

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CAMPUS SERTÃO
CURSO DE ENGENHARIA CIVIL

JONAS FELIPE SANTOS DE SOUZA

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE SECAS NO ESTADO DE ALAGOAS NO
PERÍODO 1936–2019 UTILIZANDO O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO
PADRONIZADA E A TRANSFORMADA CONTÍNUA EM ONDALETA**

DELMIRO GOUVEIA – AL

2021

JONAS FELIPE SANTOS DE SOUZA

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE SECAS NO ESTADO DE ALAGOAS NO
PERÍODO 1936–2019 UTILIZANDO O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO
PADRONIZADA E A TRANSFORMADA CONTÍNUA EM ONDALETA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Colegiado do Curso de Engenharia Civil da Universidade Federal de Alagoas – Campus Sertão, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Civil.

Orientador: Prof. Dr. Thiago Alberto da Silva Pereira

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca do Campus Sertão
Sede Delmiro Gouveia

Bibliotecária responsável: Renata Oliveira de Souza CRB-4/2209

S729a Souza, Jonas Felipe Santos de

Análise da variabilidade de secas no estado de Alagoas no período 1936-2019 utilizando o índice de precipitação padronizada e a transformada contínua em ondaleta / Jonas Felipe Santos de Souza. – 2021.
80 f. : il.

Orientação: Thiago Alberto da Silva Pereira.
Monografia (Engenharia Civil) – Universidade Federal de Alagoas.
Curso de Engenharia Civil. Delmiro Gouveia, 2021.

1. Seca. 2. Alagoas – Brasil. 3. Índice de precipitação padronizada.
4. Transformada contínua em Ondaleta. I. Pereira, Thiago Alberto da Silva. II. Título.

CDU: 551.577

FOLHA DE APROVAÇÃO

JONAS FELIPE SANTOS DE SOUZA

ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE SECAS NO ESTADO DE ALAGOAS NO PERÍODO 1936–2019 UTILIZANDO O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO PADRONIZADA E A TRANSFORMADA CONTÍNUA EM ONDALETA

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao
corpo docente do Curso de Engenharia Civil da
Universidade Federal de Alagoas – Campus
Sertão e aprovado em 13 de abril de 2021.



Prof. Dr. Thiago Alberto da Silva Pereira (UFAL – Campus Agreste)
(Orientador)

Banca examinadora:



Prof. Dr. Odair Barbosa de Moraes (UFAL – Campus Sertão)
(Examinador interno)



Msc. Diego Narciso Buarque Pereira (USP)
(Examinador externo)

AGRADECIMENTOS

À minha mãe, Elizângela, por todo o amor e dedicação nestes vinte e três anos que estou no mundo. Em especial, aos cinco anos que passei na Universidade, pois sem seu apoio eu não conseguiria chegar onde cheguei.

Ao meu pai, Bira, por todo o apoio e amizade durante os momentos que passamos juntos.

À minha amada, Luciana, que sempre me motivou e vibrou com meus esforços e conquistas, assim como me amparou nos momentos difíceis.

Ao meu querido amigo, Cláudio, que mesmo com a distância física nossa amizade desde a infância prevaleceu e prevalecerá.

Aos queridos amigos, Melyssa e Demerson, que estiveram comigo desde o início da graduação, com quem compartilhei momentos de felicidade e companheirismo.

À minha querida amiga, Beatriz, por toda a sua amizade e confiança. Com certeza uma pessoa dotada de luz própria.

À todos os meus colegas da turma 2016.1 das Engenharias, com quem compartilhei momentos importantes da trajetória acadêmica.

Aos colegas de pesquisa, Stefany, Adriano e Wesley, pelo tempo que trabalhamos juntos e pelos momentos de partilha de conhecimento.

Por fim, ao meu orientador, Professor Thiago Pereira, por ter me dado a oportunidade de trabalhar ao seu lado, me dando atenção e compartilhando parte de seu amplo conhecimento. Com certeza um dos responsáveis pelo meu interesse em seguir como pesquisador.

"Não existe uma estrada real para a ciência, e somente aqueles que não temem a fadiga de galgar suas trilhas escarpadas têm chance de atingir seus cumes luminosos"
(Karl Marx)

"Prática, conhecimento, de novo prática e de novo conhecimento"
(Mao Tsé-Tung)

RESUMO

Este trabalho analisou a variabilidade das secas no Estado de Alagoas no período 1936–2019, utilizando o Índice de Precipitação Padronizada (SPI) e a Transformada Contínua em Ondaleta. Procurou-se ainda investigar a relação da ocorrência de secas com o regime de teleconexões climáticas. Para isso, foram coletados dados diários de precipitação de postos pluviométricos distribuídos em 17 cidades por toda a região de Alagoas. Após o preenchimento de falhas dos dados, optou-se por realizar uma ponderação regional via método de Thiessen a fim de reduzir a quantidade de dados, resultando, portanto, em uma série temporal para cada uma das cinco sub-regiões para as quais a região de estudo foi dividida, sendo: Sertão, Agreste e Baixo S. F., Central, Metropolitana e Norte. A partir disso, foram calculados os valores do SPI para as escalas de tempo de 3, 12 e 24 meses (SPI-3, SPI-12 e SPI-24, respectivamente) para cada uma das sub-regiões. Por fim, utilizando as séries temporais SPIs, foram obtidas imagens de espectros globais de ondaleta. Considerando as séries temporais SPIs, constatou-se que no geral as secas apresentaram persistência plurianual. Secas leves e moderadas foram predominantes no SPI-3, enquanto que apenas secas leves mostraram predominância para os SPI-12 e SPI-24. Em relação às imagens dos espectros de ondaleta das séries temporais SPI, constatou-se que os ciclos de eventos extremos de secas estão mais bem distribuídos nas sub-regiões Sertão e Agreste e Baixo S. F., enquanto que as sub-regiões Central, Metropolitana e Norte concentram os eventos significativos de seca no período 1978–2019. Por fim, constatou-se que os eventos extremos de seca estão fortemente relacionados à dinâmica atmosfera-oceano de fenômenos climáticos globais de tal modo que os episódios de seca que afetaram toda a região de Alagoas ocorreram em resposta aos eventos extremos El Niño. Os episódios de secas se intensificaram nas situações em que a Oscilação de Madden e Julian e o El Niño ocorrem em conjunto. Observou-se ainda que houve uma diminuição na frequência de ocorrência de eventos extremos de seca como resultado da fase fria da Oscilação (inter) Decadal do Pacífico.

Palavras-chave: Secas. Alagoas. Índice de Precipitação Padronizada. Transformada em Ondaleta. Teleconexões.

ABSTRACT

This work analyzed the variability of droughts in the State of Alagoas in the period 1936–2019, using the Standardized Precipitation Index (SPI) and the Continuous Wavelet Transform. Also was sought to investigate the relationship between the occurrence of droughts and the regime of climatic teleconnections. For this purpose, daily precipitation data were collected from pluviometric stations distributed in 17 cities throughout the region of Alagoas. After filling in data gaps, it was decided to perform a regional weighting using the Thiessen method in order to reduce the amount of data, thus resulting in a time series for each of the five subregions for which the region of study was divided, being: Sertão, Agreste and Lower S. F., Central, Metropolitan, and North. From this, SPI values were calculated for the time scales of 3, 12, and 24 months (SPI-3, SPI-12, and SPI-24, respectively) for each of the subregions. Finally, using the SPIs time series, images of global wavelet spectra were obtained. Considering the SPIs time series, it was found that, in general, droughts presented multi-annual persistence. Mild and moderate droughts were predominant in SPI-3, while only mild droughts showed predominance for SPI-12 and SPI-24. Regarding the images of the wavelet spectra of the SPI time series, it was found that the extreme drought event cycles are better distributed in the Sertão and Agreste and Lower S. F. subregions, while the Central, Metropolitan and North subregions concentrate significant drought events in the period 1978–2019. Finally, it was found that extreme drought events are strongly related to the atmosphere-ocean dynamics of global climatic phenomena in such a way that the drought episodes that affected the whole region of Alagoas occurred in response to the extreme El Niño events. Drought episodes have intensified in situations where the Madden–Julian Oscillation and El Niño occur together. It was also observed that there was a decrease in the frequency of occurrence of extreme drought events as a result of the cold phase of the Pacific (inter) Decadal Oscillation.

Keywords: Droughts. Alagoas. Standardized Precipitation Index. Wavelet Transform. Teleconnections.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Parte real (linha sólida) e imaginária (linha tracejada) da ondaleta de Morlet, com $\omega_0 = 6$	24
Figura 2 – Configuração do Estado de Alagoas e suas sub-regiões no Brasil.	30
Figura 3 – Precipitação pluviométrica média anual para o Estado de Alagoas.	31
Figura 4 – Espectro global de ondaleta de uma série temporal aleatória de SPI-12.	35
Figura 5 – Análise de consistência para o município de Quebrangulo.	37
Figura 6 – Configuração das cidades utilizadas para a ponderação regional no Estado de Alagoas.	38
Figura 7 – Série histórica SPI-3 – Sertão.	40
Figura 8 – Série histórica SPI-12 – Sertão.	40
Figura 9 – Série histórica SPI-24 – Sertão.	41
Figura 10 – Série histórica SPI-3 – Agreste e Baixo S. F.	42
Figura 11 – Série histórica SPI-12 – Agreste e Baixo S. F.	42
Figura 12 – Série histórica SPI-24 – Agreste e Baixo S. F.	43
Figura 13 – Série histórica SPI-3 – Central.	44
Figura 14 – Série histórica SPI-12 – Central.	44
Figura 15 – Série histórica SPI-24 – Central.	44
Figura 16 – Série histórica SPI-3 – Metropolitana.	45
Figura 17 – Série histórica SPI-12 – Metropolitana.	46
Figura 18 – Série histórica SPI-24 – Metropolitana.	46
Figura 19 – Série histórica SPI-3 – Norte.	47
Figura 20 – Série histórica SPI-12 – Norte.	48
Figura 21 – Série histórica SPI-24 – Norte.	48
Figura 22 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Sertão.	49
Figura 23 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Sertão.	50
Figura 24 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Sertão.	50
Figura 25 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Agreste e Baixo S. F.	51
Figura 26 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Agreste e Baixo S. F.	51
Figura 27 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Agreste e Baixo S. F.	52
Figura 28 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Central.	52
Figura 29 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Central.	53

Figura 30 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Central.	54
Figura 31 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Metropolitana.	54
Figura 32 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Metropolitana.	55
Figura 33 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Metropolitana.	55
Figura 34 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Norte.	56
Figura 35 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Norte.	57
Figura 36 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Norte.	57
Figura 37 – Construção dos polígonos de Thiessen para a sub-região Agreste e Baixo S. F.	73
Figura 38 – Configuração dos polígonos de Thiessen.	74
Figura 39 – Análise de consistência para os municípios que passaram pelo procedimento de preenchimento de falhas.	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Categorias de seca.	20
Tabela 2 – Estações pluviométricas tratadas para o período 1936 - 2019.	37
Tabela 3 – Episódios de seca – Sertão.	39
Tabela 4 – Episódios de seca – Agreste e Baixo S. F.	41
Tabela 5 – Episódios de seca – Central.	43
Tabela 6 – Episódios de seca – Metropolitana.	45
Tabela 7 – Episódios de seca – Norte.	47
Tabela 8 – Postos coletados em janeiro de 2020 para o tratamento de dados.	76

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
CWT	Transformada Contínua em Ondaleta (<i>Continuous Wavelet Transform</i>)
DWT	Transformada Discreta em Ondaleta (<i>Discrete Wavelet Transform</i>)
ENSO	El Niño–Oscilação Sul (<i>El Niño–Southern Oscillation</i>)
fdp	função de densidade de probabilidade
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
MJO	Oscilação de Madden e Julian (<i>Madden–Julian Oscillation</i>)
NEB	Nordeste do Brasil
PDO	Oscilação (inter) Decadal do Pacífico (<i>Pacific (inter) Decadal Oscillation</i>)
PDSI	Índice de Severidade de Seca de Palmer (<i>Palmer Drought Severity Index</i>)
PMA	precipitação média de área
SLP	pressão ao nível do mar (<i>sea level pressure</i>)
SPI	Índice de Precipitação padronizada (<i>Standardized Precipitation Index</i>)
SST	temperatura da superfície do mar (<i>sea surface temperature</i>)
TF	Transformada de Fourier
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
WT	Transformada em Ondaleta (<i>Wavelet Transform</i>)
XWT	Transformada de Ondaleta Cruzada (<i>Cross-Wavelet Transform</i>)

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	16
2.1	OBJETIVO GERAL	16
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
3	REVISÃO DA LITERATURA	17
3.1	O FENÔMENO DA SECA	17
3.2	O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO PADRONIZADA	19
3.3	TRANSFORMADA CONTÍNUA EM ONDALETA	22
3.4	REGIME DE TELECONEXÕES CLIMÁTICAS	25
3.4.1	Sobre o El Niño e sua relação com a Oscilação Sul	26
3.4.2	Oscilação de Madden e Julian – MJO	27
3.4.3	Oscilação (inter) Decadal do Pacífico – PDO	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1	ÁREA DE ESTUDO	30
4.2	CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E PLUVIOMÉTRICAS	30
4.3	COLETA E TRATAMENTO DE DADOS	31
4.4	CÁLCULO DO SPI	32
4.5	TRANSFORMADA CONTÍNUA DE ONDALETA	34
4.6	INVESTIGAÇÃO DAS TELECONEXÕES	35
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
5.1	TRATAMENTO DE DADOS	37
5.2	ANÁLISE DO SPI	39
5.2.1	Sertão	39
5.2.2	Agreste e Baixo S. F.	41
5.2.3	Central	43
5.2.4	Metropolitana	45
5.2.5	Norte	47
5.3	ANÁLISE DE ONDALETA	49

5.3.1	Sertão	49
5.3.2	Agreste e Baixo S. F.	51
5.3.3	Central	52
5.3.4	Metropolitana	54
5.3.5	Norte	56
5.4	EXTENSÃO DAS SECAS E EFEITO DAS TELECONEXÕES	57
6	CONCLUSÃO	61
	REFERÊNCIAS	64
	APÊNDICES	70
	APÊNDICE A – REGRESSÃO LINEAR E PREENCHIMENTO DE FALHAS EM R	71
	APÊNDICE B – O MÉTODO DE THIESSEN	72
	ANEXOS	75
	ANEXO A – POSTOS COLETADOS	76
	ANEXO B – ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA POR DUPLA MASSA	78

1 INTRODUÇÃO

Em função dos debates acerca das mudanças climáticas que têm ocorrido desde as últimas décadas, o estudo de fenômenos naturais extremos tem atraído a atenção de cientistas de diferentes áreas, com meteorologistas, hidrólogos, geólogos e, até mesmo, economistas e sociólogos demonstrando interesse pelo assunto. Dentre todos os desastres decorrentes de fenômenos naturais extremos ocorridos no século XX, as secas são responsáveis pelos maiores impactos, causando prejuízos significativos em todo o mundo (MISHRA; SINGH, 2010).

O Nordeste do Brasil (NEB), como região de terra seca mais populosa do mundo, é considerado a região brasileira mais vulnerável aos extremos observados da variabilidade climática interanual, sendo afetado historicamente por diversos episódios extremos de seca. Além disso, as projeções de mudanças climáticas globais e regionais indicam que os déficits de chuva e níveis de aridez serão intensificados no próximo século (MARENGO *et al.*, 2017). O Estado de Alagoas, como parte do NEB, tem como uma das principais características climáticas a alta variabilidade do regime de precipitação. Uma outra característica que vale mencionar é a relação direta entre seu regime de chuvas e os padrões de circulação atmosférica e oceânica em grande escala sobre os trópicos (BARROS *et al.*, 2012).

Em termos gerais, a seca pode ser definida como um fenômeno natural e parte inerente ao clima, caracterizada por uma condição de umidade insuficiente resultando em déficits na precipitação em um determinado período de tempo sobre uma grande área (MCKEE *et al.*, 1993; MISHRA; SINGH, 2010; BAYISSA *et al.*, 2015). Segundo Sönmez *et al.* (2005), a seca pode se desenvolver como um evento climático extremo e se tornar um fenômeno perigoso podendo causar severos impactos em comunidades e setores dependentes de água, embora apareça inicialmente como uma precipitação abaixo da média.

Desde pelo menos a década de 1950 diversos índices de seca foram desenvolvidos a partir de variáveis como precipitação, evapotranspiração, níveis de rios ou umidade do solo e têm sido usados para monitorar e quantificar a severidade das secas. Atualmente, o Índice de Precipitação Padronizada (SPI – do inglês *Standardized Precipitation Index*) é o mais utilizado amplamente, devido à sua facilidade de cálculo e por ser requisitado apenas um parâmetro de entrada para sua obtenção, a precipitação (PAULO *et al.*, 2016). Em função de sua eficácia em analisar tanto períodos secos quanto períodos úmidos, a Organização Mundial Meteorológica recomenda sua inclusão em sistemas de monitoramento de seca desde 2009 (WMO, 2012).

No entanto, para uma abordagem de estudo da natureza multitemporal do efeito da deficiência de chuva, o uso restrito do SPI é insuficiente. Diante disso, surge a necessidade de obter ferramentas que, quando utilizadas em conjunto com o SPI, possibilitem a identificação dos ciclos e da frequência de ocorrência de eventos extremos. Nesse sentido, a Transformada em Ondaleta (WT – do inglês *Wavelet Transform*) é uma ferramenta apropriada, dado que sua utilização se dá a partir da decomposição de dados de séries temporais, possibilitando determinar os modos dominantes de variabilidade e o quanto esses modos variam no tempo (TORRENCE; COMPO, 1998). Além disso, o uso da análise de ondaleta já está bem consolidado no estudo de dados hidrológicos (LABAT *et al.*, 2004; WESTRA; SHARMA, 2006; SCHAEFLI; ZEHE, 2009).

Portando, este trabalho tem como objetivo analisar a variabilidade das secas no Estado de Alagoas no período 1936–2019 com o uso de dados diários de precipitação, indicando os picos de seca por meio de séries históricas SPI, detectando ciclos de ocorrência de secas, bem como mudanças de intensidade e frequência por meio da análise de ondaleta e investigando sua relação com o regime de teleconexões climáticas.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral que se pretende alcançar com este trabalho é analisar a variabilidade das secas no Estado de Alagoas, compreendendo o período 1936–2019, utilizando o Índice de Precipitação Padronizada e a Transformada Contínua em Ondaleta.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para alcançar o objetivo geral proposto, fez-se necessário atingir os seguintes objetivos específicos:

- Identificar os picos de seca por meio do Índice de Precipitação Padronizada;
- Detectar ciclos persistentes na ocorrência de secas e detectar mudanças na intensidade e frequência em sua ocorrência ao longo do tempo por meio da análise de ondaleta;
- Investigar a relação da ocorrência de secas com regime de teleconexões climáticas.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 O FENÔMENO DA SECA

Não existe, na literatura, uma definição universal para o conceito de seca. Dracup *et al.* (1980) citam que o problema da definição de seca surge dos conceitos conflitantes causados por diversos campos de estudo, variando também entre as regiões de climas diferentes. É comum encontrar diversas conceituações, dependendo fortemente dos parâmetros utilizados para descrevê-las. Segundo Wilhite e Glantz (1985), as definições de seca podem ser categorizadas como conceitual ou operacional, com conceitual se referindo às definições formuladas em termos gerais – por exemplo, do senso comum entende-se que seca é um longo período sem chuva, especialmente em estações chuvosas. Enquanto que as definições operacionais tentam identificar início, severidade, frequência, duração e fim dos episódios de seca.

Segundo Smakhtin e Schipper (2008), as definições de seca são predominantemente vagas, uma vez que não fornecem informações acerca da frequência e magnitude ou duração de uma seca. Entretanto, parece haver uma convergência das ideias a respeito da seca, citando-a como um evento natural e recorrente, parte normal e inerente ao clima de todas as regiões do mundo. Por exemplo, a Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação (UN SECRETARIAT GENERAL, 1994) descreveu a seca como um evento que ocorre de forma natural quando a precipitação está abaixo da média, podendo causar desequilíbrios hidrológicos a depender de sua severidade.

Wilhite (2000) mostrou que a seca é referida geralmente como um fenômeno rastejante, dado que seus impactos acumulam-se lentamente durante um período de tempo considerável, com início e fim difíceis de determinar. O autor cita ainda que os efeitos da seca podem durar anos, mesmo após seu término. De todos os perigos naturais, a seca tem o maior impacto, em razão de que seus efeitos vão muito além dos anos de crise imediata, quando as regiões afetadas estão tentando sobreviver fisicamente, socialmente e economicamente (BRYANT, 2005).

O risco associado à uma seca é determinado pela probabilidade de o evento acontecer em um período específico de tempo. Uma vez que a seca é parte inerente ao clima, independente da região, o risco associado nunca será zero. Entretanto, o risco representado pode aumentar consideravelmente em regiões mais vulneráveis. Smakhtin e Schipper (2008) citam que a vulnerabilidade de uma localidade é determinada por fatores socioeconômicos tais como densidade e

características populacionais, crescimento e distribuição, demanda por recursos naturais, sistema político e desenvolvimento tecnológico. Esses fatores mudam com o tempo de tal modo que a vulnerabilidade aumenta ou diminui com as mudanças. Portanto, Wilhite (2000) define o risco de ocorrência de seca como o produto da exposição da região ao evento com sua vulnerabilidade. Esse risco pode ser reduzido se atribuir a ele a capacidade adaptativa (ou resiliência), que é determinado pela capacidade de uma sociedade de se proteger dos potenciais danos relacionados ao perigo.

Segundo Wilhite e Glantz (1985), as secas podem ser caracterizadas em quatro categorias:

- Seca meteorológica: é definida em termos da magnitude da escassez de precipitação em uma região para um período de tempo mensal ou anual;
- Seca agrícola: refere-se ao período com declínio da umidade do solo e consequente falha na colheita (MISHRA; SINGH, 2010). Esta categoria de seca liga várias características da seca meteorológica aos impactos na agricultura, com foco na escassez de precipitação e nas diferenças entre evapotranspiração atual e potencial;
- Seca hidrológica: refere-se aos efeitos causados por períodos secos em sistemas de recursos hídricos superficiais e subterrâneos, causando impactos nos níveis de água de barragens, lagos e lençóis freáticos. A frequência e severidade da seca hidrológica é geralmente definida em termos da influência nas bacias hidrográficas;
- Seca socioeconômica: este tipo de seca associa a oferta e demanda de algum bem econômico (água, neste caso) com elementos de seca meteorológica, agrícola e hidrológica. Ocorre quando a demanda excede o fornecimento, causando falhas nos sistemas de recursos hídricos em suprir as necessidades de uma determinada região (WILHITE; GLANTZ, 1985; WILHITE, 2000).

