



RUBENS JUNQUEIRA

**ÍNDICES DE SEVERIDADE DE SECA PARA A BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO TOCANTINS**

**LAVRAS – MG
2019**

RUBENS JUNQUEIRA

**ÍNDICES DE SEVERIDADE DE SECA PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO TOCANTINS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Hidrologia, para a obtenção do título de Mestre.

Prof. Dr. Marcelo Ribeiro Viola
Orientador

**LAVRAS – MG
2019**

**Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).**

Junqueira, Rubens.

Índices de severidade de seca para a bacia hidrográfica do rio
Tocantins / Rubens Junqueira. - 2019.

78 p.

Orientador(a): Marcelo Ribeiro Viola.

.
Dissertação (mestrado acadêmico) - Universidade Federal de
Lavras, 2019.

Bibliografia.

1. Gestão de recursos hídricos. 2. Seca hidrológica. 3. Seca
meteorológica. I. Viola, Marcelo Ribeiro. II. Título.

RUBENS JUNQUEIRA

**ÍNDICES DE SEVERIDADE DE SECA PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO TOCANTINS**

DROUGHT SEVERITY INDEXES FOR THE TOCANTINS RIVER BASIN

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Hidrologia, para a obtenção do título de Mestre.

APROVADA em 14 de fevereiro de 2019.

Dr. Carlos Rogério de Mello UFLA

Dr. Marcelo Vieira da Silva Filho UFLA

Dr. Marcos Vinicius Giongo Alves UFT

Prof. Dr. Marcelo Ribeiro Viola

Orientador

LAVRAS – MG

2019

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela presença em todas as etapas da minha vida, me ajudando a vencer todos os obstáculos.

À minha família, pelo amor, incentivo e pelo amor incondicional em todos momentos, em especial para meus pais, cujo caráter definiu o tipo de pessoa que gostaria de ser.

Aos demais familiares, em especial aos meus avós, pelo amor e por todos os ensinamentos durante minha vida.

À minha namorada, Amanda, pelo amor e pelas palavras de carinho e incentivo durante todo o processo.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA) e ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas (PPGRH), pela formação acadêmica e desenvolvimento pessoal.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Ribeiro Viola, pelos ensinamentos, pela atenção e pela constante orientação durante todas as fases deste trabalho.

Aos membros da banca, Dr. Carlos Rogério de Mello, Dr. Marcelo Vieira Filho e Dr. Marcos Giongo, pela disponibilidade e contribuição.

Aos colegas de pós-graduação, em especial André, Jhones, Jonas e Vanessa, pela amizade e os momentos de descontração.

A todos os funcionários e professores do PPGRH, que contribuíram de forma direta ou indireta para minha formação acadêmica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa produtividade em pesquisa ao orientador (processos 305854/2015-1 e 308947/2018-5) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pelo apoio financeiro ao projeto "Função da cobertura vegetal na umidade do solo em uma pequena bacia hidrográfica da Região Alto Rio Grande" (processo 01326-17).

Muito obrigado!

RESUMO

A seca é um fenômeno natural que ocorre devido à deficiência prolongada de umidade. Muitas vezes esse fenômeno afeta grandes áreas e diversos setores da economia, especialmente os recursos hídricos e a produção agrícola. Nesse contexto, os objetivos deste trabalho foram analisar a distribuição espacial e temporal da ocorrência e intensidade de secas, bem como a interação das secas meteorológicas e hidrológicas, por meio do Índice Padronizado de Precipitação (SPI) e o Índice Padronizado de Escoamento (SSFI) em escala anual e trimestral na bacia hidrográfica do rio Tocantins (BHRT). Além disso, foi verificada a influência de fenômenos climáticos de macroescala sobre a precipitação na bacia. Também foi analisada a interferência da evapotranspiração potencial sobre a seca meteorológica, por meio do Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI). Para isso, foram selecionados 113 postos pluviométricos no interior e entorno da bacia e nove postos fluviométricos em afluentes do rio Tocantins. Com os dados de precipitação e de vazão organizados, foram calculados os índices SPI, o qual foi espacializado utilizando a krigagem ordinária, e SSFI. Na análise da influência de fenômenos climáticos de macroescala foi utilizada a plataforma *KNMI Climate Explorer* (CE), onde foi feita a correlação dos fenômenos Niño (1+2, 3, 3.4 e 4), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) com séries históricas mensais de postos pluviométricos na BHRT. Para analisar a influência da evapotranspiração sobre a seca meteorológica, foram adquiridos mapas mensais do scPDSI, junto à base de dados do *Climatic Research Unit* (CRU), para os anos mais secos. Como principal resultado, observou-se a incidência das secas mais severas nos anos de 1997-98, 2015-16 e 2016-17. Por outro lado, os anos mais úmidos foram 1989-90, 1996-97 e 1999-00. É possível verificar uma forte influência da seca meteorológica sobre a hidrológica, tanto em escala anual como na trimestral. Nota-se a influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico e do Atlântico na ocorrência dos eventos secos e úmidos na bacia, principalmente na região norte. De forma geral, existe uma concordância entre os valores do SPI e do scPDSI, o que mostra que a precipitação possui forte peso sobre a ocorrência de seca na BHRT. Entretanto, em alguns casos a evapotranspiração pode alterar a intensidade desses eventos, principalmente durante o inverno, onde os baixos valores de lâmina precipitada fazem com que haja maior peso da evapotranspiração potencial no balanço final.

Palavras-chave: Gestão de recursos hídricos. Seca hidrológica. Seca meteorológica.

ABSTRACT

Drought is a natural phenomenon which occurs due to a prolonged moisture deficit. Further, it often affects large areas and economic sectors, especially the water resources and the agricultural production. In this context, the aims of this study were to analyze the spatial and temporal distribution of the droughts' occurrence and intensity, as well as their interaction with the meteorological and hydrological droughts, using both the Standardized Precipitation Index (SPI) and Standardized Streamflow Index (SSFI) for annual and quarterly scale in the Tocantins river basin (TRB). In addition, we verified the influence of macroscale climatic phenomena in this basin rainfall. We also analyzed the interference of potential evapotranspiration on the meteorological drought, using self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI). For this, we selected 113 rain gauge stations located within and around the basin area and 9 streamflow stations in the Tocantins river's tributaries. With the rainfall and stream flow data organized, the SPI indexes were calculated and spatialized in the study area using ordinary kriging and SSFI. In order to analyze the macroscale climatic phenomena influence, the KNMI Climate Explorer (CE) platform was used to correlate the Niño phenomena (1 + 2, 3, 3.4, and 4), Pacific Decadal Oscillation (PDO), North Atlantic Oscillation (NAO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) to rain gauge station monthly historical series in the TRB. To analyze the influence of evapotranspiration on the meteorological drought, monthly scPDSI maps were acquired from the Climatic Research Unit (CRU) database for the dry years. We observed an incidence of the most severe droughts in the years of 1997-98, 2015-16 and 2016-17. On the other hand, the wet years were 1989-90, 1996-97 and 1999-00. It was possible to verify a strong influence of the meteorological on the hydrological drought, considering both annual and quarterly scales. The influence of Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature (SST) on the occurrence of drought and wet events in the basin, mainly in the North region, was observed as well. In general, there is a concordance between the values of SPI and scPDSI, which shows a strong weight of the precipitation on the drought occurrences in TRB. However, in some cases, evapotranspiration interfered in the intensity of these events, especially during winter, with low rainfall values resulting in a greater weight of potential evapotranspiration in the final water budget.

Keywords: Water resources management. Hydrological drought. Meteorological drought.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema sequencial dos tipos de seca e seus impactos.....	16
Figura 2 - Distribuição normal com SPI tendo média 0 e variância 1.....	22
Figura 3 - Localização da BHRT, principais usinas hidrelétricas e Modelo Digital de Elevação.....	32
Figura 4- Localização das estações pluviométricas e fluviométricas na BHRT.	34
Figura 5 - Localização das estações pluviométricas utilizadas para correlacionar a precipitação na BHRT com fenômenos climáticos de macroescala.....	39
Figura 6 - Localização dos fenômenos climáticos El Niño (1+2, 3, 3.4 e 4), ODP, OAN e OMA.....	40
Figura 7 - Precipitação média na BHRT para o ano hidrológico e estações do ano.	45
Figura 8 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) anual para a BHRT para o período de 1987 a 2017.	46
Figura 9 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para a BHRT e valores pontuais do Índice Padronizado de Escoamento (SSFI) para alguns postos fluviométricos, em escala de ano hidrológico (AH) e trimestral: primavera (P), verão (V), outono (O) e inverno (I). Ênfase para os três anos mais úmidos identificados com base no SPI anual entre 1987 e 2017.	51
Figura 10 - Deflúvio médio mensal para os postos fluviométricos utilizados no cálculo do SSFI na BHRT.....	52
Figura 11 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para a BHRT e valores pontuais do Índice Padronizado de Escoamento (SSFI) para alguns postos fluviométricos, em escala de ano hidrológico (AH) e trimestral: primavera (P), verão (V), outono (O) e inverno (I). Ênfase para os três anos mais secos identificados com base no SPI anual entre 1987 e 2017.	54
Figura 12 - Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI) mensal para os três anos mais secos (outubro a setembro): a) 1997-98, b) 2015-16 e c) 2016-17 na BHRT.	56

LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BHRT	Bacia Hidrográfica do Rio Tocantins
BMDI	Índice de Seca e Bhalme & Mooley
CE	Climate Explorer
CEMADEN	Centro Nacional de Monitoramento e Desastres Naturais
CMI	Índice de Umidade de Cultura
EDI	Índice de Seca Efetiva
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EPM	Erro Padrão Médio
ER	Erro Médio Reduzido
ETp	Evapotranspiração potencial
GDIS	Sistema Global de Informação de Seca
GWP	Parceria Global de Água
HSI	Índice de Severidade de Herbst
IDMP	Programa Integrado de Gestão de Seca
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
ION	Índice Oceânico do Niño
IPN	Índice de Porcentagem Normal
KNMI	Instituto Meteorológico Real da Holanda
LAFDM	Monitoramento de Enchente e Seca na América Latina
LRDI	Índice de Desvio de Chuva de Lamb
MD	Método dos Decis
MDE	Modelo Digital de Elevação
MMA	Ministério do Meio Ambiente

NOAA	Serviço Meteorológico Nacional dos Estados Unidos
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PDSI	Índice de Severidade de Seca de Palmer
RAI	Índice de Anomalia de Chuva
RDI	Índice de Seca de Reconhecimento
SAR	Sistema de Acompanhamento de Reservatórios
scPDSI	Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado
S_{ER}	Desvio Padrão dos Erros Reduzidos
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SIGEL	Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico
SPEI	Índice de Precipitação-Evapotranspiração Padronizado
SPI	Índice de Precipitação Padronizado
SSFI	Índice de Escoamento Padronizado
SWSI	Índice de Abastecimento de Água em Superfície
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	12
2.	REFERÊNCIAL TEÓRICO	14
2.1.	Definições e tipos de seca	14
2.2.	Índices de seca	18
2.3.	Índice Padronizado de Precipitação (SPI).....	21
2.4.	Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI).....	23
2.5.	Índice Padronizado de Escoamento (SSFI)	25
2.6.	Geostatística	26
2.7.	Fenômenos climáticos de macroescala.....	27
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1.	Região de estudo	31
3.2.	Banco de dados	33
3.3.	Índices de Seca	35
3.3.1.	Índice Padronizado de Precipitação (SPI) e Índice Padronizado de Escoamento (SSFI)	35
3.3.2.	Classificação da seca.....	36
3.4.	Mapeamento do SPI	37
3.5.	Fenômenos climáticos de macroescala.....	38
3.6.	Estudo da interação entre as secas meteorológica e hidrológica.....	40
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1.	Análise geostatística	43
4.2.	Precipitação média na BHRT	44
4.3.	Índices de seca	46
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	58
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
	ANEXO A	69
	ANEXO B	72
	ANEXO C	73
	ANEXO D	77

1. INTRODUÇÃO

A seca é um fenômeno cuja definição é difícil de ser encontrada (PALMER, 1965). Entretanto, McKee, Doesken e Kleist (1993) relacionam a seca a uma condição de umidade insuficiente, causada por um déficit na precipitação durante algum período de tempo. Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 2014) esse fenômeno ocorre devido à falta de precipitação por um tempo prolongado, ocorrendo de forma lenta e podendo incidir sobre qualquer lugar do mundo. Para Canamary, Reis Júnior e Martins (2015) a seca é um fenômeno natural que muitas vezes afeta grandes áreas e diversos setores da economia, especialmente os recursos hídricos e a produção agrícola.

A seca pode ser dividida em: meteorológica (ou climatológica), a qual está relacionada ao déficit de precipitação em relação ao esperado para uma determinada época do ano; hidrológica, associada à queda no abastecimento de água superficial e/ou subterrânea, o que geralmente ocorre após a seca meteorológica; agrícola, relacionada à deficiência de água no solo e socioeconômica, a qual associa a demanda por parte da sociedade de algum bem ou serviço relacionado a elementos das secas citadas anteriormente (WILHITE, 2000; WILHITE; GLANTZ, 1985).

O estudo das secas pode ser realizado a partir de índices que permitem determinar o seu grau de severidade. Esses índices são padronizados em escalas temporais e espaciais, o que permite comparar as condições de umidade em diferentes regiões (ROSSATO et al., 2017). Os índices de seca facilitam o entendimento das ocorrências monitoradas e auxiliam no planejamento da mitigação de seus impactos potenciais.

Dentre os diversos índices de seca encontrados na literatura, destacam-se: o Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI), desenvolvido por Palmer (1965); o Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI), proposto por Wells, Goddard e Hayes (2004); o Índice de Precipitação Padronizado (SPI), elaborado por McKee, Doesken e Kleist (1993); e o Índice de Escoamento Padronizado (SSFI), introduzido por Modarres (2007).

Alterações climáticas causadas por fenômenos cíclicos podem gerar mudanças sobre o ciclo da água e, conseqüentemente, sobre a umidade de determinada região. O El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um dos principais fenômenos que influenciam no ciclo da água em escala global, sendo que geralmente está associado à ocorrência de seca no Brasil (GUTIÉRREZ et al., 2014). Esse fenômeno é caracterizado por distintas anomalias: El Niño, onde ocorre o aquecimento das águas na superfície do pacífico equatorial nas proximidades da costa oeste da América do Sul; e La Niña, situação na qual ocorre resfriamento anormal na

superfície dessas águas. O fenômeno ENOS pode gerar alterações nos padrões de ventos alísios, afetando assim, o regime pluvial em regiões tropicais e de latitude média (ALVES; BIUDES, 2010). Além do ENOS, outros fenômenos de macroescala podem causar alterações sobre a precipitação no Brasil, tais como a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) (DIAS et al., 2013; KAYANO et al., 2016).

O bioma predominante na bacia hidrográfica do rio Tocantins (BHRT) é o Cerrado, o qual é conhecido por apresentar uma das savanas com maior biodiversidade do mundo (SCHIASSI et al., 2018). Os recursos hídricos superficiais são largamente aproveitados para a produção de energia elétrica, com destaque para as usinas hidrelétricas de Serra da Mesa e Estreito, cuja potência instalada é de 2.362 MW. De acordo a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, 2018) aproximadamente 4,7% da energia hidrelétrica proveniente de usinas no Brasil é gerada nessa bacia.

A regularização do escoamento na BHRT visando a produção de energia elétrica na cascata de usinas instaladas é fortemente dependente do reservatório de Serra da Mesa, localizado no alto curso do rio Tocantins. O reservatório dessa usina possui volume útil de 43,25 km³, o maior do Brasil em volume (ANA, 2009). Em novembro de 2017, após um longo período de seca, o reservatório da usina Serra da Mesa atingiu 5,92% de sua capacidade total, o menor nível desde o início de sua operação, em 1998.

Apesar da grande importância econômica dos recursos hídricos sobre a BHRT, não existem muitos trabalhos expressivos para auxiliar em sua gestão (MONTEIRO et al., 2016). Com isso, considera-se relevante o desenvolvimento de estudos visando avaliar o comportamento espacial e temporal dos eventos de seca. Tais estudos podem ajudar a identificar as características e os impactos de longo alcance decorrentes das secas sobre a sociedade, economia e meio ambiente (WILHITE, 2000).

Diante do exposto, os objetivos deste trabalho foram: i) analisar a distribuição espacial e temporal da ocorrência e intensidade de secas; ii) verificar a interação entre as secas meteorológicas e hidrológicas, por meio dos índices SPI e SSFI em escala anual e trimestral na BHRT; iii) examinar a influência de fenômenos climáticos de macroescala sobre a precipitação na bacia; iv) analisar a influência da evapotranspiração potencial sobre a seca meteorológica, por meio do scPDSI.

2. REFERÊNCIAL TEÓRICO

2.1. Definições e tipos de seca

A seca é um dos principais fenômenos naturais no Brasil e no mundo, porém sua definição é variável e está relacionada aos diferentes campos de estudo, como por exemplo, na engenharia, na agricultura e na economia (YEVJEVICH, 1967). Palmer (1965) define a seca como uma deficiência prolongada e anormal de umidade, a qual tem o mesmo efeito sobre a economia em regiões de clima úmido e semiárido. Diversos autores relacionam a seca à baixa umidade provocada pelo déficit na precipitação durante um período prolongado de tempo (BRITO et al., 2018; LIVADA; ASSIMAKOPOULOS, 2007; MCKEE; DOESKEN; KLEIST, 1993).

Para Wilhite (2000) a seca é consequência da redução da precipitação durante um longo período de tempo, geralmente por 3 meses ou mais, embora outros elementos meteorológicos, tais como a temperatura, ventos fortes e baixa umidade relativa possam influenciar e agravar os eventos de seca. Ainda segundo o autor, cada ano de seca é único em suas características meteorológicas e impactos causados e, além disso, esse evento é dependente do tempo meteorológico e sua ocorrência se dá em praticamente todos os regimes.

De acordo com Vicente-Serrano, Beguería e Camarero (2017) a seca é um fenômeno natural que ocorre independentemente dos efeitos antropogênicos e das recentes mudanças climáticas, embora esses possam ter efeitos sobre sua severidade. Os autores ainda afirmam que esse fenômeno é fortemente influenciado pela temperatura e, com isso, seus efeitos são mais severos durante o verão. Para Yevjevich (1967) a seca envolve diferentes fatores, tais como: duração, extensão ou área na qual ocorre, gravidade (ou intensidade) e probabilidade de ocorrência.

Para Wilhite (2000) a seca se difere de outros desastres naturais (por exemplo, inundações, tornados e terremotos) de várias formas. A primeira delas está relacionada à sua duração, a qual ocorre de forma lenta por um período de tempo considerável e seus efeitos podem durar anos após o término do evento, além disso, o início e término são difíceis de serem determinados. Em segundo lugar, a ausência de uma definição precisa e universalmente aceita aumenta a confusão sobre sua existência ou não e, se for o caso, seu grau de severidade. Apesar de existirem muitas definições, muitas delas são arbitrárias. Por último, os impactos desse fenômeno não são estruturais e se espalham por uma área geográfica maior que os danos causados por outros desastres naturais.

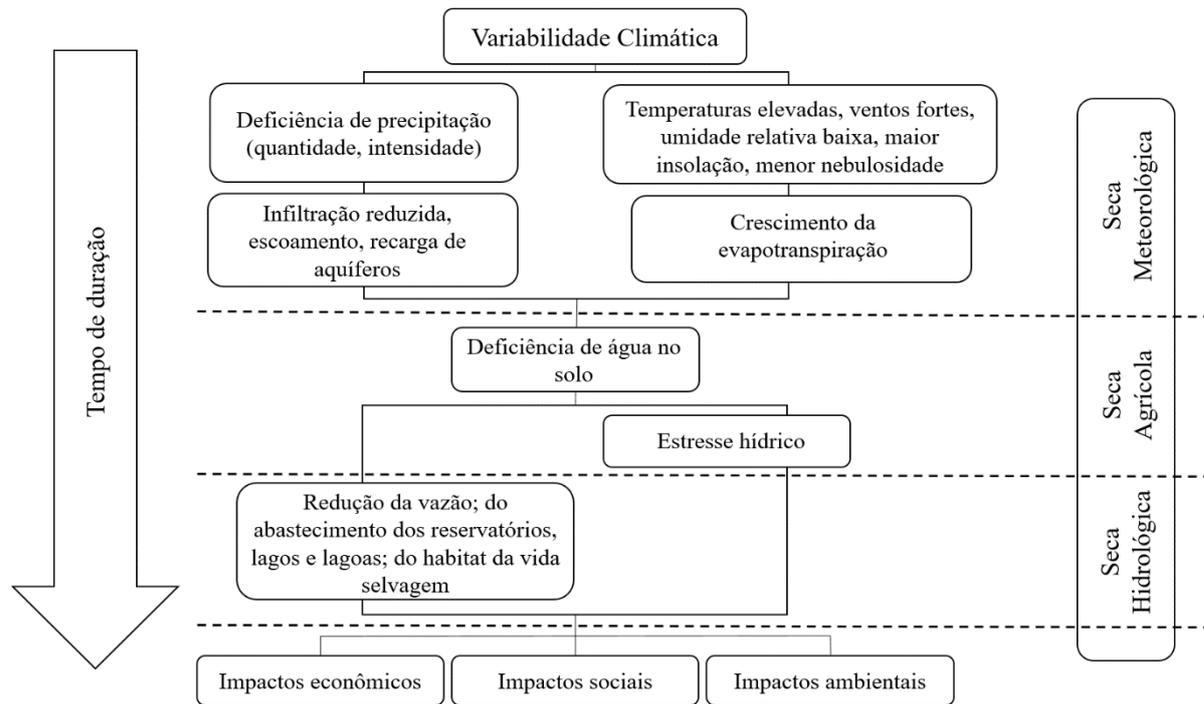
Um dos principais problemas associados à seca, do ponto de vista hidrológico, é que esse tipo de evento se manifesta pela deficiência na precipitação e também na vazão. Com isso, uma definição completa desses eventos requer uma consideração não apenas relacionada à chuva, como também ao escoamento, porém devido recursos econômicos e conhecimentos profissionais, a grande maioria dos trabalhos tem se concentrado apenas na seca meteorológica (DRACUP, 1991).

