

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

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



**TESE DE DOUTORADO
Mozar de Araújo Salvador**

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA NOVA
FRONTEIRA AGRÍCOLA DO BRASIL: REGIÃO DO MATOPIBA**

Campina Grande, Dezembro de 2014



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

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA NOVA FRONTEIRA AGRÍCOLA
DO BRASIL: REGIÃO DO MATOPIBA**

MOZAR DE ARAÚJO SALVADOR

Campina Grande - PB

Dezembro de 2014

**ANÁLISE DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA NOVA FRONTEIRA AGRÍCOLA
DO BRASIL: REGIÃO DO MATOPIBA**

Tese apresentada ao Curso de
Doutorado em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina
Grande em cumprimento às
exigências para a obtenção do
título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Orientando: Mozar de Araújo Salvador

Campina Grande - PB

Dezembro de 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S182a Salvador, Mozar de Araújo.
Análise da variabilidade climática na nova fronteira agrícola do Brasil: região do MATOPIBA / Mozar de Araújo Salvador. – Campina Grande, 2014.
95 f. : color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2014.

"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".
Referências.

1. Clima. 2. Tendência. 3. Previsão. 4. MATOPIBA. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

CDU 551.58(043)

MOZAR DE ARAÚJO SALVADOR

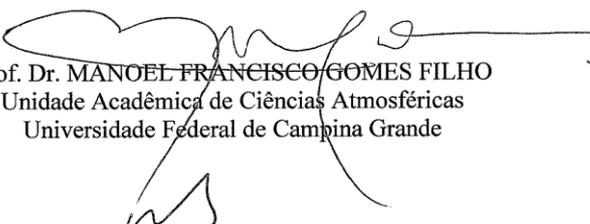
ANÁLISE DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA NOVA FRONTEIRA
AGRÍCOLA DO BRASIL: REGIÃO DO MATOPIBA

TESE APROVADA EM 05/12/2014

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profª. Dra. WERÔNICA MEIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Garanhuns
Universidade Federal Rural de Pernambuco


Dra. DANIELLE BARROS FERREIRA
Instituto Nacional de Meteorologia

*Ó profundidade das riquezas, tanto da
sabedoria, como da ciência de Deus! Quão
insondáveis são os seus juízos, e quão
inescrutáveis os seus caminhos!
Por que quem compreendeu a mente do
Senhor? ou quem foi seu conselheiro?
Ou quem lhe deu primeiro a ele, para que
lhe seja recompensado?
Porque dele e por ele, e para ele, são todas
as coisas; glória, pois, a ele eternamente.
Amém.
(São Paulo - Romanos 11:31-36)*

*A descoberta consiste em ver o que todo
mundo viu e pensar o que ninguém pensou.
(A. Zsent-Gyorgyi)*

*Não é triste mudar de ideias. Triste é não ter
ideias para mudar.
(Barão de Itararé)*

Agradecimentos

A Deus, Senhor de toda a ciência, a permissão de chegar até aqui.

À Zeni, minha esposa, incentivadora e companheira de sempre e para sempre.

Aos meus pais, Seu Araújo e Dona Dilce, todo o carinho e apoio.

Aos meus irmãos e irmãs, Rosângela, Antônio, Rosalba, Avelar e Omar, o carinho e a inspiração durante toda a minha vida.

Ao Prof. Dr. José Ivaldo, meu orientador, a orientação e o compartilhar de ideias e conhecimentos.

À Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da UFCG e ao Instituto Nacional de Meteorologia, na pessoa do Diretor Dr. Divino Moura, o convênio que permitiu a realização do curso de pós-graduação com os Meteorologistas do INMET.

Aos professores da UFCG que se deslocaram até Brasília para ministrarem suas aulas.

À Divanete, secretária da UACA, a presteza e competência em tudo que faz.

Aos colegas do curso de pós-graduação, companheiros dessa jornada.

Aos amigos, Adeilda, Alan, André, Danielle, Fabrício, Kleber, Márcia, Rafaela, Sidney, Tatiane, e Wallace, a amizade e o apoio nessa caminhada.

À Dra. Andréa Ramos e ao Dr. Lauro Fortes, Coordenador da CDP/INMET, o apoio nas questões administrativas do convênio de pós-graduação.

A Joel Alves, servidor do Ministério do Planejamento Orçamento e Gestão, a presteza e a eficiência no atendimento.

À família Cerqueira Moreira, minha família em Itabuna, as incontáveis orações.

Ao Professor Guillermo Podestá da Universidade de Miami, o envio de importantes livros sobre programação em Python.

À Gerência de Geotecnologia da CONAB, na pessoa do Sr. Társis Piffer, as informações sobre a região do MATOPIBA.

Ao Prof. Molion, incentivador do pensamento crítico na Meteorologia, a minha admiração e o meu agradecimento.

A todos que de alguma forma contribuíram para que esse projeto fosse concretizado.

SUMÁRIO

RESUMO	ix
ABSTRACT	x
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xv
LISTA DE SIGLAS	xvi
1 INTRODUÇÃO	01
1.1 Objetivos	03
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	04
2.1 Variabilidade climática na região Nordeste do Brasil e Tocantins	04
2.2 Sistemas produtores e inibidores de chuva na região Nordeste do Brasil e Tocantins	06
2.2.1 Zona de Convergência Intertropical	06
2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul	08
2.2.3 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis	10
2.3 Influência dos índices oceânico-atmosféricos no clima	11
2.3.1 Oscilação Decadal do Pacífico	11
2.3.2 Oscilação Multidecenal do Atlântico	12
2.3.3 Índice Multivariado de ENOS	13
2.3.4 Gradiente do Atlântico Tropical	14
3. MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1 Localização e características da área de estudo	16
3.2 Dados	18
3.2.1 Preenchimento de falhas nos dados observados	20
3.2.2 Dados dos índices oceânico-atmosféricos	21
3.3 Metodologia	23
3.3.1 Regressão linear simples	25
3.3.2 Teste de Mann-Kendall	25
3.4. Coeficientes de Correlação	27
3.4.1 Coeficiente de Tau de Kendall (Kendall- τ)	27
3.4.2 Coeficiente de correlação de Pearson	28
3.4.3 Coeficiente de correlação Spearman	28
3.4.4 Teste <i>t</i> de Student	29

3.5 ClimAp - Aplicativo para análise de dados climáticos	30
4 ANÁLISE E RESULTADOS	33
4.1 Precipitação pluviométrica	33
4.1.1 Climatologia da precipitação	33
4.1.2 Precipitação total e desvio padronizado (DPP)	35
4.1.3 Análise de tendência nas séries de precipitação	37
4.1.4 Análise dos índices de extremos de precipitação	47
4.2 Temperatura do ar	53
4.2.1 Climatologia da temperatura	53
4.2.2 Análise de tendência nas séries de temperatura	56
4.2.3 Análise dos índices de extremos de temperatura	67
4.3 Correlações entre os índices oceânico-atmosféricos e a precipitação	73
4.4 Considerações Complementares	91
5 CONCLUSÕES	93
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

RESUMO

Durante a década de 1980, surgiu uma nova fronteira agrícola no Brasil ocupando parte dos estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia. Atualmente, essa nova fronteira tem sido chamada de região do MATOPIBA, um acrônimo formado pela junção das siglas dos quatro estados que a compõe. A região passou por intensas transformações nas suas características sociais e ambientais, com o surgimento de extensas áreas de agricultura intensiva e grandes rebanhos. O objetivo desta pesquisa é estudar as variabilidades climáticas da precipitação pluvial e da temperatura na região do MATOPIBA. Foram analisados dados de 11 estações meteorológicas no período de 1965 a 2012 para precipitação e de 1970 a 2012 para temperatura do ar. Foram utilizados os métodos de análise de regressão linear e teste de Kendall-tau para verificar tendência nas séries de precipitação e temperatura. O teste sequencial de Mann-Kendall foi aplicado para verificar o ano aproximado em que as tendências tiveram início. Índices de extremos de chuva e temperatura também foram analisados. Por fim, foram analisadas correlações de teleconexões entre os meses do período chuvoso e os índices oceânico-atmosféricos. As análises de tendência das séries de precipitação, temperatura do ar, dos índices de extremos e as correlações entre a precipitação e índices oceânico-atmosféricos foram elaboradas com aplicativo desenvolvido neste projeto, denominado CLIMAP. Os resultados indicam que a Região do MATOPIBA não apresentou qualquer tendência na maioria das séries dos totais mensais e trimestrais e nos índices de extremos de precipitação, predominando a alta variabilidade anual da variável precipitação pluviométrica. Diferentemente, As análises das séries mensais de temperaturas máxima e mínima e dos índices de extremos de temperatura mostraram forte tendência positiva em praticamente todas as séries. Esses resultados indicam que a região passa por um processo de aquecimento significativo nas últimas quatro décadas. As correlações entre a precipitação e os índices oceânico-atmosféricos indicaram que as teleconexões são mais evidentes nos meses de março, abril e maio, principalmente quando utilizados os índices agregados EGAP e EGA, e as localidades com as maiores correlações estão no norte da região. O aplicativo CLIMAP mostrou-se bastante prático e eficiente para alcançar os resultados desta pesquisa.

Palavras-chave: Clima, tendência, previsão, MATOPIBA

ABSTRACT

During the 1980s, a new agricultural frontier in Brazil emerged occupying part of the states of Maranhão, Tocantins, Piauí and Bahia. Currently, this new frontier has been called the MATOPIBA, an acronym formed by the junction of the symbols of the four states that comprise the region. The region underwent sweeping changes in their social and environmental characteristics, with the emergence of large areas of intensive agriculture and large herds. The objective of this research is to study climate variability of rainfall and temperature on the MATOPIBA region. Data from 11 meteorological stations over the period 1965-2012 for precipitation and 1970-2012 for temperature were analyzed. Methods of linear regression analysis and Kendall-tau test to check the tendency of precipitation and temperature series were used. The sequential Mann-Kendall test was applied to check the approximate year when trends began. Indices of extreme rainfall and temperature were also analyzed. Finally, the correlations between teleconnections during the wet period and oceanic-atmospheric indices were verified. Trend analysis of precipitation, temperature extremes indices and correlations between precipitation and oceanic-atmospheric indices series were made with application developed in this project, the CLIMAP. The results indicate that MATOPIBA Region showed no trend in most series of monthly and quarterly totals and precipitation extremes index, predominantly high annual variability of the variable rainfall. In contrast, the analysis of monthly maximum and minimum temperature series and temperature extremes index showed strong positive trend in almost all series. These results indicate that the region undergoes a significant warming process the last four decades. The correlations between precipitation and ocean-atmospheric indices indicated that the teleconnections are most evident in the months of March, April and May, especially when dealing the aggregate indices EGAP and EGA, and the cities with the highest correlations are in the northern region. The CLIMAP application proved to be very practical and efficient to achieve the results of the research.

Keywords: Climate, trend, prediction, MATOPIBA

LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Localização da Região do MATOPIBA.	17
Figura 2:	Propostas de delimitação do MATOPIBA (a) SGTE e (b) GITE (MINGOTI et al., 2014; MIRANDA et al., 2014).	18
Figura 3:	Características predominantes de (a) bioma, (b) clima e (c) relevo da região do MATOPIBA (adaptado de Mingoti et al., 2014	19
Figura 4:	Distribuição espacial das estações meteorológicas utilizadas.	20
Figura 5:	Interface gráfica do aplicativo ClimAp versão 1.1.	32
Figura 6:	Organização dos dados de entrada do CLIMAP.	33
Figura 7:	Médias históricas mensais e trimestrais da precipitação pluviométrica das localidades de (a) Alto Parnaíba-MA, (b) Porto Nacional-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.	35
Figura 8:	Médias históricas mensais e trimestrais da precipitação pluviométrica da localidade de Barra do Corda-MA.	36
Figura 9:	Totais de precipitação pluviométrica e DPP do trimestre OND nas localidades de (a) Carolina-MA, (b) Taguatinga-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.	37
Figura10:	Totais de precipitação pluviométrica e DPP do trimestre JFM nas localidades de (a) Carolina-MA, (b) Taguatinga-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.	38
Figura11:	Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) outubro, (b) novembro e (c) dezembro e no trimestre (d) OND.	40
Figura 12:	Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica do mês de outubro nas séries de (a) Porto Nacional-TO e (b) Peixe-TO.	41
Figura 13:	Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro (c) março e no trimestre (d) JFM.	43
Figura 14:	Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) abril e (b) maio.	43
Figura 15:	Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica do mês de abril em (a) Barreiras e maio nas séries de (b) Taguatinga-TO e (c) Correntina-BA.	44
Figura 16:	Distribuição espacial da tendência do volume total da	46

precipitação anual na Região do MATOPIBA.

- Figura 17: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica anual nas séries de (a) Carolina-MA, (b) Peixe-TO, (c) Floriano-PI e (d) Barreiras-BA. 46
- Figura 18: Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de precipitação pluviométrica (a) Pr1, (b) Pr10, (c) Pr20, (d) Pr95p, (e) Pr99p e (d) Pmax1d. 48
- Figura 19: Gráficos de tendência nas séries dos índices Pr1, Pr10 e Pr20 em (a) Floriano-PI e (b) Peixe-TO. 49
- Figura 20: Gráfico de tendência nas séries dos índices Pr95p e Pr99p de Barreiras-BA. 50
- Figura 21: Teste sequencial de MK para Pr95p de Barreiras-BA. 50
- Figura 22: Gráfico de tendência na série do índice Pmax1d de Barreiras-BA. 51
- Figura 23: Médias históricas mensais das temperaturas máximas e mínimas das localidades de (a) Alto Parnaíba-MA, (b) Porto Nacional-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA. 52
- Figura 24: Distribuição espacial da tendência da temperatura máxima nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro, (d) janeiro, (e) fevereiro e (f) março. 53
- Figura 25: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) outubro em Alto Parnaíba-MA, (b) novembro em Carolina-MA, (c) dezembro em Tagiatinga-TO, (d) janeiro em Porto Nacional-TO, (e) fevereiro em BomJesus-PI e (f) março em Barreiras-BA. 55
- Figura 26: Distribuição espacial da tendência da temperatura mínima nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro, (d) janeiro, (e) fevereiro e (f) março. 56
- Figura 27: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) outubro em Alto Parnaíba-MA, (b) novembro em Carolina-MA, (c) dezembro em Tagiatinga-TO, (d) janeiro em Porto Nacional-TO, (e) fevereiro em BomJesus-PI e (f) março em Barreiras-BA. 58
- Figura 28: Distribuição espacial da tendência da temperatura máxima nos meses de (a) abril e (b) maio. 59
- Figura 29: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) abril em Barreiras-BA e (b) maio em Balsas-MA. 59

Figura 30:	Distribuição espacial da tendência da temperatura mínima nos meses de (a) abril e (b) maio.	60
Figura 31:	Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura mínimas mensal nas séries de (a) abril em Barreiras-BA e (b) maio em Bom Jesus-PI.	61
Figura 32:	Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de temperatura do ar (a) Tmaxx, (b) Tmaxi, (c) Tminx, (d) Tmini.	62
Figura 33:	Gráficos de tendência dos índices (a) Tmaxx e Tmaxi em Floriano-PI, (b) Tmaxx e Tmaxi em Barreiras-BA, (c) Tminx Tmini em Carolina-MA e (d) Tminx e Tmini em Balsas-MA.	63
Figura 34:	Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de temperatura (a) Tmax95p, (b) Tmin95p, (c) Tmax5p e (d) Tmin5p.	64
Figura 35:	Gráficos de tendência dos índices de extremos de temperatura (a) Tmax95p e Tmin95p em Alto Parnaíba-MA e (b) Tmax5p e Tmin5p em Porto Nacional-TO.	65
Figura 36:	Distribuição espacial da correlação do índice IME _{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	67
Figura 37:	Distribuição espacial da correlação do índice GAT _{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	68
Figura 38:	Distribuição espacial da correlação do índice EGA _{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	69
Figura 39:	Distribuição espacial da correlação do índice EGA _{Ago} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	70
Figura 40:	Distribuição espacial da correlação do índice EGAP _{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	71
Figura 41:	Distribuição espacial da correlação do índice EGAP _{Ago} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.	72
Figura 42:	Distribuição espacial da correlação do índice IME _{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.	73

- Figura 43: Distribuição espacial da correlação do índice GAT_{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM. 74
- Figura 44: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{SON} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM. 75
- Figura 45: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM. 76
- Figura 46: Distribuição espacial da correlação do índice $EGAP_{SON}$ com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM. 77
- Figura 47: Distribuição espacial da correlação do índice $EGAP_{Nov}$ com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM. 78
- Figura 48: Distribuição espacial da correlação do índice MEI_{Fev} com precipitação nos meses de (a) abril e (b) maio e o do índice GAT_{Fev} com (c) abril e (d) maio. 80
- Figura 49: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{Fev} com precipitação nos meses de (a) abril e (b) maio e o do índice $EGAP_{Fev}$ com (c) abril e (d) maio. 81
- Figura 50: Distribuição espacial das correlações dos índices (a) EGA_{Jan} e (b) $EGAP_{Jan}$ com precipitação do trimestre MAM. 82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Relação das estações meteorológicas analisadas.	20
Tabela 2	Médias mensais e anuais da precipitação nas estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA - período 1965-2012 (trimestre mais chuvoso em negrito).	34
Tabela 3	Médias mensais e anuais da temperatura máxima nas estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA - período 1970-2012.	52
Tabela 4	Médias mensais e anuais da temperatura mínima nas estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA - período 1970-2012.	53

LISTA DE SIGLAS

- ANA - Agência Nacional de Águas.
- AT - Atlântico Tropical.
- ATN - Atlântico Tropical Norte.
- ATS - Atlântico Tropical Sul
- BA – Estado da Bahia.
- COADS - *Comprehensive Ocean – Atmosphere Data Set*.
- CONAB - Companhia Nacional de Abastecimento.
- DPP - Desvio padronizado da precipitação
- EGA – Agregação dos índices **IME**, **GAT**, **OMA**.
- EGAP – Agregação dos índices **IME**, **GAT**, **OMA** e **ODP**.
- ENOS - *El Niño* Oscilação Sul.
- ESRL - *Earth System Research Laboratory*.
- GAT - Gradiente térmico do Atlântico Tropical.
- GITE – Grupo de Inteligência Territorial Estratégica.
- GUI - *Graphical User Interface*.
- IME - Índice Multivariado de ENOS.
- INMET – Instituto Nacional de Meteorologia.
- JFM - Trimestre janeiro-fevereiro-março.
- JJA - Trimestre junho-julho-agosto.
- JST - Jato subtropical.
- MA – Estado do Maranhão.
- MAM - Trimestre março-abril-mai
- MATOPIBA - Acrônimo das siglas MA, TO, PI e BA.
- MICE - *Multivariate Imputation by Chained Equations*
- MK - Mann-Kendall.
- NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*.
- NOAA - *National Oceanic & Atmospheric Administration*.
- NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*.
- ODP - Oscilação Decenal do Pacífico.
- OMA - Oscilação Multidecenal do Atlântico.
- OND - Trimestre outubro-novembro-dezembro

Per95p: Número de dias com precipitação \geq ao percentil 95 das chuvas significativas.

Per99p: Número de dias com precipitação \geq ao percentil 99 das chuvas significativas.

PI – Estado do Piauí.

PNM - Pressão ao nível do mar.

Pr1: Número de dias por ano com chuvas significativas (≥ 1 mm/dia);

Pr10: Número de dias por ano com precipitação ≥ 10 mm.

Pr20: Número de dias por ano com precipitação ≥ 20 mm.

Prmax1d: Maior precipitação ocorrida em um dia por ano (mm).

Tmax95p: Número de dias com temperatura máxima \geq ao percentil 95.

Tmaxi: Menor temperatura máxima diária em cada ano.

Tmaxx: Maior temperatura máxima diária em cada ano.

Tmin95p: Número de dias com temperatura mínima \geq ao percentil 95.

Tmini: Menor temperatura mínima diária em cada ano.

Tminx: Maior temperatura mínima diária em cada ano.

TO – Estado do Tocantins.

ZCAN - Zona de Convergência do Atlântico Norte.

ZCAS - Zona de convergência do Atlântico (ou América) do Sul.

ZCIT - Zona de convergência Intertropical.

ZCPS - Zona de Convergência do Pacífico Sul.

1 INTRODUÇÃO

Por sua grande extensão territorial e por vocação agrária, o Brasil tem estimulado ao longo da sua história a ocupação de novas áreas agrícolas, avançando principalmente na direção do interior do país. Nesse processo, em meados da década de 1980, surgiu uma nova fronteira agrícola no Brasil, ocupando parte dos estados do Maranhão, Tocantins, Piauí e Bahia. Atualmente, essa nova fronteira tem sido chamada de região do MATOPIBA, um acrônimo formado pela junção das siglas dos quatro estados que a compõe.

Delimitada a oeste pela Amazônia Legal e a leste pelo semiárido nordestino, a região tem passado por intensas transformações nas suas características sociais e ambientais, com o surgimento de extensas áreas de agricultura intensiva (mecanizada) e grandes rebanhos; construindo um cenário muito diferente da vegetação nativa e da agricultura familiar de pequeno porte predominante até a década de 1980 (SANTOS, 2007).

Exemplos dessa transformação de paradigma podem ser encontrados na mesorregião do Extremo Oeste Baiano que, com extensas áreas planas, solo e clima favoráveis, tem-se consolidado como um polo de destaque na produção de grãos, como, por exemplo, o da soja que cresceu mais de 280% entre 1996 e 2006 e, também, na criação bovina, cujo rebanho cresceu em aproximadamente 28% no mesmo período (FERNANDES, 2009). Segundo a Companhia Nacional de Abastecimento (CONAB, 2011), para a safra 2010/2011, apenas com soja, a área plantada no MATOPIBA foi superior a dois milhões de hectares, representando um aumento de 8,7% em relação à safra anterior. Projeções futuras sobre agricultura no Brasil, feitas por Gasques et al. (2011) indicam que a área plantada de grãos no MATOPIBA deverá saltar de 6,4 milhões de hectares, da safra 2010/2011, para 7,5 milhões, em 2020/2021.

Outro importante fator de mudança no cenário ambiental da região é o crescimento urbano impulsionado pelo forte aumento populacional, principalmente nas duas últimas décadas, impactando em mudanças no uso do solo. A cidade de Barreiras, por exemplo, no oeste da Bahia, apresentou um aumento populacional de aproximadamente 680% de 1970 a 2013 (IBGE, 2013; PINA e MONDARDO, 2013).

Segundo estudos preliminares elaborados pela EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), as localidades com alta produção de milho, soja e algodão no MATOPIBA em relação à produção nacional, ocuparam uma área com aproximadamente 255.000 Km² (MINGOTI et al., 2014). Os estudos revelam, ainda, que cerca de 94% dessa área pertencem ao bioma cerrado, que 89% das localidades têm período máximo sem chuva de 4 ou 5 meses, e, por fim, que a predominância da produção de grãos está preferencialmente em áreas com relevo tipo chapada ou depressões, por viabilizarem a mecanização e apresentarem menor risco de erosão no solo.

Nesse contexto, o estudo detalhado de dados meteorológicos apresenta-se como um importante indicador na investigação de possíveis alterações e tendências climáticas, principalmente das variáveis chuva e temperatura do ar na nova fronteira agrícola do Brasil, demonstrando o grau de consonância temporal dessas variáveis com as modificações ambientais na superfície; com os ciclos oceânicos e atmosféricos de alta e baixa frequências ou, ainda, se há um predomínio da variabilidade natural nas séries históricas analisadas. Segundo Borghi et al. (2014), em uma ampla abordagem sobre a produção de milho e sorgo no MATOPIBA, o entendimento do conjunto de informações climáticas e os seus efeitos no sistema produtivo pode proporcionar ganhos significativos por ser de vital importância no planejamento e na tomada de decisão na agricultura.

Assim como em praticamente todas as atividades contemporâneas de pesquisa, durante o processo inicial deste projeto, surgiu a necessidade do uso de meios computacionais para as análises estatísticas e climatológicas dos dados meteorológicos. Para tanto, várias são as opções de ferramentas que oferecem recursos diversos na área de climatologia, tais como, o RCIndex e o AnClim, além de planilhas eletrônicas. Contudo, não obstante o comprovado valor desses aplicativos, individualmente, nem sempre seus recursos atendem aos inúmeros objetivos dos estudos climatológicos, levando o pesquisador ao uso de várias ferramentas para desenvolver suas pesquisas, dificultando e fragmentando suas atividades. Nesse contexto, optou-se, na presente pesquisa, por desenvolver uma ferramenta própria, que atendesse tanto aos objetivos e a sua metodologia do projeto, quanto a outros que necessitem de seus recursos. O aplicativo computacional desenvolvido no âmbito deste trabalho é denominado de ClimAp – Aplicativo para análise de séries Climáticas –, sendo disponibilizado, ao final do

projeto, como uma nova ferramenta de apoio à pesquisas climáticas por intermédio da análise de séries temporais.

É salutar mencionar que o aprofundamento dos estudos sobre as variações do clima em uma região marcada por intensas alterações nas características de sua superfície – impactando, assim, na relação superfície-atmosfera – e historicamente afetada por eventos climáticos, como secas e chuvas extremas, é de relevante importância o conhecimento das características contemporâneas do clima para o planejamento e adaptação das atividades humanas. Contudo, pesquisas científicas voltadas especialmente para a nova fronteira agrícola do Brasil, dentro do escopo da ciência atmosférica, ainda são insipientes, o que justifica a elaboração deste estudo climatológico específico para a Região do MATOPIBA.

1.1 Objetivos

Geral:

Avaliar a variabilidade climática da precipitação pluvial e da temperatura do ar na região do MATOPIBA - nova fronteira agrícola no centro-nordeste do BRASIL, com intuito contribuir para mitigar os riscos climáticos associados à produção agrícola, e conseqüentemente a redução das perdas econômicas na região.

Específicos:

1. Analisar a variabilidade climática espacial e temporal das séries climatológicas de precipitação pluviométrica e temperaturas do ar máxima e mínima da região do MATOPIBA;
2. Verificar possíveis tendências climáticas da precipitação pluviométrica e temperaturas do ar máxima e mínima na região;
3. Analisar índices de extremos;
4. Correlacionar às séries históricas com os sistemas oceânico-atmosféricos de grande escala;
5. Desenvolver e utilizar aplicativo computacional específico para análise de dados meteorológicos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Variabilidade climática na região Nordeste do Brasil e Tocantins

Segundo Molion e Bernardo (2002), a área que cobre praticamente toda Bahia, o sul do Maranhão e do Piauí tem seu período mais chuvoso compreendido nos meses de novembro a março, enquanto o período seco ocorre durante o inverno austral, ou seja, de maio a setembro; sendo a variabilidade do clima na região basicamente modulada por padrões de sistemas atmosféricos e oceânicos de grande escala que podem determinar as suas características em escalas sazonais, anuais e decenais.

Andreoli e Kayano (2007) examinaram os efeitos do *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) e do gradiente térmico do Oceano Atlântico Tropical (AT) na precipitação no Nordeste do Brasil e no Estado do Tocantins. Os resultados indicaram que nos anos com ENOS negativo (*La Niña*) sem o gradiente térmico do AT as chuvas no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro apresentam anomalias negativas no sudoeste da área de estudo (oeste da Bahia e Tocantins), e quando o fenômeno *La Niña* ocorre concomitantemente ao gradiente térmico positivo do AT, quase a totalidade da área apresenta anomalia negativa, porém, de acordo com Andreoli e Kayano (2007), em ambos os casos, os testes estatísticos apresentaram baixa significância estatística.

Borges et al. (2011) analisaram, por meio de imagens do satélite Landsat-5 dos anos de 1984, 1992, 2000 e 2008, as alterações térmicas na temperatura de superfície do solo em uma porção da mesorregião Oeste da Bahia e detectaram que no primeiro ano as temperaturas ficaram em torno de 22°C e de 35°C no último, podendo essa diferença ser explicada pelo fato de que, no primeiro ano, a superfície era coberta predominantemente por vegetação nativa (cerrado), enquanto no último, a área estava ocupada por atividades agrícolas e as imagens foram captadas no período de descanso da cultura, portanto, solo desnudo e com deficiência hídrica.

Mélo et al. (2011), compararam o cálculo do balanço hídrico e a classificação climática pelo método de Thornthwaite e Mather (1955) dos períodos 1931-1961 e 1961-1990 para identificar possíveis mudanças no clima da cidade

de Teresina, no Piauí. Tal estudo detectou uma leve redução média de 0,3°C na temperatura máxima e aumento no volume médio anual da precipitação pluviométrica na ordem de 100 mm, porém a classificação de clima foi à mesma nos dois períodos, Subúmido Seco.