Os diferentes tipos de seca citados acima implicam que a escassez de água não se restringe apenas como característica das secas, uma vez que estas se propagam atingindo economia e sociedade. Como Smakhtin e Schipper (2008) citam, as diversas tipologias de secas representam de maneira efetiva diferentes etapas de um mesmo processo natural e recorrente. O ponto em comum do início das secas é a deficiência de chuva. Quanto maior e mais extensa é essa deficiência, mais provável que outros tipos de seca ocorram como resultado. A conclusão desse

raciocínio se dá pelo fato de que toda seca é sempre uma seca meteorológica, independente de quanto tempo dure.

É importante estabelecer as diferenças entre aridez e seca, dado que a confusão entre os dois fenômenos é bastante recorrente. Segundo Pereira *et al.* (2009), aridez é um desequilíbrio natural *permanente* na disponibilidade de água consistida em uma baixa precipitação média anual, com alta variabilidade espacial e temporal, resultando em baixa umidade e baixa capacidade de carga dos ecossistemas. Em contrapartida, as secas são caracterizadas por um desequilíbrio *temporário* da disponibilidade de água, com persistente precipitação abaixo da média e difíceis de prever a ocorrência. Santos (2011) afirma que a confusão entre os conceitos vem da constatação que os locais mais áridos do planeta são, geralmente, aqueles em que os desvios da condição de normalidade também são mais frequentes.

Diversos índices de seca têm sido desenvolvidos desde pelo menos os anos 1950 por pesquisadores do clima e da água. Como Mishra e Singh (2010) citam, um índice de seca é utilizado para avaliar os efeitos e definir diferentes parâmetros numéricos que quantificam intensidade, duração, severidade e extensão espacial. Uma motivação para a criação desses índices é auxiliar na tomada de decisões de políticas de mitigação e combate às secas, dado que esses indicadores permitem a identificação das regiões que estão sendo mais afetadas, como também permitem fazer a distinção entre uma situação de escassez causada pelo fenômeno e uma situação de escassez causada por problemas de gestão de recursos hídricos e/ou mal uso do solo (SANTOS, 2011). Panu e Sharma (2002) afirmam que as divergências em estabelecer uma definição consensual na literatura acerca da severidade também motivaram o desenvolvimento dos indicadores. Para este trabalho, foi escolhido o SPI para auxiliar na análise das secas na região de estudo, que será descrito na próxima seção.

3.2 O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO PADRONIZADA

O Índice de Precipitação Padronizada, conceituado por McKee *et al.* (1993), é uma abordagem utilizada para estimar e prever condições meteorológicas de seca fazendo uso de séries temporais com dados mensais de chuva como entrada. Os valores obtidos com o SPI quantificam desvios de tendência a partir da precipitação normal e estão unicamente relacionados à probabilidade. Segundo McKee *et al.* (1993), a precipitação padronizada é definida como a diferença de precipitação da média por um período de tempo específico dividido pelo desvio padrão, onde a média e o desvio padrão são determinados por meio de registros passados.

Uma vez que o SPI é definido como uma ferramenta simples de probabilidade, a estimativa é unicamente baseada no montante agregado de precipitação, projetado para avaliar como essa quantidade é diferente das condições normais em uma dada área (SANTOS *et al.*, 2019). Devido à sua distribuição normal, o índice pode ser utilizado para monitorar estações úmidas e secas, de tal modo que a precipitação usada no SPI permite calcular o déficit de chuva para o período corrente.

Algumas classes de seca, baseadas nos valores SPI, foram definidas por McKee *et al.* (1993). Os valores referentes a essa classificação são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1 – Categorias de seca.

Categorias	Valores SPI	Tempo na categoria
Leve	0 a $-0,99$	34,10%
Moderada	$-1,00$ a $-1,49$	9,22%
Severa	$-1,50$ a $-1,99$	4,40%
Extrema	$\leq -2,00$	2,28%

Fonte: (MCKEE *et al.*, 1993).

O SPI fornece uma medida relativa de severidade de seca, permitindo comparações entre locais e períodos para uma dada localidade. Se considerarmos, por exemplo, um valor de SPI no intervalo entre $-1,00$ e $-1,49$, tal seca será caracterizada como moderada, conforme mostrado na Tabela 1. No entanto, devido à natureza padronizada do SPI, o mesmo valor negativo do índice calculado em diferentes locais ou períodos de tempo corresponde à mesma severidade relativa de seca, mas para diferentes quantidades de precipitação (PAULO *et al.*, 2016).

Usando o SPI como indicador, uma definição funcional e quantitativa de seca pode ser estabelecida para cada período de tempo: quando forem pequenos (3 ou 6 meses), o SPI move-se frequentemente acima e abaixo de zero; à medida que se prolongam para 12 ou 24 meses, o SPI responde mais lentamente para mudanças na precipitação. Segundo Pereira (2017), as escalas de tempo refletem os diversos usos da água e, conseqüentemente, as categorias. Algumas dessas são descritas a seguir:

- SPI de 1 mês: resultados bastante similares aos da percentagem da precipitação normal mensal. Reflete circunstâncias de curto prazo, considerando o índice meteorológico;
- SPI de 3 meses: fornece uma comparação entre a precipitação ao longo de três meses consecutivos de um determinado ano. Esta escala SPI reflete condições de curto a médio

prazo de água no solo, tendo grande aplicação na análise de umidade disponível no solo, parâmetro de grande importância para a produção agrícola;

- SPI de 6 meses: faz uma comparação entre a precipitação para um período específico de seis meses com o mesmo período na série histórica em análise. É indicado para detectar o excesso de precipitação ao longo das diferentes estações do ano que podem refletir nas vazões e os níveis dos lagos e reservatórios;
- SPI de 12 meses: esta escala de tempo reflete testes padrões de precipitação para longo prazo, que provocam consequências diretas na vazão, volumes de reservatórios e fontes de águas subterrâneas, podendo ser entendido como um índice hidrológico.

Bae *et al.* (2019) investigaram a relação entre os tipos de seca com o uso do SPI para identificar como as secas meteorológicas podem se propagar para as secas agrícolas e hidrológicas. No estudo supracitado, os referidos autores mostraram que a propagação não depende apenas da severidade da seca, mas também da época em que ela ocorre. Secas meteorológicas extremas podem levar à ocorrência simultânea de diferentes categorias de seca. Isso acontece, em grande parte, devido aos déficits de precipitação em estações chuvosas ou que persistiram por longos períodos de tempo.

Apesar do SPI apresentar diversas vantagens, como as citadas acima, ele também apresenta limitações em aplicações práticas. Algumas dessas limitações foram descritas por Hayes *et al.* (1999), ao perceberem que devido a algumas características associadas à distribuição normal do índice, categorias de seca medidas com o SPI podem ocorrer com a mesma frequência em todas as localidades por um longo período de tempo. Desse modo, o estudo concluiu que existem dificuldades para o SPI identificar regiões que podem ser mais propensas a seca do que outras. Mishra e Singh (2010) mostraram ainda limitações acerca do comprimento da série histórica de precipitação e da função de distribuição gama em diferentes períodos de tempo utilizadas, que podem ter impactos significativos nos valores SPI.

Fazendo uma comparação entre o SPI e o amplamente utilizado Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI – do inglês *Palmer Drought Severity Index*), Lloyde-Hughes e Saunders (2002) mostraram que o SPI leva vantagem, uma vez que são necessários 68 termos computacionais para descrever o PDSI, enquanto que o SPI usa apenas dois parâmetros de cálculo. Estes mesmos autores expuseram também que o SPI fornece uma melhor padronização espacial em análises de eventos extremos. Guttman (1998), em seu estudo comparativo, concluiu que a

complexidade de interpretação e a falta de consistência espacial tornam o PDSI não confiável em comparar condições de seca para diferentes localidades. Hayes *et al.* (1999) mostrou também que o SPI tem melhor capacidade de identificar o início e a severidade da seca do que o PDSI.

3.3 TRANSFORMADA CONTÍNUA EM ONDALETA

A Transformada em Ondaleta, desenvolvida por Grossmann e Morlet (1984), é uma poderosa ferramenta matemática para processamento de sinais capaz de fornecer simultâneas representações de análises de séries temporais obtidas de qualquer sistema físico (RASHID *et al.*, 2018). Segundo Santos *et al.* (2013), a WT permite fazer análises da periodicidade de eventos em diferentes escalas temporais sem necessidade de uma série estacionária, tornando-a apropriada para análise de fenômenos irregularmente distribuídos. Tem sido amplamente utilizada em diversas áreas, como estudos sobre turbulência atmosférica, processamento de sinais e decomposição de séries brutas de variáveis hidrológicas em diferentes subséries correspondendo a diferentes frequências.

Segundo Bolzan (2004), a WT surge das limitações da Transformada de Fourier (TF) em processar dados com variabilidade aperiódica, uma vez que a TF trabalha apenas com séries estacionárias. A análise de Fourier considera que toda função real periódica $f(x)$ pode ser escrita por uma somatória de senos e cossenos, permitindo a identificação do sinal em um espaço unidimensional, na dimensão do tempo (SANTOS *et al.*, 2013). Essa somatória pode ser expressa na forma

$$f(x) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} [a_k \cos(kx) + b_k \sin(kx)] \quad (1)$$

onde os coeficientes a_0 , a_k e b_k são calculados analiticamente através de integrais que não serão tratadas aqui, mas podem ser encontradas em Bolzan (2004).

O objetivo básico da WT é alcançar uma completa representação da série temporal de fenômenos localizados e transitórios que ocorrem em diferentes escalas de tempo (LABAT *et al.*, 2000). Na literatura, as ondaletas são classificadas como contínuas ou discretas. Segundo Torrence e Compo (1998), essa classificação é referente à ortogonalidade do conjunto de funções ondaleta. A Transformada Discreta em Ondaleta (DWT – do inglês *Discrete Wavelet Transform*) utiliza uma base ortogonal, onde o número de convoluções em cada escala é proporcional ao comprimento da base ondaleta produzindo um espectro de ondaleta com blocos discretos de

potência, isso a torna útil para processamento de sinais e redução de ruídos. Em contrapartida, a Transformada Contínua em Ondaleta (CWT – do inglês *Continuous Wavelet Transform*) utiliza uma base não ortogonal, caracterizada por variações suaves e contínuas na amplitude da onda, o que a torna útil para análises de séries temporais.

A CWT é definida como uma função de duas variáveis contínuas como

$$W_f(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi^* \left(\frac{t - b}{a} \right) dt \quad (2)$$

onde * corresponde ao complexo conjugado e $f(t)$ é a função contínua que representa a série temporal. O parâmetro a pode ser interpretado como um fator de dilatação ($a > 1$) ou de contração ($a < 1$), correspondendo a diferentes escalas de observação. O parâmetro b pode ser interpretado como uma translação temporal. As versões deslocadas da função ondaleta são tratadas na literatura como 'ondaleta-mãe' e é representada pela Equação 3:

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

Logo, a CWT pode ser expressa na forma reduzida pela Equação 4:

$$W_f(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi_{a,b}^*(t) dt \quad (4)$$

Na prática, as séries temporais não são representadas como uma função contínua, mas como uma sequência de números, para que as integrais possam ser avaliadas como uma somatória sobre cada ponto de dados no sinal. A CWT permite a construção de um espectro de ondaleta que mostra sua energia ($|W_f(a, b)|^2$) plotado no tempo *versus* frequência. Devido à grande quantidade de informações fornecidas por esses gráficos, pode haver dificuldades em interpretá-los. Desse modo, um espectro global de ondaleta definido como o tempo médio de potência em uma dada frequência pode ser construído para facilitar a interpretação (WESTRA; SHARMA, 2006).

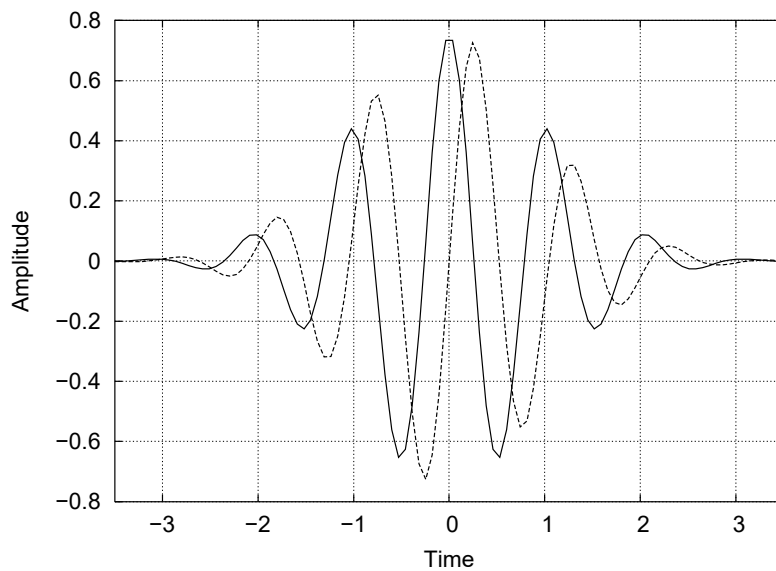
Para alcançar os objetivos deste trabalho, a função ondaleta-mãe utilizada será a ondaleta de Morlet, uma vez que esta é muito bem localizada em tempo e frequência, além de seu uso já estar consolidado em análise de dados hidrológicos (JEVREJEVA *et al.*, 2003). Essa função

pode ser representada na forma

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (5)$$

onde $\Psi_0(\eta)$ é o valor da ondaleta no tempo adimensional η , e ω_0 é a frequência adimensional de tempo/escala. O envelope gaussiano $e^{-\eta^2/2}$ localiza a ondaleta no tempo. Para valores altos de ω_0 , a resolução de escala aumenta, enquanto que a resolução de tempo diminui e vice versa. Um exemplo da onda construída pela ondaleta de Morlet é mostrada na Figura 1.

Figura 1 – Parte real (linha sólida) e imaginária (linha tracejada) da ondaleta de Morlet, com $\omega_0 = 6$.



Fonte: (MARAUN; KURTHS, 2004).

O conceito de análise da Transformada de Ondaleta Cruzada (XWT – do inglês *Cross-Wavelet Transform*) fornece ferramentas apropriadas para identificar um pico para uma frequência comum, comparando as características da frequência de duas séries temporais e tirando conclusões acerca da sincronicidade das séries em determinados períodos e intervalos de tempo (VELEDA *et al.*, 2012). Dadas duas séries temporais $f(t)$ e $g(t)$, Grinsted *et al.* (2004) definem a XWT como

$$W_{f,g}(a,b) = W_f(a,b) \cdot W_g^*(a,b) \quad (6)$$

onde o sobrescrito * é referente ao complexo conjugado e os termos $W_f(a,b)$ e $W_g(a,b)$ são os valores da CWT para $f(t)$ e $g(t)$, respectivamente.

Uma outra medida útil em análise de ondaleta é quão coerente a XWT é no espaço de frequência do tempo. De acordo com Torrence e Webster (1999), a coerência de ondaleta ao quadrado de duas séries temporais é definida por

$$R^2(a,b) = \frac{|S(s^{-1}W_{f,g}(a,b))|^2}{S(s^{-1}|W_f(a,b)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_g(a,b)|^2)} \quad (7)$$

onde S é um operador de suavização e s^{-1} é um desvio circular padrão. As escalas no tempo e frequência sobre as quais S é suavizada definem as escalas em que a coerência mede a covariância. As expressões utilizadas para o cálculo desses parâmetros podem ser encontradas em Jevrejeva *et al.* (2003) e em Grinsted *et al.* (2004).

Diversos estudos utilizando a análise em ondaleta para processamento de sinais têm sido conduzidos em todo o globo. Dentre os estudos, as áreas com maior destaque são geofísica e hidrologia. Por exemplo, Westra e Sharma (2006) fizeram uso da ondaleta para analisar a variabilidade interanual de chuva e sua relação com o El Niño–Oscilação Sul na Austrália. Outros autores também analisaram as relações entre as diversas variáveis climáticas, podendo citar Tan *et al.* (2016), Jevrejeva *et al.* (2003) e Torrence e Webster (1999). No Brasil, destaca-se o estudo conduzido por Labat *et al.* (2004) em que examinaram o regime de variabilidade hidrológica na região da Amazônia e suas flutuações climáticas. Li *et al.* (2020) utilizaram séries temporais a partir do SPI para investigar a relação entre as secas meteorológica e hidrológica e como elas se propagam na região da Bacia do Rio Shaying, na China. Rashid *et al.* (2018) investigaram a relação da seca com as variáveis climáticas na Austrália, também utilizando o SPI.

3.4 REGIME DE TELECONEXÕES CLIMÁTICAS

Fenômenos climáticos extremos são tópicos de interesse, dado que podem afetar de maneira drástica meio ambiente, sociedade e economia. Da mesma maneira que acontece com a definição de seca (cf. Seção 3.1), não existe uma definição simples sobre o que constitui um fenômeno climático extremo. Beniston e Stephenson (2004) definiram três condições a serem observadas a fim de qualificar esses eventos extremos: (1) o quão raro eles são, que envolve noções de frequência de ocorrência; (2) a intensidade do evento, que envolve noções de limites excedentes – isto é, um valor médio de intensidade que, se ultrapassado, caracteriza um extremo – e de duração (por quanto tempo se prolonga); e (3) os impactos causados em setores ambientais, sociais e econômicos, em termos de custos e danos, por exemplo.

Conforme citado por Silva (2013), o grande avanço das ciências naturais para a compreensão do sistema climático deu-se com a consideração do comportamento dos oceanos e suas interações com a atmosfera como importante organizador dos padrões climáticos da Terra. Essas interações podem causar anomalias na variabilidade climática em regiões remotas. A esse movimento – em que o comportamento climático de uma determinada região exerce influência sobre outra – dá-se o nome de teleconexão.

Teleconexões referem-se à correlação estatisticamente significativa de padrões recorrentes e persistentes de larga escala de anomalias de pressão e circulação que abrangem vastas áreas geográficas e as relacionam umas com as outras (SILVERMAN; DRACUP, 2000; HATZAKI *et al.*, 2007; LANCKRIET *et al.*, 2015). Os padrões de teleconexão geralmente aparecem como variabilidade natural de baixa frequência (ou longa escala de tempo) da circulação atmosférica, podendo persistir por várias semanas ou meses e, em ocasiões mais excepcionais, sua dominância pode prolongar-se até mesmo por anos.

Neste trabalho, tal como citado na Seção 2.2, um dos objetivos específicos é voltado à identificação de relações existentes entre o fenômeno da seca em escala regional e local e o regime de teleconexões climáticas, isto é, buscou-se identificar eventuais fenômenos climáticos em macro escala associados à ocorrência das secas e sua variabilidade interanual.

Existem alguns fenômenos climáticos globais cujos efeitos são especialmente importantes para os eventos extremos na América do Sul que, por conseguinte, atingem o NEB. Para este trabalho, foram escolhidos os seguintes fenômenos para a análise das teleconexões:

- El Niño/La Niña e El Niño–Oscilação Sul (ENSO – do inglês *El Niño–Southern Oscillation*), por sua influência na dinâmica de secas em escala anual (LYON, 2004);
- Oscilação de Madden e Julian (MJO – do inglês *Madden–Julian Oscillation*), por influenciar a magnitude dos eventos El Niño em escala interanual (MADDEN; JULIAN, 1994; SHIMIZU *et al.*, 2017);
- Oscilação (inter) Decadal do Pacífico (PDO – do inglês *Pacific (inter) Decadal Oscillation*), por influenciar a dinâmica de secas em escala plurianual (MINOBE, 2000).

3.4.1 Sobre o El Niño e sua relação com a Oscilação Sul

Anualmente, durante o verão sul (abaixo da linha do Equador), ocorre um aumento da temperatura da superfície do mar (SST – do inglês *sea surface temperature*) no Oceano Pacífico

tropical central e leste. Segundo Hickey (1975), esse aquecimento é geralmente atribuído à resposta do oceano ao relaxamento dos ventos alísios do sudeste que são normalmente mais fracos durante esta época do ano.

A ocorrência de um evento El Niño (La Niña) é indicada quando, em certos anos, as águas do Oceano Pacífico tropical central e leste aquecem (resfriam) de maneira excessiva, acima (abaixo) da média, ocasionando também um aumento (diminuição) da convecção atmosférica de tal modo que anomalias positivas (negativas) da SST permaneçam nessa área por um longo período de tempo (KOUSKY *et al.*, 1984; XU *et al.*, 2020). Enquanto que a existência de uma pressão atmosférica oscilante, chamada por muitos autores de "pressão gangorra", entre o Oceano Índico e o Oceano Pacífico, caracteriza a Oscilação Sul, uma vez que uma pressão maior que a média sobre um oceano está geralmente ligada a uma pressão menor que a média sobre o outro oceano (KOUSKY *et al.*, 1984; BRASSINGTON, 1997).

Quando El Niño e Oscilação Sul ocorrem em conjunto – de maneira que causem oscilações de tipo acoplada atmosfera-mar, produzindo alterações significativas de pressão atmosférica e SST no Oceano Pacífico tropical central e leste anormalmente positiva (El Niño) em uma fase e negativa (La Niña) na fase oposta, cujos impactos nas quantidades mensais e sazonais de precipitação podem ser vistos especialmente sobre o norte da América do Sul –, dá-se o nome de ENSO (ANDREOLI; KAYANO, 2007; GRIMM; TEDESCHI, 2009; SANTOS, 2011).

Lyon (2004) mostrou que o El Niño tem um papel importante na ocorrência de secas tropicais. Para uma parte substancial dos trópicos – aqui incluído o norte da América do Sul –, os eventos de seca severa desenvolvem-se principalmente durante os anos de El Niño. O autor mostrou ainda que existe uma relação na razão direta entre a força dos eventos El Niño e a severidade e extensão das secas tropicais.

3.4.2 Oscilação de Madden e Julian – MJO

Primeira vez documentada por Madden e Julian (1971, 1972), a Oscilação de Madden e Julian refere-se à tendência da circulação atmosférica a organizar-se em escala global de tal modo que a intensa atividade convectiva nos trópicos propague-se para o leste com uma velocidade média de 5 m/s através do Oceano Índico e do Oceano Pacífico central e oeste, com um período de ação de 30–90 dias (ZHANG, 2005). A baixa velocidade de propagação a leste é uma das características mais fundamentais que distinguem a MJO de outros fenômenos na atmosfera tropical.

Segundo Zhang (2005), a fase ativa da MJO é definida pelo movimento de seu centro de forte convecção e precipitação para o leste nos Oceanos Índico equatorial e Pacífico oeste, enquanto que sua fase inativa é caracterizada justamente pela supressão desse movimento. Salby e Hendon (1994) mostraram que o intervalo entre dois eventos MJO consecutivos é bastante irregular, apesar de ser apresentada como uma “oscilação”. Ainda, segundo estes autores, a velocidade de fase da MJO varia ligeiramente entre eventos individuais e durante diferentes estágios do ciclo de vida de um dado evento, em que seus ciclos sazonais e flutuações interanuais podem ocorrer com frequência maior em determinados períodos do que em outros.

