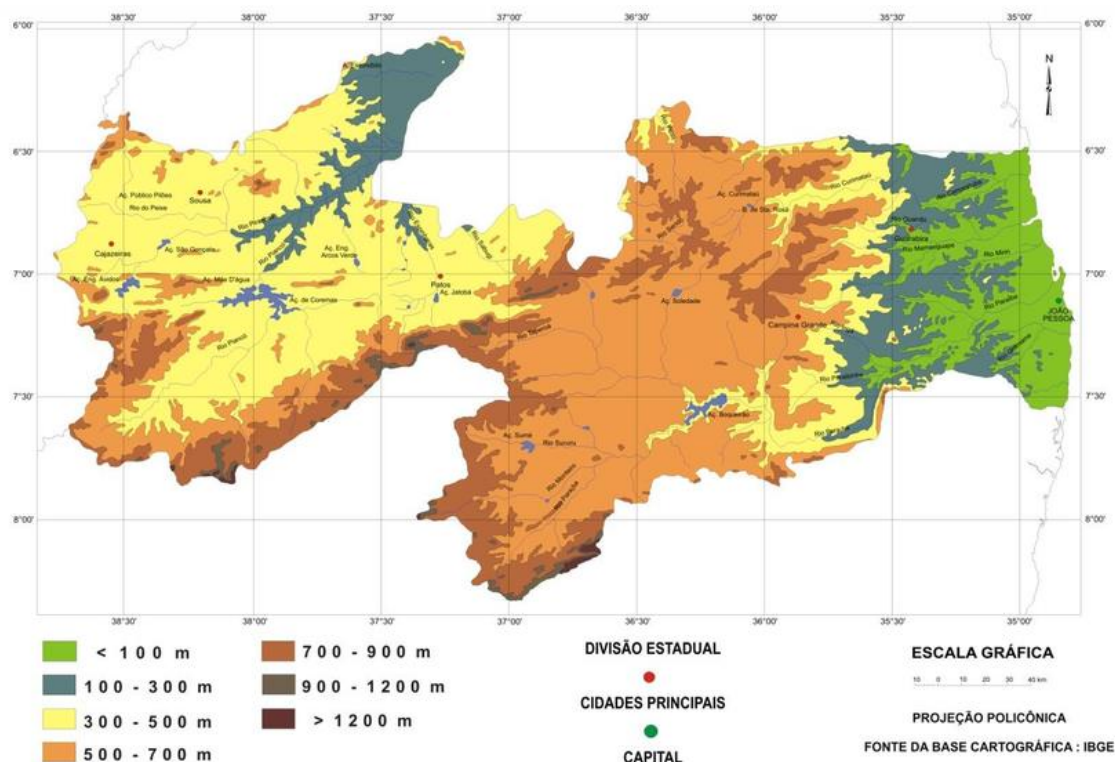


**Fonte:** Francisco e Santos (2017).

O relevo do estado da Paraíba (Figura 3.2) apresenta-se de forma geral bastante diversificado, constituindo-se por formas de relevo diferentes trabalhadas por diferentes processos, atuando sob climas distintos e sobre rochas pouco ou muito diferenciadas. No tocante à geomorfologia, existem três grupos formados pelos tipos climáticos mais significativos do estado: úmido, subúmido e semiárido. O uso atual e a cobertura vegetal caracterizam-se por formações florestais definidas como caatinga arbustiva arbórea aberta, caatinga arbustiva arbórea fechada, caatinga arbórea fechada, tabuleiro costeiro, mangues, mata úmida, mata semidecidual, mata atlântica e restinga (PARAÍBA, 2006).

De acordo com Barros et al. (2012), a região Nordeste apresenta clima semiárido associado a uma vegetação xerófita em cerca de 50% do seu território. Esse clima é caracterizado pelas irregularidades espaciais e temporais do regime de chuvas, com maior destaque nas mesorregiões do agreste e do sertão. Estudos sobre o clima indicam que fenômenos do tipo El Niño - Oscilação Sul (ENOS), e a circulação geral da atmosfera seriam os responsáveis pela ocorrência de baixos totais pluviométricos (MOLLION; BERNARDO, 2002 e NOBRE et al. 2013).

**Figura 3.2:** Altimetria da Paraíba.



**Fonte:** Francisco e Santos (2017).

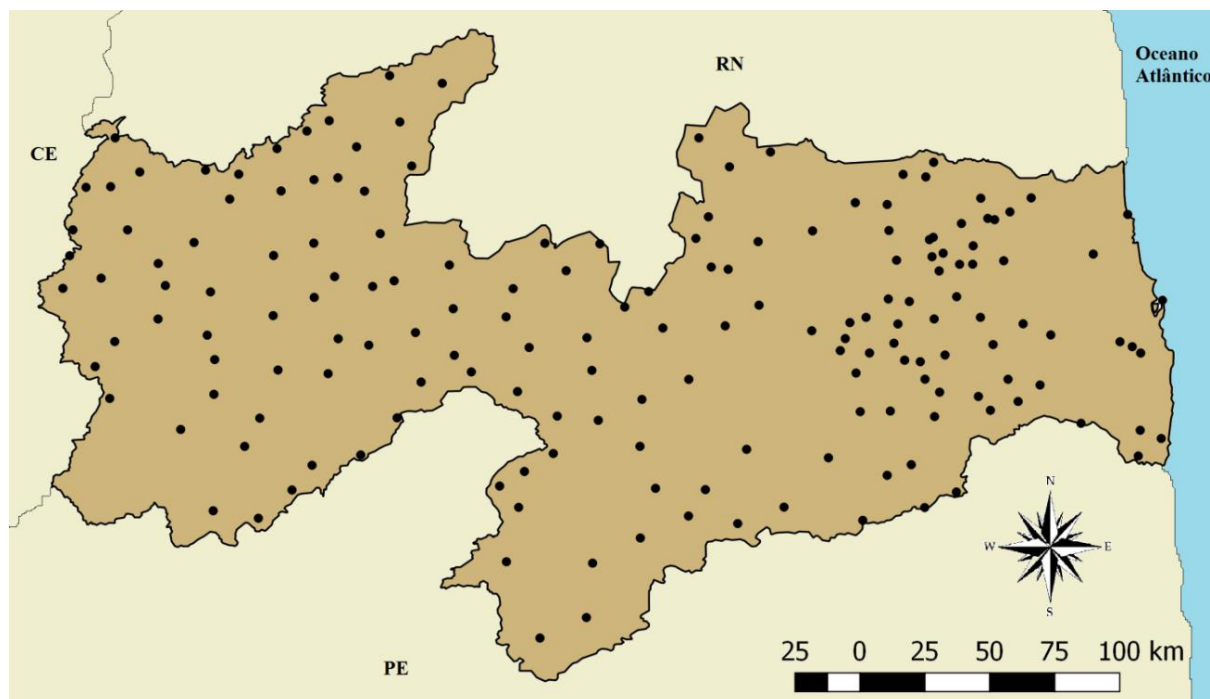
### 3.3 Dados

Os dados pluviométricos utilizados no presente trabalho são provenientes de observações registradas pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) e Agência Nacional de Águas (ANA). Foram selecionadas 174 estações pluviométricas (Figura 3.3). Conforme Bertoni e Tucci (2007) e Lemos Filho et al. (2007), as análises preliminares efetuadas nas séries históricas devem consistir no preenchimento de falhas e na verificação da consistência, ou seja, do grau de homogeneidade dos dados disponíveis em uma estação de coleta com relação às observações registradas em estações vizinhas. Os dados compreendem o período que vai do ano de 1910 a 2016, a partir dos quais foram calculados vários parâmetros descritivos básicos (por exemplo, média, valor máximo, mínimo, variância, coeficiente de assimetria).

A Figura 3.3 exibe a distribuição espacial dos postos e/ou estações meteorológicas. Essa distribuição não é uniforme em toda a região estudada, porém, a partir das análises realizadas, foi possível estimar o comportamento da precipitação em todo o estado da Paraíba.



**Figura 3.3:** Estações pluviométricas na Paraíba.



**Fonte:** Autor (2020).

Um fator de dificuldade é a qualidade das séries de precipitações que quase sempre apresentam falhas que, muitas vezes, inviabilizam a investigação para determinada localidade, ou para determinados índices.

### 3.4 Preenchimento de dados faltantes

Preencher falhas de dados ausentes consiste em estimar os valores, modelando o comportamento do fenômeno baseado em dados históricos (VENTURA et al. 2013). Essas falhas são comuns em séries de dados históricos de precipitação. O objetivo desse preenchimento é contribuir para a geração de dados mais confiáveis que possam promover o avanço das pesquisas climatológicas (MELLO, 2015), pois através de dados anteriores é possível prever futuras ocorrências de fenômenos que venham a se repetir por influência do clima (FERNANDEZ, 2007).

Segundo Zeilhofer et al. (2003) para preenchimento de falhas em séries históricas é necessário utilizar pares de pontos com máxima correlação. Leivas et al. (2006) recomendam a seleção de estações meteorológicas da mesma região ecoclimática e altitude semelhantes, caracterizando-a como hidrológicamente homogênea. Essa escolha torna-se coerente, pois aumenta a possibilidade de que os dados pluviométricos sejam semelhantes entre as estações e maior a probabilidade de boa correlação em relação as lacunas existentes.

Como os padrões espaços-temporais das chuvas são complexos, não lineares e altamente variáveis, a distribuição espacial das estações pluviométricas e a distância entre elas tem grande influência no preenchimento de falhas e interpolação de dados, visando gerar superfícies homogêneas de precipitação (DEPINÉ et al. 2014).

Observa-se na literatura científica uma série de métodos que podem ser utilizados para o preenchimento de falhas como, por exemplo:

- i) Ponderação a partir de Regressão Linear Simples ou Múltipla;
- ii) Modelos matemáticos baseados em aprendizagem de máquinas, tais como as Redes Neurais Artificiais;
- iii) Interpoladores espaciais para o preenchimento de falhas (Inverso da Distância, Vizinho Natural, Krigagem).

Para esse estudo optou-se em trabalhar com o método de regressão linear.

### 3.4.1 Regressão Linear Simples (RLS) ou regressão Linear Múltipla (RLM)

Nas técnicas de Regressão Linear Simples (RLS) ou Regressão Linear Múltipla (RLM), a precipitação no posto com falhas é correlacionada estatisticamente com a precipitação em um posto vizinho com dados, no caso da regressão simples, ou vários postos vizinhos, no caso da regressão múltipla. Segundo Tucci (2002) e Bertoni e Tucci (2007) no método RLS, as estimativas dos parâmetros são obtidas graficamente ou por meio dos mínimos quadrados para calibração dos valores de forma iterativa.

Na regressão múltipla, as informações pluviométricas do posto Y são correlacionadas com as observações correspondentes de vários postos vizinhos, por meio de uma equação linear (Eq. 3.1) ou por outros tipos de relação, como a potencial (Eq. 3.2). A segunda expressão pode ser linearizada por meio dos logaritmos dos valores das variáveis envolvidas.

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_i X_i + \varepsilon \quad (3.1)$$

$$Y_c = a_1 \cdot x_1^{a_2} \cdot x_2^{a_3} \cdot x_3^{a_4} \cdot \dots \cdot x_n^{a_n} \quad (3.2)$$

Em que: Y é a variável dependente, nesse caso, a precipitação estimada;  $X_1, X_2, \dots, X_i$ , são as variáveis independentes, nesse caso os postos considerados;  $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_{2i}$ , são os coeficientes da regressão; e  $\varepsilon$  indica o erro residual.

Apesar da aparente limitação, uma das vantagens do método é permitir interpretar o fenômeno sem grande esforço computacional e simples interpretação. As RLM são muito

utilizadas e produzem bons resultados sempre que a variável a ser estimada depende fortemente de dois ou mais atributos ou variáveis preditivas (FONSECA et al. 2012).

Entre os autores que utilizaram esses métodos para preenchimento de falhas estão: Oliveira et al. (2010), Bier e Ferraz (2017), Souza et al. (2017) e Malfatti et al. (2018).

### 3.5 Métodos estatísticos

O conjunto de dados obtidos com a aplicação do método apresentado na seção anterior é utilizado para identificar variações sazonais e interanuais da precipitação e também seus períodos cíclicos, variações aleatórias e tendências, como também os possíveis padrões atmosféricos associados à ocorrência de eventos de precipitação na Paraíba. Nessa etapa, foram utilizados métodos estatísticos como os descritos por Bussab e Morettin (2017):

#### 3.5.1 Análise descritiva

##### Medidas de tendências centrais

A média é a medida de posição mais usada e tem um significado teórico importante na estimativa de amostras. É calculada pela seguinte Eq. (3.3):

$$X = \frac{x_1, \dots, x_n}{N} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (3.3)$$

em que X é a média; N é o tamanho da amostra;  $x_1$  até  $x_n$  são o somatório da amostra.

A mediana é outra medida de posição mais resistente do que a média, por ser imune à eventual presença de valores extremos discordantes na amostra. É calculada pela Eq. (3.4):

$$X_{med} = \frac{X\left(\frac{N}{2}\right) + X\left(\frac{N}{2} + 1\right)}{2} \quad (3.4)$$

em que, N - tamanho da amostra; X - posições das amostras.

##### Medidas de dispersão

O desvio padrão é fortemente influenciado pelos menores e maiores desvios, constituindo-se na medida de dispersão mais frequentemente usada. É calculado pela seguinte Eq. (3.5):

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad (3.5)$$

em que, N - tamanho da amostra;  $X_i$  - valor de cada amostra; X - média.

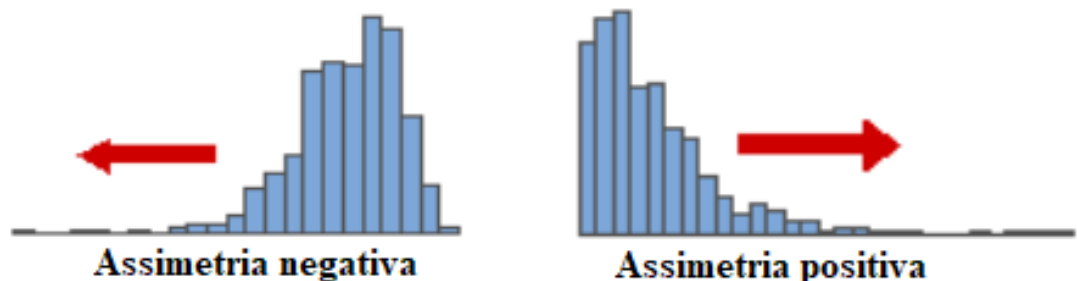
Utilizando-se as medidas de tendência central e de dispersão podem se verificar analiticamente os parâmetros, e observar se as amostras são diferentes ou semelhantes.

### Coefficiente de assimetria

O coeficiente de assimetria permite distinguir as distribuições assimétricas. Um valor negativo indica que a cauda do lado esquerdo da função densidade de probabilidade é maior que a do lado direito. Um valor positivo para a assimetria indica que a cauda do lado direito é maior que a do lado esquerdo (Figura 3.4). Um valor nulo indica que os valores são distribuídos de maneira relativamente iguais em ambos os lados da média, mas não implica necessariamente, uma distribuição simétrica, o valor de assimetria estimado pela Eq. (3.6):

$$S_k = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{j=1}^n \frac{(X_j - \bar{X})^3}{s} \quad (3.6)$$

**Figura 3.4:** Assimetrias negativa e positiva.



**Fonte:** Bussab e Morettin (2017).

### Coefficiente de curtose

Curtose é uma medida de dispersão que caracteriza o "achatamento" da curva da função de distribuição (Figura 3.5), o que as medidas de curtose buscam indicar realmente é o grau de concentração de valores da distribuição em torno do centro desta distribuição. Numa distribuição unimodal, quanto maior for a concentração de valores em torno do centro da mesma, maior será o valor da sua curtose. Graficamente isto será associado a uma curva com a parte central mais afilada, mostrando um pico de frequência simples mais destacado, mais pontiagudo, caracterizando a moda da distribuição de forma mais nítida. Esse parâmetro é definido pela Eq. (3.7):

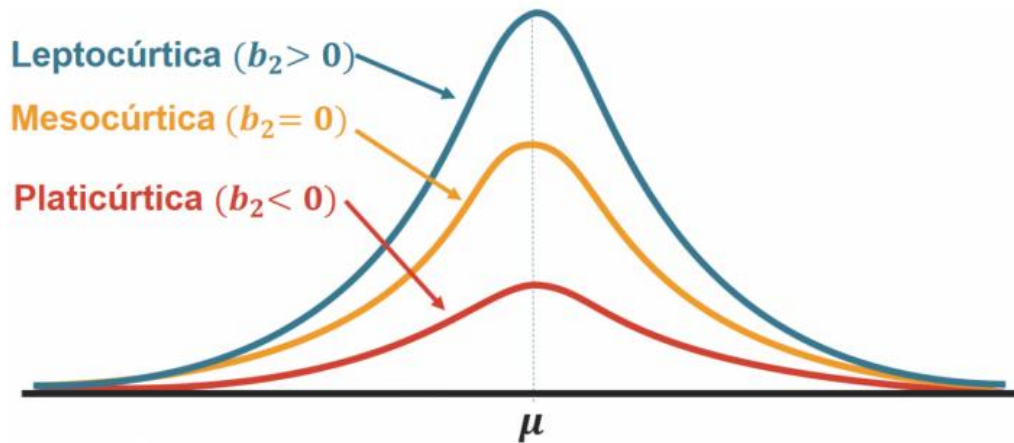
$$b_2 = \frac{1}{n} \sum \left[ \frac{x_i - \bar{x}}{s} \right]^4 - 3 \quad (3.7)$$

Se  $b_2 = 0$ , então a função de distribuição tem o mesmo achatamento da distribuição normal, sendo chamada de mesocúrticas.

Se  $b_2 > 0$ , dizemos que a função de distribuição é leptocúrtica e possui a curva da função de distribuição mais afunilada com um pico mais alto do que a distribuição normal. Neste caso dizemos que essa distribuição possui caudas pesadas.

Se  $b_2 < 0$ , então a função de distribuição é mais achatada do que a distribuição normal, sendo chamada de platicúrtica.

**Figura 3.5:** Coeficiente de curtose.



**Fonte:** Bussab e Morettin (2017).

### Diagrama de Box-Plot

Consiste em um retângulo definido pelo primeiro ( $Q_1$ ) e pelo terceiro quartil ( $Q_3$ ), contendo a mediana em seu interior também conhecida como 2º quartil ( $Q_2$ ). A mediana é uma medida de localização do centro da distribuição de  $n$  elementos, definida do seguinte modo: ordenados os elementos da amostra, a mediana é o valor, que a divide ao meio, isto é, 50% dos elementos da amostra são menores ou iguais à mediana e os outros 50% são maiores ou iguais à mediana (NETO et al. 2017).

Para cálculo do 1º quartil ( $Q_1$ ), 2º quartil ( $Q_2$ ) ou mediana e 3º quartil ( $Q_3$ ) os dados foram dispostos em ordem crescente, evidenciando o número de ordem  $i$  de cada elemento  $y_i$  da série assim ordenada. Para cada elemento  $y_i$  a ordem quantílica  $p_i$  é dado pela Equação (3.8):

$$P_i = i/(N + 1) \quad (3.8)$$

Finalmente, para o cálculo do quartil  $Q(p)$  foi utilizada a seguinte Equação (3.9):

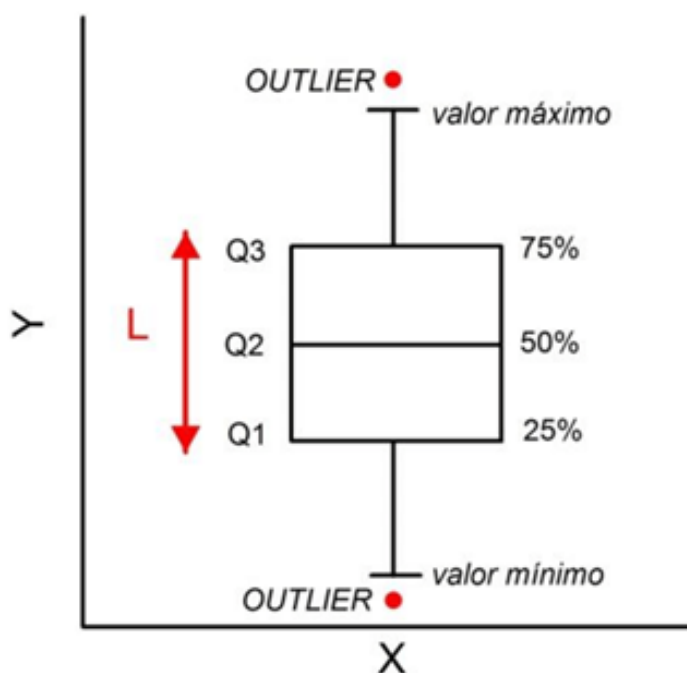
$$Q(p) = y_i + \left\{ \frac{[p - p_i]}{[p_{i+1} - p_i]} \right\} \cdot [y_{i+1} - y_i] \quad (3.9)$$

Os quartis,  $Q_1$ ,  $Q_2$  e  $Q_3$  dividem o conjunto de dados de modo que 25% dos dados encontram-se abaixo de  $Q_1$ ; 25% entre  $Q_1$  e  $Q_2$ ; 25% entre  $Q_2$  e  $Q_3$  e 25% acima de  $Q_3$ . De acordo com TRIOLA (2005), um outlier ou um valor discrepante é um valor que se localiza

muito distante de quase todos os outros valores, ou seja, é um valor extremo superior ao limite superior ( $L_s$ ) ou inferior ao limite inferior ( $L_i$ ). A distância a partir da qual considera-se um valor como discrepante é aquela que supera  $1,5 \cdot AIQ$ .

De maneira geral, são considerados outliers todos os valores inferiores ( $L_i = Q_1 - 1,5AIQ$ ) ou os superiores a ( $L_s = Q_3 + 1,5AIQ$ ), onde AIQ é conhecido como amplitude interquartil dado pela diferença  $Q_3 - Q_1$ , tal como ilustrado na Figura (3.6).

**Figura 3.6:** Ilustração esquemática do diagrama Box-Plot.



**Fonte:** Neto et al. (2017).

### 3.5.2 Análise de componentes principais (ACP)

A Análise de Componentes Principais é um método que tem por finalidade básica, a análise dos dados usados visando sua redução, eliminação de sobreposições e a escolha da forma mais representativa de dados a partir de combinações lineares das variáveis ortogonais. A técnica da ACP é um ramo da análise multivariada que possibilita levantar questões específicas de considerável complexidade em cenários naturais. Isso viabiliza a condução de pesquisas teoricamente importantes e a avaliação dos efeitos de variações paramétricas que naturalmente ocorrem no contexto em que elas normalmente aparecem. A ACP é um método estatístico que reduz o número de variáveis originais relacionadas entre si em um pequeno número de novas variáveis linearmente correlacionadas que explicam a maior parte da variância total dos dados (BONACCORSO et al. 2003).

O resultado da análise fornece dois parâmetros: cargas fatoriais (correlações), que correspondem aos autovetores da matriz da ACP e indica a principal direção da variação dos dados, isto é, o modo principal como os dados variam no espaço; e os escores ou componentes principais (CP), que indica a variação temporal dos dados para cada modo. O primeiro modo é uma combinação linear normalizada das variáveis originais e representa a máxima fração ou porcentagem da variância explicada o segundo modo é ortogonal ao primeiro e o segundo em importância, e assim sucessivamente (WILKS, 2006). São vários os estudos que abordam a técnica para fins ambientais. A principal vantagem da ACP perante as demais técnicas é porque possibilita determinar padrões espaciais e temporais consistentes e detalhados de variáveis meteorológicas (RAO et al. 2014; DOS SANTOS et al. 2014 e Wilks, 2006).

Os padrões dominantes da variabilidade pluviométrica sobre a Paraíba são objetivamente determinados, aplicando-se o método de Análise Fatorial em Componentes Principais (ACP) diretamente nos dados de precipitação. A ACP é empregada com base na matriz de correlação, tal que os autovetores para cada modo representam padrões de correlação com sinais correspondentes aos sinais das anomalias de precipitação. O número escolhido de Componentes Principais foi baseado no critério de truncamento de Kaiser, que considera como mais significativos os autovalores, cujos valores sejam superiores a unidade. (WILKS, 2006).

Existem dois tipos de ACP utilizados para analisar a variável observada tanto no tempo quanto no espaço. O primeiro, Modo-T, pode ser aplicado para criar agrupamentos de variáveis e classificar seus campos atmosféricos espaciais (ESCOBAR, 2007 e PSCHIEDT; GRIMM, 2009). Segundo Richman (1986) o Modo-T é uma ferramenta muito útil para sintetizar e reproduzir padrões de circulações, quantificando sua frequência e mostrando os períodos de tempo neles dominantes, ou seja, obter a evolução dos principais modos dominantes de circulação que permitam analisar a trajetória e comportamento dos sistemas sinóticos sobre determinadas áreas. Para a análise no Modo-T organizou-se uma matriz de dados  $\mathbf{M}_{(m \times k)}$ , onde as  $m$  linhas correspondem aos postos pluviométricos e as  $k$  colunas às 12 médias mensais dos anos observados.

Por outro lado, o Modo-S está relacionado com a análise de séries temporais correspondentes a pontos no espaço. Isto significa que a variável estatística analisada corresponde a séries temporais de uma variável meteorológica que pode ser considerada contínua no espaço e no tempo. Denominaremos os resultados da ACP em Modo-T de fatores temporais e os da ACP em Modo-S de fatores espaciais. A ACP em Modo-T produz componentes principais que são mapas de padrões espaciais (escores fatoriais em Modo-T). A

ACP em Modo-S produz componentes principais que são séries temporais (escores fatoriais em Modo-S).

A carga fatorial para cada modo é obtida das correlações entre cada variável original e cada componente principal (Richman, 1986), constituindo-se numa série temporal de coeficientes de correlação espacial para o Modo-T e em mapas de coeficientes de correlação temporal para o Modo-S. Valores de carga fatorial próximos a 1 representam padrões espaciais e temporais de precipitação similares aos fatores obtidos. Foram elaboradas figuras dos padrões espaciais e séries temporais associados aos principais fatores, tanto temporais como espaciais, que tem maior contribuição à variância total do conjunto de dados pluviométricos na região.

Para a determinação das situações meteorológicas correlacionadas com os componentes principais em Modo-T foram utilizadas as séries temporais das cargas fatoriais. Para determinar a variabilidade interanual de precipitação determinada pela ACP em Modo-S foram usados os componentes principais (séries de escores fatoriais) desta análise.

### 3.5.3 Análise de agrupamento (AA)

A análise de agrupamento (ou análise de *cluster*) é uma técnica exploratória de análise multivariada de dados que permite classificar um conjunto de elementos da amostra, ou população, em classes homogêneas (mesmo grupo) que sejam similares entre si com respeito às variáveis que neles foram medidas.

Segundo Mingoti (2013), existem várias medidas de similaridade e dissimilaridade e cada uma produz um determinado tipo de agrupamento. Na análise de agrupamento deste estudo foi aplicada a “Distância Euclidiana” como medida de similaridade, pois esta tem sido bastante usada para verificar regiões homogêneas da precipitação em diferentes partes do mundo (GULDAL; TONGAL, 2008; NAJAC et al. 2009 e RATTO et al. 2010)

A distância euclidiana entre dois elementos  $X_l$  e  $X_k$ ,  $l \neq k$ , é definida por:

$$d(X_l, X_k) = [(X_l - X_k)'(X_l - X_k)]^{1/2} = [\sum_{i=1}^p (X_{il} - X_{ik})^2]^{1/2} \quad (3.10)$$

sendo:

$X_l$  é o vetor do  $l$ -ésimo elemento

$X_k$  é o vetor do  $k$ -ésimo elemento

As técnicas de *clusters* podem ser classificadas em dois tipos: técnicas hierárquicas e não hierárquicas, sendo que, neste estudo, foi utilizado o método hierárquico. As técnicas hierárquicas aglomerativas partem do princípio de que, no início do processo de agrupamento tem-se o número de conglomerados, ou seja, cada elemento do conjunto de dados observados é considerado como sendo um conglomerado isolado.



Em cada passo do algoritmo, os elementos amostrais vão sendo formado com novos conglomerados. O resultado final dos agrupamentos é um gráfico chamado dendrograma. Trata-se de um gráfico em forma de árvore, sendo que na escala vertical indica se o nível de similaridade (ou dissimilaridade), enquanto na escala horizontal são marcados os elementos amostrais numa ordem conveniente relacionada ao agrupamento.

Por meio do dendrograma e do conhecimento prévio sobre a estrutura dos dados, deve se determinar uma distância de corte para definir quais são os grupos formados. Essa decisão é subjetiva e deve ser feita de acordo com o objetivo da análise e o número de grupos que se pretende chegar.

Segundo Mingoti (2013), os métodos de agrupamentos hierárquicos mais comuns e disponíveis na grande maioria dos softwares estatísticos são: os métodos de ligação simples; ligação completa; média das distâncias; centróide e de Ward, que foi usado na presente pesquisa.

O método de Ward gera grupos com mesmo número de elementos e tem como princípio a análise da variância. A medida de homogeneidade é baseada na partição da soma de quadrados total de uma análise da variância. Este método é bastante utilizado por valer se de uma medida com alta relevância estatística (variância) e por gerar grupos que possuem alta homogeneidade interna.