Em trabalho realizado na região semiárida do Brasil, para o período de 1979 a 2016, Van Oel, Martins e Costa (2017) observaram que após eventos severos de seca, relacionados à precipitação, a seca atingiu o escoamento dos rios, porém com uma certa defasagem. Os autores atribuem essa defasagem na propagação da seca principalmente devido à presença de reservatórios na região.

Wilhite e Glantz (1985) fizeram um estudo no qual detectaram mais de 150 definições diferentes para seca, com isso foi possível categorizar as definições de seca em quatro abordagens diferentes, relacionados ao tipo de impacto gerados sobre os usuários da água: meteorológica (ou climatológica), agrícola, hidrológica e socioeconômica. As três primeiras classes relacionam formas de medir a seca como um fenômeno físico, a última, entretanto, é mais complexa e depende não apenas da disponibilidade hídrica, como também da demanda sobre os recursos hídricos e seus impactos socioeconômicos.

Na Figura 1 está representado a sucessão temporal de uma seca. Esse processo se inicia na seca meteorológica, a qual desencadeia uma série de eventos que resultam na seca agrícola e, posteriormente, na seca hidrológica. Por último ocorre a seca socioeconômica, que impacta os setores sociais, ambientais e econômicos (FERNANDES et al., 2009).

Figura 1 - Esquema sequencial dos tipos de seca e seus impactos.



Fonte: Adaptado de Wilhite (2000).

A seca meteorológica está relacionada ao grau de secura, onde é obtida em relação à normal climatológica de precipitação, e a duração do período seco. Assim, a intensidade e a duração são as características mais importantes desse tipo de seca (WILHITE, 2000). Van Loon et al. (2016) destacam que a seca meteorológica influencia na ocorrência da seca agrícola e hidrológica. Livada e Assimakopoulos (2007) determinaram a seca em todo o território da Grécia utilizando um índice meteorológico, o SPI. Os autores utilizaram escalas de tempo de três, seis e 12 meses e encontraram duas secas severas em 51 anos de dados (1988-1990 e 1999-2000), causadas pelos sistemas anticiclônicos na parte oriental da bacia do Mediterrâneo. Nesse estudo não foram encontradas tendências nas séries temporais. Além disso, os autores observaram que existe uma correlação exponencial significativa entre o SPI e o Índice de Aridez (IA).

Segundo Wilhite (2000) a seca agrícola está associada aos impactos causados pela seca meteorológica na produção agrícola, com foco na escassez da precipitação, diferenças entre a evapotranspiração real e potencial, déficit de água no solo, entre outros. Entretanto, essas não são as únicas variáveis determinantes nesse tipo de seca, uma vez que depende também do tipo de cultura e de seu estágio fenológico, sendo que um estresse hídrico em um estágio de crescimento vai ter mais impacto sobre a planta do que em qualquer outra fase. Para diminuir os danos da seca agrícola é muito importante que haja um eficiente planejamento agrícola.

Heim Jr (2017) comparou a ocorrência das secas mais severas que atingiram os Estados Unidos da América entre os anos de 1900 e 2014, por meio do cálculo de índice agrícola (PDSI). O autor observou que a seca da década de 1930 atingiu aproximadamente 80% do território estadunidense, sendo o maior evento observado nesses anos. A seca de 2012 foi a segunda mais grave, atingindo aproximadamente 65% de todo o território nacional, enquanto a seca da década de 50 atingiu 61% do território. Com base na média móvel, pôde-se observar ainda um comportamento cíclico da seca. Além disso, foi observado que as secas mais severas são caracterizadas tanto por atingirem grandes áreas quanto pela longa duração.

O termo seca hidrológica, segundo Van Loon (2015), está relacionada à falta de água no sistema hidrológico, manifestando-se em escoamento anormalmente baixo em rios e em níveis de lagos, reservatórios e aquíferos. Vicente-Serrano et al. (2017) analisaram a resposta das secas hidrológicas (SSFI) frente à seca meteorológica (SPEI) em algumas bacias localizadas nos Estados Unidos, durante o período de 1940 a 2013. Os autores observaram que essa relação é bastante complexa, principalmente em bacias fortemente modificadas, onde a presença de obras hidráulicas regularizam o escoamento. De modo geral, houve uma resposta significativa do SSFI em relação ao SPEI em escalas de tempo curtas.

Barker et al. (2016) monitoraram a seca meteorológica (SPI) e hidrológica (SSFI) em 121 bacias costeiras no Reino Unido. Os pesquisadores observaram que a gravidade das secas meteorológicas e hidrológicas possuem comportamento diferente, a primeira apresenta-se mais homogênea em todo o território, enquanto a segunda apresenta eventos mais graves nas regiões norte e oeste. Além disso, houve defasagem na propagação da seca meteorológica para a hidrológica para períodos pequenos. Foi observado ainda que os índices para uma escala de tempo igual a 12 meses possuem correlação positiva.

A seca agrícola e a hidrológica são resultado de uma baixa entrada de água no ciclo hidrológico (como a precipitação) e de saídas elevadas (por exemplo, evapotranspiração, irrigação e abastecimento humano), além de armazenamento limitado (no solo, água subterrânea, reservatórios, etc.). Atividades humanas podem afetar de forma indireta os elementos meteorológicos da seca (VAN LOON et al., 2016). Para Van Loon (2015) a diminuição da umidade do solo gera efeito negativo sobre a recarga de águas subterrâneas, o que causa uma diminuição no escoamento dos cursos d'água.

Quando elementos associados à seca meteorológica, hidrológica e agrícola afetam a relação entre a oferta e a demanda de algum bem ou serviço, tem-se a seca socioeconômica (WILHITE, 2000). Fernandes et al. (2011) resumem a seca socioeconômica como o período em que a deficiência de água começa a afetar a atividade humana. Impulsionada pelo

crescimento populacional e agrícola, a demanda de água vem aumentando rapidamente nas últimas décadas, porém a oferta de água é a mesma e, em alguns casos, menor devido à poluição dos cursos d'água, o que gera maior vulnerabilidade à ocorrência desse tipo de seca.

Outro conceito sobre seca que tem ganhado destaque nos últimos anos, se trata da seca ecológica, a qual surgiu para suprir uma lacuna de pesquisas relacionados aos impactos da seca sobre o meio ambiente. Crausbay et al. (2017) definem esse tipo de seca como sendo o déficit na disponibilidade de água que impacta os serviços dos ecossistemas e desencadeia reações nos sistemas naturais e humanos. Para Dewes et al. (2017) a seca ecológica se refere a um déficit prolongado e generalizado em fontes de água naturalmente disponíveis, incluindo mudanças na hidrologia natural, que causam múltiplas tensões nos ecossistemas.

A seca, entretanto, não deve ser confundida com baixo escoamento, aridez, escassez de água ou desertificação, ou com riscos relacionados, como ondas de calor e incêndios florestais (VAN LOON, 2015). Gutiérrez et al. (2014) destacam que existe diferenças entre estiagem e seca: a estiagem está relacionada à redução da precipitação, ao atraso dos períodos chuvosos ou à falta de chuva prevista para uma estação específica. Por outro lado, o conceito de seca é mais complexo e suas consequências mais severas. A aridez é uma característica climática constante, onde a disponibilidade de precipitação e umidade do solo são normalmente baixas (ZARCH; SIVAKUMAR; SHARMA, 2015). A desertificação é uma das consequências da seca que, juntamente com outros eventos (como a erosão, por exemplo), pode acarretar no surgimento de áreas desertificadas. Segundo D'Odorico et al. (2013) esse fenômeno está associado à perda de produtividade do solo, podendo ocasionar danos graves para a sociedade e para a economia.

2.2. Índices de seca

Diante da necessidade de identificar e analisar quantitativamente a intensidade, duração, início e término da seca, foram desenvolvidos indicadores de seca (BARKER et al., 2016). De acordo com Brito et al. (2018) vários métodos e índices foram desenvolvidos para avaliar a intensidade e os impactos da seca, com base em variáveis climáticas e hidrológicas, como a precipitação, umidade do solo, evapotranspiração e condição de vegetação. Ainda segundo os autores os índices de seca são especialmente úteis para caracterizar a deficiência de água, bem como para monitorar o impacto da variabilidade climática na vegetação natural e nas culturas, uma vez que avaliar a variabilidade espacial e temporal dos episódios de seca é um processo

extremamente complexo. Na Tabela 1 são apresentados os principais índices de seca utilizados na literatura, onde cada um possui grande relevância na determinação da seca.

Tabela 1 – Principais índices de determinação de seca.

Índice	Parâmetros de entrada	Tipo de seca	Autor
Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI)	Precipitação, evapotranspiração e capacidade de campo do solo	Meteorológica	Palmer (1965)
Índice de Anomalia de Chuva (RAI)	Precipitação	Meteorológica	Rooy (1965)
Índice de Severidade de Herbst (HSI)	Precipitação	Meteorológica	Herbst, Bredenkamp e Barker (1966)
Método dos Decis (MD)	Precipitação	Meteorológica	Gibbs (1967)
Índice de Umidade de Cultura (CMI)	Precipitação, temperatura e umidade do solo	Agrícola	Palmer (1968)
Índice de Seca e Bhalme & Mooley (BMDI)	Precipitação	Meteorológica	Bhalme e Mooley (1980)
Índice de Abastecimento de Água em Superfície (SWSI)	Precipitação, quantidade de neve, escoamento e runoff	Hidrológica	Shafer (1982)
Índice de Desvio de Chuva de Lamb (LRDI)	Precipitação	Meteorológica	Lamb; Pepler e Hastenrath (1986)
Índice de Precipitação Padronizado (SPI)	Precipitação	Meteorológica	McKee, Doesken e Kleist (1993)
Índice de Seca Efetiva (EDI)	Precipitação, temperatura e umidade do solo	Agrícola	Byun e Wilhite (1999)
Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI)	Precipitação e evapotranspiração	Meteorológica	Wells, Goddard e Hayes (2004)
Índice de Seca de Reconhecimento (RDI)	Precipitação e evapotranspiração	Meteorológica	Tsakiris e Vangelis (2005)
Índice de Escoamento Padronizado (SSFI)	Escoamento	Hidrológica	Modarres (2007)
Índice de Precipitação-Evapotranspiração Padronizado (SPEI)	Precipitação e Evapotranspiração	Meteorológica	Vicente-Serrano, Beguería e López-Moreno (2010)
Índice de Porcentagem Normal (IPN)	Precipitação	Meteorológica	-

Fonte: Adaptado de Fernandes et al. (2009).

O PDSI foi um marco no desenvolvimento de índices de seca. Permite a medição da umidade (valor positivo) e da seca (valores negativos), com base no balanço hídrico do solo, e assim incorpora precipitação, umidade, escoamento e evapotranspiração potencial ao nível da superfície (VICENTE-SERRANO; BEGUERÍA; LÓPEZ-MORENO, 2010). Entretanto,

muitos desses dados não estão disponíveis ou não possuem uma série de dados consistentes. Apesar de apresentar algumas dificuldades para utilização, esse método ainda é um dos mais utilizados por pesquisadores. Além disso, vários outros índices foram criados a partir dele.

Fernandes et al. (2009) alertam que nenhum índice é adequado para todas as situações. Com isso diversos estudos são realizados utilizando dois ou mais índices de um mesmo grupo de seca. Zarch, Sivakumar e Sharma (2015) investigaram dois índices meteorológicos, SPI e RDI, em zonas áridas, semiáridas, sub-úmidas e úmidas, no período de 1960 a 2009. Os autores observaram que até o ano de 1998 o SPI mostrou mais áreas propensas a seca, porém após esse período, os papéis foram invertidos. Os pesquisadores atribuem essa inversão ao aumento na evapotranspiração potencial influenciada pelo aquecimento global. Diante das mudanças climáticas, índices que correlacionam a seca com a evapotranspiração não devem ser ignorados na modelagem da seca.

Outros estudos tentaram correlacionar índices de diferentes grupos de seca para analisar a influência ou propagação de uma seca sobre a outra. Fernandes et al. (2011) avaliaram a relação entre quatro índices (PDSI, Z-index, RAI e SPI) em uma plantação de arroz localizada em Goiânia, Goiás. Os autores concluíram que o RAI ofereceu o maior número de eventos extremos de seca, enquanto o PDSI não estimou nenhum caso. O Z-index foi o índice que obteve melhor desempenho com base nos critérios do número de eventos de seca, distribuição de frequências próxima à normal e número de acertos dos índices de seca em relação à produtividade ajustada do arroz.

A espacialização de índices de seca com o auxílio de Sistemas de Informação Geográficas (SIG) tem sido utilizada em políticas públicas estaduais e federais como parâmetro que auxilia a tomada de decisão sobre a elaboração de planos mitigadores para vários setores da sociedade (ROSSATO et al., 2017). Segundo Canamary, Reis Júnior e Martins (2015) esses planos consistem em uma boa estratégia para minimizar as perdas econômicas e sociais diante de eventos de seca.

A Organização Meteorológica Mundial, juntamente com a Parceria Global de Água (GWP) criaram o Programa Integrado de Gestão de Seca (IDMP), que tem como objetivo principal auxiliar na gestão de recursos hídricos e em políticas públicas, bem como na adaptação às mudanças climáticas em áreas que são mais sensíveis à variabilidade e mudanças no padrão da precipitação. Além disso, o Sistema Global de Informação de Seca (GDIS) realiza o monitoramento e mapeamento da seca em escala mundial em diferentes escalas de tempo (um, dois e três meses). Outra plataforma bastante utilizada, o Monitoramento de Enchente e Seca na América Latina (LAFDM) permite aos usuários observar o mapa de seca para a América

Latina, em escala diária, mensal ou anual, além de oferecer dados meteorológicos, hidrológicos, índices, fluxo de radiação na superfície e vegetação, todos de forma interativa.

No Brasil, o Centro Nacional de Monitoramento e Desastres Naturais (CEMADEN) é o responsável por realizar o mapeamento, o monitoramento e alerta, a prevenção e a resposta a desastres. Além disso, o INMET faz o monitoramento em tempo real da seca, determinada por meio do SPI, e disponibiliza para toda população mediante sua plataforma na internet.

2.3.Índice Padronizado de Precipitação (SPI)

O Índice de Precipitação Padronizado (*Standardized Precipitation Index*, SPI), é um índice de seca meteorológica que foi introduzido pela primeira vez por McKee, Doesken e Kleist (1993). De acordo com recomendações da Organização Meteorológica Mundial (2012) esse método é considerado o padrão para países que desejam monitorar a seca meteorológica, devido à sua boa precisão e facilidade de determinação, uma vez que utiliza apenas dados pluviométricos. Para Zarch, Sivakumar e Sharma (2015) a deficiência na precipitação é a principal causa da seca, o que faz com que esse índice apresente uma boa estimativa da seca em qualquer parte do mundo.

Segundo McKee, Doesken e Kleist (1993) o SPI é calculado a partir de dados mensais de precipitação, com um período de dados igual ou superior a 30 anos. Esse índice pode ser obtido em diferentes escalas de tempo: 3, 6, 12, 24 ou 48 meses, sendo que quando o período de tempo é pequeno (3 ou 6 meses), a variação do SPI é alta. À medida em que o período de tempo cresce, o SPI responde mais lentamente às variações da precipitação.

O SPI trimestral é utilizado para comparar dados de três meses em diferentes anos, como por exemplo, avaliar o comportamento temporal das chuvas durante o verão, ou qualquer outra estação desejável. Além disso, esse período fornece uma estimativa sazonal da precipitação, a qual é bastante útil na produção agrícola, principalmente na fase de crescimento da cultura. Porém, é importante comparar o SPI trimestral com outros mais longos, como o anual, uma vez que durante uma seca extrema de longa duração podem ocorrer períodos relativamente normais em escalas de tempo curtas, dando a falsa ideia de que a seca encerrou. Outro cuidado que deve ser tomado é em relação aos períodos de estiagem, onde qualquer variação na precipitação pode gerar eventos extremos de seca ou de chuva (OMM, 2012).

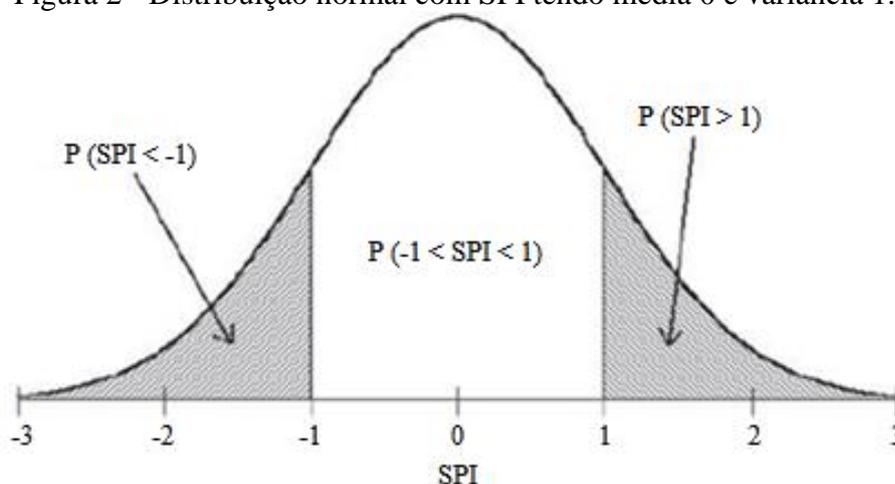
O SPI anual é o mais utilizado na literatura, pois além de servir de referência aos SPIs de escalas menores, oferece dados sobre o déficit de precipitação a longo prazo (BRITO et al., 2018), o que permite captar os efeitos temporais da variação meteorológica. Essa escala na

maioria das vezes é calculada tendo por base o ano hidrológico e geralmente está vinculada ao escoamento, níveis de reservatórios e até mesmo ao nível de água subterrânea em escalas de tempo maiores (OMM, 2012).

De acordo com Canamary, Reis Júnior e Martins (2015) o SPI fornece a probabilidade de não excedência de uma dada precipitação durante uma determinada escala de tempo, transformando a distribuição de probabilidade em uma distribuição padrão normal. Portanto, SPI possui média zero e variância unitária (Figura 2). A distribuição mais comumente utilizada na literatura nesse tipo de estudo é a Gama de dois parâmetros (forma e escala), conforme recomendado por McKee, Doesken e Kleist (1993).

Stagge et al. (2015) estudaram diferentes distribuições de probabilidade (Gama, Gumbel, Logística, Log-Logística, Normal, Log-Normal e Weibull) para verificar qual melhor se aplica ao cálculo do SPI em três regiões da Europa: sul, central e norte. Após realizarem as análises estatísticas e comparações relativas, os autores recomendam a distribuição Gama de dois parâmetros para calcular o SPI. A distribuição de Gama proporcionou o melhor ajuste para o SPI de 2 a 12 meses e o segundo melhor ajuste para o SPI mensal, atrás apenas da distribuição de Weibull.

Figura 2 - Distribuição normal com SPI tendo média 0 e variância 1.



Fonte: Adaptado de Fernandes et al. (2009).

Os valores positivos do índice indicam o excesso de água, relacionado à precipitação acima da média normal, enquanto os valores negativos indicam déficit de água ou precipitação abaixo da média normal (BRITO et al., 2018). Valores próximos à média são considerados normais, ou seja, a precipitação está dentro do padrão da série histórica.

Uma das principais vantagens do SPI é que ele permite uma comparação consistente das condições de seca no tempo e no espaço, além de proporcionar flexibilidade para avaliar os déficits de precipitação em períodos pré-definidos pelo usuário (BARKER et al., 2016; DEWES

et al., 2017). Além disso, por se tratar de um índice padronizado, pode ser utilizado em qualquer parte do mundo. Desta forma, a precipitação acumulada pode ser comparada entre locais com climas distintos e distribuições de precipitação altamente não-normais (STAGGE et al., 2015). Segundo Van Loon (2015) esse é o índice meteorológico padronizado mais utilizado e, além disso, os demais índices de seca padronizados (incluindo aqueles que se concentram na seca hidrológica) são originários do SPI.

Santos et al. (2017) calcularam o SPI semestral na Amazônia Oriental, utilizando dados de 72 estações pluviométricas. Os autores encontraram três regiões homogêneas, das quais a região situada ao nordeste da bacia apresentou o maior número de eventos de seca, por outro lado, as regiões sul e central proporcionaram mais eventos úmidos que seco. Entretanto, a região sul apresentou a seca mais severa e prolongada entre as três. Além disso, o estudo mostra que houve interferência pela variabilidade climática dos oceanos Atlântico (Gradiente do Atlântico) e Pacífico (ENOS).

Em estudo realizado em três diferentes áreas agrícolas na Grécia, caracterizadas por possuírem climas bastante distintos, Paparrizos et al. (2018) utilizaram o SPI anual para identificar e avaliar a ocorrência de secas atuais e futuras, para os períodos de 2021 a 2050 e 2071 a 2100. Para análise futura foram utilizados Modelos Climáticos Regionais (RCMs) do projeto europeu ENSEMBLES. Além disso, foi realizado teste de tendência por meio de Mann-Kendall. Os autores concluíram que há uma tendência no aumento da severidade da seca, principalmente no período de 2021 a 2050. Para o cenário de 2071 a 2100 os valores de SPI continuarão a diminuir, porém de forma mais moderada. Esse aumento na severidade é justificado pelas recentes mudanças climáticas destacada por diversos autores.