A interação da MJO com o oceano pode influenciar na dinâmica de outros fenômenos climáticos, como por exemplo o ENSO, intensificando seus impactos sobre os regimes de precipitação. Zhang e Gottschalck (2002) mostrou que, durante a fase ativa, a MJO apresenta atividade bastante forte antes do pico de um evento anormalmente quente ENSO (El Niño), decaindo rapidamente logo após esse pico e durante um evento frio (La Niña). Além disso, segundo Zhang e Gottschalck (2002), a atividade global da MJO não apresentou relações com os índices da SST durante os eventos ENSO, indicando, portanto, que a variabilidade interanual da MJO é impulsionada mais pela dinâmica interna da atmosfera do que pelas condições de superfície (tais como SST).

3.4.3 Oscilação (inter) Decadal do Pacífico – PDO

A variabilidade climática interdecadal de baixa frequência associada com mudanças de regime em uma variedade de sistemas climáticos e ecológicos do Oceano Pacífico norte e central é chamada de Oscilação (inter) Decadal do Pacífico (MANTUA *et al.*, 1997). Apesar dos sinais PDO serem proeminentes no Pacífico norte, Garreaud e Battisti (1999) mostraram que a variabilidade interanual (ENSO) e a variabilidade interdecadal (PDO) exibiram semelhanças quanto à assinatura espacial nos padrões de anomalia de pressão ao nível do mar (SLP – do inglês *sea level pressure*), de SST e de ventos de superfície sobre o Oceano Pacífico tropical.

Utilizando dados de SLP e SST provenientes das regiões tropical e extratropical do Hemisfério Norte, Mantua *et al.* (1997) mostraram que, no século XX, as fases frias da PDO ocorreram durante os períodos de 1900–1924 e 1947–1976, enquanto que as fases quentes da PDO ocorreram nos períodos de 1925–1946 e de 1977 até meados dos anos 1990. Em consonância, Minobe (2000) indicou que os regimes de mudança climática relacionados à PDO ocorreram nos anos 1925, 1947 e 1977, caracterizando, portanto, um comportamento de variações

bidecadais e pentadecadais entre as fases fria e quente e entre o ciclo completo (fria + quente), respectivamente.

No entanto, para o início do século XXI, Khedun *et al.* (2014) mostrou que houve uma mudança em relação ao comportamento de variações bidecadais e pentadecadais quando observou-se que a PDO passou por uma fase fria no curto período de 1998–2002 e uma fase quente no curto período de 2002–2007. Após esse último período citado, segundo Khedun *et al.* (2014), a PDO entrou novamente em sua fase fria.

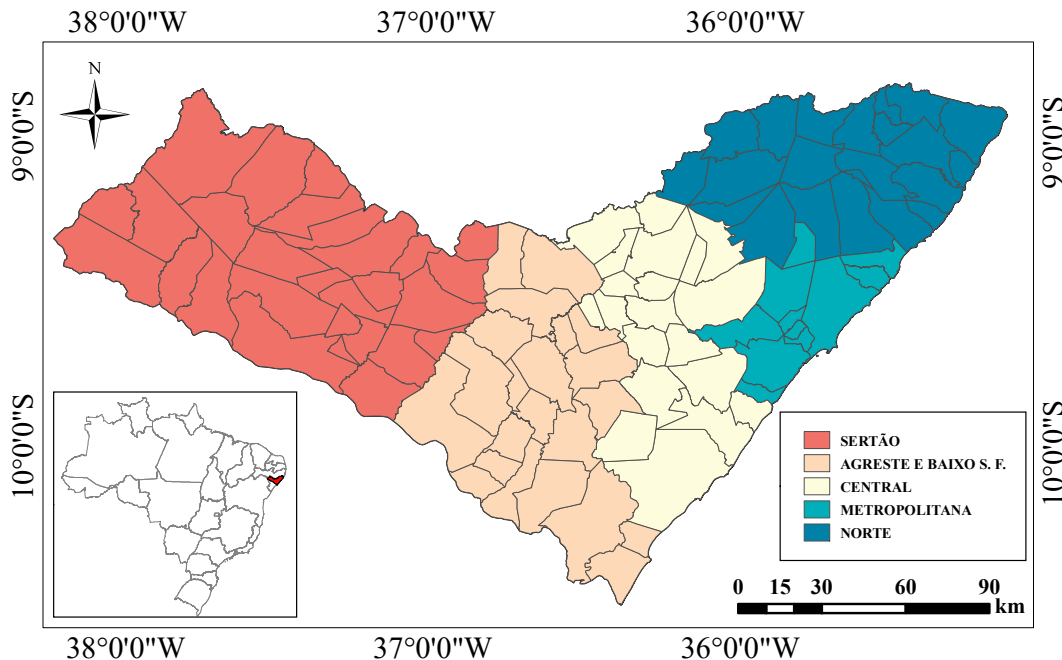
4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A região estudada compreende o Estado de Alagoas, localizado na região Nordeste do Brasil. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2010), a área total do estado é de aproximadamente $27.843,295 \text{ km}^2$. Localiza-se entre os paralelos $8^{\circ}48'12''$ e $10^{\circ}29'12''$ da latitude Sul e entre os meridianos $35^{\circ}09'36''$ e $38^{\circ}13'54''$ de longitude a oeste de Greenwich.

Composta por 102 municípios, a região é usualmente dividida em mesorregiões, que compreendem o Leste Alagoano, o Agreste Alagoano e o Sertão Alagoano. Para este trabalho, entretanto, Alagoas foi subdividida em cinco sub-regiões, sendo: Sertão, Agreste e Baixo São Francisco, Central, Metropolitana, e Norte. A Figura 2 mostra a localização do estado no Brasil e a configuração da divisão do território alagoano.

Figura 2 – Configuração do Estado de Alagoas e suas sub-regiões no Brasil.



Fonte: Autor (2020).

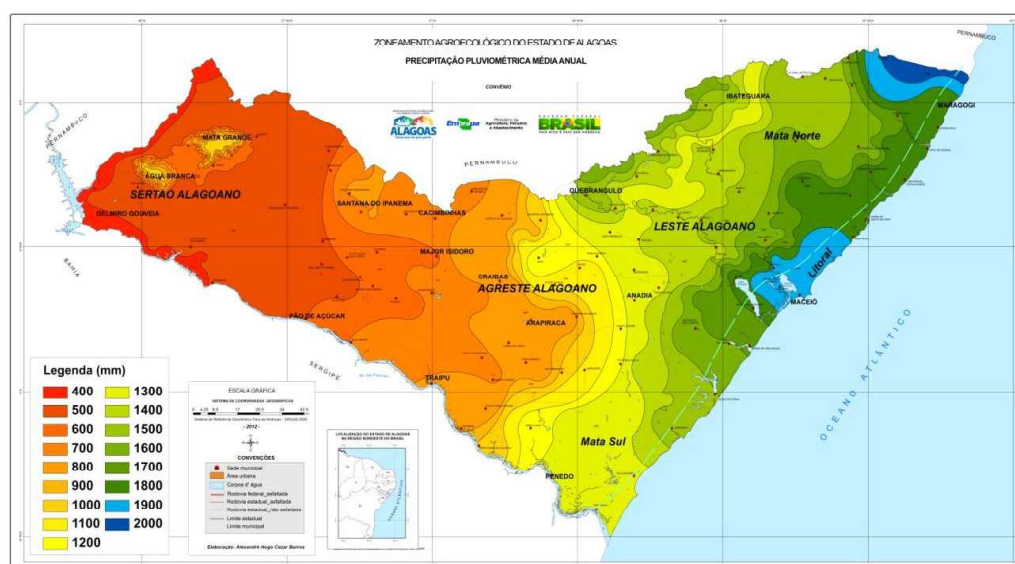
4.2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E PLUVIOMÉTRICAS

Segundo Barros *et al.* (2012), o nordeste brasileiro é caracterizado por um clima semiárido associado a uma vegetação xerófita em aproximadamente 50% de seu território. Esse clima é

assinalado pelas irregularidades espaciais e temporais do regime de chuvas, com maior destaque nas mesorregiões do Agreste e do Sertão. Molion e Bernardo (2000) citam que fenômenos como ENSO afetam diretamente as chuvas nordestinas, desse modo a semiaridez permanente é intensificada, com secas severas em alguns anos.

O regime pluviométrico anual varia de 2000 mm, no litoral, a 400 mm no sertão. No entanto, na maior parte do estado o total de precipitação pluviométrica anual é superior a 700 mm, mostrando que, mesmo na região do sertão alagoano, pode-se encontrar diversas áreas que possuem mais características em comum com as tradicionais zonas agrestinas do que com as áreas sertanejas secas (BARROS *et al.*, 2012). A diminuição gradual do comportamento pluviométrico de leste para oeste pode ser observada na Figura 3.

Figura 3 – Precipitação pluviométrica média anual para o Estado de Alagoas.



Fonte: (BARROS *et al.*, 2012).

4.3 COLETA E TRATAMENTO DE DADOS

Foram utilizados dados mensais de precipitação obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Para a seleção e tratamento dos dados coletados, foi utilizada a linguagem de programação R e o software de sistema de informação geográfica ArcGis. Foram coletados dados de 17 cidades, tendo como critério séries históricas que satisfizessem o período de 1936 a 2019. Dentre os 34 postos coletados, apenas um foi obtido pelo INMET. Muitas cidades possuem mais de uma estação pluviométrica, desse modo foram escolhidas as séries que contivessem menos falhas. Todos os postos coletados podem ser conferidos em Anexo A, Tabela 8.

Foi necessário realizar uma ponderação regional para reduzir a quantidade de dados no estudo e, em vez de analisar cada cidade individualmente, a análise foi feita por sub-região, cada uma composta por um conjunto de municípios com características climáticas e pluviométricas semelhantes. O uso das mesorregiões aqui se torna inviável, uma vez que existem variações pluviométricas consideráveis no Agreste Alagoano e no Leste Alagoano, isso aumentaria o erro devido às aproximações que serão realizadas com a ponderação regional.

O tratamento de dados consistiu em três etapas, sendo: (1) preenchimento de falhas; (2) análise de consistência; e (3) ponderação regional pelo método Thiessen. Para o preenchimento de falhas das séries temporais, foi utilizado o método de regressão linear, tendo como critério de escolha os postos com um valor de correlação acima de 0,7 (70%) e que possuam dados no mesmo período, considerando o maior período possível de análise. O método de regressão linear e o preenchimento de falhas em R podem ser conferidos no Apêndice A; a ponderação regional pelo método de Thiessen pode ser conferida no Apêndice B.

A análise de consistência foi feita utilizando o método de dupla massa, em que, segundo Tucci (2005), consiste em selecionar dois postos de uma região com características pluviométricas semelhantes, acumular para cada um deles os valores mensais e plotar em um gráfico cartesiano os valores acumulados correspondentes ao posto a ser analisado *versus* o de um outro posto adotado como base de comparação.

4.4 CÁLCULO DO SPI

Após a obtenção das séries temporais de precipitação referentes às cinco sub-regiões definidas, os dados de precipitação resultantes foram utilizados para a obtenção do Índice de Precipitação Padronizada.

O cálculo empregado ajusta a função de densidade de probabilidade (fdp) à distribuição de frequência da precipitação somada ao longo do período de interesse, nesse caso 1936–2019. Isso foi feito separadamente para cada mês e para cada região. Cada fdp foi então transformada em uma distribuição normal padronizada. As séries temporais mensais de precipitação são ajustadas pela distribuição gama de probabilidades, encontrada por Thom (1958), definida por sua função de densidade de frequência ou probabilidade:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad (8)$$

onde $\alpha > 0$ é o parâmetro de forma, $\beta > 0$ é o parâmetro de escala e $x > 0$ é o montante de precipitação. Aqui, $\Gamma(\alpha)$ define a função gamma.

Para fazer o ajuste da distribuição aos dados, foi necessário primeiro estimar α e β . Esses parâmetros foram estimados para cada estação, para cada espaço de tempo de interesse (3 meses, 12 meses, 24 meses, etc.) e para cada mês do ano. Edwards e McKee (1997) sugerem que α e β podem ser estimados usando as aproximações obtidas por Thom (1958) para máxima probabilidade:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (9)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (10)$$

onde \bar{x} é a precipitação média para um dado período de tempo. O valor de A pode ser definido então, para n precipitações observadas, como

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (11)$$

Integrando agora a fdp em relação a x e inserindo os valores estimados de α e β , encontramos uma expressão para a probabilidade cumulativa $G(x)$ de uma quantidade observada de precipitação ocorrendo para um dado mês e espaço de tempo:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx \quad (12)$$

Uma vez que a distribuição gama é indefinida para $x = 0$ e $q = P(x = 0) > 0$ onde $P(x = 0)$ é a probabilidade de precipitação zero, a probabilidade cumulativa torna-se, então

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (13)$$

A distribuição de probabilidade cumulativa é então transformada em uma distribuição normal padrão para obter os valores SPI. O processo descrito acima pode ser pesado e não muito prático em termos computacionais. No entanto, os valores SPI podem ser calculados de

maneira mais prática por expressões de conversão aproximadas. Portanto, como mostrado por Lloyde-Hughes e Saunders (2002), o SPI pode ser calculado na forma

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \text{ para } 0 < H(x) \leq 0,5 \quad (14)$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \text{ para } 0,5 < H(x) \leq 1,0 \quad (15)$$

onde:

$$t = \sqrt{\ln \left(\frac{1}{(H(x))^2} \right)}, \text{ para } 0 < H(x) \leq 0,5 \quad (16)$$

$$t = \sqrt{\ln \left(\frac{1}{1 - (H(x))^2} \right)}, \text{ para } 0,5 < H(x) \leq 1,0 \quad (17)$$

$$c_0 = 2,515517, \quad c_1 = 0,802853, \quad c_2 = 0,010328$$

$$d_1 = 1,432788, \quad d_2 = 0,189269, \quad d_3 = 0,001308.$$

Para este trabalho, foram calculados valores para as escalas de tempo de 3, 12 e 24 meses (SPI-3, SPI-12 e SPI-24, respectivamente) utilizando a linguagem *R* em conjunto com a biblioteca *SPEI*¹. Com o SPI-3 foi possível observar os episódios de seca meteorológica, indicando quando tais episódios constituem-se como eventos isolados ou caracterizam a gênese de secas anuais (SPI-12). O SPI-24 foi utilizado para observar a duração e possível prolongamento das secas anuais, dado que seus resultados são referentes a um período de 24 meses.

4.5 TRANSFORMADA CONTÍNUA DE ONDALETA

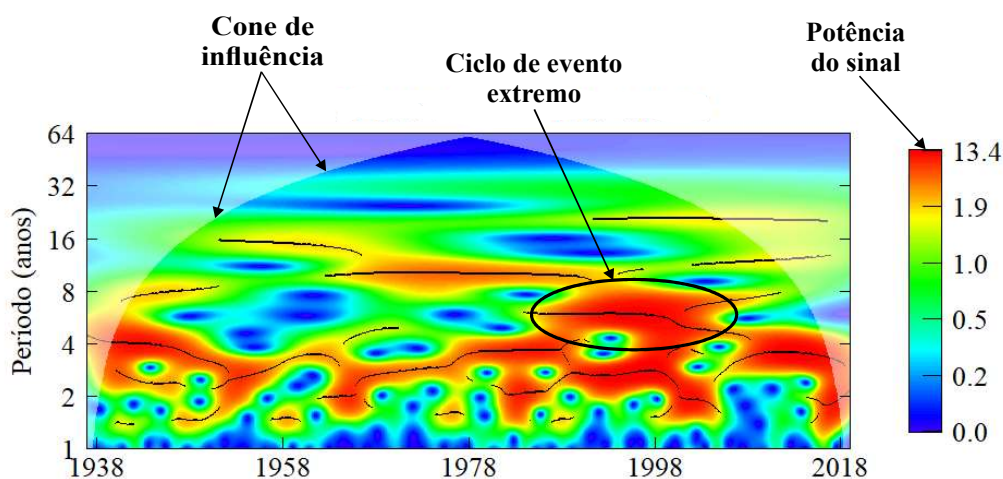
Uma vez determinados os valores SPI e obtidas as séries temporais de precipitação referentes às cinco sub-regiões alagoanas, foram escritas rotinas para processamento e obtenção dos espectros de potência ondaleta utilizando a linguagem *R* em conjunto com a biblioteca *WaveletComp*².

¹ Disponível em: <<https://cran.r-project.org/web/packages/SPEI/index.html>>.

² Disponível em: <<https://cran.r-project.org/web/packages/WaveletComp/index.html>>.

Os espectros globais de ondaleta foram representados tal como mostra a Figura 4. A região de opacidade característica é chamada de *cone de influência*. Uma vez que se trata de séries temporais de comprimento finito, erros podem ocorrer no início e no final do espectro de potência ondaleta durante o processamento. Nesse sentido, os efeitos de borda tornam-se importantes na análise. O cone de influência é definido como o tempo de dobra exponencial, escolhido de modo que a potência de ondaleta para uma descontinuidade na borda caia por um fator de e^{-2} e garanta que seus efeitos sejam negligenciáveis para toda esta região opaca (TORRENCE; COMPO, 1998).

Figura 4 – Espectro global de ondaleta de uma série temporal aleatória de SPI-12.



Fonte: Autor (2021).

No eixo vertical são mostradas as escalas de tempo em anos encontrados na série temporal, no eixo horizontal é mostrado o comprimento temporal em anos da série e a barra ao lado do espectro global de ondaleta mostra a potência do sinal – ou seja, representa a energia associada a cada frequência existente do sistema. Portanto, os ciclos de eventos extremos estarão expressos como manchas em tons de vermelho. Por exemplo, na Figura 4 é destacado um ciclo de evento extremo que ocorre na escala de 4–8 anos no período de 1988 a 2006, aproximadamente.

4.6 INVESTIGAÇÃO DAS TELECONEXÕES

Os resultados alcançados com a análise do SPI e com a análise de ondaleta foram utilizados a fim de investigar eventuais teleconexões entre as secas na região do Estado de Alagoas e fenômenos climáticos remotos. Tal como indicado na Seção 3.4, os fenômenos utilizados nesta etapa de análise das secas são: (1) El Niño/La Niña e El Niño–Oscilação Sul; (2) Oscilação de Madden e Julian; e (3) Oscilação (inter) Decadal do Pacífico.

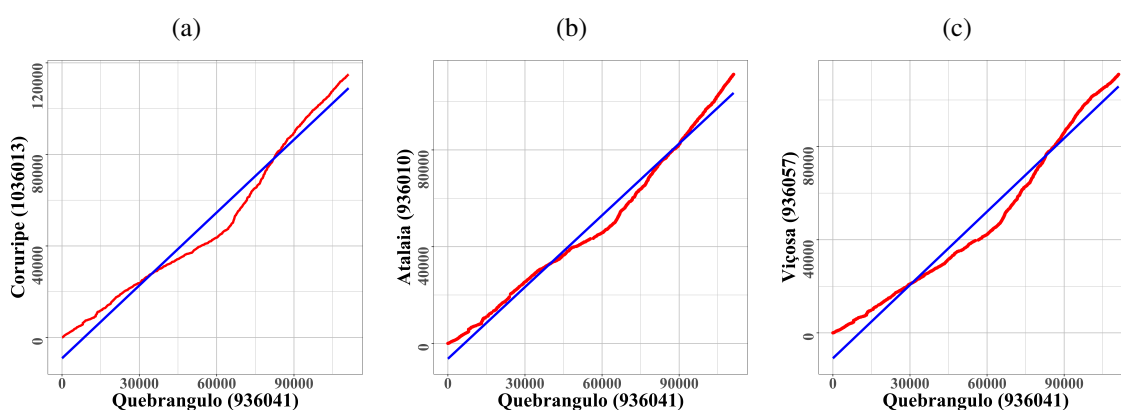
A investigação ocorreu de maneira qualitativa, de modo que foram buscadas na literatura eventuais relações das secas encontradas na análise do SPI e dos ciclos de eventos extremos detectados na análise de ondaleta com os fenômenos climáticos de macro escala.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 TRATAMENTO DE DADOS

Para este trabalho, foram preenchidas falhas de um total de 15 cidades. Entretanto, quando aplicado o método de dupla massa, foi observado que havia inconsistências na série histórica na cidade de Quebrangulo. Desse modo, esta série foi descartada do estudo. A Figura 5 mostra três testes de dupla massa para o município de Quebrangulo, onde a linha vermelha representa a consistência calculada e a linha azul representa a reta de consistência ideal. Pode-se observar que há uma mudança de tendência, visto que ocorre um desvio no trajeto da linha vermelha nos três casos considerados.

Figura 5 – Análise de consistência para o município de Quebrangulo.



Fonte: Autor (2020).

Os gráficos da análise de dupla massa para os demais postos coletados podem ser vistos em Anexo B.

Para as demais 14 cidades analisadas com a dupla massa, não houve mudanças significativas na consistência dos dados. À vista disso, foram obtidas também as coordenadas, com base nos dados fornecidos pela ANA, para a construção dos polígonos de Thiessen, conforme mostrado na Tabela 2.

Tabela 2 – Estações pluviométricas tratadas para o período 1936 - 2019.