Estudos sobre a precipitação na Região Nordeste, com séries diárias de precipitação pluviométrica de trinta anos, utilizando função de autocorrelação para medição do grau de persistência de uma onda dentro de uma série temporal, indicaram a existência de certa dependência nas observações da série da localidade de Barreiras, Bahia, com intervalos de aproximadamente cinco anos, apresentando valores significativos de autocorrelação para os *lags* 5, 11 e 15 (SILVA et al., 2011), ou seja, as autocorrelações para os *lags* 11 e 15 possivelmente são decorrentes do ciclo de 5 anos.

Analisando um conjunto de dados de precipitação dos estados da Bahia e de Sergipe no período 1971-1991, Araújo e Brito (2011) detectaram uma tendência de aumento no número de dias por ano em que a precipitação foi superior a 10 mm, 20 mm e 50 mm, refletindo no aumento da precipitação total anual, sendo que as áreas com aumento de dias consecutivos úmidos estão, praticamente, confinadas no oeste da Bahia e em núcleos isolados no nordeste deste estado.

Análises feitas por Silva et al. (2012) utilizando índices de tendência climática, demonstraram que durante o período 1970-2006 na meso-região Oeste da Bahia houve aumento no número de dias com temperaturas elevadas, aumento nas temperaturas mínimas diárias e redução no volume da chuva máxima em um dia e na frequência de chuvas diárias iguais ou superiores a 20 mm.

Analisando um conjunto de dados de estações pluviométricas do período 1977-2006, Marcuzzo e Goularte (2013) demonstraram que o período chuvoso no Estado do Tocantins estende-se de outubro a abril, com médias mensais entre 100 e 300 mm, enquanto o período seco ocorre nos meses de maio a setembro, ou seja, nos períodos das estações chuvosa e seca no oeste da Bahia.

Silva et al. (2014) submeteram dados de precipitação pluviométrica de algumas localidades da Região do MATOPIBA e de *El Niño* e *La Niña* a uma análise de correlação simples de Pearson, e não foram identificadas variabilidades na precipitação durante o período seco, porém, observaram que

durante o período chuvoso (Outubro-Abril) uma forte influência dos dois fenômenos sobre a precipitação do município de Correntina-BA.

2.2 Sistemas produtores e inibidores de chuva na região Nordeste do Brasil e Tocantins

Como mencionado anteriormente, a variabilidade do clima na área de estudo é basicamente modulada por padrões de sistemas atmosféricos e oceânicos de grande escala que determinam ou influenciam as suas características, tais como: os períodos secos e chuvosos, a distribuição espacial e o volume da precipitação pluviométrica. Dentre os sistemas atmosféricos de grande escala que atuam na produção ou inibição de chuvas no centro-nordeste do Brasil, destacam-se basicamente três: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Zona de Convergência do Atlântico (ou América) Sul (ZCAS) e Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY, 1979; KOUSKY e GAN, 1981; MOLION e BERNARDO, 2000; MOLION e BERNARDO, 2002). Além desses sistemas, existem os de escala local, que são as pequenas células convectivas e as circulações orográficas. Com relação aos eventos oceânicos os que mais influenciam na variabilidade da precipitação da região são o ENOS, no Pacífico Equatorial, e o gradiente térmico, no Atlântico Tropical.

2.2.1 Zona de Convergência Intertropical

A ZCIT é um importante sistema meteorológico de grande escala atuando nos trópicos. Por sua estrutura física, a ZCIT tem se mostrado decisiva na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima na faixa tropical. Sua influência sobre a precipitação nos continentes africano, americano e asiático tem sido objeto de estudo em vários trabalhos científicos. Em um estudo apresentado por Hastenrath e Lamb (1977), foi mostrado que, durante os meses de verão do Hemisfério Norte (junho-agosto), a zona de confluência dos Alísios (ZCA) aparece sobre o cavado equatorial e as regiões de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa são quase coincidentes, localizando-se, aproximadamente, a três graus ao sul da ZCA. Nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, a zona de máxima cobertura de nuvens,

precipitação e convergência de massa localiza-se ao norte ZCA. Uvo et al. (1988) apresentaram um estudo bem detalhado da ZCIT e sua importância na precipitação pluviométrica regional no norte da Região Nordeste, concluíram que o posicionamento e a intensidade da ZCIT são parâmetros importantes para a qualidade da estação chuvosa do Nordeste.

Com a finalidade de se fazer um estudo do posicionamento da ZCIT, diversos autores usaram variáveis físicas diferentes, tais como a cobertura de nuvens, o fluxo de radiação de onda longa emitido para o espaço exterior, a componente meridional do vento nos baixos níveis, a pressão atmosférica ao nível médio do mar, dentre outras. Por esta razão, o posicionamento médio da ZCIT e a variação sazonal de deslocamento norte-sul ao longo do ano, seguindo o aquecimento solar, mudam conforme o critério utilizado por cada pesquisador. A análise dos ventos alísios indica que os de sudeste apresentam uma maior intensidade e cruzam o equador sofrendo um desvio para a direita devido à força de Coriolis, passando a soprar de sudoeste, o que reduz a intensidade dos alísios de nordeste, mantendo a sua posição sempre ao norte da latitude zero sobre o Atlântico (HASTENRATH, 1985; CITEAU et al., 1988 e FERREIRA, 1996). Para Vianello e Alves (2000), em sua marcha anual sobre o Atlântico, a ZCIT alcança sua posição mais ao norte (10°N) no final do verão do Hemisfério Norte, em julho e agosto, e a sua posição mais ao sul (5°S) durante os meses de março-abril. Mendonça e Danni-Oliveira (2007) também indicam os limites médios de 10°N e 5°S do deslocamento norte-sul, porém com seu máximo ao norte no mês de setembro e ao sul no mês de março sobre a América do Sul.

Além de influenciar no tempo e no clima das áreas tropicais, a ZCIT também exerce papel importante na manutenção do balanço térmico global. Na escala planetária, a ZCIT é o ramo ascendente da célula de Hadley, atuando na transferência de calor sensível e latente dos níveis inferiores para os níveis superiores da troposfera tropical e para as médias e altas latitudes, através da subsidência sobre a região do cinturão de alta pressão subtropical (HARTMANN, 1994).

O conjunto de características associadas à ZCIT possui um deslocamento norte-sul ao longo do ano seguindo o aquecimento solar. Além do ciclo anual, a ZCIT apresenta oscilações de maiores frequências, com o período variando de semanas a dias. A variabilidade interanual da estação chuvosa no norte do

Nordeste está associada ao posicionamento da ZCIT mais ao norte de sua posição normal, o que favorece a ocorrência de secas na região. A ZCIT chega a sua posição climatológica mais ao sul no mês de Abril. Daí, o folclore popular afirmar que o período chuvoso terá uma forte redução caso não chova bem até 19 de Março, o dia de São José (MOLION e BERNARDO, 2000). Além do ciclo anual, a ZCIT apresenta oscilações de maiores frequências, com o período variando de semanas a dias, que também são fundamentais para a produção de chuvas na região Nordeste.

2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul

Para Casarin e Kousky (1986) e Kousky (1988), climatologicamente, a ZCAS pode ser identificada, na composição de imagens de satélite, como uma banda de nebulosidade de orientação noroeste/sudeste, estendendo-se desde o noroeste da Região Amazônica até a região central do Atlântico Sul ou, ainda, em padrões de distribuição de radiação de onda longa. Esses autores mostraram que a convecção na região centro-oeste do Pacífico, especificamente na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), implicava em posterior intensificação da ZCAS, sugerindo um mecanismo de propagação do tipo Oscilação Madden Julian (OMJ). Outros mecanismos que foram sugeridos para explicar a ocorrência da ZCAS, como por exemplo, a interação oceano-atmosfera na zona de confluência entre a Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil (NOBRE, 1988), e as interações não-lineares entre as diversas escalas de fenômenos atmosféricos. No entanto, esses mecanismos ainda não foram comprovados em estudos.

De acordo com Rocha e Gandu (1996) os fatores locais podem ser determinantes para a ocorrência da ZCAS, ou seja, sem eles, ela provavelmente não existiria. Estes autores ainda descreveram que os fatores locais podem ser diversos, porém, o único consenso parece ser quanto ao papel da convecção na região Amazônica. De acordo com Hurrell e Vincent (1991) e Kodama (1993) estudo observacional das Zonas de Convergência Sub-Tropicais mostraram que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: a existência do escoamento de ar quente e úmido, em baixos níveis, em direção às altas latitudes e de um jato subtropical (JST), em altos níveis, fluindo em latitudes subtropicais. O escoamento em baixos níveis intensifica a

convergência do fluxo de umidade enquanto que, combinado com o JST, intensifica a frontogênese no campo da temperatura potencial equivalente, influenciando na geração da instabilidade convectiva. O estabelecimento desse padrão de circulação está claramente associado à atividade convectiva na Amazônia e Brasil Central, que intensifica o JST em altos níveis, em um processo de conversão de energia cinética divergente em energia cinética rotacional. Em baixos níveis, a convecção também contribui na intensificação da baixa pressão na região do Chaco, que fortalece a convergência de ar úmido sobre a região (HURRELL e VINCENT, 1991 e KODAMA, 1993).

Os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS não estão ainda totalmente definidos, porém, estudos observacionais e numéricos indicaram que esse sistema sofre influências tanto de fatores remotos quanto locais. Aparentemente, as influências remotas, tal como a convecção na ZCPS ou a Oscilação Madden-Julian, podem modular o início, duração e localização da ZCAS. A simulação de uma onda estacionária associada ao padrão definido pela ZCPS/ZCAS, com um modelo de circulação geral da atmosfera, mostrou que a existência dessa onda estava vinculada à convecção na região tropical e nas próprias zonas de convergência (GRIMM e DIAS (1995).

Quanto ao efeito local dos Andes sobre a ZCAS, (FIGUEROA et al., 1995) mostraram que o posicionamento adequado desse sistema depende da inclusão da topografia nas simulações. Entretanto, um aspecto interessante é que simulações sem a inclusão da topografia conseguem reproduzir um padrão de divergência (convergência) alongada em altos (baixos) níveis, com orientação semelhante à da ZCAS Assim, embora os Andes aparentemente não tenham um papel preponderante na gênese da ZCAS, essa cadeia de montanhas pode intensificar o escoamento em baixos níveis, alimentando a convergência com o ar úmido da Região Amazônica.

Segundo Molion e Bernardo (2002), a ZCAS é definida como a região de posicionamento médio dos sistemas frontais do Hemisfério Sul (SFHS), ou seja, a região em que os SFHS permanecem semi-estacionários no período outubro a março. Para Molion (2004), o fator mais importante para a existência de ZCAS é o aquecimento do continente sul-americano entre outubro e março, que gera uma célula de circulação direta, com movimento anticiclônico e divergência na alta troposfera (Alta da Bolívia) e baixa pressão e convergência nos níveis inferiores.

Essa circulação “ancoraria” os SFHS, fazendo-os permanecer estacionários por alguns dias, possivelmente com uma frequência (oscilação) de 15 a 20 dias.

Jorgetti (2008), em seu estudo sobre ZCAS, detectou que a relação entre as chuvas na ZCAS e o Oceano Pacífico apresenta um dipolo de anomalias da convecção sobre a América do Sul, em que a fase da ZCAS em sua posição mais ao norte aparece associada a anomalias negativas de temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico equatorial leste e anomalias positivas no Pacífico tropical oeste. A principal relação da ZCAS como Oceano Pacífico ocorre devido à teleconexões, principalmente em escalas intra-sazonais.

2.2.3 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

Os VCAN são faixas de intensa atividade convectiva que, observadas através de imagens de satélite, têm a forma aproximada de um movimento circular girando no sentido horário (no Hemisfério Sul). Em suas bordas, principalmente na oeste, formam-se nuvens produtoras de chuva e no centro há movimentos de ar subsidente, aumentando a pressão à superfície e inibindo a formação de nuvens.

Comparando as configurações da circulação em 200 hPa, durante as estações do ano, observa-se que o escoamento é mais meridional para latitudes baixas durante o verão do hemisfério sul (período de maior frequência dos VCAN) enquanto, para os meses de inverno do hemisfério sul, as linhas de corrente apresentam-se mais zonais. O caráter meridional desse escoamento é resultante do forte aquecimento sobre os continentes da América do Sul, África e Oceania que induz o desenvolvimento de fortes anticiclones nos altos níveis sobre os três continentes e cavados sobre as áreas oceânicas vizinhas (KOUSKY e GAN, 1981).

Os conhecimentos, acerca dos mecanismos de formação dos VCAN de origem tropical não foram bem definidos ainda. Porém, Kousky e Gan (1981), sugeriram que a penetração de sistemas frontais induz a formação dos VCAN, especialmente nas baixas e médias latitudes. Essa advecção amplifica a crista de nível superior e conseqüentemente o cavado à leste, formando, em última instância, um vórtice ciclônico sobre o Atlântico.

Esses vórtices são sistemas de escala sinótica que influenciam fortemente as condições de tempo, pois estão, geralmente, associados a alguns episódios de chuvas intensas (SILVA, 2002). Na região Nordeste do Brasil, tais vórtices formam-se sobre Oceano Atlântico entre os meses de dezembro a março, com maior frequência no mês de janeiro, e sua trajetória normalmente é de leste para oeste. Para Molion e Bernardo (2002), as condições adicionais seriam a penetração de um sistema frontal do hemisfério norte, ou seus restos, em latitudes equatoriais sobre o Atlântico e o posicionamento da Alta da Bolívia mais para leste de sua posição normal durante o verão da América do Sul, além da penetração de um sistemas frontais do hemisfério sul.

Estudos indicaram que a presença de um VCAN foi a principal causa da ocorrência de precipitações pluviométricas muito acima da média, registradas em praticamente toda a Região Nordeste nos meses de janeiro e fevereiro dos anos de 2002 e 2004 (SALVADOR, 2004a e b).

2.3 Influência dos índices oceânico-atmosféricos no clima

2.3.1 Oscilação Decadal do Pacífico

Na escala interanual, a variabilidade das chuvas, nas diversas regiões do Brasil, está associada ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) que apresenta uma fase quente (*El Niño* propriamente dito) e uma fase fria (*La Niña*). Em geral, o fenômeno persiste por 6 a 18 meses e são associados a secas (*El Niño*) ou a chuvas acima da média (*La Niña*) nas regiões Norte Nordeste do Brasil. O ENOS e seus impactos no clima do Brasil têm sido amplamente estudados por vários pesquisadores (KAYANO e CAPISTRANO, 2014).

Na escala interdecenal, a variabilidade climática no Brasil pode estar associada à Oscilação Decenal do Pacífico (ODP). O termo Oscilação Decenal ou Interdecenal do Pacífico (*Pacific Decadal Oscillation*, PDO), foi usado pela primeira vez pelo Pesquisador Hare (1996), quando estudava uma conexão entre a produção de salmão no Alaska e a variação da temperatura da superfície do Oceano Pacífico Norte. A ODP foi descrita como um El Niño de longa duração, em virtude de ambas as variações terem aspecto espacial-climático semelhante.

Porém, há uma forte diferença com relação a sua frequência (MANTUA et al., 1997), ou seja, são bastantes diferentes na escala temporal. A propósito, duas características principais distinguem a ODP do ENOS: primeiro, eventos típicos de ODP do século XX, tiveram uma duração entre 20-30 anos, enquanto eventos de ENOS apresentaram de 0,5 à 1,5 ano de duração; segundo, a presença da ODP é mais evidente no setor equatorial-norte do Pacífico e na costa oeste da América do Norte, com sinais secundários nos trópicos, sendo o oposto verdadeiro para o ENOS.

No que se refere à temperatura da superfície do mar (TSM), a ODP apresenta uma amplitude entre suas fases que não ultrapassa 2°C, enquanto, entre um *El Niño* e um *La Niña*, as anomalias de TSM podem exceder 7°C. ODP, na fase quente (positiva), provoca uma estreita banda de águas aquecidas na costa do Alaska e no oeste da América do Norte, enquanto uma grande área do Pacífico Norte encontra-se mais fria do que o normal. Já, na fase fria (negativa), ocorre exatamente o contrário. A fase quente ocorreu, no século XX, em dois períodos: 1925-46 e de 1977-98 e, entre essas duas fases, uma fase fria, de 1947-76.

Molion (2005) demonstrou que quando a ODP está na sua fase positiva, em geral, a intensidade e frequência de ENOS positivos é superior ao de ENOS negativos; enquanto que, em sua fase negativa ocorre o oposto.

Siqueira et al. (2006), observaram que os desvios de precipitação apresentaram reduções de totais pluviométricos, com valores que excederam até 3 mm/dia, durante eventos de *El Niño* na fase fria da ODP, em praticamente todo Norte e Nordeste, e parte do Centro Oeste. Enquanto a composição relativa à fase quente resultou em reduções de 1,2 mm/dia ao longo da costa norte e leste do Nordeste.

2.3.2 Oscilação Multidecenal do Atlântico

A Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) é um fenômeno de variabilidade natural que ocorre no Oceano Atlântico Norte e que tem a sua principal expressão na temperatura da superfície do mar (TSM), com ciclos que duram, em média, 60 anos, sendo uma fase positiva, com o Atlântico Norte mais

aquecido, e outra negativa, com o Atlântico mais frio (ENFIELD, MESTAS-NUNEZ, e TRIMBLE, 2001). Embora haja algum apoio a esta modalidade em modelos e em observações históricas, existem controvérsias no que diz respeito à sua amplitude e, em particular, a atribuição da variação da TSM a mudanças naturais ou a causas antropogênicas, especialmente em áreas tropicais do Atlântico que são importantes para o desenvolvimento de furacões (TING et al., 2009).

Estudos mais atuais sugerem que a OMA seja um mecanismo de interação oceano-atmosfera associado a oscilações de baixa frequência da circulação termohalina profunda (KNIGHT et al., 2005; TRENBERTH e SHEA, 2006).

O índice OMA está correlacionado com a temperatura do ar e a precipitação durante o verão sobre grande parte do Hemisfério Norte, em particular, na América do Norte e Europa, assim como a precipitação no Nordeste brasileiro e no Sahel africano (KNIGHT, FOLLAND e SCAIFE, 2006; TRENBERTH e SHEA, 2006).

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

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

2.3.3 Índice Multivariado de ENOS

O Índice Multivariado de ENOS (IME) é um método para monitoramento do *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) e é fundamentado no composto de seis variáveis observadas sobre o Pacífico Tropical. Essas seis variáveis, disponíveis no conjunto de dados COADS (*Comprehensive Ocean – Atmosphere Data Set*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), são: pressão ao nível do mar (PNM), temperatura da superfície do mar (TSM), componentes zonal (u) e

meridional do vento (v) próximo a superfície, temperatura do ar (T) próximo da superfície e fração de nebulosidade (N) (WOLTER, 1987).

Os valores positivos representam a fase quente (positiva) do ENOS, e os valores negativos do IME representam a fase fria (negativa) do ENOS, sendo computado separadamente para cada um dos doze meses do ano e podendo ser expresso como médias bimestrais (dez-jan, jan-fev, fev-mar,..., nov-dez) (WOLTER e TIMLIN, 1998).

2.3.4 Gradiente do Atlântico Tropical

Estudos sobre o modo de variabilidade meridional da temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico e sua influência na precipitação no Nordeste do Brasil e nas Américas Central e do Sul, foram inicialmente feitos por Hastenrath (1976); Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978).

Estudos feitos por Moura e Shukla (1981), usando um modelo numérico de circulação geral atmosférica demonstraram a existência de uma circulação anômala no sentido meridional termicamente direto, com os movimentos ascendentes sobre as anomalias de TSM positivas (aquecimento) e descendentes sobre as anomalias negativas (resfriamento) nas regiões do oceano Atlântico Tropical respectivamente e que essa dinâmica durante períodos de Atlântico Sul mais aquecido, favorece o fluxo de umidade e a precipitação sobre o Nordeste do Brasil.

Souza e Nobre (1998), em seus resultados mais importantes das análises dos compostos sazonais de dipolo no atlântico tropical, calculados para um total de 11 casos para cada fase positiva e negativa do dipolo, demonstraram a existência de relações entre as variáveis oceânicas e atmosféricas na superfície, tais como vento e pressão atmosférica, e que o gradiente térmico meridional e inter-hemisférico do Atlântico Tropical modulou o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associados à ZCIT.

Lucena (2008), analisando os impactos dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima do Nordeste demonstrou que o Atlântico é, provavelmente, o mais determinante no comportamento das chuvas na região, mais pelas condições do Atlântico Tropical Sul que pelo gradiente meridional da anomalia da TSM.

Sun et al. (2013), em análise observacional, mostraram que o dipolo inter-hemisférico da temperatura oceânica influencia significativamente a chuva em localidades na faixa tropical, como o Norte e o Nordeste do Brasil, e contribui para a assimetria norte-sul da precipitação tropical em escalas de tempo multidecenais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Localização e características da área de estudo

A Região do MATOPIBA está localizada em uma área predominantemente de cerrado no centro-nordeste do Brasil ladeada ao oeste pela Região Amazônica e ao leste pelo semiárido nordestino, compreendendo o sul do Maranhão, centro-leste do Tocantins, sul do Piauí e oeste da Bahia. A Figura 1 mostra a área de abrangência da região de estudo (retângulo vermelho). Contudo, essa é uma circunscrição aproximada e baseada em delimitações geográficas propostas por instituições governamentais (CONAB, 2013; MINGOTI et al., 2014; MIRANDA et al., 2014), pois ainda não existe uma área oficial e rigorosamente definida para a região do MATOPIBA.

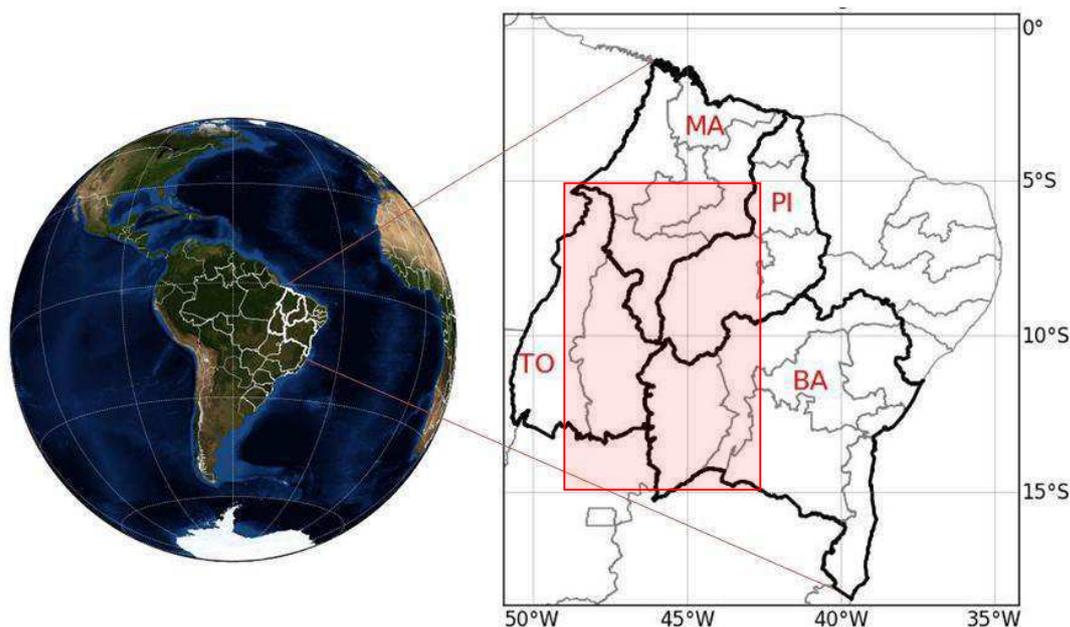


Figura 1: Localização da Região do MATOPIBA.

A delimitação geográfica da Região do MATOPIBA proposta pela Embrapa Gestão Territorial (SGTE) inclui quatro mesorregiões (Sul Maranhense; Oriental do Tocantins; Sudoeste Piauiense e Extremo Oeste Baiano) (Figura 2a). Por sua vez, a proposta do Grupo de Inteligência Territorial Estratégica (GITE) da Embrapa apresenta uma área maior, incluindo dez mesorregiões, sendo quatro

totalmente e seis parcialmente (Sul Maranhense, Leste Maranhense, Oeste Maranhense Centro Maranhense e Norte Maranhense; Oriental do Tocantins e Ocidental do Tocantins; Sudoeste Piauiense; Extremo Oeste Baiano e Vale São-Francisco da Bahia), nestas mesorregiões estão trinta e uma microrregiões (Figuras 2b).

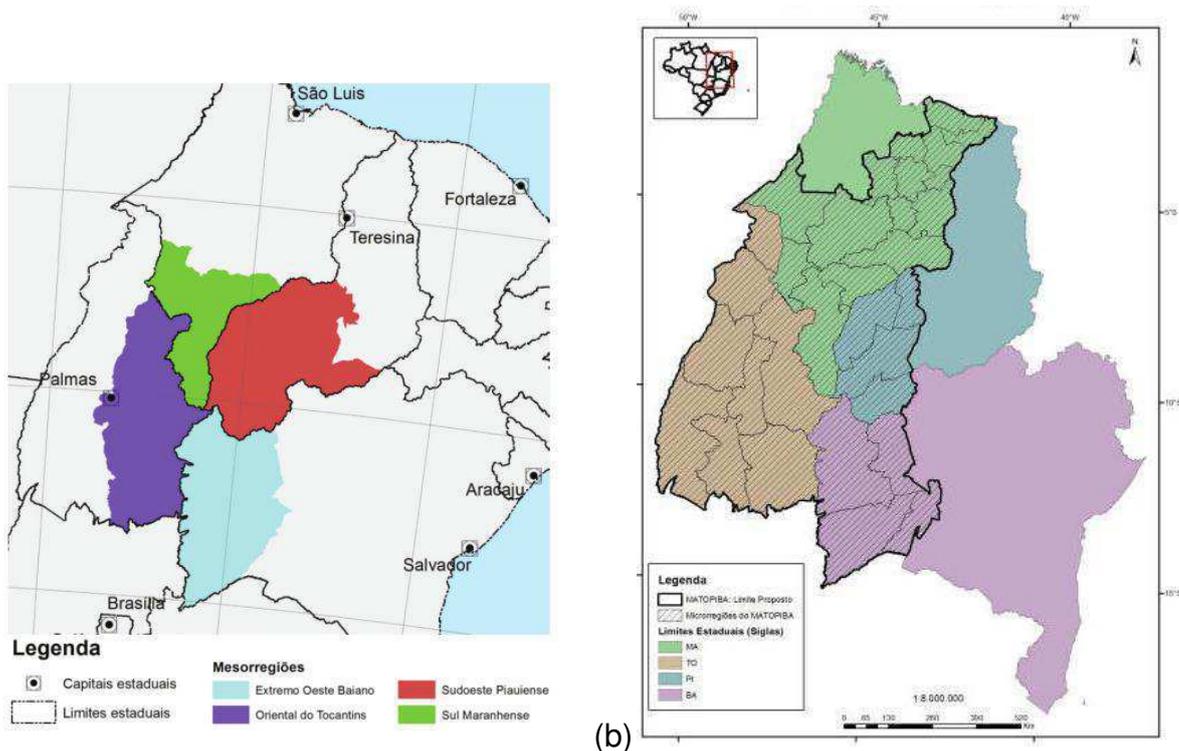


Figura 2: Propostas de delimitação do MATOPIBA (a) SGTE e (b) GITE (MINGOTI et al., 2014; MIRANDA et al., 2014).

Em seus aspectos gerais, a região apresenta cerca de 94% da sua área pertencente ao bioma cerrado, com 89% das localidades apresentando período seco de até 5 meses, com a produção de grãos predominando as áreas com relevo tipo chapada ou depressões (Figuras 3 a, b e c).