### **3.6 Índice de anomalia de chuva (IAC)**

Os índices facilitam a comunicação de informações sobre anomalias climáticas para diversos públicos de usuários e permitem aos cientistas avaliarem quantitativamente anomalias climáticas em termos de sua intensidade, período de duração, extensão espacial e frequência.

Isso permite analisar eventos históricos de secas e de altas pluviosidades e suas probabilidades de recorrência (TSAKIRIS et al. 2012). Fornecendo representações espaciais e temporais, os índices climáticos colocam as condições atuais do clima em perspectiva histórica. Eles são importantes para proporcionar aos tomadores de decisões uma medição da anormalidade climática em uma determinada área da superfície terrestre.

Um desses índices é o *Rainfall Anomaly Index* (RAI - Índice de Anomalia de Chuva - IAC) desenvolvido por Rooy (1965) e adaptado por Freitas (2005). O IAC tem como principal característica, o fato de apenas necessitar de dados de precipitação para ser gerado, e visa tornar o desvio da precipitação, em relação à condição normal de diversas regiões, passíveis de comparação.

De acordo com Repelli et al. (1998), o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) é mais apropriado para uso em regiões semiáridas e tropicais. Um dos principais fatores do uso desse índice é a facilidade de acesso aos dados de precipitação mensais em tempo real o que faz dele um potencial ferramenta para aplicações de monitoramento durante a estação chuvosa (FONSECA, 2016).

O uso do IAC em pesquisas científicas vem propiciando resultados significativos, revelando-se como uma importante ferramenta de análise das precipitações considerando-se sua facilidade procedimental, devido aos recursos computacionais (planilha eletrônica) e a determinação qualitativa de anomalias extremas (SANCHES et al. 2014). Procurando comparar índices que fossem aptos a expressar o grau de severidade de secas e o teor de umidade do solo para o agreste paraibano na região da Borborema, Azevedo e Silva (1995) utilizaram em seu trabalho o IAC, o qual se demonstrou uma ferramenta de aplicação simplificada, uma vez que utiliza apenas uma variável para análise.

Araújo e Brito (2011) utilizaram o IAC para analisar a climatologia no espaço geográfico da bacia do rio Paraíba e a influência na variabilidade espaço-temporal das chuvas na região. Um dos resultados observados nesse trabalho é que esse índice pode ser utilizado como ferramenta para o acompanhamento climático de uma região, monitorando, gerando prognósticos e diagnósticos climáticos. No estudo realizado por Silva Júnior et al. (2011), foi objetivado utilizar o IAC como indicador climático da variabilidade pluviométrica na microrregião de Gurupi (TO).

O IAC procura analisar a frequência com que ocorrem os anos secos e chuvosos e a intensidade dos mesmos avaliando seu grau de severidade e duração, através das seguintes formulações (FERNANDES et al. 2010):

$$IAC_{Positivo} = 3 \times \left[ \frac{(N - N_1)}{(M - N_1)} \right] \quad (3.11)$$

$$IAC_{Negativo} = -3 \times \left[ \frac{(N - N_1)}{(X - N_1)} \right] \quad (3.12)$$

Nas equações propostas, N compreende a precipitação total (mm) do ano que será gerado o IAC,  $N_1$  corresponde à média (anual) da série histórica (mm); M representa a média das dez maiores precipitações anuais da série histórica (mm) e X compreende a média das dez menores precipitações anuais da série histórica (mm). As anomalias positivas são representadas por valores acima da média e as negativas, abaixo da média e seus graus de intensidade podem ser avaliados conforme a Tabela 3.1.

**Tabela 3.1:** Classificação de índice de anomalia de chuva.

IAC (Índice de anomalia de chuva)	Classificação
$\geq 4,00$	Extremamente úmido
3,00 a 3,99	Umidade alta
2,00 a 2,99	Umidade moderada
0,50 a 1,99	Umidade baixa
-0,49 a 0,49	Normal
-1,99 a -0,50	Seca suave
-2,00 a -2,99	Seca moderada
-3,00 a 3,99	Seca alta
$\leq -4,00$	Seca extrema

**Fonte:** Adaptado de Fernandes et al. (2010).

Após a aplicação da metodologia IAC na série de dados de precipitação no estado da Paraíba no período de 1910 à 2016, os resultados foram comparados com as informações sobre a ocorrência e a intensidade do fenômeno ENOS.

### 3.7 Transformada de ondeletas (TO) ou Análise em ondeletas (AO)

A Transformada de Fourier (TF) e a Transformada de Fourier de curta duração (TFCD) são técnicas usadas para estudar as frequências das séries temporais. A TF extrai a informação global de sinais de ondas equivalentes e a TFCD extrai informação da janela de curta duração considerada. Se um sinal é alterado em uma pequena vizinhança em certo instante de tempo, esses processos não mostram a localização temporal da alteração e não são adequados para analisar os sinais não estacionários ou sinais fracos que aparecem apenas em curtos intervalos de tempo.

Tal deficiência não existe na técnica conhecida com Transformada em Ondeletas (TO), a qual possui janelas móveis, no tempo ou no espaço, que se dilatam ou se comprimem para capturar sinais de baixa e alta frequência, respectivamente. Portanto, alguns sinais fracos ou sinais não estacionários que são geralmente ignorados por TF podem ser detectados por TO. A transformada em ondeletas foi desenvolvida na década de 1980 por pesquisadores como Morlet, Grossmann, Meyer e Daubechies (MERRY, 2005).

É uma ferramenta (técnica) importante na investigação de fenômenos não estacionários, para os quais a análise de Fourier tradicional não é eficiente (FARGE, 1992). Entende-se como não-estacionária uma série temporal em que momentos estatísticos como médias e variâncias,

para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintas. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária.

O termo *ondeleta* (*wavelet*) refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatação [ $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ ] e translação (compressão) [ $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$ ] de uma única função base geradora  $\psi(t)$ , que é quadraticamente integrável sobre o campo dos reais ou espaço  $[L^2(\mathbb{R})]$  e possui energia finita.

A função  $\psi(t)$  é às vezes chamada de “*wavelet mother* ou *wavelet mãe*”, enquanto que as “*wavelets* ou *wavelet filhas*” são funções construídas por dilatações e translações derivadas da *wavelet mãe* que tem energia definida.

Matematicamente, a transformada de ondeleta contínua é definida em termos de uma integral de convolução entre o sinal analisado  $f(t)$  e uma ondeleta conhecida como “*ondeleta-mãe*”, ondeleta-geratriz ou ainda ondeleta analisadora, expressa pela Equação (3.13):

$$(W\psi f)(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (3.13)$$

na qual os parâmetros  $a$  e  $b$  variam continuamente em  $\mathbb{R}$ , com  $a \neq 0$ , e

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right); \quad a \in \mathbb{R}^+ \text{ e } b \in \mathbb{R} \quad (3.14)$$

sendo as funções  $\psi_{a,b}$  as ondeletas filhas, geradas a partir de dilatações e translações da ondeleta mãe  $\psi(t)$ .

A análise em ondeletas (AO) é feita pela aplicação sucessiva da transformada em ondeletas (TO) a diversos valores de  $a$  e  $b$ , o que representa a decomposição do sinal original da série temporal em diversas componentes localizadas no tempo e em frequência (período) de acordo com os parâmetros de translação e de escala.

A principal característica da Análise de Wavelet é a detecção de sinais não estacionários ou flutuações de caráter episódico. Uma *wavelet* que é adequada para capturar variações nas periodicidades dos sinais geofísicos é a *wavelet* de Morlet, pois esta possui um grande número de oscilações. A função de Morlet é dada pela seguinte Equação (3.15):

$$\psi(t) = e^{iw_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (3.15)$$

que representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano. São:  $i$  = parâmetro de dilatação e compressão da onda;  $w_0$  = parâmetro de frequência e  $t$  = tempo. O envelope gaussiano é

definido pela segunda exponencial do produto da Equação (3.15), enquanto que a onda exponencial complexa é a primeira exponencial. Esta é a função de Wavelet básica.

Para que a Wavelet de Morlet percorra toda a série temporal utiliza-se a Equação (3.16):

$$\psi \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] = \left( \frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_o \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (3.16)$$

na qual  $s$  é o parâmetro de dilatação usado para mudar a escala, e  $n$  é o parâmetro de translação usado para deslizar no tempo. O fator  $s^{-1/2}$  a normalização para manter constante o total da energia da ondeleta escalonada. A transformação do conjunto da onda é dada por:

$$W_n(s) = \sum_{n'}^{N-1} x_{n'} \psi^x \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (3.17)$$

na qual  $(x)$  denota o complexo conjugado. A somatória de  $W_n(s)$  é feita em  $n'$ , variando de 0 a  $N-1$  ( $n'$  é o índice do tempo, com  $N$  igual ao número de pontos no tempo). Variando a escala da ondeletas e transladando ao longo do índice de tempo localizado  $n$ , se constrói uma figura bidimensional mostrando a amplitude versus a escala e como a mesma varia com o tempo. Note que  $n'$  é diferente de  $n$  e que  $\psi$  é a função da Wavelet, enquanto  $W_n$  é a Transformada de Wavelet.

Essa metodologia foi usada dada a necessidade de se utilizar uma ferramenta capaz de mostrar as reais características do sinal a ser estudado visando a detecção, análise e caracterização das escalas de tempo dos sistemas atmosféricos que influenciam na variabilidade da chuva. As ondeletas decompõem as séries temporais no tempo e frequência simultaneamente. Assim, é possível obter informações como a amplitude de qualquer sinal periódico dentro da série e como esta varia com o tempo.

### 3.8 Método de decomposição

O método de decomposição é uma técnica de análise de sinal. Em essência, esse método decompõe uma série temporal em um número finito de componentes mais simples, chamados de Funções de Modo intrínseco (IMF) por um processo de peneiração.

Estes componentes mantêm as características naturais de oscilação do sinal original e são independentes uns dos outros. Depois que todos os FMI são extraídos, o resíduo se torna uma função monótona, que representa o termo de tendência do sinal original. Ao integrar todos os FMI e os resíduos, o sinal é recuperado. A seguir, tem-se uma melhor abordagem desse processo.

### 3.8.1 Funções de Modo Intrínseco (IMF - *Intrinsic Mode Function*)

Como descrito em Huang et al. (1998), para obter a frequência instantânea do sinal é necessário que a função em análise tenha média local igual a zero e que o número de picos (máximos e mínimos locais) e o número de cruzamentos por zero seja igual ou que diferencie em pelo menos 1.

Por isso, seria interessante ter um método prático para decompor o sinal em alguns componentes que atendam a todas as condições citadas.

Pensando nisso, Huang et al. (1998), propôs uma classe de funções chamadas Funções de Modo Intrínseco (IMFs). A IMF é obtida pela decomposição empírica do sinal original, gerando assim funções mono componentes finitas (sinais de banda estreita). Essas funções são chamadas intrínsecas pois cada uma é um modo de oscilação do sinal contida nos dados. A IMF é definida como uma função que satisfaz as seguintes condições:

1. Em um conjunto de dados, o número de máximos e de mínimos locais e o número de cruzamentos por zero devem ser iguais ou diferenciar em pelo menos 1.
2. Em qualquer ponto, a média do envelope definido pelos máximos locais e do envelope definido pelos mínimos locais deve ser zero.
3. A IMF gerada não pode ter nenhum máximo local abaixo de zero e nenhum mínimo local acima de zero.

### 3.8.2 Decomposição de modos empíricos (EMD - *Empirical Mode Decomposition*)

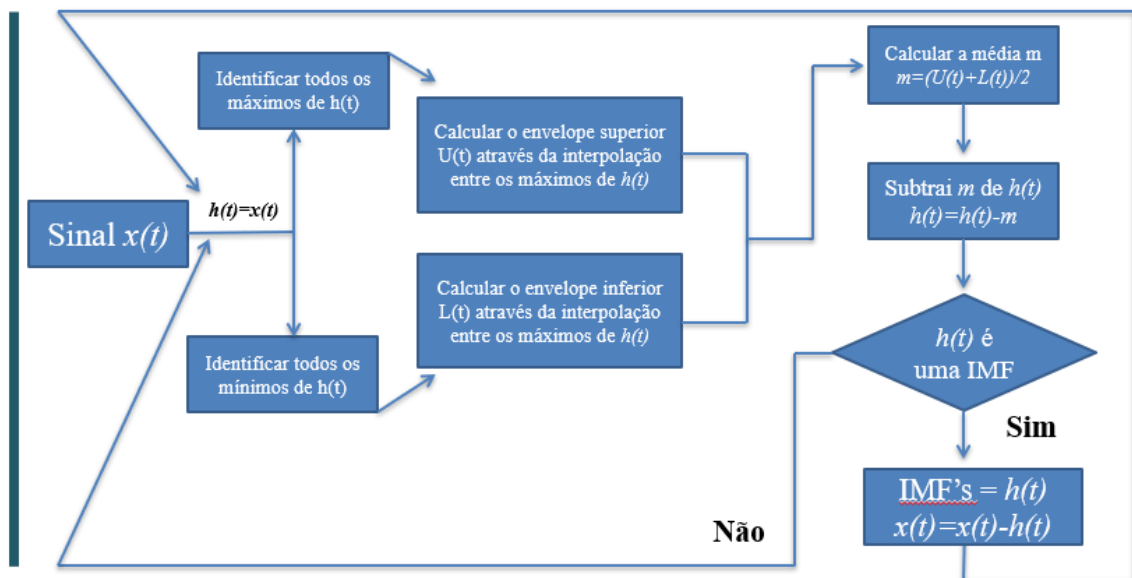
A essência desse método é identificar empiricamente todos os modos de oscilações intrínsecas através das características temporais do sinal e, em seguida, decompor os dados de acordo com essas características. O método sistemático para extrair as funções intrínsecas é chamado de processo de *sifting*, e é descrito a seguir.

Dado um sinal de entrada ( $t$ ), o primeiro passo é calcular os pontos de máximos e mínimos locais destes sinais. Após definidas as localizações dos picos, todos os máximos locais são conectados através de uma interpolação cúbica e essa conexão é chamada de envelope superior. Esse processo é repetido para os mínimos locais para obter o envelope inferior. O próximo passo é calcular a média entre os dois envelopes, definida como  $m_1$ . A primeira componente,  $h_1$ , é a diferença entre  $x(t)$  e  $m_1$ , ou seja:

$$h_1 = x(t) - m_1 \quad (3.18)$$

Este processo é ilustrado no fluxograma da Figura 3.7:

**Figura 3.7:** Fluxograma do algoritmo EMD.



**Fonte:** Autor (2020).

Idealmente, após esses passos, o componente  $h_1$  é a IMF. De acordo com a definição, para um componente ser uma IMF, o sinal não deve ter nenhum máximo local abaixo de zero ou um mínimo local acima de zero (HUANG et al. 1998). Quando isso ocorre, o procedimento de cálculo da IMF é repetido até que o componente atinja as condições necessárias para ser uma IMF, assumindo  $h_1$  como o novo sinal  $x(t)$ . Assim:

$$h_{11} = h_1 - m_{11} \quad (3.19)$$

no qual  $m_{11}$  é a nova média entre os envelopes superior e inferior de  $h_1$  e  $h_{11}$  é o novo sinal candidato a IMF.

O processo de *sifting* é repetido vezes até que  $h_1$  seja uma IMF (Equação 3.20):

$$h_1 = h_{1(k-1)} - m_{1k} \quad (3.20)$$

pode ser definido como:

$$c_1 = h_{1k} \quad (3.21)$$

onde  $c_1$  é a primeira IMF dos dados analisados. Assim  $c_1$  pode ser separado a partir dos dados originais:

$$r_1 = x(t) - c_1 \quad (3.22)$$

Se o resíduo  $r_1$  também contiver informações sobre o sinal, assume-se que este é o novo dado, e então o processo de *sifting* é aplicado novamente sobre o novo dado. Esse procedimento será repetido para todos os  $r_j$ s subsequentes.

### 3.9 Teste Mann Kendall

Após a obtenção dos índices climáticos foi aplicado o teste estatístico de Mann Kendall (teste proposto por Mann (1945) e adaptado por Kendall (1975)) para um melhor entendimento das tendências temporais apresentadas e das significâncias estatísticas associadas. Citado por Back (2001), Rodrigues; Santos (2007) e Freitas et al. (2010) esse teste, segundo Sneyers (1992), considera que na hipótese de estabilidade de uma série temporal, a sucessão de valores que ocorrem de forma independente, e a distribuição de probabilidade devem permanecer sempre a mesma (série aleatória simples).

O teste não paramétrico de Mann Kendall é sugerido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para avaliar a tendência em dados de séries temporais das variáveis ambientais. Esse teste consiste em comparar cada valor da série temporal, com outros valores restantes na ordem sequencial.

Goossens e Berger (1986) afirmam que o teste de Mann-Kendall é o mais apropriado para analisar mudanças climáticas em séries climatológicas e que permite também a detecção e localização aproximada do ponto inicial de determinada tendência (BACK, 2001 e RODRIGUES; SANTOS, 2007).

Para isso, inicialmente é necessário o cálculo de S conforme a Equação (3.23):

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sing}(x_i - x_j) \quad (3.23)$$

em que:  $x_i$  e  $x_j$  são os valores dos dados em sequência (anual, mensal ou sazonal) nos anos  $i$  e  $j$ ;  $n$  é o comprimento da série temporal;  $\text{sign}(x_i - x_j)$  é -1 para  $(x_i - x_j) < 0$ ; 0 para  $(x_i - x_j) = 0$ , e 1 para  $(x_i - x_j) > 0$ .

Para  $n$  suficientemente grande (valores acima de 30 dados) a média  $[S]$  e a variância  $VA[S]$  são:

$$E[S] = 0 \quad (3.24)$$

$$VAR(S) = \frac{1}{18} + [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)] \quad (3.25)$$

sendo que  $t_p$  é o número de dados com valores iguais em certo grupo e  $q$  o número de grupos contendo valores iguais na série de dados em um grupo  $p$ . Os valores de S e VAR(S) são usados para calcular o teste estatístico de Mann-Kendall é dado pela seguinte equação:



$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{VAR(S)}}, & \text{se } S < 0 \\ 0, & \text{se } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{VAR(S)}}, & \text{se } S > 0 \end{cases} \quad (3.26)$$

A presença de uma tendência estatisticamente significativa é analisada usando o valor de  $Z$ . Um valor positivo de  $Z$  indica tendência positiva, enquanto que valor  $Z$  negativo representa tendência negativa. Para testar o nível de significância considera-se como hipótese nula ( $H_0$ ) se o valor absoluto de  $Z$  for maior que  $Z_{\alpha-1/2}$ , onde  $Z_{\alpha-1/2}$  é obtido a partir das tabelas de distribuição padrão normal cumulativa (MODARRES; SILVA, 2007).

No presente caso, os níveis dos testes de significâncias são 0,001; 0,01; 0,05 e 0,1 (PINHEIRO et al. 2013). A aplicação do teste Mann-Kendall foi feita para os dados de precipitação nas estações meteorológicas pelo fato do período da série ser de longo prazo.

### 3.10 Modelo Auto Regressivo Integrado Média Móvel [ARIMA (p,d,q)]

De acordo com Box e Jenkins (1976), a base deste tipo de modelagem consiste no fato de que uma série temporal  $X(t)$  apresenta correlações seriais, e cada modelo pode ser considerado como gerado por uma sequência de choques aleatórios independentes entre si, com determinada distribuição com média zero, variância constante, ou seja, um processo com ruído branco.

Uma série temporal  $\{X_t\}$  é dita um processo *ARIMA* ( $p,d,q$ ) se,

$$\phi_p(B)(1-B)^d X_t = \theta_0 + \theta_q(B)\varepsilon_t \quad (3.27)$$

onde,  $(B) = (1 - \phi_1 B - \dots - \phi_p B^p)$  e  $(B) = (1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q)$  são respectivamente polinômios autoregressivo estacionário e média móvel invertível. Portanto,  $\{X_t\}$  é processo não estacionário que depois de diferenciado  $\nabla(d \geq 1$  e  $\nabla = 1 - B)$  se transforma em processo estacionário e invertível *ARMA* ( $p,q$ ).

Quando  $d = 0$  o processo  $X_t$  é estacionário e  $\theta_0$  está relacionado com a média  $\mu = \{X_t\}$ ,

$$\theta_0 = (1 - \phi_1 - \dots - \phi_p) \quad (3.28)$$

Se  $\mu = 0$ , pode omitir-se  $\theta_0$ ; quando  $\mu \neq 0$ ,  $\theta_0$  é parâmetro que deve ser estimado.

Para  $d = 0$ , o modelo *ARIMA* ( $p,d,q$ ) pode ser escrito na forma,

$$\Phi(B)U_t = \Theta_q(B)\varepsilon_t \quad (3.29)$$

onde  $U_t = (1 - B)^d X_t$  é o processo estacionário *ARMA*( $p,q$ ).

Quando  $d \geq 1$ , o processo  $X_t$  não é um processo estacionário. Para mais detalhes consultar Box et al. (2008), Brockwell e Davis (2002), Priestley (1983) e Wei (2006).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos com as análises dos dados. Nesse sentido, aplicou-se Análises de Componentes Principais (ACP) para se obter a distribuição espaço-temporal, utilizando as análises multivariadas. Optou-se pela técnica hierárquica de agrupamento (Método de Ward) para delimitar do estado da Paraíba em sub regiões climatologicamente homogêneas e com base nas médias da chuva usou-se a estatística descritiva, distribuição de probabilidades A análise de ondeletas foi usada para obter informações espectrais nas sub regiões homogêneas, utilizou-se também o método de decomposição em modos empíricos (EMD) para verificar as oscilações e tendências de longo prazo, bem como sua respectiva comparação com pesquisas anteriores, sempre que possível.

### 4.1 Análise climática usando Análise de Componentes Principais (ACP)

A ACP indicou que a variabilidade dos dados é explicada por duas componentes, com características elementares básicas que representam 84,85% dos dados analisados. A Tabela 4.1 apresenta a porcentagem do total da variância explicada pelas duas componentes encontradas neste estudo. Cada componente representa um conjunto de variáveis que caracteriza a precipitação associada aos sistemas frontais no conjunto de dados analisados. A análise indica que a variabilidade dos dados pode ser explicada pelas duas primeiras componentes, mais significativas, que possuem os autovalores maiores ou próximos de 1. A Tabela 4.1 apresenta também o peso de cada variável, representada pelos meses do ano, em relação ao conjunto de dados médios mensais da precipitação pluvial. Foram considerados os dois primeiros fatores comuns, tanto pelo critério *scree plot* como pelo critério de truncamento de Kaiser.

A análise de componentes principais resultou em um primeiro componente principal (CP1) que consegue explicar 48,67% da variação total dos dados e possui autovalor igual a 5,840, já o segundo componente (CP2) consegue explicar 36,18% da variância total dos dados e possui autovalor igual a 4,342. Essa mesma técnica de retenção de CPs foi utilizada por Rodrigues et al. (2014), no estudo da variabilidade da precipitação no Estado do Pará, assim como Nascimento et al. (2015) na análise dos padrões espaciais e temporais da precipitação no Estado do Maranhão. Nesses dois trabalhos os autores retiveram três CPs, todos com autovalor maior que um e que explicaram 92,91% e 92,8% da variância total dos dados, respectivamente.

**Tabela 4.1:** Total da variância explicada na ACP.

Componentes	Autovalores			Cargas		Cargas rotacionadas	
	Total	Var(%)	AC(%)	Total	Var(%)	Var(%)	AC(%)
1	5,840	48,667	48,667	5,840	48,667	46,684	46,684
2	4,342	36,184	84,851	4,342	36,184	38,167	84,851
3	0,482	4,018	88,869				
4	0,434	3,615	92,484				
5	0,409	3,407	95,891				
6	0,206	1,715	97,606				
7	0,096	0,797	98,403				
8	0,072	0,604	99,007				
9	0,054	0,450	99,457				
10	0,028	0,230	99,687				
11	0,022	0,187	99,874				
12	0,015	0,126	100,000				

**Legenda:** Var = Variância, AC = Acumulada. **Fonte:** Autor (2020).

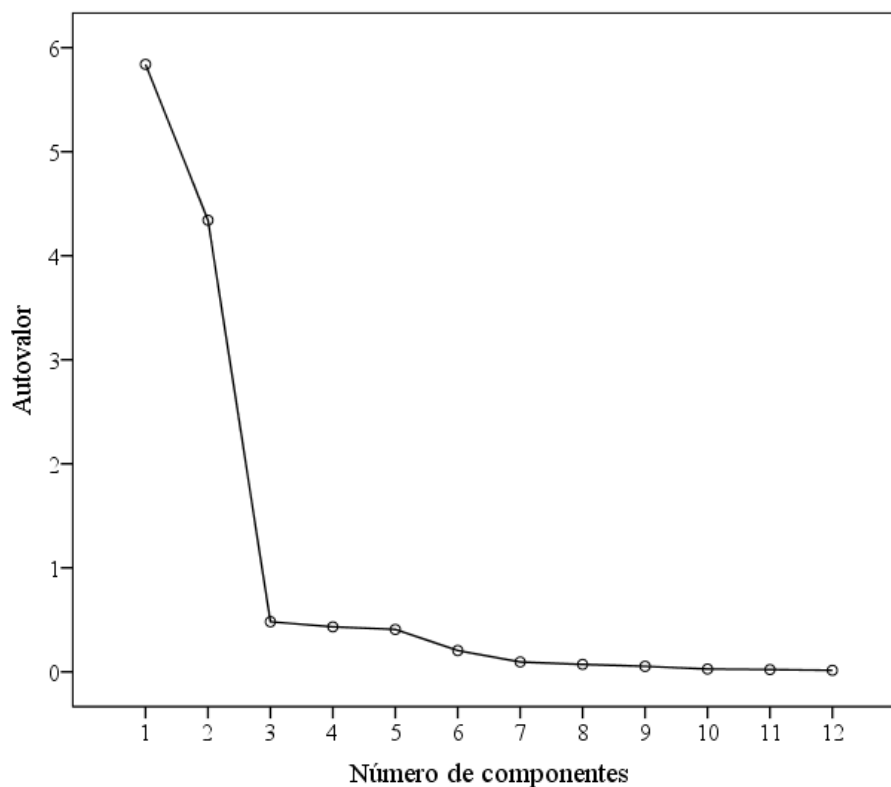
A Figura 4.1 é a curva *scree plot* que relaciona o número de ordem de cada eixo com o valor próprio que lhe está associado. Se essa curva evidenciar uma estabilização dos valores próprios, pode se reter apenas os eixos com números de ordem superiores aquele que inicia a estabilização. Traçar o espectro de autovalores com uma escala linear vertical produz o que é conhecido como o gráfico *scree*.

Por meio do *scree* (Figura 4.1) é possível verificar a variabilidade referente a cada componente principal gerado pela análise, em que cada ponto representa os seus respectivos autovalores, auxiliando também na tomada de decisão referente ao número de componentes que permanecerão no estudo. É possível confirmar que o CP1 possui a maior variabilidade e é altamente explicativo, visto que os pontos estão associados aos autovalores e que o decréscimo desses autovalores se intensifica no ponto relacionado ao CP2, sendo um indício de que os componentes a serem retidos serão os dois primeiros.

O gráfico de Ogiva, o qual está relacionado à variabilidade acumulativa (%), reafirma tal decisão ao atingir uma variabilidade maior que 84,85% justamente na segunda componente. Esses resultados são semelhantes aos obtidos por Guedes et al. (2010), que, ao avaliar a precipitação pluvial no estado do Piauí, verificaram que dois componentes conseguem captar a

variabilidade total dos dados por meio do gráfico *scree*, o que é confirmado ao se verificar que a variância acumulada é de 88,02% na segunda componente.

**Figura 4.1:** *Scree plot* da ACP.



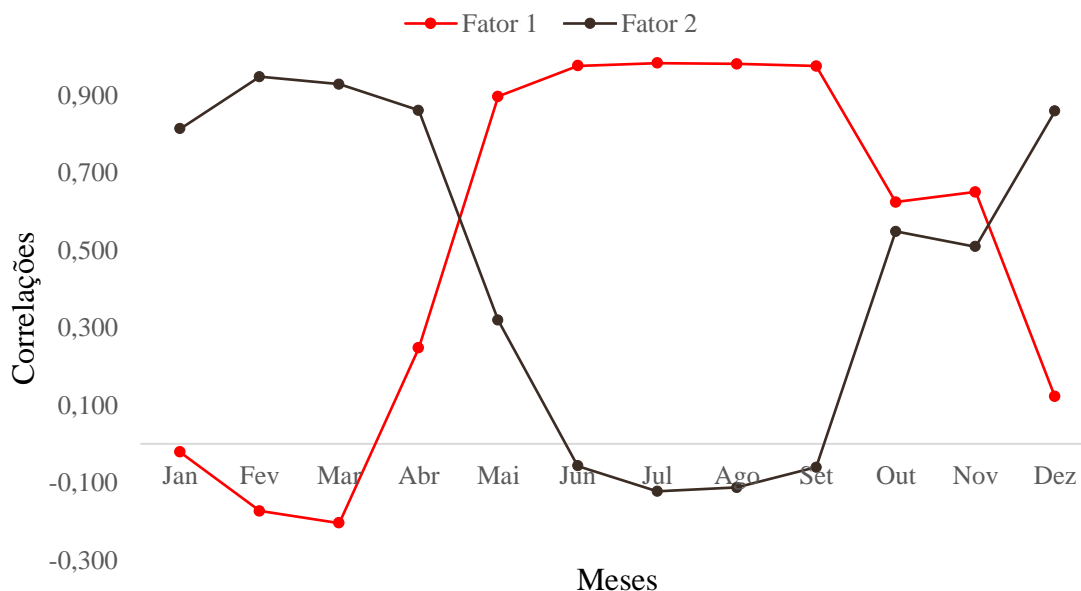
**Fonte:** Autor (2020).