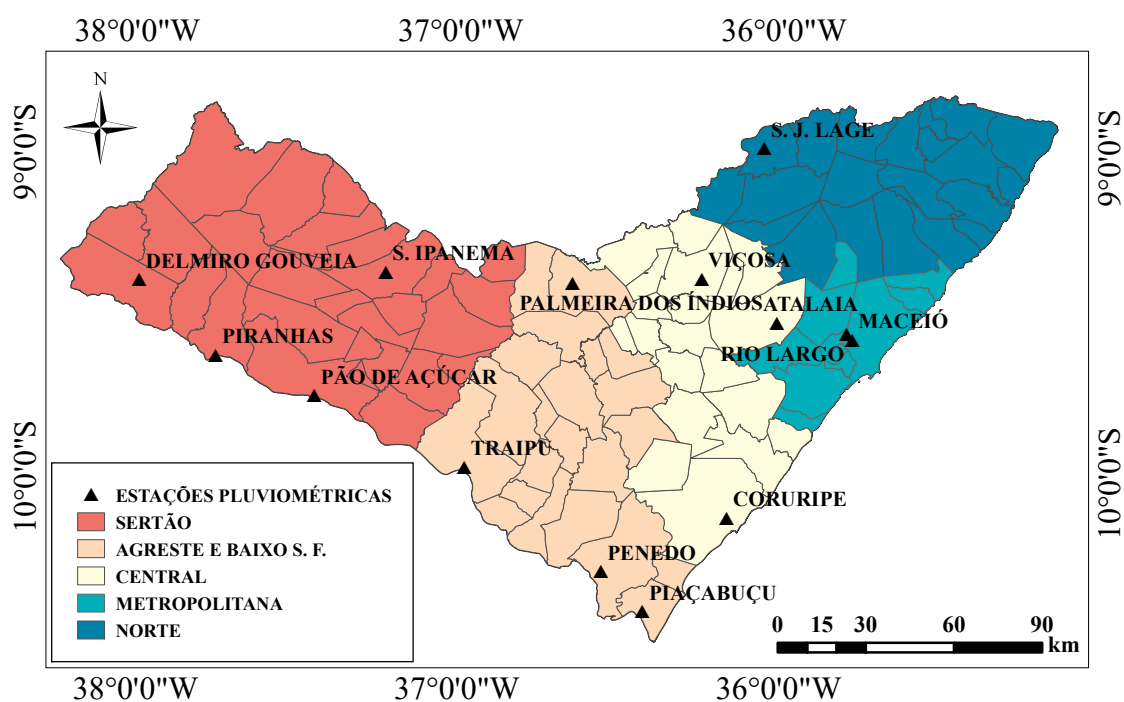
CÓDIGO	MUNICÍPIO	REGIÃO	LAT	LONG
1036007	PIAÇABUÇU	AGRESTE E BAIXO S. F.	-10,4064	-36,4261
1036005	PENEDO	AGRESTE E BAIXO S. F.	-10,285	-36,5564
936050	TRAIPIU	AGRESTE E BAIXO S. F.	-9,9667	-36,9833

936034	PALMEIRA DOS ÍNDIOS	AGRESTE E BAIXO S. F.	-9,4	-36,65
1036013	CORURIBE	CENTRAL	-10,1167	-36,1667
936010	ATALAIA	CENTRAL	-9,51667	-36,0167
936057	VIÇOSA	CENTRAL	-9,38333	-36,25
935060	RIO LARGO	METROPOLITANA	-9,55	-35,7997
935005	MACEIÓ	METROPOLITANA	-9,56667	-35,7833
836094	S. J. LAJE	NORTE	-8,98	-36,06
937018	P. AÇÚCAR	SERTÃO	-9,7486	-37,4497
937023	PIRANHAS	SERTÃO	-9,6261	-37,7561
937013	DELMIRO GOUVEIA	SERTÃO	-9,3928	-37,9942
937006	SANTANA DO IPANEMA	SERTÃO	-9,3672	-37,2292

Fonte: Autor (2020).

A partir dos dados expostos na Tabela 2, foram plotados os pontos referentes às estações pluviométricas utilizadas na ponderação regional, conforme pode ser visto na Figura 6.

Figura 6 – Configuração das cidades utilizadas para a ponderação regional no Estado de Alagoas.



Fonte: Autor (2020).

5.2 ANÁLISE DO SPI

Uma vez determinadas as séries temporais para cada um dos índices SPI (SPI-3, SPI-12 e SPI-24), a análise do SPI consistirá em indicar em quais anos e em quais categorias ocorreram picos de secas para cada uma das sub-regiões. A abordagem da análise aqui utilizada consistirá em tratar cada sub-região separadamente.

5.2.1 Sertão

Os anos de ocorrência de episódios de seca moderada, severa e extrema para as séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 para a sub-região Sertão pode ser conferido na Tabela 3.

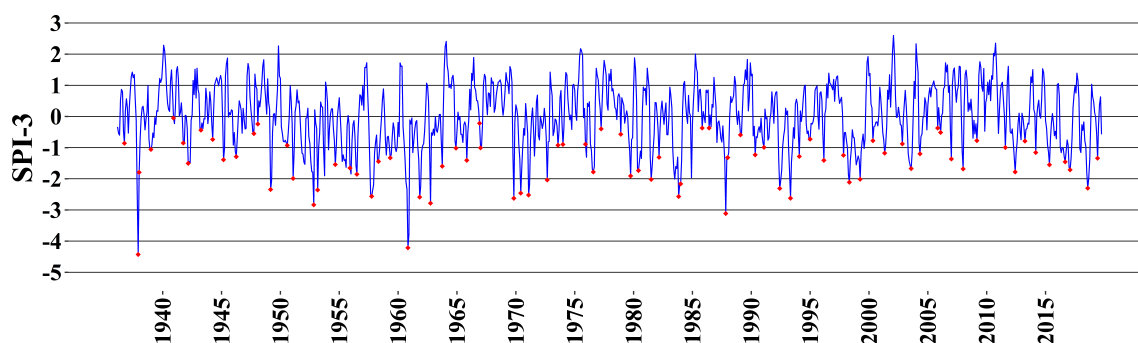
Tabela 3 – Episódios de seca – Sertão.

	Moderadas	Severas	Extremas
SPI-3	1939, 1945, 1946, 1958, 1959, 1964, 1965, 1967, 1982, 1988, 1990, 1994, 1996, 1997, 2001, 2004, 2007, 2011, 2014, 2016, 2019	1938, 1942, 1951, 1954, 1955, 1956, 1963, 1976, 1979, 1980, 2003, 2008, 2012, 2015, 2017	1937, 1949, 1952, 1953, 1957, 1960, 1961, 1962, 1969, 1970, 1971, 1972, 1981, 1983, 1984, 1987, 1992, 1993, 1998, 1999, 2018
SPI-12	1942, 1951, 1952, 1960, 1976, 1981, 1983, 1987, 1988, 1990, 1991, 1992, 2003, 2015, 2019	1953, 1955, 1959, 1961, 1962, 1970, 1982, 1994, 2012, 2013, 2018	1956, 1958, 1971, 1983, 1984, 1998, 1999, 2017
SPI-24	1952, 1953, 1954, 1963, 1982, 1983, 1984, 1991, 1992, 2013, 2014, 2018, 2019	1955, 1957, 1960, 1962, 1971, 1972, 1993, 2000, 2016, 2017	1956, 1959, 1994, 1999

Fonte: Autor (2021).

Como apresentado na série histórica SPI para a escala de tempo referente a 3 meses (SPI-3), que pode ser visualizada na Figura 7, os episódios de seca mostraram persistência plurianual, embora a severidade tenha mudado frequentemente de ano para ano, como mostrado na Tabela 3. As secas moderadas, severas e extremas foram seguidas ou precedidas por secas leves. Observou-se ainda que seca leve foi a categoria de seca mais dominante. Para a avaliação temporal, não foram apresentados os episódios de seca leve, uma vez que seus impactos são muito menores e próximos da condição normal, quando comparados com as outras categorias de seca.

Figura 7 – Série histórica SPI-3 – Sertão.

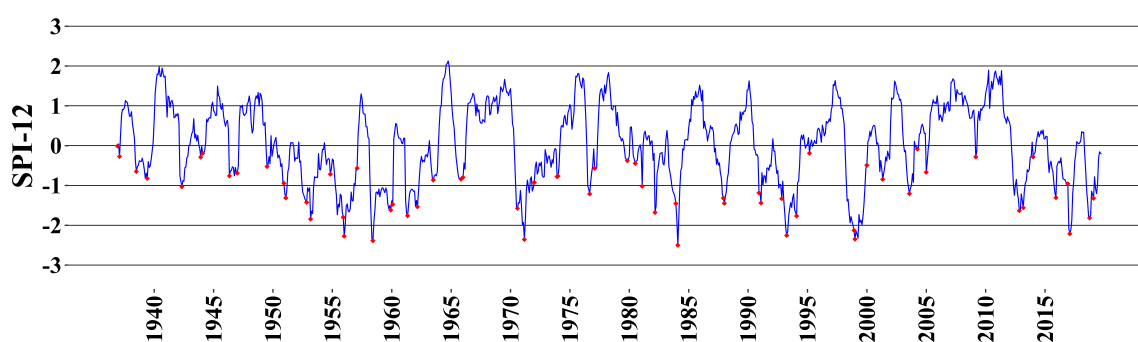


Fonte: Autor (2020).

As secas anuais na escala de tempo referente a 12 meses (SPI-12), como mostradas na Figura 8, foram avaliadas e observou-se que seca leve foi a categoria de seca mais dominante. No entanto, tal como a série histórica SPI-3, os impactos das secas leves são mínimos, quando comparados com as demais categorias de seca.

É possível observar que a ocorrência de episódios de secas moderadas, severas ou extremas na série SPI-3 manifestou-se também na escala de tempo anual (SPI-12) em alguns anos, conforme mostrado na Tabela 3. Porém, o impacto das secas SPI-3 nas secas anuais não foi de um para um, de tal modo que a seca severa SPI-3 pode aparecer como seca leve em uma escala de tempo anual, e vice-versa. Vale notar ainda que este comportamento é também recorrente para as demais sub-regiões cujas séries SPI serão analisadas posteriormente.

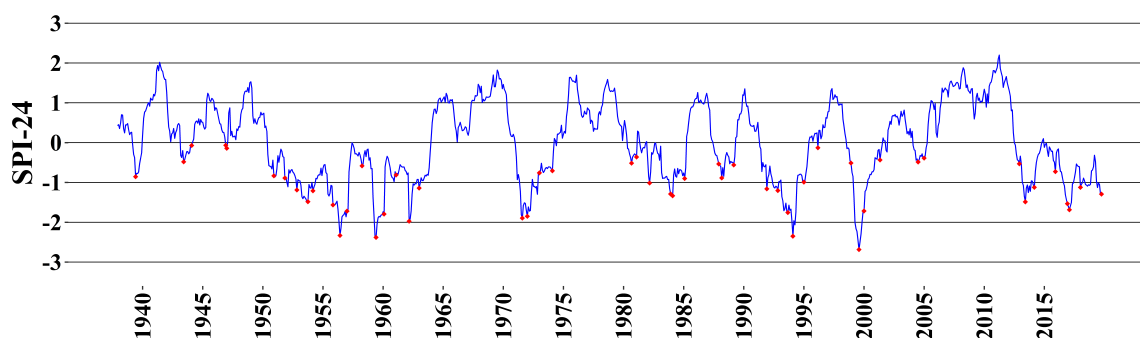
Figura 8 – Série histórica SPI-12 – Sertão.



Fonte: Autor (2020).

Agora, analisando a série histórica para a escala de tempo referente a 24 meses (SPI-24), conforme mostrada na Figura 9. Também para esta série temporal, seca leve foi a categoria de seca mais dominante. As secas observadas na série histórica SPI-24 são caracterizadas como secas persistentes que, como evidenciadas pela escala de tempo referente a 24 meses, estendem-se por dois anos.

Figura 9 – Série histórica SPI-24 – Sertão.



Fonte: Autor (2020).

5.2.2 Agreste e Baixo S. F.

Os anos de ocorrência de episódios de seca moderada, severa e extrema para as séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 para a sub-região Agreste e Baixo S. F. pode ser conferido na Tabela 4.

Tabela 4 – Episódios de seca – Agreste e Baixo S. F.

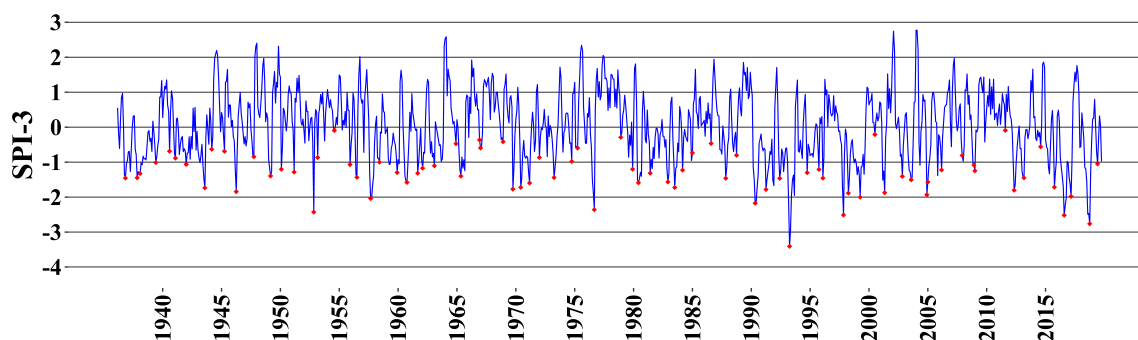
	Moderadas	Severas	Extremas
SPI-3	1936, 1937, 1938, 1939, 1942, 1949, 1950, 1951, 1955, 1956, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1965, 1973, 1979, 1981, 1984, 1987, 1992, 1994, 1995, 1996, 2002, 2006, 2008, 2009, 2013, 2019	1943, 1946, 1960, 1969, 1970, 1971, 1980, 1982, 1983, 1991, 1998, 2001, 2003, 2004, 2005, 2012, 2015, 2017	1952, 1957, 1976, 1990, 1993, 1997, 1999, 2016, 2018
SPI-12	1939, 1942, 1944, 1959, 1960, 1965, 1966, 1973, 1976, 1981, 1982, 1983, 1984, 1992, 2003, 2012, 2015	1938, 1943, 1958, 1971, 1998, 1999, 2013, 2016, 2018	1990, 1991, 1993, 1994, 2017, 2019
SPI-24	1940, 1942, 1944, 1960, 1962, 1971, 1972, 1981, 1983, 1984, 1998, 2013, 2014	1938, 1939, 1943, 1959, 1982, 1995, 2000, 2019	1991, 1992, 1993, 1994, 1999, 2016, 2017

Fonte: Autor (2021).

Para o caso desta sub-região, com a análise da série história de SPI na escala de tempo referente a 3 meses (SPI-3), que pode ser visualizada na Figura 10, foi possível observar que os episódios de seca no SPI-3 também mostraram persistência plurianual, ainda que a severidade tenha mudado frequentemente de ano para ano. Aqui, seca moderada foi a categoria de seca mais

dominante. As secas moderadas, severas e extremas foram seguidas ou precedidas por secas leves.

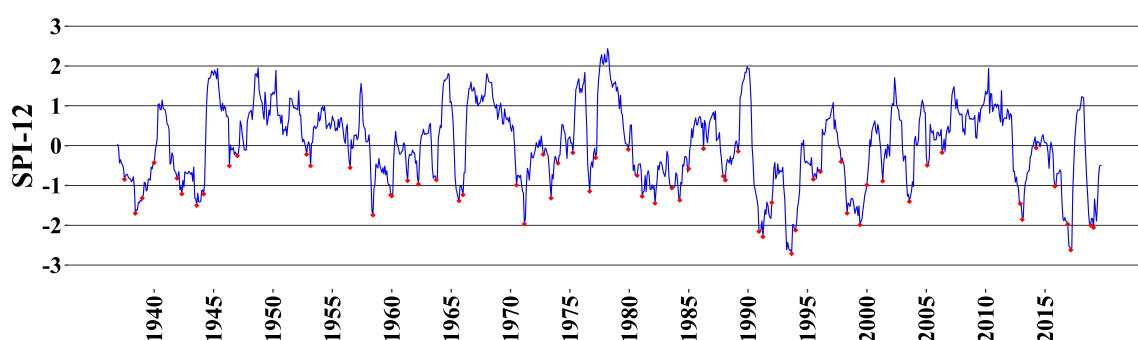
Figura 10 – Série histórica SPI-3 – Agreste e Baixo S. F.



Fonte: Autor (2020).

No que diz respeito às secas anuais, cuja escala de tempo é de 12 meses (SPI-12), como mostradas na Figura 11, seca leve foi a categoria de seca mais dominante. Todavia, vale enfatizar que os impactos das secas leves são mínimos, quando comparados com as demais categorias de seca. Nota-se, por fim, que algumas secas (moderadas, severas ou extremas) ocorridas em SPI-3 prolongaram-se para o SPI-12, seja ocorrendo na mesma categoria, ou seja em uma categoria de seca diferente, conforme mostrado na Tabela 4.

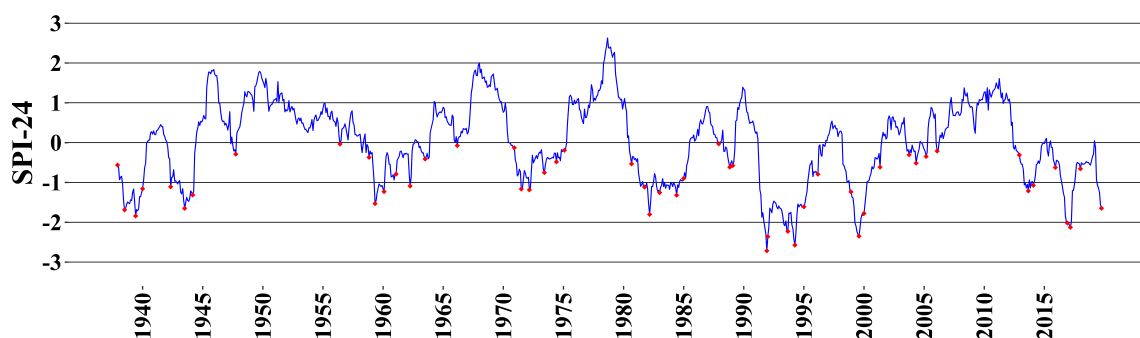
Figura 11 – Série histórica SPI-12 – Agreste e Baixo S. F.



Fonte: Autor (2020).

Analisando, agora, a série histórica para a escala de tempo referente a 24 meses (SPI-24), conforme mostrada na Figura 12. Seca leve foi a categoria de seca mais dominante, com valores do SPI-24 relativos à seca dominantes no intervalo de 0 a $-0,99$.

Figura 12 – Série histórica SPI-24 – Agreste e Baixo S. F.



Fonte: Autor (2020).

5.2.3 Central

Os anos de ocorrência de episódios de seca moderada, severa e extrema para as séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 para a sub-região Central pode ser conferido na Tabela 5.

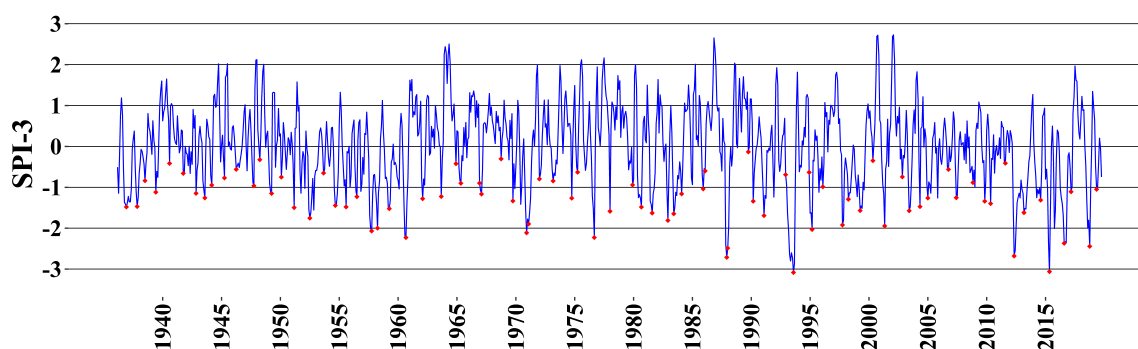
Tabela 5 – Episódios de seca – Central.

	Moderadas	Severas	Extremas
SPI-3	1936, 1937, 1939, 1942, 1943, 1949, 1951, 1954, 1955, 1956, 1962, 1963, 1967, 1969, 1974, 1980, 1984, 1985, 1990, 1998, 2004, 2005, 2007, 2009, 2010, 2014, 2017, 2019	1952, 1958, 1959, 1971, 1978, 1981, 1982, 1983, 1991, 1997, 1999, 2001, 2003, 2013	1957, 1960, 1970, 1976, 1987, 1988, 1993, 1995, 2012, 2015, 2016, 2018
SPI-12	1937, 1938, 1955, 1956, 1959, 1960, 1982, 1983, 2000, 2003, 2014	1952, 1953, 1971, 1984, 1998, 1999, 2019	1958, 1993, 1994, 2012, 2013, 2015, 2016, 2017
SPI-24	1939, 1953, 1954, 1956, 1957, 1961, 1971, 1982, 2012	1938, 1958, 1959, 1960, 1993, 1995, 2000	1994, 1999, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017

Fonte: Autor (2021).

Tratando sobre a sub-região Central, a série história de SPI para a escala de tempo referente a 3 meses (SPI-3) pode ser visualizada na Figura 13. Seguindo o comportamento mostrado nas duas sub-regiões discutidas anteriormente, aqui os episódios de seca no SPI-3 também mostraram persistência plurianual, independente de ter ocorrido mudança nas categorias de seca de ano para ano, como mostram os anos de seca indicados na Tabela 5. No entanto, para esta sub-região, as categorias de seca leve e moderada foram as mais dominantes.

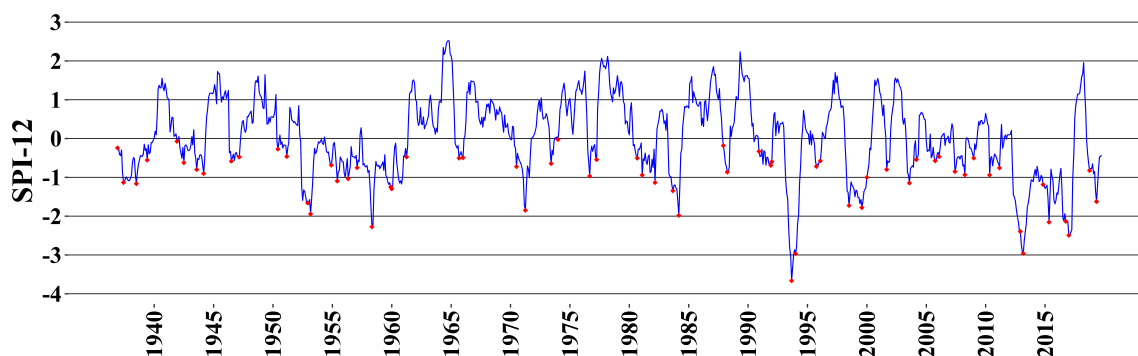
Figura 13 – Série histórica SPI-3 – Central.



Fonte: Autor (2020).

Para as secas anuais, cuja escala de tempo é de 12 meses (SPI-12), como mostradas na Figura 14, seca leve foi a categoria de seca mais dominante. Algumas secas – sejam elas moderadas, severas ou extremas – ocorridas em SPI-3 prolongaram-se para o SPI-12, independentemente de o prolongamento ter ocorrido na mesma categoria de seca ou de ter ocorrido em uma categoria diferente.