2.4. Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI)

O Índice de Severidade de Seca de Palmer (*Palmer Drought Severity Index*, PDSI), proposto originalmente por Palmer (1965), foi um dos primeiros índices que permitiu identificar a ocorrência, intensidade e duração de secas em diferentes locais. Em seu desenvolvimento, o índice foi calibrado para os estados de Kansas e Iowa, localizados no centro-oeste dos Estados Unidos, locais onde as condições climáticas são diferentes.

Segundo Wells, Goddard e Hayes (2004) o PDSI baseia-se na diferença entre a precipitação necessária para manter um nível normal de umidade do solo e a precipitação real. Diante disso, esse índice incorpora a precipitação, o escoamento superficial, a recarga e a evapotranspiração. Dai (2011) encontrou correlação significativa entre a variação da umidade

do solo em até 1 m de profundidade e o PDSI em diversas regiões do mundo. Esse resultado sugere que o PDSI consegue explicar a variação na produtividade agrícola de forma satisfatória.

Apesar de ser um dos índices de seca com maior utilização em escala global, o PDSI apresenta algumas limitações que dificultam sua aplicabilidade. De acordo com Wells, Goddard e Hayes (2004) este índice apresentou desempenho insatisfatório em diversas regiões cujo clima se difere daqueles nos quais o trabalho inicial foi desenvolvido, bem como em locais com maior frequência de eventos extremos, tanto de alta umidade como de seca. Diante disso, os citados autores fizeram alterações sobre o PDSI original, o qual recebeu o nome de Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (*self-calibrating Palmer Drought Severity Index*, scPDSI).

Uma das principais correções realizadas foi a determinação de fatores específicos para cada local, o que permite a comparação entre regiões climatológicas diferentes, além de alterar a frequência de eventos extremos em 2% do tempo, se aproximando mais da realidade desse tipo de evento. O scPDSI substitui as características climáticas obtidas de forma empírica para valores calculados automaticamente com base nos dados climáticos históricos de um local (WELLS; GODDARD; HAYES, 2004).

Segundo Wells, Goddard e Hayes (2004) o scPDSI faz um balanço hídrico simplificado, o qual tem como base a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração potencial (Penman-Monteith), o que torna sua determinação mais simples que o PDSI original. De acordo com Zarch, Sivakumar e Sharma (2015) embora a precipitação seja a principal causa da seca, índices que consideram apenas essa variável são, de certa forma, limitados na projeção de secas sob mudanças climáticas. Sob esse cenário, índices que utilizam a temperatura em sua formulação são mais adequados (VICENTE-SERRANO; BEGUERÍA; LÓPEZ-MORENO, 2010).

Jiménez-Muñoz et al. (2016) calcularam o scPDSI utilizando dados meteorológicos de reanálise ERA-Interim entre janeiro de 1979 e março de 2016 para monitorar a incidência de seca na floresta Amazônica. Os autores observaram que umas das principais secas que atingiu grande parte da floresta ocorreu em 2015-16, intensificada pelo aumento na temperatura média, sendo atribuída a uma forte influência do fenômeno climático El Niño.

Yang et al. (2017) avaliaram a aplicabilidade de sete índices de seca meteorológica na China, entre eles o PDSI, o PDSI modificado para as condições climáticas na China, o scPDSI, o SPI e o SPEI, para séries históricas de 1961 a 2013. Os resultados indicam que o índice mais apropriado para monitorar a seca na China é o scPDSI, uma vez que os demais mostraram inconsistência para alguns tipos de clima ou durante algum período da série analisada.

2.5. Índice Padronizado de Escoamento (SSFI)

O Índice de Escoamento Padronizado (*Standardized Streamflow Index*, SSFI) foi desenvolvido por Modarres (2007) com o objetivo de determinar a seca hidrológica de forma simples e objetiva. De acordo com o citado autor a determinação desse índice ocorre de forma semelhante ao SPI.

Para Van Loon (2015) índices padronizados para a caracterização de secas hidrológicas utilizam diferentes variáveis hidrológicas como entrada, porém o mais comum é utilizar dados de escoamento, uma vez que são mais fáceis de obter ou simular, além de ser de maior interesse para o gerenciamento de recursos hídricos. Ainda de acordo com Van Loon (2015) deve-se ter bastante atenção ao escolher um período de referência para seu cálculo, uma vez que a sensibilidade dos índices de seca hidrológica para o período de referência escolhido é grande.

Uma das principais características do SSFI é que ele permite comparações espaciais e temporais das condições hidrológicas de escoamento (TELESCA et al., 2012). Barker et al. (2016) afirmam que existe uma necessidade de compreensão mais ampla da variabilidade regional nas características da seca, de como essa variabilidade é afetada pela propagação da seca meteorológica para a hidrológica e quais propriedades climáticas exercem influência sobre essas relações. Van Loon (2015) acredita que a propagação da seca depende principalmente do clima local. Entretanto, poucos estudos usaram indicadores padronizados para secas meteorológicas e hidrológicas, o que permite uma caracterização mais sólida nos componentes do ciclo da água (BARKER et al., 2016).

Para Hosseinzadeh Talaei, Tabari e Sobhan Ardakani (2014) a severidade e a distribuição da seca hidrológica são altamente irregulares nas escalas espacial e temporal. Essa variabilidade pode estar relacionada a termos de padrões de circulação atmosférica em grande escala, como a El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN). Esses pesquisadores investigaram a seca hidrológica, por meio do SSFI, no oeste do Irã nos anos de 1969-1970 e 2008-2009 e buscaram associar a ocorrência dessas secas a fenômenos climáticos de macroescala (ENOS e OAN). Os autores observaram que as descargas do rio apresentaram anomalias negativas durante a fase quente do ENOS (El Niño), que causou secas extremas e severas na área de estudo, sendo mais forte durante os anos hidrológicos de 2007-2008 e 2008-2009. Além disso, foi observada uma relação fraca entre a severidade da seca e OAN.

2.6. Geoestatística

A geoestatística surgiu por meio de estudo realizado por Krige (1951) em uma mina de ouro, na qual ele percebeu que para encontrar sentido nas variâncias era necessário considerar as distâncias entre as amostras, ou seja, havia uma certa dependência espacial da concentração de ouro em uma mina. Mais tarde, Matheron (1963, 1965) desenvolveu modelos matemáticos e formalizou a geoestatística, onde definiu o termo “krigagem” como forma de homenagem ao precursor (OLIVER; WEBSTER, 2014).

Segundo Matheron (1963) a geoestatística se preocupa com o estudo da distribuição espacial de valores úteis para engenheiros e geólogos da mineração. Porém, nota-se atualmente que o campo de atuação da geoestatística é bem mais amplo, sendo utilizado com frequência na hidrologia, geologia, ciências ambientais, entre outros. De acordo com Kamali et al. (2015) as técnicas de interpolação geoestatística utilizam as propriedades estatísticas dos dados medidos para produzir mapas. Ainda de acordo com os citados autores a geoestatística inclui diferentes modelos de interpolação, tais como a ordinária, simples, universal e co-krigagem. Para Mello et al. (2012a) o desenvolvimento de mapas visando a distribuição espacial de variáveis associadas ao clima, ou derivadas desse, constitui-se em ferramenta imprescindível ao planejamento em macroescala.

A krigagem, segundo Tveito et al. (2006) é uma das técnicas de modelagem geoestatística baseada na ideia de que os valores observados em locais próximos de um ponto tendem a ser estatisticamente mais relacionados ao valor nesse ponto do que os valores medidos em locais mais distantes. De acordo com Oliver e Webster (2014) a krigagem permite fazer previsões espaciais em qualquer local entre seus pontos de observação e ter devidamente em conta os erros, que são minimizados e também estimados em conjunto com os valores previstos, tudo isso de forma otimizada, ou seja, sem tendência e com mínima variação. Dai et al. (2014) afirmam que a krigagem depende fortemente da densidade de amostras, uma vez que o modelo é baseado na interpolação, o que requer alguns dados como entrada.

Dentre os diversos modelos geoestatísticos, pode-se destacar a krigagem ordinária como um dos mais utilizados na literatura. De acordo com Malinich, Lynn-Bell e Kourtev (2017) esse modelo permite a estimativa de uma variável baseada em valores já conhecidos, associados a coordenadas espaciais, onde essa estimativa é resultante de uma combinação linear ponderada dos dados disponíveis. Além disso, esse método é imparcial, uma vez que tenta manter o erro médio dos dados estimados em torno de zero.

A continuidade espacial das variáveis medidas é determinada por meio do semivariograma, o qual descreve como a correlação espacial entre diferentes pontos de dados

muda como função da distância e da direção (MALINICH; LYNN-BELL; KOURTEV, 2017). Para Oliver e Webster (2014) o fator mais importante que determina a confiabilidade ou precisão do semivariograma e sobre o qual pode-se controlar é o tamanho da amostra em que se baseia.

Mello et al. (2012a) testaram três modelos de semivariograma (exponencial, esférico e gaussiano) para a distribuição espacial da erosividade da chuva e precipitação no estado do Espírito Santo. O modelo que ofereceu melhor capacidade ao descrever o comportamento da semivariância foi o exponencial, sendo que os demais não produziram resultado satisfatórios para as condições amostrais trabalhadas. Viola et al. (2014) compararam o modelo de semivariograma exponencial ao esférico na interpolação de dados de erosividade da chuva para o estado de Tocantins. O modelo exponencial proporcionou menor erro médio percentual absoluto em nove das treze análises. Os maiores erros foram associados ao período de estiagem, onde os valores de erosividade são baixos, resultando em magnitudes elevadas dos erros absolutos.

Gupta, Kamble e Machiwal (2017) compararam diversos modelos de krigagem ordinária e bayesiana aplicadas a séries de precipitações em regiões áridas e semiáridas do noroeste da Índia. Os modelos mais adequados foram a krigagem ordinária exponencial e a krigagem bayesiana empírica, sendo que a última apresentou ligeira vantagem na análise do erro quadrado-médio, e com isso foi utilizada para o desenvolvimento dos mapas de precipitação. Gois, Delgado e Oliveira Júnior (2015) aplicaram a krigagem ordinária utilizando diferentes modelos de semivariograma (esférico, exponencial e gaussiano) para interpolação do SPI no estado do Tocantins, para um período de 37 anos. Os autores concluíram que os modelos esférico e exponencial mostraram ótimo desempenho na interpolação dos dados, identificando de forma adequada os eventos de seca no estado.

2.7.Fenômenos climáticos de macroescala

Anomalias na seca meteorológica de determinada região normalmente são associadas a anomalias climáticas em regiões distantes, isso ocorre devido à teleconexão desses fenômenos relacionados com a precipitação. Embora os padrões de teleconexão possam persistir por meses, em alguns casos podem se tornar dominantes por vários anos consecutivos, se consolidando como parte importante da variabilidade interanual e interdecenal da circulação atmosférica (CAVALCANTI et al., 2009).

Segundo Trenberth et al. (2014) a fonte mais comum de secas ocasionais em todo o mundo é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Durante a fase positiva do ENOS, o El Niño, existem grandes secas sobre a Austrália, Indonésia, sudeste da Ásia, partes da África e do Brasil. Esse é o resultado dos principais sistemas de precipitação nos trópicos que se deslocam ao longo do Pacífico tropical, combinados com a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) mais quentes que o normal. Ainda de acordo com os autores na fase negativa do ENOS, La Niña, as áreas secas são mais comuns no Peru e no Equador, entretanto, de forma geral ocorre um aumento da precipitação terrestre durante essa fase.

Orozco e Escobar (2008) procuraram correlacionar a temperatura média do ar e a precipitação na Colômbia com variáveis macroclimáticas relacionadas ao ENOS, utilizando o *KNMI Climate Explorer* (CE), em escala de tempo anual e trimestral, conforme o regime climático do país, com 25 anos de dados. Os autores observaram que durante a fase El Niño, na região central, norte e ocidental da Colômbia ocorre diminuição da precipitação e aumento na temperatura média. Na fase La Niña ocorre o contrário, ou seja, aumento na lâmina precipitada e redução na temperatura média. Além disso, o fenômeno ENOS interferiu mais fortemente na temperatura média do ar em relação à precipitação.

No Brasil, o El Niño está normalmente relacionado à seca na parte norte do país, incluindo a Floresta Amazônica e a região semiárida do Nordeste. A fase La Niña geralmente intensifica os períodos de seca no sul do Brasil (GUTIÉRREZ et al., 2014). Entretanto, Marengo et al. (2018) afirmam que das mais recentes secas que atingiram o Nordeste do Brasil (1992, 1998, 2002, 2010 e 2012-2016), apenas três ocorreram durante o fenômeno El Niño: 1998, 2002 e 2015-16.

Mello et al. (2012b) estudaram o efeito da TSM sobre a erosividade da chuva na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, mais especificamente sobre a Serra da Mantiqueira e o Planalto Campos das Vertentes. Para analisar a correlação entre a TSM e a erosividade, foi utilizado o coeficiente de correlação de Pearson. Foi observado que durante episódios de La Niña houve redução na precipitação, no número de eventos pluviométricos e na erosividade, sendo que os efeitos desse fenômeno foram mais fortes sobre a região da Serra da Mantiqueira. Por outro lado, durante os eventos de El Niño, em ambas regiões houve um aumento na precipitação total, na erosividade, no número de eventos pluviométricos e de eventos pluviométricos erosivos.

Anomalias na TSM no Pacífico Norte também podem alterar o clima em diversas partes do planeta, sendo a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) um dos principais fenômenos (NEWMAN et al., 2016). A ODP é amplamente utilizada para caracterizar a variabilidade

decadal do Pacífico Norte e é definida por meio de análises de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) de anomalias mensais na TSM em direção aos polos do Pacífico (SCHNEIDER; CORNUELLE, 2005).

Silva e Silva (2016) concluíram que a fase negativa da ODP está associada a condições mais secas na América do Sul. Por outro lado, durante sua fase positiva são observadas condições mais úmidas que o normal no continente. Além disso, foi observado que a região leste da América do Sul é mais sensível a anomalias na ODP que as demais regiões. Marengo e Valverde (2007) indicam que houve redução na precipitação na região norte da bacia Amazônica entre 1975 e 2000, quando comparado ao período de 1940 a 1970. Os autores associam essa diminuição à ocorrência de anomalias positivas da ODP.

Kayano e Capistrano (2014) relatam que tanto o oceano Pacífico como o Atlântico, atuando separadamente ou em conjunto, desempenham papel importante na variabilidade interanual da precipitação na América do Sul. Para Santos, Siqueira e Melo (2016) os principais fenômenos relacionados às anomalias na TSM do oceano Atlântico e que geram mudanças na precipitação na América do Sul são a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA).

De acordo com Cavalcanti et al. (2009) os centros da OAN são associados à Baixa da Islândia ou Groelândia e à Alta dos Açores. Sua fase positiva é identificada quando a Alta dos Açores e a Baixa da Islândia estão mais intensas que o normal. Por outro lado, a fase negativa ocorre quando esses centros estão enfraquecidos. Ainda segundo os autores, essas características se estendem para os níveis mais altos da atmosfera e são identificadas também nos campos de anomalia de geopotencial de níveis médios e altos.

Anomalias na OAN podem alterar o clima em grande parte do planeta, exercendo influência não só sobre a temperatura, como também sobre a precipitação, tempestades, nebulosidade, entre outros (HURRELL; DESER, 2010). Apesar de haver poucos estudos relacionando esse fenômeno a mudanças sobre o clima no Brasil, Dias et al. (2013), utilizando séries diárias de precipitação de 1933 a 2010, observaram que o índice ODP e OAN possuem um papel importante para explicar a tendência e variabilidade das precipitações diárias extremas no Parque Estadual das Fontes do Ipiranga, em São Paulo, Brasil. Além disso, esses índices estão relacionados às precipitações diárias tanto no período de estiagem, como no período chuvoso.

A OMA consiste na variação predominantemente natural da TSM centrada no Atlântico Norte (ENFIELD; MESTAS-NUÑEZ; TRIMBLE, 2001). Kayano et al. (2016) concluíram que a OMA exerce influência sobre eventos de seca e úmidos sobre o Nordeste do Brasil e, portanto,

as fases da Oscilação Multidecadal do Atlântico devem ser consideradas durante o monitoramento e previsão climática na região. Jones e Carvalho (2018) observaram que existe uma influência consistente da OMA na variação da precipitação no Paraguai e no sul do Brasil, onde, durante a fase negativa da OMA, a precipitação nessa região tende a aumentar e durante a fase positiva ocorre o oposto, ou seja, redução na lâmina precipitada. Ribeiro et al. (2014) utilizando uma série histórica de precipitação com mais de 40 anos de dados para o município de Tucuruí, no estado do Pará, encontraram correlação significativa entre a precipitação da primavera, outono com o índice ODP. Além disso, foi observada uma dependência entre as chuvas de verão e OMA.

Kayano e Capistrano (2014) notaram influência da OMA sobre o fenômeno ENOS, onde é observada uma frequência mais alta de eventos extremos desse fenômeno durante a fase fria da OMA. Além disso, o El Niño na fase fria da OMA é mais forte que aqueles que ocorrem na fase quente. Por outro lado, os eventos de La Niña não apresentaram variabilidade significativa em relação às fases de OMA.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

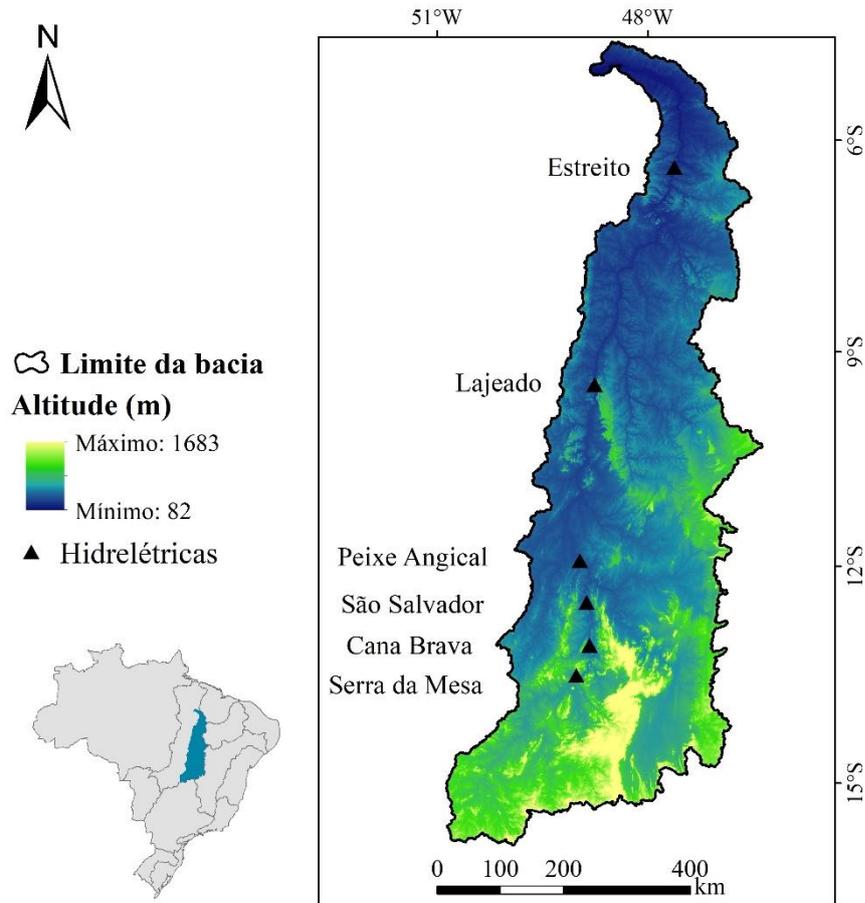
3.1.Região de estudo

O presente trabalho foi desenvolvido na bacia hidrográfica do rio Tocantins (BHRT), com seção de controle a montante de sua confluência com o rio Araguaia. A bacia está localizada entre os paralelos 4°50'12" e 16°15'28" sul e entre os meridianos 45°41'44" e 50°11'18" oeste. Possui área total de 306,2 mil km² (3,6% do território nacional) e abrange os estados de Tocantins (56,2%), Goiás (33,6%), Maranhão (9,5%), Pará (0,3%) e o Distrito Federal (0,2%).

Conforme MMA (2017) o bioma predominante na bacia é o Cerrado, correspondente a 97,8% de sua área, o restante é composto pelo bioma Amazônia. O principal rio da bacia é o Tocantins, o qual nasce no Planalto de Goiás a partir da confluência dos rios Almas e Maranhão, a 1.000 metros de altitude. Sua confluência com o rio Araguaia se dá em Esperantina, no estado do Tocantins (ANA, 2015).

Na Figura 3 pode-se observar a localização da bacia e das principais usinas hidrelétricas, bem como o Modelo Digital de Elevação (MDE) ASTER (*United States Geological Survey*, USGS), com resolução espacial de 30 x 30 m.

Figura 3 - Localização da BHRT, principais usinas hidrelétricas e Modelo Digital de Elevação.



Fonte: Do autor (2019).

O clima da região é classificado como Aw (tropical com chuvas predominantes de verão e inverno seco) segundo classificação de Köppen (ALVARES et al., 2013). A temperatura média anual é de 26 °C e a precipitação média anual em torno de 1.774 mm. Aproximadamente 90% do total anual precipitado ocorre de outubro a abril, com a incidência de veranicos (pequena estiagem durante o período chuvoso) nos meses de janeiro e fevereiro. Por outro lado, os meses compreendidos entre maio e setembro são caracterizados como período de estiagem, com baixa lâmina precipitada, nos quais a umidade relativa do ar é baixa (ANA, 2015). Do total anual precipitado na bacia, em média 1.371 mm retorna para a atmosfera por meio da evapotranspiração (MMA, 2006) e a parcela restante, correspondente a 23%, é transformada em escoamento.

Devido ao elevado potencial de produção de energia elétrica em muitos trechos do rio Tocantins, a concentração de reservatórios para produção de energia elétrica é alta. No total, a região conta com 32 usinas hidrelétricas, 93 pequenas centrais hidrelétricas e 13 centrais geradoras hidrelétricas (ANEEL, 201?).