Os dois primeiros fatores comuns rotacionados, que explicam 84,85% da variância total da série (Figura 4.2), em que o primeiro fator comum temporal rotacionado da precipitação, explica 46,67% da variância total, com correlações positivas, superiores a 0,8, com ciclo anual bem definido predominando nos meses de maio a setembro, e com valor mínimo em março, enquanto o segundo fator comum apresenta máximas correlações positivas de dezembro a abril (superiores a 0,8) e mínimas entre os meses de junho a setembro. Este fator, explica 38,16% da variância total e tem ciclo anual bem definido.

É importante ficar claro que a CP1, é a componente que tem maior representatividade, ou seja, maior variabilidade dos dados em relação às outras. Pode-se dizer que cada um representa um padrão de precipitação que coincide com os períodos de menor e maior precipitação do Estado. Estas correlações sugerem que os sistemas atmosféricos, que geram o padrão de precipitação nesta região, têm um caráter mais local, ou seja, são geradas pelos mesmos sistemas precipitantes. O CP 1 representa o período mais chuvoso e o CP 2 o menos chuvoso. Esse resultado corrobora com os dados históricos do clima do Estado, conforme

boletins climáticos do SIMEPAR (SIMEPAR, 2017), o que dá consistência à essa análise. Como pode ser visto na Tabela 4.1, as duas componentes juntas, ultrapassam 84,85% da variância dos dados.

**Figura 4.2:** Comportamento das componentes principais.

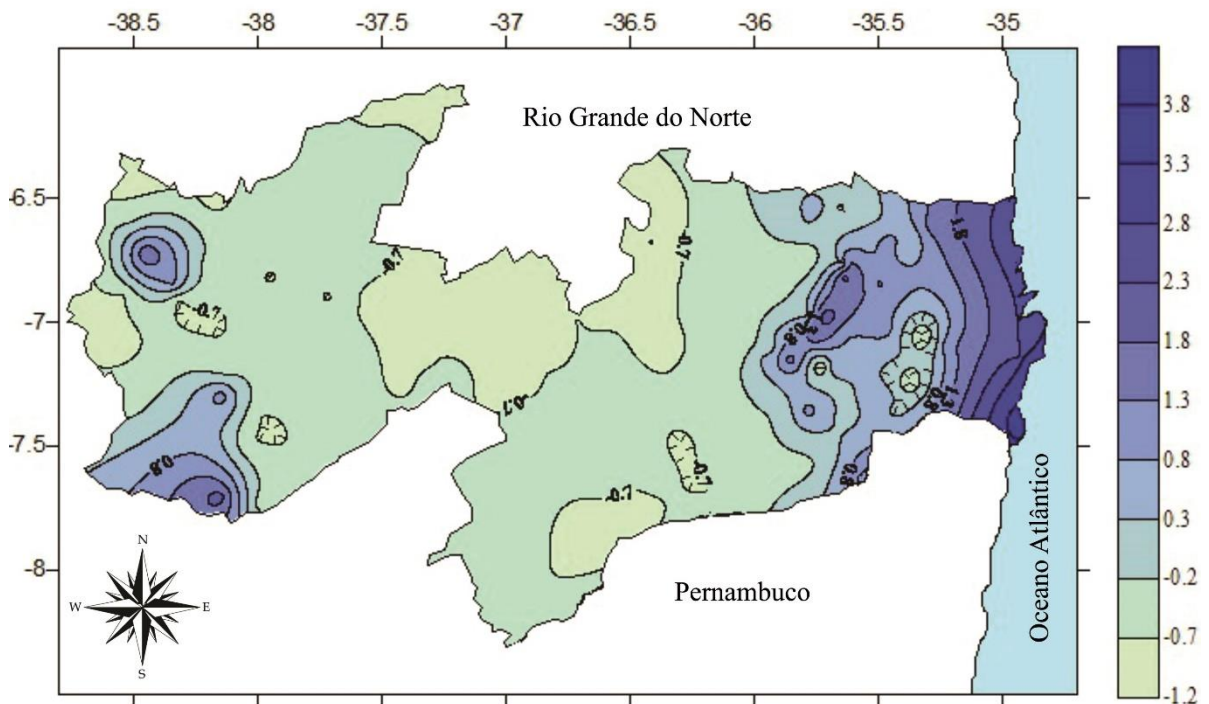


**Fonte:** Autor (2020).

A Figura 4.3 corresponde ao padrão espacial do primeiro fator temporal (estação chuvosa) e apresenta contribuições positivas ( $> 1,3$ ) na região do Litoral e parte do Sertão. Sugere-se que as chuvas associadas a este padrão estão relacionadas com a atuação e deslocamento Leste-Oeste da ZCIT, VCANs, sistema de escala planetária e um dos principais sistemas que atua nos trópicos, responsável pelas chuvas que ocorrem no Norte-Nordeste do Brasil durante sua estação chuvosa.

Em termos meteorológicos, a razão para ser mais chuvosa e apresentar maior intensidade nos eventos extremos de chuva, deve à circulação de grande escala, posição e frequência da borda dos VCANs, a chuva desse período está associada à maior atividade de circulação de brisa que advecta bandas de nebulosidade para o continente, como também está relacionada aos distúrbios ondulatórios de leste, que são responsáveis pelas chuvas (YAMAZAKI; RAO, 1977).

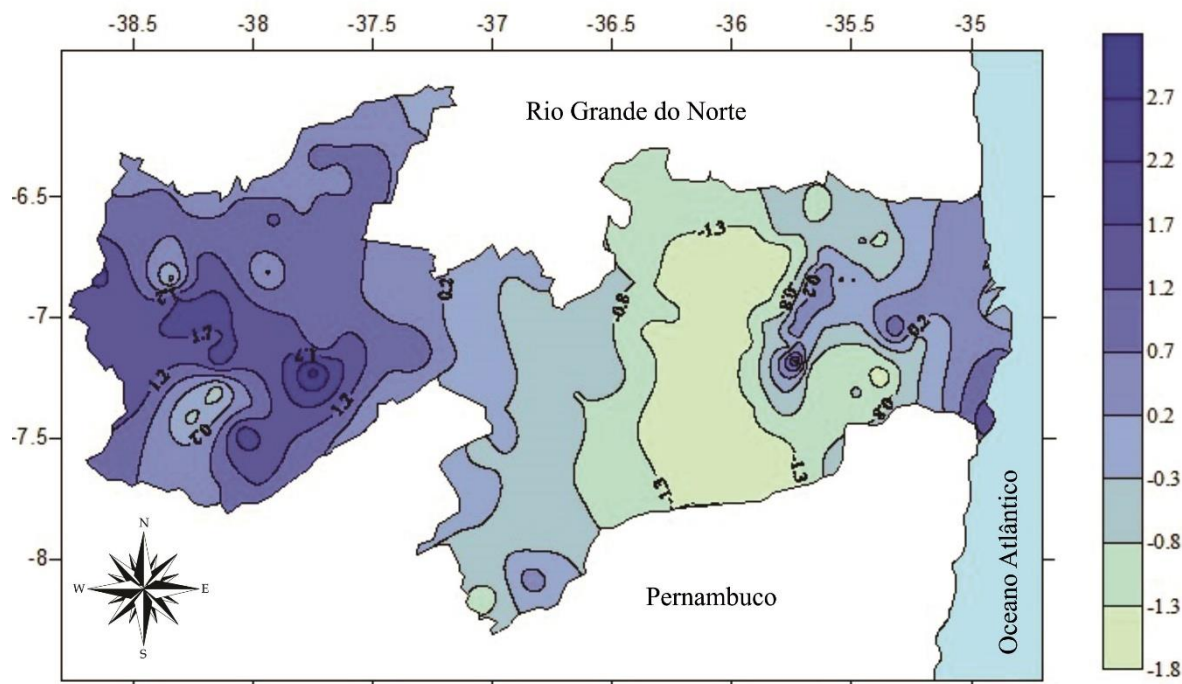
**Figura 4.3:** Padrões espaciais dos pesos da primeira componente principal.



**Fonte:** Autor (2020).

O padrão espacial associado ao segundo fator temporal (estação de transição) evidencia um importante contraste entre regiões. Na mesorregião da Borborema e Agreste Paraibano verificam-se contribuições maiores que 1, enquanto que no Sertão Paraibano essas contribuições são superiores a 1 (Figura 4.4). Este padrão de precipitação indica que as chuvas observadas são decorrentes de diferentes sistemas atmosféricos atuantes na região, à interação da ZCIT com VCAN contribuem para ocorrência de eventos extremos de precipitação, os VCANs (atuam de dezembro a março), ZCIT (de fevereiro a maio) e ondas de leste (de maio a agosto). Tal propagação, continente adentro, ocorre devido a fatores sinóticos, tais como, a ação de Distúrbios Ondulatórios de Leste e/ou a presença de convecção, associada a um forte cisalhamento do vento em baixos níveis (COHEN et al. 2009 e GARSTANG et al. 1994). Os estudos feitos por Cera e Ferraz (2015), Grimm (2011), Melo Júnior et al. (2006), Nogueira et al. (2014), Prado et al. (2016) e Santos et al. (2016) utilizaram a análise de componentes principais (ACP).

**Figura 4.4:** Padrões espaciais dos pesos da segunda componente principal.



**Fonte:** Autor (2020).

Técnicas de análise multivariada e geoestatística têm sido amplamente utilizadas nas análises de séries climáticas com o intuito de reduzir a dimensão do conjunto de dados e facilitar a sua interpretação.

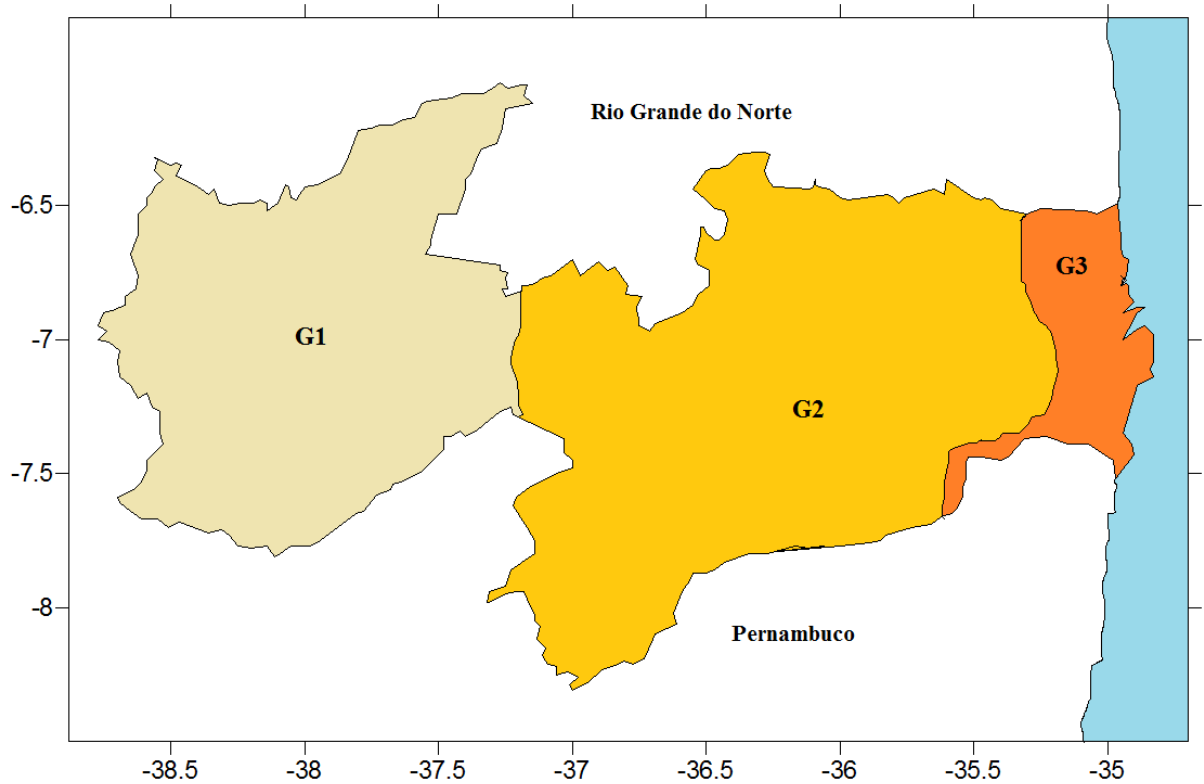
#### 4.2 Delimitação de sub-regiões pluviometricamente homogêneas

Após analisar o comportamento da precipitação no estado da Paraíba através da ACP e verificar os principais sistemas que atuam nessa região, utilizou-se o método de Análise de Agrupamento (AA), para delimitar sub regiões climatologicamente homogêneas e distintas entre si e a partir dessas sub regiões, verificar as oscilações e tendências presentes nas séries de dados analisando cada uma separadamente. Os grupos homogêneos de postos no estado da Paraíba foram identificados por meio do corte transversal no dendrograma, utilizando o critério matemático da inércia para divisão prévia de grupos Ward. De acordo com Freitas et al. (2010) este critério de corte é aquele em que o número de grupos formados resulta no maior salto de inércia com relação ao precedente.

A Figura 4.5 mostra o resultado da análise de agrupamento, evidenciando a sequência de agrupamentos com relação às características climáticas da precipitação do estado da Paraíba, em que foram identificados três grupos homogêneos. O método de agrupamento de Ward foi utilizado devido a sua adequação em outros estudos de Baldo et al. (2000), Freitas et al. (2010) e Silva et al. (2001), cuja variável estudada foi à precipitação.

Para a determinação de regiões homogêneas de precipitação, Melo Júnior et al. (2006), Dos Santos et al. (2014), Araújo et al. (2015), Gebert et al. (2018) e Pansera et al. (2015) utilizaram a análise de agrupamento com o método hierárquico de Ward.

**Figura 4.5:** Regionalização da análise de agrupamento (AA) no estado da Paraíba, PB.



**Fonte:** Autor (2020).

Utilizou-se do auxílio da estatística descritiva para caracterizar cada região homogênea obtida pela análise de agrupamentos, tem-se na Tabela 4.2 as variações da precipitação em cada região homogênea e a partir desses resultados



**Tabela 4.2:** Estatística descritiva das sub regiões G1, G2 e G3.

<b>Meses</b>	<b>Sub região 1 (G1)</b>				
	<b>Mín</b>	<b>Máx</b>	<b>Média</b>	<b>C<sub>A</sub></b>	<b>C<sub>K</sub></b>
Jan	14,5	383,9	101,7	2,4	10
Fev	58,6	270,3	142,8	0,4	0,6
Mar	75,6	456,2	204,7	0,7	2,5
Abr	63,4	382,2	174,1	0,7	1
Mai	17,8	213,6	89,5	1	1,5
Jun	10,6	95,1	38,3	1	1,5
Jul	3,2	51,8	20,6	0,7	0,2
Ago	0,8	49,1	9,6	2,9	10,2
Set	0,4	31,3	5	2,2	7,6
Out	0,1	84,6	13,8	3,1	13,9
Nov	0,5	100,1	18,2	2,5	8,5
Dec	11,7	94,8	39,8	0,9	0,1
<b>Meses</b>	<b>Sub região 2 (G2)</b>				
	<b>Mín</b>	<b>Máx</b>	<b>Média</b>	<b>C<sub>A</sub></b>	<b>C<sub>K</sub></b>
Jan	9,8	305,9	61,9	5,1	38,2
Fev	15,6	172	72,6	1,1	1,9
Mar	26,4	228	107	0,6	1,7
Abr	30	240,5	110	0,5	2,1
Mai	13,6	208,4	86,7	1,2	6,2
Jun	34,9	150,5	86,1	0,7	1,7
Jul	29,2	148,9	72	0,8	1,7
Ago	16,7	141,9	40,2	3,1	17,3
Set	3,4	72,8	20	2,1	11,5
Out	1,9	43,5	9,4	3	13,2
Nov	1,9	31,3	11,2	1,3	2,3
Dec	7	54,2	20,7	1,3	1,8
<b>Meses</b>	<b>Sub região 3 (G3)</b>				
	<b>Mín</b>	<b>Máx</b>	<b>Média</b>	<b>C<sub>A</sub></b>	<b>C<sub>K</sub></b>
Jan	13	332,2	84,2	2,8	14,6
Fev	24,2	241,6	98,2	0,9	2,2
Mar	45,3	276,4	149,8	0,4	0,6
Abr	50,8	337,9	187,8	0	0,4
Mai	37,3	353,2	200,5	0,2	2,4
Jun	103,8	401,7	238,1	0,8	1,9
Jul	90,7	336,6	189	0,3	0
Ago	40,4	264,1	116,7	0,9	2,9
Set	11,1	217,8	60	2,4	14
Out	6,5	71,4	23,8	1,1	4,4

Nov	5,9	62,2	26,7	0,6	0,5
Dec	10,3	89,7	37,5	0,9	2,1

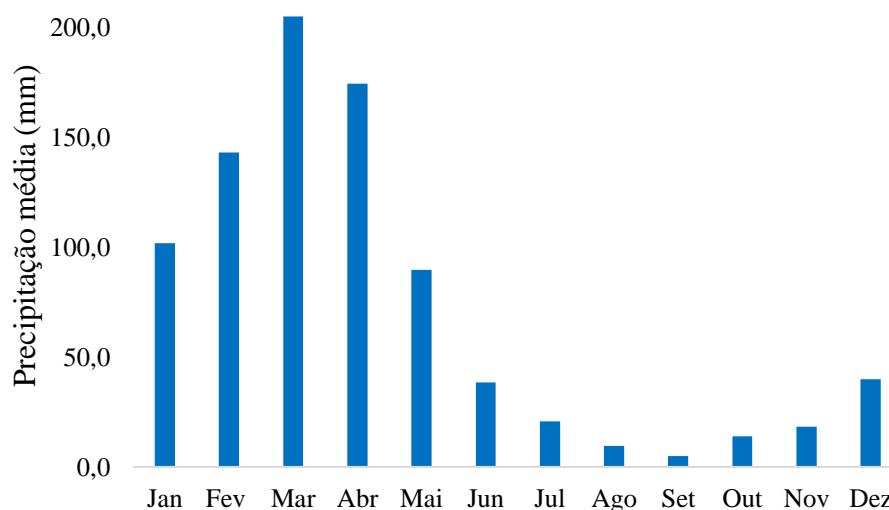
**Legenda:** Mín – Precipitação Mínima, Máx – Precipitação Máxima,  $C_A$  – Coeficiente de Assimetria,  $C_K$  – Coeficiente de Curtose. **Fonte:** Autor (2020).

Os resultados da análise descritiva das médias mensais da precipitação visto na Tabela 4.2, nas três sub regiões, apresentam coeficientes de assimetria positivos, com assimetria à direita ( $CA > 0$ ). Outra observação importante quanto ao coeficiente de assimetria, é que os dados de precipitação podem se ajustar a uma função distribuição de probabilidades de Gumbel, Log-normal, Gama, dentre outras com assimetria positiva.

Todos os valores médios mensais, para as três sub regiões apresentaram coeficientes de curtose ( $CC > 0$ ), indicando que a distribuição dos dados é do tipo leptocúrtica, ou seja, significa que é mais fácil obter valores que se afastam da média, isso acontece devido a nesses meses dar-se início a estação chuvosa da maior parte da região de estudo.

A sub região G1 é composta por 58 municípios e abrange grande parte do Sertão e Alto Sertão, observando-se na Figura 4.6 que o período chuvoso se inicia na segunda quinzena do mês de dezembro e prolonga-se até o final do mês de maio, tendo como trimestre mais chuvoso os meses de fevereiro a abril, com flutuações entre 142,8 e 204,7 mm.mês<sup>-1</sup>. O trimestre mais seco abrange os meses de agosto, setembro e outubro, com chuvas oscilando entre 5,0 e 13,8 mm.mês<sup>-1</sup>.

**Figura 4.6:** Precipitação média da sub região G1 no período de 1910 à 2016.



**Fonte:** Autor (2020).

A utilização da técnica estatística de agrupamento do Box plot (Figura 4.7) permitiu analisar a estrutura da distribuição das chuvas durante os meses do ano, em função da maior ou menor dispersão dos dados, ou seja, quanto menos dispersos os dados se apresentavam, menor

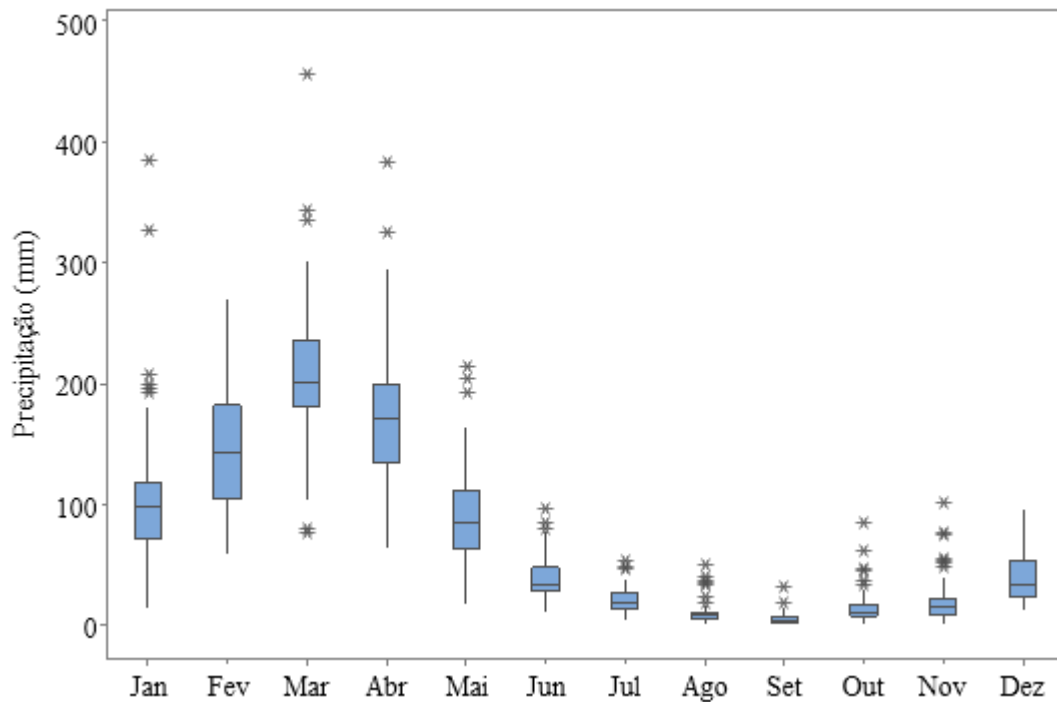
a susceptibilidade a desvios, de modo que a relação inversa também é verdadeira. Os resultados encontrados, referentes à variabilidade mensal dos regimes pluviométricos da Paraíba, estão representados na forma de *boxplot* para uma análise mais completa dos valores de média e quartis de máximos e mínimos, facilitando assim, uma avaliação mais crítica de cada regime de chuva.

Através da análise dos gráficos da Figura 4.7 foi possível verificar a distribuição da chuva em cada mês na série da sub região homogênea G1, em que se observa claramente que a região possui dois períodos bem definidos. O período chuvoso compreendido entre os meses de janeiro a maio, sendo o mês de março mais chuvoso da região, com um volume de chuva, em média, de 200 mm/mês. Já o período menos chuvoso abrange os meses de junho a novembro, com os meses mais secos em agosto e setembro, com o volume médio de chuva inferior a 10 mm/mês. Os meses entre janeiro a maio, considerados meses úmidos, apresentaram maior dispersão dos dados de precipitação, com exceção do mês de fevereiro, todos os meses apresentam *outliers* (positivos e negativos). O mês de março apesar de fazer parte do trimestre chuvoso da sub região G1, apresenta nos anos de 2010 e 2011 precipitação abaixo da média esperada.

A configuração de precipitação nessa região está diretamente relacionada com os sistemas meteorológicos precipitantes atuantes na região norte da Paraíba como a Zona de Convergência Intertropical, que tem sua posição mais ao sul do equador, em média de 2°S nos meses de março e abril segundo o estudo feito por Nobre e Molion (1988).

Além de a ZCIT ser o principal sistema atmosférico causador de chuva nesta região e que define se o período chuvoso irá ser abundante ou não (Marengo et al. 2018), há também a influência da presença do Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN). Diversos autores KOUSKY e GAN (1981), RAMIREZ (1997), RAMIREZ et al. (1999) e MORAIS (2016), definiram o período de atuação do VCAN na estação de verão (dezembro à março) contribuindo, dependendo da sua posição, para as chuvas nestes meses para a região norte.

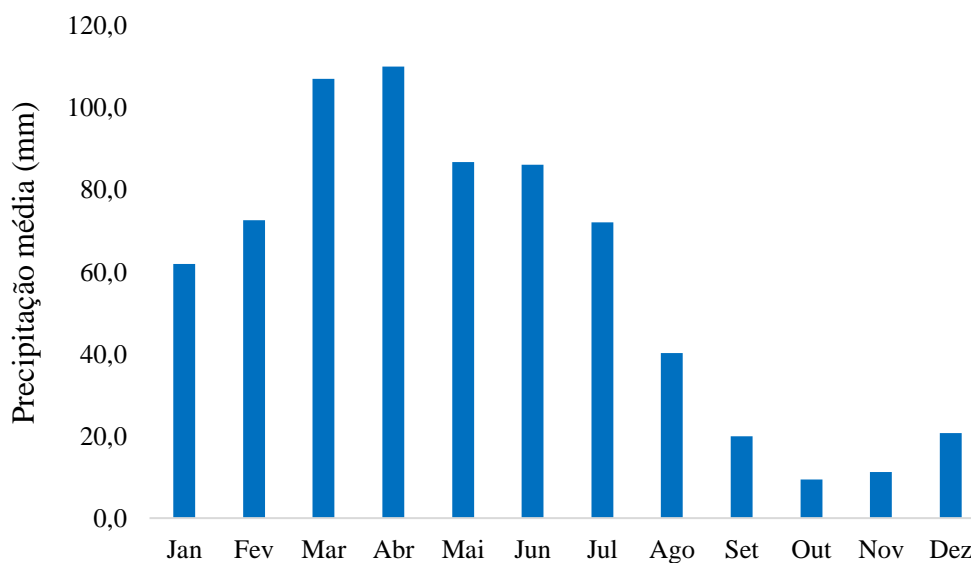
**Figura 4.7:** Box-plot da precipitação do grupo homogêneo 1.



**Fonte:** Autor (2020).

Já a sub região G2 é composta pela maioria dos municípios em estudo, a qual abrange as mesorregiões da Borborema, do Agreste Paraibano e parte da Mata, sendo composta por 92 municípios. Nessa sub região, têm-se as maiores médias de precipitação (Figura 4.8) nos meses de março, abril, maio e junho cujos valores foram de 107,0 mm, 110,0 mm, 86,7 mm e 86,1 mm, respectivamente.

**Figura 4.8:** Precipitação média da sub região G2 no período de 1910 a 2016.



**Fonte:** Autor (2020).

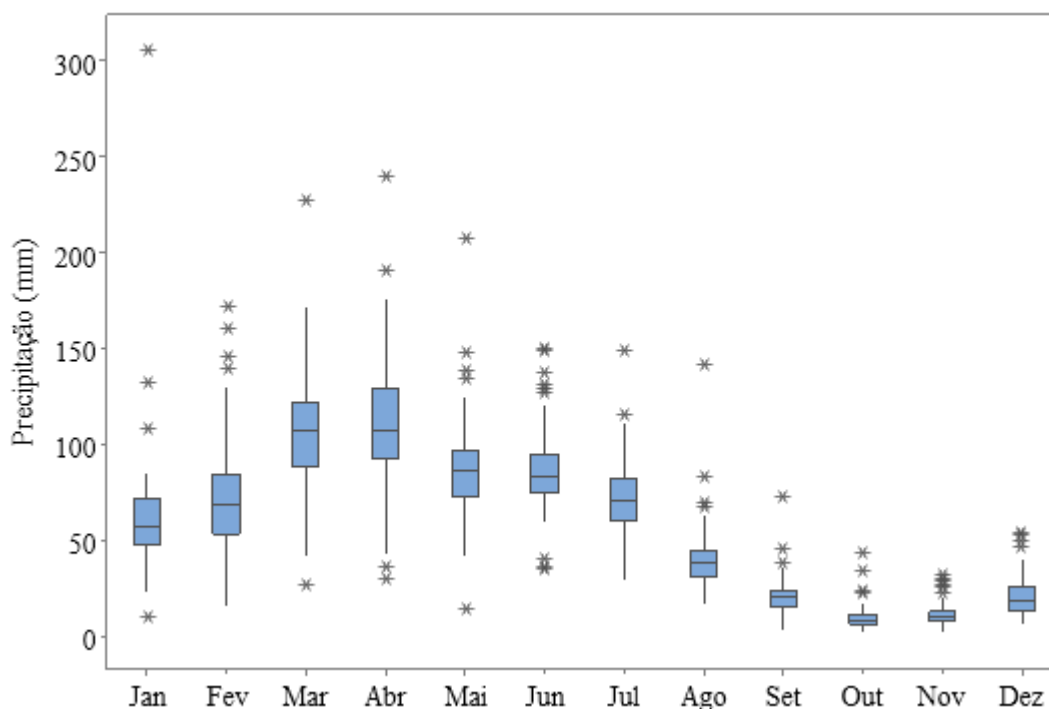
A Figura 4.9 refere-se ao regime de chuva da sub-região G2, a qual segue quase o mesmo padrão do regime anterior em relação aos períodos chuvoso e menos chuvoso bem definidos. O período chuvoso desta região é observado nos meses de fevereiro a junho, com volume de chuva, em média, de 110 mm/mês. Esta região, nessa época do ano, é fortemente influenciada pela passagem de frentes frias oriundas de latitudes médias, já que o gradiente térmico entre as latitudes médias e no trópico na estação de verão é mais elevado que no inverno, facilitando assim o avanço da frente fria até latitudes mais baixas, tendo influência direta no tempo e no clima da região sudoeste do NEB, além da ocorrência de chuvas na forma de pancadas isoladas que geralmente ocorre no final da tarde e início da noite, devido ao aquecimento diurno (MARENGO et al. 2016).