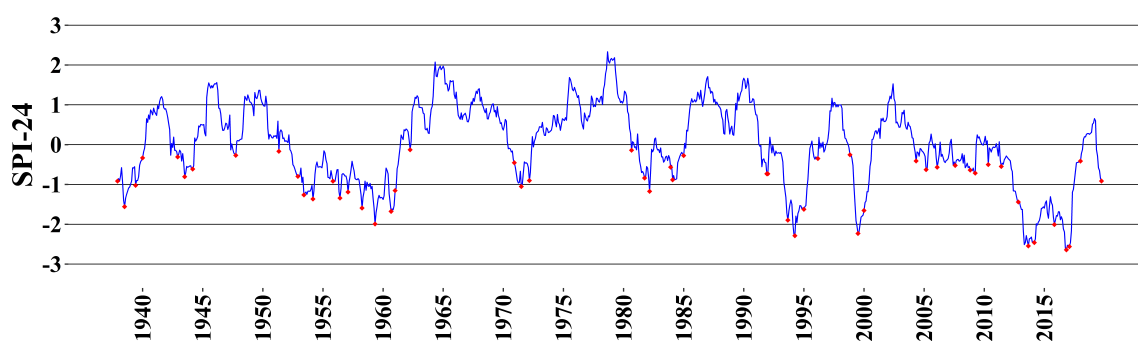
Figura 14 – Série histórica SPI-12 – Central.



Fonte: Autor (2020).

Em relação à série histórica para a escala de tempo referente a 24 meses (SPI-24), conforme mostrada na Figura 15, seca leve foi a categoria de seca mais dominante.

Figura 15 – Série histórica SPI-24 – Central.



Fonte: Autor (2020).

5.2.4 Metropolitana

Os anos de ocorrência de episódios de seca moderada, severa e extrema para as séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 para a sub-região Metropolitana pode ser conferido na Tabela 6.

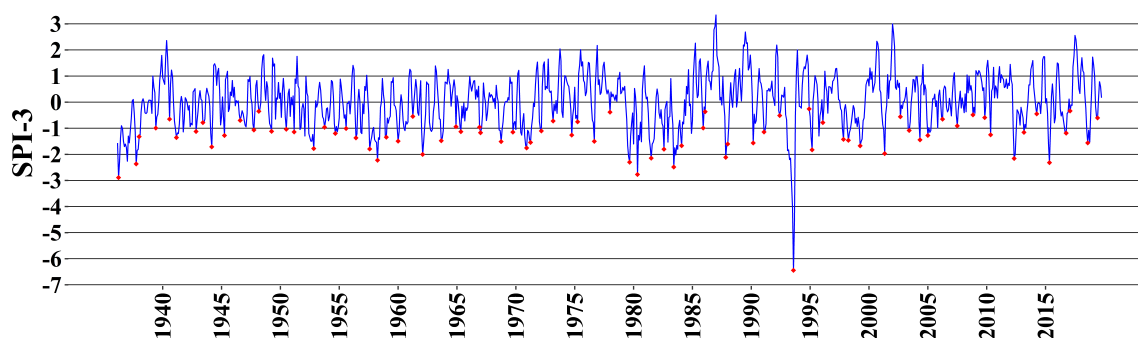
Tabela 6 – Episódios de seca – Metropolitana.

	Moderadas	Severas	Extremas
SPI-3	1938, 1941, 1942, 1945, 1947, 1949, 1950, 1951, 1954, 1955, 1956, 1959, 1960, 1963, 1965, 1967, 1969, 1972, 1974, 1991, 1997, 1998, 2003, 2004, 2005, 2010, 2013, 2016	1944, 1952, 1957, 1968, 1970, 1971, 1976, 1982, 1984, 1988, 1990, 1995, 1999, 2001, 2018	1936, 1937, 1958, 1962, 1979, 1980, 1981, 1983, 1987, 1993, 2012, 2015
SPI-12	1938, 1941, 1942, 1952, 1955, 1959, 1960, 1979, 2012, 2017	1953, 1982, 1998, 1999, 2013	1936, 1937, 1958, 1971, 1980, 1981, 1983, 1984, 1993, 1994
SPI-24	1939, 1942, 1943, 1953, 1954, 1956, 1971, 1972, 1985, 2000, 2013, 2016, 2017	1958, 1959, 1993	1937, 1938, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1994, 1999

Fonte: Autor (2021).

A série história de SPI para a escala de tempo referente a 3 meses (SPI-3) para a sub-região Metropolitana pode ser visualizada na Figura 16. As observações acerca da persistência plurianual e da ocorrência de categorias de secas subsequentes indicadas nas sub-regiões anteriores também são válidas para este caso em análise. Aqui, seca moderada foi a categoria de seca mais dominante.

Figura 16 – Série histórica SPI-3 – Metropolitana.

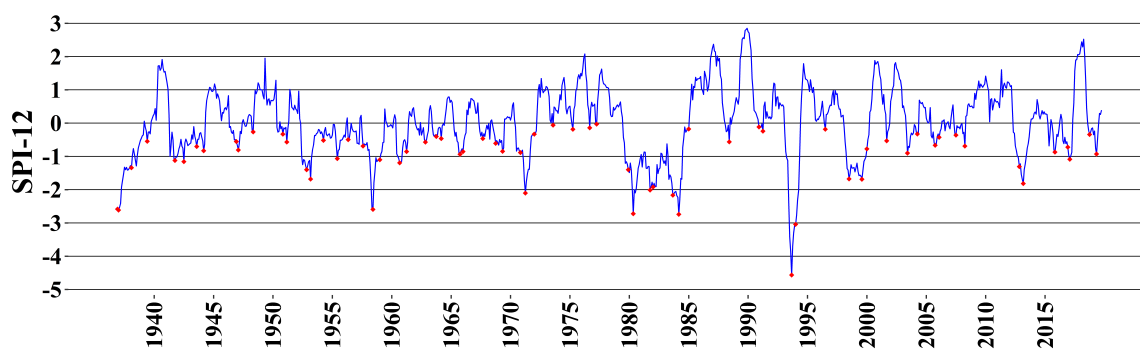


Fonte: Autor (2020).

Agora, sobre a escala de tempo de 12 meses (SPI-12), como mostradas na Figura 17,

seca leve foi a categoria de seca mais dominante. Contudo, os impactos das secas leves são mínimos, quando comparados com as demais categorias de seca. Tal como os casos anteriores, algumas secas de diferentes categorias ocorridas em SPI-3 prolongaram-se para o SPI-12, seja conservando a mesma categoria ou seja mudando de categoria, como mostrado na Tabela 6.

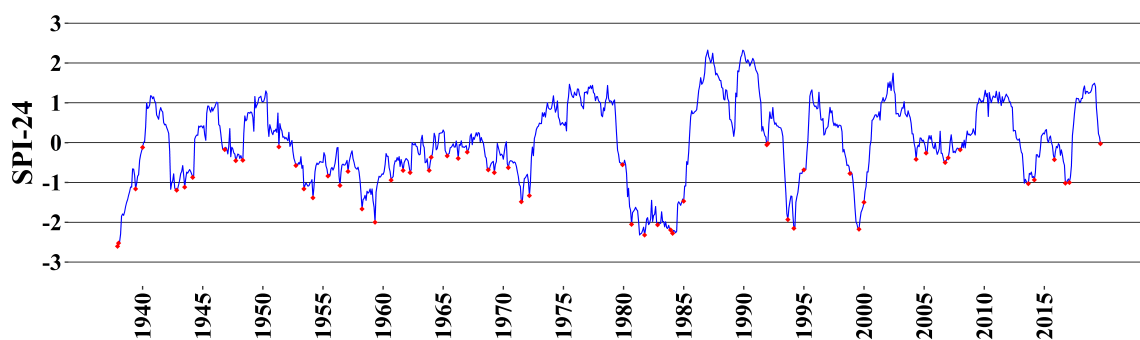
Figura 17 – Série histórica SPI-12 – Metropolitana.



Fonte: Autor (2020).

Analisando a série histórica para a escala de tempo referente a 24 meses (SPI-24), conforme mostrada na Figura 18, seca leve foi a categoria de seca mais dominante.

Figura 18 – Série histórica SPI-24 – Metropolitana.



Fonte: Autor (2020).

5.2.5 Norte

Os anos de ocorrência de episódios de seca moderada, severa e extrema para as séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 para a sub-região Norte pode ser conferido na Tabela 7.

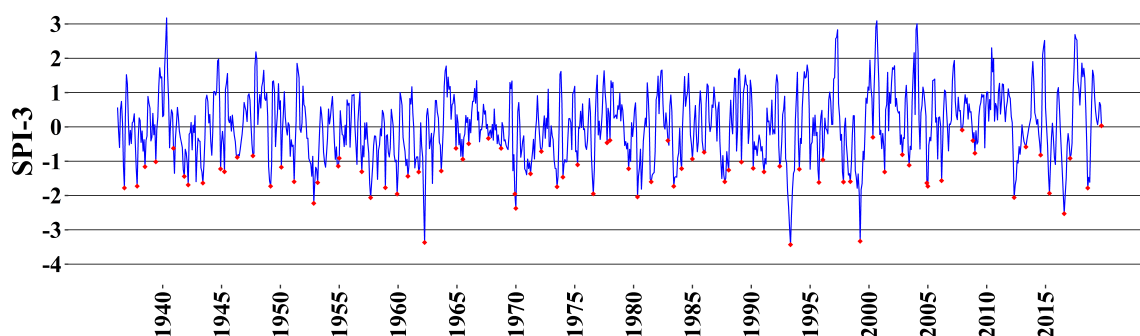
Tabela 7 – Episódios de seca – Norte.

	Moderadas	Severas	Extremas
SPI-3	1938, 1939, 1941, 1944, 1945, 1950, 1954, 1956, 1960, 1961, 1963, 1971, 1974, 1975, 1979, 1984, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994, 2001, 2003	1936, 1937, 1942, 1943, 1949, 1951, 1953, 1958, 1959, 1969, 1973, 1976, 1981, 1983, 1987, 1995, 1997, 1998, 2004, 2005, 2006, 2015, 2018	1952, 1957, 1962, 1970, 1980, 1993, 1999, 2012, 2016
SPI-12	1938, 1942, 1946, 1955, 1957, 1974, 1976, 1982, 1983, 1987, 1988, 1990, 1991, 2015, 2016	1943, 1952, 1958, 1971, 1973, 1980, 1981, 1984, 1998, 2012, 2013	1953, 1962, 1993, 1994, 1999, 2017
SPI-24	1939, 1942, 1944, 1960, 1963, 1973, 1974, 1975, 1991, 1992, 2013, 2014	1943, 1953, 1954, 1958, 1959, 1962, 1971, 1972, 1980, 1981, 1982, 1993, 2000, 2016	1994, 1999, 2017

Fonte: Autor (2021).

A série história de SPI para a escala de tempo referente a 3 meses (SPI-3) para a sub-região Norte pode ser visualizada na Figura 19. De novo, aqui os episódios de seca no SPI-3 também mostraram persistência plurianual, podendo ter ocorrido ou não mudança nas categorias de seca de ano para ano. Tal como ocorreu na sub-região Central, aqui as categorias de seca leve e moderada foram as mais dominantes.

Figura 19 – Série histórica SPI-3 – Norte.

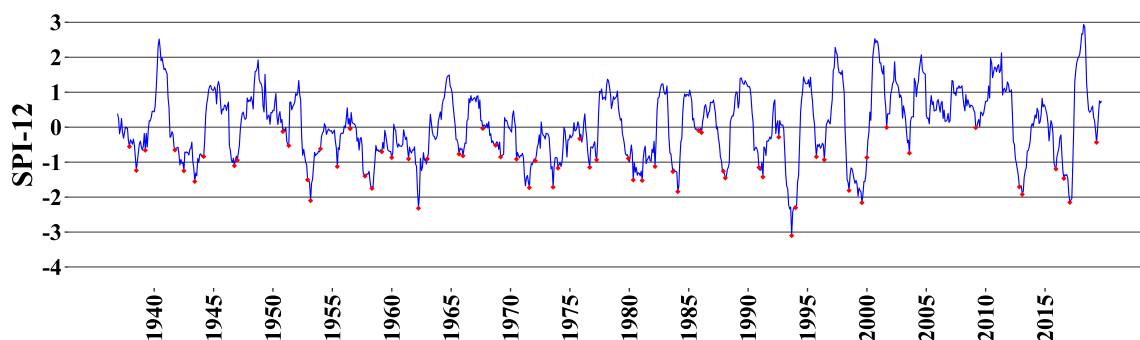


Fonte: Autor (2020).

Para as secas anuais, cuja escala de tempo é de 12 meses (SPI-12), como mostradas na Figura 20, seca leve foi a categoria de seca mais dominante. Aqui também houve o prolongamento

do SPI-3 para o SPI-12 de algumas secas, tal como mostram os anos de seca indicados na Tabela 7.

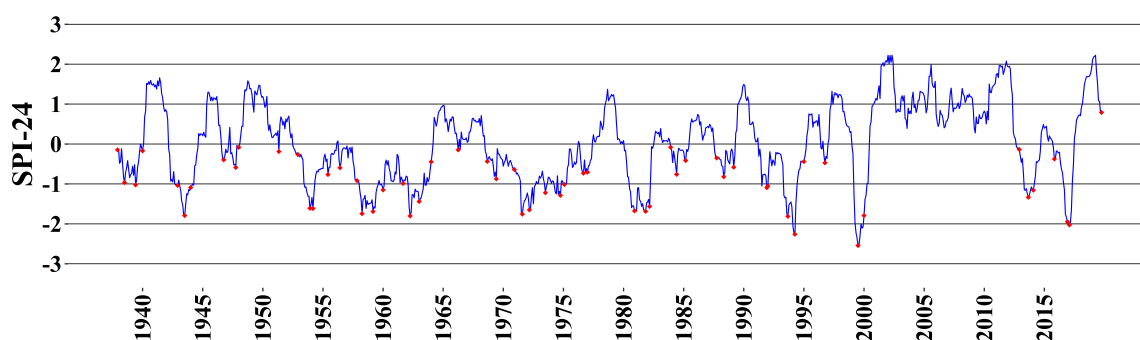
Figura 20 – Série histórica SPI-12 – Norte.



Fonte: Autor (2020).

Em relação à série histórica para a escala de tempo referente a 24 meses (SPI-24), conforme mostrada na Figura 21, seca leve foi a categoria de seca mais dominante.

Figura 21 – Série histórica SPI-24 – Norte.



Fonte: Autor (2020).

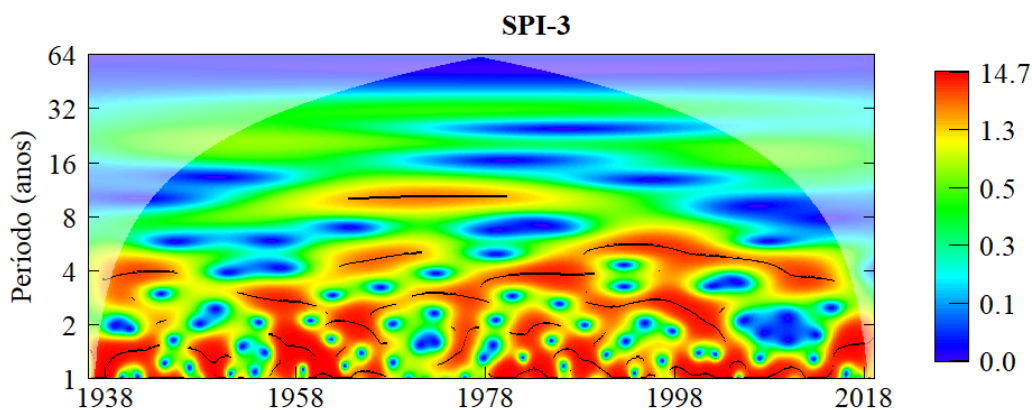
5.3 ANÁLISE DE ONDALETA

A Transformada em Ondaleta (WT) foi utilizada para determinar as escalas dominantes e os ciclos de eventos extremos – demarcados por manchas em tons de vermelho no espectro de ondaleta – das séries temporais SPI-3, SPI-12 e SPI-24 que serão tratadas a seguir. Para esta análise, foi adotada a mesma abordagem da Seção 5.2, onde cada sub-região foi tratada separadamente.

5.3.1 Sertão

No espectro de ondaleta resultante da série temporal SPI-3 para a sub-região Sertão, conforme apresentado na Figura 22, foram indicados ciclos significativos de escala da ordem de 1–2 anos nos períodos de 1938 a 1943, 1948 a 1949, 1956 a 1966, 1978 a 1984, 1988 a 1992 e 1998 a 2019. Também é possível identificar ciclos de escala de 2–4 anos nos períodos de 1938 a 1943, 1955 a 1959, 1961 a 1965, 1970 a 1988 e 1988 a 2000. Por fim, um único ciclo de escala de 4–8 anos indo de 1990 até 2018.

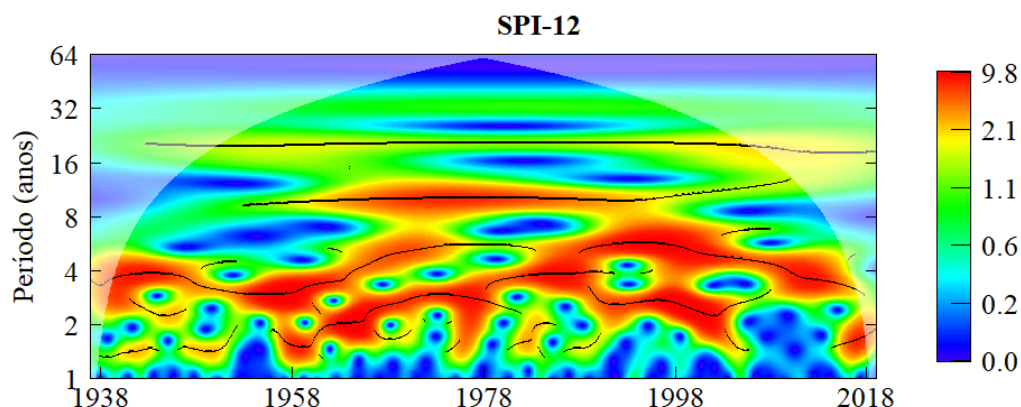
Figura 22 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Sertão.



Fonte: Autor (2020).

Para o sinal relativo ao SPI-12, com o espectro de ondaleta apresentado na Figura 23, é possível indicar agora a ocorrência de eventos que têm início em uma determinada escala e terminam em uma escala diferente. Este é o caso do período de 1958 a 1990, cujo ciclo se inicia na escala 1–2 anos e termina na escala 2–4 anos, caracterizando, portanto, uma diminuição da frequência da ocorrência de secas. Outros ciclos que valem ser citados para o sinal aqui tratado são da escala de 2–4 anos nos períodos de 1938 a 1948, 1952 a 1962 e 1990 a 2002. Finalizando, um único ciclo na escala de 4–8 anos foi observado no período de 1989 a 2017.

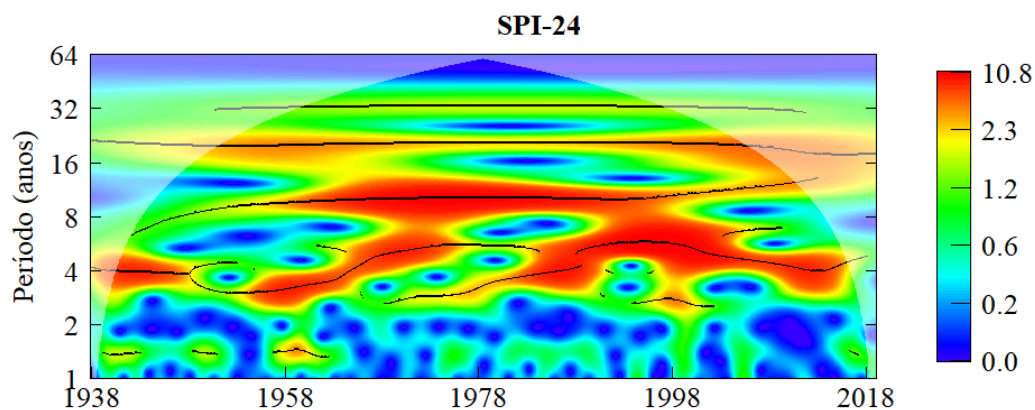
Figura 23 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Sertão.



Fonte: Autor (2020).

Tratando, agora, acerca do espectro de ondaleta relativo ao SPI-24, apresentado na Figura 24, foi identificado um ciclo que se inicia na escala de 2–4 anos em 1954 e termina na escala de 4–8 anos em 1974. Ciclos na escala de 4–8 anos foram indicados nos períodos de 1939 a 1947 e 1984 a 2016. Vale mencionar também um único ciclo na escala de 8–16 anos indicado entre os anos 1958 e 1998. Já era possível indicar este último para o sinal do SPI-12, no entanto, para o sinal aqui analisado, este ciclo se torna bem mais predominante.

Figura 24 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Sertão.



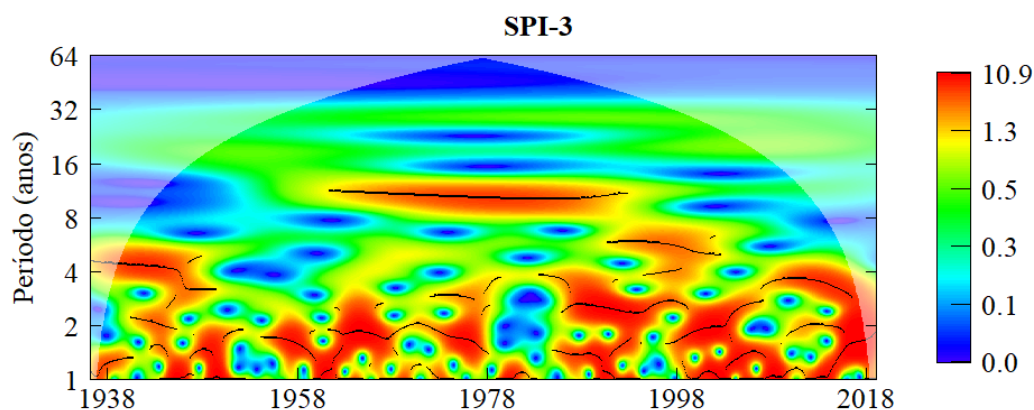
Fonte: Autor (2020).

Estabelecendo uma relação entre a análise feita aqui e aquela feita na Seção 5.2 para a sub-região Sertão. Os ciclos de eventos extremos aqui indicados convergem com as secas observadas na análise feita para as séries temporais SPI. Como exemplo, pode-se citar o ciclo da escala de 1–2 anos no período de 1956 a 1966 do espectro de ondaleta para o sinal de SPI-3, onde algumas das secas nas categorias moderada, severa e extrema indicadas na série temporal SPI-3 (1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964 e 1965) estão nesse intervalo.