Dentre as usinas mencionadas, destacam-se: São Salvador (243,2 MW), Peixe Angical (498,75 MW) e Luís Eduardo Magalhães – Lajeado (902,5 MW) localizadas no estado do Tocantins; Cana Brava (450 MW) e Serra da Mesa (1.275 MW), localizadas no estado de Goiás e Estreito (1.087 MW) no estado do Maranhão. Segundo ANA (2009) a usina de Serra da Mesa possui o maior reservatório em volume do Brasil, enquanto as usinas de Cana Brava, Peixe Angical e Luís Eduardo Magalhães operam a fio d'água, em virtude da regularização proporcionada pelo reservatório da usina de Serra da Mesa. Ainda segundo a ANA (2009), o rio Tocantins aproveita 74% o potencial hidrelétrico inventariado.

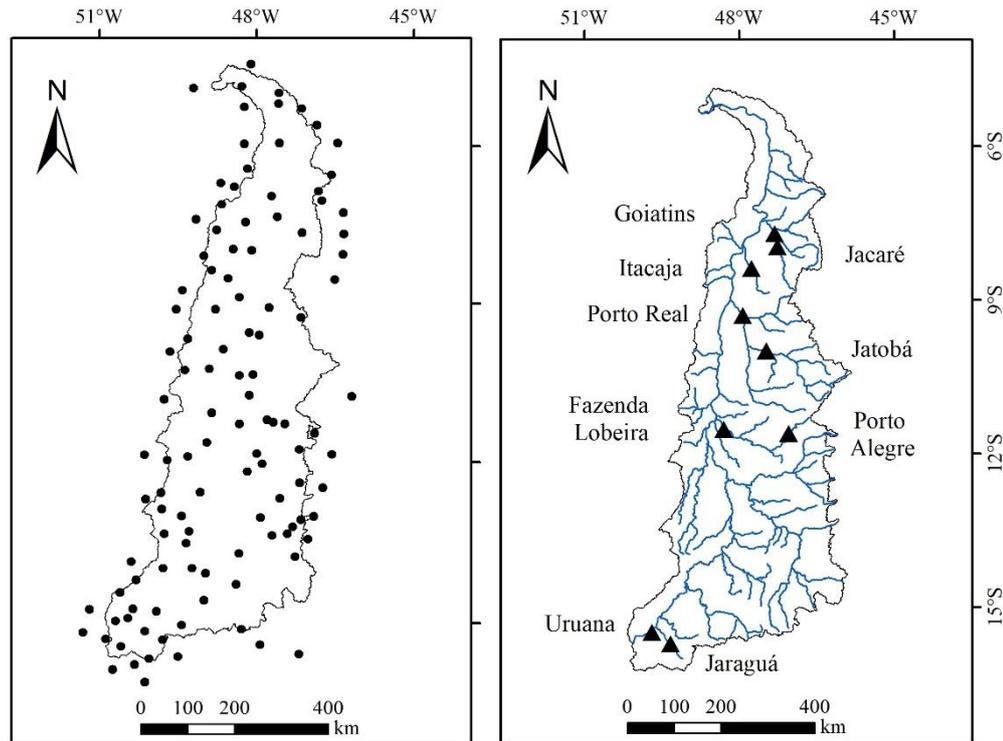
3.2.Banco de dados

Para o cálculo do SPI foram selecionados 113 postos pluviométricos localizados no interior e no entorno da bacia. Os dados foram obtidos junto ao Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) da Agência Nacional de Águas (ANA) e ao Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Foram selecionadas estações contendo 30 anos de dados contínuos (de outubro de 1987 a setembro de 2017), com no máximo 10% de falhas, sendo que 92% dos postos possuem menos de 5% de falhas.

Para a seleção dos postos fluviométricos para o cálculo do SSFI foi considerado o mesmo critério aplicado aos postos pluviométricos. Como o rio Tocantins possui vazão regularizada, foram selecionadas apenas estações instaladas em afluentes para os quais não há a presença de reservatórios de regularização do escoamento. Foram selecionados nove postos fluviométricos, dentre os quais seis não possuem nenhum tipo de falha e os demais possuem no máximo cinco meses de falha (menos de 1,5% do período estudado).

Na Figura 4 está apresentada a localização das estações pluviométricas e fluviométricas e a hidrografia da BHRT.

Figura 4- Localização das estações pluviométricas e fluviométricas na BHRT.



Legenda

- | | |
|---|---------------------------|
|  Bacia | • Estações pluviométricas |
|  Hidrografia | ▲ Estações fluviométricas |

Fonte: Do autor (2019).

Após a seleção dos postos fluviométricos, foi calculado o deflúvio médio mensal e anual, bem como o coeficiente de depleção (α) conforme Maillet (1905), mostrado na Equação 1. Para o cálculo do α foi escolhido o ano hidrológico cujo deflúvio mais se aproximou do valor médio, e selecionado um período com ausência de precipitação.

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

em que: Q_t é a vazão após o tempo t , em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Q_0 é a vazão no início da recessão, em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; t é o número de dias entre Q_t e Q_0 ; e α é o coeficiente de depleção, dia^{-1} .

Valores do coeficiente de recessão próximos de zero estão relacionados a menor permeabilidade do meio poroso, o que indica melhor capacidade de regularização natural (VASHISHT; BAM, 2013). Além disso, foi analisada a correlação de Pearson (r) entre o deflúvio e a precipitação média na área de drenagem de cada estação fluviométrica, obtida por meio do polígono de Thiessen, para o ano hidrológico e para as estações do ano.

3.3. Índices de Seca

Com os dados de precipitação e de vazão organizados, foram calculados os índices SPI e SSFI com o auxílio de planilha eletrônica. Os índices foram determinados para diferentes intervalos de tempo, sendo para 3 e 12 meses. No cálculo trimestral foram consideradas as estações do ano: verão (dezembro a fevereiro), outono (março a maio), inverno (junho a agosto) e primavera (setembro a novembro). O cálculo anual dos índices foi determinado com base no ano hidrológico, que se estende de outubro a setembro na BHRT.

3.3.1. Índice Padronizado de Precipitação (SPI) e Índice Padronizado de Escoamento (SSFI)

Para a determinação do SPI as séries temporais de precipitação foram acumuladas e ajustadas a uma distribuição probabilística. Segundo McKee, Doesken e Kleist (1993), Stagge et al. (2015), Uliana et al. (2017) e Paparrizos et al. (2018) a distribuição Gama é a mais adequada nessa situação. Posteriormente foram transformadas em uma distribuição normal, com média zero e variância igual a um. A distribuição Gama com dois parâmetros é definida pela função de densidade probabilidade, dada pela Equação 2 (MELLO; SILVA, 2013).

$$g(x) = \frac{1}{\Gamma(X)\beta\alpha} X^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (2)$$

em que: α é o parâmetro de forma, adimensional; β é o parâmetro de escala, dado em mm; X é o total precipitado, em mm e $\Gamma(X)$ é a função Gama, obtida por meio da Equação 3.

$$\Gamma(X) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (3)$$

Para estimar os parâmetros β e α foi utilizado o método dos momentos, conforme as Equações 4 e 5.

$$\alpha = \frac{(\bar{x})^2}{s^2} \quad (4)$$

$$\beta = \frac{s^2}{\bar{x}} \quad (5)$$

em que: \bar{x} é a média aritmética e s é o desvio padrão da precipitação, ambos em mm.

Os resultados dos parâmetros de forma e escala são utilizados para encontrar a probabilidade cumulativa de um evento de precipitação observado, conforme a Equação 6.

$$G(x) = \int_0^x g(x)dx = \frac{1}{\beta^a \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{a-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (6)$$

Substituindo t por x/β na Equação (6) obtém-se a função Gama incompleta (Equação 7).

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (7)$$

A função Gama é indefinida para $x = 0$ e uma distribuição de precipitação pode conter zeros, a probabilidade cumulativa pode então ser obtida conforme a Equação 8.

$$H(X) = q + (1 - q) G(x) \quad (8)$$

em que: $H(x)$ é a distribuição de probabilidade cumulativa; q é a frequência de ocorrência de valores nulos e $G(x)$ é a distribuição cumulativa teórica.

Se m é o número de zeros em uma série temporal de precipitação, Thom (1966) indica que q pode ser determinado por $m/(n+1)$, onde n corresponde ao tamanho da amostra. Para verificar a adequabilidade da distribuição Gama foi feito o teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov, com nível de significância a 5% ($\Delta F_{\text{crítico}(30;0,05)} = 0,242$). A distribuição de probabilidade cumulativa $H(x)$ é então transformada em uma variável aleatória normalizada (Z), com média igual a zero e desvio padrão igual a um, a qual corresponde ao valor final do SPI. A determinação do SSFI ocorre de forma semelhante, entretanto, o dado de entrada é o escoamento (MODARRES, 2007).

3.3.2. Classificação da seca

Após o cálculo dos índices de seca, foi utilizada uma classificação geral padronizada baseada na classificação de McKee, Doesken e Kleist (1993). Porém, essa classificação contempla apenas a seca, com isso, a OMM (2012) complementou essa classificação abordando também os períodos úmidos, o que pode ser útil em alguns estudos específicos. Esse tipo de classificação é importante para determinar o grau de severidade da seca, o que facilita a interpretação dos mapas, além de permitir a comparação entre os diferentes índices utilizados. Na Tabela 2 está apresentada a classificação dos valores do índice e a probabilidade de ocorrência de cada classe.

Tabela 2 - Classificação da intensidade da seca para os índices SPI e SSFI, em que I refere-se ao valor obtido para os índices.

Classificação	Valores	Probabilidade (%)
Extremamente seco	$I \leq -2,0$	2,3
Severamente seco	$-2,0 < I \leq -1,5$	4,4
Moderadamente seco	$-1,5 < I \leq -1,0$	9,2
Quase Normal	$-1,0 < I < 1,0$	68,2
Moderadamente úmido	$1,0 \leq I < 1,5$	9,2
Severamente úmido	$1,5 \leq I < 2,0$	4,4
Extremamente úmido	$I \geq 2,0$	2,3

Fonte: Adaptado de OMM (2012).

3.4.Mapeamento do SPI

Visando checar a adequabilidade de aplicação da geoestatística para o mapeamento do SPI, realizou-se uma análise exploratória dos dados conforme recomendado por Ribeiro Júnior e Diggle (2001). Foram analisadas duas premissas básicas: a normalidade das diferenças entre pares de pontos por meio do histograma de frequência e a tendência espacial por meio de gráficos de dispersão. Essas análises foram realizadas em linguagem R, mais especificamente o pacote geoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLE, 2001).

Para a interpolação foi definida a krigagem ordinária, com modelo de semivariograma exponencial, por apresentar boa precisão na interpolação de dados ambientais conforme sugerem Gupta, Kamble e Machiwal (2017) e Chebbi et al. (2017). A interpolação do SPI foi realizada utilizando o programa ArcGIS 9 (ESRI, 2002). O SPI foi espacializado, inicialmente, para a escala de ano hidrológico entre 1987 e 2017. Posteriormente selecionaram-se os três anos mais secos e os três mais úmidos para proceder uma análise detalhada na escala sazonal.

Na análise da qualidade dos ajustes, foram utilizadas a técnica de validação cruzada e o cálculo do grau de dependência (GD). Segundo Mello et al. (2008) a validação cruzada estima os pontos amostrados, baseado no modelo de semivariograma ajustado e compara o valor estimado ao real. Após a validação, a qualidade dos ajustes foi expressa por meio do erro médio reduzido (ER), desvio padrão dos erros reduzidos (S_{ER}) (MELLO, 2004) e erro padrão médio (EPM) (GUNDOGDU, 2017), conforme Equações 9, 10 e 11. Para um modelo que forneça previsões precisas, o ER deve ser próximo a zero, o S_{ER} próximo a um e o EPM o menor possível (KUMAR; MAROJU; BHAT, 2007).

$$ER = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right) \quad (9)$$

$$S_{ER} = \sqrt{\frac{1}{N} \left\{ \sum_{i=1}^N \left(\frac{z(x_i) - z^*(x_i)}{\sigma(x_i)} \right)^2 \right\}} \quad (10)$$

$$EPM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sigma(x_i)}{N}} \quad (11)$$

em que: N representa o número de dados da validação cruzada; $z(x_i)$ é o valor observado no ponto i ; $z^*(x_i)$ é o valor estimado para o ponto i e $\sigma(x_i)$ é o desvio padrão da krigagem no ponto i .

De acordo com Mello et al. (2008) o GD permite classificar o grau de dependência espacial, sendo resultado da razão entre a variância estrutural (C_1) e o patamar ($C_0 + C_1$):

$$GD = \left(\frac{C_1}{C_0 + C_1} \right) * 100 \quad (12)$$

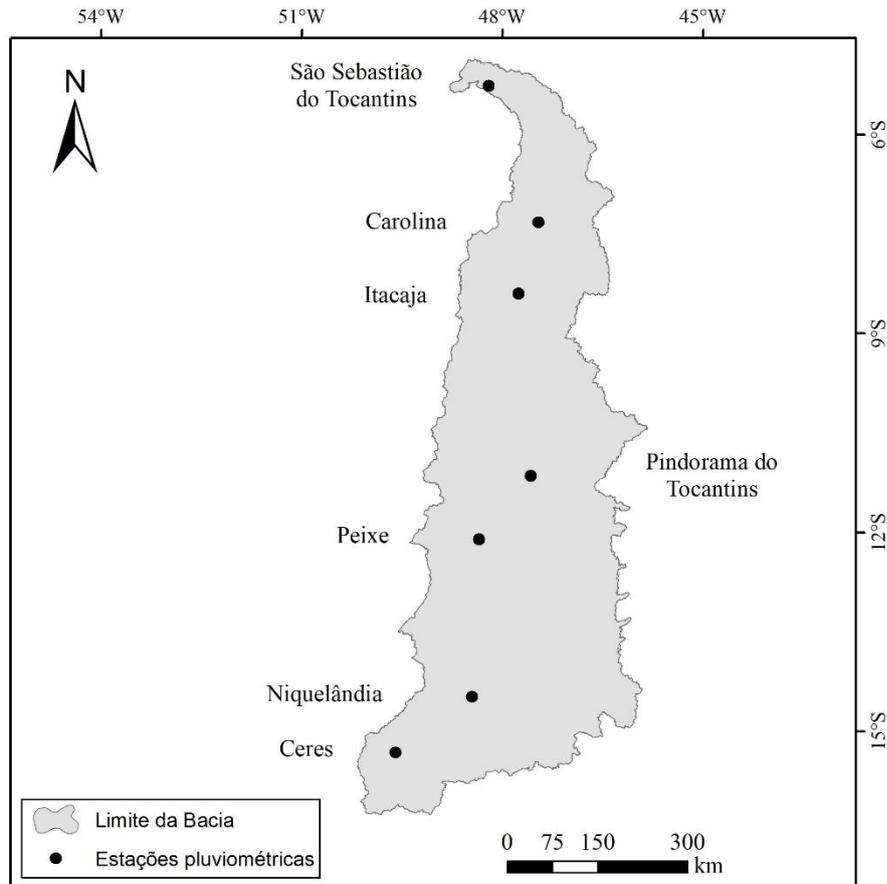
em que: C_0 é o efeito pepita (variação aleatória do fenômeno estudado); C_1 é a variância estruturada (variância explicada pela componente espacial) e $C_0 + C_1$ é o patamar (variação total do fenômeno avaliado).

O GD pode ser classificado da seguinte forma, conforme Cambardella et al. (1994): fraco (<25%); moderado (entre 25% e 75%) e forte (>75%).

3.5.Fenômenos climáticos de macroescala

Diversos autores relataram que fenômenos climáticos de macroescala podem alterar o clima em escala global. Diante disso, foram selecionadas séries históricas de sete estações pluviométricas mensais distribuídas ao longo da BHRT, com o menor número de falhas, para estudar a interferência desses fenômenos sobre a precipitação na bacia. A localização dessas estações pode ser visualizada na Figura 5.

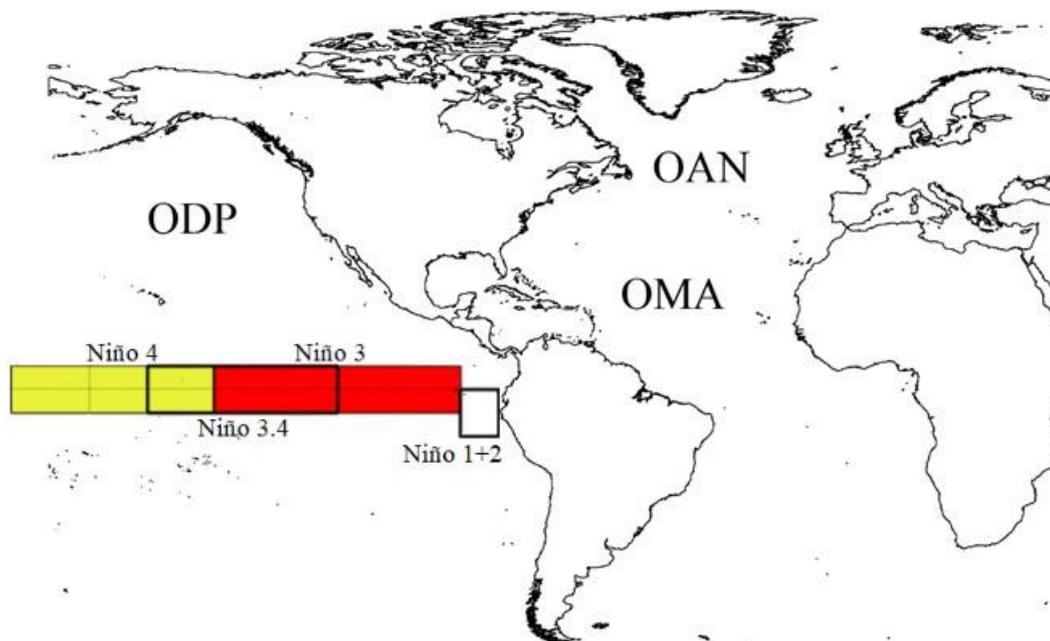
Figura 5 - Localização das estações pluviométricas utilizadas para correlacionar a precipitação na BHRT com fenômenos climáticos de macroescala.



Fonte: Do autor (2019).

Para fazer a correlação entre as séries pluviométricas e os fenômenos climáticos de macroescala foi utilizada a plataforma *KNMI Climate Explorer* (CE). Para isso, foram selecionados os fenômenos Niño (1+2, 3, 3.4 e 4), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), os quais tem efeitos comprovados sobre o clima no Brasil e em diversas partes do planeta (GUTIÉRREZ et al., 2014; NEWMAN et al., 2016; SANTOS; SIQUEIRA; MELO, 2016). A localização desses fenômenos pode ser visualizada na Figura 6.

Figura 6 - Localização dos fenômenos climáticos El Niño (1+2, 3, 3.4 e 4), ODP, OAN e OMA.



Fonte: Adaptado de NOAA (2018).

O ENOS é medido por meio do Índice Oceânico do Niño (ION), o qual corresponde à média trimestral de anomalias na TSM, normalmente na região Niño 3.4 ($5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ} - 170^{\circ}\text{O}$), baseado em períodos de 30 anos centralizados, atualizados a cada cinco. O El Niño representa uma variação positiva no ION maior ou igual a 0,5 por pelo menos cinco trimestres consecutivos. O fenômeno La Niña é o oposto, ou seja, variação de ION menor ou igual a -0,5 pelo mesmo período (NOAA, 2018).

Segundo Trouet e Van Oldenborch (2013) o CE permite correlacionar uma série temporal definida pelo usuário com séries temporais de índices climáticos. A análise de correlação cruzada é utilizada na medição do grau de associação linear entre duas variáveis e se refere ao grau de variação conjunta entre as duas variáveis selecionadas (OROZCO; ESCOBAR, 2008; VAIDYA, 2005). As séries temporais climáticas fornecidas pelo CE estão disponíveis na forma diária, mensal e anual, sendo que os dados mensais são mais abundantes na plataforma (TROUET; VAN OLDENBORCH, 2013).

3.6. Estudo da interação entre as secas meteorológica e hidrológica

A interação entre as secas meteorológica e hidrológica foi feita por meio de comparação entre o SPI para a área de drenagem dos postos fluviométricos e a classificação do SSFI para o posto correspondente, em escala anual e trimestral.

Complementarmente, para os anos mais secos foram adquiridos mapas mensais do Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI) junto à base de dados do *Climatic Research Unit* (CRU). Esses dados são disponibilizados em escala global para o período de janeiro de 1901 a dezembro de 2017, com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Segundo Osborn et al. (2017) para estimar o scPDSI é utilizada a precipitação e a ETp (Penman-Monteith), o que permite identificar o efeito de outras variáveis, como a temperatura, sobre as secas na bacia. De forma resumida, esse índice trata da diferença entre a precipitação real (P) e a precipitação necessária para manter um nível normal de balanço hídrico (\hat{P}), conforme a Equação 13, para o índice em escala mensal (WELLS; GODDARD; HAYES, 2004).

$$d = P - \hat{P} \quad (13)$$

em que: d consiste no déficit ou excesso de umidade, em mm.

Entretanto, a saída de umidade (d) não reflete com precisão como e até que ponto a falta ou excesso de umidade afeta uma região. Para corrigir isso, o PDSI baseia-se na anomalia de umidade, índice Z , que é resultado do produto entre d e da característica climática K (Equação 14), o qual tem a função de corrigir valores atípicos que surgem na saída de umidade devido ao clima local e da mudança de acordo com as estações do ano.

$$\tilde{K} = \frac{17,67}{\sum_{j=1}^{12} |\bar{d}_j| K'_j} \quad (14)$$

em que: \tilde{K} representa a característica climática; j está associado ao mês; 17,67 é uma constante empírica de Palmer (1965), em pol; e K'_j se aproxima das condições médias do solo de cada mês.