O período menos chuvoso ocorre nos meses de agosto a dezembro, com médias mensais inferiores a 50 mm/mês praticamente em todos os meses. Analisando a sub região G2, na Figura 4.9, percebeu-se que todos os meses do ano apresentaram valores discrepantes (outliers), sendo a maior quantidade e/ou frequência nos meses mais chuvosos, em especial no mês de novembro apresentando 8 outliers.

Os meses de março à abril apresenta a maior variabilidade da precipitação. A vantagem do uso da metodologia do Box-plot em relação à utilização da média e do desvio-padrão normalmente empregados na maioria dos trabalhos, deve-se ao fato de que, como as duas caudas de distribuições fortemente assimétricas têm dispersões diferentes, não há um número único (desvio-padrão amostral) que descreva adequadamente a dispersão (MOORE;

MACCABE, 1999). Essa situação aplica-se de forma bastante adequada ao estudo da variável em questão.

**Figura 4.9:** Box-plot da precipitação do grupo homogêneo 2.

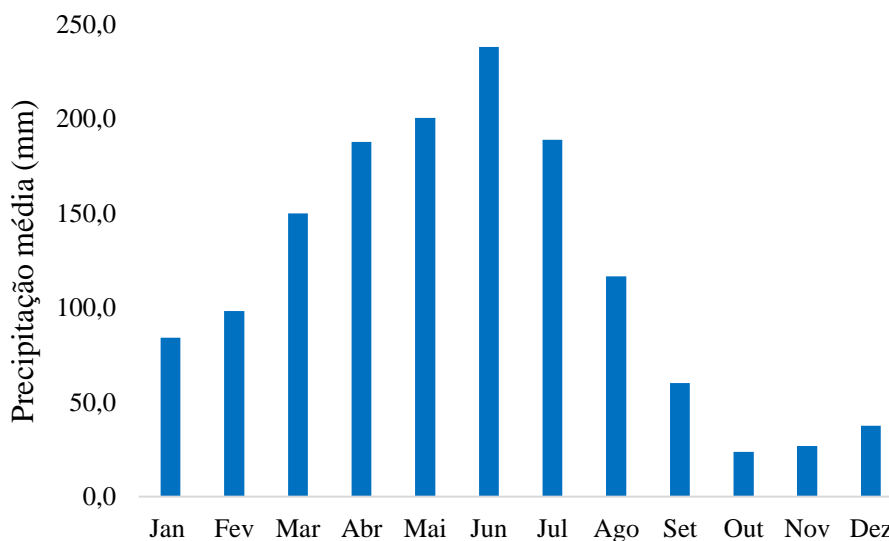


**Fonte:** Autor (2020).

A Figura 4.10, apresenta a distribuição da chuva da sub região G3, a qual é composta por 25 municípios. É possível notar que para a sub região G3 o período chuvoso se dá, geralmente, no mês de março até meados de julho (outono-inverno), enquanto o período seco (sem chuva) vai de meados de agosto até o final do ano.

A sub região G3 tem índices pluviométricos acima da média e apresenta a maior disponibilidade hídrica em toda área de estudo. O regime pluviométrico dessa sub região é caracterizado por apresentar alta variabilidade espacial e temporal das chuvas, sendo de fundamental importância o monitoramento contínuo das condições atmosféricas sobre o estado e dos fatores globais condicionantes da precipitação ( SEMARH, 2015). Becker (2017) relata que as médias anuais de precipitação climatológica das seis regiões Paraibanas são: Litoral = 1.559,7 mm; Brejo = 1.083,9 mm; Agreste = 727,9 mm; Cariri/Curimataú = 497,2 mm; Sertão = 767,7 mm e Alto Sertão = 896,1 mm.

**Figura 4.10:** Precipitação média da sub região G3 no período de 1910 a 2016.



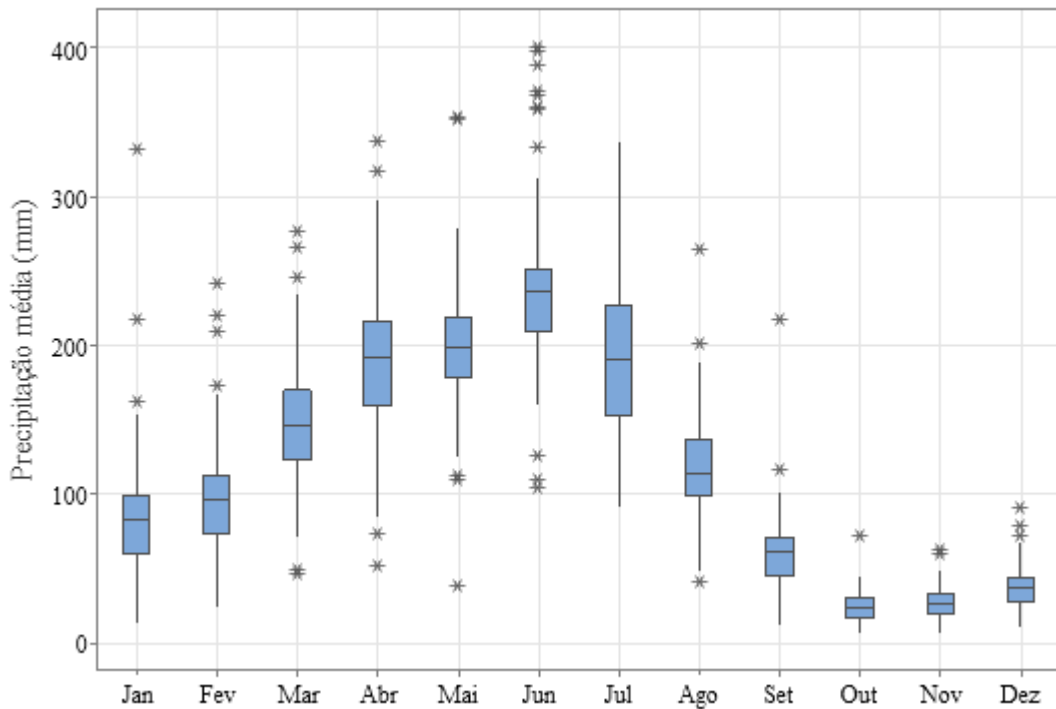
**Fonte:** Autor (2020).

O último regime de precipitação está apresentado na Figura 4.11, referente à região litorânea da Paraíba. A mesma tem um padrão diferente das outras regiões analisadas, o período chuvoso e menos chuvoso não é tão acentuado como nos casos anteriores, mas é possível notar que os meses mais chuvosos (março, abril, maio e junho) com valores médios mensais de precipitação em torno de 250 mm/mês, decorrentes principalmente dos Distúrbios Ondulatórios dos Ventos Alísios, conhecidos como DOL's, que afetam a região nos meses de dezembro a março segundo Espinoza (1996), além de intensificar também a convecção sobre a região.

O período menos chuvoso da região se dá nos meses de agosto a dezembro com volume, em média, abaixo de 120 mm/mês. Com a análise dos gráficos de Box-plot na Figura 4.11 foi possível identificar que em todos os meses tem-se a presença de outliers. Neste caso, é possível se observar uma assimetria positiva para os totais mensais de precipitação, uma vez que a média mensal se apresentou superior à mediana em quase todos os meses do ano, exceto nos meses de abril e julho.

Para os meses mais secos (outubro a dezembro, principalmente), acentua-se a tendência de distribuição com assimetria positiva, em que são observados eventos de precipitações próximas de zero. Outra observação importante é quanto ao número de outliers observados no mês de junho, esse mês apresenta 11 outliers (positivos e negativos), sendo os anos de 1914, 1935, 1950, 1964, 1994, 2000, 2005 e 2007 com extremos positivos, ou seja, acima da média observada e os anos de 1938, 1997 e 1999 com extremos negativos, ou seja, média observada abaixo da média.

**Figura 4.11:** Box-Plot da precipitação do grupo homogêneo 3.



**Fonte:** Autor (2020).

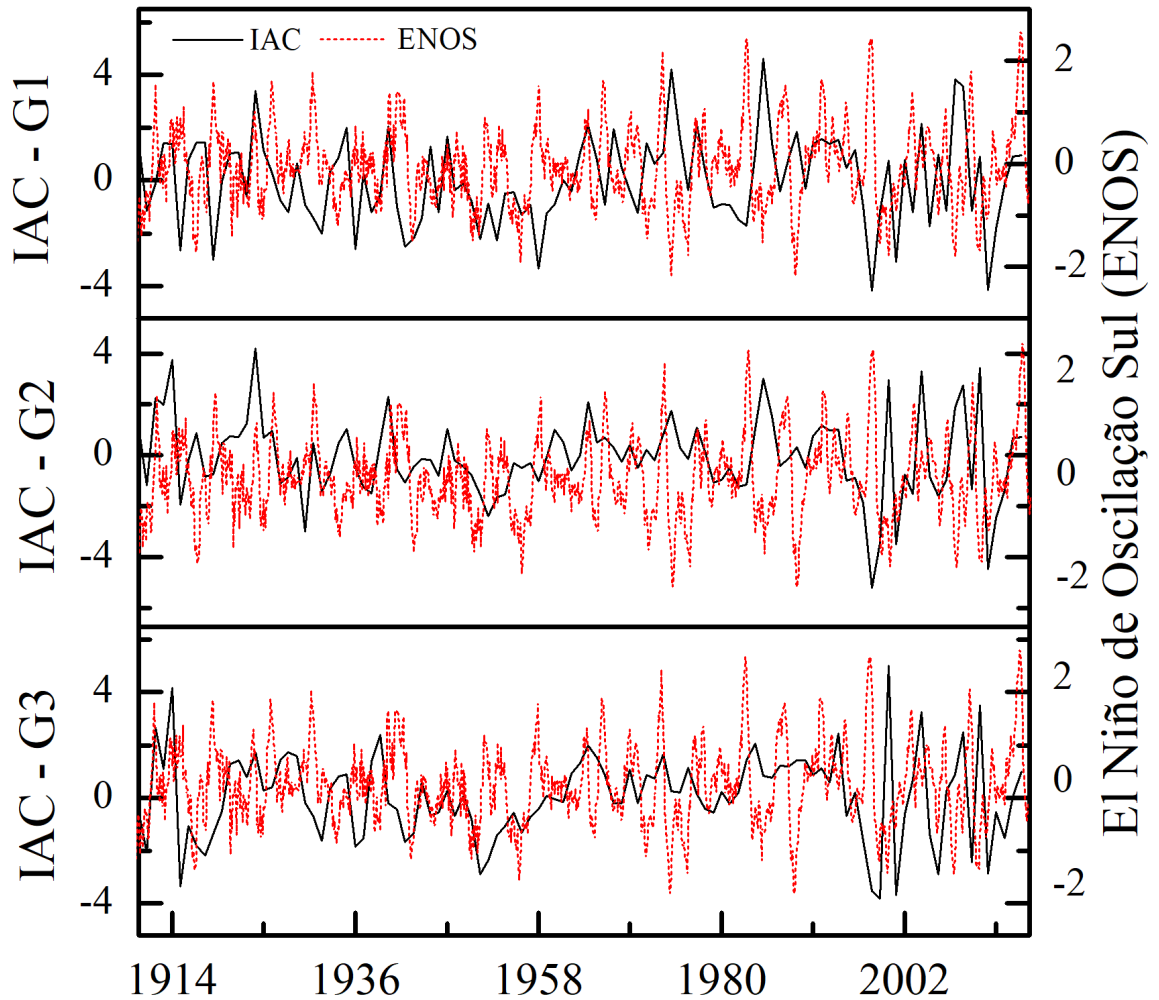
### 4.3 Índice de Anomalia de Chuva (IAC)

A obtenção do IAC é simples e realizada apenas com dados de precipitação e visa tornar o desvio da precipitação em relação à condição normal de diversas regiões passíveis de comparação.

A Figura 4.12 representa a distribuição espacial do IAC (linha contínua preta) em relação aos ENOS (anos de ocorrência de El Niño e La Niña) (linha tracejada vermelha) observados no período de 1910 a 2016, para as três sub regiões de estudo do estado da Paraíba. Constatou-se grande variabilidade interanual das chuvas, com alternância de anos com IAC positivos e negativos durante todo o período estudado, evidenciando um padrão no comportamento do índice. Nas três sub regiões percebe-se que nos eventos de La Niña ocorre uma distribuição irregular das chuvas, podendo gerar em algumas regiões precipitação acima da média, como foi verificado.



**Figura 4.12:** Índice de anomalia de chuva (IAC) x El-Niño de Oscilação Sul (ENOS).



**Fonte:** Autor (2020).

Observa-se nas três sub regiões que na maioria das vezes, os anos apresentam IAC negativo, esse índice coincide com os anos de ocorrência de La Niña. Deste modo, evidencia-se que a atuação da La Niña, como foi citado anteriormente, influenciou o período estudado, em que se observa que os sistemas que geraram intensa precipitação na região ocorreram apenas no início do ano, como citado por Brito e Braga (2005).

Após o período chuvoso inicia-se períodos na classificação seco, esses também coincidem na maioria das vezes com os anos em que os eventos de El Niño ocorrem (Figura 4.12).

Observou-se comportamentos opostos em quase todo o período estudado, mostrando forte influência do fenômeno El Niño e La Niña sobre a precipitação local, causada por uma possível inibição dos sistemas atmosféricos de meso e grande escala.

Dessa forma, de todo o exposto apresentado acerca da variabilidade da precipitação no Estado da Paraíba, cabe ainda ressaltar que à existência de picos, valores extremos, positivos ou negativos do IAC, podem ser associados à ocorrência de eventos extremos de chuva ou seca, ou a anos consecutivos de chuvas acima ou abaixo da média normal.

Pode-se afirmar que os desvios acumulados negativos de precipitação, verificados nas sub regiões G1, G2 e G3 da Paraíba, podem estar associados em grande escala aos seguintes sistemas:

- Aos déficits da precipitação produzida pela ZCIT - Zona de Convergência Intertropical, em anos de El Niño, principalmente quando sua intensidade é forte ou moderada;
- As condições atmosféricas não favoráveis à formação de vórtices ciclônicos úmidos sobre o nordeste brasileiro, principalmente no mês de janeiro, quando sua atuação é mais frequente na referida região;
- As condições atmosféricas favoráveis à formação de bloqueios produzidos pela Alta do Atlântico Sul, que pode impedir e encurtar o período chuvoso normal no norte do nordeste, intensificando as anomalias negativas de chuva também na Paraíba;
- A oscilação Madden-Julian, que inibe a convecção sobre a referida área, produzindo chuvas abaixo da média normal, durante o período chuvoso.
- Outro sistema atuante na área são os VCANs que são um conjunto de nuvens em formato de círculo, girando no sentido horário, onde no seu centro ocorrem os movimentos de ar subsidentes, acarretando a inibição de chuvas e aumento de pressão, já na periferia, o ar está em ascensão e gera a formação de nuvens consequentemente a precipitação (FERREIRA; MELLO, 2005).

Verificou-se também, que a variabilidade interanual ligada ao ciclo de ENOS e a variabilidade decadal influenciam na variabilidade pluviométrica local. Esses resultados encontram-se de acordo com os observados por Andreoli et al. (2004), Chu (1984), Hastenrath e Kaczmarczyk (1981) e Markham (1974), todos para Fortaleza e Da Silva et al. (2012) para o Baixo Mundaú, também no Nordeste do Brasil.

Rampelotto et al. (2012) encontrou uma conexão do ENOS com a atividade solar, por meio de parâmetros atmosféricos como a temperatura e a precipitação. De acordo com Haigh

(2003) o aquecimento da alta estratosfera, em períodos de alta atividade solar, gerado pelo aumento da radiação UV ou por outros mecanismos, influencia a circulação da atmosfera de forma que haja um aquecimento também na baixa estratosfera tropical, podendo vir a interferir no clima regional na baixa atmosfera, por meio de um acoplamento vertical.

Alves et al. (2016) verificaram que o IAC pode ser utilizado como uma ferramenta para o acompanhamento climático de uma localidade, nesse caso uma bacia hidrográfica, além de ser utilizado para regionalização, podendo também, através desse monitoramento gerar prognósticos e diagnósticos da climatologia local.

#### **4.4 Análises de ondeletas**

Para identificar periodicidades no regime de chuva, as séries temporais de precipitação média mensal registrada entre 1910 e 2016 nas sub-regiões G1, G2 e G3, do estado da Paraíba foram submetidas a análise de ondeletas, usando a ondeleta mãe de Morlet, e os espectros resultantes são apresentados na Figura 4.13, juntamente com os espectros de energia global, em que é possível observar várias oscilações para períodos entre 2 e 32 anos que variam no tempo. A escala de cores indica a densidade de energia espectral. Os espectros globais de energia também estão representados à direita dos respectivos espectros no tempo.

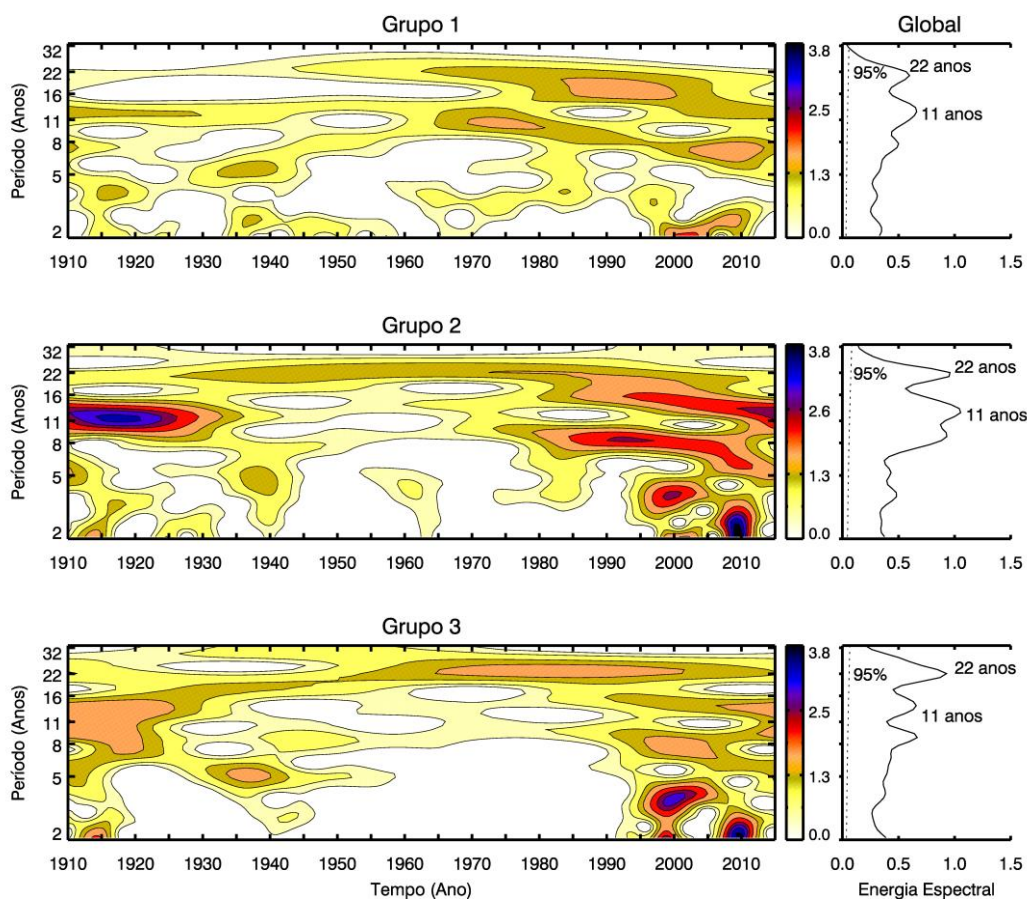
Para a sub-região G1 (painel superior), além das oscilações com períodos menores do que 5 anos no regime de chuvas mensais, destacam-se as oscilações com períodos entre 8 e 16 anos e aquelas com períodos em torno de 22 anos, as quais são mais intensas entre 1960 e 2005. Observa-se presença de energia espectral para oscilações com períodos em torno de 11 anos, com maior intensidade entre 1965 e 1985. Após 1995 o espectro apresenta energia para períodos abaixo de 8 anos. A partir do espectro global, percebe-se que a energia é distribuída para todos os períodos representados, acima do nível de confiança de 95% (linha tracejada), contudo, os períodos de 8, 11 e 22 anos se destacam.

No caso da sub-região G2 (painel central), verifica-se que as oscilações com períodos entre 8 e 16 anos nos dados de chuva mensal apresentam baixas amplitudes entre 1945 e 1975, enquanto as oscilações com períodos em torno de 22 anos apresentam pouca variação na intensidade. Assim como ocorre na sub-região G1, o espectro é caracterizado pela presença de episódios de energia para períodos abaixo de 8 anos após 1995, entretanto, a partir de 1975 persiste energia espectral em torno do período de 8 anos. O espectro global mostra que a energia é maior para períodos entre 6 e 25 anos e, novamente os períodos de 8, 11 e 22 anos se destacam.

A energia espectral para as oscilações na chuva com períodos entre 8 e 16 anos também apresentaram baixas intensidades na sub-região G3 (painel inferior), principalmente entre 1935

e 1995. Para as oscilações com períodos em torno de 22 anos na chuva mensal da sub-região G3 a energia espectral foi mais baixa do que nas outras duas sub-regiões e foram mais intensas a partir de 1945. A distribuição de energia espectral para oscilações com períodos abaixo de 8 anos é semelhante aos das sub-regiões G1 e G2, enquanto a energia para períodos entre 8 e 16 anos se concentra no início e final da série. O espectro global mostra picos de energia em torno de 8 anos, entre 8 e 16 anos, contudo, o pico em torno de 22 anos se destaca.

**Figura 4.13:** Transformada de ondeleta de Morlet e espectro de energia global referente a chuva mensal entre 1910 e 2016 das sub-regiões G1 (painel superior), G2 (painel central) e G3 (painel inferior).



**Fonte:** Autor (2020).

#### 4.5 Decomposição em modos empíricos

Uma melhor compreensão acerca da variação ao longo do tempo dessas oscilações com períodos mais longos (~11, 22 e 30 anos) pode ser visualizada a partir da decomposição do sinal em modos. Na Figura 4.14 tem-se os modos da precipitação e do ciclo solar dos últimos 107 anos. As evidências indicam influência significativa dos efeitos do Sol no clima na Terra, uma vez que os diferentes ciclos solares representaram um forçamento radiativo considerável nas

mudanças climáticas nos últimos milênios (ZUFFO, 2015). Deve-se notar que existe uma associação estreita entre os dois conjuntos de dados.

Conforme pode ser visto no painel da Figura 4.14, verifica-se que para o modo com período de ~11 anos a oscilação na precipitação (linha contínua preta) apresenta uma oscilação quase contínua e crescente durante o período de 1910 a aproximadamente 1940 quando essa oscilação começa a diminuir, enquanto que no índice de manchas solares (linha pontilhada vermelha), verifica-se que na maior parte do tempo a oscilação de ~11 anos está em antifase com o modo de oscilação na chuva. Yousef, (2000) encontrou a modulação desse ciclo solar em parâmetros atmosféricos como temperatura da superfície e a precipitação, e em fenômenos como o El Niño.

Na Figura 4.14, no primeiro painel, o resultado sugere uma relação entre o ciclo solar de ~11 anos e a precipitação na sub região G1, caracterizada por maiores amplitudes da oscilação de ~11 anos na precipitação durante o período em que a correlação é positiva, ou seja, quando as oscilações estão quase em fase, e menores amplitudes durante o período de correlação negativa.

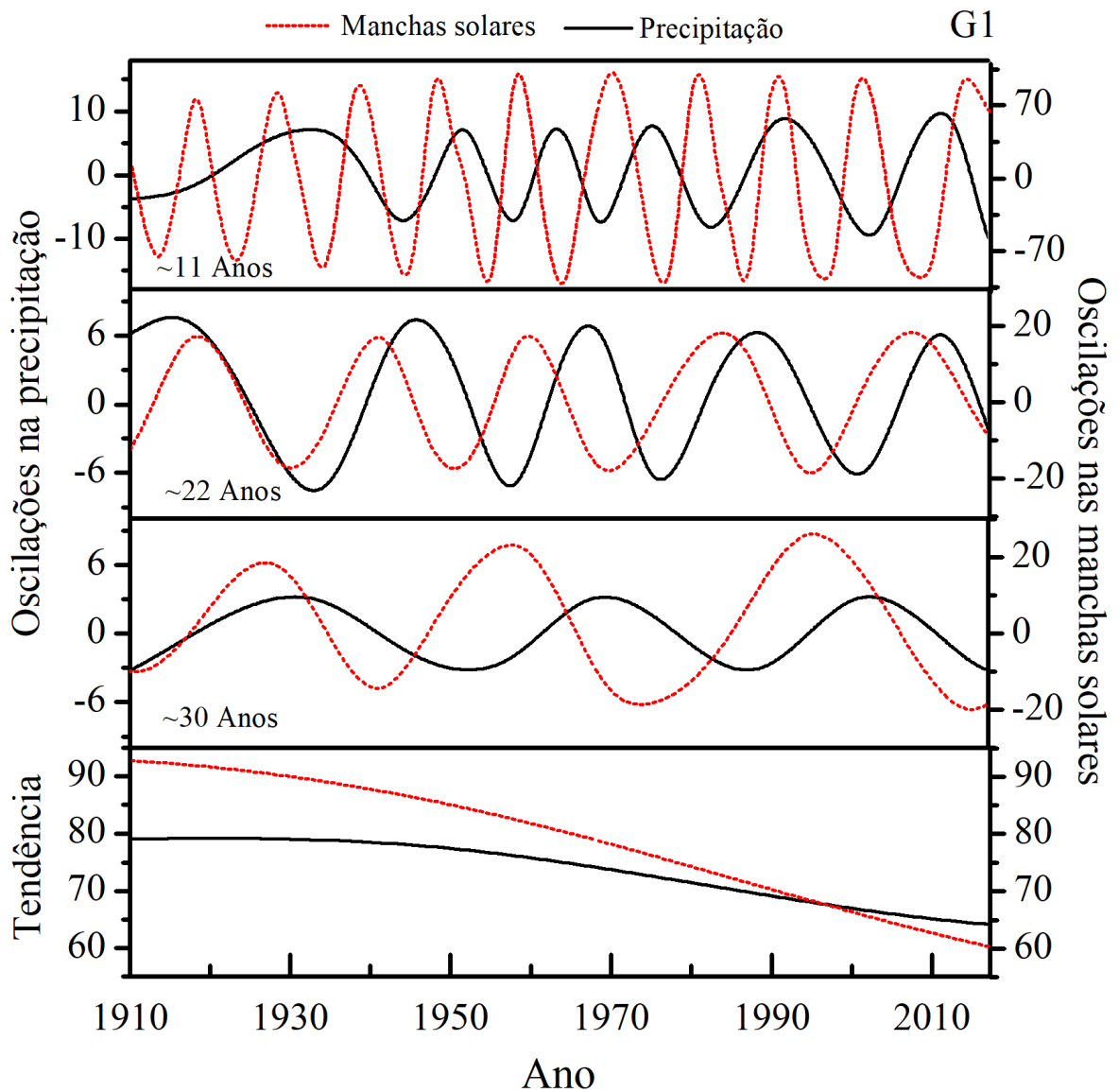
Para o modo com período de ~22 anos a oscilação (segundo painel da Figura 4.14) é possível sugerir que a precipitação é modulada pela atividade solar de ~22 anos, ou seja, aquela variação solar associada com a variação do campo magnético do Sol. Nesse painel observa-se que as duas oscilações observadas continuam em antifase na maioria do período.

Embora existam algumas diferenças entre os dois períodos, consideramos que provavelmente haja uma conexão estreita. A extensão total dos conjuntos de dados pode ter influenciado a precisão dos longos períodos e causado as diferenças.

Acredita-se que as variações da atividade solar que chegam à Terra influenciem a precipitação, mas ainda é difícil entender como a variação periódica da atividade solar influencia a variação da precipitação na terra e a extensão dessa influência em escalas de tempo de milênios a décadas ainda permanece pouco claro.