5.3.2 Agreste e Baixo S. F.

Para a análise do espectro de ondaleta referente ao SPI-3, apresentado na Figura 25, é possível observar ciclos significativos de escala de 1–2 anos nos períodos de 1945 a 1947, 1949 a 1950, 1956 a 1967, 1974 a 1977, 1986 a 1992, 1998 a 2009 e 2012 a 2018. Ciclos da ordem de escala de 2–4 anos foram indicados nos períodos de 1986 a 1996, 1998 a 2004 e 2008 a 2017. Por fim, dois ciclos não muito significativos, mas que valem ser mencionados, foram indicados na escala de 4–6 anos no período de 1938 a 1946 e na escala de 8–12 anos no período de 1960 a 1992.

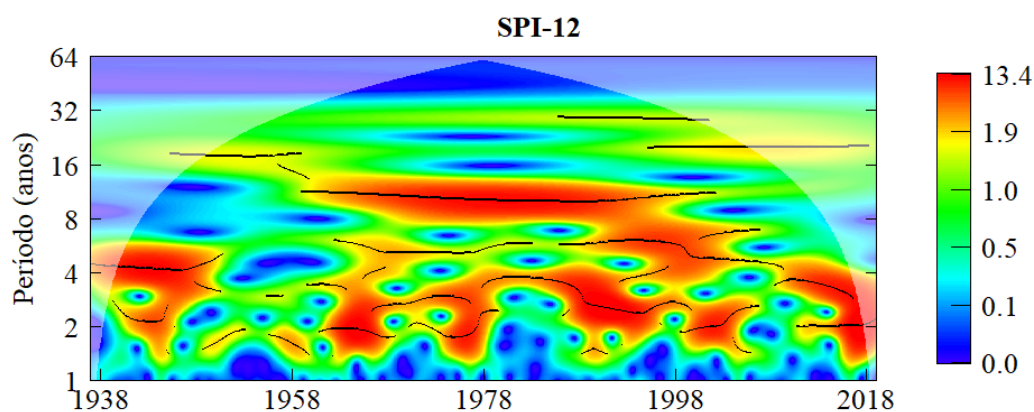
Figura 25 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Agreste e Baixo S. F.



Fonte: Autor (2020).

Analisando, agora, o espectro de ondaleta referente ao SPI-12, apresentado na Figura 26. Foram identificados ciclos que ocorrem a cada 10 anos, portanto ciclos decadais, da ordem de escala 1–4 anos nos períodos de 1964 a 1968, 1974 a 1978, 1987 a 1996, 2000 a 2002 e 2010 a 2018. Ciclos de escala de 4–8 anos foram observados nos períodos de 1938 a 1948 e 1992 a 2002. Um único ciclo na escala de 8–16 anos no período de 1960 a 1996 foi indicado.

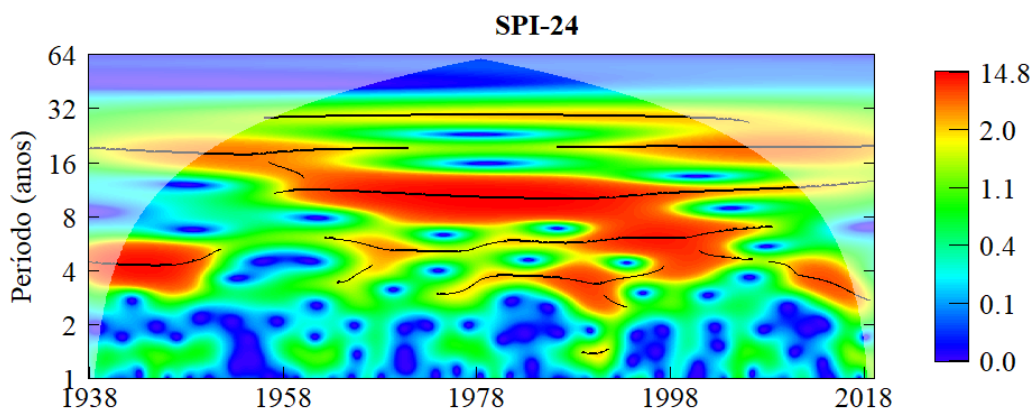
Figura 26 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Agreste e Baixo S. F.



Fonte: Autor (2020).

Para o sinal relativo ao SPI-24, cujo espectro de ondaleta é mostrado na Figura 27, um único ciclo foi observado na escala de 2–4 anos no período de 1986 a 1994. Dois ciclos de escala de 4–8 anos foram indicados para os períodos de 1939 a 1949 e 1988 a 2008. Finalizando, um único ciclo da ordem de escala de 8–16 anos no período de 1958 a 2000 foi observado.

Figura 27 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Agreste e Baixo S. F.

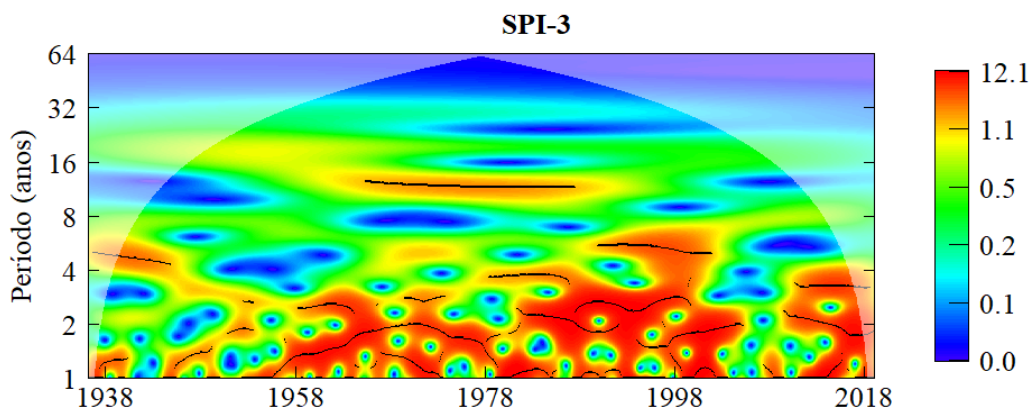


Fonte: Autor (2020).

5.3.3 Central

A Figura 28 mostra o espectro de ondaleta relativo ao sinal do SPI-3. Nota-se, para este sinal, um grande conjunto significativo de vários ciclos dispersos indo desde 1955 até 2005 com períodos que transitam entre as escalas de 1–2 anos e 2–4 anos. Destacam-se nesse grande conjunto, porém, um ciclo de tendência decrescente – isto é, tendência de diminuição de frequência de eventos extremos – na escala de 1–2 anos no período de 1958 a 1968 e um ciclo na escala de 2 anos no período de 1980 a 1998. Um outro ciclo que merece destaque é de escala de 1–2 anos no período de 1998 a 2005.

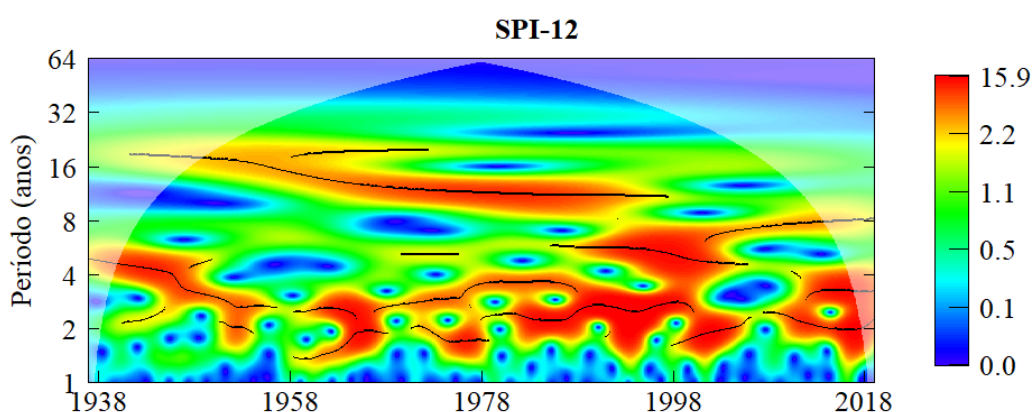
Figura 28 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Central.



Fonte: Autor (2020).

Para a análise do sinal referente ao SPI-12, cujo espectro de ondaleta é apresentado na Figura 29, foram identificados dois ciclos com comportamento de ocorrência a cada 10 anos, o primeiro com escala de 1–3 anos no período de 1964 a 1968 e o segundo com escala de 1–2 anos no período de 1974 a 1978. Foram indicados também um ciclo na escala de 1–4 anos no período de 1984 a 1998 e um ciclo na escala de 1–2 anos no período de 1998 a 2004. Um ciclo cuja tendência é de prolongar-se para além dos anos aqui analisados foi indicado na escala de 1–4 anos iniciando em 2010. Cita-se, ainda, um ciclo com tendência de aumento de frequência iniciando em 1938 na escala de 4–6 anos e terminando em 1950 na escala de 2–3 anos. Por fim, um ciclo na escala de 8–16 anos no período de 1960 a 1994 foi observado.

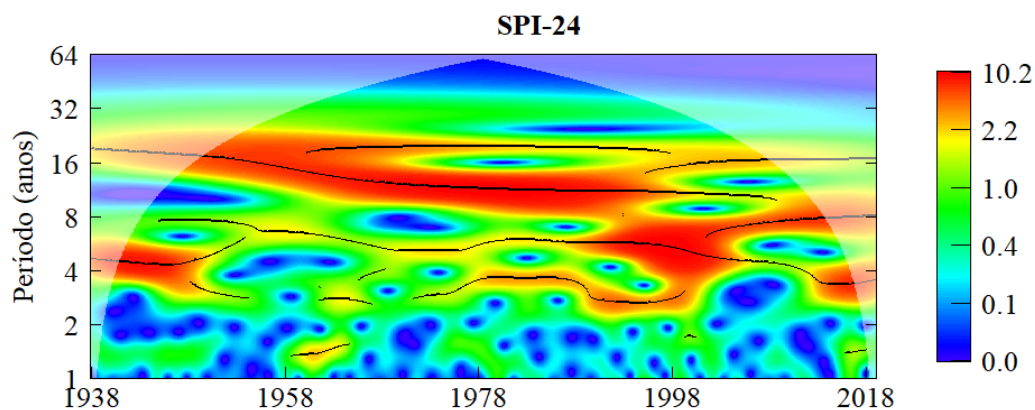
Figura 29 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Central.



Fonte: Autor (2020).

Para finalizar a análise de ondaleta da sub-região Central, tem-se o sinal relativo ao SPI-24, com o espectro de ondaleta mostrado na Figura 30. Um ciclo na ordem de escala de 4–6 anos no período de 1939 a 1949 foi identificado. Foi observado também um ciclo na escala de 4–8 anos iniciando em 1990, prolonga-se com certa preponderância até 2000, e a partir daí adquire tendência de prolongar-se na escala constante de 8 anos para além dos anos aqui analisados. Por fim, um longo ciclo é observado iniciando na escala de 16–24 anos em 1948 e terminando na escala de 8–16 anos em 1998.

Figura 30 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Central.

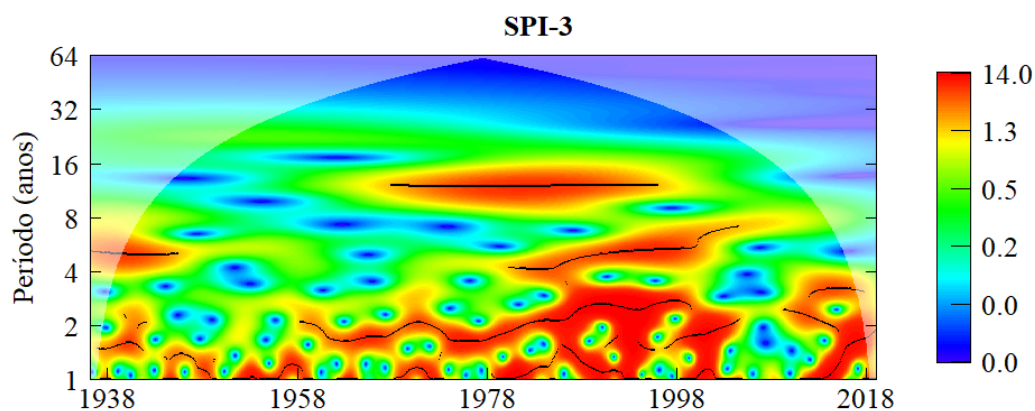


Fonte: Autor (2020).

5.3.4 Metropolitana

Para o sinal relativo ao SPI-3 da sub-região Metropolitana, cujo espectro de ondaleta pode ser visto na Figura 31, os ciclos mais significativos observados são da ordem de escala de 1–4 anos no período de 1978 e 1998. No entanto, há indícios de aumento de tendência da ocorrência de secas a cada 10 anos, cujos ciclos se iniciam com potência relativamente fraca em 1948, seguindo com duas ocorrências igualmente fracas em 1958 e 1968, mas que tornam-se fortes e dominantes com ciclos nos períodos de 1978 a 1982, 1988 a 1992 e 1998 a 2002. Também é possível indicar um outro ciclo nesta mesma escala no período de 2014 a 2018. Além disso, ciclos de escala de 4–8 anos foram indicados nos períodos de 1938 a 1944 e 1978 a 2000. Por fim, um ciclo na escala de 8–16 anos no período de 1968 a 1996 foi observado.

Figura 31 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Metropolitana.

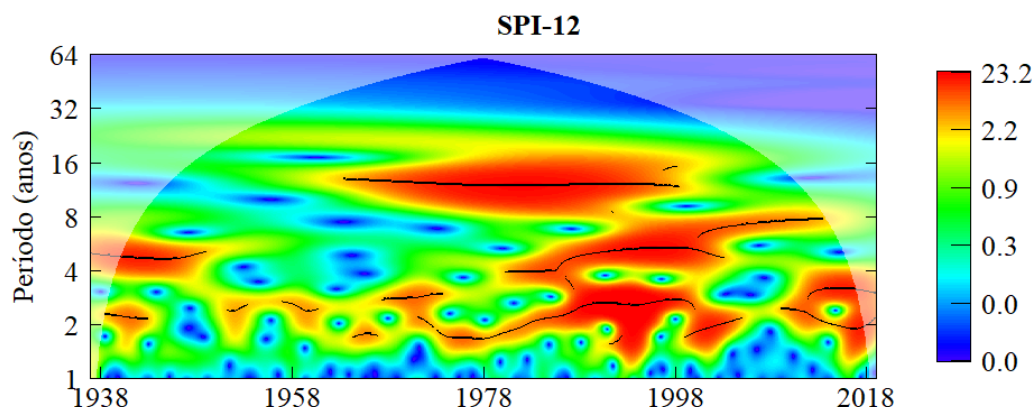


Fonte: Autor (2020).

Voltando-se, agora, para o espectro de ondaleta relativo ao SPI-12, mostrado na Figura 32. Na análise das secas anuais observam-se ciclos na escala de 1–4 anos nos períodos de 1986

a 1998, 1999 a 2003 e 2012 a 2018. É possível indicar também um ciclo com tendência de diminuição de frequência iniciando na escala de 2–4 anos em 1980, cujo pico dá-se na escala de 4–8 anos no período de 1988 a 2000, e termina com o enfraquecimento da potência em 2008. Um outro ciclo na escala de 4–8 anos foi identificado no período de 1938 a 1946. Por fim, observa-se um ciclo na escala de 8–16 anos no período de 1962 a 1998.

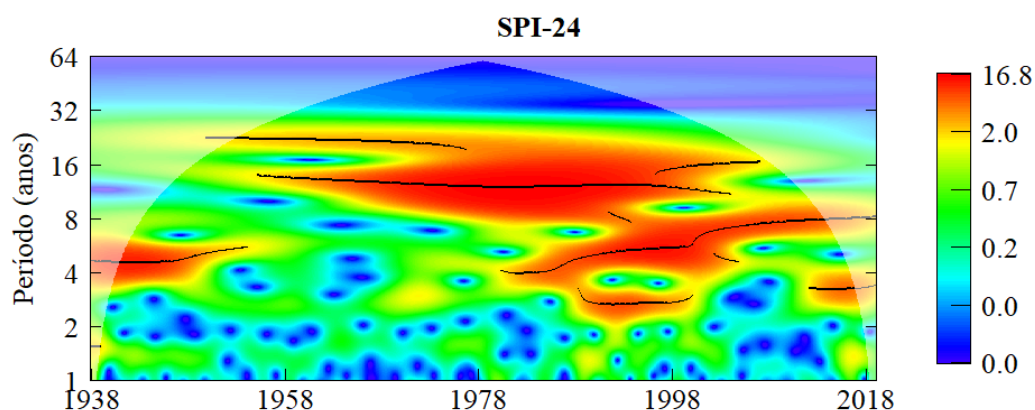
Figura 32 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Metropolitana.



Fonte: Autor (2020).

Para a análise do espectro de ondaleta relativo ao SPI-24, apresentado na Figura 33, foram observados três ciclos predominantes. Dois ciclos na escala de 4–8 anos nos períodos de 1940 a 1948 e 1980 a 2012. Este último com tendência de diminuição de frequência e potência. O terceiro ciclo está na escala de 8–16 anos no período de 1960 a 2000.

Figura 33 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Metropolitana.



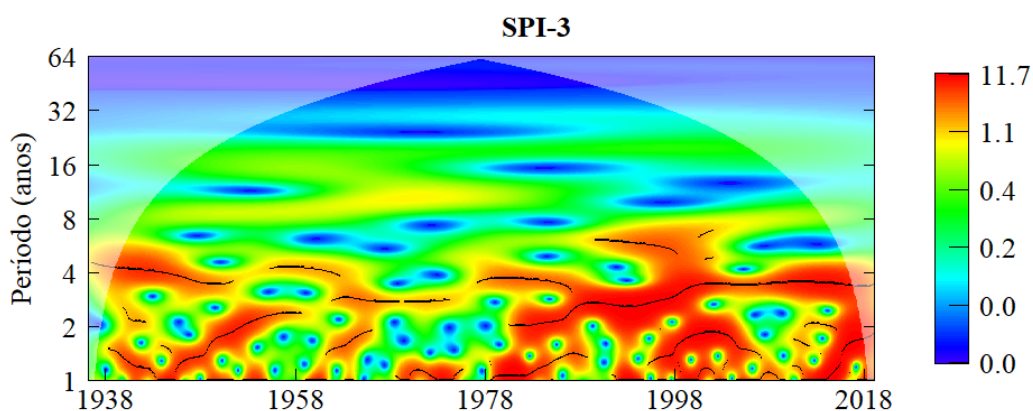
Fonte: Autor (2020).

No geral, é possível observar uma diminuição da ocorrência de eventos extremos caracterizados pelas manchas de alta potência (cor vermelha) dos espectros de ondaleta da sub-região Metropolitana quando comparados com os espectros analisados nas sub-regiões Sertão, Agreste e Baixo S. F. e Central.

5.3.5 Norte

Para a análise do espectro de ondaleta referente ao SPI-3, mostrado na Figura 34, foram identificados ciclos na escala de 1–2 anos nos períodos de 1938 a 1958, 1970 a 1976, 1978 a 1984, 1996 a 2006 e 2012 a 2018. No entanto, para o primeiro ciclo citado (1938 a 1958), nota-se uma tendência de diminuição de frequência. Um ciclo na escala de 2–4 anos foi observado no período de 1980 a 2018, com tendência para o prolongamento além dos anos aqui analisados. Foi identificado também um ciclo na escala de 4–6 anos no período de 1938 a 1948 e um ciclo na escala de 4–8 anos no período de 1990 a 2000.

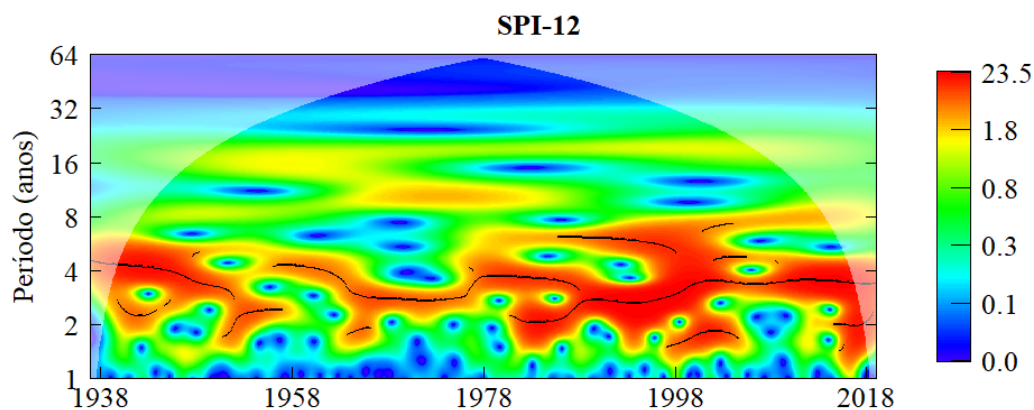
Figura 34 – Espectro de Ondaleta SPI-3 – Norte.



Fonte: Autor (2020).

Analisando, agora, o sinal referente ao SPI-12, cujo espectro de ondaleta é pode ser visualizado na Figura 35. É possível observar um ciclo com tendência de aumento de frequência iniciando na escala de 4–6 anos em 1938 e terminando na escala de 2–4 anos em 1957. Foram indicados dois ciclos na escala de 1–2 anos nos períodos de 1998 a 2004 e 2016 a 2018. Para a escala de 2–4 anos, tem-se também dois ciclos no período de 1982 a 2002 e 2004 a 2016. Por fim, um ciclo na escala de 4–8 anos no período de 1988 a 2002 foi observado.

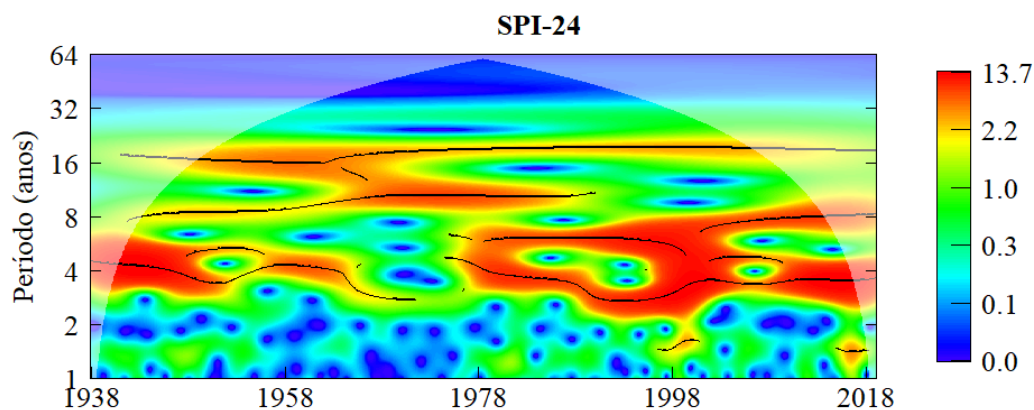
Figura 35 – Espectro de Ondaleta SPI-12 – Norte.