O denominador da Equação 14 representa a anomalia de umidade (\tilde{Z}) para um dado mês. Por outro lado, o valor 17,67 pol está associado ao valor médio de \tilde{Z} obtido de forma experimental. Diante disso, \tilde{K} pode ser reescrito como a razão entre o valor esperado e observado de \tilde{Z} . Se \tilde{Z} é considerado como a soma anual média da anomalia de umidade, então o PDSI pode ser utilizado em seu lugar, uma vez que esse índice é baseado na anomalia de umidade acumulada, conforme a equação 15.

$$\tilde{K} = \frac{scPDSI \text{ esperado}}{scPDSI \text{ observado}} \quad (15)$$

Palmer (1965) definiu o intervalo de -4,0 a 4,0 para valores de PDSI não extremos, porém na prática esse valor varia. Para aproximar a frequência de eventos extremos (f_e) à realidade, Wells, Goddard e Hayes (2004) propuseram que o valor de f_e utilizado seja igual a 2%, o que proporciona a seguinte equação para a característica climática (Equação 16).

$$\begin{aligned}\tilde{K} &= K'(-4/2^{\circ} \text{ percentil}), \text{ se } d < 0 \\ \tilde{K} &= K'(-4/98^{\circ} \text{ percentil}), \text{ se } d \geq 0\end{aligned}\quad (16)$$

Para calcular \tilde{K} conforme a Equação 16, o scPDSI deve ser determinado utilizando $\tilde{Z}=dK'$. Após calcular essa aproximação de primeira ordem de Z, os 2° e 98° percentis dos valores de PDSI são utilizados para calcular \tilde{K} e, em seguida, o scPDSI é recalculado. Após isso, o scPDSI calcula automaticamente os fatores de duração para os períodos de chuva e de seca, estabelecidas de forma separada. Mais detalhes sobre o cálculo do scPDSI podem ser encontrados em Palmer (1965) e Wells, Goddard e Hayes (2004). A classificação do scPDSI proposta por Palmer (1965) foi adaptada para permitir a comparação entre as classes de seca do SPI e SSFI com o scPDSI, conforme pode ser observado na Tabela 3.

Tabela 3 - Classificação da intensidade da seca para o scPDSI.

Classificação	Valores
Extremamente seco	scPDSI \leq -4,0
Severamente seco	-4,0 < scPDSI \leq -3,0
Moderadamente seco	-3,0 < scPDSI \leq -2,0
Quase Normal	-2,0 < scPDSI < 2,0
Moderadamente úmido	2,0 \leq scPDSI < 3,0
Severamente úmido	3,0 \leq scPDSI < 4,0
Extremamente úmido	scPDSI \geq 4,0

Fonte: Adaptado de Palmer (1965).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise geoestatística

Por meio da análise exploratória verificou-se que algumas séries apresentaram tendência espacial (1988-89, 1991-92, 1992-93, 1995-96, inverno de 1996-97, outono de 2016-17, verão de 2016-17 e inverno de 2016-17), tendo sido realizada a remoção da tendência de primeira ordem nesses casos, conforme recomendado por Nalder e Wein (1998).

Os resultados da análise geoestatística estão disponíveis na Tabela 4. Observa-se que dentre as 59 análises, 51% apresentaram grau de dependência forte e 49% moderado. Isso mostra que a krigagem ordinária exponencial consegue explicar a continuidade espacial do SPI, conforme também foi constatado por Gois, Delgado e Oliveira Júnior (2015) em estudo específico sobre o estado de Tocantins. As estatísticas ER e S_{ER} foram satisfatórias, uma vez que os valores da primeira foram próximos a 0 e da segunda próximos a 1. Além disso, EPM proporcionou valores baixos em relação aos totais, corroborando com os resultados anteriores. Jesus (2018) encontrou valores semelhantes aplicando o modelo exponencial na espacialização do SPI para a bacia do rio Doce, o que comprova a eficiência desse modelo de semivariograma para a espacialização do índice.

Tabela 4 - Resultado das análises geoestatísticas para a interpolação do SPI e da precipitação na BHRT.

Período	GD	ER	S _{ER}	EPM	Período	GD	ER	S _{ER}	EPM
A.H. 1987-88	100,0	0,01	1,07	0,77	P 1989-90	100,0	0,01	1,04	0,67
A.H. 1988-89	100,0	-0,01	1,01	0,73	P 1996-97	35,8	0,01	1,02	0,81
A.H. 1989-90	100,0	0,01	0,99	0,76	P 1997-98	100,0	0,02	1,00	0,75
A.H. 1990-91	100,0	0,00	0,98	0,75	P 1999-00	71,8	0,01	0,96	0,55
A.H. 1991-92	100,0	0,00	0,97	0,83	P 2015-16	100,0	-0,02	0,95	0,97
A.H. 1992-93	47,1	0,01	1,01	0,74	P 2016-17	80,5	0,00	1,10	0,71
A.H. 1993-94	36,5	0,00	1,03	0,78	V 1989-90	100,0	0,02	0,99	0,80
A.H. 1994-95	54,2	0,02	1,06	0,79	V 1996-97	27,7	0,00	0,94	0,87
A.H. 1995-96	66,6	0,00	1,02	0,65	V 1997-98	44,8	0,00	0,98	0,87
A.H. 1996-97	51,9	0,01	0,97	0,77	V 1999-00	32,5	0,01	0,89	0,78
A.H. 1997-98	94,6	0,01	0,96	0,78	V 2015-16	66,5	0,01	0,96	1,05
A.H. 1998-99	28,6	-0,01	0,99	0,86	V 2016-17	81,4	0,01	0,98	0,77
A.H. 1999-00	29,4	0,02	0,94	0,72	O 1989-90	100,0	-0,02	1,01	0,60
A.H. 2000-01	89,7	-0,01	0,96	0,70	O 1996-97	58,3	0,00	0,99	0,63
A.H. 2001-02	56,5	0,00	1,04	0,60	O 1997-98	49,5	0,00	1,01	0,69
A.H. 2002-03	96,5	-0,03	1,04	0,70	O 1999-00	97,6	-0,02	0,99	0,68
A.H. 2003-04	91,5	0,01	1,10	0,71	O 2015-16	69,6	-0,02	0,96	0,78
A.H. 2004-05	84,4	0,00	1,03	0,86	O 2016-17	79,9	0,01	1,01	0,78
A.H. 2005-06	34,6	0,00	0,99	0,86	I 1989-90	97,5	-0,04	0,96	0,80
A.H. 2006-07	56,1	-0,03	1,03	0,83	I 1996-97	62,6	0,01	0,98	0,72
A.H. 2007-08	54,3	-0,01	0,95	0,87	I 1997-98	68,2	0,03	1,06	0,88
A.H. 2008-09	40,8	-0,01	1,02	0,89	I 1999-00	28,8	0,01	1,04	0,89
A.H. 2009-10	100,0	0,01	0,98	0,79	I 2015-16	85,7	0,01	1,12	0,84
A.H. 2010-11	49,6	0,00	0,98	0,79	I 2016-17	25,0	0,01	0,90	0,78
A.H. 2011-12	49,9	0,00	1,06	0,84	Prec. Anual	80,3	0,01	0,95	182,27
A.H. 2012-13	100,0	0,00	1,03	0,83	Prec. Primavera	100,0	0,01	1,09	37,14
A.H. 2013-14	79,5	-0,02	1,03	0,80	Prec. Verão	79,5	0,01	0,98	92,86
A.H. 2014-15	44,9	0,02	1,06	0,76	Prec. Outono	98,4	0,01	1,24	49,37
A.H. 2015-16	100,0	-0,02	1,00	0,72	Prec. Inverno	100,0	0,01	1,14	4,76
A.H. 2016-17	34,5	-0,01	1,02	0,76					

Fonte: Do autor (2019).

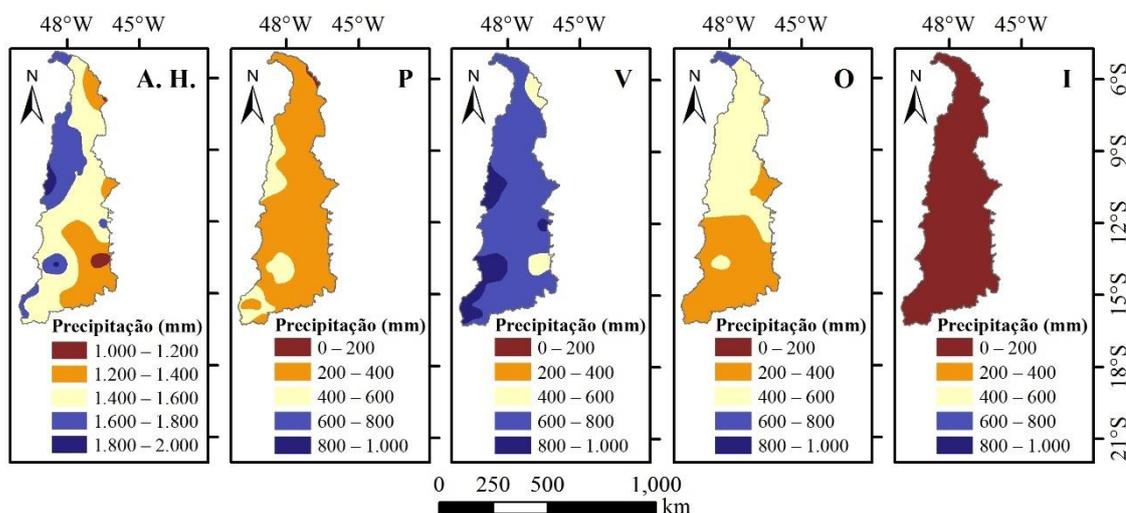
Legenda: GD = Grau de dependência; ER = Erro médio reduzido; S_{ER} = Desvio padrão dos erros reduzidos; EPM = Erro padrão médio; A. H. = Ano hidrológico; P = Primavera; V = Verão; O = Outono; I = Inverno, Prec. = Precipitação.

4.2. Precipitação média na BHRT

Na Figura 7 estão apresentados os mapas da distribuição da precipitação média na bacia hidrográfica do rio Tocantins para o ano hidrológico e para as estações do ano entre 1987 e 2017. Por meio do mapa do ano hidrológico é possível notar maiores lâminas ao oeste da bacia,

nas proximidades do bioma Amazônia. Por outro lado, a leste, nas proximidades do bioma Caatinga, ocorrem as menores lâminas.

Figura 7 - Precipitação média na BHRT para o ano hidrológico e estações do ano.



Fonte: Do autor (2019).

Legenda: A. H. = Ano hidrológico; P = Primavera; V = Verão; O = Outono; I = Inverno.

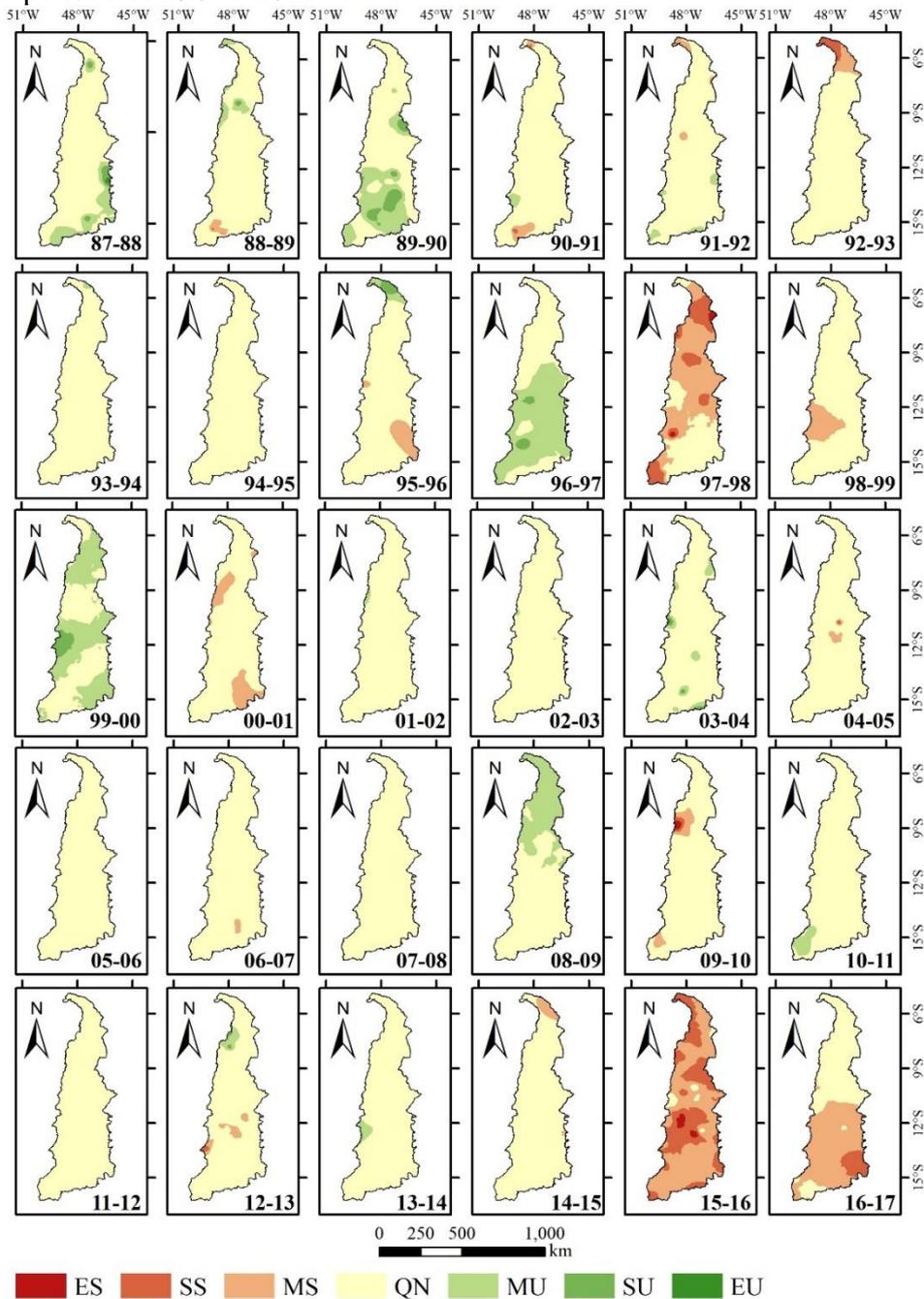
A precipitação na bacia varia de 1.131 mm a 1.910 mm, sendo que a média é igual a 1.496 mm. Na primavera, a lâmina média precipitada na bacia é de 347 mm, o que corresponde a 23,2% do total anual. O verão é a estação que concentra os maiores valores de precipitação, com média de 722 mm, aproximadamente 48,3% do total. A alta variabilidade espacial da precipitação nessa estação pode estar relacionada, dentre outros fatores, à alta umidade proveniente da Amazônia, à incidência de veranicos e à ocorrência de chuva convectiva em determinadas regiões específicas. A precipitação média no outono é de 415 mm, 27,7% do anual. Enquanto no inverno a média para a bacia é de 13 mm, o que equivale a apenas 0,8% do total anual.

Durante o período chuvoso (outubro a abril) a lâmina média precipitada na bacia é de 1407 mm, aproximadamente 94% da precipitação total anual. Resultado semelhante foi obtido por Viola et al. (2014) para o estado de Tocantins. Ainda de acordo com esses autores a erosividade média no período chuvoso ultrapassa $500 \text{ MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ por mês no estado, valor considerado crítico, uma vez que acima desse limite considera-se que podem ocorrer perdas de solo superiores ao limite tolerado. Diante disso, percebe-se a existência de alta variabilidade espacial e temporal da precipitação na BHRT, com período chuvoso e de estiagem bem definidos, característicos do bioma Cerrado.

4.3. Índices de seca

O teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov comprovou a adequabilidade da distribuição Gama para todos os postos fluviométricos e pluviométricos, com exceção de 64 postos de chuva durante a estação do inverno, os quais foram removidos na espacialização do SPI para essa estação. Os resultados da interpolação do SPI por ano hidrológico entre 1987 e 2017 estão apresentados na Figura 8.

Figura 8 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) anual para a BHRT para o período de 1987 a 2017.



Fonte: Do autor (2019).

Legenda: ES = Extremamente seco; SS = Severamente seco; MS = Moderadamente seco; QN = Quase normal; MU = Moderadamente úmido; SU = Severamente úmido; EU = Extremamente úmido.

As secas mais significativas que atingiram a bacia em termos de severidade e abrangência espacial foram nos anos hidrológicos de 1997-98, 2015-16 e 2016-17. A primeira incidiu sobre 66% da área total da bacia, principalmente no médio e baixo curso do rio Tocantins. A seca foi classificada como moderada em 49% de sua área, severa em 16% e extrema em 1%. Lima e Aghakouchak (2017) identificaram o ano de 1997-98 como um dos mais secos na bacia Amazônica para o período que compreende os anos de 1980 a 2013. Além disso, Marengo et al. (2018) relatam que o ano de 1998 foi um dos mais secos no Nordeste do Brasil, principalmente devido à baixa lâmina precipitada entre os meses de fevereiro e maio.

Em 2015-16 a seca se estendeu por quase praticamente toda a BHRT (97% da área). Houve seca classificada como moderada em 60% da bacia, severa em 35% e extrema em 2%. Os efeitos desse evento também foram perceptíveis nas regiões norte e nordeste do Brasil (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016; MARENGO et al., 2018).

O ano hidrológico de 2016-17 manifestou-se principalmente no alto e médio curso do rio Tocantins. As áreas de seca moderada e severa atingiram 47% e 6% da área total da bacia, respectivamente. Jesus (2018) identificou evento semelhante na bacia hidrográfica do rio Doce, localizada no sudeste do Brasil, o qual teve início em 2013.

Em relação aos períodos úmidos, ganharam destaque os anos de 1989-90, 1996-97 e 1999-00. Para os dois primeiros as áreas úmidas se estenderam principalmente pelo alto e médio curso do rio Tocantins, ocupando 35% e 59% da área total da bacia, respectivamente. Em 1999-00 observou-se a ocorrência de áreas úmidas por toda a bacia, totalizando 52% da área. Esses eventos atingiram outras regiões do Brasil, como o estado de Mato Grosso do Sul, localizado no centro-oeste do Brasil (TEODORO et al., 2015) e na Amazônia, com exceção de 1996-97 (MARENGO et al., 2013).

Alguns autores relacionaram a ocorrência de eventos de seca em diversas regiões do Brasil a mudanças na TSM no Pacífico e no Atlântico (GOIS; DELGADO; OLIVEIRA JÚNIOR, 2015; KAYANO et al., 2016; SANTOS et al., 2014; SILVA et al., 2013; SILVA; SILVA, 2016; TEODORO et al., 2015). Além disso, o INMET considera anomalias na TSM do Pacífico e do Atlântico para realizar a previsão sazonal da precipitação e da temperatura no Brasil (LÚCIO et al., 2010). Diante disso, o resultado da correlação entre as séries pluviométricas e os fenômenos climáticos de macroescala podem ser observados na Tabela 5.

Tabela 5 - Correlação entre a precipitação mensal entre 1987 e 2017 e fenômenos climáticos de macroescala.

Estações pluviométricas	Lat	Niño				ODP	OAN	OMA
		1+2	3	3.4	4			
São Sebastião do TO	-5,26	-0,37*	-0,57*	-0,62*	-0,55*	-0,40*	-0,27	0,50*
Carolina	-7,32	-0,39	-0,25	-0,11	0,02	-0,21	-0,11	-0,11
Itacaja	-8,39	-0,19	-0,28	-0,26	-0,27	-0,12	0,21	-0,35
Pindorama do TO	-11,14	-0,22	-0,25	-0,26	-0,24	-0,38*	-0,47*	0,10
Peixe	-12,1	-0,14	-0,24	-0,22	-0,19	0,09	0,12	-0,41*
Niquelândia	-14,48	-0,03	-0,11	-0,14	-0,16	-0,26	0,24	-0,21
Ceres	-15,31	-0,07	-0,10	-0,03	0,01	-0,25	0,33	-0,32

Fonte: Do autor (2019).

Legenda: Lat = Latitude, em graus decimais; ODP = Oscilação Decadal do Pacífico; OAN = Oscilação do Atlântico Norte; OMA = Oscilação Multidecadal do Atlântico.

*Correlação estatisticamente significativa a um nível de significância de 5%.

De forma geral, nota-se correlação negativa entre a TSM do Pacífico com a precipitação na BHRT. Isso significa que anomalias positivas de temperatura nas regiões Niño (1+2, 3, 3.4 e 4) e ODP podem estar relacionadas a períodos com precipitação reduzida na bacia. Nota-se que esta correlação é maior principalmente ao norte da BHRT (baixo curso do rio Tocantins), a qual está mais próxima da bacia Amazônica, mostrando que a precipitação nesta região sofre mais influência dos fenômenos cíclicos relacionados com a TSM do Pacífico do que a região sul da bacia (alto curso). Quando se observa os resultados da correlação da precipitação da BHRT com a TSM do Atlântico, por sua vez, não se identifica um padrão claramente configurado.

Garreaud et al. (2009) relatam que anomalias de precipitação e de temperatura relacionadas à ODP possuem o mesmo comportamento que o fenômeno ENOS na América do Sul, porém com menor amplitude. Entretanto, na BHRT, em alguns postos pluviométricos, a ODP apresentou maior correlação com a precipitação mensal que o fenômeno ENOS (região Niño 3.4), principalmente na região sul da bacia.