É significativo que novas investigações e estudos detalhados sobre o mecanismo físico da atividade solar possam provavelmente melhorar a previsão de médio e longo prazo da precipitação. A previsão da atividade solar está recebendo mais atenção e os métodos de previsão estão sendo melhorados ao longo do tempo (Wang et al. 2011).

**Figura 4.14:** IMFs da precipitação da sub região G1 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência.



**Fonte:** Autor (2020).

Durante o período de estudo observa-se que quando a energia solar aumenta a precipitação tende a diminuir, essa observação acontece na maior parte do período e acontece nos três primeiros painéis, onde se tem as oscilações de aproximadamente 11 anos, 22 anos e 30 anos. Alguns autores associam eventos na escala interdecadal ao ciclo de manchas solares (KERR, 1996 e MOLION, 2005). Eles relataram muitos fenômenos geofísicos que também apresentam periodicidades desta ordem e tentaram estabelecer uma relação destes com o ciclo solar de 10-11 anos.

Chama a atenção o fato dos dados de precipitação bem como os do índice de manchas solares apresentarem oscilações com períodos em torno de 30 anos, em que as diferenças de fase entre elas variam de 5 a 16 anos. Essas oscilações podem estar relacionadas com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), que se trata de uma variação climática cíclica de média duração, cerca de 20 a 30 anos, sendo mais longa que o El Niño e o La Niña. Os padrões ODP são associados à explicação de que determinadas décadas se apresentam mais ou menos chuvosas do que outras (KAYANO; ANDREOLI, 2009; MANTUA et al. 1997, MANTUA; HARE, 2000).

O último painel da Figura 4.14, apresenta a tendência da série temporal, em que é possível observar que a precipitação e a atividade solar seguem uma tendência decrescente. Para avaliar se há tendência de aumento ou de diminuição da precipitação utilizou-se o teste de Mann-Kendall, que é um teste não paramétrico e que vem sendo muito utilizado em estudos hidrológicos com o objetivo de avaliar a significância das tendências de parâmetros como, precipitação, vazão e qualidade da água (MARENGO et al. 2018, SAGARIKA et al. 2014 e YUE; WANG, 2002).

Nesse teste verificou se as seguintes hipóteses:

$H_0$  = Não há uma tendência na série de dados

$H_1$  = Há uma tendência na série de dados.

**Tabela 4.3:** Estatística de Mann-Kendall para a sub região G1.

Teste Mann-Kendall bilateral	
Tau de Kendall	-0,484
P-valor	0
Alfa ( $\alpha$ )	0,05

**Fonte:** Autor (2020).

Levando em consideração as hipóteses formuladas no teste, os dados da Tabela 4.3, confirmam a evidência vista no último painel (Figura 4.14) que nos mostra uma tendência decrescente da precipitação ao longo dos anos, o teste de Mann-Kendall, indica deve-se rejeitar a hipótese nula em favor da hipótese alternativa, observa-se que o p-valor é menor que  $\alpha$ , indicando que a série temporal apresenta tendência e o Tau de Kendall apresenta valor negativo, indicando que a tendência dos dados é negativa.

O teste de Mann-Kendal tem sido amplamente indicado para detecção de tendências e mudanças no comportamento das séries hidrológicas. Também podem ser encontrados em: Ahani et al. (2012), Almeida et al. (2014), Barua et al. (2013), Chowdhury e Beecham (2010),

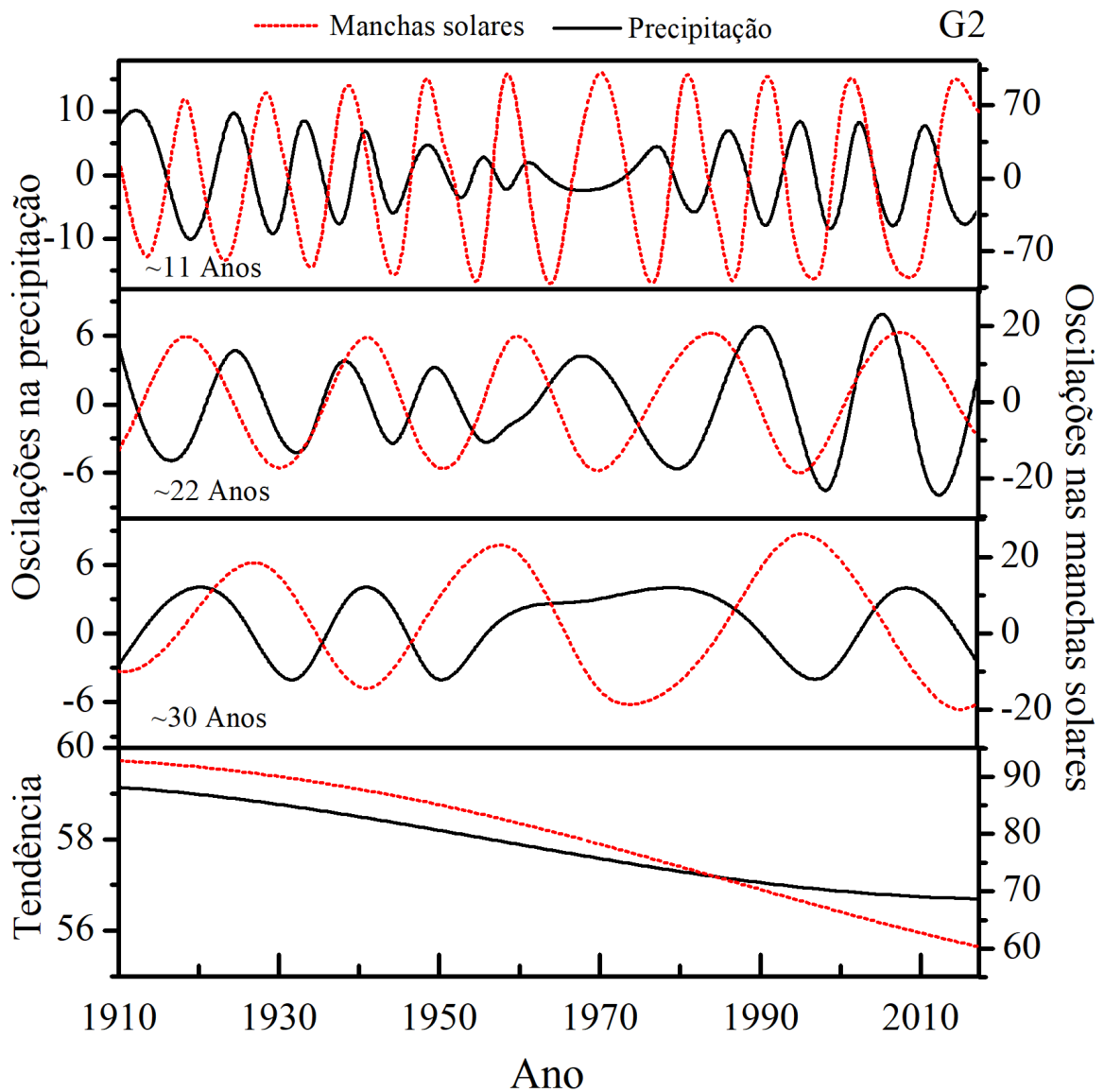
Du et al. (2011), Fu et al. (2010), Guo et al. (2013), Hamed (2008), Huang et al. (2013), Jiang et al. (2015 e 2013), Khaliq et al. (2009), Lan et al. (2012), Liang et al. (2011), Liu et al. (2012 e 2011) e Luo et al. (2008), Lupikasza (2010), Lupikasza et al. (2011), Martinez et al. (2012), Minuzzi e Caramori (2011), Modarres e Silva (2007), Oguntunde et al. (2011), Ortiz et al. (2013), Pal e Al-Tabbaab (2010), Romano et al. (2011), Santos e Portela (2007), Silveira et al. (2011), Souza et al. (2011) e Wang et al. (2011).

Na Figura 4.15, tem-se as análises da sub região G2, verifica-se que a mesma apresenta comportamento similar ao da sub região G1.

No primeiro painel, tem-se as oscilações para o modo com período de ~11 anos na precipitação (linha contínua preta) e no índice de manchas solares (linha pontilhada vermelha). Nesse painel observa-se que na maioria das vezes as oscilações referentes as manchas solares encontram-se em antifase com o modo de oscilação da precipitação.



**Figura 4.15:** IMFs da precipitação da sub região G2 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência.



**Fonte:** Autor (2020).

Durante grande parte do período de estudo observa-se que quando a energia solar aumenta a precipitação tende a diminuir. Esse comportamento é observado em todos os modos de oscilações.

Estes resultados apoiam a sugestão de que provavelmente existe uma influência da atividade solar sobre a precipitação, ou seja, supõe-se que a atividade solar possivelmente seja responsável por uma parte da influência. Acredita-se que variações da atividade solar que atingem a Terra influenciem a precipitação, mas ainda é difícil entender como a variação

periódica da atividade solar influencia a variação da precipitação e, a extensão dessa influência em escalas de tempo de milênios a décadas ainda permanece incerta.

É significativo que investigações adicionais e estudos detalhados sobre o mecanismo físico da atividade solar pode provavelmente melhorar a médio e longo prazo previsão de precipitação na área. A previsão da atividade solar vem ganhando destaque e os métodos de previsão estão sendo melhorados (WANG et al. 2013).

De acordo com a literatura, citados em Silva (2009), oscilações na precipitação em períodos de aproximadamente 22 anos, podem estar relacionados com ciclos de atividade solar, variações de atração gravitacional entre Terra-Lua-Sol ou variações internas do sistema Terra-oceano-atmosfera. Já os de 11 anos são associados ao ciclo de manchas solares (KERR 1996 e MOLION 2005).

Caballero et al. (2018) estudaram a variabilidade da precipitação em três localidades no Brasil, em Pelotas, no Rio Grande do Sul, Campinas, em São Paulo, e em Fortaleza, no Ceará, de 1849 a 2000. Os autores encontraram uma periodicidade bidecadal pronunciada ao longo de até 150 anos, com correlações significativas com o ciclo solar de 22 anos, exceto para Campinas.

A ocorrência de fases distintas para cada localidade, juntamente com a necessidade de imposições artificiais de mudanças de fase, são pontos controversos desse estudo de Caballero et al. (2018). Essas questões apontam para a necessidade de mais investigações visando o estudo dos potenciais mecanismos físicos que possam explicar os fenômenos observados nas interações entre atividade solar e precipitação.

Além dos resultados já expostos, observa-se na Figura 5.15, no último painel o modo de oscilação que apresenta a tendência da série temporal. Nessa é possível verificar uma tendência decrescente tanto na precipitação quanto nas manchas solares, esse resultado corrobora com o resultado encontrado na estatística do teste de Mann-Kendall, com esse teste verificou-se as seguintes hipóteses:

$H_0$  = Não há uma tendência na série de dados;

$H_1$  = Há uma tendência na série de dados.

**Tabela 4.4:** Estatística de Mann-Kendall para a sub região G2.

Teste Mann-Kendall bilateral	
Tau de Kendall	-0,497
P-valor	0
Alfa ( $\alpha$ )	0,05

**Fonte:** Autor (2020).

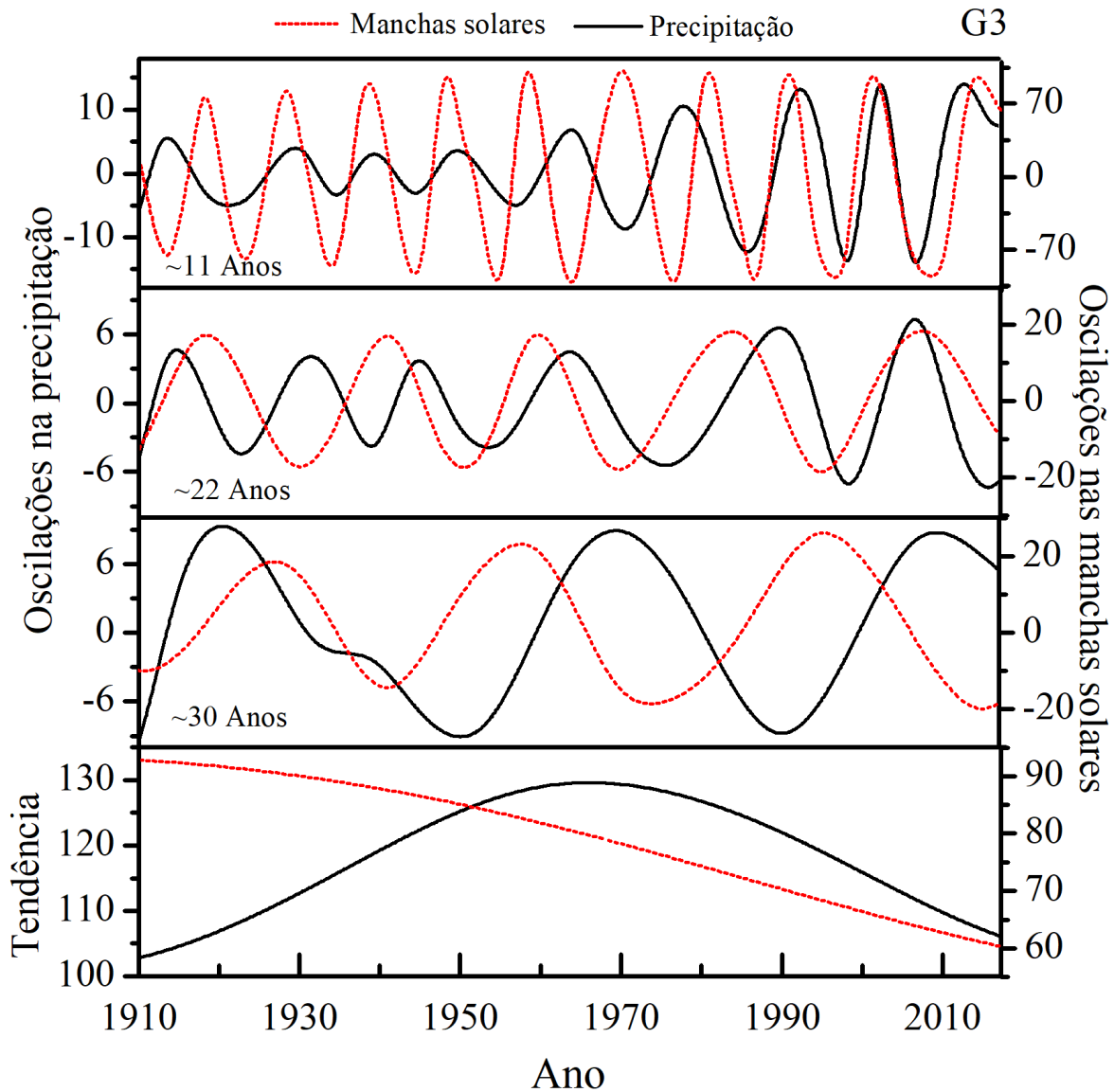
Levando em consideração as hipóteses formuladas no teste, os dados da Tabela 5.4, confirmam a evidência vista no último painel (Figura 5.15), onde é possível afirmar que como o p-valor calculado é maior que o nível de significância  $\alpha=0,05$ , rejeita-se a hipótese nula  $H_0$ , ou seja, o teste mostra que a hipótese testada tem 88,85% de chance de ser verdadeira, com isso, pode-se afirmar que os dados analisados apresentam uma tendência negativa.

Na Figura 4.18, se tem os modos de decomposição da sub região G3, que apresenta os maiores índices de precipitação, essa sub região encontra-se localizada no litoral do estado. Ressalta-se que para obter um resultado mais contundente é necessário analisar melhor os resultados, uma vez que, nem sempre os mínimos de manchas solares coincidem com os máximos de precipitação, nem todos os máximos de manchas solares são coincidentes com os mínimos de precipitação. Esses resultados estão de acordo com os encontrados por Macedo et al. (2010), Menezes et al. (2010) e Silva et al. (2003). Esse período chuvoso apresenta alta variabilidade espacial devido à atuação de diferentes sistemas meteorológicos, tais como, ZCIT e VCAN, conforme descrito por Cavalcanti et al. (2009) e Macedo et al. (2010).

No primeiro painel da Figura 4.18, o ciclo de 11 anos foram identificados, esses ciclos são ligados ao ciclo de Manchas solares (KERR, 1996 e MOLION, 2005), nesse modo verifica-se que a precipitação no início da série é menor e crescem em meados de 1960, quase que acompanhando o modo de oscilação da atividade solar.

Já no segundo painel da Figura 4.16, se tem os ciclos de aproximadamente 22 anos, nesse modo, as oscilações das manchas solares e da precipitação coincidem com o comportamento das sub regiões G1 e G2, ou seja, na maior parte da série os máximos das manchas solares coincidem com os mínimos da precipitação, essa observação também acontece no terceiro painel da Figura 4.16.

**Figura 4.16:** IMFs da precipitação da sub região G3 e dos dados de manchas solares no período de 1910 a 2016, referentes as oscilações de ~11, ~22 e ~30 anos e a tendência.



**Fonte:** Autor (2020).

O último painel da Figura 4.16 mostra a tendência da série, esse painel mostra que a precipitação apresentou um crescimento no início da série e depois diminuiu com o passar do tempo, essa diminuição também foi observada no modo das manchas solares, os resultados desse painel podem ser comprovados pela estatística de Mann-Kendall que testou duas hipóteses:

$H_0$  = Não há uma tendência na série de dados;

$H_1$  = Há uma tendência na série de dados.

**Tabela 4.5:** Estatística de Mann-Kendall para a sub região G3.

Teste Mann-Kendall bilateral	
Tau de Kendall	-0,308
P-valor	0
Alfa ( $\alpha$ )	0,05

**Fonte:** Autor (2020).

Levando em consideração as hipóteses formuladas no teste, os dados da Tabela 5.5, confirmam a evidência vista no ultimo painel (Figura 5.16), onde é possível afirmar que como o p-valor calculado é maior que o nível de significância  $\alpha=0,05$ , rejeita-se a hipótese nula  $H_0$ , ou seja, o teste mostra que a hipótese testada tem 80,17% de chance de ser verdadeira, com isso, pode-se afirmar que os dados analisados apresentam uma tendência negativa.

O entendimento sobre a variabilidade na atividade solar é essencial para a interpretação do clima no passado e para sua predição no futuro.

Esse entendimento não é de hoje, pois, Eddy (1976) relata a relação da atividade solar (número de manchas solares) e o clima terrestre, o autor descreveu que, possivelmente, não é apenas coincidência que a época do máximo da Pequena Idade do Gelo na Europa ocorreu exatamente durante o mínimo solar prolongado de Maunder (Mínimo de Maunder), enquanto, registro de anéis de árvore que abrange o mesmo período mostra evidência de uma seca douradora no sudoeste americano. Já o Grande Máximo Solar dos séculos XI ao XIII coincide com o Ótimo Climático Medieval. Eddy (1976) ainda conjecturou que esta influência da atividade solar no clima é de longo prazo (século).

Lee et al. (2009), encontrara que a resposta da umidade e do movimento vertical, da região tropical, ao forçamento solar dependem da estação e são espacialmente heterogêneos. Nos trópicos, tanto o modelo quanto os dados de reanálise mostram que a umidade específica é maior nas regiões convectivas no máximo solar em comparação com o mínimo solar, no caso dos meses de janeiro e julho. Os autores encontraram significância estatística do sinal solar nas velocidades verticais consistente com as diferentes composições atmosféricas. Isso inclui a possibilidade de que a resposta da circulação tropical à variabilidade solar dependa fortemente das condições dos gases de efeito estufa, da amplitude do forçamento solar e do modelo oceânico acoplado. As respostas na média zonal das velocidades verticais nas simulações indicaram intensificação do ramo ascendente da célula Hadley em torno do equador e um deslocamento para norte da zona de convergência intertropical (ZCIT) em resposta ao forçamento solar durante janeiro.

Zhao et al. (2004) consideram o papel dominante dos componentes decadais nos sinais de precipitação de longo período, é muito provável que o ciclo solar module a variabilidade decadal da precipitação de verão em muitas regiões da China, especialmente em algumas regiões típicas de monções, provavelmente pelo fortalecimento ou enfraquecimento da circulação das monções.

De acordo com Vieira e Da Silva (2006), a atividade solar, especialmente o ciclo de 11 anos, tem sido correlacionado com o tempo e anomalias climáticas, o nível de disponibilidade de água, as temperaturas locais e as taxas de precipitação são alguns dos fenômenos que têm sido associados a esse ciclo. Diversos autores como Brugnara et al. (2013); Gray et al. (2010, 2016); Kodera; Kuroda (2002); Thiéblemont et al. (2015); Woollings et al. (2010) buscam pela relação entre o ciclo solar e a precipitação.

Nossos resultados apoiam fortemente a visão de que a variabilidade da atividade solar pode afetar a precipitação, embora o mecanismo físico de tal influência ainda não esteja claro nesse trabalho, estudos futuros podem nos ajudar a entender o mecanismo que liga a atividade solar à precipitação.

Observa-se que as oscilações de ~11 e ~22 anos na precipitação das sub-regiões G1 (oeste do estado) e G2 (centro do estado) estão em antifase com as respectivas oscilações nas manchas solares, na maior parte do tempo.

Como as chuvas dessas regiões são bem relacionadas com a posição da zona de convergência intertropical, observa-se que quando a ZCIT se encontra sobre o continente (mais para sul) tem-se maior precipitação no sertão paraibano e quando a ZCIT está deslocada mais para norte, tem-se uma redução na precipitação (PEREIRA, 2014; SOARES, 2015). Nesse sentido, a presença das oscilações de ~11 e 22 anos, em antifase com as da atividade solar, na precipitação das sub-regiões G1 e G2 possivelmente estão associadas a modulação da posição da ZCIT pelo ciclo solar, corroborando com os resultados obtidos por Lee et al. (2009), onde ele mostra que a ZCIT é deslocada mais para norte durante o máximo solar, contribuindo assim para uma redução na precipitação nas regiões em que a ZCIT é o sistema determinante para as chuvas.

## 5 CONCLUSÃO

De acordo com os resultados encontrados nessa pesquisa, observou-se que ocorreram mudanças setoriais do estado da Paraíba no comportamento da precipitação média ao longo do período estudado. Mediante os resultados obtidos, as conclusões deste trabalho que mais se sobressaíram a respeito da área pesquisada foram:

1. A primeira avaliação realizada foi por meio da técnica Análise das Componentes Principais (PCA, Principal Component Analysis). Analisando os padrões espaciais dos pesos das duas primeiras componentes principais, observou-se que a primeira componente principal (CP1) explica em torno de 46,67% da variabilidade espacial dos dados. Já a segunda componente principal (CP2) explica 36,18% da variância dos dados. Análises mais detalhadas foram feitas apenas para as duas primeiras componentes principais, por representarem juntas 84,85% da variância do índice de precipitação do estado da Paraíba.
2. O método hierárquico de AA de WARD foi considerado satisfatório no procedimento de identificação e separação das regiões homogêneas de precipitação, reproduzindo as condições climatológicas do estado da Paraíba. O estudo climatológico das regiões homogêneas ou sub regiões como são discriminadas nesse estudo tornou viável o conhecimento da estrutura do clima das regiões, essa metodologia selecionou três regiões homogêneas, a sub região G1 composta por 58 municípios, a sub região G2, composta por 92 municípios e a sub região G3 composta por 25 municípios.
3. De acordo com a análise descritiva dos dados, pode-se observar que existe grande variabilidade espacial da precipitação mensal em todo o Estado da Paraíba. A comparação entre os valores medidos nas três sub regiões mostram que para a sub região G1 apresenta seu trimestre chuvoso nos meses de fevereiro a abril, na sub região G2, os meses de março a maio e para a sub região G3 de abril a julho.
4. Em relação ao IAC, em anos secos, tende a ser negativo, até mesmo na quadra chuvosa, ou seja, em anos secos, as chuvas são abaixo da média até mesmo durante a sua quadra chuvosa. O método IAC utilizado para identificar os extremos secos e chuvosos mostrou simplicidade na realização e apresentou êxito, podendo ser utilizado como uma ferramenta para análise climática. Verificou-se para o estado da Paraíba, através do método IAC, que principalmente a variabilidade interanual ligada ao ciclo de ENOS e a variabilidade decadal influenciaram na variabilidade pluviométrica local. A comparação do método e o índice ENOS, mostra claramente uma forte relação entre os

índices, mostrando com isso que essas escalas temporais dominam sobre os mecanismos meteorológicos de escalas temporais menores.

5. A partir da análise em ondeletas obtiveram-se resultados que indicaram que a variabilidade de precipitação nas sub regiões é definida por multi-escalas temporais localizadas em certos intervalos de tempo, principalmente a variabilidade interanual ligada ao ciclo do ENOS e a variabilidade decadal das escalas de 11 e de 22 anos influenciaram na variabilidade pluviométrica local e podem estar associadas ao ciclo solar de mesmas periodicidades.
6. O EMD é uma nova abordagem para muitos pesquisadores em pesquisa climática. Os resultados deste estudo indicam que a variabilidade da precipitação local pode estar associada a atividade solar nas três sub regiões estudadas, há uma grande importância e urgência de entender como efetivamente o clima da Terra comporta-se, uma vez que os impactos da variação climática geralmente abrangem vastos segmentos da vida terrestre. Com essa metodologia diagnosticou-se tendências negativas para a precipitação nas sub regiões, esses resultados foram comprovados através do teste de Mann-Kendall, analisando esses resultados, conclui-se que a área de estudo apresenta uma tendência a se tornar mais seca, com as chuvas cada vez mais concentradas em um menor período de tempo e os períodos secos intercalados entre esses episódios de chuva estão se tornando maiores. Sendo assim, sugere-se que essa associação merece mais atenção e mais leitura acerca dos resultados encontrados.
7. Dada a forte influência da ZCIT na precipitação local, a presença das oscilações de ~11 e 22 anos em antifase com as na atividade solar, possivelmente estão relacionadas com a modulação da posição da ZCIT, com deslocamento mais para norte durante o máximo solar, contribuindo para diminuição na precipitação na fase de máximo solar e incremento durante a mínima atividade solar.
8. As ferramentas estatísticas são de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia e mostram que os possíveis eventos da variabilidade climática que exerce maior influência sobre a pluviometria local.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHANI, H.; KHERAD, M.; KOUSARI, M. R. An investigation of trends in precipitation volume for the last three decades in different regions of fars province, Iran. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 361–382, 2012.
- AHLUWALIA, H. S. The descent of the solar Cycle 24 and future space weather. **Advances in Space Research**, v. 57, p. 710–714, 2016.
- ALBUQUERQUE, R. T. D. DE B.; DANTAS, C. E. DE O.; ARAÚJO, E. L.; VASCONCELOS, T. L. Distribuição Temporal das Precipitações no Município do Recife. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, n. 2, p. 245–252, 2011.
- ALMEIDA, A. T. **Impactos do fenômeno El Niño Oscilação Sul na variabilidade climática e seus efeitos na produtividade da cultura da cana-de- açúcar em diferentes regiões brasileiras**, 2014.
- ALMEIDA, B. M.; JOSÉ, J. V.; DUARTE, S. N.; et al. Análise de tendência temporal da precipitação diária máxima no estado de São Paulo. **Water Resources and Irrigation Management**, v. 3, p. 1–12, 2014. Maceio.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P.C. GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, p. 711–728, 2013.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. DE M. SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, p. p.711–728, 2014.
- ALVES, J. DE O.; PEREIRA, P. DE C.; QUEIROZ, M. G. DE; THIERES GEORGE FREIRE DA SILVA, J. M. DA S. F.; JÚNIOR, G. DO N. A. ÍNDICE DE ANOMALIA DE CHUVA PARA DIFERENTES MESORREGIÕES DO ESTADO DE PERNAMBUCO. **Pensar Acadêmico**, v. 17, n. 1808–6136, p. 37–47, 2016.
- ALVES, J. M. D. .; KAYANO, M. T. Estudos Preliminares da Precipitação no Sul do Ceará durante a Pré-Estação das Chuvas. **Climanálise**, v. 6, p. 41–50, 1991.
- AMARAL, B. S. D. DO. **Análise espacial das perdas de solo no estado da paraíba**, 2016. UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA.
- ANA. AGÊNCIA NACIONAL DAS AGUAS.
- ANDREOLI, R.; M., K.; R., A.; ALVES, D. M. 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, p. 113–122, 2004.
- ARAÚJO, J. M. S.; MAIA, A. G.; NEVES, J. A. Uso dos índices PCP e PCD na determinação de regiões com precipitação pluvial homogênea. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, p. 119–139, 2015.

ARAÚJO, L. E.; BECKER, C. T.; PONTES, A. L. Periodicidade da precipitação pluviométrica no estado da Paraíba. In: A. II (Org.); XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. **Anais...** . p.947–948, 2003. Santa Maria, RS.

ARAÚJO, L. E. DE. **ANÁLISE ESTATÍSTICA DE CHUVAS INTENSAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAÍBA**, 2008. UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE.

ARAÚJO, W. D. S. **Deteção de tendências de mudanças climáticas para o estado da Bahia e Sergipe por meio de índices pluviométricos diários**, 2009. UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG.

ARAÚJO, W. S.; BRITO, J. I. B. Índices de tendências de mudanças climáticas para os Estados da Bahia e Sergipe por meio de Índices Pluviométricos Diários e sua relação com TSM do Pacífico e Atlântico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 541–554, 2011.