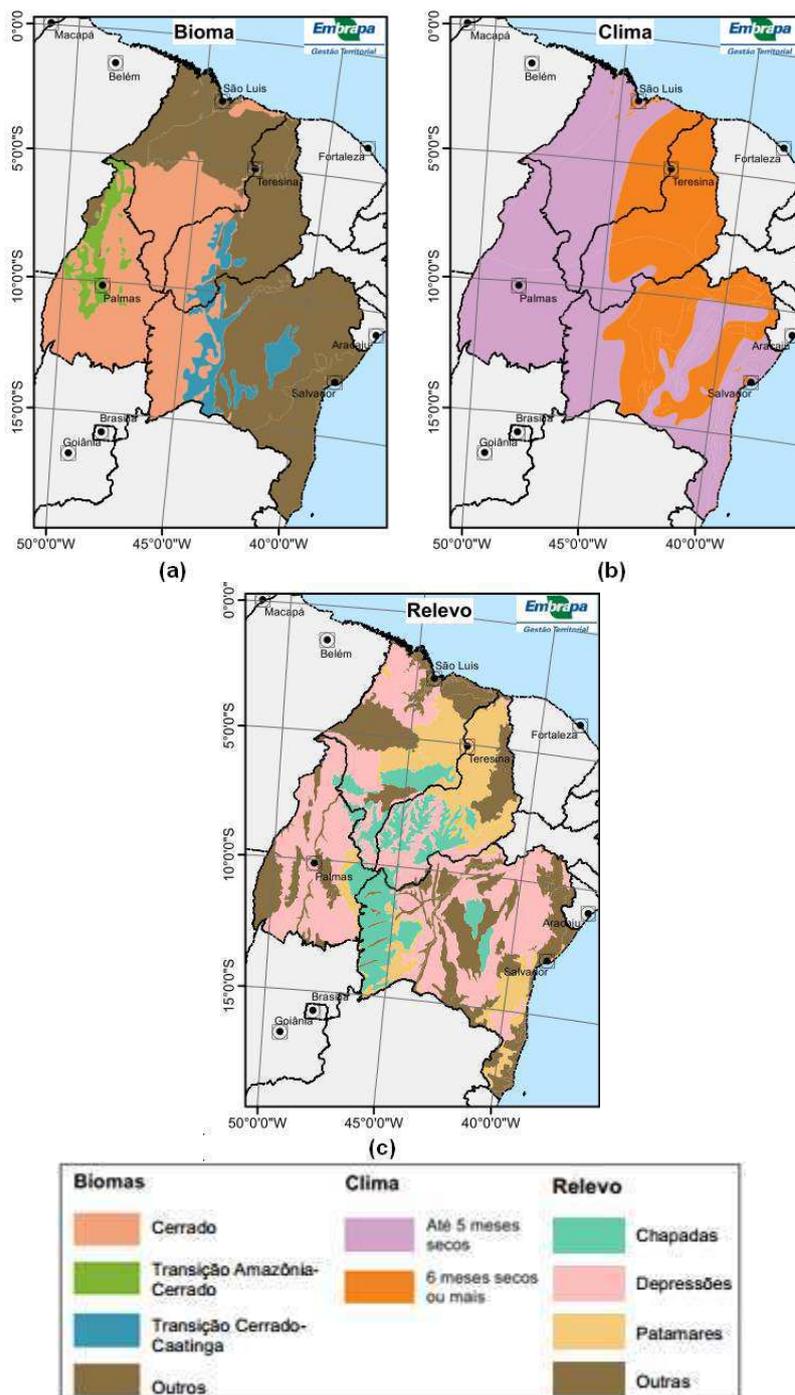


Figura 3: Características predominantes de (a) bioma, (b) clima e (c) relevo da região do MATOPIBA (adaptado de Mingoti et al., 2014).

3.2 Dados

Neste trabalho são utilizadas séries de dados diários observados de precipitação e temperatura do ar de onze estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) no período de 1965-2012 para precipitação e de 1970-2012 para a temperatura do ar (máxima e mínima). A

Tabela 1 apresenta a relação das estações meteorológicas, com suas coordenadas geográficas, enquanto a Figura 4 apresenta a distribuição espacial das estações.

Muito embora existam outras estações meteorológicas na área de estudo, as mesmas não foram utilizadas por não apresentarem condições mínimas para este estudo climatológico, por exemplo: serem muito curtas (menos de 30 anos), estarem fora de operação antes de 2012 ou terem um número excessivo de dados faltantes, em mais de 20% dos dados (este valor foi arbitrado nesta pesquisa).

Tabela 1: Relação e localização das estações meteorológicas analisadas.

CÓDIGO E NOME	UF	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE (m)
82970 – ALTO PARNAIBA	MA	09°06'S	45°56'W	285,05
82768 – BALSAS	MA	07°32'S	46°02'W	259,38
82765 – CAROLINA	MA	07°20'S	47°28'W	192,83
82571 – BARRA DO CORDA	MA	5°30'S	45°13'W	153,00
83064 – PORTO NACIONAL	TO	10°43'S	48°25'W	239,20
83228 – PEIXE	TO	12°00'S	48°22'W	242,49
83235 – TAGUATINGA	TO	12°24'S	46°25'W	603,59
82678 – FLORIANO	PI	06°46'S	43°01'W	123,27
82975 – BOM JESUS DO PIAUI	PI	09°06'S	44°07'W	331,74
83236 – BARREIRAS	BA	12°09'S	45°00'W	439,29
83286 – CORRENTINA	BA	13°20'S	44°37'W	549,47

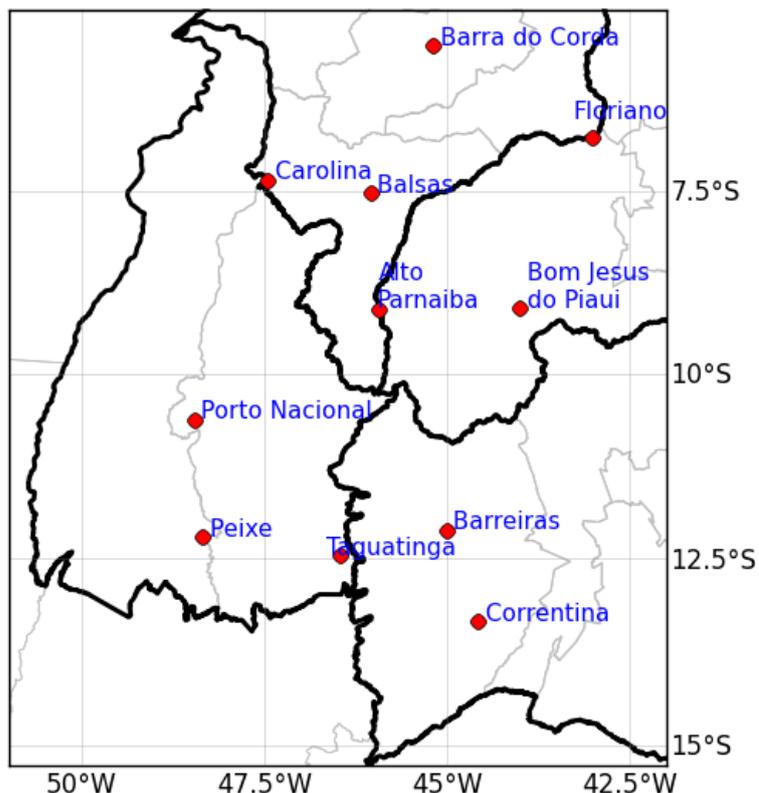


Figura 4: Distribuição espacial da localização das estações meteorológicas utilizadas.

3.2.1 Preenchimento de falhas nos dados observados

Para preenchimento de dados faltantes das séries das estações, foram utilizados dados de reanálise do NCEP/NOAA (*National Centers for Environmental Prediction*) e os dados da rede pluviométrica da Agência Nacional de Águas (ANA), disponíveis no Hidroweb.

O método utilizado para o preenchimento das falhas nos dados diários de precipitação e temperatura foi o MICE - *Multivariate Imputation by Chained Equations* - (VAN BUUREN e GROOTHUIS-OUDSHOORN, 2011), que é um pacote estatístico da linguagem R, de uso livre e pode ser acessado pelo endereço eletrônico <http://cran.r-project.org/web/packages/mice/>.

A viabilidade do uso do MICE em dados meteorológicos tem sido comprovada em alguns estudos, como, por exemplo, Costa et al. (2012) demonstraram que a imputação multivariável de dados em séries meteorológicas de estações localizadas no Estado da Paraíba foram bastante satisfatórias, e as

correlações entre os dados observados e os artificialmente preenchidos superaram 90% em algumas séries.

Foi aplicado o método de preenchimento de falhas em uma proporção que não comprometesse os aspectos gerais de cada série histórica, sendo proposto neste trabalho que os valores preenchidos sejam no máximo 20% do total de cada série.

3.2.2 Dados dos índices oceânico-atmosféricos

Foram utilizados quatro conjuntos de índices oceânico-atmosféricos: ODP (Oscilação Decenal do Pacífico), OMA (Oscilação Multidecenal do Atlântico), IME (Índice Multivariável de ENOS) e GAT (Gradiente térmico do Atlântico Tropical).

Os dados destes índices foram extraídos do *Earth System Research Laboratory* (ESRL) da *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA) e acessados através do sítio <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>.

A ODP é calculada pela primeira componente principal das anomalias mensais da TSM no Oceano Pacífico Norte, entre as latitudes 20° N e 90° N. (MANTUA et al., 1997). A fase positiva indica que o Oceano Pacífico na faixa tropical e na costa oeste da América do Norte está mais quente e no Pacífico Norte mais frio. Na fase negativa ocorre o oposto.

O Índice OMA calculado com base no desvio padronizado da TSM do Atlântico Norte entre as latitudes 0° e 70°N, com grades de 5°x5° (KAPLAN, 1998). Seus valores são calculados mensalmente e apresenta duas fases: positiva ou negativa.

O GAT é definido aqui como sendo a diferença entre os índices do Atlântico Tropical Norte (ATN) e do Atlântico Tropical Sul (ATS), também do ESRL (equação 1).

$$\text{GAT} = \text{ATN} - \text{ATS} \quad (1)$$

O ATN é a anomalia média espacial mensal padronizada de TSM entre as coordenadas 5,5°N e 23,5°N de latitude e 15°W e 57,5°W de longitude. O índice ATS é a anomalia média padronizada de TSM entre o equador e latitude de 20°S e entre as longitudes de 10°E e 30°W. Em ambos, os dados estão organizados em pontos de grade com resolução espacial de 1°x1°, e a climatologia adotada é do período 1970-2000 (ENFIELD et al., 1999).

O IME é calculado usando o primeiro valor da análise de componente principal dos seis campos (ou variáveis) observados e combinados. Primeiro, a variação total de cada campo é normalizada, depois é executada a extração da primeira componente principal na matriz de covariância da combinação dos campos. A média e o desvio padrão dos campos são calculados com base no período 1950-1993. Os seis campos calculados e medidos são: pressão ao nível do mar (PNM), temperatura da superfície do mar (TSM), as componentes zonal (u) e meridional do vento (v) próximas a superfície, temperatura do ar (T) próxima da superfície e fração de nebulosidade (N). Os campos são assim definidos:

$$\mathbf{PNM} = \text{PNM}_{\text{oeste}} - \text{PNM}_{\text{leste}}. \quad (2)$$

$$\mathbf{TSM} = (\text{TSM}_{12} + \text{TSM}_3 + \text{TSM}_4)/3 \quad (4)$$

Sendo TSM_{12} , TSM_3 e TSM_4 as médias da TSM nas regiões do *El Niño* 1+2, 3 e 4, respectivamente.

u: componente zonal do vento em um ponto no oeste do Pacífico Equatorial.

$$\mathbf{V} = v_{(+)} - v_{(-)} \quad (5)$$

Sendo $v_{(+)}$ o vento meridional do sudeste do Pacífico Tropical e $v_{(-)}$ o vento meridional no Pacífico Tropical Norte.

$$\mathbf{T} = (\text{T}_{12} + \text{T}_3 + \text{T}_4)/3 \quad (6)$$

Sendo T_{12} , T_3 e T_4 as médias das temperaturas médias do ar nas regiões 1+2, 3 e 4 do *El Niño*, respectivamente.

N: fração de nebulosidade no Pacífico Central durante eventos de ENOS.

Foram feitos dois índices derivados dos quatro acima, agregados através da soma dos seus valores. Os dois conjuntos agregados são: **EGAP**, com os

índices **IME**, **GAT**, **OMA** e **ODP** e o **EGA**, com os índices **IME**, **GAT**, **OMA**. Em seguida, foram verificadas as correlações desses índices na forma agregada com a precipitação pluvial do MATOPIBA. Todos os índices são adimensionais.

3.3 Metodologia

A partir dos dados diários de precipitação, temperatura máxima e temperatura mínima foram derivadas séries mensais, trimestrais e anuais, as quais são organizadas em dois conjuntos: índices de precipitação e índices de temperatura.

Os Índices de precipitação são:

- i. Totais mensais, trimestrais e anuais da precipitação pluviométrica.
- ii. DPP: Desvio padronizado da precipitação dos totais mensais, trimestrais e anuais. $DPP = (total - média) / desvio - padrão$.
- iii. Pr1: Número de dias por ano com chuvas significativas (≥ 1 mm/dia);
- iv. Pr10: Número de dias por ano com precipitação ≥ 10 mm.
- v. Pr20: Número de dias por ano com precipitação ≥ 20 mm.
- vi. Per95p: Número de dias com precipitação \geq ao percentil 95 das chuvas significativas.
- vii. Per99p: Número de dias com precipitação \geq ao percentil 99 das chuvas significativas.
- viii. Prmax1d: Maior precipitação ocorrida em um dia por ano (mm).

Os índices para temperatura são:

- i. Médias mensais e anuais das temperaturas máximas e mínimas ($^{\circ}\text{C}$).
- ii. Amplitude térmica (mensais e anuais).
- iii. Tmax95p: Número de dias com temperatura máxima \geq o percentil 95 (ocorrências/ano).
- iv. Tmin95p: Número de dias com temperatura mínima \geq o percentil 95 (ocorrências/ano).
- v. Tmaxx: Maior temperatura máxima diária em cada ano ($^{\circ}\text{C}$).
- vi. Tmaxi: Menor temperatura máxima diária em cada ano ($^{\circ}\text{C}$).
- vii. Tminx: Maior temperatura mínima diária em cada ano ($^{\circ}\text{C}$).
- viii. Tmini: Menor temperatura mínima diária em cada ano ($^{\circ}\text{C}$).

Esses índices foram analisados estatisticamente quanto ao seu comportamento histórico; identificação e ocorrência de eventos extremos e verificação de tendências através de correlação de regressão linear, Kendall- τ e teste sequencial de Mann-Kendall. Este último é aplicado apenas para os índices do item *i* de precipitação e de temperatura, listados acima.

A primeira etapa foi a definição do período chuvoso a ser analisado. A escolha dos meses para análise da precipitação teve como base a média mensal histórica nas onze estações meteorológicas. Também foi levado em consideração o fim do período denominado de vazio sanitário – fase em que não pode haver cultura no campo a fim de evitar possíveis focos de pragas. O vazio sanitário possui um calendário variável dependendo da região e durante o período seco climatológico. No MATOPIBA, seu término ocorre, em geral, no mês de outubro (BAHIA, 2013; PIAUÍ, 2014).

Em seguida, as séries mensais e trimestrais de precipitação foram analisadas através do índice DPP para verificar períodos extremos de déficit e ou de excesso de precipitação.

Em um terceiro momento, as séries temporais de precipitação e temperatura foram analisadas pelos métodos de correlação de regressão linear (RL) simples e Kendall- τ para a detecção de tendências, obedecendo aos seguintes critérios: i) considera-se a existência de tendência se a mesma foi significativa estatisticamente nos dois métodos, com $p\text{-valor} \leq 0,05$; ii) tendência não significativa quando $0,05 < p\text{-valor} < 0,5$ em ambos os teste e iii) sem tendência quando $p\text{-valor} \geq 0,5$ em qualquer dos testes. O Teste sequencial de Mann-Kendall foi aplicado para verificar o ano aproximado do início das tendências, quando houve.

Na sequência, foram analisados os índices de extremos para precipitação pluviométrica e temperaturas. Foram aplicados os métodos correlação de regressão linear e Kendall- τ para identificação tendência.

Por fim, foram aplicados três coeficientes de correlação para verificar a influência dos padrões oceânico-atmosféricos, representados por quatro índices, no clima da Região do MATOPIBA.

Serão apresentados primeiramente resultados das análises das séries de precipitação e depois os de temperatura.

3.3.1 Regressão linear simples

A regressão linear (RL) considera que a relação da resposta às variáveis é uma função linear de alguns parâmetros. Não obstante as suas limitações, a regressão linear simples é usada extensamente em aplicações práticas, pois é mais fácil de ajustar que os modelos não-lineares aos seus parâmetros, e porque as propriedades estatísticas dos estimadores resultantes são fáceis de determinar, servindo como um parâmetro inicial nas análises de tendência linear.

Trata-se de um processo matemático pelo qual são derivados os parâmetros “ α ” e “ β ” de uma função $f(X)$. Estes parâmetros determinam as características da função que relaciona uma variável ‘Y’ com outra ‘X’, que é representada por uma reta chamada de reta de regressão. Esta reta explica de forma geral e teoricamente a relação entre as duas variáveis, X e Y. Contudo, existirá sempre alguma diferença entre os parâmetros originais e os ajustados à reta de regressão, o que poderá significar que: as variações de Y não são perfeitamente explicadas pelas variações de X; que existem outras variáveis das quais Y depende ou que os valores de X e Y são obtidos de uma amostra específica que apresenta distorções em relação a realidade.

A equação, que determina a relação entre as variáveis pode ser assim definida:

$$Y = \alpha + \beta X \quad (7)$$

Sendo:

Y a variável explicada (dependente) ou valor que se quer estimar;

α uma constante que representa a interceptação da reta com o eixo vertical;

β uma constante que representa a inclinação ou coeficiente angular da reta e

X a variável explicativa (independente) e representa o fator explicativo na equação.

3.3.2 Teste de Mann-Kendall

Segundo Goossens e Berger (1986), a aplicação do teste de Mann-Kendall (MK) é apropriada para detectar alterações de ordem climática em séries meteorológicas, permitindo, também, a localização aproximada do ponto inicial

dessa alteração. Proposto inicialmente por Sneyers (1975), o MK considera que, na hipótese de estabilidade de uma série temporal, a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade deve permanecer sempre a mesma, caracterizando uma série aleatória simples (Mann, 1945 e Kendall, 1975).

Considerando uma dada série temporal X_i de n termos ($1 \leq i \leq n$) a ser analisada, o teste consiste na soma do número de termos da série, relativo ao valor X_i , cujos termos precedentes ($j > i$) são inferiores ao mesmo ($X_j < X_i$) (equação 3).

$$t_n = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (8)$$

Para N grande, sob a hipótese nula H_0 de ausência de tendência, t_n apresentará uma distribuição normal com média $E_{(t_n)}=0$ e variância:

$$\text{var}_{t_n} = \sqrt{(n/18)(n-1)(2n+5)} \quad (9)$$

Testando a significância estatística de t_n para a hipótese nula usando um teste bilateral, esta pode ser rejeitada para grandes valores da estatística $U(t_n)$ através de:

$$U(t_n) = (t_n - E_{(t_n)}) / (\text{var}_{(t_n)})^{1/2} \quad (10)$$

Em sua versão sequencial são geradas duas curvas, a estatística $U(t_n)$ e o seu inverso, a estatística $U^*(t_n)$. A intersecção dessas duas curvas representa o ponto aproximado de uma mudança brusca na média da série, se esta ocorre dentro dos limites intervalo de confiança $-1,96 < u(t_n) < 1,96$ (1,96 correspondendo $\alpha = 0,05$). Nesse teste, o início aproximado de uma tendência é constatado quando a curva $U(t_n)$, que é o teste aplicado no sentido direto da série temporal, cruza um dos limites de confiança de 95% ($\alpha = 0,05$) e assim se mantém.

A hipótese nula H_0 é de que não há ponto de mudança brusca ou tendência na série, enquanto a hipótese alternativa, H_1 , indica o oposto. A hipótese nula (H_0) não é rejeitada para um teste bilateral, se $|Z| < Z_{\alpha/2}$ para um

determinado valor $z_{\alpha/2}$ da distribuição normal padrão, para um determinado nível de significância α especificado. Neste caso para $\alpha = 0,05$, o $z_{\alpha/2}$ encontrado na tabela de distribuição normal é igual a 1,96.

3.4 Coeficientes de Correlação

Verifica a correlação estatística dos índices oceânico-atmosféricos, IME e GAT e os agregados EGAP (IME, GAT, OMA e ODP) e EGA (IME, GAT, OMA) com as séries mensais e trimestrais de precipitação. Para tanto, foram utilizados três coeficientes de correlação com seus respectivos níveis de significância (p-valor):

- i. Coeficiente de Correlação de Pearson;
- ii. Coeficiente de Correlação de Spearman;
- iii. Coeficiente de Correlação de Kendall- τ (Tau de Kendall).

As correlações foram feitas com a defasagem de um mês entre os índices e precipitação pluviométrica.

3.4.1 Coeficiente de Tau de Kendall (Kendall- τ)

O coeficiente de correlação por postos de Kendall, também denominado de τ (tau) de Kendall ou Kendall- τ , é uma medida de associação para variáveis ordinais. Uma vantagem do τ sobre o coeficiente de Spearman é que τ pode ser generalizado para um coeficiente de correlação parcial. Outra vantagem é o fato de não ser influenciado pela variância ou por *outliers*, pois se trata de um coeficiente bimodal (equação 11).

O coeficiente é definido como:

$$\tau = \frac{n_c - n_d}{\frac{1}{2}n(n-1)} \quad (11)$$

Sendo n_c o número de pares concordantes, e n_d é o número de pares discordantes do conjunto de dados. Alternativamente, τ é a probabilidade de que dois pontos sorteados da distribuição conjunta sejam concordantes, ou seja:

$$\tau = \text{prob}[(x - x')(y - y') > 0] \quad (12)$$

Seus valores variam de -1 a 1, sendo 1 indicando a máxima concordância direta, -1 a máxima concordância inversa e zero indicando a falta de concordância .

3.4.2 Coeficiente de correlação de Pearson

O coeficiente de correlação de Pearson é uma medida do grau de relação linear entre duas variáveis quantitativas. Este coeficiente varia entre os valores -1 e 1 (STANTON, 2001). O valor 0 (zero) significa que não existe qualquer relação linear; o valor 1 (um) indica a existência de uma relação linear perfeita e direta , enquanto o valor -1 também indica uma relação linear perfeita porém inversa, ou seja quando uma das variáveis aumenta a outra diminui. Quanto mais próximo estiver de 1 ou -1, mais forte é a associação linear entre as duas variáveis. É uma medida da variância compartilhada entre duas variáveis, portanto, a correlação de Pearson exige um compartilhamento de variância e que essa variação seja distribuída linearmente.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) é assim calculado:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum (x_i - \bar{x})^2)(\sum (y_i - \bar{y})^2)}} \quad (13)$$

Sendo x_1, x_2, \dots, x_n os valores de um conjunto de medidas X, $i=1, \dots, n$.

Enquanto y_1, y_2, \dots, y_n são os valores de um conjunto de medidas Y.

3.4.3 Coeficiente de correlação Spearman

O coeficiente de correlação de Spearman, ρ (rho), é uma medida de correlação não-paramétrica. Contrariamente ao coeficiente de correlação de Pearson não requer a suposição de que a relação entre as variáveis é linear, nem

requer que as variáveis sejam quantitativas; podendo ser usado para as variáveis medidas no nível ordinal. O ρ é dado por:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{(n^3 - n)} \quad (14)$$

Sendo:

d_i a diferença entre cada posto de valor correspondente de x e y , e
 n o número dos pares dos valores.

Quanto mais próximo estiver de 1 ou -1, mais forte é a associação linear entre as duas variáveis de forma direta ou inversa, respectivamente.

3.4.4 Teste t de Student

O teste t de Student foi aplicado para se obter as significâncias estatísticas dos coeficientes de correlação. Foi utilizado no nível de significância estatística de 95% ($p < 0,05$). O teste de significância t de Student é dado por:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (15)$$

Em que r é o coeficiente de correlação de Pearson para as variáveis aleatórias X e Y , com grau de liberdade $N-2$. A partir da Equação 16 foi obtido o coeficiente de correlação crítico (r_c), que é um valor para o qual se aceita ou não a hipótese. estatística, r_c é dado por:

$$r_c = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2)+t^2}} \quad (16)$$

3.5 ClimAp - Aplicativo para análise de dados climáticos

Para a análise das séries de dados meteorológicos diários de chuva e de temperatura foi desenvolvido um aplicativo com interface gráfica, como parte do projeto de pesquisa, doravante chamado de ClimAp (Aplicativo para análise de dados climáticos). O aplicativo foi construído em linguagem Python com interface gráfica desenvolvida com as funções da biblioteca TKinter. A escolha dessa linguagem de programação se deve ao fato de ser uma linguagem de altíssimo nível (por isso de mais fácil aprendizado), de uso livre e com bons recursos de aplicação científica.

O uso TKinter, mesmo gerando uma GUI (*Graphical User Interface*) com algumas limitações, especialmente no aspecto visual, deve-se ao fato de ser um recurso nativo do Python, oferecendo, assim, mais estabilidade no seu funcionamento e maior facilidade no seu desenvolvimento quando comparado a outros pacotes de construção de interfaces gráficas voltados para a linguagem Python.

Além do TKinter para interface gráfica, foram utilizadas as bibliotecas Matplotlib para a construção de gráficos, Numpy para o uso de recursos matemáticos e Scipy para recursos científicos e estatísticos.

O ClimAp é uma ferramenta de uso livre, em fase de desenvolvimento e estará, na sua primeira versão 1.1, disponibilizada no sítio da UACA/UFCG (<http://www.dca.ufcg.edu.br/>). Sua interface gráfica atual está apresentada na Figura 5.

Os arquivos dos dados das estações meteorológicas são diários e organizados em um único arquivo para uma única estação. As colunas são organizados na formatação: ANO, MÊS, DIA, CHUVA, TMAX e TMIN, sem cabeçalho. Em caso de dados faltantes, deve-se preenchê-los com NULL. O arquivo deve ser do tipo *txt* e separado por tabulação (Figura 6). O arquivo 'preditor' deve ser organizado em duas colunas: ANO e DADO, com um ano a mais que o arquivo anterior. Também deve ser em formato *txt*, separado por tabulação e sem cabeçalho.

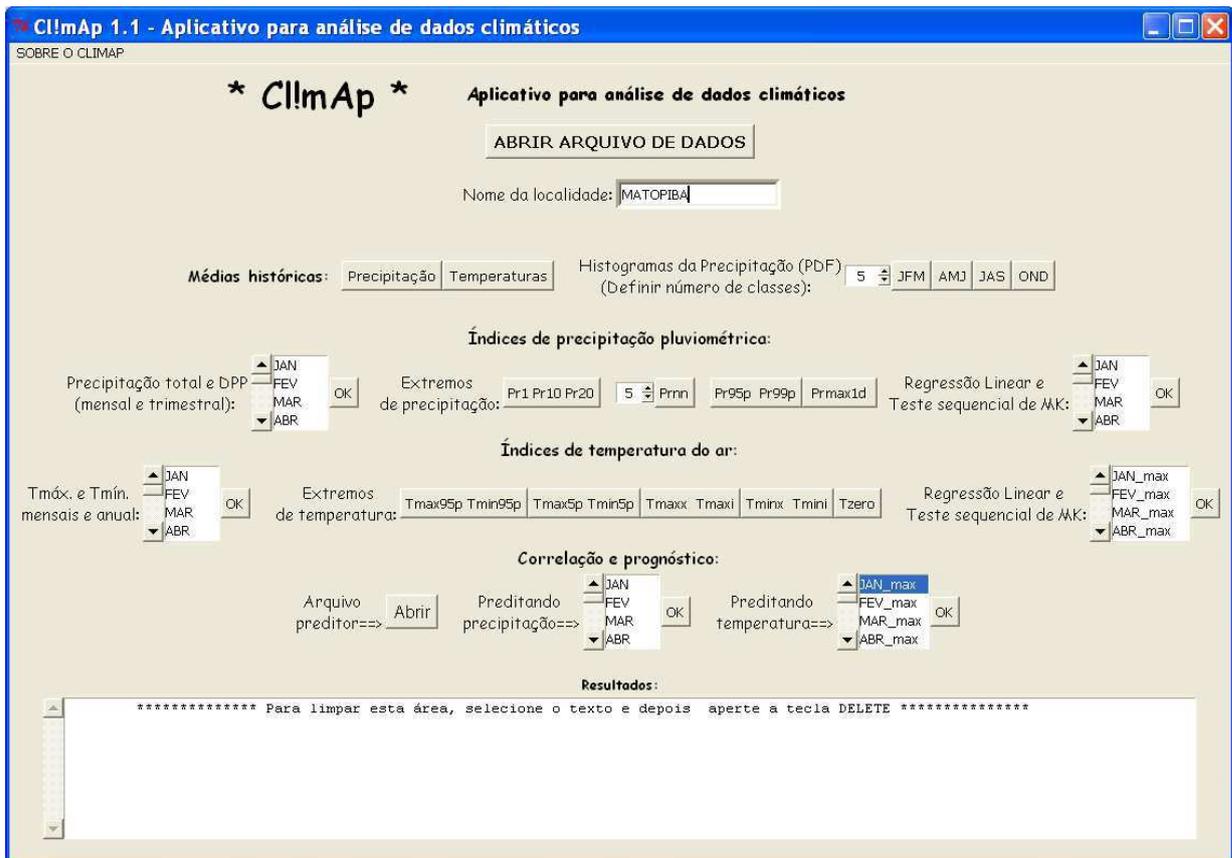


Figura 5: Interface gráfica do aplicativo ClimAp versão 1.1.