Os dois principais anos secos (1997-98 e 2015-16) na BHRT ocorreram de forma simultânea com eventos de El Niño forte. Durante o ano hidrológico de 1997-98 o ION atingiu pico de 2,4, sendo o segundo maior valor desde 1950 (NOAA, 2018). Segundo Cupolillo (2008) esse evento causou alterações sobre o ciclo da água em diversas partes do planeta. Vale destacar também anomalias significativas positivas em 1997-98 nas séries de OMA e ODP e negativos de OAN (NOAA, 2018).

O El Niño mais intenso já registrado pelo NOAA (2018) ocorreu em 2015-16, com o ION atingindo valor máximo de 2,6. Observa-se que esse evento coincide com a seca mais drástica monitorada na bacia para o período abordado no presente estudo. Constata-se também,

para o referido ano hidrológico, que foram observados valores atípicos positivos para OMA e ODP e negativas na série de OAN (NOAA, 2018).

O período de elevada umidade na BHRT no ano hidrológico de 1999-00 coincide com um dos mais longos eventos de La Niña registrados, o qual se estendeu de junho de 1998 a março de 2001. Os outros dois anos úmidos identificados (1989-90 e 1996-97) ocorreram em períodos sem anomalia significativa na TSM na região Niño 3.4. Cabe destacar também o ano hidrológico de 2008-09, para o qual o baixo curso do rio Tocantins foi úmido, e que se deu em período de La Niña fraco. Uma constatação interessante com relação aos anos mais úmidos identificados é que a sua ocorrência se deu após um ano de La Niña variando de moderado a forte. Nota-se também que nos anos mais úmidos foram observadas anomalias positivas da OAN. Foram constatados também valores negativos significativos de ODP durante os anos úmidos, com exceção de 1996-97.

Importantes constatações sobre a influência de fenômenos climáticos de macroescala no regime de precipitação têm sido relatadas na literatura. Santos, Siqueira e Melo (2016) observaram que existe uma relação inversa significativa entre a precipitação mensal na América do Sul e os fenômenos OMA e OAN, com base no período de janeiro de 1900 a dezembro de 2008. Huang et al. (2017) relatam que a ocorrência de fenômenos climáticos de macroescala, em especial o ENOS e a Oscilação Ártica, mostraram forte correlação com os eventos de seca hidrológica na bacia do rio Wei, na China, onde, segundo os autores, esses fenômenos geram um aumento na evaporação das águas superficiais, além de causar alterações sobre o regime pluviométrico. Hosseinzadeh Talaei, Tabari e Ardakani (2014) concluíram que a seca hidrológica em uma província no oeste do Irã é mais severa durante o El Niño, além de uma fraca relação do SSFI com o OAN.

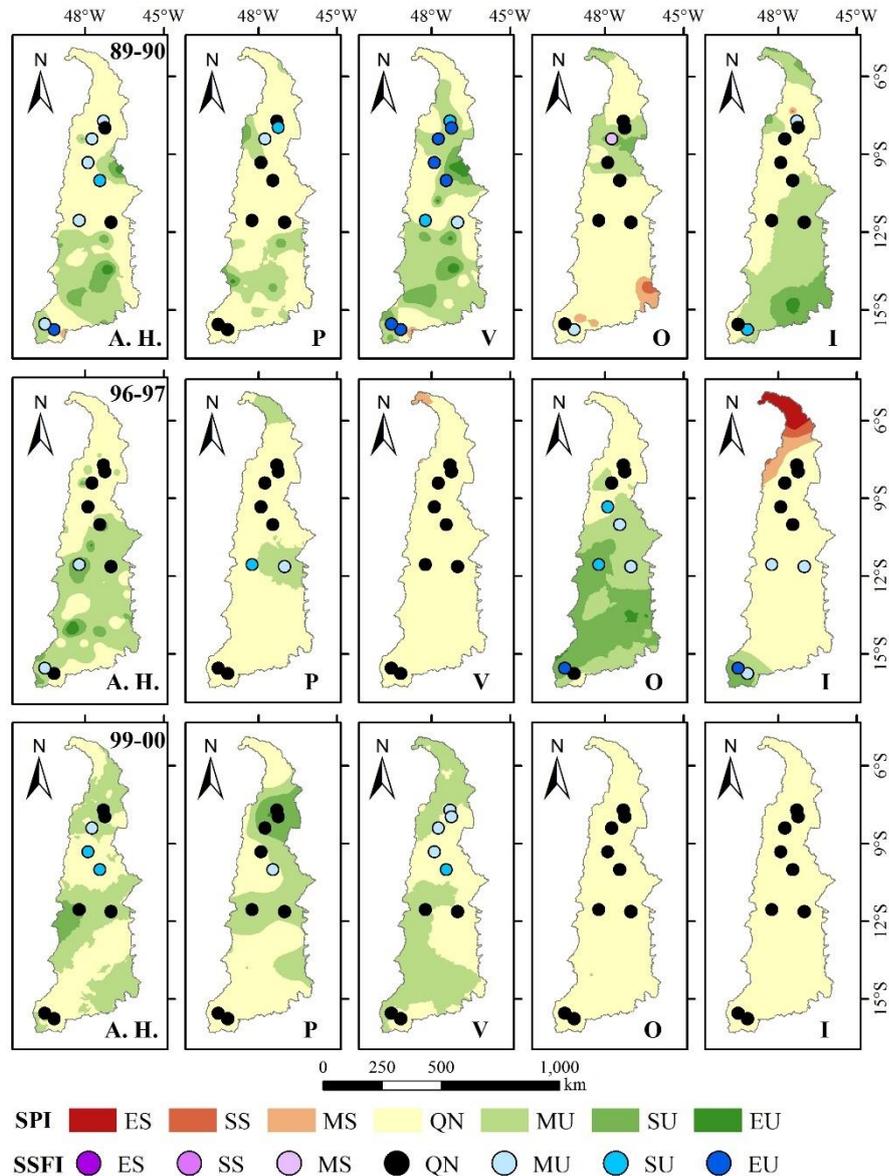
Lima e Aghakouchak (2017) relatam que valores positivos do ENOS, juntamente com correlação negativa encontrada na TSM do Atlântico Norte Tropical, estão relacionados com a seca em toda bacia Amazônica. Resultado semelhante foi encontrado por Zou et al. (2016), os quais argumentam que as secas que atingiram o norte da bacia Amazônica estão relacionadas ao El Niño, enquanto que a região sul da bacia é mais afetada por anomalias positivas de OAN. Capozzoli, Cardozo e Ferraz (2017) encontraram correlação significativa entre os fenômenos ENOS, ODP, OAN e OMA e séries mensais de vazão de localizadas no interior da bacia hidrográfica do rio Tocantins-Araguaia.

Vale ressaltar que outros fenômenos podem atuar na região, causando mudanças sobre o ciclo hidrológico na bacia, como por exemplo os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Esse sistema pode gerar efeitos contrários sobre a precipitação de uma região, uma

vez que a lâmina precipitada é maior em sua periferia devido à atuação da convecção, por outro lado, os VCAN podem inibir drasticamente a formação de nuvens devido ao movimento descendente de ar frio e seco em seu centro (COSTA, 2009). Segundo Ferreira e Mello (2005) o tempo de vida desses sistemas varia, em média, de 7 a 10 dias e seu centro abrange grande parte da BHRT.

Na Figura 9 estão apresentados os mapas de SPI para os anos mais úmidos identificados (1989-90, 1996-97 e 1999-00) no período estudado, juntamente aos valores pontuais do SSFI para a localização dos postos fluviométricos avaliados.

Figura 9 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para a BHRT e valores pontuais do Índice Padronizado de Escoamento (SSFI) para alguns postos fluviométricos, em escala de ano hidrológico (AH) e trimestral: primavera (P), verão (V), outono (O) e inverno (I). Ênfase para os três anos mais úmidos identificados com base no SPI anual entre 1987 e 2017.



Fonte: Do autor (2019).

Legenda: ES = Extremamente seco; SS = Severamente seco; MS = Moderadamente seco; QN = Quase normal; MU = Moderadamente úmido; SU = Severamente úmido; EU = Extremamente úmido.

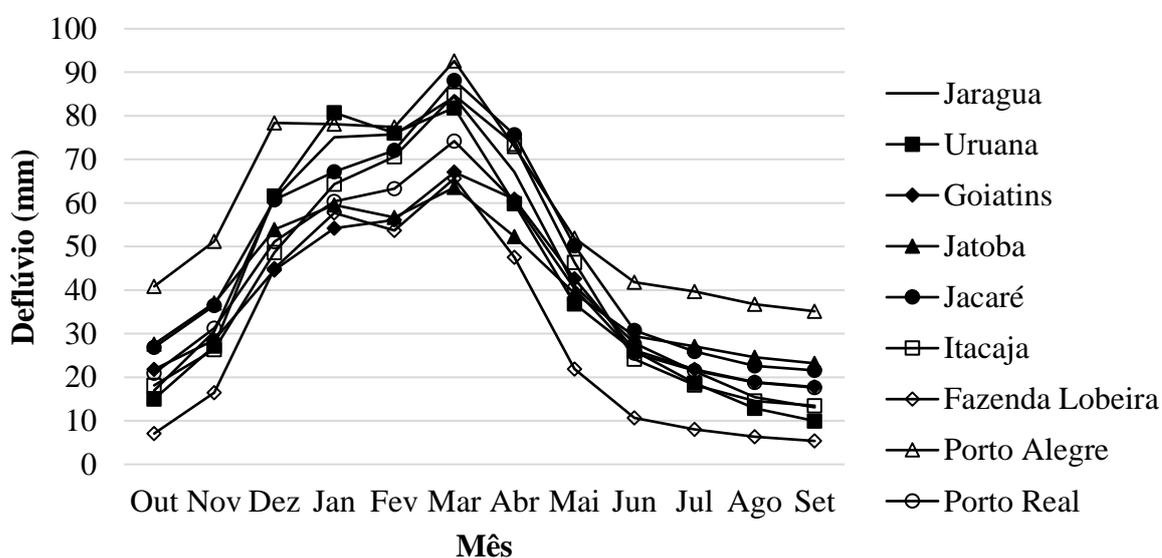
Constata-se que devido à alta concentração das chuvas no verão, esta é a estação que apresenta maior peso no computo do SPI anual. Por outro lado, durante o inverno a situação se inverte devido à reduzida lâmina precipitada nesta estação. Isso pode ser observado, por exemplo, para a região norte da bacia no ano hidrológico de 1996-97, para a qual mesmo havendo um inverno seco, os valores anuais de SPI foram normais.

Nota-se também que a precipitação do outono e da primavera, embora menos expressivas que a do verão, apresentam importante papel no SPI de alguns anos hidrológicos. A exemplo disso cita-se a precipitação do outono de 1996-97 e da primavera de 1999-00, decisivas no SPI dos respectivos anos hidrológicos.

Constatação aproximadamente semelhante à do SPI pode ser feita para o SSFI, tendo-se em vista a maior concentração do escoamento também no verão. O deflúvio médio anual varia de 345 mm (Fazenda Lobeira) a 697 mm (Porto Alegre). Em média, 13,5 % do deflúvio anual está concentrado na primavera, 37,5% no verão, 36% no outono e 13% no inverno. Nota-se que o percentual de escoamento do outono (36%) é maior que o de precipitação na mesma estação (27,7%), o que pode ser explicado pela recarga proporcionada pela estação anterior (verão).

O deflúvio médio mensal para os postos fluviométricos pode ser observado na Figura 10, por meio da qual nota-se um comportamento semelhante na variação mensal do deflúvio para os postos fluviométricos, com período de ascensão de outubro a março, seguido da recessão.

Figura 10 - Deflúvio médio mensal para os postos fluviométricos utilizados no cálculo do SSFI na BHRT.



Fonte: Do autor (2019).

Em uma segunda abordagem, centrada nos resultados apresentados na Figura 9, busca-se analisar a interação entre as secas meteorológica e hidrológica. Complementarmente, na Tabela 6 está apresentada a correlação de Pearson entre o escoamento e a precipitação na área de drenagem dos postos.

Tabela 6 - Correlação de Pearson entre o escoamento e a precipitação para a área de drenagem dos nove postos fluviométricos abordados.

Postos fluviométricos	Anual	Primavera	Verão	Outono	Inverno
Fazenda Lobeira	0,83	0,73	0,78	0,82	0,00
Goiatins	0,54	0,10	0,61	0,60	-0,22
Itacaja	0,63	0,68	0,70	0,64	0,18
Jacaré	0,65	0,20	0,67	0,64	-0,14
Jaraguá	0,26	0,39	0,19	0,11	0,18
Jatobá	0,36	0,53	0,59	0,51	0,09
Porto Alegre	0,57	0,53	0,68	0,53	0,04
Porto Real	0,45	0,56	0,75	0,71	-0,05
Uruana	0,88	0,62	0,84	0,69	0,26

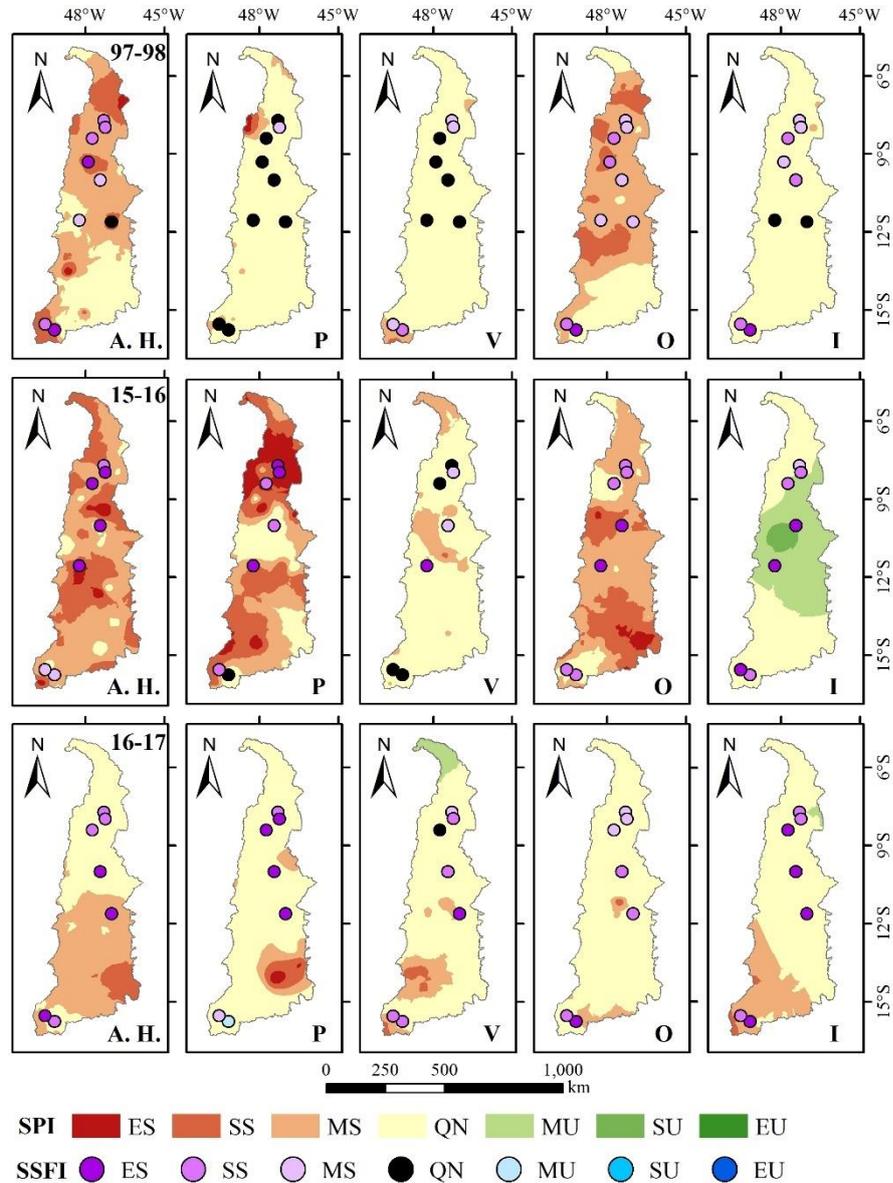
Fonte: Do autor (2019).

Observa-se correlações entre moderada e forte na maioria dos postos para o ano hidrológico, verão, outono e primavera. Entretanto, o inverno apresentou fraca correlação em todos os casos, o que ocorre tendo-se em vista que a precipitação desta estação é muito reduzida, e que o regime de escoamento é perene. No inverno, o escoamento é predominantemente subterrâneo, proveniente da recarga proporcionada nas estações anteriores.

A análise integrada do SPI e do SSFI na Figura 10 confirma os resultados da correlação de Pearson (Tabela 6), mostrando coerência entre a classificação de ambos os índices. Nota-se também, que para o inverno de 1996-97 os postos fluviométricos de Porto Alegre e Fazenda Lobeira apresentaram SSFI moderadamente úmido, embora tenha ocorrido seca na área de drenagem, confirmando a constatação anterior sobre a baixa correlação entre escoamento e precipitação nesta estação.

Na Figura 11 estão apresentados o SPI e o SSFI em escala anual e sazonal para os três anos mais secos identificados no período estudado.

Figura 11 - Mapas do Índice de Precipitação Padronizado (SPI) para a BHRT e valores pontuais do Índice Padronizado de Escoamento (SSFI) para alguns postos fluviométricos, em escala de ano hidrológico (AH) e trimestral: primavera (P), verão (V), outono (O) e inverno (I). Ênfase para os três anos mais secos identificados com base no SPI anual entre 1987 e 2017.



Fonte: Do autor (2019).

Legenda: ES = Extremamente seco; SS = Severamente seco; MS = Moderadamente seco; QN = Quase normal; MU = Moderadamente úmido; SU = Severamente úmido; EU = Extremamente úmido. Falhas nas séries históricas de escoamento: Porto Real e Porto Alegre (2015-16); Porto Real e Fazenda Lobeira (2016-17).

Observa-se, de maneira geral, coincidência entre os valores de SPI e SSFI para o ano hidrológico, conforme também relatado por Barker et al. (2016). Entretanto, para a escala de tempo sazonal ocorrem algumas divergências entre os índices. Como exemplo cita-se o verão de 2015-16, para o qual apesar da área de drenagem de alguns postos fluviométricos apresentarem precipitação normal, houve SSFI classificado como seca moderada ou severa.

Este tipo de ocorrência pode ser explicado por: a) baixa densidade de postos pluviométricos em algumas áreas de drenagem: o que pode comprometer a qualidade do mapeamento, sobretudo tendo-se em vista a predominância de eventos de precipitação convectiva na BHRT; e b) gênese do escoamento subterrâneo: a magnitude do escoamento subterrâneo em determinada estação é dependente da relação precipitação/recarga ocorrida nas estações anteriores e pelas características do aquífero. A análise das recessões dos hidrogramas mostrou coeficiente de depleção (α) variando de 0,0036 (posto fluviométrico Jatobá) a 0,0112 (posto fluviométrico Itacaja).

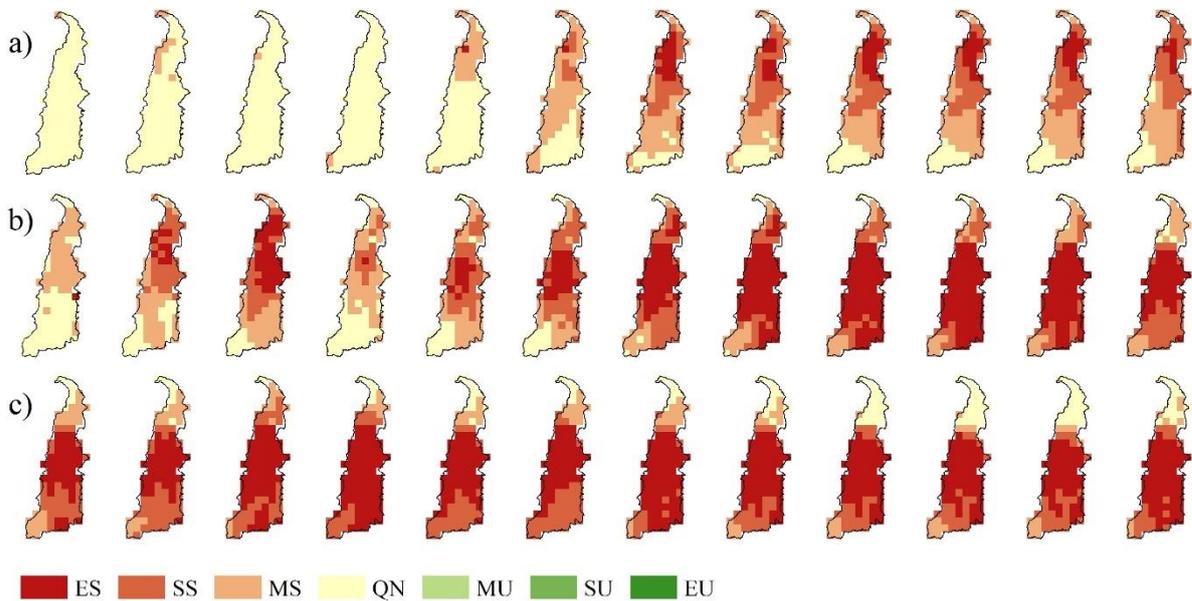
Medeiros (2016) analisou o volume da barragem Armando Ribeiro Gonçalves e do açude Cruzeta, ambos localizados no semiárido brasileiro, para o período de 1997 a 2015. Nos dois casos o ano em que a seca hidrológica foi mais severa foi em 2015, o que mostra que essa seca atingiu outras áreas do Brasil.

Em relação ao ano de 2016-17, verifica-se que até mesmo em regiões nas quais o SPI foi considerado normal houve SSFI classificado como seco. Isso está associado com o comprometimento da recarga subterrânea na extensiva seca ocorrida no ano anterior. Cabe exceção ao posto de Jaraguá, o qual apresentou SSFI moderadamente úmido na primavera, o que pode ser explicado pela menor severidade da seca na área de drenagem deste posto em 2015-16 e também em 2016-17.