AZEVEDO, P. V.; SILVA, V. P. R. Índice de seca para a microrregião do agreste da Borborema, no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 9, n. 1, p. 66–72, 1994.

AZEVEDO, P. V.; LEITÃO, M. M. V. B. R. Aplicação de processos em cadeia de Markov às precipitações diárias no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 5, n. 1, p. 389–402, 1990.

BACK, A. J. Aplicação de análise estatística para identificação de tendências climáticas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 24, p. 717–726, 2001.

BALDO, M. C.; ANDRADE, A. R. DE; MARTINS, M. O. F. D. L.; NERY, J. T. Análise da precipitação pluvial do Estado de Santa Catarina associada com a anomalia da temperatura da superfície do oceano Pacífico. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, p. 283–293, 2000.

BARROS, A. H. C.; FILHO, J. C. DE A.; SILVA, A. B. DA; SANTIAGO, G. A. C. F. **Climatologia do Estado de Alagoas**. 2012.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9º ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

BARUA, S.; MUTTIL, N.; NG, A. W. M.; PERERA, B. J. C. Rainfall trend and its implications for water resource management within the Yarra River catchment, Australia. **Hydrological Processes**, v. 27, p. 1727–1738, 2013.

BECKER, C. T. **ÍNDICES CLIMÁTICOS PARA O ESTADO DA PARAÍBA: DETERMINAÇÃO E EVOLUÇÃO TEMPORAL COM ABORDAGEM NA ANÁLISE ESPECTRAL**, 2017. UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE. Disponível em: <lib.unnes.ac.id/6871/1/8479.pdf%0Ahttp://www.albayan.ae>.

BERLATO, M. A.; CORDEIRO, A. P. A. Sinais de mudanças climáticas globais e regionais, projeções para o século XXI e as tendências observadas no Rio Grande do Sul: uma revisão. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, p. 273–302, 2017.

- BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. Precipitação. **Hidrologia: Ciência e aplicação**, p. 177–241, 2007. Porto Alegre: UFRGS.
- BIER, A. A.; FERRAZ, S. E. . Comparação de metodologias de preenchimento de falhas em dados meteorológicos para estações no Sul do Brasil. **Rev. Bras. Met**, v. 32, n. 2, p. 215–226, 2017.
- BIGGS, E. M.; ATKINSON, P. M. A characterisation of climate variability and trends in hydrological extremes in the Severn Uplands. **INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY**, v. 31, p. 1634 – 1652, 2011.
- BLAIN, G. C. Standardized precipitation index based on Pearson Type III Distribution. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 167–180, 2011.
- BOCCIPPIO, D. J.; GOODMAN, S. J.; HECKMAN, S. Regional Differences in Tropical Lightning Distributions. **Journal Meteorology and Climatology, Applied**, v. 106, p. 2231–2248, 1999.
- BOLZAN, M. J. A. Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico. **Revista brasileira de ensino de Física**, v. 26, p. 37–41, 2004.
- BONACCORSO, B.; BORDI, I.; CANCIELLIERE, A.; ROSSI, A.; SUTERA, A. Spatial variability of drought an analysis of the SPI in Sicily. **Kluwer Academic Publishers. Water Resources Management, Netherlands**, v. 17, p. 273–296, 2003.
- BOX, G. E. P. .; JENKINS, G. M. **Time Series Analysis: forecasting and control**. Holden-Day ed. San Francisco, 1976.
- BOX, G. E. P.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C. **Time Series Analysis, Forecasting and Control**. Holden-Day, 2008.
- BRITO, J. I. B.; BRAGA, C. C. Chuvas no Estado da Paraíba em 2004. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 27–32, 2005.
- BROCKWELL, P.; DAVIS, R. **Introduction to Time Series and Forecasting**. second edn ed. Springer Verlag, 2002.
- BRUGNARA, Y.; BRÖNNIMANN, S.; LUTERBACHER, J.; ROZANOV, E. Influence of the sunspot cycle on the Northern Hemisphere wintertime circulation from long upper-air data sets. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 13, p. 6275–6288, 2013.
- BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Estatística Básica**. 9 edição ed. Brasil, 2017.
- CABALLERO, C. B.; OGASSAWARA, J. F.; DORNELES, V. R.; NUNES, A. B. Precipitação Pluviométrica em Pelotas/RS: tendência, sistemas sinóticos associados e influência da ODP. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 11, p. 1429- 1441., 2018.
- CAMARGO, C. G. C.; BRAGA, H.; ALVES, R. Mudanças climáticas atuais e seus impactos no Estado de Santa Catarina. **Revista Agropecuária Catarinense**, p. 31–35, 2016.

- CAMARGO, C. G.; MALANDRIN, D.; BRAGA, H.; MACHADO, L. Análise de Eventos Extremos de Precipitação na Região Sul do Brasil Dados Históricos. XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. **Anais...** . p.5, 2011. Guarapari, Espírito Santo.
- CAMPOS, C. R. D. P.; BARBOSA, F. D. A. D. R.; SOUSA, I. L. Cheias históricas dos principais rios Acreanos como subsídio ao projeto de sistema de alerta de cheias no Acre. **Simpósio de Recursos Hídrico**, p. 17–22, 2013. Bento Gonçalves, RS.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F.; JUSTI, M. G. A. **Tempo e Clima no Brasil**. Ed. Oficin ed. 2009.
- CERA, J. C.; FERRAZ, S. E. T. Variações climáticas na precipitação no sul do Brasil no clima presente e futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 81–88, 2015.
- CHANG, C.; CUNNINGHAMA, J. P.; GLOVERAB, G. H. Influence of heart rate on the bold signal: the cardiac response function. *Neuroimage*. **Elsevier**, v. 44, p. 857–869, 2009.
- CHOWDHURY, R. K.; BEECHAM, S. Australian rainfall trends and their relation to the southern oscillation index. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 504–514, 2010.
- CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; BOCCIPPIO, D. J.; et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 108, n. 1, 2003.
- CHU, P. S. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil – Tropical Atlantic sector. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 26, p. 363–369, 1984.
- COHEN, J. .; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; SANTOS NETO, L. Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. **Para entender tempo e clima**, v. 9, p. 75–93, 2009.
- DAL POZ, W. R.; CAMARGO, P. O.; AGUIR, C. R. Minimum solar activity period: Performance improvement of the relative positioning. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 14, p. 35–54, 2008.
- DANTAS, L. G.; SANTOS, C. A. C.; OLINDA, R. A. Tendências anuais e sazonais nos extremos de temperatura do ar e precipitação em Campina Grande – PB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 297–308, 2015.
- DEPINÉ, H. .; CASTRO, N. M. R. .; PINHEIRO, A. .; PEDROLLO, O. Preenchimento de Falhas de Dados Horários de Precipitação Utilizando Redes Neurais Artificiais. **Rev. Bras. Rec. Hídr**, v. 19, n. 1, p. 51–63, 2014.
- DU, J.; HE, F.; ZHANG, Z.; SHI, P. Precipitation change and human impacts on hydrologic variables in Zhengshui river basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, p. 1013–1025, 2011.
- EDDY, J. A. The Maunder Minimum. **The Maunder Minimum**, v. 192, n. 4245, p. 1189–1202, 1976.

ESCOBAR, G. C. J. Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 241–254, 2007.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos ventos de leste no atlântico tropical**, 1996. INPE.

FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Annual Reviews of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395–457, 1992.

FEDOROVA, N.; CARVALHO, M. H. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, p. 57–72, 2000.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. DA.; AMORIM, A. DE O.; CARDOSO, A. S. **Índices para a quantificação da seca**. Santo Antônio de Goiás: Embrapa Arroz e Feijão, 2009.

FERNANDEZ, M. N. **Preenchimento de falhas em séries temporais**, 2007. FURG.

FERRARI, A. L.; VECCHIA, F. A. D. S.; COLABONE, R. D. O. TENDÊNCIA E VARIABILIDADE ANUAIS DA TEMPERATURA E DA PLUVIOSIDADE EM PIRASSUNUNGA-SP. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 10, n. 1, p. 30–46, 2012.

FERREIRA, L. E. S.; PORSANI, M. J.; SILVA, M. G. DA; VASCONCELOS, G. L. Application of the empirical mode decomposition method to ground-roll noise attenuation in seismic data. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, p. 619–630, 2013.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. Climanálise Especial. **FUNCEME**, v. 1, p. 136 – 139, 1996.

FEYNMAN, J.; FOUGERE, P. F. Eighty-eight year periodicity in solar-terrestrial phenomena confirmed. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 89, p. 3023–3027, 1984.

FONSECA, J. S. .; MARTINS, G. A. .; TOLEDO, G. . **Estatística Aplicada**. Atlas ed. 2012.

FONSECA, M. N. O. Índice de Anomalia de Chuva (IAC) na avaliação das precipitações em Blumenau (SC) entre 1941 a 2015 e as repercussões socioambientais. Variabilidade e Suscetibilidade Climática: Implicações ecossistêmicas e sociais. **Anais... .** p.605–616, 2016. Goiânia.

FRANCISCO, P. R. M.; SANTOS, D. **Climatologia do Estado da Paraíba**. EDUFCG ed. Campina Grande, 2017.

FREITAS, M. A. S. Um sistema de suporte à decisão para o monitoramento de secas meteorológicas em regiões semiáridas. **Revista Tecnologia**, v. suplem, p. 84–95, 2005.

FREITAS, R. A. P.; LINDEMANN, D.; SOUZA, L. S.; et al. **Análise de Séries Temporais de Vazão e Precipitação na Bacia Hidrográfica do Rio São Mateus**, 2010. Centro Regional de Pesquisas Espaciais (CRS) – INPE/Santa Maria – RS.

FRIEDLI, T. K. Sunspot Observations of Rudolf Wolf from 1849–1893. **Solar Physics**, v. 291, p. 2505–2517, 2016.

FRIIS-CHRISTENSEN, E. Solar variability and climate. **Space Science Reviews**, v. 94, p. 411–421, 2000.

FU, G.; BARBER, M. E.; CHEN. SHydro-climatic variability and trends in Washington State for the last 50 years. **Hydrological Processes**, v. 24, p. 866–878, 2010.

GALVANI, E.; LUCHIARI, A. **Critérios para classificação de anos com regime pluviométrico normal, seco e úmido**. Climatolog ed. Curitiba, 2012.

GALVÍNIO, J. D.; DANTAS, L. G.; FERNANDES, J. G. Sistemas Que Favorecem Ocorrência De Chuva Em Região Semiarida Do Nordeste Do Brasil: Estudo De Caso Em São José Do Sabugí-Pb. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, p. 202–217, 2010.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil.**, 1982. INPE.

GARSTANG, M.; MASSIE JR., H. L. HALVERSON, J.; GRECO, S. .; SCALA, J. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, p. 608–622, 1994.

GEBERT, D. M. P.; KIST, A.; VIRGENS FILHO, J. S. DAS. DETERMINAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA NO ESTADO DO PARANÁ POR MEIO DE TÉCNICAS DE ANÁLISE MULTIVARIADA E GEOESTATÍSTICA. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3, n. 2008, p. 374–388, 2018.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal Oscillations in the Global Atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 5, p. 752–779, 1991.

GLANDZ, M. H. **Currents of change: Impacts os El Niño and La Niña on climate and society**. Second Edi ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001.

GLEISNER, H.; THEJLL, P. Patterns of tropospheric response to solar variability. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 44-1-44-4, 2003.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysical**, v. 4, p. 385–400, 1986.

GRAY, L. J.; BEER, J.; GELLER, M.; et al. Solar influences on climate. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 4, p. 53, 2010.

GRAY, L. J.; WOOLLINGS, T. J.; ANDREWS, M.; KNIGHT, J. Eleven-year solar cycle signal in the NAO and Atlantic/European blocking. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 698, p. 1890–1903, 2016.

GRIMM, A. M. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263–280, 2003.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, p. 123–138, 2004.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal

precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stoch Environ Res Risk Assess**, v. 25, p. 537–554, 2011.

GUEDES, R. V. S.; LIMA, F. J. L.; AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Análise em componentes principais da precipitação pluvial no estado do Piauí e agrupamento pelo método de Ward. **Revista de Geografia**, v. 27, p. 218–233, 2010.

GUERRA, I. L. R. Tipos de Clima do Nordeste. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 17, n. 2, p. 449–496, 1955.

GUERREIRO, M. J. S.; MAIA DE ANDRADE, E.; ABREU, I.; LAJINHA, T. Longterm variation of precipitation indices in Ceará State, Northeast Brazil. **Int. J. Climatol**, v. 33, p. 2929–2939, 2013.

GULDAL, V.; TONGAL, H. Cluster analysis in search of wind impacts on evaporation. **Applied Ecology and Environmental Research**, v. 3, p. 69–76, 2008.

GUO, J.; GUO, S.; LI, Y.; CHEN, H.; LI, T. Spatial and temporal variation of extreme precipitation indices in the Yangtze river basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, p. 459–475, 2013.

HAAM, E.; TUNG, K. K. Statistics of solar cycle–La Nina connection: Correlation of two autocorrelated time series. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 10, p. 2934–2939, 2012.  
HAIGH, J. D. The effects of solar variability on the Earth's climate. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 361, n. 1802, p. 95–111, 2003.

HAIR, J. J. F.; BLACK, W. C.; BABIN, B. J.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L. **Análise multivariada de dados (6a. ed.)**. 2009.

HAMED, K. H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. **Journal of Hydrology**, v. 350, p. 350 – 363, 2008.

HASTENRATH, S.; KACZMARCZYK, E. B. On spectra and coherence of tropical climate anomalies. **Tellus**, v. 33, p. 453–462, 1981.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University ed. 1977.

HUANG, J. .; ZHANG, J. .; ZHANG, Z. .; XU, C. Y. . Spatial and temporal variations in rainfall erosivity during 1960–2005 in the Yangtze river basin. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, p. 337–351, 2013.

HUANG, N. E.; SHEN, Z.; LONG, S. R.; et al. The empirical mode decomposition and the hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. THE ROYAL SOCIETY. **Anais...** . v. 454, p.903–995, 1998. Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.

IPCC. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core

Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], p. 151, 2014. Geneva, Switzerland.

IPCC; LEWIS, E.; CHAMEL, O.; et al. **Intergovernmental Panel on Climate Change**. 2019.

JANARDHAN, P.; BISOI, S. K.; ANANTHAKRISHNAN, S. A 20 year decline in solar magnetic fields and solar wind micro-turbulence levels: Are we heading towards a Maunderlike minimum? **URSI ASIA-PACIFIC RADIO SCIENCE CONFERENCE**, p. 1079–1082, 2016.

JIANG, F. Q.; HU, R. J.; WANG, S. P.; ZHANG, Y. W.; TONG, L. Trends of precipitation extremes during 1960–2008 in Xinjiang, the Northwest China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 133–148, 2013.

JIANG, J.; CAMERON, R. H.; SCHUESSLER, M. The cause of the weak solar cycle 24. **The Astrophysical Journal Letters**, v. 808, 2015.

JONES, C. A. Homogeneous Stochastic Model of the Madden-Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1239–1252, 2009.

KARAKOTI, I.; PANDE, B.; PANDEY, K. Evaluation of different diffuse radiation models for Indian stations and predicting the best fit model. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 15, p. 2378–2384, 2011.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, p. D13101-1-D13101-11, 2006.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Variabilidade Decenal a Multidecenal. **Tempo e Clima no Brasil**, p. 375–383, 2009a.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Variabilidade decenal e multidecada. **Tempo e clima no Brasil**, p. 375–381, 2009b.

KENDALL, M. G. **Rank Correlation Methods**. Charles Griffin,. Londres, 1975.

KERR, R. A. A now dawn for sun-climate links. **Science**, v. 271, p. 1360–1361, 1996.

KHALIQ, M. N.; OUARDA, T. B. M. J. GACHON, P.; SUSHAMA, L.; ST-HILAIRE, A. Identification of hydrological trends in the presence of serial and Cross correlations: a review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers. **Journal of Hydrology**, v. 30, p. 117–130, 2009.

KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D. A.; et al. Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos. **Organic Trading**. p.109, 2011.

KODERA, K.; KURODA, Y. Dynamical response to the solar cycle. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 24, p. ACL 5-1-ACL 5-12, 2002.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul/El Niño. Características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, p. 1888–1899, 1984.



KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclones vórtices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538–551, 1981.

LABITZKE, K.; VAN LOON, H. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 50, p. 197–206, 1988.

LAN, F.; LU CHANGHE, L.; BIAO, Y.; ZHAO, C. Long-term trends of precipitation in the north China plain. **Journal of Geographical Sciences**, v. 22, p. 989–1001, 2012.

LEE, J. N.; SHINDELL, D. T.; HAMEED, S. The influence of solar forcing on tropical circulation. **Journal of Climate**, v. 22, n. 22, p. 5870–5885, 2009.

LEIVAS, J. F. .; BERLATO, M. A. .; FONTANA, D. C. Risco de deficiência hídrica decenal na metade sul do Estado do Rio Grande do Sul. **Rev. Bras. Eng. Agríc. e Ambiental**, v. 10, n. 2, p. 397–407, 2006.

LEMOS FILHO, L. C. DE A. .; CARVALHO, L. G. DE; EVANGELISTA, A. W. P. .; CARVALHO, L. M. T. DE;; DANTAS, A. A. A. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência para Minas Gerais. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 31, n. 5, p. 1462–1469, 2007.

LIANG, L.; LI, L.; LIU, Q. Precipitation variability in northeast China from 1961 to 2008. **Journal of Hydrology**, v. 404, p. 67–76, 2011.

LIMA, D. C. DE. **Análise das possíveis relações entre os ciclos solares e as anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais**, 2017. Universidade Federal de Campina Grande, UFCG.

LIU, L.; XU, Z. X.; HUANG, J. X. Spatio-temporal variation and abrupt changes for major climate variables in the Taihu basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 26, p. 777–791, 2012.

LIU, X.; XU, Z.; YU, R. Trend of climate variability in China during the past decades. **s. Climatic Change**, v. 109, p. 503–516, 2011.

VAN LOON, H.; MEEHL, G. A. The Indian summer monsoon during peaks in the 11 year sunspot cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 39, p. L13701-1-L13701-5, 2012.

LUO, Y.; LIU, S.; FU, S.; et al. Trends of precipitation in Beijiang river basin, Guangdong province, China. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 2377–2386, 2008.

LUPIKASZA, E. B. Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 991–1007, 2010.

LUPIKASZA, E. B.; HÄNSEL, S.; MATSCHULLAT, J. Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany 1951–2006. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 2249–2271, 2011.

MA, Z.; KANG, S.; ZHANG, L.; TONG, L.; SU, X. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. **Journal of Hydrology**, v. 352, p. 239–249, 2018.

MACEDO, M. J. H.; GUEDES, R. V. S.; SOUSA, F. A. S.; DANTAS, F. R. C. Análise do índice padronizado para estado da Paraíba, Brasil. **Revista Ambiente & Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 5, n. 1, p. 204–214, 2010.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1109–1123, 1972.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observation of the 40-50 day tropical oscillation - a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814–837, 1994.

MALFATTI, M. G. L.; CARDOSO, A. DE O.; HAMBURGER, D. S. Identificação De Regiões Pluviométricas Homogêneas Na Bacia Hidrográfica Do Rio Paraná. **Geosciences = Geociências**, v. 37, n. 2, p. 409–421, 2018.

MANN, H. B. **Nonparametric tests against trend. Econometria**. 13<sup>o</sup> ed. 1945.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58, p. 1069–1079, 2002.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; W, J. M.; FRANCIS, R. C. A. Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production,. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069–1079, 1997.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; ALVALA, R. C. S.; et al. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, n. 2, p. 1973–1985, 2018.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; TORRES, R. R.; CHAN, C. S.; LYRA, A. Bases para modelagem de mudanças climáticas. In. **Efeitos das mudanças climáticas na geração de energia elétrica.**, p. 23–64, 2014. São Paulo.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; UVO, C. R. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 103, n. D2, p. 1775–1783, 1998.

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil - past, present, and future. **Theor Appl Climatol**, v. 129, p. 1189–1200, 2016.

MARKHAM, C. G. Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceará, Brazil. **Journal of Applied. Meteorology**, v. 13, p. 176–179, 1974.

MARQUES, A. A. P. S. **The Role of Hydrogen and Beryllium Isotopes As Tracers of Solar and Climate Variability**, 2010. São José dos Campos.

MARTINEZ, C. J.; MALESKI, J. J.; MILLER, M. F. Trends in precipitation and temperature

in Florida, USA. **Journal of Hydrology**, v. 452–453, p. 259–281, 2012.

MATSUOKA, M. T. .; CAMARGO, P. O. .; BATISTA, I. S. Solar flare impact in the ionosphere and GPS positioning in the Brazilian region: a study case for the October, 28 2003 event. **Bol. Ciênc. Geod., sec. Artigos, Curitiba**, v. 12, n. 2, p. 315–334, 2006.

MATSUOKA, M. T. .; CAMARGO, P. O. .; BATISTA, I. S. Análise da ionosfera usando dados de receptores GPS durante um período de alta atividade solar e comparação com dados de digissondas. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 27, n. 4, 2009.

MCGONIGLE, J.; MIRMEHDI, M.; MALIZIA, A. L. Empirical Mode Decomposition in Data-Driven fMRI Analysis. **Pattern Recognition Challenges in Neuroimaging (WBD)**, p. 25–28, 2010.

MCKEOWN, M.; SAAB, R.; ABU-GHARBIEH, R. A combined independent component analysis (ica)/empirical mode decomposition (emd) method to infer corticomuscular coupling. **Anais da conferência. 2ª Conferência Internacional IEEE EMBS sobre Engenharia Neural**, 2005. Arlington, VA, EUA.

MELLO, Y. DE. **Distribuição da precipitação no município de Joinville (SC) e sua relação com a incidência de leptospirose.**, 2015. UNIVILE.

MELO JUNIOR, J. C. F.; SEDIYAMA, G. C.; FERREIRA, P. A.; LEAL, B. G. Determinação de regiões homogêneas quanto à distribuição de frequência de chuvas no leste do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, p. 408–416, 2006.

MENEZES, H. E. A.; BRITO, J. I. B.; LIMA, R. A. F. A. Veranico e a produção agrícola no Estado da Paraíba, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, p. 181–186, 2010.

MERRY, R. **Steinbuch, M., van de Molengraft, M., Wavelet theory and applications, a literature study**, 2005. Eindhoven.

MINGOTI, S. A. **Análise de dados através de métodos de estatística multivariada: uma abordagem aplicada**. UFMG ed. Belo Horizonte, MG, 2013.

MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. **RELATÓRIO FINAL: Grupo de Trabalho Interministerial para Redelimitação do Semiárido Nordeste e do Polígono das Secas**. Ministério ed. Brasília, 2015.

MINUZZI, R. B.; CARAMORI, P. H. Variabilidade climática sazonal e anual da chuva e veranicos no estado do Paraná. **Revista Ceres**, v. 58, p. 593–602, 2011.

MODARRES, R.; SILVA. Rainfall trend in arid regions de Iran. **Jornal Arid Environments**, v. 70, p. 344–355, 2007.

MODARRES, R.; SILVA, V. DE P. R. DA. Rainfall trend in arid regions de Iran. **Jornal Arid Environments**, v. 70, p. 344–355, 2007.

MOLION, L. C. B. AQUECIMENTO GLOBAL, EL NIÑOS, MANCHAS SOLARES,

VULCÕES E OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO. **Climanálise**, 2005.

MOLION, L. C. B. Aquecimento global, el Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do Pacífico. **Revista Climánálise**, v. 3, p. 1–5, 2005.

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

MOORE, D. S.; MACCABE, G. P. **Introdução à prática da estatística**. 3 ed. ed. Rio de Janeiro: LTC, 1999.

MORAIS, M. D. C. Vórtices Ciclônicos De Altos Níveis Que Atuam No Nordeste Do Brasil: Estudo Observacional E Numérico. **Instituto Nacional de pesquisas espaciais-INPE**, v. 1, n. February 2016, p. 231, 2016. Disponível em: <file:///home/nelson/Downloads/publicacao(12)-compactado(1).pdf>.

MORAIS, M. D. C. **Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no Nordeste do Brasil: Estudo Observacional e Numérico**, 2016. INPE.

MOSS, R. H.; EDMONDS, J. A.; HIBBARD, K. A.; et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. **Nature**, v. 463, p. 747–756, 2010.

MURAKI, Y.; MASUDA, K.; NAGAYA, K.; WADA, K.; MIYAHARA, H. Solar variability and width of tree ring. **Space Sci. Trans.**, v. 7, p. 395–401, 2011.

MURUMKAR, A. R.; ARYA, D. S. Trend and Periodicity Analysis in Rainfall Pattern of Nira Basin, Central India. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 60–70, 2014.

NAJAC, J.; BOÉ, J.; TERRAY, L. A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 5, p. 615–634, 2009.

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

NETO, J. V.; BARBOSA, C.; TORRES, É. M.; ESTRELA, C. Boxplot: um recurso gráfico para a análise e interpretação de dados quantitativos. **Revista Odontológica do Brasil Central**, v. 26, n. 76, p. 1–6, 2017.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The climatology of drought prediction. **Kluwer Academic Publishers. The impact of variation on agriculture**, v. 2, 1988.

NOBRE, P.; SIQUEIRA, L. S. P.; ALMEIDA, R. A. F.; et al. Climate simulation and change in the Brazilian Climate Model. **Journal of Climate**, v. 26, p. 6716–6732, 2013.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F.; SOARES, D. B. Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 12, 2016.

- NOGUEIRA, V. F. B.; NOGUEIRA, V. S.; CORREIA, M. F.; BRAGA, C. C. Variabilidade espaço-temporal da razão de mistura para estações do Estado do Maranhão através da análise multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, p. 978–989, 2014.
- NOURANI, V.; BAGHANAM, A. H.; ADAMOWSKI, J.; GEBREMICHAEL, M. Using self-organizing maps and wavelet transforms for space-time pre-processing of satellite precipitation and runoff data in neural network based rainfall-runoff modeling. **Journal of Hydrology**, v. 476, p. 228–243, 2013.
- OGUNTUNDE, P. G.; ABIODUN, B.; LISCHIED, G. Rainfall trends in Nigeria, 1901–2000. **Journal of Hydrology**, v. 411, p. 207–218, 2011.
- OLIVEIRA JÚNIOR, K. S.; SARAIVA, M. F. O. **Astronomia e astrofísica**, 2014. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- OLIVEIRA, L. F. C. .; FIOREZE, A. P. .; MEDEIROS, A. M. M. .; SILVA, M. A. S. S. Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas de precipitação pluvial anual. **Rev. Bras. Eng. Agríc. e Ambiental**, v. 14, n. 11, p. 1186–1192, 2010.
- OLIVEIRA, P. T.; SANTOS, C. M. S.; LIMA, K. C. Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 125, 2016.
- ORTIZ, M. M. I.; OBEYSEKERA, J.; PARK, J.; et al. Historical trends in Florida temperature and precipitation. **Hydrological Processes**, v. 27, p. 2225–2246, 2013.
- PACHORI, R. B. Discrimination between Ictal and Seizure-Free EEG Signals Using Empirical Mode Decomposition. **Journal of Electrical and Computer Engineering**, v. 5, p. 14, 2008.
- PAL, I.; AL-TABBAAB, A. Regional changes in extreme monsoon rainfall deficit and excess in India. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 49, p. 206–214, 2010.
- PANSERA, W. L.; GOMES, B. M.; VILAS BOAS, M. A.; et al. Regionalization of monthly precipitation values in the state of Paraná (Brazil) by using multivariate clustering algorithms. **Revista Irriga**, v. 20, p. 473–489, 2015.
- PARAÍBA. **Secretaria de Estado da Ciência e Tecnologia e do Meio Ambiente. Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba, AESA**. PERH-PB: P ed. Brasília: Atlas, 2006.
- PEREIRA, M. D. B. **AS CHUVAS NA CIDADE DE JOÃO PESSOA: UMA ABORDAGEM GENÉTICA**, 2014. Universidade Federal da Paraíba. Disponível em: <<https://repositorio.ufpb.br/jspui/bitstream/123456789/680/1/MDBP08082014.pdf>>.
- PEREIRA, V. A. S.; CAMARGO, P. . O. Estimativa e análise de índices de irregularidades da ionosfera utilizando dados GPS de redes ativas. **Bol. Ciencias Geod.**, v. 19, p. 374–390, 2013.
- PESNELL, W. D. Predictions of Solar Cycle 24: How are we doing? **Space Weather**, v. 14, p. 10–21, 2016.

- PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**. Academic Press, New York, 1990.
- PINHEIRO, A.; GRACIANO, R. L. G.; SEVERO, D. L. Tendência das séries temporais de precipitação da região sul do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 281–290, 2013.
- PRADO, B. Q. M.; FERNANDES, H. R.; ARAÚJO, T. G.; LAIA, G. A.; BIASE, N. G. Avaliação de variáveis climatológicas da cidade de Uberlândia (MG) por meio da análise de componentes principais. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, v. 21, p. 407–413, 2016.
- PRIEST, E. R. **Solar magneto-hydrodynamics**. Geophysics ed. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1987.
- PRIESTLEY, M. B. **Spectral Analysis in Time Series**. Academic Press, 1983.
- PSCHEIDT, I.; GRIMM, A. M. Frequency of extreme rainfall events in Southern Brazil modulated by interannual and interdecadal variability. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 13, p. 1988–2011, 2009.
- RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**, 1997. INPE.
- RAMIREZ, M. C. V. ; KAYANO, M. T. ; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980- 1989. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, p. 75–88, 1999.
- RAMPELOTTO, P. H.; RIGOZO, N. R.; ROSA, M. B. DA; et al. Variability of rainfall and temperature (1912–2008) parameters measured from Santa Maria (29°41' S, 53°48'W) and their connections with ENSO and solar activity. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 77, p. 152–160, 2012.
- RAO, D. U. M.; REDDY, T. S.; REDDY, G. R. Atmospheric radar signal processing using principal component analysis. **Digital Signal Processing**, v. 32, p. 79–84, 2014.
- RAO, V. B. ; LIMA, M. ; FRANCHITO, S. H. Variações Sazonal e Interanual da precipitação sobre o Nordeste do Brasil oriental. **Journal Of Climate**, v. 6, p. 1754–1763, 1993.
- RATTO, G.; MARONNA, R.; BERRI, G. Analysis of wind roses using hierarchical cluster and multidimensional scaling analysis at La Plata, Argentina. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 137, p. 477–492, 2010.
- REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; PORFÍRIO, R.; ROCHA, D. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul O Sol como Fonte de Energia. **Terra e Didática**, v. 8, p. 34–50, 2012.
- REPELLI, C. A.; FERREIRA, N. S.; ALVES, J. M. B.; NOBRE, C. A. Índice de anomalia de precipitação para o Estado do Ceará. In: A. do X. Congresso; B. de M. e VIII; C. da

FLISMET (Orgs.); X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA E VIII CONGRESSO DA FLISMET,. **Anais...** , 1998. Brasília.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climate**, v. 6, p. 293–335, 1986.

RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R. Registros da atividade solar nos anéis de crescimento de árvores em São Francisco de Paula-RS (Brasil). **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, p. 91–97, 2000.

RODRIGUES, J. A.; SILVA, A. P. C. M.; SANTOS FILHO, J. Uso de distribuições de probabilidade na modelagem de intensidade de secas ocorridas em Laranjeiras do Sul, PR. **Revista Brasileira de Biometria**, v. 32, n. 4, p. 570–583, 2014.

RODRIGUES, O. M. A. DO C. **O CICLO SOLAR**, 2000. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

RODRIGUES, R. A. .; SANTOS, R. S. Estudo de Tendência Climática na Série Temporal de Precipitação Pluviométrica em Araguari (MG). **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 1, p. 20–27, 2007.

ROMANO, E.; PETRANGELI, A. B.; PREZIOSI, E. Spatial and time analysis of rainfall in the tiber river basin (Central Italy) in relation to discharge measurements (1920-2010). **Procedia Environmental Sciences**, v. 7, p. 258–263, 2011.

ROOY, M. P. V. **A Rainfall Anomaly Index Independent of Time and Space**. Notes, 1965.  
ROY, I.; COLLINS, M. On identifying the role of Sun and the El Niño Southern Oscillation on Indian Summer Monsoon Rainfall. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, p. 162–169, 2015.

SABINO, C. V. S.; LAGE, L. V.; DE BRITO ALMEIDA, K. C. Use of robust statistical methods to analyze environmental data. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 19, p. 87–94, 2014.

SAGARIKA, S.; KALRA, A.; AHMAD, S. Evaluating the effect of persistence on long-term trends and analyzing step changes in streamflows of the continental United States. **Journal of Hydrology**, v. 517, p. 36–53, 2014.

SANCHES, F. O.; VERDUM, R.; FISCH, G. Índice de Anomalia de Chuva (IAC) na avaliação das precipitações anuais em Alegrete/RS (1928-2009). **Caminhos de Geografia**, v. 15, n. 51, p. 73–84, 2014.

SANTOS, A. M. DOS; GALVÍNCIO, J. D.; MOURA, M. S. B. DE. Os recursos hídricos e as mudanças climáticas: discursos, impactos e conflitos. **Revista Geográfica Venezolana**, p. 59–68, 2016.

SANTOS, C. A. C.; BRITO, J. I. B. B. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com a TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 303–312, 2007.

SANTOS, C. A. C. DOS; BRITO, J. I. B. DE. Análise dos índices de extremos para o semi-

árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 303–312, 2007.

SANTOS, C. A. C. DOS; BRITO, J. I. B. DE; RAO, T. V. R.; ALENCAR, H. E. M. Tendências dos índices de precipitação no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 39–47, 2009.

SANTOS, J. F.; PORTELA, M. M. Tendências em séries de precipitação mensal em Portugal continental: aplicação do teste de Mann-Kendall. Anais do VIII Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa. **Anais...**, 2007. São Paulo.  
DOS SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; CAMPOS, T. L. O. B.; BRITO, J. I. B.; SANTOS, A. P. P. Variabilidade da Precipitação no Estado do Pará por meio de Análise em Componentes Principais. **Fontes Principais. R**, v. 7, p. 615–627, 2014.

SANTOS, S. R. Q.; SANSIGOLO, C. A.; SANTOS, A. P. P. Dinâmica temporal em múltiplas escalas de tempo dos eventos secos e chuvosos no sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, p. 1292–1300, 2016.

SANTOS, S. R.; SANSIGOLO, C. A.; NEVES, T. T. DE A. T.; CAMPOS, T. L. DE O. B.; SANTOS, A. P. P. DOS. Frequências dos eventos extremos de seca e chuva na Amazônia utilizando diferentes bancos de dados de precipitação. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 2, p. 468–478, 2017.

SCHMIDT, D. M. Dinâmica Das Configurações De Formação E Inibição Das Chuvas No Rio Grande Do Norte : Caracterização Hidroclimática Do Estado. , p. 133, 2014.

SCHOVE, D. J. The sunspot cycle, 649 B.C. to A.D. 2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 60, p. 127–146, 1955.

SEMARH. – Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos. Mapa de Média Climática.

SHEPHERD, S. J.; ZHARKOV, S. I.; ZHARKOVA, V. V. Prediction of solar activity from solar background magnetic field variations in cycles 21-23. **The Astrophysical Journal**, v. 795, p. 46, 2014.

SHIMIZU, M. H.; AMBRIZZI, T.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 2977–2989, 2017.

SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, G. A.; MANN, M. E.; RIND, D.; WAPLE, A. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2149–2152, 2001.

SIGISMONDI, C. Relativistic implications of solar astrometry. **International Journal of Modern Physics: Conference Series**, v. 3, p. 464–474, 2011.

SILVA, A. V. R. **Nossa estrela: o Sol**. 7<sup>o</sup> ed. Editora Livraria da Física, 2006.

SILVA, C. M. S.; SPYRIDES, M. H. C.; LUCIO, P. S. Distribuição espacial da precipitação



sobre o Rio Grande Do Norte: Estimativas via satélites e medidas por pluviômetros. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 3, p. 337–346, 2012.

SILVA, D. F. DA. **Análise de aspectos climatológicos, agroeconômicos, ambientais e de seus efeitos sobre a bacia hidrográfica do rio Mundaú (AL e PE)**, 2009. Universidade Federal de Campina Grande.

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

DA SILVA, D. F.; SOUSA, A. B.; MAIA, L. M.; RUFINO, L. L. Efeitos da associação de eventos de ENOS e ODP sobre o Estado do Ceará. **Revista de Geografia (UFPE)**, v. 29, n. 2, p. 114–135, 2012.

SILVA, J. B. DA; CUNHA, F. B.; GAVIÃO NETO, P. W. Modelagem das chuvas trimestrais por regiões homogêneas no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 9, p. 317–324, 2001.

SILVA JUNIOR, J. L. C.; SILVA, R. A.; MACIEL, G. F.; SILVA, G. F. G.; SANTOS, J. C. Avaliação do Índice de Anomalia de Chuva (IAC) como indicador climático de variabilidade pluviométrica na microrregião de Gurupi-TO. IV Simpósio Internacional de Climatologia. **Anais...**, 2011. João Pessoa.

DA SILVA, L. A. **Energética atmosférica na América do Sul e oceanos adjacentes e impactos climáticos de agentes naturais**, 2010.

SILVA, V. P. R.; CAVALCANTI, E. P.; NASCIMENTO, M. G.; CAMPOS, J. H. B. C. . Análises da precipitação pluvial no Estado da Paraíba com base na teoria da entropia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 2, p. 269–274, 2003.

SILVEIRA, C. DA S.; COUTINHO, M. M.; COSTA, A. A.; DE MARIA, P. H. S. Previsão de tempo por conjuntos para a região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 351–366, 2014.

SILVEIRA, C. S.; FILHO, F. A. Z.; ALVES, B. C. C.; LÁZARO, Y. M. A. Análise da precipitação dos modelos do (IPCC-AR4) no nordeste setentrional brasileiro para o cenário A1B no século XXI. Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. **Anais...**, 2011.

SIMEPAR. **Boletim Climático**. 2017.

SNEYERS, R. **Sur l'analyse statistique des series d'observations**. Genève: Organisation Météorologique Mondiale, 1992.

SOARES, C. M. DA C. Desertificação. **Revista do Serviço Público**, 2017.

SOARES, L. P. **Caracterização climática do Estado do Ceará com base nos agentes da circulação regional produtores dos tipos de tempo**, 2015. Universidade Federal do Ceará – UFC. Disponível em: <<http://www.repositorio.ufc.br/handle/riufc/17688>>.

SOME'E, B. S.; EZANIA, A.; TABARI, H. Spatiotemporal trends and change point of

precipitation in Iran. **Atmospheric Research**, v. 112, p. 1–12, 2012.

SOON, W.; HERRERA, V. M. V. SELVARAJ, K.; TRAVERSI, R.; et al. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. **Earth-Science Reviews**, v. 134, p. 1–15, 2014.

SOUZA, A. .; SANTOS, D. A. S. .; ARISTONE, F. .; et al. Impacto de fatores meteorológicos sobre as concentrações de ozônio modelados por análise de séries temporais e métodos estatísticos multivariados. **Revista Holos**, v. 5, p. 2–16, 2017.

SOUZA, A. P.; ESCOBEDO, J. F.; PAI, A. D.; GOMES, E. N. Estimativas das componentes de radiação solar incidente em superfícies inclinadas baseadas na radiação global horizontal. **Revista Brasileira de Agricultura Ambiental**, p. 277–288, 2011.

SOUZA, C. F. **Dinâmica Climática e as Chuvas no Nordeste Brasileiro no Eixo Barra do Corda/MA - Natal/RN (relações com o fenômeno EL Niño)**, 1998. FFLCH/USP.

STAGER, J. C.; RUZMAIKIN, A.; CONWAY, D.; VERBURG, P.; MASON, P. J. Sunspots, El Niño, and the levels of Lake Victoria, East Africa. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, p. 1–13, 2007.

SUDENE. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Dados pluviométricos mensais do Nordeste – Paraíba. **Série Pluviometria**, v. 2, 2016.

THIÉBLEMONT, R.; MATTHES, K.; OMRANI, N. E.; KODERA, K.; HANSEN, F. Solar forcing synchronizes decadal North Atlantic climate variability. **Nature Communications**, v. 6, p. 1–8, 2015.

TINSLEY, B. A.; BROWN, G. M.; SCHERRER, P. H. Solar activity, the QBO, and tropospheric responses. **In International Council of Scientific Unions: Middle Atmosphere Program**, v. 2, p. 53–61, 1989.

TRIOLA, M. F. **Introdução à estatística**. LTC ed. Rio de Janeiro: 9ª Edição, 2005.

TSAKIRIS, G.; LOUKAS, A.; PANGALOU, D.; et al. Drought characterization. School of Rural and Surveying Engineering. **National Technical University of Greece**, 2012.

TUCCI, C. E. M. **Regionalização de Vazão**. Porto Alegre: UFRGS, 2002.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: a posição da ZCIT no Atlântico equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 7, p. 34–40, 1989.

VAQUERO, J. M. Historical sunspot observations: a review. **Advances in Space Research**, v. 40, p. 929–941, 2007.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Umidade do ar. **Meteorologia e Climatologia**, v. 2, p. 449, 2006.

VAROTSOS, C. A.; TZANIS, C.; CRACKNELL, A. P. Precursory signals of the major El

Niño Southern Oscillation events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 124, p. 903–912, 2016.

VENTURA, T. M. . O. A. G. .; MARQUES, H.O.; OLIVEIRA, R. S. .; MARTINS, C.A.; FIGUEIREDO, J. M. .; BONFANTE, A. G. Uma abordagem computacional para preenchimento de falhas em dados micro meteorológicos. **Rev. bras. ciênc. ambientais**, v. 27, p. 61–70, 2013.

VIEIRA, L. E. A.; DA SILVA, L. A. Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 14, p. 1–5, 2006.

WANDERLEY, H. S.; AMORIM, R. F. C. DE; CARVALHO, F. O. DE. Variabilidade espacial e preenchimento de falhas de dados pluviométricos para o estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 3, p. 347–354, 2012.

WANG, C.; DESER, C.; YU, J.-Y.; DINEZIO, P.; CLEMENT, A. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. **Springer Science Publisher**, p. 85–106, 2016.

WANG, W.; SHAO, Q.; PENG, S.; et al. Spatial and temporal characteristics of changes in precipitation during 1957–2007 in the Haihe river basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, p. 881–895, 2011.

WANG, W.; SHAO, Q.; YANG, T.; et al. Changes in daily temperature and precipitation extremes in the Yellow river basin, China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, p. 401–421, 2013.

WEI, W. **Time Series Analysis: univariate and multivariate methods**. 2 ed. ed. Boston: Pearson, 2006.

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 1917–1932, 2004.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Elsevier S ed. California: 2ª Edição, 2006.

WOLTER, K.; TIMLIN, M. S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1074–1087, 2011.

WOOLLINGS, T.; LOCKWOOD, M.; MASATO, G.; BELL, C.; GRAY, L. Enhanced signature of solar variability in Eurasian winter climate. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 20, p. 1–6, 2010.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 205–207, 1977.

YIN, J.; HE, F.; XIONG, Y. J.; QIU, G. Y. Effects of land use/land cover and climate changes on surface runoff in a semi-humid and semi-arid transition zone in northwest China. **Hydrol. Earth Syst. Sci**, v. 21, p. 183–196, 2017.

YOUSEF, S. M. The solar Wolf-Gleissberg cycle and its influence on the Earth. **INTERNATIONAL CONFERENCE FOR ENVIRONMENTAL HAZARDOUS MIGITATION (ICEHM2000)**, p. 267–293, 2000.

YUE, S.; WANG, C. Y. Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test. **Water Resources Research**, v. 38, n. 6, p. 4- 1/4-7, 2002.

ZEILHOFER, P. .; LIMA, E. B. R. .; SANTOS, F. M. .; RIGO JÚNIOR, L. O. Um Ambiente SIG para Modelagem Integrada da Qualidade da Água utilizando QUAL2e. **Revista Caminhos da Geografia**, v. 3, n. 4, p. 107–125, 2003.

ZHAO, J.; HAN, Y. BEN; LI, Z. A. The effect of solar activity on the annual precipitation in the Beijing area. **Chinese Journal of Astronomy and Astrophysics**, v. 4, n. 2, p. 189–197, 2004.

ZHOU, Q.; CHEN, W.; ZHOU, W. Solar cycle modulation of the ENSO impact on the winter climate of East Asia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 5111–5119, 2013.

ZUFFO, A. C. O Sol, o motor das variabilidades climáticas. **DAE**, v. 63, p. 6–24, 2015.

### ANEXO A - Dados médios de sub-regiões

#### Dados médios da sub-região G1 (grupo 1)

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Médias anuais
1910	119,1	146,2	199,5	196,3	103,8	53,4	28,6	12,2	9,4	19,6	26,5	76,2	82,5
1911	114,3	101,7	183,9	118,8	73,5	29,0	24,9	6,6	6,5	12,7	21,5	57,8	62,6
1912	103,6	200,8	224,5	110,6	76,5	33,5	21,1	9,8	18,3	5,4	20,0	24,0	70,7
1913	66,4	234,0	182,4	190,8	110,9	39,4	25,2	9,4	5,3	24,0	8,5	90,3	82,2
1914	206,6	139,5	184,1	173,1	84,6	51,7	37,5	49,1	4,5	25,0	9,4	19,9	82,1
1915	63,4	70,6	124,7	120,0	81,0	31,1	21,7	9,8	4,0	12,7	11,1	61,3	50,9
1916	102,2	127,4	300,6	176,7	87,6	34,4	17,9	8,5	4,9	9,7	22,5	37,4	77,5
1917	145,3	221,1	232,5	163,0	88,8	36,1	17,3	5,9	7,5	10,5	22,4	40,9	82,6
1918	107,3	117,9	234,6	181,0	126,4	60,0	19,1	22,8	6,5	10,7	20,9	83,2	82,5
1919	86,6	105,0	105,8	93,1	57,8	28,8	20,9	9,8	11,9	10,5	17,2	29,8	48,1
1920	56,3	94,7	262,6	192,3	92,4	33,6	17,2	9,0	6,0	22,3	8,0	59,1	71,1
1921	83,1	185,2	216,6	167,7	120,7	29,4	15,9	10,0	11,5	32,9	51,9	27,0	79,3
1922	59,8	160,5	164,7	218,4	92,3	65,6	48,1	18,3	4,5	18,6	75,7	29,3	79,7
1923	63,4	234,8	130,5	150,9	90,2	40,7	25,4	9,1	3,2	10,2	22,0	18,2	66,6
1924	110,6	212,7	239,5	324,8	128,4	55,6	19,7	12,2	4,0	14,1	18,2	30,2	97,5
1925	151,2	134,8	210,8	157,3	88,4	33,2	15,2	9,4	31,3	18,6	17,2	94,8	80,2
1926	107,4	145,8	261,4	160,0	88,1	33,0	14,0	7,7	5,4	12,5	20,2	27,9	73,6
1927	55,7	163,8	210,7	179,0	75,0	25,1	23,9	6,7	2,7	8,1	16,6	22,2	65,8
1928	73,0	78,9	209,4	160,9	98,3	30,1	16,1	6,9	7,2	9,4	21,7	33,6	62,1
1929	102,0	182,6	238,6	151,1	74,5	27,8	23,3	10,6	6,6	29,2	15,2	56,8	76,5
1930	88,9	116,9	185,1	142,7	91,2	37,8	13,7	8,9	2,9	44,2	10,8	27,7	64,2
1931	71,6	143,2	197,0	123,0	67,5	28,4	21,2	12,0	2,9	16,3	10,1	33,9	60,6
1932	88,2	117,0	195,0	86,4	60,0	34,3	25,5	8,6	11,6	9,6	11,8	21,8	55,8
1933	116,2	130,3	185,0	201,8	68,8	28,9	31,3	7,9	6,3	7,0	33,8	70,2	74,0
1934	74,5	240,5	201,1	145,7	111,3	43,8	6,9	7,1	6,2	16,1	13,0	71,0	78,1
1935	112,5	217,7	288,3	216,4	105,5	45,6	16,8	6,7	0,7	7,3	6,7	17,3	86,8
1936	78,8	139,1	115,1	115,8	52,6	62,7	13,8	5,7	2,1	5,7	6,2	18,2	51,3
1937	68,4	207,7	213,4	187,7	100,4	43,2	18,6	3,8	1,4	16,7	6,5	15,5	73,6
1938	79,5	58,6	235,0	228,2	87,1	19,5	7,0	3,1	0,7	4,5	10,3	13,0	62,2
1939	41,9	196,9	223,7	125,6	62,2	30,6	16,8	12,5	13,7	45,1	15,2	24,0	67,4
1940	195,2	138,1	284,7	182,0	149,4	32,4	10,2	3,9	9,6	10,3	9,5	19,7	87,1
1941	45,1	156,5	242,8	122,0	60,7	23,1	22,7	10,1	4,3	4,3	39,0	33,5	63,7
1942	50,8	103,7	122,7	134,9	67,0	27,0	10,3	10,4	0,9	35,6	8,7	54,6	52,2
1943	80,0	65,4	206,8	125,7	51,9	27,9	19,1	7,2	0,7	5,6	31,0	31,5	54,4

1944	72,2	72,6	189,0	187,1	54,5	21,8	24,4	4,8	4,5	9,3	9,3	75,0	60,4
1945	98,2	187,4	203,7	172,1	203,2	36,5	9,3	3,8	3,3	13,5	7,5	39,6	81,5
1946	89,6	102,9	180,9	177,3	62,2	30,1	14,7	4,1	0,9	5,3	29,8	49,5	62,3
1947	78,3	160,5	335,1	204,1	60,2	19,2	10,2	6,4	1,5	18,2	73,9	42,5	84,2
1948	69,6	66,3	290,8	177,7	86,2	48,3	20,8	6,7	1,3	17,8	7,7	32,2	68,8
1949	31,4	111,9	145,2	221,3	117,8	46,2	7,3	39,4	1,6	10,8	100,1	15,7	70,7
1950	61,6	93,5	232,8	249,6	50,9	22,3	9,1	3,2	0,8	17,3	8,9	35,4	65,4
1951	71,4	85,3	111,9	179,2	75,6	52,7	9,8	6,2	0,6	11,9	13,1	33,4	54,3
1952	47,6	117,2	271,8	170,4	74,2	26,4	3,2	3,6	0,6	4,2	16,8	40,5	64,7
1953	63,0	101,5	135,4	150,4	50,3	45,1	13,0	7,5	2,4	8,9	47,7	23,7	54,1
1954	58,5	166,8	199,1	191,2	83,3	26,2	9,0	4,3	1,5	8,1	50,6	15,0	67,8
1955	99,4	143,0	234,8	166,5	80,6	17,0	7,0	5,9	2,0	19,3	6,6	34,7	68,1
1956	34,9	222,3	151,5	155,0	60,1	43,7	16,1	15,8	0,8	9,5	10,4	15,9	61,3
1957	105,3	74,1	293,8	174,7	46,8	28,0	7,4	9,1	0,7	6,1	6,3	19,1	64,3
1958	39,0	90,2	118,7	93,8	66,3	33,0	26,5	4,0	3,6	7,3	9,5	55,0	45,6
1959	97,4	228,9	161,7	86,2	59,3	49,1	8,4	11,5	1,6	7,4	16,5	14,7	61,9
1960	62,6	90,5	343,1	134,9	60,8	26,9	10,9	5,8	1,9	7,0	6,7	22,2	64,4
1961	127,1	181,3	255,1	117,7	71,0	28,0	19,5	5,6	2,2	10,1	9,2	32,7	71,6
1962	107,8	145,9	210,6	162,1	73,9	32,2	14,8	5,5	5,7	9,0	15,9	35,0	68,2
1963	99,7	206,8	250,5	161,4	58,4	31,5	12,2	5,4	3,0	15,7	18,4	93,3	79,7
1964	141,6	187,2	213,8	232,8	106,9	52,6	38,0	13,6	11,7	9,3	14,5	27,9	87,5
1965	122,6	87,4	232,4	252,9	78,8	77,0	14,1	6,4	3,4	17,0	6,2	30,3	77,4
1966	79,4	168,7	135,3	142,5	81,3	55,7	28,5	6,1	7,7	7,3	22,1	36,8	64,3
1967	71,5	189,2	258,7	271,8	136,9	24,8	21,4	7,0	3,1	6,1	8,6	38,6	86,5
1968	123,0	94,6	290,8	140,4	139,2	27,4	18,2	7,4	1,7	7,1	10,6	41,3	75,1
1969	109,7	108,0	201,1	179,6	80,3	43,3	45,9	8,6	4,8	6,4	8,7	24,8	68,4
1970	148,3	106,2	188,3	147,9	45,9	24,9	15,2	9,0	2,9	15,5	12,3	28,2	62,0
1971	125,6	149,8	215,9	224,8	116,4	57,7	26,4	10,0	10,1	15,9	10,3	23,6	82,2
1972	118,1	143,1	190,5	188,6	87,3	49,9	28,0	35,3	2,8	12,2	5,7	54,0	76,3
1973	96,6	111,4	183,5	289,9	105,7	50,8	31,0	10,1	8,4	22,1	12,3	34,8	79,7
1974	179,8	212,8	251,1	293,4	121,2	41,1	31,1	6,3	10,9	17,3	32,7	46,7	103,7
1975	103,8	180,0	224,0	197,6	122,0	50,3	51,8	9,4	5,1	9,3	10,3	40,9	83,7
1976	77,1	165,8	214,1	153,5	65,4	27,4	16,8	6,3	17,3	29,9	14,4	36,7	68,7
1977	103,6	166,9	223,6	224,0	145,4	50,8	38,7	10,0	3,5	13,1	13,0	59,7	87,7
1978	90,6	190,3	194,5	151,4	112,7	45,2	36,4	7,3	12,4	9,9	19,5	22,6	74,4
1979	106,4	156,1	171,5	131,6	76,8	30,6	17,6	8,5	7,9	9,9	19,7	25,4	63,5
1980	105,3	187,1	199,5	93,0	48,6	33,5	15,2	5,4	3,6	12,9	30,5	38,5	64,4
1981	107,7	98,4	283,6	114,9	48,4	22,3	13,6	6,5	4,9	9,6	22,4	40,0	64,4
1982	92,1	112,2	147,4	183,6	84,8	24,1	16,1	8,7	5,5	12,1	7,7	27,3	60,1
1983	84,4	140,2	173,2	131,5	61,8	19,5	18,0	13,5	2,4	10,1	15,7	28,2	58,2
1984	94,5	111,7	241,4	252,8	118,1	36,4	24,4	13,6	4,5	8,8	14,1	29,1	79,1
1985	169,5	255,3	236,2	287,6	103,8	84,0	27,1	11,6	6,8	10,6	14,1	76,4	106,9
1986	114,9	159,4	239,1	221,8	74,6	39,4	34,9	15,3	6,2	15,5	34,3	33,4	82,4
1987	87,0	126,4	237,8	170,2	67,1	45,7	24,7	7,6	3,5	8,1	12,1	28,1	68,2
1988	101,4	114,1	210,2	256,5	87,6	36,7	23,8	9,0	5,0	10,7	14,7	66,0	78,0
1989	116,9	114,7	183,7	259,8	124,2	48,5	36,7	15,9	6,0	19,5	16,8	85,5	85,7

1990	94,1	133,5	146,8	199,7	100,6	40,1	26,1	12,6	10,6	11,2	20,4	33,6	69,1
1991	138,1	150,0	199,1	203,5	102,9	47,3	28,7	14,2	10,3	18,7	23,7	48,8	82,1
1992	129,3	159,2	205,7	194,5	116,3	48,4	28,4	15,1	10,5	18,1	22,9	54,4	83,6
1993	129,9	158,4	195,6	192,6	111,1	52,1	29,4	14,9	11,7	16,1	23,2	49,3	82,0
1994	192,4	161,3	197,1	155,0	114,3	95,1	22,7	3,9	2,2	7,8	6,9	41,4	83,3
1995	77,7	122,8	177,7	191,4	192,2	31,9	29,6	5,3	1,2	3,8	53,7	14,6	75,2
1996	107,8	143,4	186,2	282,9	130,2	25,5	15,4	14,7	2,9	4,7	30,3	19,0	80,3
1997	166,3	81,9	183,0	139,1	90,2	11,6	16,6	9,4	0,6	5,9	20,7	42,6	64,0
1998	132,2	71,3	104,6	83,6	23,2	11,7	13,2	8,3	1,1	3,0	3,6	12,3	39,0
1999	76,0	67,9	214,9	63,4	156,9	10,6	8,1	2,3	1,9	23,9	31,9	91,5	62,4
2000	124,3	183,7	195,4	187,2	47,5	32,1	33,9	32,1	18,0	2,8	3,1	66,0	77,2
2001	26,0	66,4	230,6	87,9	17,8	45,5	11,6	3,3	1,7	18,1	5,2	58,1	47,7
2002	326,0	99,6	196,0	132,1	96,8	36,8	9,6	0,8	1,1	2,9	3,1	23,7	77,4
2003	143,8	134,4	195,4	134,4	63,5	21,8	13,4	2,2	3,4	2,8	13,0	17,8	62,2
2004	383,9	240,0	123,4	87,8	66,6	79,5	23,9	6,4	0,4	1,5	3,1	38,2	87,9
2005	53,7	90,9	255,2	91,2	69,9	51,6	3,8	6,5	0,4	0,1	0,5	73,4	58,1
2006	14,5	186,7	260,4	258,7	156,7	20,8	10,4	4,9	1,4	9,1	1,6	22,7	79,0
2007	42,9	270,3	137,0	153,7	77,7	28,5	13,6	1,6	0,9	1,2	6,1	17,4	62,6
2008	97,4	147,5	456,2	249,3	162,6	25,0	31,0	8,5	1,4	1,6	1,8	28,5	100,9
2009	105,7	151,0	153,1	382,2	213,6	47,2	35,2	33,6	0,8	11,9	3,9	50,1	99,0
2010	121,5	65,4	75,6	198,6	34,1	65,3	8,1	3,0	0,9	84,6	5,7	86,6	62,5
2011	199,2	207,2	78,7	159,9	126,5	24,6	33,5	6,3	1,8	60,9	29,2	11,7	78,3
2012	66,1	125,2	102,3	80,1	30,7	25,9	9,2	1,6	1,6	4,0	5,6	20,3	39,4
2013	59,7	70,9	133,2	134,7	60,1	70,1	38,7	5,5	1,2	15,3	28,7	69,1	57,3
2014	73,7	115,7	228,3	167,5	99,1	31,3	23,7	9,9	7,3	19,9	23,8	47,8	70,7
2015	127,1	143,2	199,5	189,6	98,1	46,5	26,7	12,1	7,4	16,9	20,3	52,3	78,3
2016	115,8	159,7	198,4	180,3	104,7	46,8	25,4	13,9	8,9	20,2	22,5	49,3	78,8
	101,7	142,8	204,7	174,1	89,5	38,3	20,6	9,6	5,0	13,8	18,2	39,8	