1970	1	1	8	31.6	19.1
1970	1	2	1.2	32	18.9
1970	1	3	1.2	34.8	19.9
1970	1	4	0	24.8	19.5
1970	1	5	0	28.1	20.1
1970	1	6	0	32.3	20.3
1970	1	7	0	32.4	19.1
1970	1	8	13	27.7	18.5
1970	1	9	0	30.3	19.3
1970	1	10	4	25.6	18.7
1970	1	11	0	29.4	19.7
1970	1	12	0	32	20.9
1970	1	13	3.2	28	19.7
1970	1	14	39.5	34	19.3
1970	1	15	1.7	28.5	19.7
1970	1	16	2.4	29.5	20.1
1970	1	17	34	27.2	18.5
1970	1	18	64.3	31.7	17.9
1970	1	19	0	32.1	19.7
1970	1	20	0	28.3	19.9
1970	1	21	29	26.8	18.9
1970	1	22	7.5	29.6	18.3
1970	1	23	31.5	26.6	18.4
1970	1	24	17.8	30.5	17.5
1970	1	25	0.8	32.8	19.1
1970	1	26	0	31.3	20.1
1970	1	27	64.6	30.6	17.7
1970	1	28	29	30.8	18.7
1970	1	29	76	28.8	18.5
1970	1	30	9	34.5	17.5
1970	1	31	59.6	30.8	17.3
1970	2	1	11	33.4	16.7
1970	2	2	0	30.2	19.7
1970	2	3	0	31.6	18.1
1970	2	4	0	30.4	19.1
1970	2	5	0	28	20.5
1970	2	6	0	37	19.1
1970	2	7	0	30.8	20.3
1970	2	8	1.4	32.4	20.7
1970	2	9	0	31.6	19.1
1970	2	10	0	32.5	20.1

Figura 6: Organização dos dados de entrada do CLIMAP.

4 ANÁLISE E RESULTADOS

4.1 Precipitação pluviométrica

4.1.1 Climatologia da precipitação

Observa-se na Tabela 2 que a precipitação na Região do MATOPIBA tem os períodos seco e chuvoso bem definidos; com este último, de maneira geral, iniciando em outubro e se prolongando até abril. Nesses meses estão concentrados mais de 80% da precipitação anual da região. Esse comportamento sazonal da precipitação é facilmente observado nos gráficos das médias mensais e trimestrais apresentadas na Figura 7, onde constam as curvas climatológicas de quatro localidades, sendo uma para cada estado que compõe a região. Observa-se, também, que o período seco tem seu máximo durante o trimestre junho-julho-agosto.

Tabelas 2 – Médias mensais e anuais da precipitação nas estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA - período 1965-2012 (trimestre mais chuvoso em **negrito**).

Localidades	Médias mensais da precipitação (mm)												Média anual (mm)
	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAI.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OUT.	NOV.	DEZ.	
Alto Parnaíba-MA	242,8	218,9	227,7	145,5	35,5	2,8	2,0	4,1	24,9	98,5	164,2	206,1	1372,8
Balsas-MA	191,7	194,8	198,9	139,1	44,1	5,0	3,7	5,8	27,0	98,8	142,7	179,9	1231,4
Carolina-MA	264,6	275,1	291,5	197,2	79,4	16,4	9,3	11,0	48,8	135,8	174,2	225,9	1729,2
Barra do Corda-MA	182,9	199,3	236,7	190,4	72,1	18,4	12,3	12,6	19,7	38,49	75,5	123,1	1181,8
Porto Nacional-TO	241,9	264,7	262,7	157,0	48,2	5,4	2,8	5,0	42,9	145,6	204,9	248,6	1630,1
Peixe-TO	262,6	226,9	227,6	134,0	26,4	4,2	2,0	3,6	34,8	115,4	201,4	262,9	1502,1
Taguatinga-TO	292,9	253,4	254,6	143,8	27,9	4,1	1,2	2,8	26,4	120,5	244,9	287,4	1660,5
Florianópolis-PI	179,6	153,8	201,3	146,6	41,2	11	5,6	1,8	10,9	59,9	83,2	135,7	1026,3
Bom Jesus-PI	170,4	166,3	171,1	111,0	27,6	2,5	2,4	1,8	17,8	77,5	130,8	147,8	1027,3
Barreiras-BA	183,3	148,4	156,4	79,8	21,6	4,1	2,2	2,1	17,7	88,0	182,1	190,0	1076,2
Correntina-BA	155,7	136,7	127,2	73,5	10,6	0,9	6,4	1,7	15,5	84,0	171,0	211,5	998,3

As localidades com os maiores totais anuais médios de precipitação pluviométrica observada foram Carolina-MA, com 1729,2 mm/ano, e Taguatinga-TO, com 1660,5 mm/ano; enquanto, as menores médias foram

Correntina-BA, com 998,3 mm/ano, e Floriano-PI, com 1026,3 mm/ano (Tabela 2). Esta configuração é decorrente da posição geográfica de cada localidade.

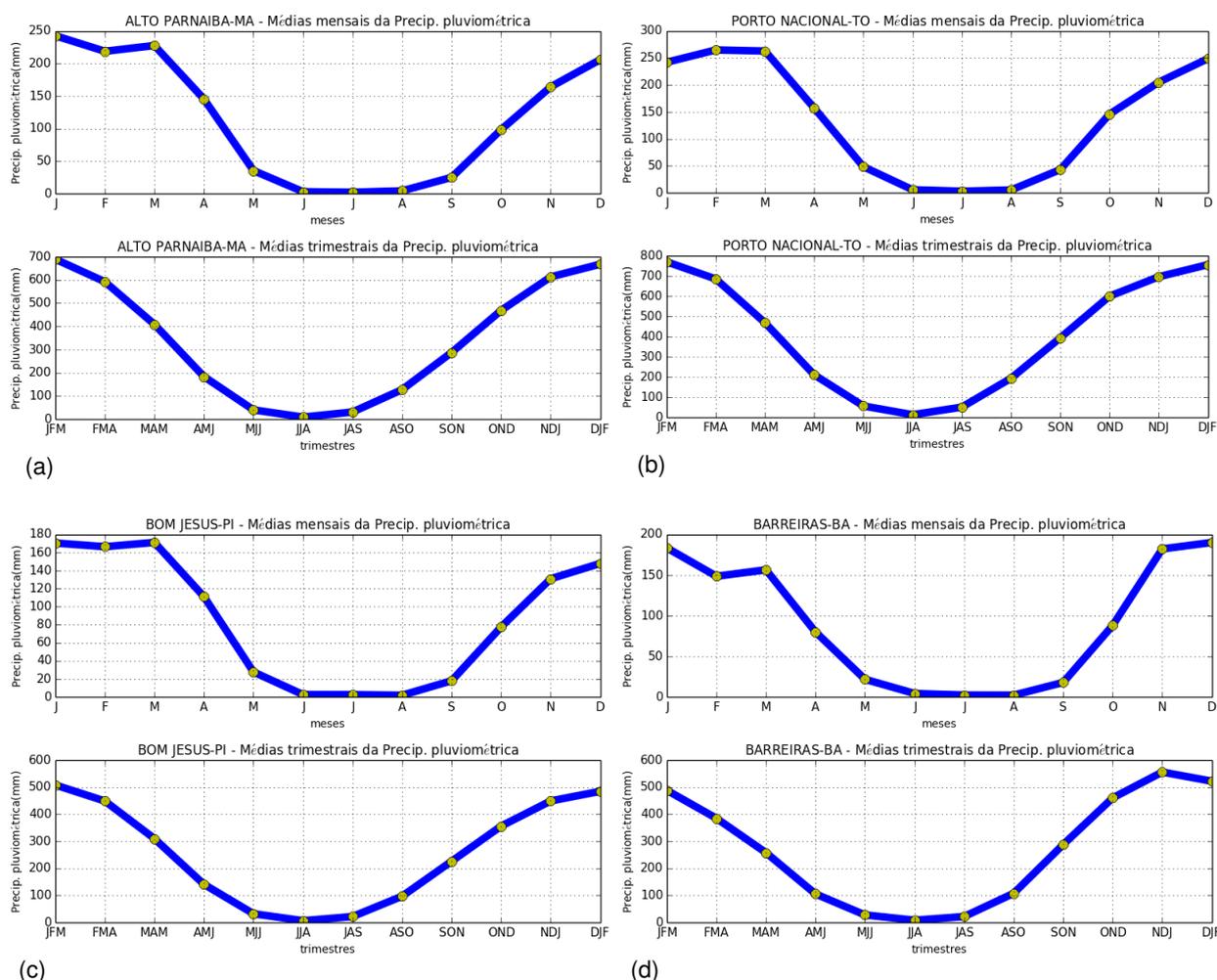


Figura 7: Médias históricas mensais e trimestrais da precipitação pluviométrica das localidades de (a) Alto Parnaíba-MA, (b) Porto Nacional-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.

As localidades de Peixe-TO e Taguatinga-TO mostram o trimestre mais chuvoso adiantado em um mês, enquanto para as de Barreiras-BA e Correntina-BA está adiantado em dois meses (Tabela 2), devido à localização geográfica destas localidades mais ao sul, onde há influência ZCAS. A estação localizada em Barra do Corda, no Maranhão, apresenta um período de três meses mais chuvosos atrasado em um mês com relação as outras séries (Figura 8). O máximo trimestral é observado em fevereiro, março e abril. Isso se deve ao seu posicionamento mais ao norte na região, onde predomina a influência da ZCIT no

regime de chuvas durante os meses de março e abril, principalmente (VIANELLO e ALVES, 2000; MOLION, 2000).

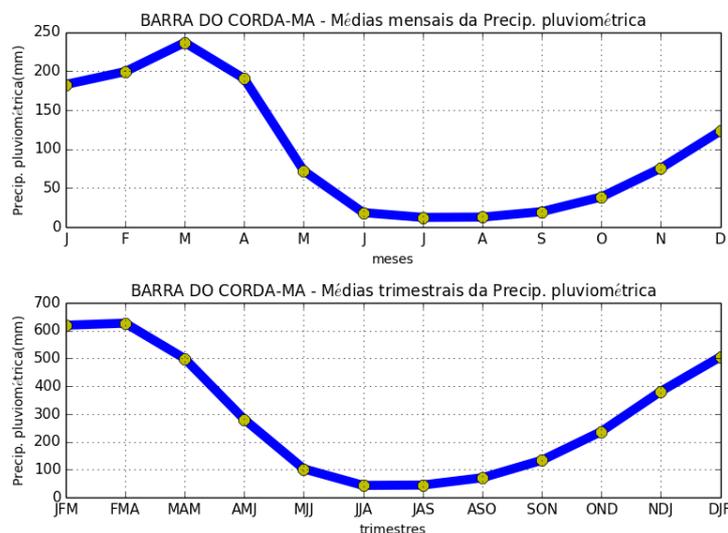


Figura 8: Médias históricas mensais e trimestrais da precipitação pluviométrica da localidade de Barra do Corda–MA.

4.1.2 Precipitação total e desvio padronizado (DPP)

Observou-se em todas as séries uma forte variabilidade anual no volume total de precipitação durante o período mais chuvoso que vai de outubro a abril. Análises das séries precipitação total dos trimestres outubro-novembro-dezembro (OND) e janeiro-fevereiro-março (JFM) mostraram que em todas as séries não houve tendência ou não foram estatisticamente significativas para o nível de 5% ($p\text{-valor} > 0,05$) (Figuras 9 e 10).

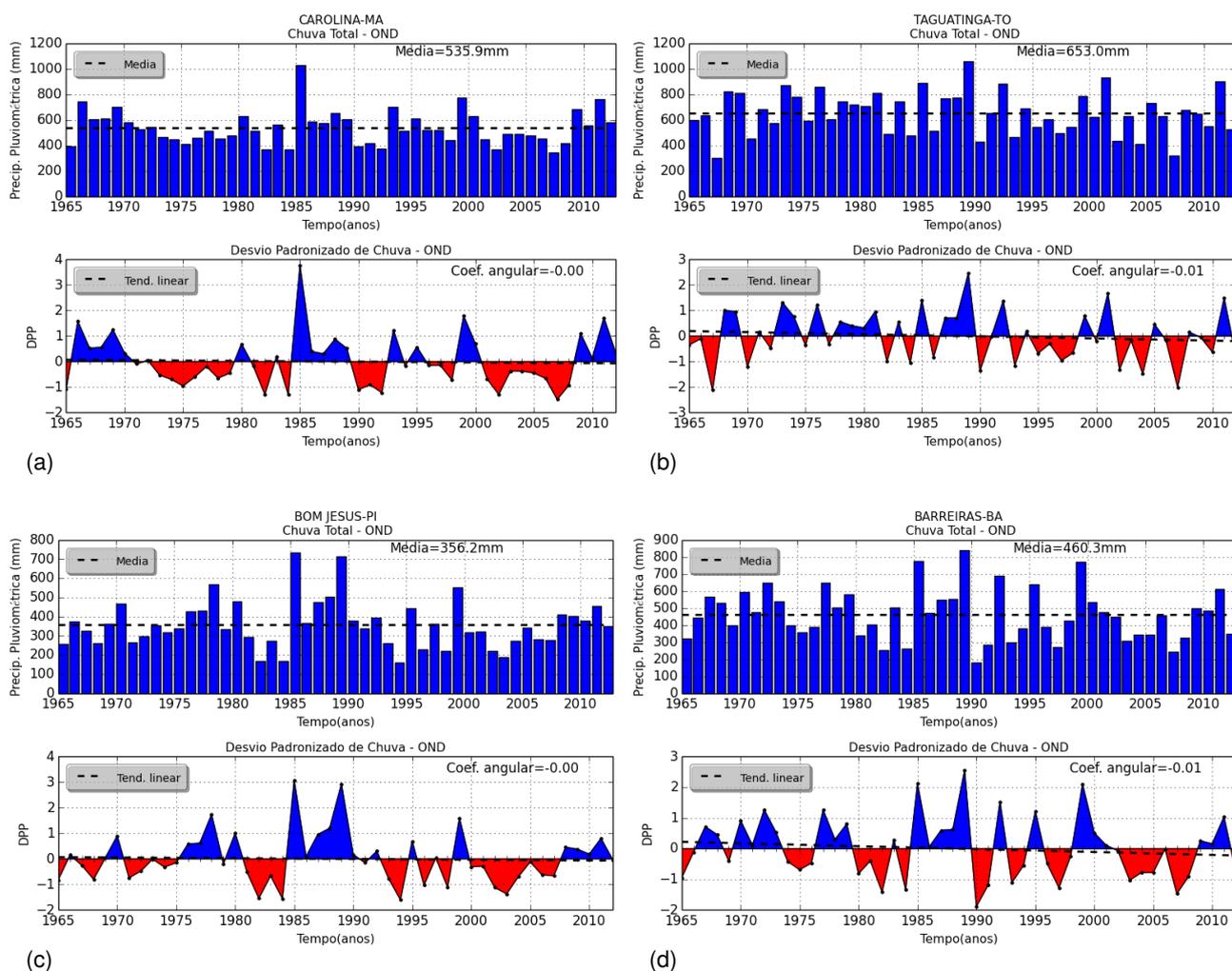


Figura 9: Totais anuais de precipitação pluviométrica e DPP do trimestre OND nas localidades de (a) Carolina-MA, (b) Taguatinga-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.

Através do DPP foi possível verificar a intensidade dos eventos extremos, como, por exemplo, o trimestre OND de 1985. Nesse ano, todas as localidades analisadas apresentaram desvios positivos, ultrapassando, em alguns casos, o patamar de três desvios-padrão, como em Carolina-MA, com $DPP=3,85$ em, e Bom Jesus-PI, com $DPP=3,1$; equivalendo, respectivamente, aos totais 1027,4 mm e 732,3 mm de chuva (Figura 9a e 9c). O fato de os índices IME e OMA estarem, ambos, em sua fase negativa em 1985 pode ter sido favorável às condições atmosféricas necessárias para que as chuvas desse ano ficassem acima da média em praticamente todos os meses.

Observa-se nos gráficos de DPP, que o trimestre OND apresentou um período predominantemente de anos secos entre 1990 e 2008. Entre 1987 e

2000, no trimestre JFM, houve maior frequência de chuvas abaixo da média na maior parte da região (Figura 10). Neste mesmo período o MEI esteve predominantemente em sua fase positiva (ENOS positivo), favorável às condições de seca no Nordeste do Brasil.

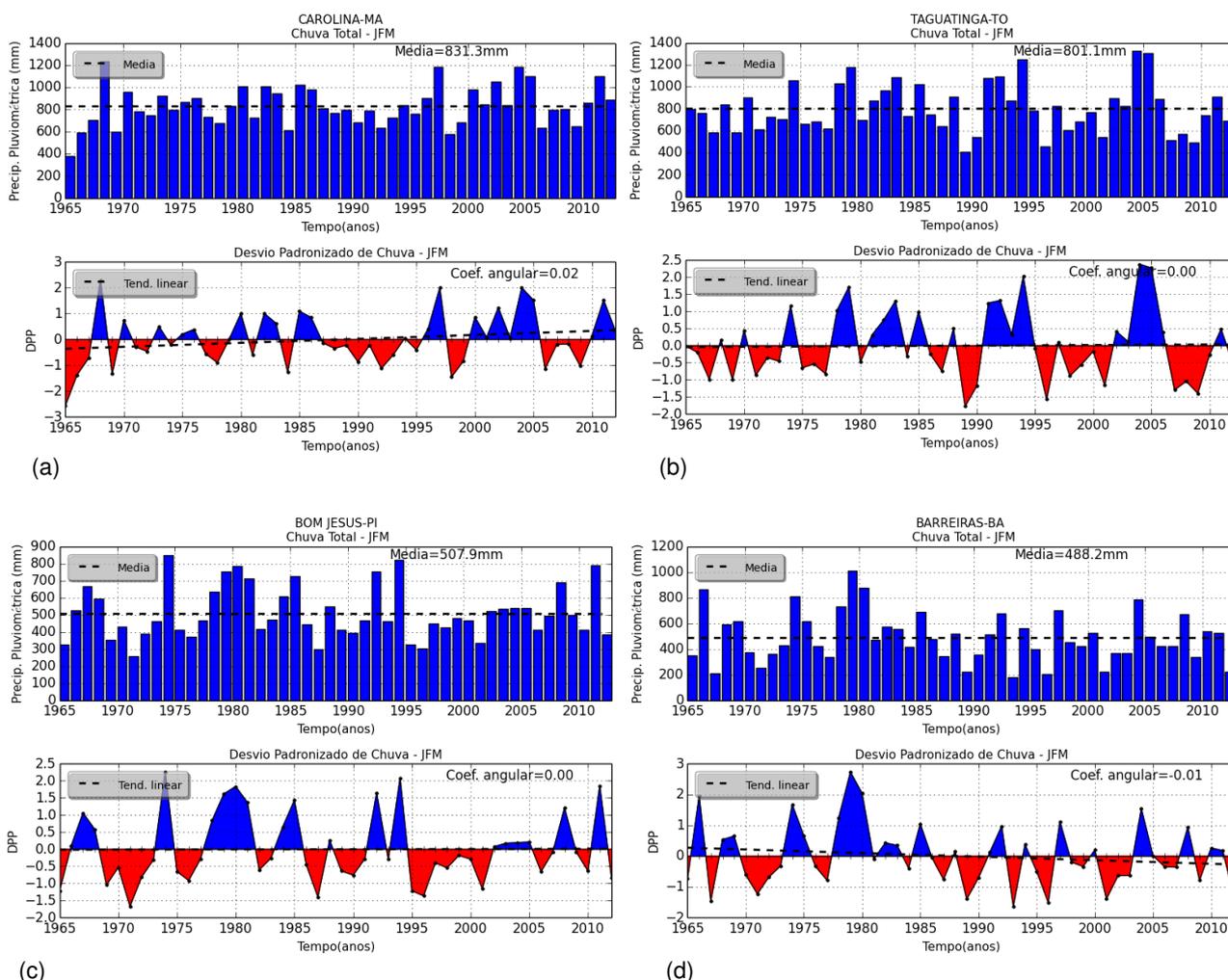


Figura 10 – Totais de precipitação pluviométrica e DPP do trimestre JFM nas localidades de (a) Carolina–MA, (b) Taguatinga–TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.

4.1.3 Análise de tendência nas séries de precipitação

Na Figura 11 são apresentados os mapas com as distribuições espaciais das séries de precipitação pluviométrica dos meses de outubro a dezembro. As séries de precipitação acumulada do trimestre outubro-novembro-dezembro (OND). As 11 estações meteorológicas apresentam-se divididas entre as que não

apresentam tendência, no total de seis estações, e as que apresentam tendência negativa, mas sem significância estatística para o nível de significância de 95% ($p\text{-valor} \leq \alpha = 0,05$), as cinco restantes. Nos meses que compõem o trimestre OND, apenas em dezembro foram encontradas séries com tendência positiva, mesmo assim em apenas três localidades, duas no Maranhão e uma no Piauí. Nos dois primeiros meses (outubro e novembro), a maioria das séries de precipitação apresentou tendência negativa, sendo seis em outubro e sete em novembro, as demais não apresentaram nenhum tipo de tendência. No mês de outubro, das seis estações com tendência negativa, duas, Porto Nacional e Peixe do estado do Tocantins, apresentaram significância estatística para o nível de 95% ($p\text{-valor} \leq \alpha = 0,05$), tanto na análise de regressão linear quanto no teste de Kendall- τ . No mês de novembro foram detectadas sete estações com tendência negativa e cinco não apresentaram tendência. Esse predomínio de tendência de redução das chuvas corrobora com os resultados apresentados por Silva et al. (2012) para a mesorregião Oeste da Bahia.

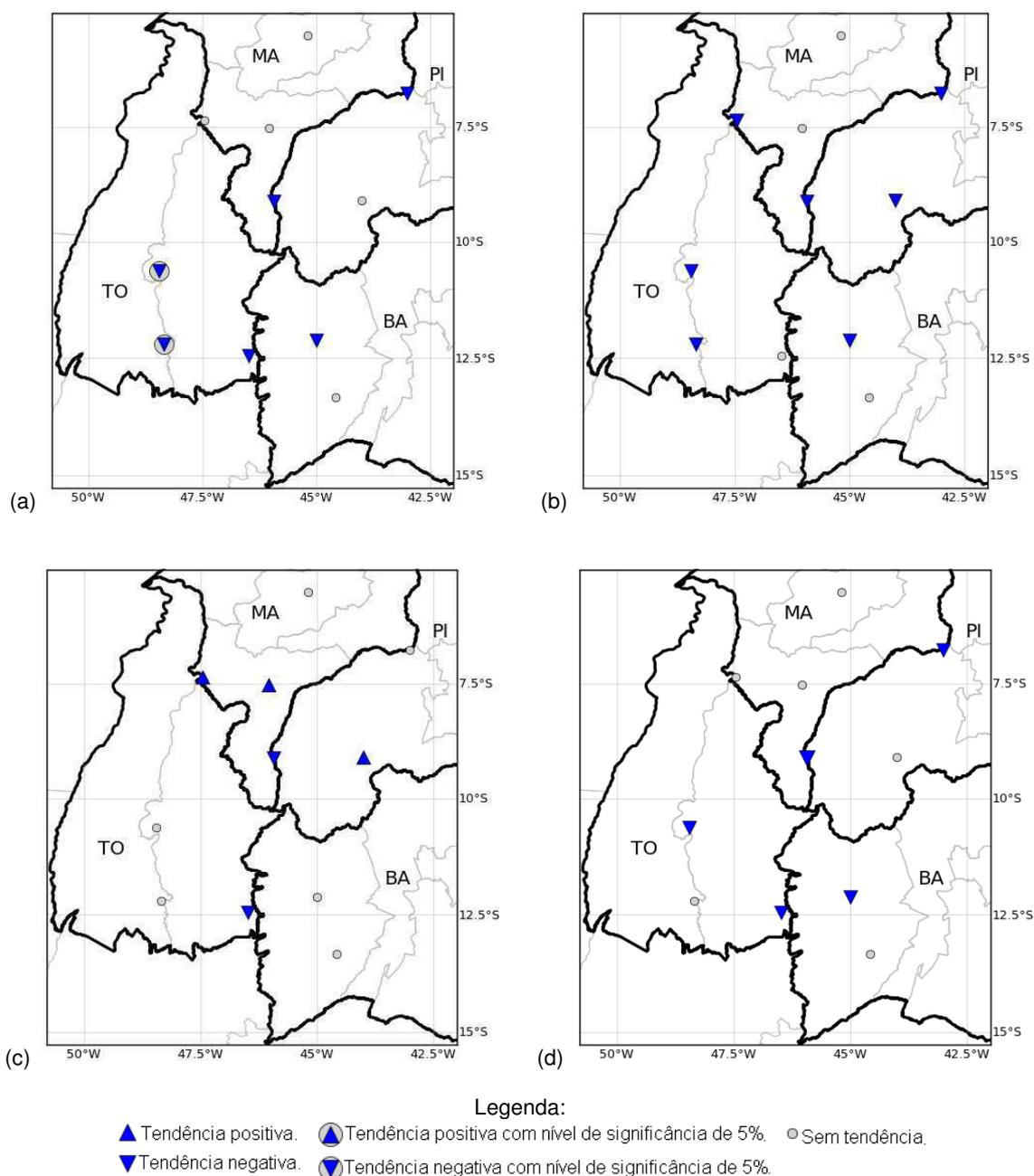


Figura 11: Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) outubro, (b) novembro e (c) dezembro e no trimestre (d) OND.

Através da análise de RL observa-se que houve uma redução gradativa da precipitação no mês de outubro ao longo do período de estudo nas séries de Porto Nacional–TO e Peixe–TO, com taxas médias (coeficiente angular) de -2,24 e -1,07 mm/ano, respectivamente (Figura 12). O teste de significância estatística, com $p\text{-valor} < \alpha$, rejeita a H_0 (ausência de tendência) e aceita H_1 (existência de

tendência) para $\alpha=0,05$. Os testes de significância estatística do coeficiente de correlação de Kendall- τ ratificam os resultados da RL para essas duas estações.

O teste sequencial MK, por sua vez, permitiu detectar o ano aproximado do início da tendência negativa do mês de outubro nas localidades onde houve tendência significativa, quando a curva da estatística $U(t)$ ultrapassou a linha do limite $-1,96$. Para o teste, o ano aproximado de início de tendência foi 1984 para Porto Nacional e 1987 para Peixe.