Como reflexo de dois anos hidrológicos com incidência de seca meteorológica na região sul da BHRT, o reservatório da usina hidrelétrica Serra da Mesa atingiu em novembro de 2017 o menor nível desde o início de sua operação, 5,92% de sua capacidade total, conforme já relatado anteriormente.

Visando ao detalhamento do estudo da seca na BHRT, selecionaram-se os três eventos de seca mais abrangentes na bacia para a obtenção do scPDSI mensal junto à base de dados do CRU (Figura 12).

Figura 12 - Índice de Severidade de Seca de Palmer autocalibrado (scPDSI) mensal para os três anos mais secos (outubro a setembro): a) 1997-98, b) 2015-16 e c) 2016-17 na BHRT.



Fonte: Adaptado de CRU (2018).

Legenda: ES = Extremamente seco; SS = Severamente seco; MS = Moderadamente seco; QN = Quase normal; MU = Moderadamente úmido; SU = Severamente úmido; EU = Extremamente úmido.

Observa-se que para o ano de 1997-98 o scPDSI apresentou seca abrangendo quase toda a bacia entre os meses de março e setembro (outono e inverno), com exceção da região localizada ao sul da BHRT. Entre outubro de 2015 e setembro de 2017 todos os meses apresentaram incidência de seca em grande parte da bacia, incluindo áreas significativas classificadas como extremamente secas.

Nos dois últimos anos (2015 a 2017) houve aumento da temperatura média anual nas estações meteorológicas do banco de dados do INMET localizadas no interior da BHRT (Imperatriz, Pirenópolis, Posse, Pedro Afonso, Palmas, Peixe, Porto Nacional e Taguatinga), o que indica uma maior demanda evapotranspirométrica, aumentando a intensidade das secas nesses anos. Vicente-Serrano et al. (2014) em estudo realizado na Península Ibérica, no sul da Europa, relatam aumento na severidade da seca meteorológica e hidrológica nas últimas décadas, causado principalmente por um aumento na temperatura que gerou maior demanda de água por meio da evapotranspiração. Apesar disso, a ocorrência de seca na região foi controlada, principalmente, pela precipitação.

No ano de 2016-17, grande parte da BHRT apresentou sua área classificada como seca moderada a extrema, com exceção do extremo norte da bacia. Esse resultado pode ter

influenciado na seca hidrológica encontrada nos postos fluviométricos no mesmo período, conforme pode ser observado na Figura 11.

De forma geral, observa-se concordância entre o SPI e o scPDSI, porém, algumas divergências são encontradas, principalmente durante o inverno, onde a baixa lâmina precipitada faz com que haja maior influência da evapotranspiração nesse período, e no ano hidrológico de 2016-17, no qual o scPDSI apresentou maior severidade da seca.

Lima e Aghakouchak (2017) encontraram boa correlação entre o SPI e o scPDSI na bacia Amazônica para uma escala de 3 meses, porém, a correlação é reduzida quando se reduz a escala de tempo para mensal. Jiang et al. (2015) obtiveram coeficiente de correlação variando de 0,3 a 0,5 entre o scPDSI e o SPI de 1 a 4 meses na província de Shaanxi, noroeste da China. Tais constatações denotam que os resultados obtidos pelos índices são complementares para o entendimento das secas. Pereira et al. (2018) sugerem que houve intensificação da seca no estado de São Paulo causado pelo aumento na evapotranspiração, aumentando o risco de redução da safra devido à seca agrícola, principalmente durante o estágio de crescimento das plantas.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As secas meteorológicas mais severas que atingiram a bacia ocorreram nos anos de 1997-98, 2015-16 e 2016-17, sendo o penúltimo o mais crítico dos 30 anos analisados, abrangendo quase toda a bacia. Os principais eventos úmidos ocorreram nos anos de 1989-90, 1996-97 e 1999-00. A seca hidrológica é fortemente influenciada pela meteorológica, tanto na escala anual como na trimestral. Além disso, a seca meteorológica pode gerar uma diminuição no escoamento a longo prazo, mesmo após o término desta, o que pode ser reflexo da diminuição na recarga subterrânea durante a seca meteorológica.

Nota-se a influência da TSM do Pacífico na ocorrência dos eventos secos e úmidos na bacia, principalmente na região norte. Apesar de não haver um padrão bem definido, a TSM do Atlântico, por meio da OAN e OMA, também afeta a precipitação na BHRT.

De forma geral, existe uma concordância entre os valores do SPI e do scPDSI, o que mostra que a precipitação possui maior peso sobre a ocorrência de seca na BHRT. Entretanto, em alguns casos a evapotranspiração pode alterar a intensidade desses eventos, principalmente durante o inverno, onde os baixos valores de lâmina precipitada fazem com que haja maior peso da evapotranspiração potencial no balanço final. Vale ressaltar ainda que durante os anos mais quentes, o scPDSI apresentou maior severidade em relação ao SPI, causada pela maior demanda evapotranspirométrica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2013.
- ALVES, E. D. L.; BIUDES, M. S. Variabilidade Temporal da Precipitação em Iporá-GO: Um Estudo Climatológico. **Revista Ciências do Ambiente On-Line**, v. 4, n. 2, 2010.
- ANA – Agência Nacional de Águas (Brasil). **Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras – Edição Especial**. 2015. Disponível em: <<http://www.snirh.gov.br/portal/snirh/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/regioeshidrograficas2014.pdf>>. Acesso em: 07 fev. 2018.
- ANA – Agência Nacional de Águas (Brasil). **Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica dos Rios Tocantins e Araguaia: relatório e síntese**. Agência Nacional de Águas, Brasília. 256 p. 2009.
- ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica (Brasil). Capacidade de Geração do Brasil. 2018. Disponível em: <<http://www2.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/GeracaoTipoFase.asp>>. Acesso em: 22 nov. 2018.
- ANEEL - Agência Nacional de Energia Elétrica (Brasil). **Download KMZ**. 201?. Disponível em: <<http://sigel.aneel.gov.br/kmz.html>>. Acesso em: 10 abr. 2018.
- BARKER, L. J.; HANNAFORD, J.; CHIVERTON, A.; SVENSSON, C. From meteorological to hydrological drought using standardised indicators. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 6, p. 2483, 2016.
- BHALME, H. N.; MOOLEY, D. A. Large-scale droughts/floods and monsoon circulation. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 8, p. 1197-1211, 1980.
- BRITO, S. S. B.; CUNHA, A. P. M. A.; CUNNINGHAM, C. C.; ALVALÁ, R. C., MARENGO; J. A.; CARVALHO, M. A. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 517-529, 2018.
- BYUN, H.; WILHITE, D. A. Objective quantification of drought severity and duration. **Journal of Climate**, v. 12, n. 9, p. 2747-2756, 1999.
- CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEN, D. L.; TURCO, R. F.; KONOPKA, A. E. Field scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 58, n. 5, p. 1501-1511, 1994.
- CANAMARY, E. A.; REIS JÚNIOR, D. S.; MARTINS, E. S. Evaluation of ensemble SPI forecasts for Ceará, Northeastern Brazil. Drought: **Research and Science-Policy Interfacing**, p. 245, 2015.

- CAPOZZOLI, C. R.; CARDOSO, A. O.; FERRAZ, S. E. T. River Flow Variability Patterns in Main Brazilian Basins and Association with Climate Indices. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 243-254, 2017.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. Tempo e clima no Brasil. **São Paulo: Oficina de textos**, 463f. 2016.
- CHEBBI, A; BARGAOUI, Z. K.; ABID, N.; CUNHA, M. C. Optimization of a hydrometric network extension using specific flow, kriging and simulated annealing. **Journal of Hydrology**, v. 555, p. 971-982, 2017.
- COSTA, S. B. **Balanços de Vorticidade e Energia aplicados aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade de São Paulo, IAG-USP, 85f. 2009.
- CRAUSBAY, S. D.; RAMIREZ, A. R.; CARTER, S. L.; CROSS, M. S.; HALL, K. R., BATHKE; D. J.; DUNHAM, J. B. Defining ecological drought for the twenty-first century. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 12, p. 2543-2550, 2017.
- CRU – Climatic Research Unit. **Self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI)**. 2018. Disponível em: < <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/drought/>>. Acesso em: 03 jan. 2019.
- CUPOLILLO, F. **Diagnóstico hidroclimatológico da bacia do rio Doce**. Tese (doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 156 f. 2008.
- D'ODORICO, P.; BHATTACHAN, A.; DAVIS, K. F.; RAVI, S.; RUNYAN, C. W. Global desertification: drivers and feedbacks. **Advances in Water Resources**, v. 51, p. 326-344, 2013.
- DAI, A. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D12, 2011.
- DAI, F. ZHOU, Q.; Lv, Z.; WANG, X.; LIU, G. Spatial prediction of soil organic matter content integrating artificial neural network and ordinary kriging in Tibetan Plateau. **Ecological indicators**, v. 45, p. 184-194, 2014.
- DEWES, C. F. RANGWALA, I.; BARSUGLI, J. J.; HOBBS, M. T.; KUMAR, S. Drought risk assessment under climate change is sensitive to methodological choices for the estimation of evaporative demand. **PloS one**, v. 12, n. 3, 22 p., 2017.
- DIAS, M. A. F. S.; DIAS, J.; CARVALHO, L. M.; FREITAS, E. D.; DIAS, P. L. S. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3-4, p. 705-722, 2013.
- DRACUP, J. A. Drought monitoring. **Stochastic Hydrology and Hydraulics**, v. 5, n. 4, p. 261-266, 1991.
- ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, 2001.

ESRI - Environmental Systems Research Institute. REDLANDS. **ArcGIS Schematics Documentation**. ESRI, 2002.

FERNANDES, D. S. F.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R.; AMORIM, A. O.; CARDOSO, A. S. **Índices para a quantificação da seca**. Embrapa Arroz e Feijão, 2009.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. F.; DE OLIVEIRA AMORIM, A. Desempenho de índices quantitativos de seca na estimativa da produtividade de arroz de terras altas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 8, p. 771-779, 2011.

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

GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day south american climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3-4, p. 180-195, 2009.

GIBBS, W. J. **Rainfall deciles as drought indicators**. 1967.

GOIS, G.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. Modelos teóricos transitivos aplicados na interpolação espacial do Standardized Precipitation Index (SPI) para os Episódios de El Niño forte no estado do Tocantins, Brasil. **Irriga**, v. 20, n. 2, p. 371, 2015.

GUNDOGDU, I. B. Usage of multivariate geostatistics in interpolation processes for meteorological precipitation maps. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 127, n. 1-2, p. 81-86, 2017.

GUPTA, A.; KAMBLE, T.; MACHIWAL, D. Comparison of ordinary and Bayesian kriging techniques in depicting rainfall variability in arid and semi-arid regions of north-west India. **Environmental Earth Sciences**, v. 76, n. 15, p. 512, 2017.

GUTIÉRREZ, A. P. A.; ENGLE, N. L.; DE NYS, E.; MOLEJÓN, C.; MARTINS, E. S. Drought preparedness in Brazil. **Weather and Climate Extremes**, v. 3, p. 95-106, 2014.

HEIM JR, R. R. A Comparison of the early twenty-first century drought in the United States to the 1930s and 1950s Drought Episodes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 12, p. 2579-2592, 2017.

HERBST, P. H.; BREDENKAMP, D. B.; BARKER, H. M. G. A technique for the evaluation of drought from rainfall data. **Journal of Hydrology**, v. 4, p. 264-272, 1966.

HOSSEINZADEH TALAEE, P.; TABARI, H.; SOBHAN ARDAKANI, S. Hydrological drought in the west of Iran and possible association with large-scale atmospheric circulation patterns. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 764-773, 2014.

HUANG, S.; HUANG, Q.; LENG, G.; HOU, B.; MA, L. The propagation from meteorological to hydrological drought and its potential influence factors. **Journal of Hydrology**, v. 547, p. 184-195, 2017.

HURRELL, J. W.; DESER, C. North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. **Journal of Marine Systems**, v. 79, n. 3-4, p. 231-244, 2010.

JESUS, E. T. **Índice de Precipitação Padronizada para a bacia hidrográfica do rio Doce.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Ambiental e Sanitária) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 64f. 2018.

JIANG, R.; XIE, J.; HE, H.; LUO, J.; ZHU, J. Use of four drought indices for evaluating drought characteristics under climate change in Shaanxi, China: 1951–2012. **Natural Hazards**, v. 75, n. 3, p. 2885-2903, 2015.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; VAN DER SCHRIER, G. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific reports**, v. 6, p. 33130, 2016.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 1, n. 1, p. 40, 2018.

KAMALI, M. I.; NAZARI, R.; FARIDHOSSEINI, A.; ANSARI, H.; ESLAMIAN, S. The determination of reference evapotranspiration for spatial distribution mapping using geostatistics. **Water Resources Management**, v. 29, n. 11, p. 3929-3940, 2015.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162-178, 2014.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. A further analysis of the tropical Atlantic SST modes and their relations to north-eastern Brazil rainfall during different phases of Atlantic Multidecadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 12, p. 4006-4018, 2016.

KRIGE, D. G. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. **Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy**, v. 52, n. 6, p. 119-139, 1951.

KUMAR, A.; MAROJU, S.; BHAT, A. Application of ArcGIS geostatistical analyst for interpolating environmental data from observations. **Environmental Progress**, v. 26, n. 3, p. 220-225, 2007.

LAMB, P. J.; PEPLER, R. A.; HASTENRATH, S. Interannual variability in the tropical Atlantic. **Nature**, v. 322, n. 6076, p. 238, 1986.

LIMA, C. H. R.; AGHAKOUCHAK, A. Droughts in Amazonia: Spatiotemporal variability, teleconnections, and seasonal predictions. **Water Resources Research**, v. 53, n. 12, p. 10824-10840, 2017.

LIVADA, I.; ASSIMAKOPOULOS, V. D. Spatial and temporal analysis of drought in Greece using the Standardized Precipitation Index (SPI). **Theoretical and applied climatology**, v. 89, n. 3, p. 143-153, 2007.

LÚCIO, P. S.; SILVA, F. D. D. S.; GUIMARÃES, L. T.; SALVADOR, H. T. B. A.; SARMANHO, G. F.; SANTOS, L. S. F. C.; LUCAS, E. W. M.; BARBOSA, T. F.; DIAS, P.

L. S. Um modelo estocástico combinado de previsão sazonal para a precipitação no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 1, p. 70-87, 2010.

MAILLET, E. T. **Essais d'hydraulique souterraine & fluviale**. A. Hermann, 1905.

MALINICH, E.; LYNN-BELL, N.; KOURTEV, P. S. The effect of the invasive *Elaeagnus umbellata* on soil microbial communities depends on proximity of soils to plants. **Ecosphere**, v. 8, n. 5, 2017.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CAMARGO, H.; RIVEROS, M. P.; PABLÓ, A. D. 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.; VALVERDE, M. C. Caracterização do clima no século XX e cenário de mudanças de clima para o Brasil no Século XXI usando os modelos do IPCC-AR4. **Revista Multiciência**, v. 8, p. 5-28, 2007.

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

MATHERON, G. **Les variables régionalisées et leur estimation**. 1965.

MATHERON, G. Principles of geostatistics. **Economic geology**, v. 58, n. 8, p. 1246-1266, 1963.

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. Boston, MA: **American Meteorological Society**, p. 179-183. 1993.

MEDEIROS, G. C. S. **Metodologia de avaliação da seca hidrológica sob a perspectiva da demanda hídrica**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, RN, Brasil. 78f. 2016.

MELLO, C. R.; NORTON, L. D.; CURI, N.; YANAGI, S. N. M. Sea surface temperature (SST) and rainfall erosivity in the Upper Grande River Basin, Southeast Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 36, n. 1, p. 53-59, 2012b.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Hidrologia: princípios e aplicações em sistemas agrícolas. **Lavras: Ed. UFLA**, 2013.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; CURI, N.; DA SILVA, A. M. Distribuição espacial da precipitação e da erosividade da chuva mensal e anual no Estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 6, 2012a.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; MELLO, J. M.; DA SILVA, A. M. Spatial continuity of intense rainfall in Minas Gerais State, Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 32, n. 2, p. 532-539, 2008.

MELLO, J. M. **Geoestatística aplicada ao inventário florestal**. Tese (Doutorado em Recursos Florestais). Universidade de São Paulo, São Paulo. 122 f. 2004.

MMA – Ministério do Meio Ambiente. **Caderno da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia**. 2006. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/161/_publicacao/161_publicacao02032011035943.pdf>. Acesso em: 07 fev. 2018.

MMA – Ministério do Meio Ambiente. **Download de dados geográficos**. 2017. Disponível em: <<http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>>. Acesso em: 13 mai. 2018.

MODARRES, R. Streamflow drought time series forecasting. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 21, n. 3, p. 223-233, 2007.

MONTEIRO, J. A. F.; STRAUCH, M.; SRINIVASAN, R.; ABBASPOUR, K.; GÜCKER, B. Accuracy of grid precipitation data for Brazil: application in river discharge modelling of the Tocantins catchment. **Hydrological processes**, v. 30, n. 9, p. 1419-1430, 2016.

NALDER, I. A.; WEIN, R. W. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 92, n. 4, p. 211-225, 1998.

NEWMAN, M.; ALEXANDER, M. A.; AULT, T. R.; COBB, K. M.; DESER, C.; DI LORENZO, E.; MANTUA, N. J.; MILLER, A. J.; MINOBE, S.; NAKAMURA, H.; SCHNEIDER, N.; VIMONT, D. J.; PHILIPS, A. S.; SCOTT, J. D.; SMITH, C. A. The Pacific decadal oscillation, revisited. **Journal of Climate**, v. 29, n. 12, p. 4399-4427, 2016.

NOAA – National Weather Service. **Climate and Weather Linkage**. 2018. Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/climwx.shtml>>. Acesso em: 22 out. 2018.

OLIVER, M. A.; WEBSTER, R. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. **Catena**, v. 113, p. 56-69, 2014.

OMM – Organização Meteorológica Mundial. **Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970–2012)**. 2014. Disponível em: <https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1123_en.pdf>. Acesso em: 12 fev 2018.

OMM – Organização Meteorológica Mundial. **Standardized precipitation index user guide. 2012**. Disponível em: <http://www.wamis.org/agm/pubs/SPI/WMO_1090_EN.pdf>. Acesso em: 21 fev. 2018.

OROZCO, O. L. P.; ESCOBAR, Y. C. Incidence of El Niño southern oscillation in the precipitation and the temperature of the air in Colombia, using Climate Explorer. **Ingeniería y Desarrollo**, n. 23, p. 104-118, 2008.

OSBORN, T.; BARICHIVICH, J.; HARRIS, I.; VAN DER SCHRIER, G.; JONES, P. Monitoring global drought using the self-calibrating Palmer Drought Severity Index [in "State of the Climate in 2016"]. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. S32-S33, 2017.

PALMER, W. C. Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index. **Weatherwise**, Washington, v. 21, p. 156–161, 1968.

- PALMER, W. C. Meteorological drought. **US Weather Bureau Research Paper** 45: 58 pp. 1965.
- PAPARRIZOS, S.; MARIS, F.; WEILER, M.; MATZARAKIS, A. Analysis and mapping of present and future drought conditions over Greek areas with different climate conditions. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 131, n. 1-2, p. 259-270, 2018.
- PEREIRA, V. R.; BLAIN, G. C.; AVILA, A. M. H. D.; PIRES, R. C. D. M.; PINTO, H. S. Impacts of climate change on drought: changes to drier conditions at the beginning of the crop growing season in southern Brazil. **Bragantia**, v. 77, n. 1, p. 201-211, 2018.
- RIBEIRO JÚNIOR, P. J.; DIGGLE, P. J. geoR: a package for geostatistical analysis. **R news**, v. 1, n. 2, p. 14-18, 2001.
- RIBEIRO, R. E. P.; ÁVILA, P. R.; BRITO, J. I.; SANTOS, E. G.; SOUSA, L. F. Análise da Tendência Climática nas Séries Temporais de Temperatura e Precipitação de Tucuruí-Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 5, p. 798-807. 2014.
- ROOY, M. P. A rainfall anomaly index independent of time and space. **Notos**, Pretoria, v. 14, p. 43-48, 1965.
- ROSSATO, L.; MARENGO, J. A.; ANGELIS, C. F. D.; PIRES, L. B. M.; MENDIONDO, E. M. Impact of soil moisture over Palmer Drought Severity Index and its future projections in Brazil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 22, 2017.
- SANTOS, N. A.; SIQUEIRA, A. H. B.; MELO, M. L. D. Precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, p. 207-218, 2016.
- SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; DOS SANTOS, A. P. P.; CAMPOS, T. L. D. O. B.; DE BRITO, J. I. B. Classificação de Eventos Extremos de Precipitação em Múltiplas Escalas de Tempo em Belém-PA: Utilizando o Índice de Precipitação Normalizada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 4, p. 628-635, 2014.
- SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; SANSIGOLO, C. A.; SANTOS, A. P. P. D. Determination of Homogeneous Precipitation Regions of the Standardized Precipitation Index (SPI) in the Eastern Amazon. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 1, p. 111-122, 2017.
- SCHIASSI, M. C. E. V.; SOUZA, V. R.; LAGO, A. M. T.; CAMPOS, L. G.; QUEIROZ, F. Fruits from the Brazilian Cerrado region: Physico-chemical characterization, bioactive compounds, antioxidant activities, and sensory evaluation. **Food chemistry**, v. 245, p. 305-311, 2018.
- SCHNEIDER, N.; CORNUELLE, B. D. The forcing of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 18, n. 21, p. 4355-4373, 2005.
- SHAFER, B. A. Development of a surface water supply index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. In: **Proceedings of the 50th Annual Western Snow Conference, Colorado State University, Fort Collins, 1982**. p. 165-175. 1982.