Fonte: Autor (2020).

No que tange ao espectro de ondaleta referente ao SPI-24, apresentado na Figura 36, tem-se a ocorrência de ciclos na escala de 4–8 anos períodos de 1938 a 1950, 1978 a 1982, 1982 a 1996, 1996 a 2004 e 2008 a 2019. Vale citar ainda um ciclo – cuja potência não é tão predominante quanto a dos demais ciclos de eventos extremos mencionados para este sinal – na escala de 8–16 anos no período de 1948 a 1988 foi observado.

Figura 36 – Espectro de Ondaleta SPI-24 – Norte.



Fonte: Autor (2020).

5.4 EXTENSÃO DAS SECAS E EFEITO DAS TELECONEXÕES

Na Seção 5.3, cujos espectros de ondaleta foram analisados, pôde ser observado que, na grande maioria dos casos analisados, senão em todos, os sinais de ondaleta obtidos a partir das séries temporais SPI possibilitaram identificar oscilações de ciclos de eventos extremos, tanto de períodos curtos quanto de períodos longos. Fundamentado nisso, é possível afirmar que essas oscilações podem responder a eventos climáticos que apresentam periodicidade em diferentes escalas em função das interações atmosfera-oceano (cf., sobre isso, Seção 3.4). Ainda, as secas

indicadas na análise das séries temporais SPI (Seção 5.2) podem ter relação com os efeitos das teleconexões que atingem a porção norte da América do Sul. Com isso, nesta seção será discutida a relação entre fenômenos climáticos de macro escala associados à ocorrência de secas e sua variabilidade interanual.

Dentro do período analisado neste trabalho (1936–2019), são identificados nos espectros de ondaleta ciclos de secas que coincidem no período 1938–1947 que podem ser explicados pela fase quente da PDO (1925–1946) indicada por Mantua *et al.* (1997). No entanto, voltando-se para as séries temporais de SPI, é observado que, no intervalo 1938–1947, as secas não ocorrem simultaneamente nas cinco sub-regiões analisadas, também não havendo nenhum episódio de seca extrema, mesmo que sob a ocorrência do evento El Niño em 1940–1941 (ANDREOLI *et al.*, 2017).

As décadas de 1950, 1960 e 1970 foram marcadas por diversos episódios de seca meteorológica, como mostrados nas análises das séries temporais SPI-3. No entanto, vê-se que em apenas alguns anos as secas meteorológicas prolongaram-se por mais tempo, indicando, portanto, a ocorrência de secas anuais (SPI-12 e SPI-24). Dentre esses anos, é válido citar os períodos 1952–1953 e 1958–1960 e o ano de 1971. Os eventos extremos ocorridos no primeiro dos períodos citados (1952–1953) e no ano de 1971 podem ser explicados pela ocorrência de eventos El Niño em 1951–1952, 1953–1954 e 1969–1970 como resultado de anomalias positivas da SST no Pacífico equatorial central e leste que se estendem em direção à costa oeste da América do Sul (ANDREOLI *et al.*, 2017).

Já em relação às secas ocorridas no período de 1958–1960, estas decorrem dos impactos prolongados do El Niño de 1957–1958 como consequência do aquecimento anômalo das águas do Pacífico equatorial central somado ao resfriamento anômalo nos lados leste e oeste da bacia do Pacífico (ANDREOLI *et al.*, 2017). A baixa atividade de secas moderadas, severas e extremas nas séries temporais SPI-12 e SPI-24 no período das décadas de 1950, 1960 e 1970 – que pode ser visto também pela baixa atividade de ciclos extremos nos espectros de ondaleta mostrados na Seção 5.3 – deve ser justificada pela fase fria da PDO em 1947–1976, apontada por Mantua *et al.* (1997).

Na análise dos espectros de ondaleta das séries temporais SPI-3 e SPI-12 foram indicados diversos ciclos de eventos extremos que vão desde o início dos anos 1980 até o final dos anos 1990. Esse período caracterizado por eventos de seca pode ser explicado pela fase quente da PDO, ocorrida no período 1977–1998 (KHEDUN *et al.*, 2014), favorecendo a ocorrência de

secas meteorológicas e possível evolução para as demais categorias de seca. Não obstante, é válido de nota destacar alguns episódios de eventos extremos dentro desse período, dado que seus impactos são recorrentemente citados na literatura.

Nos anos de 1980 destacam-se dois eventos extremos. O primeiro deles acontece em 1982–1984, cuja análise do SPI indicou a ocorrência de secas moderadas e severas em 1982, prolongando-se até 1984 com secas severas e extremas. Isso aconteceu devido ao El Niño de 1982–1983, em que as anomalias da SST migradas para o leste do Pacífico equatorial em 1982, decorrentes de uma zona de convecção anômala, permaneceram lá por aproximadamente 9 meses, atingindo seu pico em 1983 (GILL; RASMUSSEN, 1983). O segundo evento em destaque acontece em 1987–1988, com a ocorrência de uma seca meteorológica suficientemente forte, resultado do El Niño de 1986–1987 (ZHANG; ENDOH, 1994).

Nos anos de 1990 são indicados dois grandes eventos extremos de seca, o primeiro no período de 1993–1994 e o segundo em 1998–1999, mostrados na análise do SPI (cf. Seção 5.2). Rao *et al.* (1995) afirmam que a seca no período 1993–1994 ocorreu devido ao centro ciclônico de anomalias formado sobre o NEB que, por sua vez, é resultado das anomalias da SST no Pacífico equatorial central e leste durante o El Niño de 1991–1992 (ANDREOLI *et al.*, 2017). A seca de 1998–1999 também foi decorrente de um evento El Niño. No entanto, para esta situação, seu desenvolvimento é resultado do enfraquecimento e da inversão dos ventos alísios no Pacífico equatorial oeste e central, que elevaram rapidamente a SST no início de 1997 (MCPHADEN, 1999). Com isso, as águas quentes do Pacífico oeste migraram para o leste e permaneceram lá até meados de 1998, contribuindo para o rápido desenvolvimento do El Niño. Além disso, McPhaden (1999) cita ainda que o enfraquecimento e a inversão dos ventos alísios em 1997 foram pontuados por uma série de eventos de vento oeste de intensidade crescente favorecidos pela manifestação da MJO.

A primeira metade dos anos 2000 foi demarcada pela ocorrência de secas meteorológicas como resultado dos eventos El Niño no Pacífico equatorial central em 2002–2003 e 2004–2005 (ANDREOLI *et al.*, 2017). O fato de a PDO estar em sua fase quente no período 2002–2007 também pode ter contribuído, em conjunto com o El Niño, para a ocorrência de secas (KHEDUN *et al.*, 2014).

Conforme mostrado na análise do SPI (Seção 5.2), o período 2012–2013 foi caracterizado por uma forte seca em todo o Estado de Alagoas, variando entre secas severas e extremas para as séries temporais referentes ao SPI-3 e entre secas moderadas, severas e extremas para as séries

temporais referentes ao SPI-12 para o ano de 2012. A série temporal relativa ao SPI-24 mostra quão extensa foi essa seca, exibindo episódios de seca em todas as cinco sub-regiões do estudo nos anos de 2013 e 2014, ou seja, o fato de apresentar eventos extremos em 2013 mostra que isso vem ocorrendo desde o ano anterior; a mesma justificativa pode ser usada para explicar as ocorrências de seca em 2014.

O período 2012–2013 é considerado atípico, visto que apresentou dois eventos sazonais extremos na América do Sul tropical: chuva intensa na Amazônia com inundação recorde e a seca extrema que afetou boa parte do NEB (MARENGO *et al.*, 2013). Isso ocorreu devido ao comportamento inesperado do La Niña em 2012–2013, como mostram Marengo *et al.* (2013) e Rodrigues e McPhaden (2014), em que as águas anormalmente frias do Oceano Atlântico sul durante os períodos de setembro de 2011 e março–maio de 2012 induziram uma intensificação de alta pressão em direção ao norte da América do Sul, determinando condições úmidas na Amazônia e condições secas no NEB.

Voltando-se agora para as análises dos espectros de ondaleta (Seção 5.3). Pode-se dizer que as condições de seca começaram a se intensificar em 2012 (ou mesmo em 2010), uma vez que os espectros da WT detectaram ciclos de eventos extremos que se iniciam em 2010 e 2012, prolongando-se até meados de 2019. Além do La Niña em 2012–2013, esses ciclos acontecem em resposta a um tipo El Niño de lento desenvolvimento, chamado de "El Niño de dois invernos" – cuja característica é prolongar-se por dois invernos boreais (novembro-dezembro-janeiro) –, que ocorreu nos períodos 2014–2016 e 2018–2020 (LEE *et al.*, 2020). De modo particular, as secas de 2012–2013 e 2015 ocorrem também como um resultado do deslocamento ao norte da Zona de Convergência Intertropical³ do Atlântico – que marca a fronteira dinâmica entre os ventos alísios do nordeste e sudeste do Atlântico associado a uma faixa de zonas de baixa pressão e alta precipitação, ocorrendo predominantemente sobre a bacia do oceano, e se estende da América do Sul à costa oeste da África (PETERSON; HAUG, 2006) – e da fase desfavorável à precipitação da MJO em 2009–2010 (MARENGO *et al.*, 2018).

³ A Zona de Convergência Intertropical é caracterizada pela convergência dos ventos alísios dos trópicos associados à circulação meridional de Hadley, produzindo uma zona de convecção intensa com periodicidade mensal (HASTENRATH; LAMB, 1978).

6 CONCLUSÃO

Este estudo apresentou um conjunto de abordagens de exploração de dados de precipitação que tornou possível a análise da variabilidade das secas no Estado de Alagoas no período 1936–2019. Com o tratamento dos dados de precipitação de 17 cidades foi possível realizar o preenchimento de falhas das séries históricas de um total de 15 cidades. No entanto, conforme mostrado na Seção 5.1, a série histórica do município de Quebrangulo – resultante do preenchimento de falhas – apresentou inconsistências e precisou ser descartada. Disso resulta a obtenção das séries históricas para composição das sub-regiões Sertão, Agreste e Baixo S. F., Central, Metropolitana e Norte por meio da ponderação regional utilizando o método de Thiessen.

Quanto à obtenção das séries históricas SPIs e sua posterior análise, vale destacar alguns pontos. A plotagem das séries temporais para cada um dos SPIs (SPI-3, SPI-12 e SPI-24) em gráficos e a indicação numérica dos anos em que ocorreram os picos de seca permitiram uma comparação visual das distribuições dos episódios de seca e de seu comportamento oscilatório, além de identificar tanto o prolongamento de secas meteorológicas para secas anuais quanto a severidade e duração dos episódios de eventos extremos. Com isso, a partir das observações indicadas para o SPI-3, é possível dizer que todo o Estado de Alagoas apresentou um comportamento homogêneo no sentido de os eventos de seca apresentarem persistência plurianual, mas isso não significa dizer que tais eventos aconteceram sempre na mesma categoria. Foram identificados picos em diferentes categorias, em que secas leves e moderadas mostraram ser predominantes em todas as sub-regiões analisadas para o SPI-3.

Observou-se também que seca leve foi a categoria dominante em todas as séries históricas de SPI-12 e SPI-24. A predominância das secas leves em escala anual, dentre todos os episódios de seca, é um comportamento natural da dinâmica de precipitação, visto que seus impactos são muito menores do que aqueles causados pelas outras categorias de seca e próximos da condição normal do clima. Além disso, foram identificados casos em que algumas das secas indicadas nas séries temporais do SPI-3 manifestaram-se também na escala de tempo anual (SPI-12) e, em casos excepcionais, até mesmo na escala de tempo de 24 meses (SPI-24), caracterizando, portanto, o prolongamento da duração desses eventos. Contudo, como já mencionado anteriormente, a categoria das secas no SPI-12 ou SPI-24 não necessariamente será a mesma que a apresentada no SPI-3 para um determinado caso – isto é, uma seca severa ou extrema no SPI-3 pode prolongar-se e aparecer como uma seca leve no SPI-12 e/ou no SPI-24, e vice-versa.

Observando as imagens dos espectros de ondaleta das séries históricas SPI-3, SPI-12 e SPI-24 expostas na Seção 5.3, é possível dizer que os ciclos de eventos extremos estão mais bem distribuídos para as sub-regiões Sertão e Agreste e Baixo S. F. Enquanto que as demais sub-regiões (Central, Metropolitana e Norte) tendem a concentrar eventos significativos de seca no período 1978–2019. Uma explicação para isso decorre do regime pluviométrico anual em que a parte litorânea de Alagoas tem uma média do total de precipitação anual maior que o sertão e, assim, as regiões central e leste (sub-regiões Central, Metropolitana e Norte) estão mais sensíveis à dinâmica das secas.

Ainda sobre a análise de ondaleta, é importante destacar a predominância de ciclos significativos de eventos extremos de escalas de 1–2 anos e 2–4 anos para os sinais referentes ao SPI-3. Esse predomínio pode ser explicado pelo fato de o SPI-3 expressar resultados da dinâmica sazonal de precipitação, logo os ciclos em escalas curtas, tais como escalas de 1–2 anos e 2–4 anos, referem-se aos períodos anuais de baixa umidade e precipitação.

Para a análise dos espectros de ondaleta referentes às séries históricas do SPI-12, foram identificados ciclos que indicam uma diminuição de tendência para a ocorrência de eventos de seca. Para o caso dos sinais referentes ao SPI-12, as escalas predominantes são da ordem de 2–4 anos e 4–8 anos, referindo-se, portanto, aos ciclos das fortes secas que atingiram todo o Estado de Alagoas indicadas na análise do SPI (Seção 5.2) decorrentes dos fortes eventos El Niño expressos na Seção 5.4. O comportamento das fases fria e quente da PDO pode ser visto nos espectros de ondaleta das séries temporais do SPI-24, expresso pela baixa atividade de ciclos significativos na escala da ordem de 4–8 anos principalmente entre os anos de 1948 e 1978.

Finalmente, mostrou-se que quando o El Niño e a MJO ocorrem em conjunto, as atividades atmosfera-oceano ocasionadas por estes dois fenômenos tendem a intensificar os eventos de seca, afetando, portanto, sua extensão e duração, como nos casos das secas de 1998–1999 e 2012–2013. Ainda, foi observado que quando a PDO está em sua fase fria, há uma diminuição dos eventos significativos de seca (aqueles que atingem todo o Estado de Alagoas), como nos casos das décadas de 1950, 1960 e 1970.

Portanto, acredita-se que o objetivo geral foi atingido e que este trabalho, com a metodologia utilizada, pode oferecer novas abordagens em relação à análise da variabilidade e monitoramento das secas ou, até mesmo, do comportamento geral da precipitação, dado que os resultados obtidos referentes à dinâmica anual das secas são satisfatórios. Além disso, algumas perspectivas de continuidade deste trabalho podem ser investigadas com o objetivo de ampliar as

possibilidades de abordagens para o estudo das secas e encontrar resultados melhores, como:

- Utilização dos índices climáticos Índice de Oscilação Sul, Índice de Oscilação do Atlântico Norte e Índice Multivariado do ENSO para análise dos padrões de variabilidade climática e melhor compreensão da relação entre o comportamento atmosfera-oceano e as secas;
- Utilização de modelos de previsão hidrológica tais como métodos probabilísticos e redes neurais artificiais;
- Utilização de dados obtidos a partir de sensoriamento remoto como os do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e da missão *Global Precipitation Measurement* (GPM).

REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, p. 63–74, 2007.
- ANDREOLI, R. V. *et al.* The influence of different El Niño types on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, v. 37, n. 3, p. 1374–1390, 2017.
- BAE, H. *et al.* Characteristics of drought propagation in South Korea: relationship between meteorological, agricultural, and hydrological droughts. *Natural Hazards*, n. 99, p. 1–16, 2019.
- BARROS, A. H. C. *et al.* Climatologia do estado de Alagoas. *Embrapa Solos-Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento (INFOTECA-E)*, Recife: Embrapa Solos, 2012.
- BAYISSA, Y. A. *et al.* Spatio-temporal assessment of meteorological drought under the influence of varying record length: the case of Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Hydrological Sciences Journal*, v. 60, n. 11, p. 1927–1942, 2015.
- BENISTON, M.; STEPHENSON, D. B. Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, v. 44, p. 1–9, 2004.
- BOLZAN, M. J. A. Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 26, n. 1, p. 37–41, 2004.
- BRASSINGTON, G. B. The modal evolution of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 10, n. 5, p. 1021–1034, 1997.
- BRYANT, E. *Natural Hazards*. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2005. 330 p.
- DEVORE, J. L. *Probabilidade e estatística: para Engenharia e ciências*. Tradução de Joaquin Pinheiro Nunes da Silva. São Paulo: Cengage Learning, 2006. 706 p.
- DRACUP, J. A.; LEE, K. S.; JR, E. G. P. On the definition of droughts. *Water Resources Research*, v. 16, n. 2, p. 297–302, 1980.
- EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple timescales. In: *Climatology Report No. 97–2*. Fort Collins: Colorado State University, 1997.
- FIEDLER, F. R. Simple, practical method for determining station weights using Thiessen Polygons and Isohyetal Maps. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 8, n. 4, p. 219–221, 2003.
- GARREAUD, R.; BATTISTI, D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 12, n. 7, p. 2113–2123, 1999.

GILL, A.; RASMUSSEN, E. The 1982–83 climate anomaly in the equatorial Pacific. *Nature*, v. 306, p. 229–234, 1983.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 22, n. 7, p. 1589–1609, 2009.

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

GROSSMANN, A.; MORLET, J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM Journal on Mathematical Analysis*, v. 15, n. 4, p. 723–736, 1984.

GUTTMAN, N. B. Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 34, n. 1, p. 113–121, 1998.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans. *Tellus*, v. 30, n. 5, p. 436–448, 1978.

HATZAKI, M. *et al.* The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. *International Journal of Climatology*, v. 27, n. 6, p. 727–737, 2007.

HAYES, M. J. *et al.* Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 30, n. 3, p. 429–438, 1999.

HICKEY, B. The relationship between fluctuations in sea level, wind stress and sea surface temperature in the equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, v. 5, n. 3, p. 460–475, 1975.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Censo Demográfico*. Brasil, 2010. Disponível em: <<http://www.censo2010.ibge.gov.br>>.

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño–Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 108, n. D21, 2003.

KHEDUN, C. P. *et al.* A copula-based precipitation forecasting model: Investigating the interdecadal modulation of ENSO's impacts on monthly precipitation. *Water Resources Research*, v. 50, n. 1, p. 580–600, 2014.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A*, v. 36A, n. 5, p. 490–504, 1984.

LABAT, D.; ABABOU, R.; MANGIN, A. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, v. 238, p. 149–178, 2000.

- LABAT, D. *et al.* Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 2, 2004.
- LANCKRIET, S. *et al.* Droughts related to quasi-global oscillations: a diagnostic teleconnection analysis in North Ethiopia. *International Journal of Climatology*, v. 35, n. 7, p. 1534–1542, 2015.
- LEE, C.-W. *et al.* Characteristics of the prolonged El Niño events during 1960–2020. *Geophysical Research Letters*, v. 47, n. 12, 2020.
- LI, Q. *et al.* Investigation to the relation between meteorological drought and hydrological drought in the upper Shaying River Basin using wavelet analysis. *Atmospheric Research*, v. 234, 2020.
- LLOYDE-HUGHES, B.; SAUNDERS, M. A. A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, n. 22, p. 1571–1592, 2002.
- LYON, B. The strength of El Niño and the spatial extent of tropical drought. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 21, 2004.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 28, n. 5, p. 702–708, 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *Journal of Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 29, n. 6, p. 1109–1123, 1972.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994.
- MANTUA, N. J. *et al.* A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, American Meteorological Society, v. 78, n. 6, p. 1069–1080, 1997.
- MARAUN, D.; KURTHS, J. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, v. 11, p. 505–514, 2004.
- MARENGO, J. A. *et al.* Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 90, p. 1973 – 1985, 2018.
- MARENGO, J. A. *et al.* Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil. *Journal of Climate*, v. 26, n. 22, p. 9137–9154, 2013.
- MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 129, p. 1189–1200, 2017.

- MCKEE, T. B. *et al.* The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim: American Meteorological Society, v. 17, n. 22, p. 179–183, 1993.
- MCPHADEN, M. J. Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, v. 283, p. 950–954, 1999.
- MINOBE, S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific. *Progress in Oceanography*, v. 47, n. 2, p. 381–408, 2000.
- MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, n. 391, p. 202–216, 2010.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Anais Sociedade Brasileira de Meteorologia –SBMET CL00132*, Rio de Janeiro, 2000.
- PANU, U. S.; SHARMA, T. C. Challenges in drought research: some perspectives and future directions. *Hydrological Sciences Journal*, v. 47, p. 19–30, 2002.
- PAULO, A.; MARTINS, D.; PEREIRA, L. S. Influence of precipitation changes on the SPI and related drought severity. An analysis using long-term data series. *Water Resources Management*, v. 30, n. 15, p. 5737–5757, 2016.
- PEREIRA, L. S.; CORDERY, I.; IACOVIDES, I. *Coping with water scarcity: Addressing the challenges*. Paris: Springer Science & Business Media, 2009. 385 p.
- PEREIRA, T. A. S. *Análise e previsão de chuvas na estação seca do leste do Nordeste do Brasil: aplicação nas bacias dos rios Mundaú e Paraíba do Meio (AL/PE)*. 171 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) — Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.
- PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, n. 1, p. 97–113, 2006.
- RAO, V. B.; HADA, K.; HERDIES, D. L. On the severe drought of 1993 in north-east Brazil. *International Journal of Climatology*, v. 15, n. 6, p. 697–704, 1995.
- RASHID, M. M.; JOHNSON, F.; SHARMA, A. Identifying sustained drought anomalies in hydrological records: A wavelet approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 123, n. 14, p. 7416–7432, 2018.
- RODRIGUES, R. R.; MCPHADEN, M. J. Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? *Geophysical Research Letters*, v. 41, n. 3, p. 1012–1018, 2014.
- SALBY, M. L.; HENDON, H. H. Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 51, n. 15, p.

2207–2224, 1994.

SANTOS, C. A. G.; FREIRE, P. K. M. M.; TORRENCE, C. A Transformada Wavelet e sua aplicação na análise de séries hidrológicas. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n. 3, p. 271–280, 2013.

SANTOS, M. S. *Caracterização espaço-temporal de secas utilizando ondaletas e o Standardized Precipitation Index: uma aplicação para a parcela mineira da bacia Rio São Francisco*. 163 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) — Escola de Engenharia da UFMG, Belo Horizonte, 2011.

SANTOS, M. S. *et al.* Time-space characterization of droughts in the São Francisco River catchment using the Standard Precipitation Index and continuous wavelet transform. *RBRH, SciELO Brasil*, v. 24, 2019.