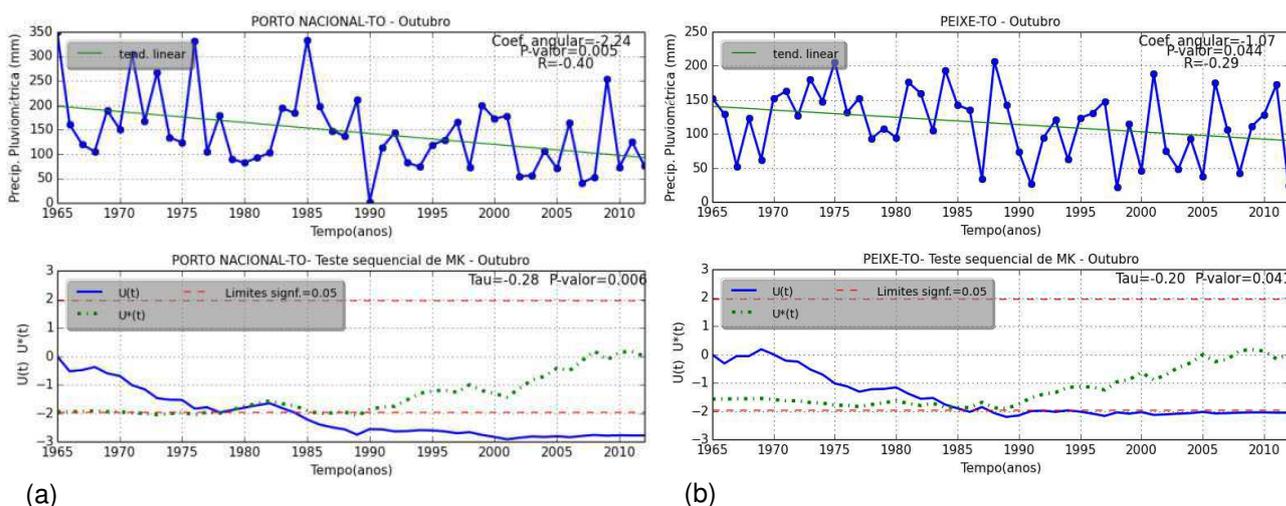


Figura 12: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica do mês de outubro nas séries de (a) Porto Nacional–TO e (b) Peixe–TO.

Na segunda metade do período chuvoso (JFM), observa-se que poucas estações apresentaram algum tipo tendência, porém, em todos os casos, sem significância estatística (Figura 13). Em janeiro e fevereiro, quatro localidades apresentaram com tendência e em março, apenas três. Nas séries dos totais trimestrais (janeiro-fevereiro-março), apenas três localidades apresentaram tendência, sendo 1 positiva e 2 negativas. Contudo, nenhuma dessas tendências foi estatisticamente significativa para o nível de 95% ($p\text{-valor} \leq \alpha = 0,05$) (Figura 13c). Esses resultados indicam que, de forma geral, não há um padrão de tendência da variável precipitação pluviométrica na Região do MATOPIBA, prevalecendo a alta variabilidade anual.

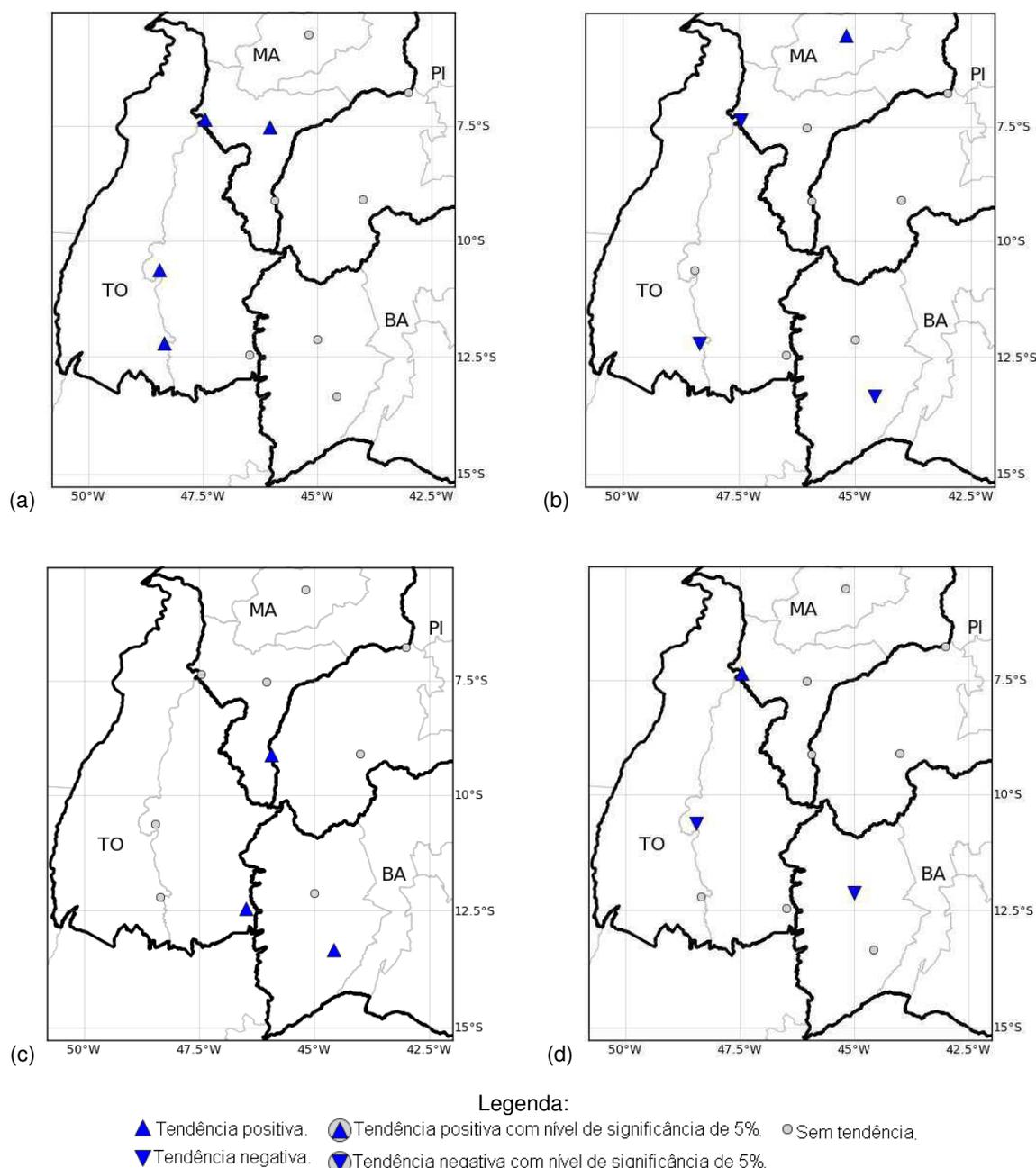


Figura 13: Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro (c) março e no trimestre (d) JFM.

Além do período chuvoso principal, também foram analisados os meses de abril e maio por representarem uma fase transição entre o fim do período chuvoso e o início do período seco. As chuvas dessa fase são particularmente importantes para Região do MATOPIBA por causa do plantio das culturas agrícolas de segunda safra, tais como o milho e o feijão, que ocorre logo após a cultura principal.

Enquanto, em termos gerais, o início do período chuvoso (outubro e novembro) apresentou-se com relativa redução da precipitação; o período de

transição, abril e maio, apresentou um nítido predomínio de séries de precipitação pluviométrica com tendência positiva no mês de maio (Figura 14). No mês de abril, foram observadas tanto séries com tendência positiva quanto negativa. Porém, apenas a série da estação de Barreiras-BA, apresentou uma tendência negativa estatisticamente significativa ao nível de 95% ($p\text{-valor} \leq \alpha = 0,05$), com início da tendência aproximado em 1985 (Figura 15a).

O mês de maio mostrou-se como o mais homogêneo quanto ao sinal das tendências nas séries de precipitação. Das 11 estações analisadas, oito apresentaram tendência positiva, sendo duas, Barreiras-BA e Correntina-BA, com significância estatística ao nível de 95% ($p\text{-valor} \leq \alpha = 0,05$) nos testes significância para RL e para o coeficiente de Kendall- τ .

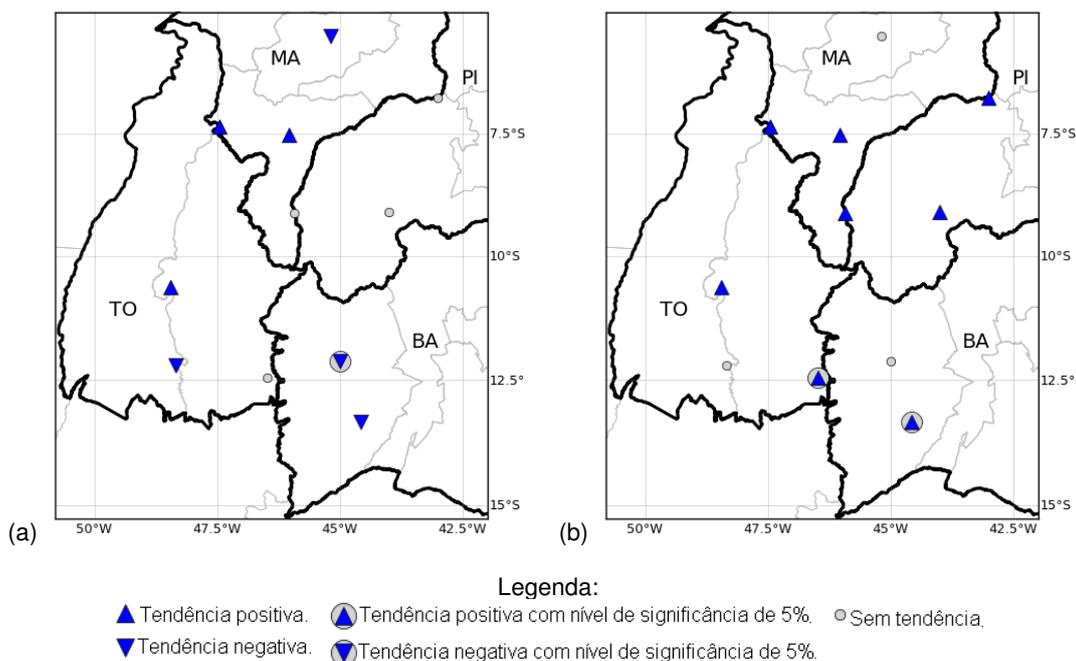


Figura 14: Distribuição espacial da tendência da precipitação pluviométrica nos meses de (a) abril e (b) maio.

Através da análise de RL e do coeficiente de correlação de Kendall- τ observa-se que houve um aumento gradativo da precipitação no mês de maio nas séries de Taguatinga-TO e Correntina-BA, com taxas médias (coeficiente angular) de -2,24 e -1,07 mm/ano, respectivamente. O teste de significância estatística, com $p\text{-valor} < \alpha$, rejeita a H_0 (ausência de tendência) e aceita H_1 (existência de tendência) para $\alpha=0,05$.

Segundo o teste sequencial MK, o ano aproximado de início da tendência positiva do mês de maio, quando a curva da estatística $U(t)$ ultrapassou a linha do limite 1,96 ($\alpha=0,05$), ocorreu em momentos bem distintos nas duas séries. Na série de Taguatinga, o ano de início da tendência foi 1983, enquanto na série de Correntina, a tendência só teve início em 1996 (Figura 15).

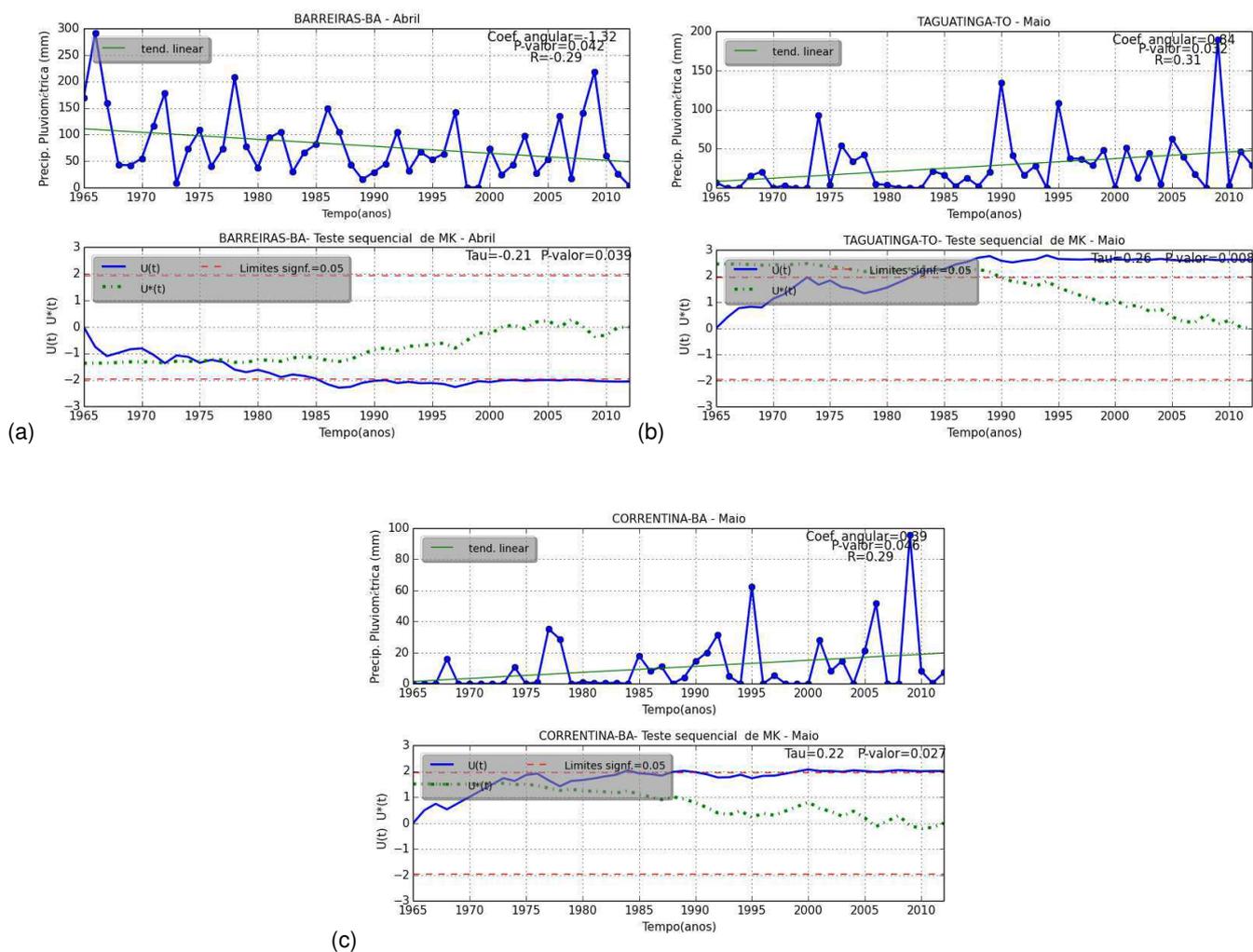


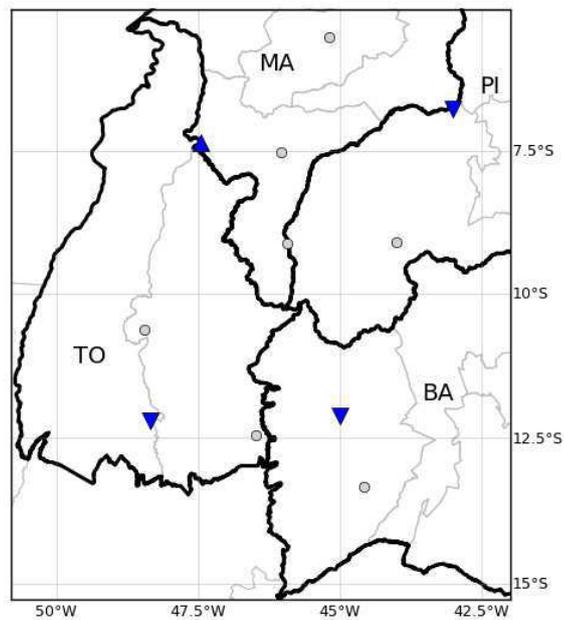
Figura 15: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica do mês de abril em (a) Barreiras e maio nas séries de (b) Taguatinga–TO e (c) Correntina-BA.

Os padrões opostos das tendências nas séries de precipitação de outubro, com tendência negativa, e de maio, positiva, em seus aspectos gerais, sugerem um aparente deslocamento do período chuvoso, com diminuição da precipitação no mês de outubro e aumento no mês de maio. Contudo, os dados e a metodologia aqui aplicados não são suficientes para investigar as causas físicas da existência desse um fenômeno. Entretanto, pode ser conjecturado que as ações antrópicas tenham acarretado tais efeitos, pois foi retirada a cobertura vegetal nativa e substituída por culturas agrícolas. Portanto, no início da estação chuvosa o solo encontra-se nu, sem vegetação, o que eleva o albedo, quando comparado com a situação anterior em que existia algum tipo de vegetação nativa. Este aumento do albedo produz um resfriamento da coluna atmosfera

acima da área desmatada levando a diminuição da precipitação. No início da estação chuvosa ocorre o plantio, da nova cultura agrícola, que se desenvolve, ao longo da estação chuvosa, atingindo o seu apogeu próximo do final da estação fazendo com que, neste período do ano, a nova cultura tenha uma pujança superior à antiga vegetação nativa. Isto produz uma diminuição do albedo, quando comparado com as condições anteriores, ocasionando um aumento da temperatura do ar acima da área plantada originando o aumento da precipitação.

Com relação ao volume total anual, a precipitação pluviométrica na Região do MATOPIBA não apresentou qualquer tendência significativa no conjunto das estações analisadas durante o período de 1965 a 2012. Foram observadas três séries com tendência negativa, porém estatisticamente não significativa: Peixe–TO, Floriano-PI e Barreiras-BA, e uma com tendência positiva, mas também sem significância estatística: Carolina–MA (Figura 16). Os resultados apresentados nos gráficos da Figura 17 mostram que as tendências observadas nas quatro séries de precipitação total anual não foram significativas, pois em todas essas, o teste de significância para a análise RL e para o coeficiente de Kendall- τ apresentou p-valor $> 0,05$. No teste sequencial de MK as curvas da estatística $U(t)$ mantiveram-se dentro dos limites de confiança para $\alpha=0,05$, caracterizando a não existência de tendência durante todo o período analisado.

Nas séries de Peixe–TO e Barreiras-BA, o cruzamento das duas curvas da estatística de MK ($U(t)$ e $U^*(t)$) indica uma possível quebra de patamar nos anos 2000, em Peixe–TO, e 1998, em Barreiras–BA. Nas séries de Carolina–MA e Floriano–PI, também foram detectadas possíveis alterações nessas séries, contudo ambas no início, em meados da década de 1970 (Figura 17).



Legenda:

- ▲ Tendência positiva.
- ▲ Tendência positiva com nível de significância de 5%.
- Sem tendência.
- ▼ Tendência negativa.
- ▼ Tendência negativa com nível de significância de 5%.

Figura 16: Distribuição espacial da tendência do volume total da precipitação anual na Região do MATOPIBA.

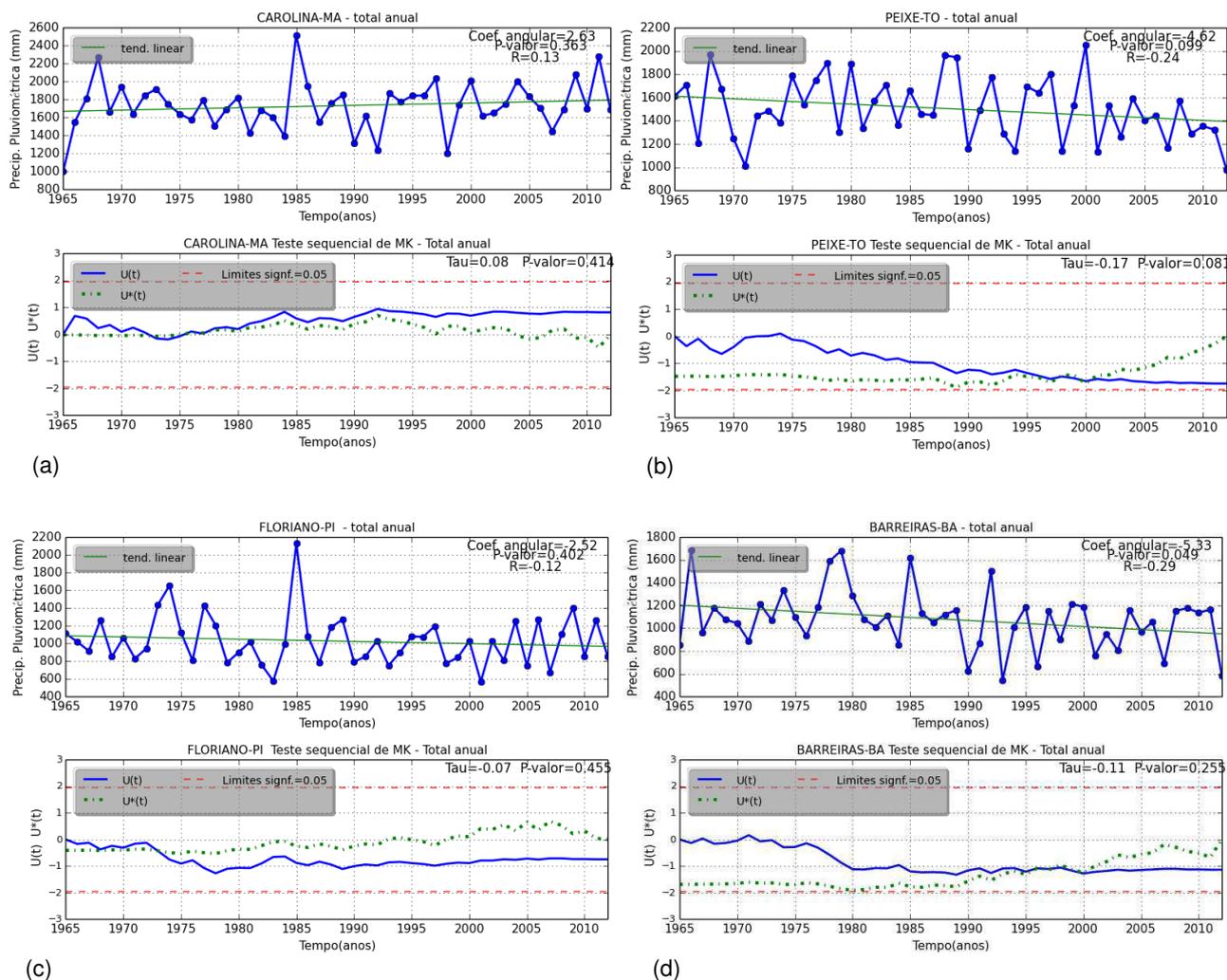


Figura 17: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para precipitação pluviométrica anual nas séries de (a) Carolina-MA, (b) Peixe-TO, (c) Floriano-PI e (d) Barreiras-BA.

4.1.4 Análise dos índices de extremos de precipitação

No conjunto de mapas da Figura 18 estão representadas as distribuições espaciais dos índices de precipitação Pr_1 , Pr_{10} , Pr_{20} , Pr_{95p} , Pr_{99p} e Pr_{nax1d} . Observa-se que não houve uniformidade no que se refere à tendência nas séries desses índices, com apenas uma localidade apresentando tendência significativa em cada índice. Observa-se um predomínio de tendências negativas no centro-sul do Tocantins e no oeste da Bahia, especialmente em Barreiras, é semelhante aos resultados encontrados por Araújo e Brito (2011), em um estudo sobre tendências e mudanças climáticas nos Estados da Bahia e Sergipe, que indicam um padrão

de redução no número de dias por ano com chuvas moderadas e fortes na mesorregião Oeste da Bahia.

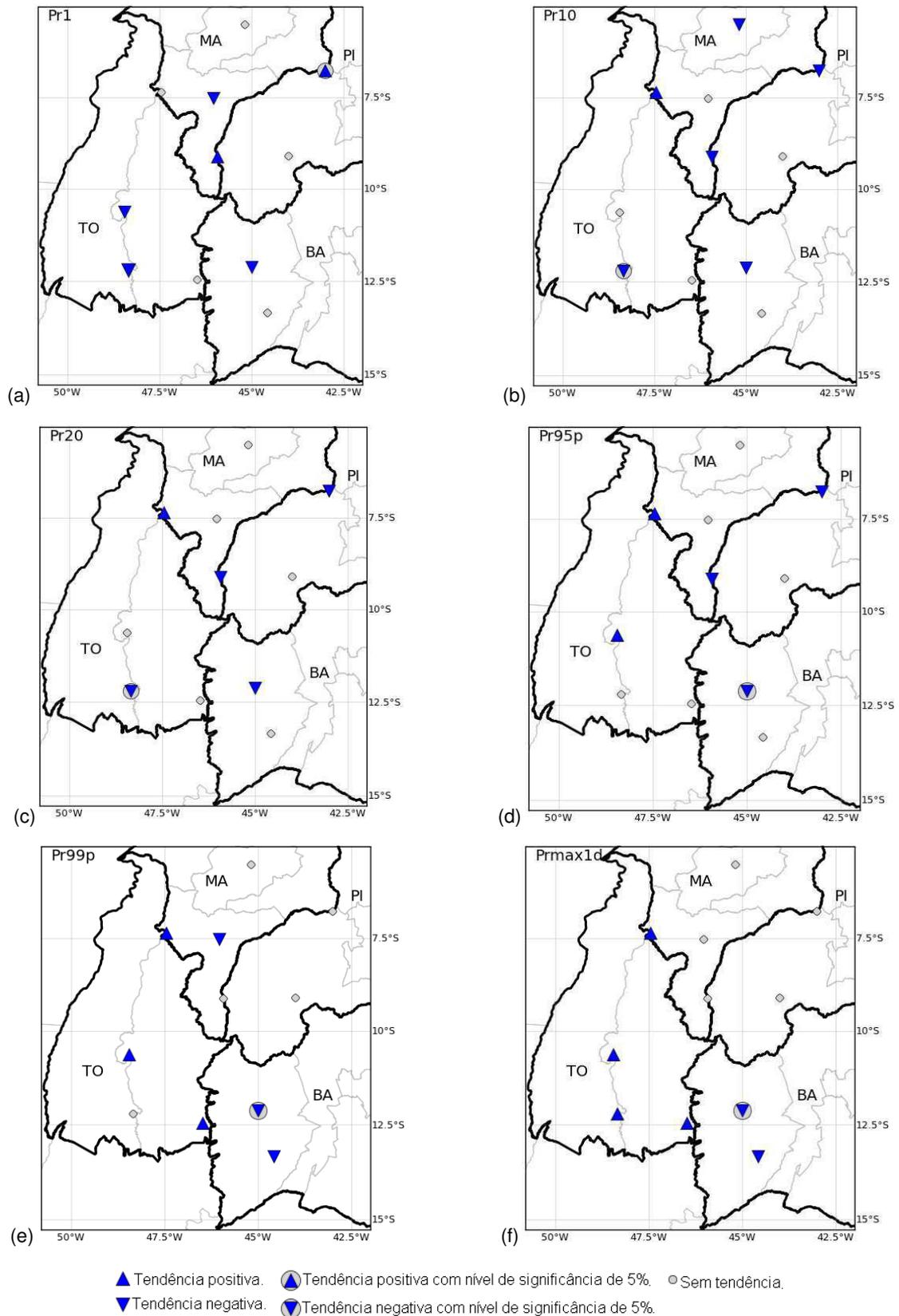


Figura 18: Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de precipitação (a) Pr1, (b) Pr10, (c) Pr20, (d) Pr95p, (e) Pr99p e (f) Pmax1d.

A localidade de Floriano-PI apresentou tendência positiva significativa na série do número de dias com chuva ≥ 1 mm/dia, Pr1, com coeficiente angular indicando uma taxa de incremento da ordem de 0,14 ocorrências/ano (Figura 19a). Em Peixe-TO, houve tendência negativa estatisticamente significativa no número de dias com precipitação ≥ 10 mm/dia e 20 mm/dia, Pr10 e Pr20, com coeficiente angular indicando uma taxa da ordem de -0,24 e -0,15 ocorrências/ano, respectivamente (Figura 19b).