### Dados médios da sub-região G2 (grupo 2)

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média anual
1910	56,0	90,1	123,4	123,2	84,8	78,4	66,2	48,5	26,8	13,2	14,4	49,3	64,5
1911	61,9	69,9	116,4	61,0	69,1	67,5	55,6	59,0	10,6	7,8	8,5	38,5	52,2
1912	64,5	172,0	130,6	123,0	109,1	87,9	69,0	34,7	22,2	11,1	16,3	12,8	71,1
1913	71,1	127,8	86,3	124,3	93,8	95,9	105,6	67,5	16,1	16,6	5,8	24,1	69,6
1914	132,3	57,4	90,0	105,5	117,7	150,5	116,1	141,9	25,4	7,3	5,6	8,8	79,9
1915	47,5	37,4	72,7	107,7	74,4	75,6	66,2	34,5	14,5	5,2	9,5	35,1	48,3
1916	52,3	62,0	145,2	109,2	110,8	98,9	49,3	18,8	11,3	5,4	12,3	10,5	57,2
1917	64,2	130,5	156,0	74,2	110,7	75,2	50,3	30,8	27,8	6,0	12,3	20,1	63,2
1918	66,9	73,3	97,9	72,4	83,1	86,2	59,9	49,6	25,9	6,4	6,0	19,0	53,9
1919	51,9	43,5	76,7	71,8	46,8	108,0	103,8	59,6	45,9	13,8	7,8	22,3	54,3
1920	43,4	41,7	158,4	98,5	100,8	80,5	87,5	17,6	21,2	14,5	12,7	54,2	60,9
1921	68,2	57,0	140,3	111,0	103,2	75,5	87,2	35,0	25,6	5,5	22,6	18,6	62,5
1922	35,7	64,6	70,4	149,9	99,4	119,7	88,3	69,5	10,4	4,3	26,1	10,3	62,4

1923	75,5	126,0	91,3	151,1	73,1	84,1	101,5	39,2	14,4	6,0	15,5	7,0	65,4
1924	67,3	139,7	155,4	240,5	139,1	98,8	58,8	40,3	13,9	7,7	9,5	17,8	82,4
1925	60,7	75,3	112,9	149,3	88,2	73,5	71,2	38,2	37,7	5,2	10,2	22,7	62,1
1926	55,4	107,4	160,3	138,1	77,8	89,3	52,3	26,3	18,9	9,4	10,8	18,7	63,7
1927	45,4	70,6	108,9	108,5	74,8	59,0	104,6	23,0	13,4	5,4	5,5	12,4	52,6
1928	57,6	51,4	92,4	109,8	96,7	74,6	63,0	30,9	26,2	9,0	11,5	22,0	53,7
1929	32,9	95,6	143,4	81,2	66,9	69,3	86,3	39,4	19,0	17,5	13,3	28,0	57,7
1930	50,1	46,0	76,0	75,8	54,7	78,9	61,9	25,0	11,7	10,2	9,9	15,5	43,0
1931	52,2	80,1	95,0	139,9	80,6	119,7	65,5	41,8	23,3	7,6	12,6	12,1	60,9
1932	80,7	48,6	68,6	91,1	64,5	84,7	86,2	26,5	36,2	8,3	5,8	10,9	51,0
1933	73,3	96,2	79,8	124,9	72,2	62,3	51,0	24,2	20,5	8,3	12,0	27,5	54,4
1934	49,2	113,3	127,9	103,6	112,0	73,5	53,0	33,5	20,4	7,5	10,6	27,0	61,0
1935	48,2	95,7	117,4	141,1	86,6	121,2	75,7	37,3	14,4	7,8	12,8	11,0	64,1
1936	44,0	69,1	65,7	96,5	96,7	137,6	77,1	33,3	14,2	12,7	11,1	9,9	55,7
1937	49,0	61,2	74,7	131,6	83,5	75,6	60,9	41,0	16,2	5,9	8,4	12,8	51,7
1938	41,2	49,5	96,1	98,3	86,2	64,7	52,5	48,2	19,9	22,7	13,7	13,8	50,6
1939	62,3	52,2	109,1	91,2	95,4	66,9	91,6	63,3	22,1	33,4	25,8	20,8	61,2
1940	75,6	74,0	154,5	132,5	134,5	100,7	76,6	44,0	25,6	8,1	10,7	21,1	71,5
1941	45,9	52,1	132,3	94,2	71,3	74,8	72,7	47,7	21,7	13,8	13,9	23,1	55,3
1942	61,6	45,9	66,2	83,2	107,9	71,2	74,8	50,1	20,4	11,6	10,4	29,2	52,7
1943	65,2	66,9	90,4	94,0	72,9	73,4	97,2	41,5	30,4	8,0	12,5	19,2	56,0
1944	56,7	53,5	83,8	110,8	104,9	81,6	80,9	47,5	25,4	11,8	12,3	18,6	57,3
1945	45,2	78,9	75,7	84,8	124,4	103,6	66,6	39,4	23,4	12,0	12,9	19,9	57,2
1946	73,7	47,5	112,0	96,8	91,8	71,1	55,2	32,9	18,4	6,7	18,0	23,6	54,0
1947	72,5	56,6	164,3	126,7	95,4	85,7	62,4	33,4	20,9	8,8	22,9	19,3	64,1
1948	45,0	40,9	109,8	93,1	105,4	92,0	85,0	39,0	23,4	13,3	29,9	9,5	57,2
1949	47,6	46,4	82,1	133,3	105,3	83,6	55,9	45,1	19,5	9,8	31,3	10,9	55,9
1950	53,2	33,2	103,3	141,3	88,0	69,8	64,6	38,8	20,8	10,5	8,4	17,8	54,2
1951	46,3	55,7	71,3	67,3	79,3	131,5	53,4	26,0	15,0	8,5	13,9	34,4	50,2
1952	34,8	40,9	105,6	88,7	62,1	88,1	39,6	37,4	18,0	8,4	11,2	17,6	46,1
1953	48,9	47,7	64,0	89,1	80,3	99,4	63,9	38,8	15,5	6,7	25,3	18,4	49,8
1954	43,6	64,2	79,2	92,9	98,2	74,8	67,3	30,7	16,1	7,5	14,3	15,6	50,4
1955	60,2	72,9	116,6	110,5	79,9	76,2	66,0	40,9	18,7	12,8	9,1	15,5	56,6
1956	49,3	59,4	109,0	117,7	66,3	87,4	76,9	50,0	23,7	7,6	9,4	11,9	55,7
1957	62,5	68,1	124,2	108,9	72,1	75,2	67,0	38,5	23,4	9,5	10,9	18,1	56,5
1958	56,1	67,1	90,5	71,9	91,8	82,9	72,4	43,7	22,5	7,5	9,6	20,4	53,0
1959	64,7	79,0	106,7	101,7	80,1	91,7	71,3	44,4	20,7	5,7	8,8	16,4	57,6
1960	76,9	68,2	166,9	106,0	81,1	89,0	78,3	40,5	24,2	9,4	9,4	17,1	63,9
1961	83,9	78,4	122,4	106,8	91,6	82,9	69,0	36,9	23,6	10,4	8,0	19,2	61,1
1962	66,1	88,3	97,9	100,0	86,5	84,0	48,7	32,1	21,5	5,6	8,7	22,4	55,2
1963	58,4	83,4	114,5	117,8	69,2	71,4	64,4	32,4	14,7	5,4	13,5	52,8	58,2
1964	83,3	97,0	122,8	143,0	98,6	104,7	96,7	40,6	26,6	5,5	7,0	17,1	70,2
1965	64,0	65,8	94,4	154,9	76,2	108,8	68,7	38,1	25,9	8,1	7,5	19,8	61,0
1966	50,1	103,6	80,6	123,6	89,7	94,7	96,6	36,0	23,4	9,2	20,3	17,4	62,1
1967	46,2	73,3	118,6	129,6	93,8	81,5	72,5	43,5	15,5	10,5	6,2	26,0	59,8
1968	76,5	51,3	130,8	106,3	93,4	73,4	74,4	32,8	15,8	7,9	5,7	13,8	56,8



1969	71,0	56,5	122,1	112,3	90,1	95,7	99,3	37,0	15,0	6,8	5,9	13,3	60,4
1970	71,5	50,6	98,5	119,2	69,6	73,9	84,4	54,7	18,2	7,5	7,8	11,3	55,6
1971	44,6	58,4	108,6	144,5	92,2	76,4	76,4	38,3	22,7	22,4	13,0	15,1	59,4
1972	56,9	69,3	95,1	114,4	83,0	84,6	63,3	53,3	18,4	6,3	6,4	34,2	57,1
1973	71,1	76,3	105,8	151,7	90,2	83,5	75,7	32,7	25,7	12,4	7,3	21,6	62,8
1974	80,2	93,3	121,8	157,7	91,1	85,4	93,2	29,0	27,0	6,6	7,7	27,0	68,3
1975	56,4	73,2	121,0	103,7	77,1	84,4	96,4	31,5	19,6	11,3	8,0	34,5	59,8
1976	55,1	79,7	118,6	104,0	85,5	71,4	75,2	30,5	14,6	23,4	10,8	19,6	57,4
1977	79,6	55,5	92,3	146,7	105,5	95,1	92,2	35,4	30,0	8,3	13,0	18,8	64,4
1978	50,5	73,0	97,4	106,0	110,6	78,5	88,5	37,0	31,0	7,2	12,2	16,4	59,0
1979	55,2	71,0	90,1	87,5	86,9	80,0	68,6	29,8	28,0	6,7	15,2	13,4	52,7
1980	62,4	74,7	120,4	95,9	63,6	80,3	52,4	31,4	15,5	9,0	12,8	20,6	53,3
1981	56,5	61,0	171,6	86,8	63,2	73,2	57,3	29,0	19,3	7,2	15,9	27,8	55,7
1982	53,4	70,4	85,2	98,3	82,4	80,2	62,7	39,7	20,7	7,2	8,2	14,8	51,9
1983	54,0	84,5	93,6	105,9	73,9	69,9	58,6	43,1	14,5	9,5	7,0	13,0	52,3
1984	65,6	69,8	122,3	150,5	97,7	76,1	80,9	47,7	17,0	10,7	10,8	19,4	64,1
1985	75,2	146,4	165,6	176,1	71,2	88,1	82,4	41,5	21,1	5,6	9,6	22,9	75,5
1986	78,2	104,9	150,3	119,6	78,1	86,7	69,8	46,2	25,6	11,7	16,5	16,6	67,0
1987	63,2	68,4	130,0	106,3	62,7	86,8	76,7	32,7	16,2	6,6	7,1	15,4	56,0
1988	48,2	77,3	123,4	121,6	74,0	74,0	73,0	43,3	18,8	5,7	7,7	23,0	57,5
1989	56,8	56,6	96,1	143,5	86,2	81,0	81,3	44,3	18,7	8,5	13,0	34,6	60,0
1990	64,3	75,7	81,4	104,4	84,1	76,5	72,9	45,6	21,3	11,3	9,2	22,0	55,7
1991	75,2	82,6	106,9	116,7	93,4	85,8	71,9	43,6	24,0	13,0	11,2	25,5	62,5
1992	77,3	91,0	116,3	125,0	92,2	83,4	71,2	44,7	24,2	14,6	12,3	26,7	64,9
1993	80,3	86,4	108,1	116,6	95,5	88,5	72,3	45,1	24,7	11,5	10,7	26,8	63,9
1994	67,9	67,5	125,8	102,1	97,4	127,1	85,2	34,5	23,6	5,6	5,4	25,2	63,9
1995	41,3	71,8	107,5	104,8	94,4	78,3	89,9	17,6	5,1	3,7	15,8	7,9	53,2
1996	32,7	41,6	128,5	157,6	63,5	59,5	48,0	44,2	23,1	7,8	28,9	8,2	53,6
1997	37,0	60,1	121,7	95,3	111,8	34,9	46,6	31,3	5,2	2,9	4,7	30,6	48,5
1998	38,0	25,1	59,2	43,2	47,4	35,5	56,6	51,5	4,0	6,6	2,6	10,6	31,7
1999	37,1	53,5	94,8	36,3	88,7	40,4	47,0	20,8	9,8	12,4	6,5	40,6	40,7
2000	73,5	107,6	77,7	130,1	56,3	129,7	111,3	83,7	72,8	4,8	8,4	47,0	75,2
2001	23,1	15,6	116,8	69,8	13,6	98,7	60,9	27,8	16,7	14,5	4,5	22,7	40,4
2002	132,1	62,2	107,4	53,0	80,6	105,8	51,0	23,7	3,4	7,4	13,3	11,1	54,3
2003	78,7	87,9	108,9	67,7	63,0	88,8	47,6	30,0	14,4	4,7	3,2	11,0	50,5
2004	305,9	160,5	62,9	61,6	96,4	109,3	80,6	21,4	11,5	1,9	2,8	11,1	77,2
2005	50,9	44,0	115,4	56,5	105,6	148,7	29,2	54,0	6,2	1,9	1,9	32,0	53,9
2006	9,8	53,8	116,5	130,5	80,6	101,5	40,1	36,4	7,3	3,0	12,1	9,2	50,1
2007	23,2	107,3	89,6	113,7	58,3	107,7	42,7	41,5	26,5	2,8	8,1	17,8	53,3
2008	44,5	44,1	228,0	144,6	120,7	70,0	76,4	61,4	15,5	6,4	2,0	14,1	69,0
2009	59,3	110,4	85,0	191,4	148,0	90,1	98,5	70,0	11,4	3,2	5,0	15,6	74,0
2010	82,6	52,3	56,7	93,5	42,4	118,1	47,4	28,7	13,3	43,5	2,4	35,8	51,4
2011	107,9	84,7	99,2	131,8	208,4	68,3	148,9	49,1	6,0	7,1	12,2	11,6	77,9
2012	51,5	68,3	26,4	30,0	44,6	100,8	60,2	16,7	7,0	6,1	4,4	9,9	35,5
2013	30,9	34,4	41,5	92,0	56,0	87,8	78,4	41,5	21,6	9,2	17,0	37,8	45,7
2014	49,4	75,4	88,3	86,6	90,6	60,5	59,9	30,0	22,4	12,8	12,2	26,9	51,2

2015	84,9	80,5	113,0	115,2	83,6	85,4	68,5	39,5	22,2	13,8	11,9	24,3	61,9
2016	82,8	84,9	109,8	115,8	84,5	84,3	71,3	40,5	22,7	13,3	13,3	25,4	62,4
	61,9	72,6	107,0	110,0	86,7	86,1	72,0	40,2	20,0	9,4	11,2	20,7	

### Dados médios da sub-região G3 (grupo 3)

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Médias anuais
1910	88,3	96,3	162,9	174,2	191,7	192,3	153,2	113,6	58,4	24,7	18,7	71,7	112,2
1911	128,4	112,3	132,5	94,8	165,0	161,5	115,5	138,9	23,9	24,4	21,7	42,3	96,8
1912	82,4	219,7	213,6	169,6	253,1	263,6	205,3	168,3	41,6	24,3	40,4	17,8	141,6
1913	61,3	158,5	177,6	189,3	188,3	251,2	235,4	182,1	31,1	21,4	14,9	18,3	127,4
1914	217,1	98,0	124,7	178,5	188,8	398,4	316,1	264,1	32,2	6,5	12,0	23,7	155,0
1915	33,8	45,6	113,8	132,2	203,0	189,1	119,1	88,0	24,1	7,1	11,0	39,5	83,9
1916	58,8	100,9	229,4	137,6	267,9	242,5	124,9	40,4	34,2	7,2	16,0	24,2	107,0
1917	60,4	157,3	177,8	100,1	197,8	189,2	120,8	81,8	61,8	8,8	10,7	26,1	99,4
1918	61,3	81,3	100,7	96,8	148,7	216,3	153,1	111,7	94,8	22,0	9,0	53,1	95,7
1919	38,6	29,4	121,3	112,7	127,6	192,4	257,7	121,1	101,9	44,3	20,1	78,4	103,8
1920	86,2	44,6	211,6	186,5	190,4	206,4	177,1	70,6	59,2	32,1	35,4	52,3	112,7
1921	83,4	101,1	133,5	216,2	253,7	225,7	227,2	140,0	66,0	6,9	59,2	36,5	129,1
1922	86,1	109,0	104,2	291,9	264,2	284,6	195,2	118,6	29,4	11,9	47,9	21,6	130,4
1923	90,6	135,0	156,7	297,5	209,9	242,2	152,0	100,9	41,2	20,0	28,0	22,1	124,7
1924	59,0	106,2	221,0	337,9	236,5	229,1	145,4	108,4	82,8	18,8	22,9	29,5	133,1
1925	79,7	118,6	197,5	265,5	185,5	217,5	142,7	77,4	94,1	16,6	18,9	29,0	120,2
1926	48,0	144,6	214,6	257,5	210,9	185,0	207,8	70,2	52,5	14,3	23,2	26,6	121,3
1927	74,7	91,0	213,5	265,1	223,0	242,3	230,1	83,8	62,0	32,5	24,0	21,9	130,3
1928	81,1	106,2	265,9	231,2	176,7	231,1	208,4	113,4	79,1	37,1	24,3	43,5	133,2
1929	39,9	164,7	276,4	144,2	180,4	250,4	231,4	90,9	45,8	71,4	47,6	38,7	131,8
1930	105,8	144,8	121,6	192,3	159,6	277,9	170,9	83,4	66,0	21,2	15,4	32,8	116,0
1931	102,3	96,8	112,0	174,9	180,3	284,3	190,8	54,4	84,3	23,6	16,4	10,3	110,9
1932	134,7	131,6	81,6	226,9	179,3	159,3	110,2	52,1	65,9	20,3	16,4	37,0	101,3
1933	38,7	172,6	225,2	238,7	278,9	174,3	106,8	78,4	41,8	23,9	26,4	43,5	120,8
1934	70,0	113,8	220,4	317,3	218,6	232,7	134,4	75,0	33,8	20,7	27,1	35,9	125,0
1935	40,4	151,0	130,6	175,4	243,9	371,8	191,3	83,8	38,5	29,3	23,9	28,9	125,7
1936	34,4	67,4	99,5	179,8	168,9	266,0	157,0	101,2	34,2	23,3	24,4	30,7	98,9
1937	52,6	69,9	167,3	153,6	167,5	173,8	122,0	158,1	57,6	27,0	48,0	26,0	101,9
1938	54,7	73,4	225,7	245,0	236,8	124,9	226,7	181,7	52,1	38,9	62,2	37,7	130,0
1939	69,4	81,4	185,5	228,4	353,2	219,3	211,5	152,4	56,4	24,7	28,9	57,1	139,0
1940	58,7	67,0	206,1	199,6	198,5	194,2	170,4	138,6	52,6	24,6	20,2	56,8	115,6
1941	44,0	90,0	125,5	160,0	275,8	217,2	173,8	137,8	33,4	33,3	22,6	46,9	113,4
1942	77,8	121,7	125,1	96,1	204,1	192,5	169,0	87,0	61,4	12,4	16,2	46,9	100,9
1943	49,4	45,6	106,8	158,5	206,0	243,7	174,3	104,0	70,9	36,1	19,4	39,3	104,5
1944	60,5	148,8	118,2	167,6	266,0	248,3	186,8	123,5	64,9	30,9	30,5	33,2	123,3

1945	140,7	65,0	172,4	193,6	169,4	202,4	136,1	105,0	49,9	15,3	20,0	63,9	111,1
1946	94,0	62,3	173,4	120,3	233,0	232,5	153,9	92,0	58,5	17,1	40,9	66,7	112,1
1947	55,8	48,0	144,2	147,9	263,0	243,1	273,9	99,6	64,3	26,6	36,3	40,7	120,3
1948	63,8	57,7	146,7	208,5	259,8	193,9	113,4	136,0	62,4	20,7	40,0	28,1	110,9
1949	72,6	76,8	167,4	284,2	216,3	234,9	145,6	98,2	46,9	16,7	21,8	39,3	118,4
1950	46,4	64,4	97,9	146,8	206,4	401,7	121,9	91,6	51,3	16,6	31,4	40,6	109,8
1951	59,8	25,9	116,7	136,3	125,3	250,6	131,1	103,1	41,0	12,7	23,2	36,9	88,5
1952	65,3	42,6	71,7	163,8	175,2	234,3	162,5	97,1	57,9	10,4	22,4	24,0	93,9
1953	59,1	53,7	104,7	117,4	251,6	252,9	190,8	99,6	43,5	14,0	20,4	34,5	103,5
1954	65,1	97,1	166,6	160,4	190,3	201,5	178,3	93,8	47,6	35,5	16,7	30,0	106,9
1955	67,0	96,3	160,4	235,1	170,3	199,5	150,7	129,1	60,7	23,7	17,6	35,8	112,2
1956	86,9	71,6	153,4	203,3	155,6	174,1	176,2	113,5	45,9	16,1	15,7	42,2	104,5
1957	76,7	64,2	104,4	146,2	229,6	213,2	221,5	119,3	65,3	17,4	32,8	34,8	110,5
1958	80,4	71,3	140,6	193,1	191,1	228,6	203,2	107,3	61,9	20,4	24,1	40,2	113,5
1959	102,3	84,4	183,2	191,7	176,4	245,6	204,4	105,7	61,9	19,5	17,3	30,3	118,6
1960	138,3	109,5	162,1	182,8	194,9	218,2	173,2	108,8	53,3	22,3	15,8	29,5	117,4
1961	76,5	75,7	160,2	201,4	190,2	222,0	195,8	104,1	81,8	19,1	25,7	41,9	116,2
1962	110,5	130,4	171,1	226,7	183,1	217,3	192,3	114,5	70,6	16,1	27,4	50,2	125,9
1963	120,1	112,1	143,5	212,6	206,0	257,4	216,7	111,8	79,3	14,9	30,8	48,0	129,4
1964	107,9	117,8	150,3	194,9	199,9	333,5	240,1	114,2	89,7	22,9	28,5	26,6	135,5
1965	105,9	104,4	120,1	196,9	201,6	311,7	239,9	120,4	77,8	29,9	25,1	42,4	131,3
1966	96,0	95,3	147,2	168,0	205,5	268,2	232,3	114,0	77,2	33,5	32,5	37,1	125,6
1967	86,6	96,3	149,9	185,0	200,3	229,7	201,1	108,4	56,1	25,4	20,5	27,6	115,6
1968	76,8	73,2	144,8	171,7	187,1	260,2	219,3	122,0	58,9	20,1	22,6	31,4	115,7
1969	82,0	87,0	142,0	197,2	194,0	246,9	231,7	189,0	67,8	33,4	28,8	26,0	127,2
1970	68,2	88,7	121,9	197,9	204,0	214,1	183,0	148,7	67,4	28,4	37,0	28,2	115,6
1971	85,7	93,5	133,8	193,1	221,5	255,8	199,5	150,6	83,6	28,3	23,0	38,4	125,6
1972	101,3	88,5	144,1	218,6	214,9	240,2	202,8	114,5	72,9	25,3	25,9	43,6	124,4
1973	97,2	103,1	174,6	237,4	215,9	223,7	246,5	112,0	76,5	25,0	25,9	52,2	132,5
1974	87,1	107,5	156,1	166,7	194,2	225,1	233,3	107,7	55,1	34,1	23,9	49,4	120,0
1975	77,7	94,6	139,6	201,2	194,2	248,5	223,2	103,4	47,3	31,7	29,4	44,3	119,6
1976	109,6	92,1	144,2	214,0	213,2	241,7	214,7	117,4	69,9	37,1	37,2	45,3	128,0
1977	91,3	103,2	136,7	166,0	194,0	237,1	184,5	122,5	87,4	28,6	34,5	43,1	119,1
1978	86,3	119,8	152,3	149,5	180,2	219,1	163,8	115,6	83,8	26,2	33,1	33,8	113,6
1979	87,8	82,2	147,1	158,7	195,0	225,5	162,3	106,9	72,3	28,5	36,5	43,7	112,2
1980	94,6	108,5	170,6	186,7	196,1	243,9	164,2	114,6	59,0	20,4	30,3	49,7	119,9
1981	78,2	99,8	131,5	155,4	206,4	250,1	189,6	118,2	73,4	20,5	21,5	40,0	115,4
1982	72,5	91,7	136,0	195,1	232,3	239,3	178,7	118,2	74,1	33,6	27,5	34,4	119,5
1983	92,6	121,2	203,8	209,1	184,2	244,8	236,5	121,1	66,3	28,5	28,7	27,7	130,4
1984	99,2	130,4	169,4	245,0	212,9	238,4	200,1	148,6	82,2	32,1	43,2	31,3	136,1
1985	101,6	119,6	165,9	208,1	161,8	244,7	228,8	116,7	69,0	19,8	31,8	35,4	125,3
1986	92,6	90,0	154,2	195,0	204,2	251,1	202,5	127,9	64,7	30,0	43,6	38,3	124,5
1987	93,3	96,2	149,5	217,3	178,2	277,9	240,1	135,9	59,2	23,6	33,3	37,2	128,5
1988	87,5	95,9	157,5	209,7	216,3	226,9	220,3	153,3	63,6	29,7	42,7	36,8	128,3
1989	89,6	96,3	131,2	226,5	208,0	260,7	226,9	147,8	71,6	31,5	30,7	44,8	130,5
1990	107,6	105,1	132,4	203,8	218,1	237,3	239,6	154,9	63,1	30,6	36,2	36,7	130,5

1991	100,8	111,1	148,6	207,2	191,8	236,0	207,9	133,1	70,7	27,3	34,4	37,3	125,5
1992	94,3	110,4	146,3	177,4	226,4	271,2	209,5	127,6	70,9	25,5	28,9	44,0	127,7
1993	105,3	108,3	140,1	164,8	209,2	236,6	233,6	126,9	57,7	22,1	29,9	39,8	122,9
1994	91,3	96,0	169,7	202,5	236,8	361,2	259,6	111,4	63,7	18,0	16,7	48,1	139,6
1995	56,7	82,4	122,7	193,7	197,5	240,7	248,3	73,6	42,4	15,2	41,8	16,5	110,9
1996	57,4	85,7	164,7	275,1	166,5	209,5	146,8	142,2	70,4	31,8	58,7	24,3	119,4
1997	47,1	126,1	167,2	185,3	264,0	109,1	129,8	97,3	15,3	8,4	7,0	59,1	101,3
1998	64,0	41,3	82,8	88,5	135,0	163,6	175,2	153,1	31,6	21,7	7,1	20,5	82,0
1999	42,3	98,1	120,8	72,2	178,3	103,8	110,7	76,5	40,5	38,1	20,7	50,5	79,4
2000	126,7	111,3	99,3	234,3	189,3	359,7	299,1	183,5	217,8	9,9	28,0	89,7	162,4
2001	37,8	24,2	136,6	174,0	37,3	208,2	140,6	78,2	45,4	23,9	18,2	44,3	80,7
2002	153,9	86,0	180,5	104,6	147,2	294,1	163,3	104,7	11,1	31,4	44,6	17,0	111,5
2003	73,6	209,8	245,5	154,7	135,6	299,3	147,6	87,7	44,4	29,2	10,7	47,5	123,8
2004	332,2	241,6	124,1	140,5	223,6	292,2	258,0	81,0	35,2	12,8	9,0	10,4	146,7
2005	41,6	42,4	90,2	85,7	275,0	388,6	90,7	147,4	36,2	15,0	9,4	25,4	104,0
2006	13,0	61,0	121,2	208,4	127,4	187,8	112,0	107,6	40,1	10,5	31,5	41,5	88,5
2007	50,8	99,9	152,3	227,5	131,2	369,1	121,5	138,6	80,2	15,8	26,4	27,2	120,0
2008	81,8	24,9	234,7	234,9	202,4	219,9	204,0	200,6	53,7	22,7	5,9	23,5	125,8
2009	98,5	167,7	124,7	278,7	278,7	210,4	271,5	152,7	46,9	9,6	18,5	23,6	140,1
2010	123,5	58,3	71,2	179,0	111,6	202,6	148,5	113,6	40,9	16,5	10,6	41,1	93,1
2011	162,5	122,9	116,3	275,6	352,8	188,4	336,6	130,6	20,9	22,7	33,8	27,4	149,2
2012	126,3	103,7	45,3	50,8	109,4	312,6	190,6	48,3	21,5	27,9	8,7	19,3	88,7
2013	37,4	66,1	48,5	164,2	137,4	243,0	257,8	159,2	115,4	40,9	37,1	40,9	112,3
2014	98,7	105,4	142,7	84,5	176,6	197,3	130,4	100,8	83,3	29,3	39,1	41,1	102,4
2015	94,9	109,5	138,7	193,4	173,3	223,7	177,4	126,2	76,0	30,3	32,8	42,2	118,2
2016	103,4	103,0	151,2	208,2	212,6	239,2	195,1	134,9	62,5	29,9	33,8	45,0	126,6
	84,2	98,2	149,8	187,8	200,5	238,1	189,0	116,7	60,0	23,8	26,7	37,5	