SCHAEFLI, B.; ZEHE, E. Hydrological model performance and parameter estimation in the wavelet-domain. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 13, n. 10, p. 1921–1936, 2009.

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, n. 6, p. 2977–2989, 2017.

SILVA, E. R. L. G. *Associação da variabilidade climática dos oceanos com a vazão de rios da Região Norte do Brasil*. 182 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) — Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da USP, São Paulo, 2013.

SILVERMAN, D.; DRACUP, J. A. Artificial neural networks and long-range precipitation prediction in California. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, p. 57–66, 2000.

SMAKHTIN, V. U.; SCHIPPER, E. L. F. Droughts: The impact of semantics and perceptions. *Water Policy*, v. 10, p. 131–143, 2008.

SÖNMEZ, F. K. *et al.* An Analysis of Spatial and Temporal Dimension of Drought Vulnerability in Turkey Using the Standardized Precipitation Index. *Natural Hazards*, v. 35, p. 243–264, 2005.

TAN, X.; GAN, T. Y.; SHAO, D. Wavelet analysis of precipitation extremes over Canadian ecoregions and teleconnections to large-scale climate anomalies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 121, n. 14, p. 469–486, 2016.

THOM, H. C. S. A note on the gamma distribution. *Monthly Weather Review*, v. 86, n. 4, p. 117–122, 1958.

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

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 12, n. 8, p. 2679–2690, 1999.

TUCCI, C. E. M. *Modelos hidrológicos*. 2. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

UN SECRETARIAT GENERAL. *United Nations convention to combat drought and desertification in countries experiencing serious droughts and/or desertification, particularly in Africa*. France, 1994. 56 p.

VELEDA, D.; MONTAGNE, R.; ARAUJO, M. Cross-Wavelet Bias Corrected by Normalizing Scales. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 29, n. 9, p. 1401–1408, 2012.

WESTRA, S.; SHARMA, A. Dominant modes of interannual variability in Australian rainfall analyzed using wavelets. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, n. D5, 2006.

WILHITE, D. A. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. *Drought: a Global Assessment*, v. 1, p. 3–18, 2000.

WILHITE, D. A.; GLANTZ, M. H. Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, v. 10, n. 3, p. 111–120, 1985.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. *Standardized Precipitation Index – User Guide*. Geneva, 2012. 24 p. (WMO - No. 1090). Disponível em: <<https://public.wmo.int/en/resources/library/standardized-precipitation-index-user-guide>>.

XU, H. *et al.* Distinguishing characteristics of spring and summer onset El Niño events. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 33, n. 11, p. 4579–4597, 2020.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, v. 43, n. RG2003, 2005.

ZHANG, C.; GOTTSCHALCK, J. SST Anomalies of ENSO and the Madden–Julian Oscillation in the Equatorial Pacific. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, v. 15, n. 17, p. 2429–2445, 2002.

ZHANG, R.-H.; ENDOH, M. Simulation of the 1986–1987 El Niño and 1988 La Niña events with a free surface tropical Pacific Ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n. C4, p. 7743–7759, 1994.

APÊNDICES

APÊNDICE A – REGRESSÃO LINEAR E PREENCHIMENTO DE FALHAS EM R

Considerando duas séries temporais de precipitação mensal em um mesmo período de tempo A e B , em que a série temporal A , chamada de *variável independente* ou *explicativa*, será utilizada como base para o preenchimento de falhas da série temporal B , chamada de *variável dependente* ou *resposta*. O modelo de *Regressão Linear* utilizado aqui para o preenchimento de falhas é uma relação matemática determinística simples entre duas variáveis (DEVORE, 2006), logo

$$B = \beta_0 + \beta_1 A + \varepsilon \quad (18)$$

onde β_0 e β_1 são parâmetros desconhecidos e ε é o erro aleatório.

Para ajustar um modelo de regressão linear entre as séries históricas A e B e, em seguida, coletar os valores dos coeficientes β_0 e β_1 em R, faz-se:

```
ajuste = lm(A ~ B)
resultado <- summary(ajuste)
resultado$coefficients
beta0 = resultado$coefficients[1]
beta1 = resultado$coefficients[2]
```

Agora, considerando k como a quantidade de dados mensais de precipitação, para o preenchimento de falhas em R, faz-se:

```
for (j in 1:k){
  if (is.na(A[j]) == T & is.na(B[j]) == F){
    Y = beta0 + beta1*(B[j])
    A[j] <- Y
  }
}
```


APÊNDICE B – O MÉTODO DE THIESSEN

Para reduzir a quantidade de dados a ser analisada, muitas vezes opta-se pelo uso da ponderação regional. Para o caso de análise de dados hidrológicos em uma determinada região, podendo ser ou não uma bacia hidrográfica, a ponderação regional é feita utilizando valores *peso* para cada estação de medição. Segundo Fiedler (2003), os pesos aqui definidos são fatores de escalas usados para transformar um ponto de precipitação observado em uma precipitação média associada à área em que as estações de medição estão localizadas. Uma combinação linear dessas transformações é utilizada para calcular a precipitação média de área (PMA). Os três procedimentos mais utilizados para estimativa de PMA são: (1) a média aritmética; (2) o método de Thiessen; e (3) o método do mapeamento de isoietas.

O método de Thiessen consiste em determinar a precipitação média a partir das precipitações observadas nos postos disponíveis, calculando um peso em função da área de influência para cada um deles. Essas áreas de influência são determinadas pelos polígonos de Thiessen a partir da disposição espacial dos postos. A PMA_i associada a um polígono de Thiessen i é dada como o equivalente ao ponto de precipitação P_i da estação localizada no centróide do polígono i , ou

$$PMA_i = P_i \quad (19)$$

Utilizando como exemplo a sub-região Agreste e Baixo S. F. mostrada na Figura 37a. Para a construção dos polígonos de Thiessen, inicialmente os postos são ligados por linhas retas formando um polígono fechado. Em seguida, traça-se retas perpendiculares aos segmentos que unem os postos, dividindo-os em duas partes iguais. As retas perpendiculares são prolongas da parte externa à região de interesse até o cruzamento com as demais, definindo os polígonos de Thiessen. Todo o processo descrito e as áreas de influência para cada posto podem ser visualizados nas Figuras 37b e 37c, respectivamente.

Uma vez que os polígonos de Thiessen estejam definidos, a precipitação média de área total PMA_T é calculada somando as contribuições de cada área i (FIEDLER, 2003), tal que

$$PMA_T = \sum_i T_i PMA_i = \sum_i T_i P_i \quad (20)$$

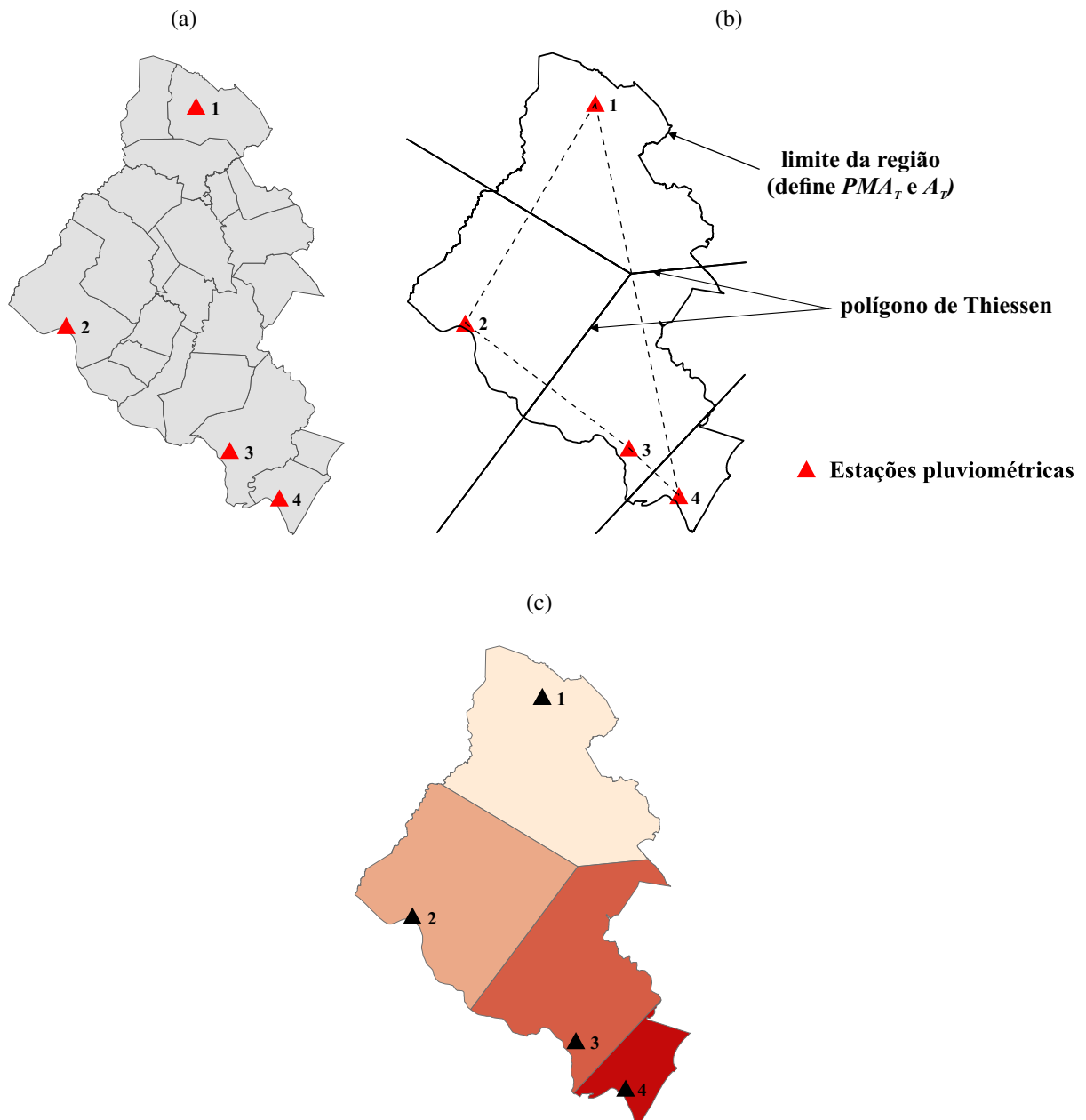
onde T_i é o valor peso da estação com base em Thiessen, calculada como

$$T_i = \frac{A_i}{A_T} \quad (21)$$

onde A_T é a área total da região de interesse e A_i é a área definida pelo polígono de Thiessen para cada posto. Substituindo a Equação 21 na Equação 20, chegamos à equação geral para a PMA_T :

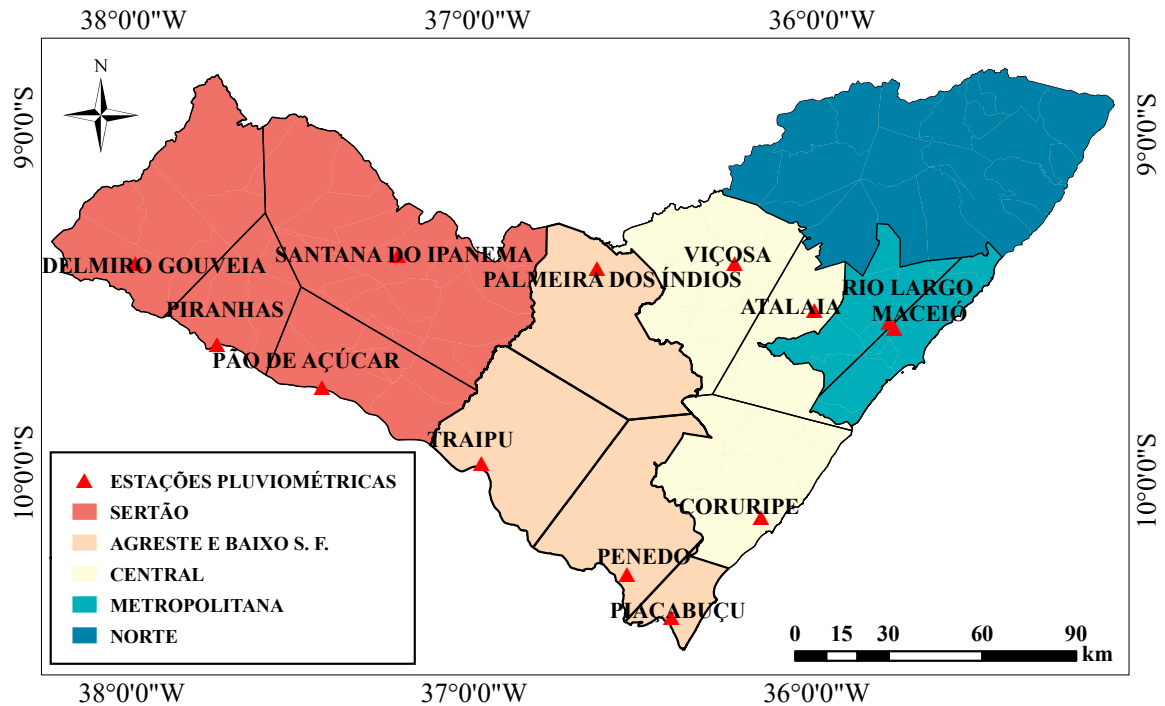
$$PMA_T = \sum_i T_i PMA_i = \sum_i \frac{A_i P_i}{A_T} \quad (22)$$

Figura 37 – Construção dos polígonos de Thiessen para a sub-região Agreste e Baixo S. F.



Para a aplicação do método de Thiessen neste trabalho, foram utilizadas as sub-regiões que contivessem mais de um posto, sendo assim, o método não foi aplicado na sub-região Norte, visto que contém apenas a estação referente à cidade de São José da Laje. A Figura 38 mostra como os polígonos de Thiessen foram organizados com auxílio do software *ArcGis*.

Figura 38 – Configuração dos polígonos de Thiessen.



Fonte: Autor (2020).

ANEXOS

ANEXO A – POSTOS COLETADOS

Tabela 8 – Postos coletados em janeiro de 2020 para o tratamento de dados.

CÓDIGO	MUNICÍPIO	REGIÃO	PERÍODO
937013	DELMIRO GOUVEIA	SERTÃO	1936–2019
937018	PÃO DE AÇÚCAR	SERTÃO	1935–2019
937019	PÃO DE AÇÚCAR	SERTÃO	1912–1985
937023	PIRANHAS	SERTÃO	1935–2019
937022	PIRANHAS	SERTÃO	1912–1999
937006	SANTANA DO IPANEMA	SERTÃO	1912–2000
937032	SANTANA DO IPANEMA	SERTÃO	1978–2019
936034	PALMEIRA DOS ÍNDIOS	AGRESTE E BAIXO S. F.	1913–1985
936032	PALMEIRA DOS ÍNDIOS	AGRESTE E BAIXO S. F.	1963–1990
82992*	PALMEIRA DOS ÍNDIOS	AGRESTE E BAIXO S. F.	1961–2019
1036005	PENEDO	AGRESTE E BAIXO S. F.	1935–2019
1036007	PIAÇABUÇU	AGRESTE E BAIXO S. F.	1928–2019
1036008	PIAÇABUÇU	AGRESTE E BAIXO S. F.	1928–2001
936050	TRAIPU	AGRESTE E BAIXO S. F.	1912–1994
936076	TRAIPU	AGRESTE E BAIXO S. F.	1973–2019
1036013	CORURIBE	CENTRAL	1936–1985
1036062	CORURIBE	CENTRAL	1989–2019
1036011	CORURIBE	CENTRAL	1963–1995
936010	ATALAIA	CENTRAL	1912–1995
936110	ATALAIA	CENTRAL	1989–2019
936057	VIÇOSA	CENTRAL	1913–1989
936111	VIÇOSA	CENTRAL	1989–2019
936041	QUEBRANGULO	CENTRAL	1912–1994
936115	QUEBRANGULO	CENTRAL	1990–2011
936121	QUEBRANGULO	CENTRAL	2011–2019
935060	RIO LARGO	METROPOLITANA	1911–2018
935056	RIO LARGO	METROPOLITANA	1989–2019
935005	MACEIÓ	METROPOLITANA	1912–1994

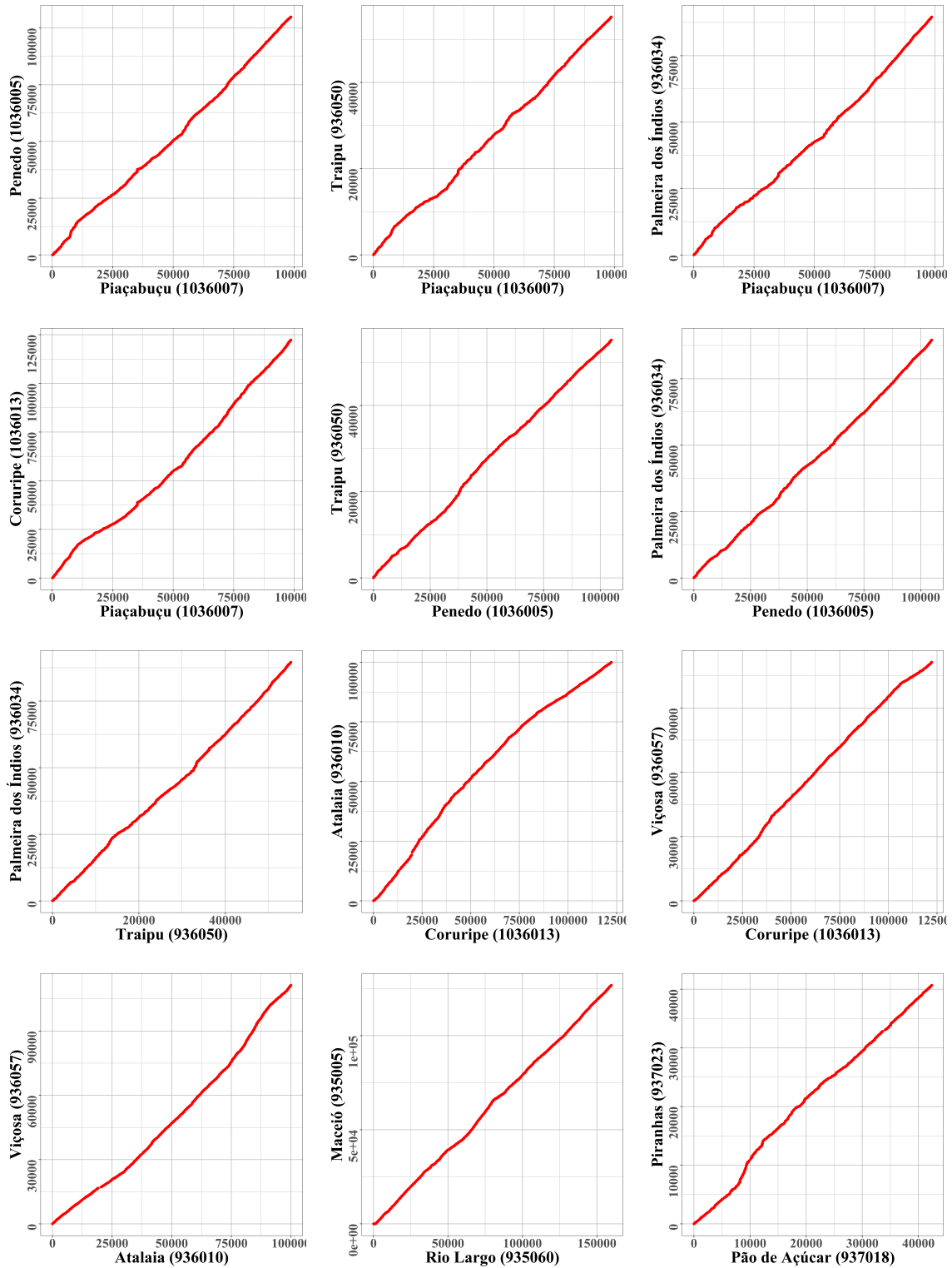
935004	MACEIÓ	METROPOLITANA	1961–2019
935024	MACEIÓ	METROPOLITANA	1963–1994
836094	S. J. LAJE	NORTE	1922–2010
936112	S. J. LAJE	NORTE	1990–2019
935012	MURICI	NORTE	1963–2019
936114	SANT. MUNDAÚ	NORTE	1990–2019

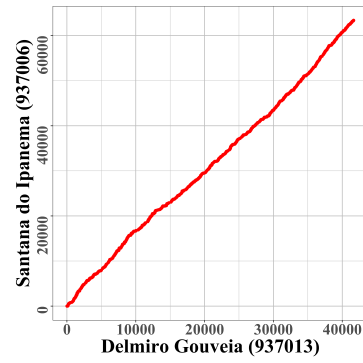
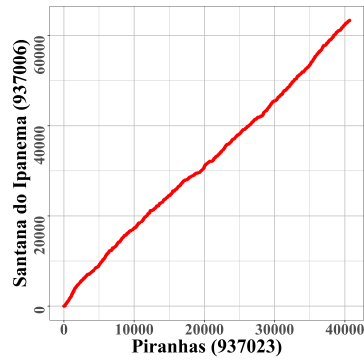
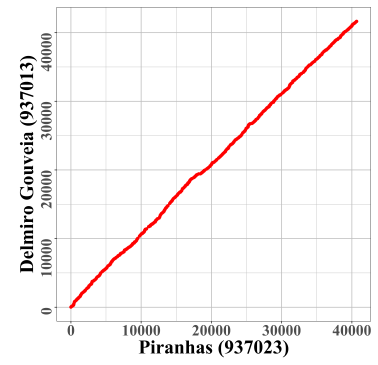
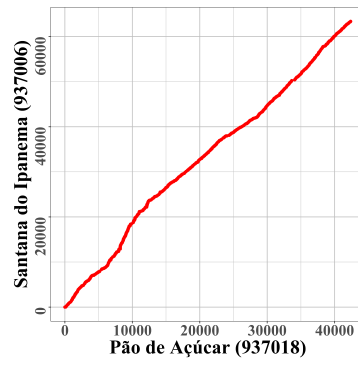
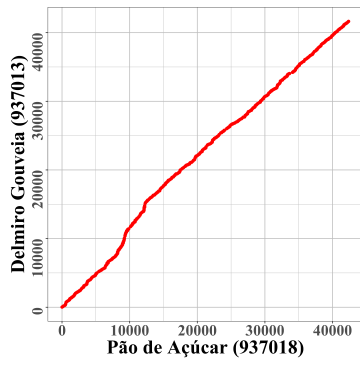
* Este foi o único posto coletado pelo INMET, todos os demais postos foram coletados pela ANA.

Fonte: Autor (2020).

ANEXO B – ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA POR DUPLA MASSA

Figura 39 – Análise de consistência para os municípios que passaram pelo procedimento de preenchimento de falhas.





Fonte: Autor (2020).