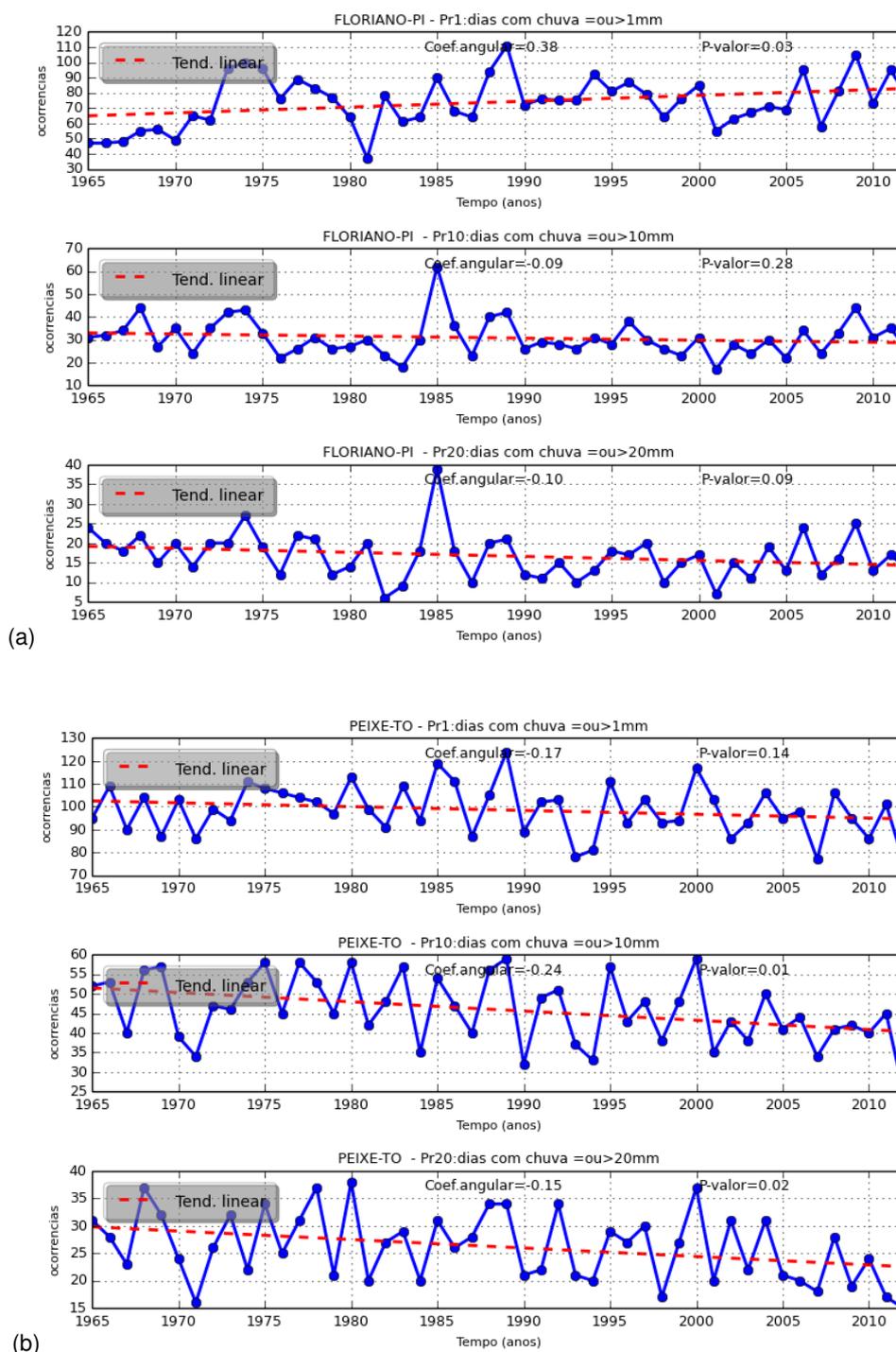


Figura 19: Gráficos de tendência nas séries dos índices Pr1, Pr10 e Pr20 em (a) Floriano-PI e (b) Peixe- TO.

A localidade de Barreiras-BA apresentou a mesma tendência em todos os índices, porém sendo significativa nos de extremos Pr95p, Pr99p e Pmax1d, com $p\text{-valor} < \alpha$ (Figuras 18a, 18b e 18c). Na Figura 20 observa-se que o número de dias com precipitações extremas – ou seja, iguais ou maiores que os percentis

95% (49,2mm) e 99% (77,9mm) – apresentou sinal negativo, com taxa de $-0,05$ e $-0,03$ ocorrências/ano, nos índices Pr95p e Pr99p, respectivamente (Figura 20).

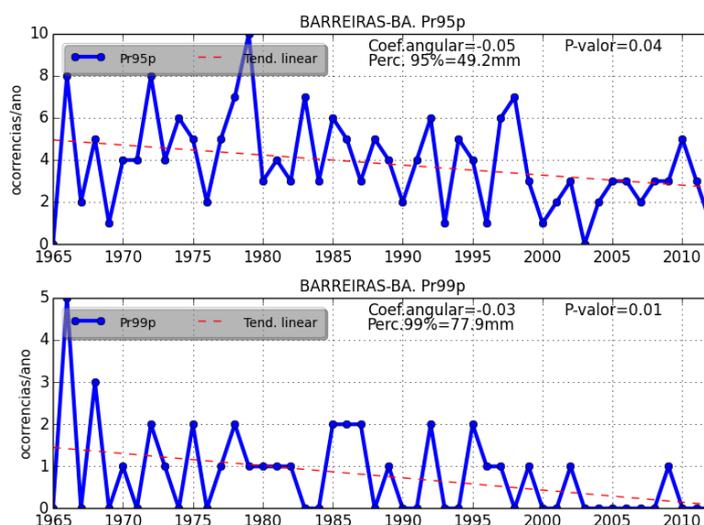


Figura 20: Gráfico de tendência nas séries dos índices Pr95p e Pr99p de Barreiras–BA.

A Figura 21 mostra, segundo o teste sequencial de MK aplicado ao índice Pr95p para Barreiras–BA, que o número de ocorrências de chuvas extremas teve seu início em meados da década de 1990.

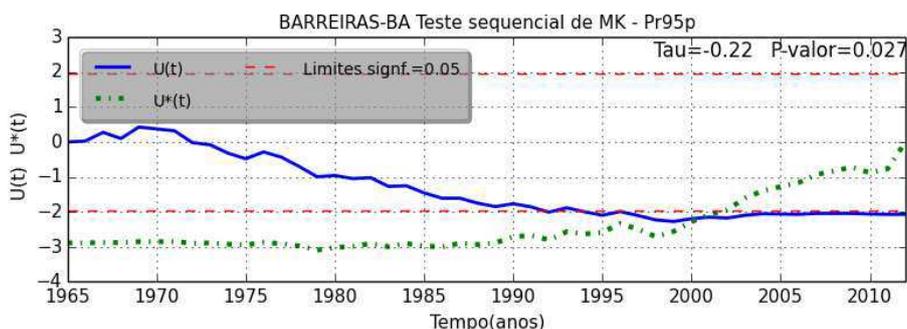


Figura 21: Teste sequencial de MK para Pr95p de Barreiras-BA.

A série de recordes anuais de precipitação em um dia, P_{max1d} , na localidade de Barreiras (Figura 22) apresenta um acentuado declínio, com uma taxa de $-0,71$ mm/ano. Seu maior registro foi 132,8 mm em 1977 durante o período de 1965 a 2012.

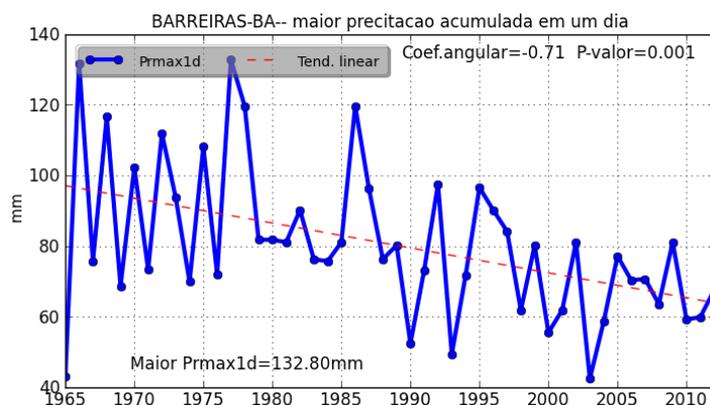


Figura 22: Gráfico de tendência na série do índice Prmax1d de Barreiras-BA.

As séries de índices de precipitação seguem comportamento semelhante ao encontrado nos totais mensais e trimestrais, prevalecendo a variabilidade anual. Contudo, a análise dos dados de Barreiras-BA e Peixe-TO indicam que nestas localidades a frequência de chuvas mais intensas apresentou redução ao longo do período analisado.

4.2 Temperatura do ar

4.2.1 Climatologia da temperatura

Observa-se na Tabela 3 que a temperatura máxima do ar na Região do MATOPIBA mantém-se elevada durante todo o ano – característica típica de regiões localizadas em latitudes tropicais, com todas as médias mensais superiores a 30°C, atingindo seu máximo nos meses de agosto, setembro ou outubro, com médias que variam entre 31,8°C e 36,5°C, e o mínimo nos meses de verão austral. A Figura 23, a título de exemplo, apresenta a climatologia em quatro localidades, sendo uma de cada estado do MATOPIBA, que demonstram o ciclo anual da temperatura na região.

A ocorrência do pico de temperatura máxima entre o final do inverno e o início da primavera, deve-se ao fato ao aumento de radiação incidente (aproximação equinócio de primavera) quando ainda há pouca precipitação e baixa umidade do ar. Por outro lado, apesar de ser um período de maior incidência de radiação solar, as máximas durante o verão são menos elevadas,

pois trata-se de uma estação chuvosa, com alta umidade e com grande frequência de dias nublados, fatores que favorecem a redução da temperatura, inibindo parcialmente a incidência de radiação de ondas curtas, através das nuvens, e absorvendo calor sensível pela umidade presente na troposfera.

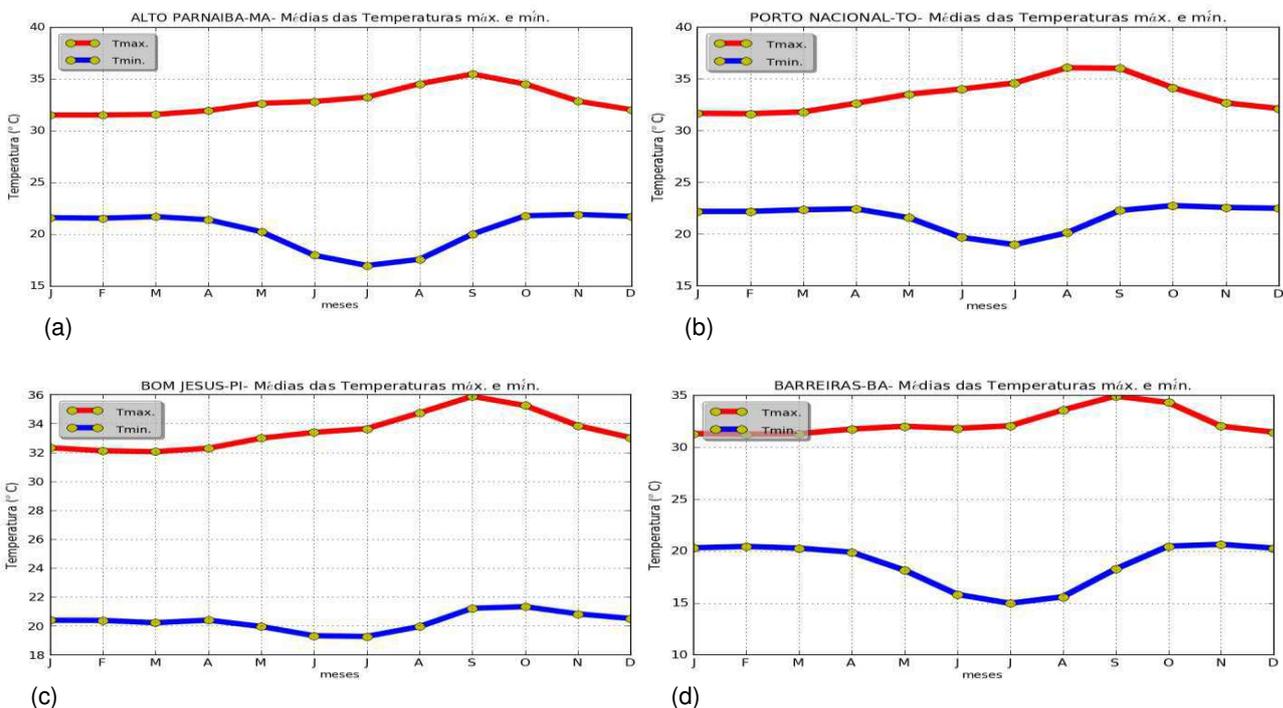


Figura 23: Médias históricas mensais das temperaturas máximas e mínimas das localidades de (a) Alto Parnaíba-MA, (b) Porto Nacional-TO, (c) Bom Jesus-PI e (d) Barreiras-BA.

Tabela 3 – Médias mensais e anuais da temperatura máxima das estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA no período 1970-2012.

Localidades	Médias mensais de temperatura máxima (°C)												Média anual (°C)
	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAI.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OUT.	NOV.	DEZ.	
Alto Parnaíba-MA	31,5	31,5	31,56	31,93	32,63	32,81	33,23	34,52	35,46	34,49	32,84	32,02	32,88
Balsas-MA	30,71	30,93	31,04	31,52	32,25	32,85	33,35	34,51	34,95	33,54	31,95	31,11	32,40
Carolina-MA	30,81	30,89	31,02	31,57	32,45	33,42	34,31	35,32	35,11	32,94	31,67	31,03	32,55
Barra do Corda-MA	31,0	30,72	30,75	30,99	31,32	31,87	32,75	34,15	34,94	34,42	33,47	32,22	32,39
Porto Nacional-TO	31,65	31,61	31,78	32,61	33,49	33,99	34,57	36,05	35,99	34,12	32,66	32,11	33,39
Peixe-TO	31,45	31,59	31,81	32,37	32,75	32,85	33,43	35,19	35,87	34,28	32,4	31,63	32,97
Taguatinga-TO	30,64	30,57	30,84	31,84	31,6	31,28	31,31	32,87	34,12	32,99	31,11	30,73	31,62
Floriano-PI	31,85	31,45	31,8	32,08	32,69	33,72	34,42	35,67	36,56	36,01	34,62	33,28	33,69
Bom Jesus-PI	32,32	32,11	32,05	32,28	32,98	33,38	33,64	34,73	35,88	35,24	33,85	33,02	33,46
Barreiras-BA	31,29	31,23	31,28	31,72	31,99	31,79	32,03	33,55	34,9	34,28	32,0	31,42	32,29
Correntina-BA	30,34	30,48	30,48	30,68	31,06	30,95	31,21	31,86	32,65	32,58	30,8	30,45	31,13

As médias mensais de temperaturas mínimas ficaram acima de 20°C na maioria dos meses na maior parte das localidades analisadas, excetuando-se Correntina, onde todas as médias mensais ficaram abaixo 20°C, chegando a menos de 15°C durante o inverno (Tabela 4). Em todas as séries analisadas, os meses de junho e julho apresentaram as temperaturas mais baixas (Tabela 4 e Figura 23).

Tabela 4 – Médias mensais e anuais da temperatura mínima das estações meteorológicas convencionais do INMET no MATOPIBA - período 1970-2012.

Localidades	Médias mensais de temperatura mínima (°C)												Média anual (°C)
	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAI.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OUT.	NOV.	DEZ.	
Alto Parnaíba-MA	21,58	21,53	21,68	21,38	20,22	17,95	16,96	17,56	20,0	21,77	21,89	21,71	20,35
Balsas-MA	21,84	21,95	22,15	22,31	21,73	20,36	19,69	20,22	21,99	22,58	22,18	21,99	21,58
Carolina-MA	22,25	22,3	22,51	22,61	22,1	20,64	19,99	20,89	22,65	22,73	22,61	22,43	21,97
Barra do Corda-MA	21,77	21,68	21,86	21,9	21,22	19,73	19,02	19,53	21,57	22,55	22,61	22,24	21,30
Porto Nacional-TO	22,18	2,18	22,34	22,43	21,57	19,67	18,97	20,11	22,27	22,74	22,56	22,48	21,62
Peixe-TO	21,95	22,01	22,2	22,05	20,78	18,38	17,39	18,47	20,95	22,12	22,19	22,07	20,87
Taguatinga-TO	20,57	20,54	20,72	20,83	20,18	19,22	19,05	20,15	21,72	21,8	20,99	20,72	20,54
Floriano-PI	22,37	22,35	22,41	22,51	22,15	21,64	21,71	22,51	23,85	24,26	23,73	23,18	22,72
Bom Jesus-PI	20,38	20,37	20,21	20,39	19,95	19,31	19,26	19,94	21,21	21,32	20,82	20,5	20,30
Barreiras-BA	20,29	20,42	20,26	19,87	18,14	15,81	14,95	15,57	18,24	20,45	20,62	20,26	18,73
Correntina-BA	19,47	19,65	19,44	18,91	17,0	14,61	14,28	15,14	17,77	19,73	19,98	19,55	17,95

4.2.2 Análise de tendência nas séries de temperatura

Todas as séries de temperatura máxima apresentaram o mesmo padrão de tendência positiva nas localidades analisadas durante os seis meses do período chuvoso – de outubro a março –, sendo quase a totalidade com tendência significativa para o nível de significância de 95%, tanto na análise de RL quanto na correlação de Kendall- τ . A Figura 24 mostra nos mapas o aspecto homogêneo da espacialização das tendências no período. O fato de haver um padrão homogêneo de tendência positiva da temperatura máxima demonstra que há na região um período de aquecimento nas últimas décadas, com dias mais quentes ao longo do tempo.

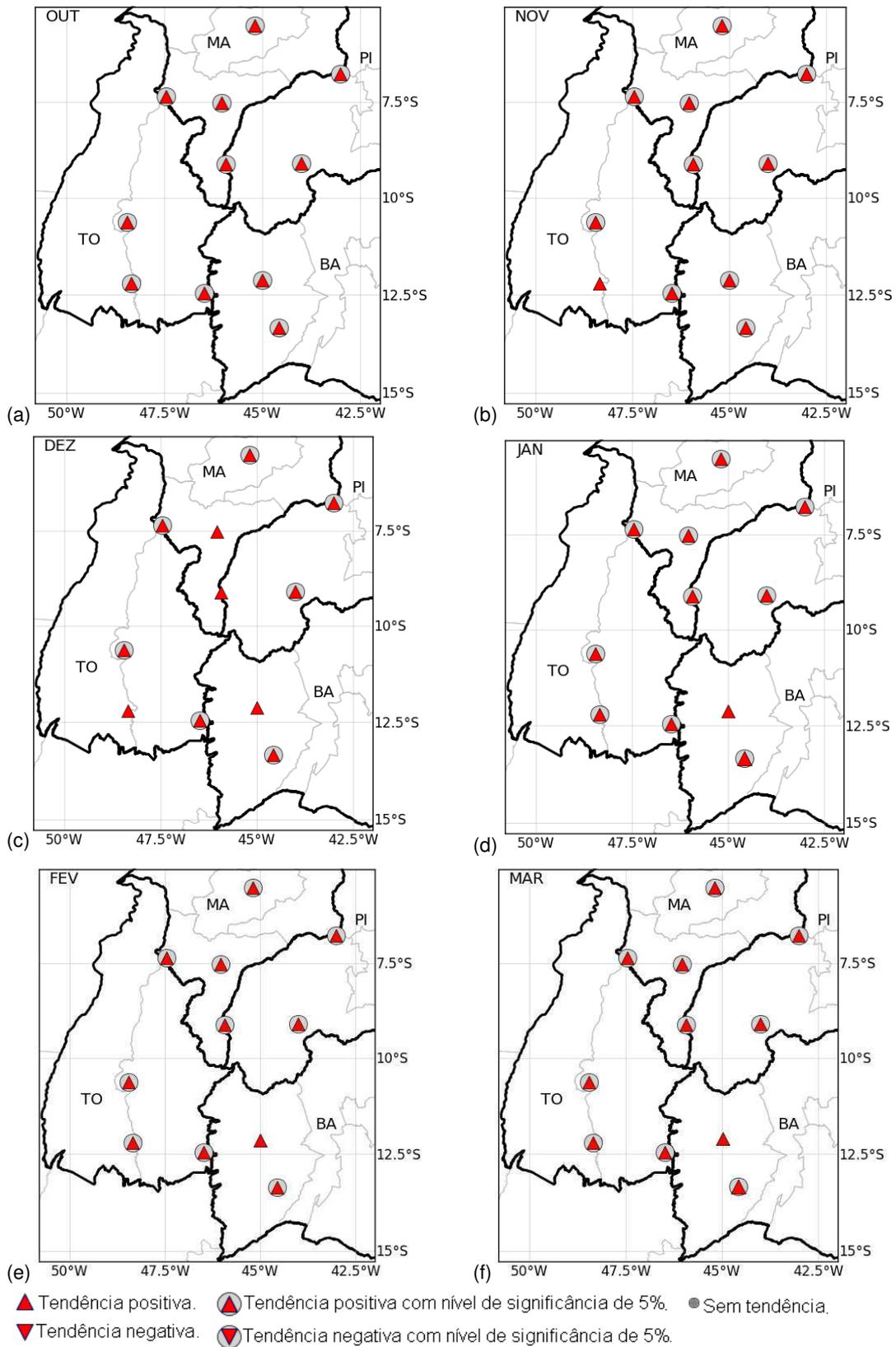


Figura 24: Distribuição espacial da tendência da temperatura máxima nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro, (d) janeiro, (e) fevereiro e (f) março.

Os gráficos da Figura 25 mostram alguns exemplos da acentuada inclinação da reta de tendência da regressão nas séries mensais de temperatura máxima. Nessas séries, a taxa de incremento de 0,04 a 0,1°C/ano nas séries em que o teste de significância apresentou um p-valor $\leq \alpha$.

Pelo teste sequencial de MK, o início das tendências de aumento das temperaturas máximas mensais ocorreu entre os anos de 1975 e 1986, quando a curva $U(t_n)$ cruza a linha de limite de significância 1,96 (para $\alpha=0,05$) (Figuras 25a, 25b 25c, 25d e 25e). Observa-se nos mapas da Figura 24 que a localidade de Barreiras-BA manteve o mesmo sinal de tendência, mas não foi significativo na maioria dos meses, mantendo um comportamento aleatório ao longo tempo, como no mês de março (Figura 25f).

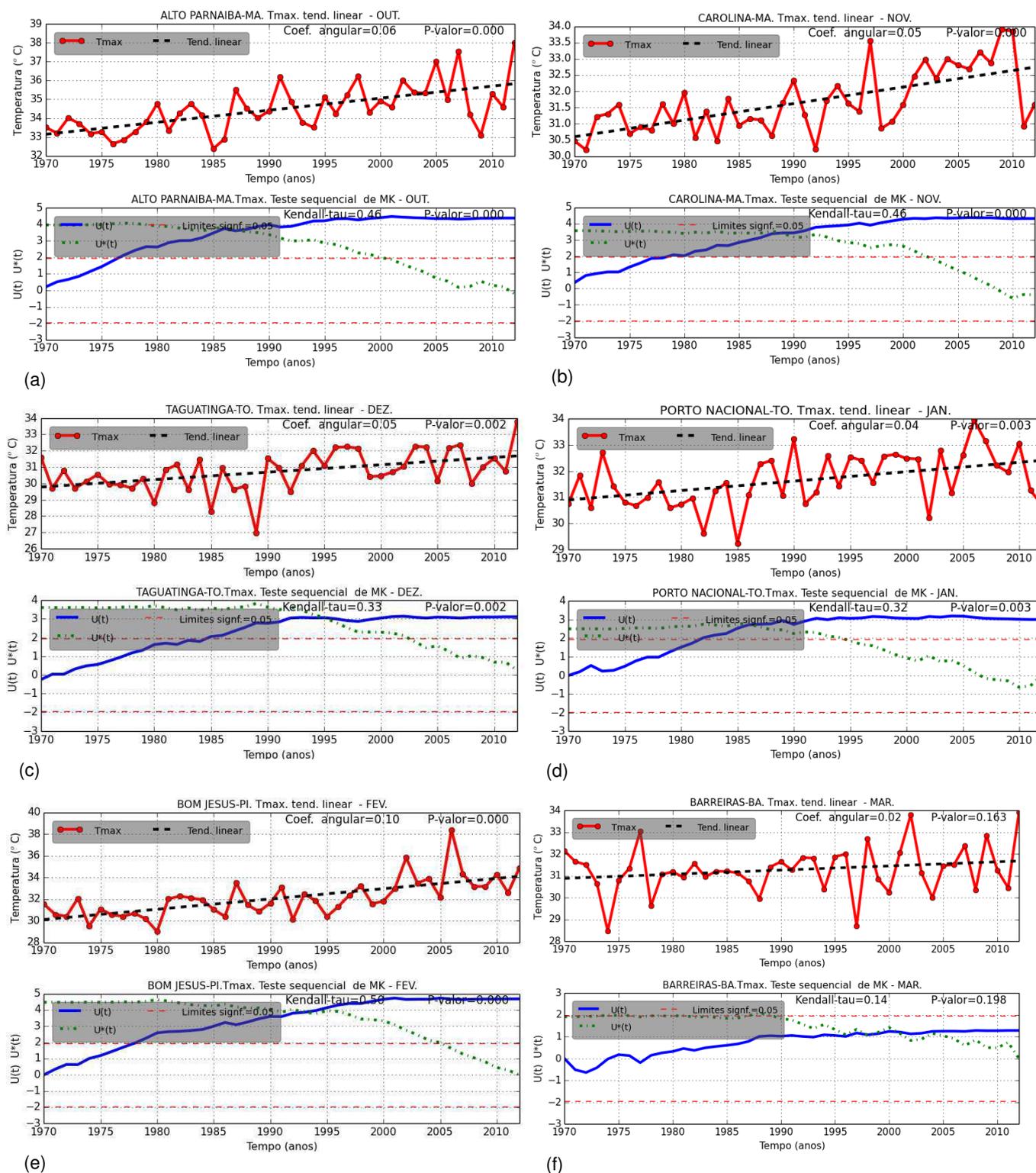


Figura 25: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) outubro em Alto Parnaíba-MA, (b) novembro em Carolina-MA, (c) dezembro em Taguatinga-TO, (d) janeiro em Porto Nacional-TO, (e) fevereiro em Bom Jesus-PI e (f) março em Barreiras-BA.

As séries de temperatura mínima mensais seguiram padrão de comportamento semelhante ao da temperatura máxima nos meses de outubro a

março, no período 1970-2012. Contudo, algumas localidades tiveram tendência negativa ou não apresentaram tendência em alguns meses (Figura 26).

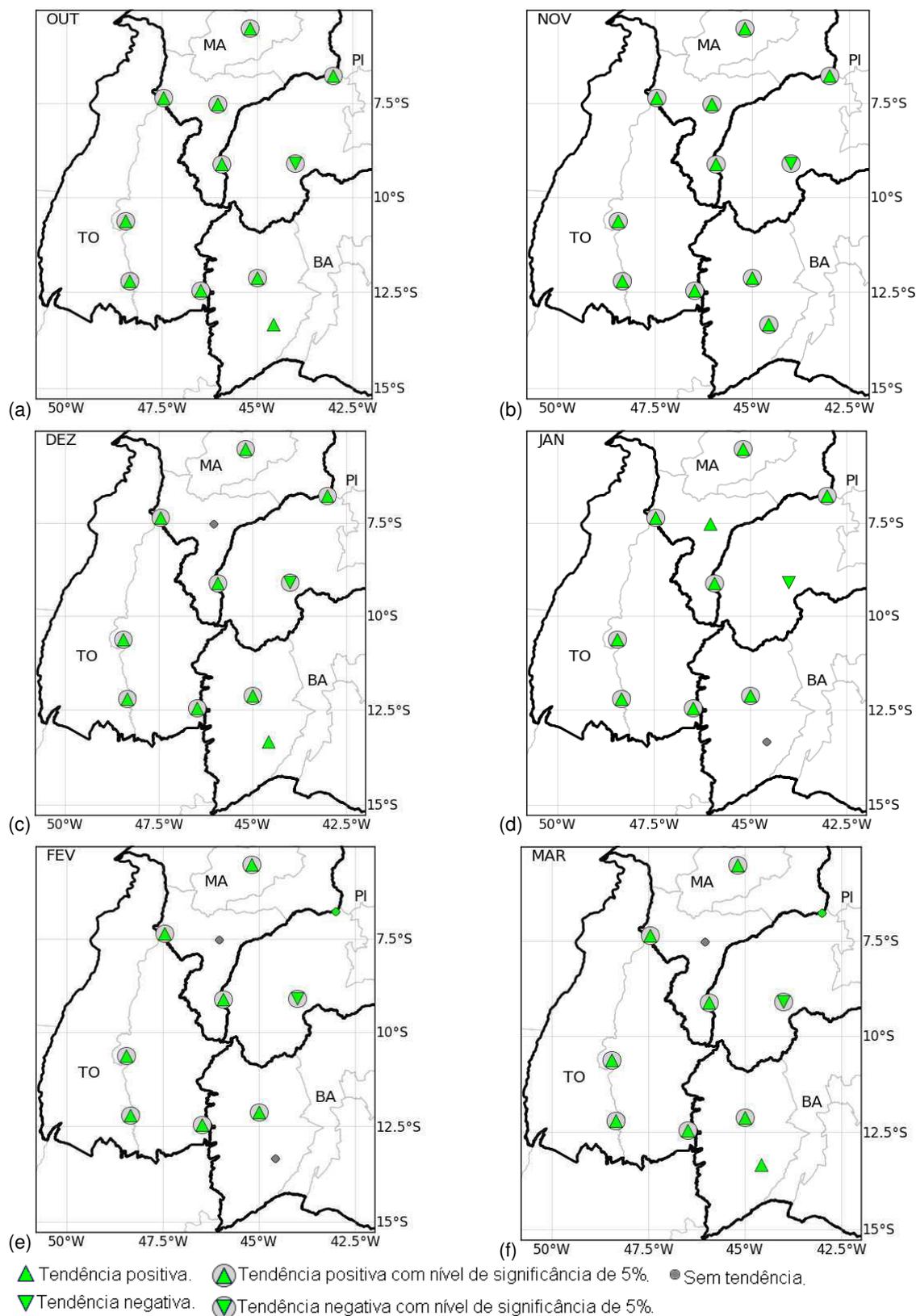


Figura 26: Distribuição espacial da tendência da temperatura mínima nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro, (d) janeiro, (e) fevereiro e (f) março.