- SILVA, F.; GENZ, F.; AGUIAR, W.; SILVA, N.; KIPERSTOK, A. Avaliação da ocorrência de secas na Bahia utilizando o Índice de Precipitação Padronizada (SPI). **Bahia Análise & Dados**, v. 23, n. 2, p. 461-473, 2013.
- SILVA, M. E. S.; SILVA, C. B. Influência da Oscilação Decadal do Pacífico e do padrão Pacific South America no clima da América do Sul para o período 1970-2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.
- STAGGE, J. H.; TALLAKSEN, L. M.; GUDMUNDSSON, L.; VAN LOON, A. F.; STAHL, K. Candidate distributions for climatological drought indices (SPI and SPEI). **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 13, p. 4027-4040, 2015.
- TEODORO, P. E.; CORRÊA, C. C. G.; TORRES, F. E.; DE OLIVEIRA JÚNIOR, J. F.; DA SILVA JUNIOR, C. A., GOIS, G.; DELGADO, R. C. Analysis of the occurrence of wet and drought periods using standardized precipitation index in Mato Grosso do Sul State, Brazil. **Journal of Agronomy**, v. 14, n. 2, p. 80, 2015.
- THOM, H. C. S. Some methods of climatological analysis. **Geneva: World Meteorological Organization**. 53 p. 1966.
- TRENBERTH, K. E.; DAI, A.; VAN DER SCHRIER, G.; JONES, P. D.; BARICHIVICH, J.; BRIFFA, K. R.; SHEFFIELD, J. Global warming and changes in drought. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 1, p. 17, 2014.
- TROUET, V.; VAN OLDENBORGH, G. J. KNMI Climate Explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology. **Tree-Ring Research**, v. 69, n. 1, p. 3-13, 2013.
- TSAKIRIS, G.; VANGELIS, H. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration, **European Water**, v. 9, p. 3-11. 2005.
- TVEITO, O. E.; WEGEHENKEL, M.; VAN DER WEL, F.; DOBESCH, H. COST Action 719: The use of Geographic Information Systems in climatology and meteorology: Final Report. **EUR-OP, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities**, 246f. 2006.
- ULIANA, E. M., MENDES, M. D. S., ALMEIDA, F. T., REIS, E. F., XAVIER, A. C., SILVA, J. G. F. Índice de precipitação padronizado: estudo de caso para região noroeste do Estado do Espírito Santo, Brasil. **Nativa**. v. 5, n. 5, p. 330-336. 2017.
- VAIDYA, V. V. **East African hydroclimatic variability: 1950-1999**. Dissertação (Mestrado em Ciências) Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College. 229 f. 2005.
- VAN LOON, A. F. Hydrological drought explained. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 2, n. 4, p. 359-392, 2015.
- VAN LOON, A. F.; STAHL, K.; DI BALDASSARRE, G.; CLARK, J.; RANGE CROFT, S.; WANDERS, N.; GLESSON, T.; VAN DIJK, A. I. J. M.; TALLAKSEN, L. M.; HANNAFORD, J.; UIJLENHOET, R.; TEULING, A. J.; HANNAH, D. M.; SHEFFIELD, J.; SVOBODA, M.; VERBEIREN, B.; WAGENER, T.; VAN LANEN, H. A. J. Drought in a human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 9, p. 3631, 2016.

- VAN OEL, P. R.; MARTINS, E. S. P. R.; COSTA, A. C. **The effect of reservoir networks on drought propagation**. *European Water*, v. 60, p. 287-292, 2017.
- VASHISHT, A. K.; BAM, B. Formulating the spring discharge-function for the recession period by analyzing its recession curve: A case study of the Ranichauri spring (India). **Journal of Earth System Science**, v. 122, n. 5, p. 1313-1323, 2013.
- VICENTE-SERRANO, S. M.; BEGUERÍA, S.; CAMARERO, J. J. Drought Severity in a Changing Climate. **Handbook of Drought and Water Scarcity: Principles of Drought and Water Scarcity**, 674 p. 2017.
- VICENTE-SERRANO, S. M.; BEGUERÍA, S.; LÓPEZ-MORENO, J. I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. **Journal of Climate**, v. 23, n. 7, p. 1696-1718, 2010.
- VICENTE-SERRANO, S. M.; LOPEZ-MORENO, J. I., BEGUERÍA, S., LORENZO-LACRUZ, J., SANCHEZ-LORENZO, A., GARCÍA-RUIZ, J. M.; AZORÍN-MOLINA, C.; MORÁN-TEJEDA, E.; REVUELTO, J.; TRIGO, R.; COELHO, F.; ESPEJO, F. Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 4, p. 044001, 2014.
- VICENTE-SERRANO, S. M.; PEÑA-GALLARDO, M.; HANNAFORD, J.; LORENZO-LACRUZ, J.; SVOBODA, M.; QUIRING, S.; DOMINGUEZ-CASTRO, F.; MANETA, M.; TOMAS-BURGUERA, M.; EL KENAWY, A. Complex spatial and temporal influences of climatic drought time-scales on hydrological droughts in natural basins of US. **First International Electronic Conference on the Hydrological Cycle**. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2017.
- VIOLA, M. R.; AVANZI, J. C.; MELLO, C. R.; LIMA, S. O.; ALVES, M. V. G. Distribuição e potencial erosivo das chuvas no Estado do Tocantins. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 49, n. 2, p. 125-135, 2014.
- WELLS, N.; GODDARD, S.; HAYES, M. J. A self-calibrating Palmer drought severity index. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2335-2351, 2004.
- WILHITE, D. A. (Ed.). **Droughts: A Global Assesment**. Londres, Routledge. 752 f. 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.
- YANG, Q.; LI, M.; ZHENG, Z.; MA, Z. Regional applicability of seven meteorological drought indices in China. **Science China Earth Sciences**, v. 60, n. 4, p. 745-760, 2017.
- YEVJEVICH, V. M. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. **Hydrology papers (Colorado State University)**; no. 23, 1967.
- ZARCH, M. A. A.; SIVAKUMAR, B.; SHARMA, A. Droughts in a warming climate: A global assessment of Standardized precipitation index (SPI) and Reconnaissance drought index (RDI). **Journal of Hydrology**, v. 526, p. 183-195, 2015.

ZOU, Y.; MACAU, E. E.; SAMPAIO, G.; RAMOS, A. M.; KURTHS, J. Do the recent severe droughts in the Amazonia have the same period of length?. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 9-10, p. 3279-3285, 2016.

ANEXO A - Lista de postos pluviométricos e resultado do teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov.

Código	Nome	Coord. (graus decimais)		ΔF A. H.	ΔF P	ΔF V	ΔF O	ΔF I
		Latitude	Longitude					
1649007	Itaberaí	-16,03	-49,80	0,074	0,073	0,097	0,057	0,273
1548003	Pirenópolis	-15,85	-48,95	0,106	0,065	0,105	0,125	0,210
1549003	Jaraguá	-15,72	-49,33	0,085	0,158	0,099	0,111	0,178
1549002	Itapuranga	-15,56	-49,94	0,105	0,072	0,121	0,058	0,239
1548011	Fazenda Marajá	-15,55	-48,58	0,094	0,101	0,084	0,086	0,167
1549009	Uruana	-15,50	-49,69	0,080	0,063	0,101	0,080	0,198
1549001	Goianésia	-15,33	-49,12	0,089	0,094	0,099	0,074	0,216
1548001	Mimoso	-15,06	-48,16	0,088	0,117	0,055	0,076	0,168
1449000	Pilar de Goiás	-14,76	-49,58	0,081	0,074	0,043	0,104	0,307
1447002	São João D'aliança	-14,71	-47,52	0,056	0,125	0,127	0,105	0,148
1448004	Moquem	-14,55	-48,17	0,072	0,098	0,083	0,095	0,318
1449001	Porto Uruaçu	-14,52	-49,05	0,110	0,096	0,097	0,103	0,314
1448001	Niquelândia	-14,48	-48,46	0,059	0,140	0,061	0,062	0,363
1447000	Alto Paraíso de Goiás	-14,13	-47,51	0,103	0,106	0,068	0,082	0,304
1448005	Palmeirinha	-14,02	-48,61	0,120	0,095	0,059	0,122	0,328
1349000	Estrela do Norte	-13,87	-49,07	0,132	0,084	0,104	0,104	0,240
1348000	Campinaçu	-13,79	-48,57	0,121	0,108	0,080	0,061	0,305
1346001	Nova Roma	-13,74	-46,88	0,080	0,092	0,187	0,084	0,301
1346002	Fazenda Ingazeiro	-13,69	-46,57	0,127	0,154	0,045	0,065	0,388
1346005	São Vicente	-13,55	-46,47	0,105	0,072	0,086	0,161	0,470
1348003	Trombas	-13,51	-48,74	0,171	0,074	0,068	0,087	0,371
1347001	Ponte Paranã	-13,43	-47,14	0,125	0,117	0,122	0,100	0,275
1349002	Porangatu	-13,41	-49,16	0,143	0,058	0,071	0,107	0,254
1346000	São Domingos	-13,40	-46,32	0,107	0,111	0,072	0,113	0,395
1349003	Entroncamento São Miguel	-13,10	-49,20	0,098	0,119	0,113	0,106	0,349
1248003	Palmeirópolis	-13,04	-48,41	0,083	0,150	0,058	0,117	0,547
1346004	Campos Belos	-13,04	-46,78	0,062	0,085	0,101	0,132	0,350
1246001	Aurora do Norte	-12,71	-46,41	0,121	0,076	0,169	0,121	0,401
1247005	Fazenda Santa Rita	-12,59	-47,49	0,155	0,136	0,064	0,074	0,484
1247002	Rio da Palma	-12,42	-47,20	0,095	0,098	0,110	0,130	0,350
1248001	Colonha	-12,39	-48,71	0,081	0,091	0,062	0,062	0,475
1247000	Conceição do Tocantins	-12,23	-47,32	0,081	0,064	0,106	0,112	0,457
1246000	Ponte Alta do Bom Jesus	-12,09	-46,48	0,082	0,067	0,122	0,110	0,446
1147001	Natividade	-11,70	-47,73	0,116	0,065	0,094	0,108	0,439
1146000	Dianópolis	-11,63	-46,81	0,121	0,077	0,059	0,090	0,305
1147003	Porto Alegre	-11,61	-47,05	0,093	0,087	0,083	0,083	0,300
1147000	Almas	-11,58	-47,17	0,088	0,098	0,102	0,075	0,251
1148000	Fazenda Lobeira	-11,53	-48,29	0,106	0,117	0,144	0,088	0,325
1147002	Pindorama do Tocantins	-11,14	-47,58	0,114	0,071	0,130	0,084	0,263
1047002	Porto Gilândia	-10,79	-47,80	0,109	0,064	0,052	0,069	0,394
1048000	Fátima	-10,76	-48,90	0,117	0,091	0,072	0,108	0,270
1047004	Ponte Alta do Tocantins	-10,75	-47,54	0,231	0,079	0,189	0,086	0,402
1048005	Taquarussu do Porto	-10,31	-48,16	0,115	0,143	0,081	0,096	0,231
1047000	Jatobá	-9,99	-47,48	0,205	0,113	0,110	0,137	0,414
1047001	Novo Acordo	-9,96	-47,67	0,099	0,098	0,071	0,088	0,301
946003	Lizarda	-9,59	-46,68	0,100	0,093	0,053	0,061	0,333
948000	Miracema do Tocantins	-9,56	-48,39	0,097	0,100	0,068	0,071	0,271

947001	Mansinha	-9,46	-47,33	0,233	0,120	0,065	0,102	0,217
948001	Porto Real	-9,31	-47,93	0,082	0,083	0,079	0,055	0,330
848001	Guarai	-8,83	-48,52	0,076	0,126	0,090	0,132	0,248
848003	Tupiratins	-8,40	-48,13	0,079	0,099	0,087	0,074	0,107
847001	Itacaja	-8,39	-47,76	0,092	0,079	0,067	0,049	0,187
848000	Colinas do Tocantins	-8,05	-48,48	0,097	0,145	0,069	0,096	0,278
847002	Campos Lindos	-7,97	-46,81	0,074	0,107	0,066	0,087	0,232
747009	Palmeirante	-7,86	-47,93	0,099	0,096	0,096	0,084	0,129
747001	Goiatins	-7,71	-47,31	0,063	0,067	0,075	0,075	0,261
748002	Fazenda Primavera	-7,56	-48,42	0,057	0,152	0,139	0,114	0,179
747000	Carolina	-7,32	-47,46	0,130	0,088	0,092	0,114	0,131
647000	Tocantinópolis	-6,29	-47,40	0,079	0,054	0,073	0,110	0,136
548001	São Sebastião do Tocantins	-5,26	-48,21	0,130	0,152	0,114	0,060	0,161
1550000	Itapirapua	-15,82	-50,61	0,119	0,161	0,069	0,141	0,112
1550001	Jeroaquara	-15,37	-50,50	0,090	0,091	0,089	0,055	0,191
1549004	Nova América	-15,02	-49,89	0,106	0,087	0,099	0,127	0,343
1449002	Santa Terezinha de Goiás	-14,43	-49,71	0,084	0,126	0,069	0,109	0,225
1349001	Novo Planalto	-13,24	-49,50	0,156	0,077	0,078	0,087	0,244
1249000	Alvorada	-12,48	-49,12	0,096	0,146	0,105	0,088	0,282
1249004	Praia Alta	-12,42	-49,59	0,065	0,076	0,104	0,084	0,403
1149000	Duere	-11,34	-49,27	0,043	0,053	0,059	0,052	0,395
1049001	Pium	-10,44	-49,22	0,079	0,144	0,153	0,127	0,343
1048001	Paraíso do Tocantins	-10,17	-48,89	0,103	0,090	0,089	0,101	0,339
949000	Abreulândia	-9,62	-49,16	0,100	0,119	0,091	0,072	0,353
949001	Dois Irmãos do Tocantins	-9,26	-49,06	0,083	0,064	0,147	0,108	0,351
848002	Itaporã do Tocantins	-8,57	-48,69	0,102	0,094	0,054	0,100	0,262
748001	Colônia	-7,88	-48,90	0,084	0,138	0,122	0,092	0,136
748003	Muricilândia	-7,15	-48,47	0,104	0,121	0,066	0,151	0,122
647001	Wanderlândia	-6,84	-47,97	0,081	0,083	0,079	0,053	0,127
648001	Ananas	-6,36	-48,07	0,101	0,060	0,104	0,081	0,114
548000	Araguatins	-5,65	-48,13	0,143	0,135	0,105	0,079	0,098
1549000	Ceres	-15,31	-49,60	0,057	0,069	0,094	0,080	0,269
1048003	Palmas	-10,70	-48,42	0,151	0,111	0,106	0,131	0,265
547000	Imperatriz	-5,54	-47,48	0,122	0,092	0,080	0,081	0,172
82552	Maraba	-5,36	-49,13	0,122	0,073	0,094	0,095	0,121
828659	Araguaiana	-7,20	-48,20	0,072	0,124	0,115	0,073	0,103
82564	Imperatriz	-5,33	-47,48	0,089	0,094	0,103	0,090	0,118
82765	Carolina	-7,33	-46,47	0,111	0,126	0,069	0,102	0,118
83228	Peixe	-12,10	-48,35	0,080	0,104	0,078	0,098	0,405
83379	Formosa	-15,54	-47,33	0,112	0,093	0,163	0,130	0,208
83423	Goiania	-16,66	-49,25	0,064	0,101	0,074	0,084	0,102
83374	Goiás	-15,91	-50,13	0,054	0,074	0,048	0,065	0,147
1145004	Fazenda Bom Jardim	-10,99	-45,53	0,145	0,096	0,102	0,091	0,279
1245014	Fazenda Joha	-12,13	-45,81	0,110	0,087	0,097	0,071	0,352
1245015	Roda Velha	-12,77	-45,93	0,062	0,127	0,083	0,072	0,420
1346007	Fazenda Prainha	-13,31	-46,06	0,096	0,122	0,056	0,134	0,319
1346006	Fazenda Planalto	-13,75	-46,14	0,101	0,101	0,087	0,136	0,298
1546005	Cabeceiras	-15,80	-46,92	0,071	0,108	0,104	0,186	0,214
1648001	Ponte Anápolis	-16,14	-48,60	0,156	0,061	0,076	0,088	0,174
1649009	Ouro Verde de Goiás	-16,22	-49,20	0,073	0,119	0,065	0,052	0,206
1649006	Inhumas	-16,35	-49,50	0,153	0,141	0,086	0,079	0,199
1649000	Anicuns	-16,47	-49,94	0,082	0,074	0,080	0,081	0,168
846005	Boa Vista	-8,81	-46,08	0,130	0,110	0,109	0,084	0,326

845003	Babilônia	-8,32	-45,97	0,094	0,133	0,093	0,106	0,192
746007	Beijo Comprido	-7,93	-45,99	0,091	0,080	0,130	0,137	0,203
746006	Balsas	-7,52	-46,03	0,111	0,094	0,059	0,072	0,193
746008	Morro Vermelho	-7,16	-46,55	0,118	0,071	0,104	0,083	0,152
646005	Fazenda São Vicente	-6,82	-46,33	0,063	0,071	0,084	0,085	0,130
646006	Fazenda Sempre Viva	-6,19	-46,27	0,082	0,061	0,080	0,104	0,161
546007	Sítio Novo	-5,88	-46,70	0,061	0,090	0,109	0,092	0,245
547005	Buritirama	-5,59	-47,02	0,095	0,079	0,101	0,077	0,221
448000	Rondon do Para	-4,80	-48,07	0,070	0,100	0,056	0,052	0,142
746009	Recursos	-7,33	-46,31	0,106	0,124	0,122	0,108	0,326
83332	Posse	-14,10	-46,36	0,107	0,149	0,102	0,142	0,274
83384	Arinos	-15,91	-46,10	0,122	0,164	0,092	0,105	0,230
82863	Pedro Afonso	-8,96	-48,18	0,109	0,119	0,068	0,090	0,291

Fonte: Do autor (2019),

Legenda: Coord. = Coordenadas; A. H. = Ano hidrológico; P = Primavera; V = Verão; O = Outono; I = Inverno.

ANEXO B - Lista de postos fluviométricos e resultado do teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov.

Código	Nome	Coordenadas (graus decimais)		ΔF A. H.	ΔF P	ΔF V	ΔF O	ΔF I
		Latitude	Longitude					
20100000	Jaraguá	-15,72	-49,33	0,116	0,099	0,106	0,092	0,101
20200000	Uruana	-15,50	-49,69	0,077	0,086	0,072	0,096	0,098
23250000	Goiatins	-7,71	-47,31	0,107	0,055	0,069	0,054	0,086
23230000	Jacaré	-7,96	-47,26	0,154	0,090	0,080	0,096	0,085
23150000	Itacaja	-8,39	-47,77	0,153	0,064	0,148	0,107	0,087
22190000	Porto Alegre	-11,61	-47,04	0,098	0,175	0,057	0,084	0,131
22250000	Fazenda Lobeira	-11,53	-48,29	0,121	0,087	0,069	0,069	0,104
22680000	Jatobá	-10,00	-47,47	0,130	0,099	0,157	0,073	0,132
22900000	Porto Real	-9,31	-47,93	0,096	0,064	0,174	0,063	0,097

Fonte: Do autor (2019).

Legenda: A. H. = Ano hidrológico; P = Primavera; V = Verão; O = Outono; I = Inverno.

ANEXO D - Código em linguagem R utilizado para extrair e exportar os mapas do scPDSI de NetCDF para TIFF.

```

#definir diretorio onde estao os arquivos, as barras devem virar contra-barras
setwd("C:/Users/Usuario/Desktop/Qualificacao/scPDSI.cru_ts3.26early.bams2018.GLOBAL.
1901.2017.nc")

#Criando lista com os arquivos do tipo .nc
files <- list.files(pattern = ".nc")
files

#carregando as bibliotecas
library("ncdf4", lib.loc="~/R/win-library/3.5")
library("RNetCDF", lib.loc="~/R/win-library/3.5")
library("ncdf.tools", lib.loc="~/R/win-library/3.5")
library("raster", lib.loc="~/R/win-library/3.5")
library("rgdal", lib.loc="~/R/win-library/3.5")

#Verificando informacoes sobre o arquivo,
#mude o numero para o correspondente ao seu
todos <- nc_open(files[1])
View(todos)

#criando um raster temporal
#numero correspondente ao seu
r <- brick(files[1])
plot(r)
View(r)

#criando raster para o ano hidrológico de 2016/17
#criando os valores que saem desse resultado
r@data@names[1390]
outubro <- r$X42642 #o valor de r$X é o que aparece como resultado do processo acima
r@data@names[1391]
novembro <- r$X42673

```

```
r@data@names[1392]
dezembro <- r$X42703
r@data@names[1393]
janeiro <- r$X42734
r@data@names[1394]
fevereiro <- r$X42765
r@data@names[1395]
marco <- r$X42793
r@data@names[1396]
abril <- r$X42824
r@data@names[1397]
maio <- r$X42854
r@data@names[1398]
junho <- r$X42885
r@data@names[1399]
julho <- r$X42915
r@data@names[1400]
agosto <- r$X42946
r@data@names[1401]
setembro <- r$X42977
```

```
#exportando o mes formato .tif
writeRaster(outubro,filename = "outubro16.tif")
writeRaster(novembro,filename = "novembro16.tif")
writeRaster(dezembro,filename = "dezembro16.tif")
writeRaster(janeiro,filename = "janeiro17.tif")
writeRaster(fevereiro,filename = "fevereiro17.tif")
writeRaster(marco,filename = "marco17.tif")
writeRaster(abril,filename = "abril17.tif")
writeRaster(maio,filename = "maio17.tif")
writeRaster(junho,filename = "junho17.tif")
writeRaster(julho,filename = "julho17.tif")
writeRaster(agosto,filename = "agosto17.tif")
writeRaster(setembro,filename = "setembro17.tif")
```