Pelo teste sequencial de MK, o início das tendências de aumento das temperaturas mínimas mensais ocorreu, em sua maioria, logo nas décadas de

1970 e 1980, quando a curva $U(t_n)$ cruza a linha de limite de significância 1,96 (para $\alpha=0,05$) (Figuras 27a, 27b 27c, 27d e 27e), porém algumas séries apresentaram o ano de início de tendência apenas na década de 1990, como por exemplo, Barra do Corda–MA (Figura não apresentada).

Observa-se na da Figura 26e que a localidade de Bom Jesus-PI apresentou um sinal de tendência oposto às demais, como, por exemplo, no mês de março, com início aproximado da tendência em 1983, pelo teste sequencial de MK, e uma taxa de decréscimo $0,04^\circ\text{C}/\text{ano}$, segunda a análise de RL (Figura 27e).

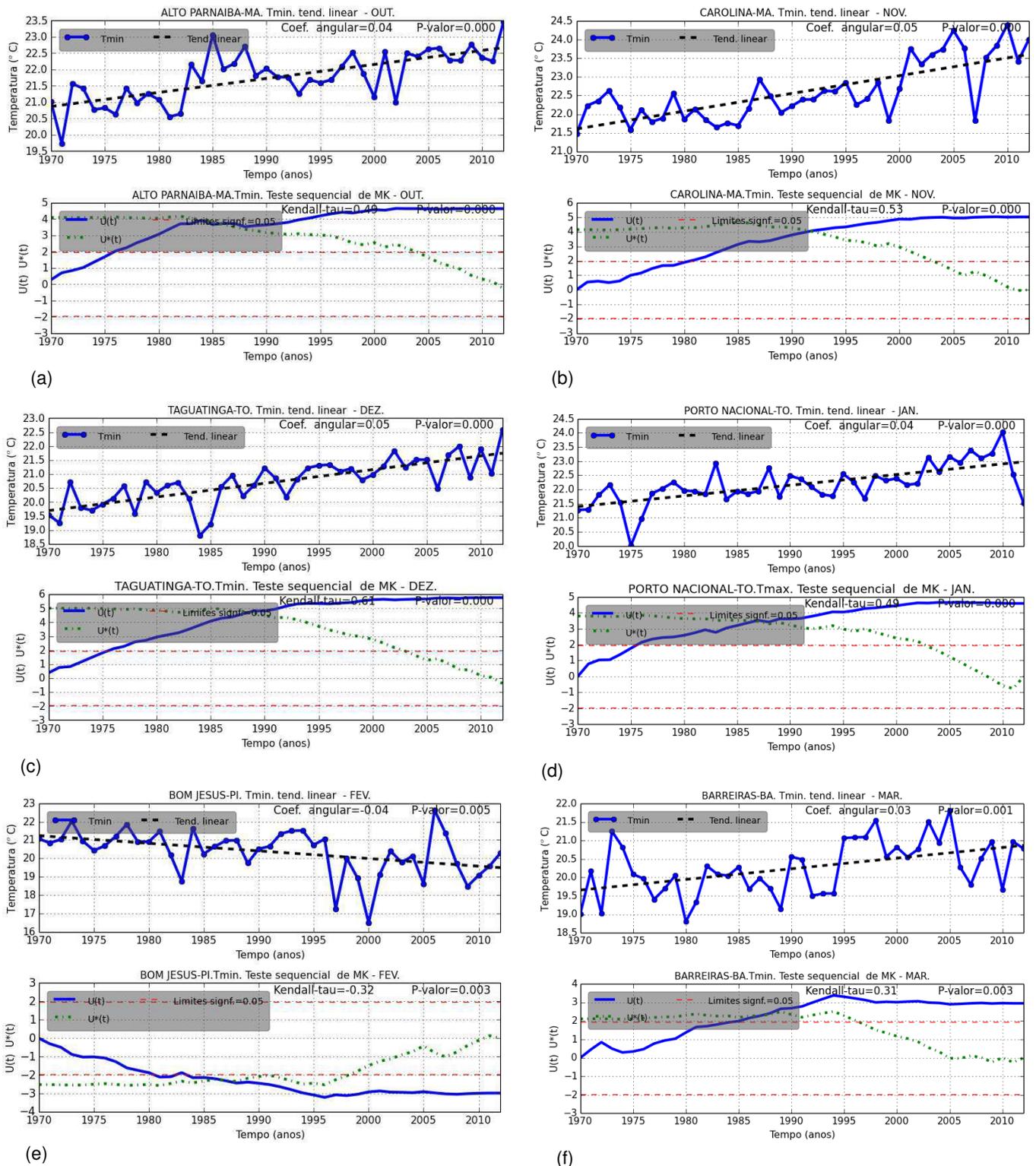


Figura 27: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) outubro em Alto Parnaíba-MA, (b) novembro em Carolina-MA, (c) dezembro em Taguatinga-TO, (d) janeiro em Porto Nacional-TO, (e) fevereiro em Bom Jesus-PI e (f) março em Barreiras-BA.

As temperaturas máximas e mínimas nos meses de abril e maio – transição entre as fases chuvosa e seca – mantiveram o mesmo padrão de

tendência positiva com significância estatística, semelhante às obtidas para o período anterior (Figuras 28 e 30). O coeficiente angular da regressão linear mostrou que no período analisado a taxa de aumento da temperatura foi da ordem de 0,03 a 0,06°C/ano, e ano aproximado de início das tendências ficou entre 1975 e 1986, segundo o teste sequencial de MK, como mostram os dois exemplos na Figura 29.

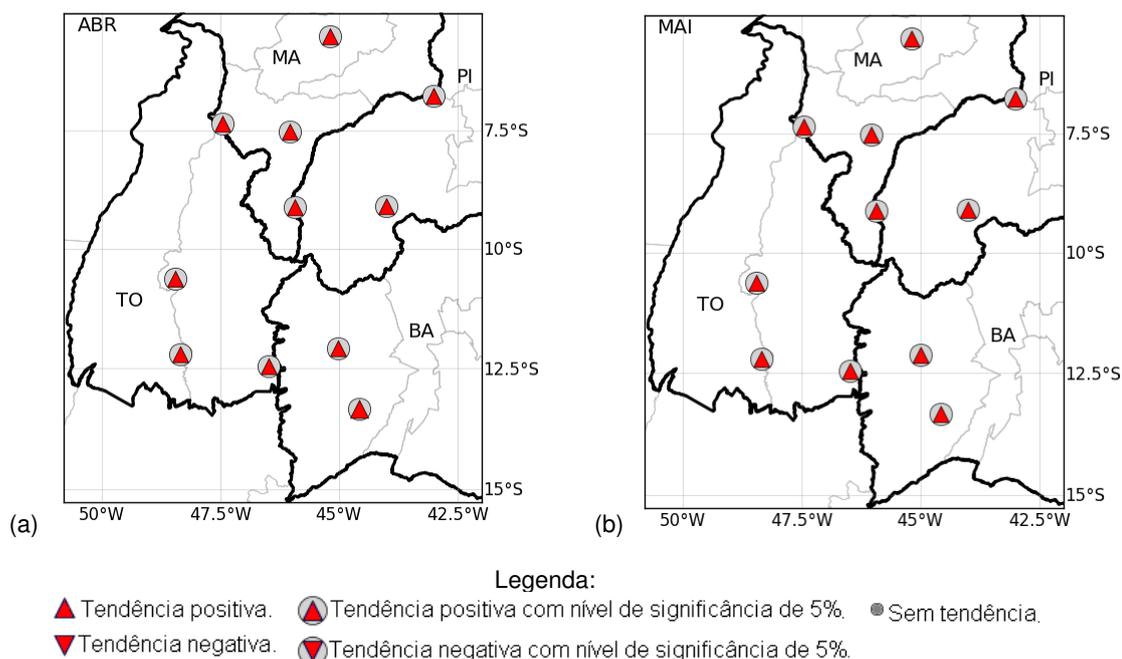


Figura 28: Distribuição espacial da tendência da temperatura máxima nos meses de (a) abril e (b) maio.

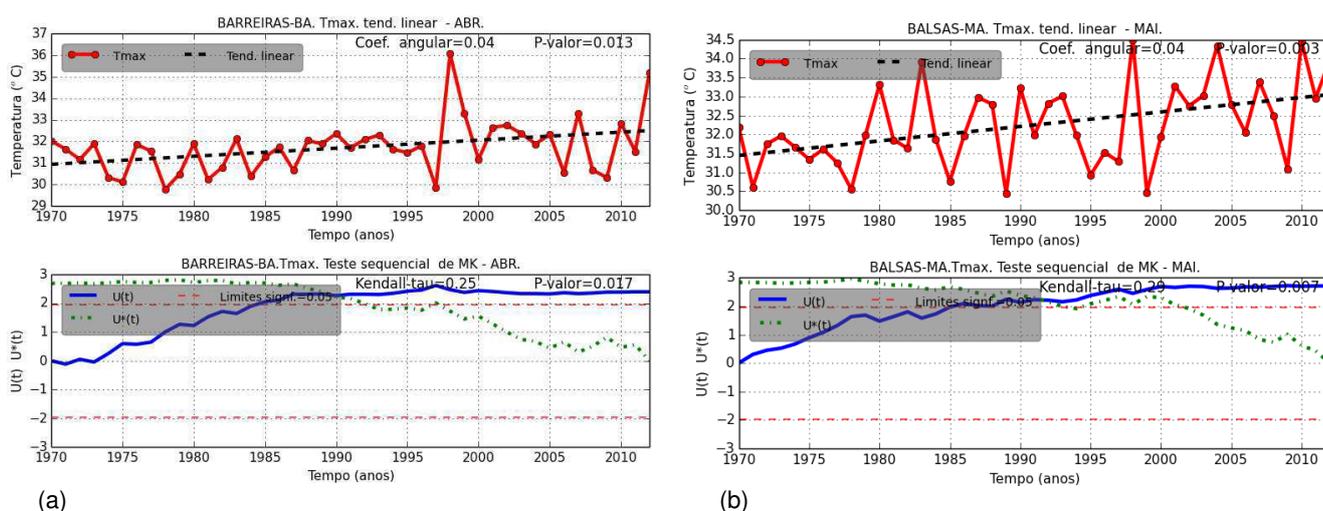


Figura 29: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura máxima mensal nas séries de (a) abril em Barreiras-BA e (b) maio em Balsas-MA.

Os mapas da Figura 30 mostram que na localidade de Correntina-BA não houve tendência na temperatura mínima nos meses de abril e maio e na localidade de Bom Jesus-PI houve tendência negativa não significativa estatisticamente. O coeficiente angular da regressão linear mostrou que no período analisado a taxa de aumento da temperatura foi da ordem de 0,02 a 0,06°C/ano, e o ano aproximado de início das tendências significativas ocorreu principalmente entre 1976 e 1989, segundo o teste sequencial de MK, como mostram o na Figura 31a.

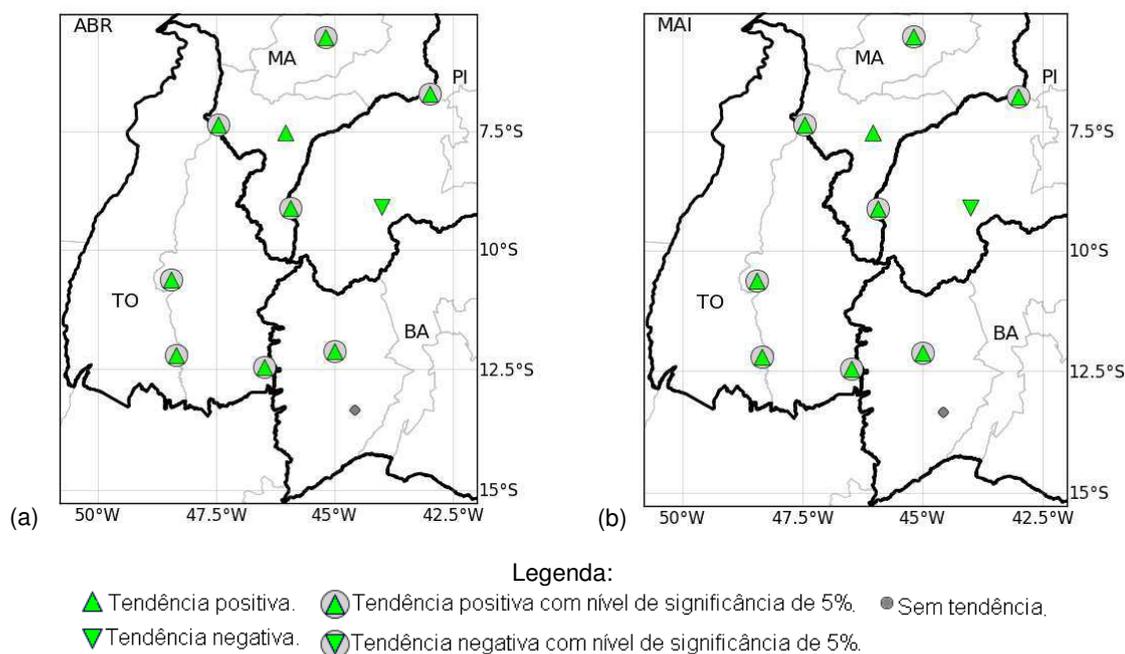
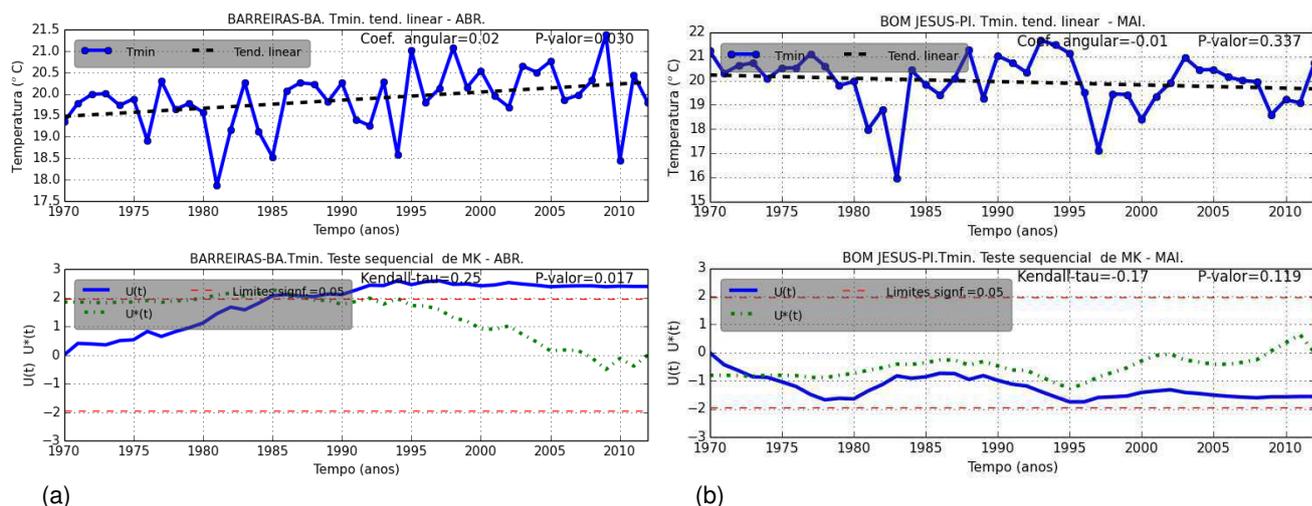


Figura 30: Distribuição espacial da tendência da temperatura mínima nos meses de (a) abril e (b) maio.

A Figura 31b exemplifica o comportamento da série de temperatura mínima no mês de maio em Bom Jesus-PI oposto as demais localidades. Essa localidade apresentou tendência negativa não significativa, $p\text{-valor} > \alpha = 0,05$, na análise de RL e no teste de Kendall- τ . O teste sequencial de MK mostra que em nenhum momento a curva da estatística $U(tn)$ cruzou a linha do limite de confiança $-1,96$, indicando que não houve início de uma tendência significativa. O teste mostra também uma interseção entre as curvas $U(tn)$ e $U^*(tn)$, o que sugere uma possível alteração, como uma quebra de patamar, no início da série.



(a) (b)
 Figura 31: Gráficos de RL e teste sequencial de MK para temperatura mínimas mensal nas séries de (a) abril em Barreiras-BA e (b) maio em Bom Jesus-PI.

Esses resultados evidenciam claramente que a Região do MATOPIBA sofreu um processo de aquecimento do ar durante o período em que a região passou por expressivas transformações econômicas e ambientais. Pode-se, portanto, admitir que essas transformações resultaram na alteração das características da superfície, e, conseqüentemente, no balanço de energia, favorecendo uma maior emissão de radiação infravermelha pela superfície, culminando na elevação da temperatura do ar.

4.2.3 Análise dos índices de extremos de temperatura

Os índices Tmaxx e Tmaxi (maior e menor temperatura máxima em cada ano) tiveram tendência positiva em quase todas as séries (Figuras 32a e 32b), excetuando-se a série Tmaxi de Barreiras-BA que não apresentou tendência. Também os índices de Tminx e Tmini apresentaram tendência positiva em quase todas as localidades (Figura 32c e 32d), exceto o índice Tminx em Balsas-MA e Bom Jesus-PI que apresentaram tendência negativa estatisticamente significativa.

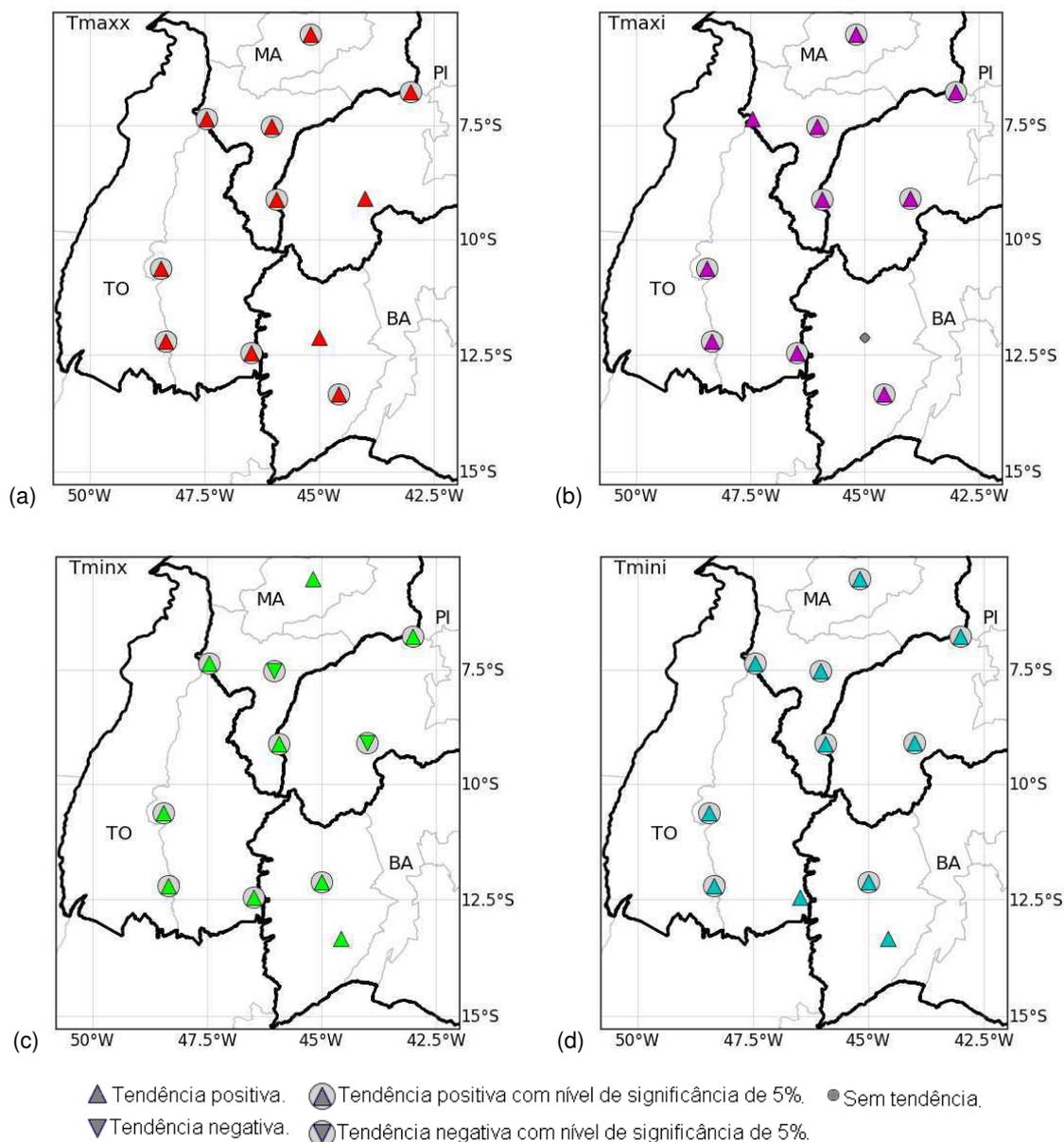


Figura 32: Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de temperatura do ar (a) Tmaxx, (b) Tmaxi, (c) Tminx, (d) Tmin.

Os índices Tmaxx e Tmaxi nas séries com tendência significativa tiveram seus coeficientes angulares indicando uma taxa de elevação destes extremos entre 0,03 e 0,07°C/ano, como, por exemplo, em Floriano-PI (Figura 33a). Os índices Tminx e Tmin nas séries com tendência significativa tiveram seus coeficientes angulares indicando uma taxa de elevação destes extremos entre 0,03 e 0,06°C/ano, como, por exemplo, em Carolina-MA (Figura 33d).

As localidades de Balsas-MA e Bom Jesus-PI apresentam um comportamento oposto às demais, com taxa de redução da ordem de 0,03 e

0,07°C/ano, respectivamente. Contudo, em ambas, o Tmini apresentou tendência positiva significativa (a Figura 33d mostra o exemplo de Carolina–MA).

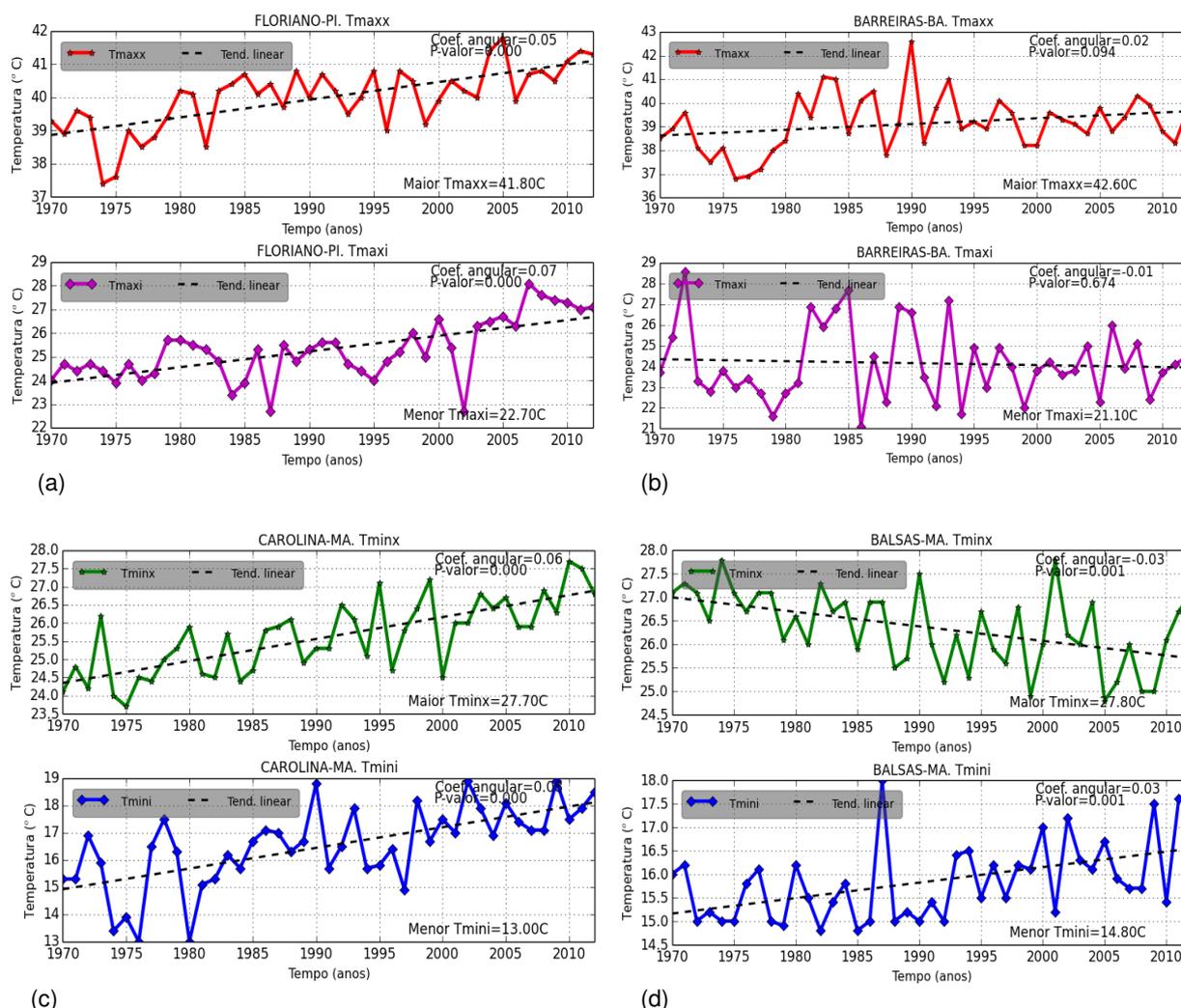


Figura 33: Gráficos de tendência dos índices (a) Tmaxx e Tmáxi em Floriano-PI, (b) Tmaxx e Tmáxi em Barreiras-BA, (c) Tmínx Tmín em Carolina–MA e (d) Tmínx e Tmín em Balsas–MA.

Os índices Tmax95p e Tmin95p que representam, respectivamente, o número de ocorrências por ano com temperatura máxima e mínima igual ou acima do percentil 95%, indicam a variação das temperaturas extremas mais altas ao longo do tempo. Nos dois índices predominaram as séries com tendência positiva estatisticamente significativa, com exceção de três séries de Tmin95p: Balsas–MA e Bom Jesus-PI, com tendência negativa sem significância estatística, e Correntina-BA sem tendência (Figura 34).

Os índices Tmax5p e Tmin5p representam, respectivamente, o número de ocorrências por ano com temperatura máxima e mínima igual ou abaixo do percentil 5%, indicando a variação das temperaturas extremas mais baixas ao longo do tempo. Todas as séries com tendência indicaram uma diminuição no número de ocorrências por ano nos dois índices, apenas Barreiras-BA, com Tmax5p, e Bom Jesus-PI, com Tmin5p, não apresentaram tendência.

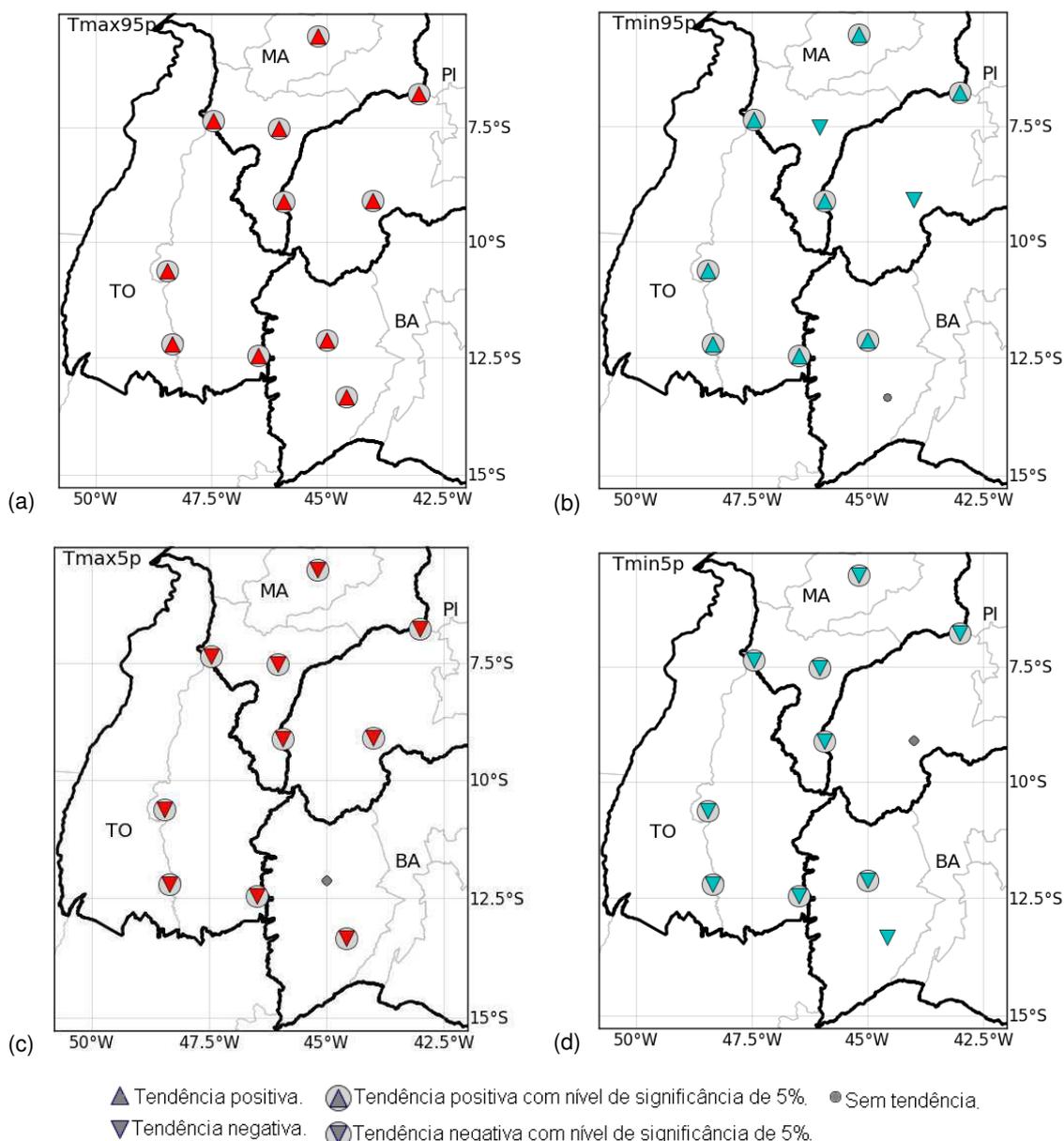


Figura 34: Distribuição espacial da tendência dos índices de extremos de temperatura (a) Tmax95p, (b) Tmin95p, (c) Tmax5p e (d) Tmin5p.

Os índices Tmax95p e Tmin95p nas séries com tendência significativa tiveram seus coeficientes angulares indicando uma taxa de elevação destes extremos entre 0,5 e 1,5 ocorrências/ano. A figura 35a mostra o exemplo da série de Alto Parnaíba-PI na qual se observa uma forte tendência de aumento, com 0,84 ocorrências /ano para Tmax95p (percentil 95 = 36,9°C) e 0,54 ocorrências /ano para Tmin95p (percentil 95 = 23,5°C).

Os índices Tmax5p e Tmin5p nas séries com tendência negativa estatisticamente significativa tiveram seus coeficientes angulares indicando uma

taxa de redução destes extremos entre $-0,25$ e $-0,9$ ocorrências/ano, como, por exemplo, em Porto Nacional–TO, com decréscimo de $-0,35$ ocorrências/ano para T_{max5p} , com percentil 5 = $28,3^{\circ}\text{C}$, e $-0,84$ ocorrências/ano para T_{min5p} , com percentil 5 = $17,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 35b).

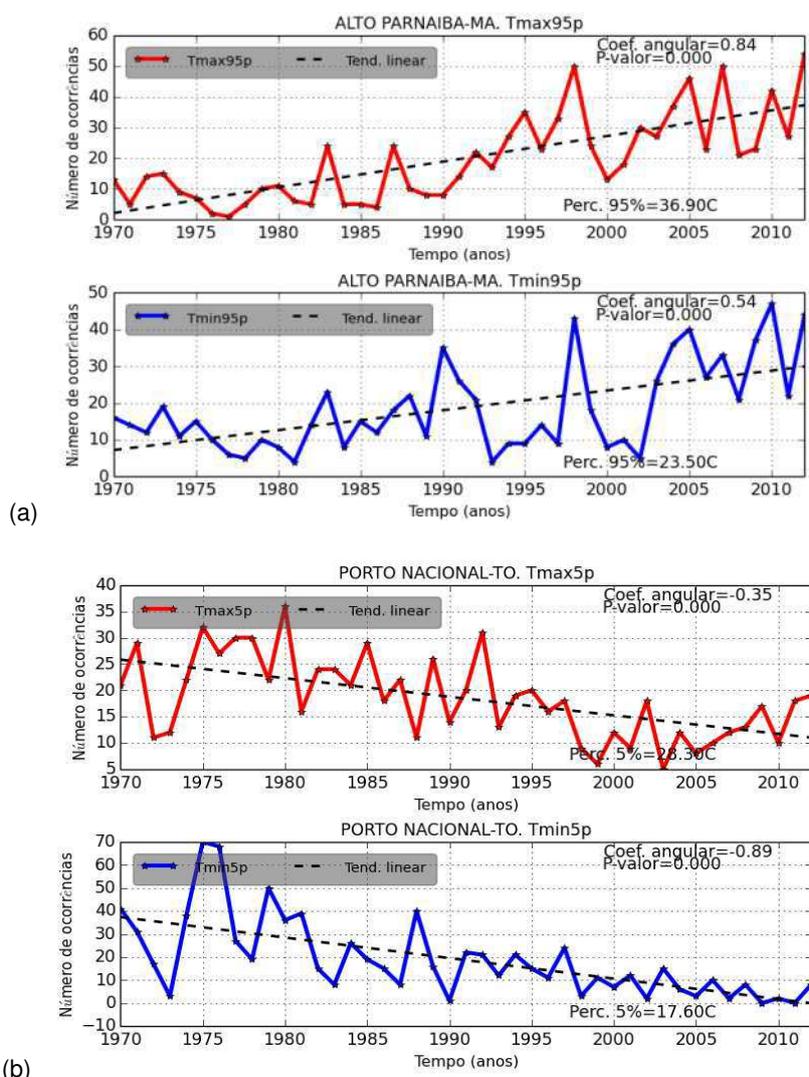


Figura 35: Gráficos de tendência dos índices de extremos de temperatura (a) T_{max95p} e T_{min95p} em Alto Parnaíba–MA e (b) T_{max5p} e T_{min5p} em Porto Nacional–TO.

De forma geral, ao verificar as séries de recordes de temperaturas máxima e mínimas e a frequência de dias muito quentes (percentil 95), os resultados demonstram ter havido um processo progressivo de aumento desses extremos de temperatura do ar, ao passo que a frequência de dias mais frios (percentil 5) por ano apresentou taxas negativas, indicando que a região tem sido

mais suscetível à ocorrências de dias e noites com temperaturas mais elevadas nas últimas décadas.

4.3 Correlações entre os índices oceânico-atmosféricos e a precipitação

Foi utilizado o teste de significância (seção 3.4.4) sobre r (coeficiente de correlação de Pearson) para determinar seu valor crítico (r_c). As correlações foram significativas quando o $r \geq r_c$ (r crítico) e, assim, a hipótese alternativa é aceita, ou seja, os índices de climáticos e a variável meteorológica analisada são correlacionados e a correlação tem significância estatística. O valor mínimo de r_c encontrado foi de 0,29 para 95% de confiança estatística (p -valor $\leq \alpha = 0,05$) para uma série de 47 pares de valores. Neste estudo, a correlação foi considerada significativa quando pelo menos mais um coeficiente, Spearman ou Kendall- τ , também foi significativo para o nível de 95%. Nos casos contrários, foi considerado correlacionado, mas sem significância estatística, indicando apenas se a correlação foi positiva (direta) ou negativa (inversa).

Foi considerado sem qualquer correlação quando pelo menos um dos três dos coeficientes apresentou p -valor $\geq 0,3$.

Os índices IME, GAT e os agregados EGA (IME, GAT e OMA) EGAP (IME, GAT, OMA ODP) foram organizados por mês e por trimestre.

Além da correlação entre os índices e a precipitação, verificou-se neste estudo a possibilidade do uso desses índices como previsores – razão pela qual há uma defasagem de um mês entre os índices e o primeiro mês do trimestre da série de precipitação.

As Figuras 36 e 37 mostram os sinais (positivo, negativo ou nulo) dos coeficientes de correlação entre os índices IME_{JJA} e GAT_{JJA} (referente à série do trimestre JJA) com a precipitação do trimestre outubro-novembro-dezembro (OND) e de cada mês em separado, bem como a existência ou não de significância estatística. O IME_{JJA} apresentou apenas uma correlação estatisticamente significativa negativa para os meses de outubro e novembro na localidade de Porto Nacional–TO; em dezembro, seis localidades apresentaram correlação negativa, mas não estatisticamente significativa. A precipitação trimestral apresentou melhores resultados, com correlação estatisticamente

significativa negativa em quatro localidades, sendo duas no Maranhão e duas no Tocantins (Figura 36), apresentando uma relação inversa entre o sinal do índice multivariável de ENOS no trimestre JJA e o total de precipitação no primeiro trimestre da estação chuvosa no MATOPIBA. Nesse trimestre, o sistema mais atuante é a ZCAS, e a instabilidade atmosférica gerada em sua faixa de atuação pode ser atenuada ou intensificada pela ação remota das condições atmosféricas e oceânicas no Pacífico Tropical (JORGETTI, 2008).

O GAT_{JJA} não apresentou correlação com a precipitação acumulada em quase a totalidade das localidades em todos os meses do trimestre OND, evidenciando não haver relação entre o gradiente térmico do Atlântico Tropical e a precipitação nesse período (Figura 37).

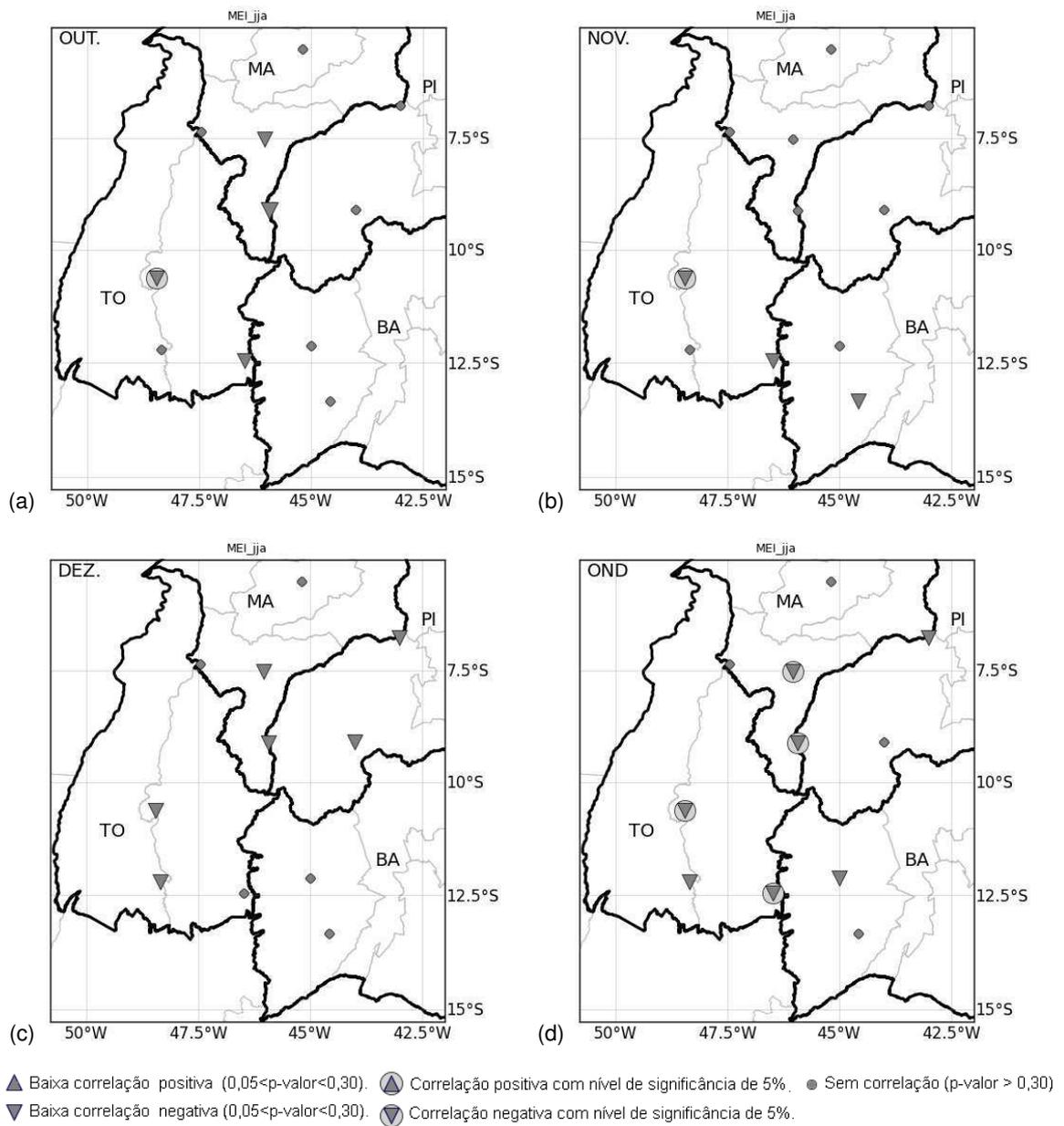


Figura 36: Distribuição espacial da correlação do índice IME_{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

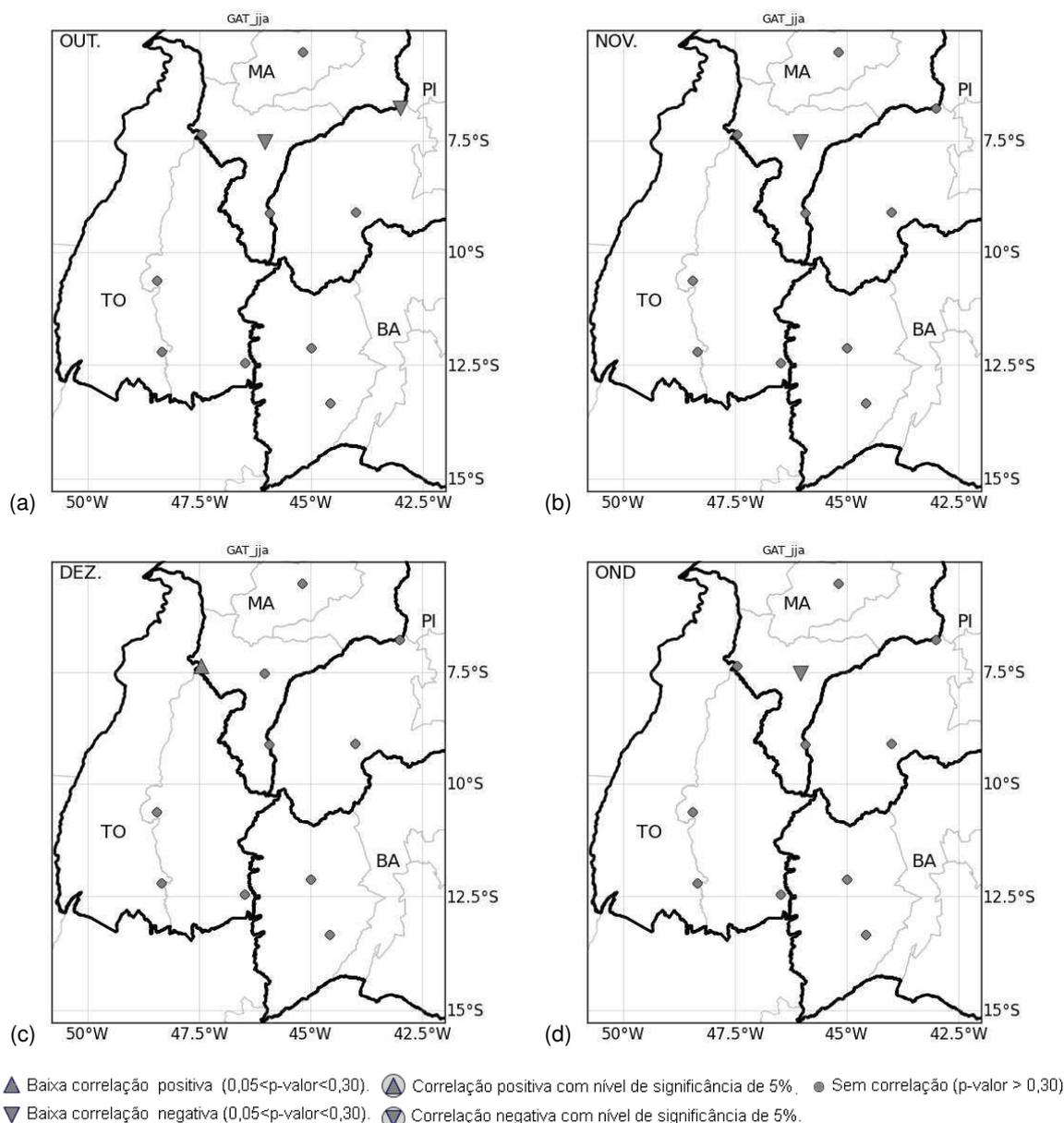


Figura 37: Distribuição espacial da correlação do índice GAT_{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

As Figuras 38 e 39 mostram os sinais dos coeficientes de correlação entre os índices agregados EGA_{JJA} e EGA_{Ago} com a precipitação do trimestre OND. O índice EGA_{JJA} apresentou melhores resultados no mês de outubro (Figura 38a), com quatro localidades com correlações estatisticamente significativas e cinco com baixa correlação (estatisticamente não significativas). Contudo, nos meses seguintes, não houve correlação significativa. Para o total trimestral (Figura 38d), o EGA_{JJA} apresentou correlação estatisticamente significativa negativa em três pontos no norte do MATOPIBA. Nas correlações

entre o índice EGA_{Ago} e a precipitação OND observa-se um maior número de correlações estatisticamente significativas e não houve localidades sem correlação no mês de outubro, contudo, manteve padrão espacial semelhante ao encontrado com o índice EGA_{JJA} nas correlações com a precipitação nos meses de novembro e dezembro e no trimestre OND.

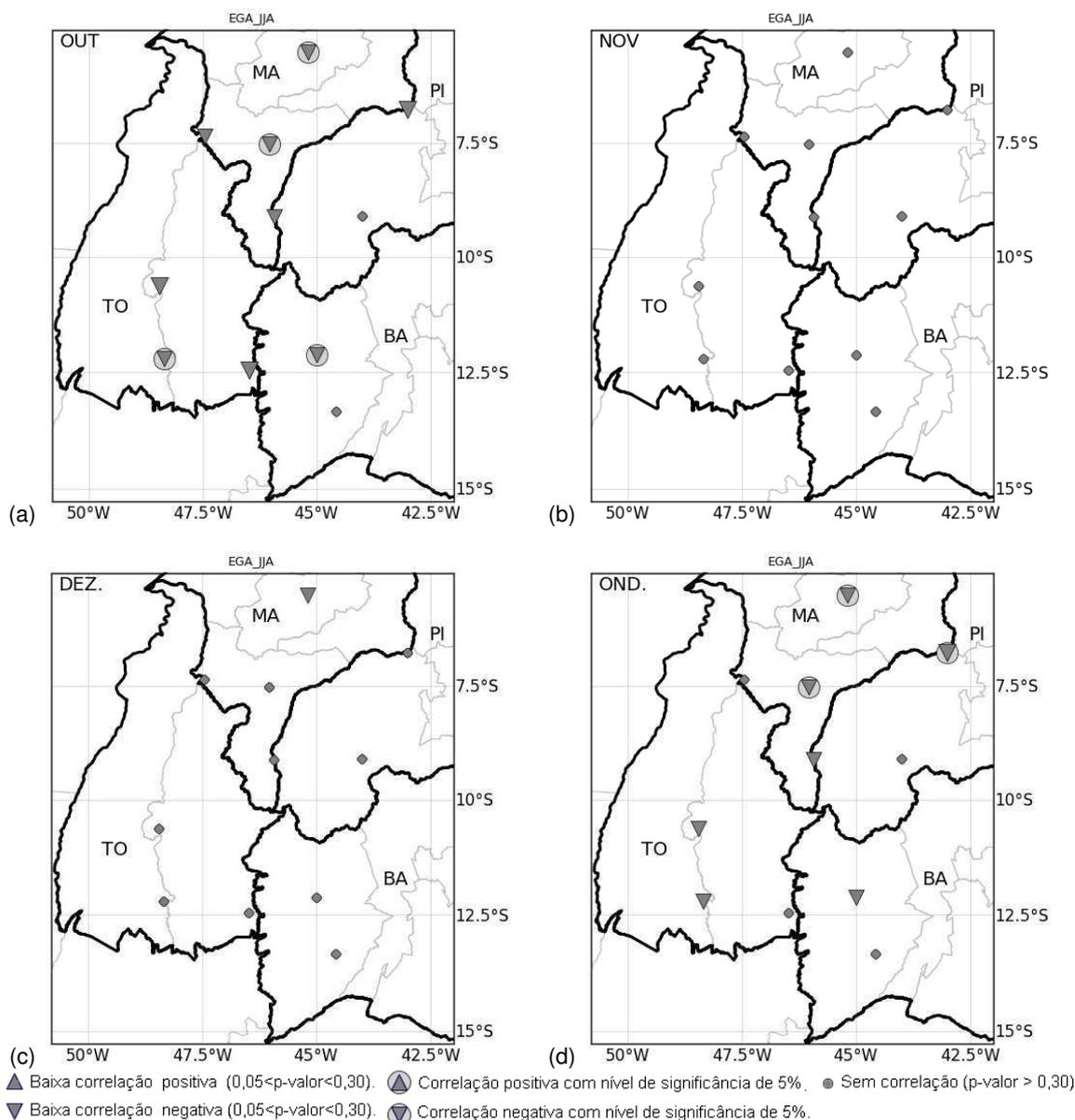


Figura 38: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

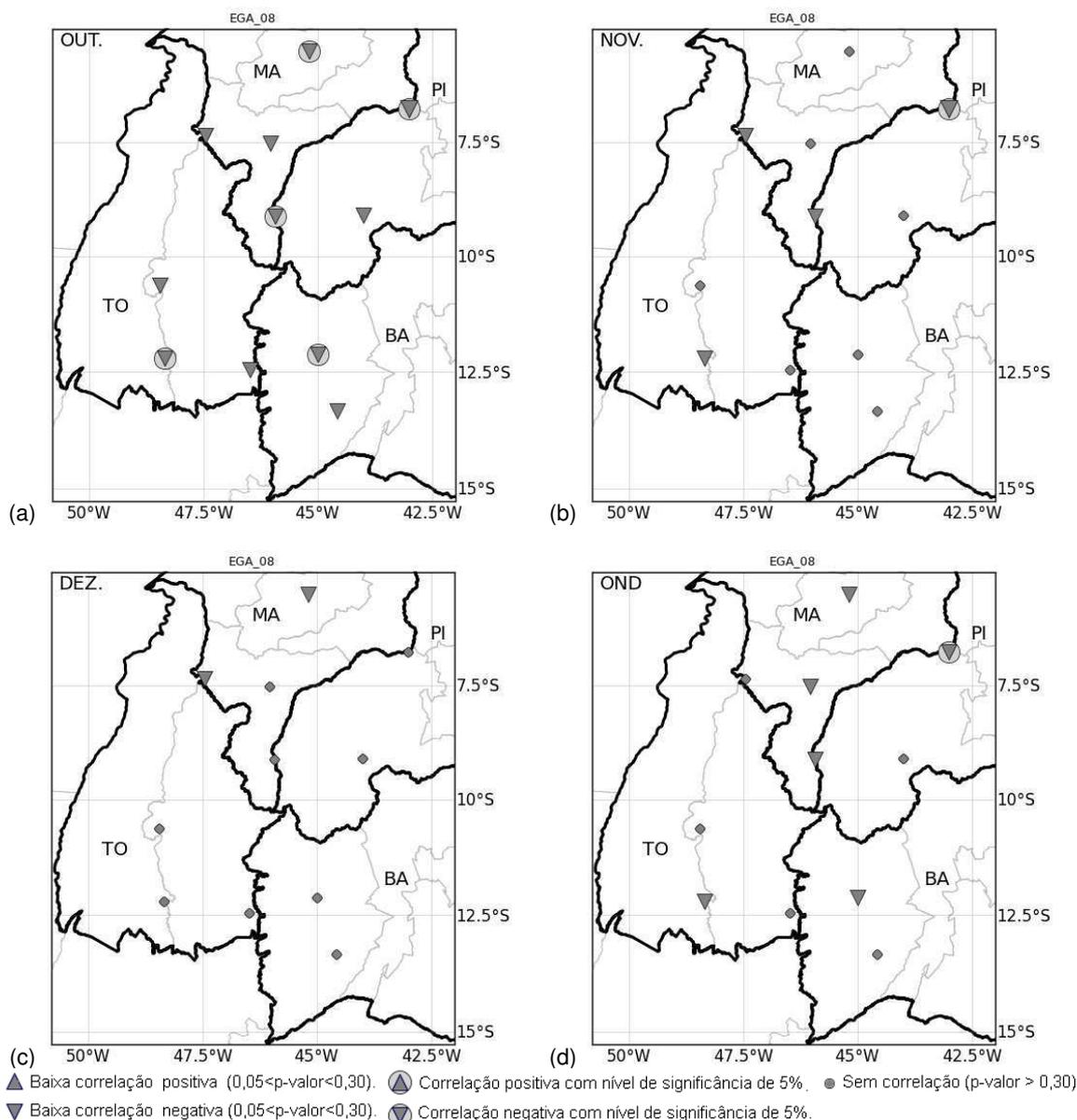


Figura 39: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{Ago} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

O segundo índice agregado correlacionado com a precipitação nos três primeiros meses do período chuvoso (OND) foi o EGAP, no qual foram inseridos os dados da ODP. As Figuras 39 e 40 apresentam a distribuição espacial dos sinais dos coeficientes de correlações entre EGAP_{JJA} e o EGAP_{Ago} e a precipitação do trimestre e para cada mês separadamente. No mês de outubro, o índice EGAP_{JJA}, com duas correlações estatisticamente significativas e três estatisticamente não significativas, mostrou-se menos eficiente que EGAP_{Ago}, que apresentaram quatro localidades com correlações estatisticamente

significativas e quatro que não apresentaram significância estatística. Nos meses de novembro e dezembro, não foram obtidas correlações estatisticamente significativas. O trimestre OND apresentou apenas dois pontos com correlação significativa, ambos no Estado do Maranhão (Figuras 40d 41d).

De forma geral, em relação ao trimestre outubro-novembro-dezembro, os índices agregados apresentam boas correlações com o total de chuvas do primeiro e mês e com o total trimestral. O fato de a correlação ser inversa indica que quando todos os índices que compõem o agregado estirem com sinal positivo (negativo), o total de chuvas tende a ser abaixo (acima) da média.

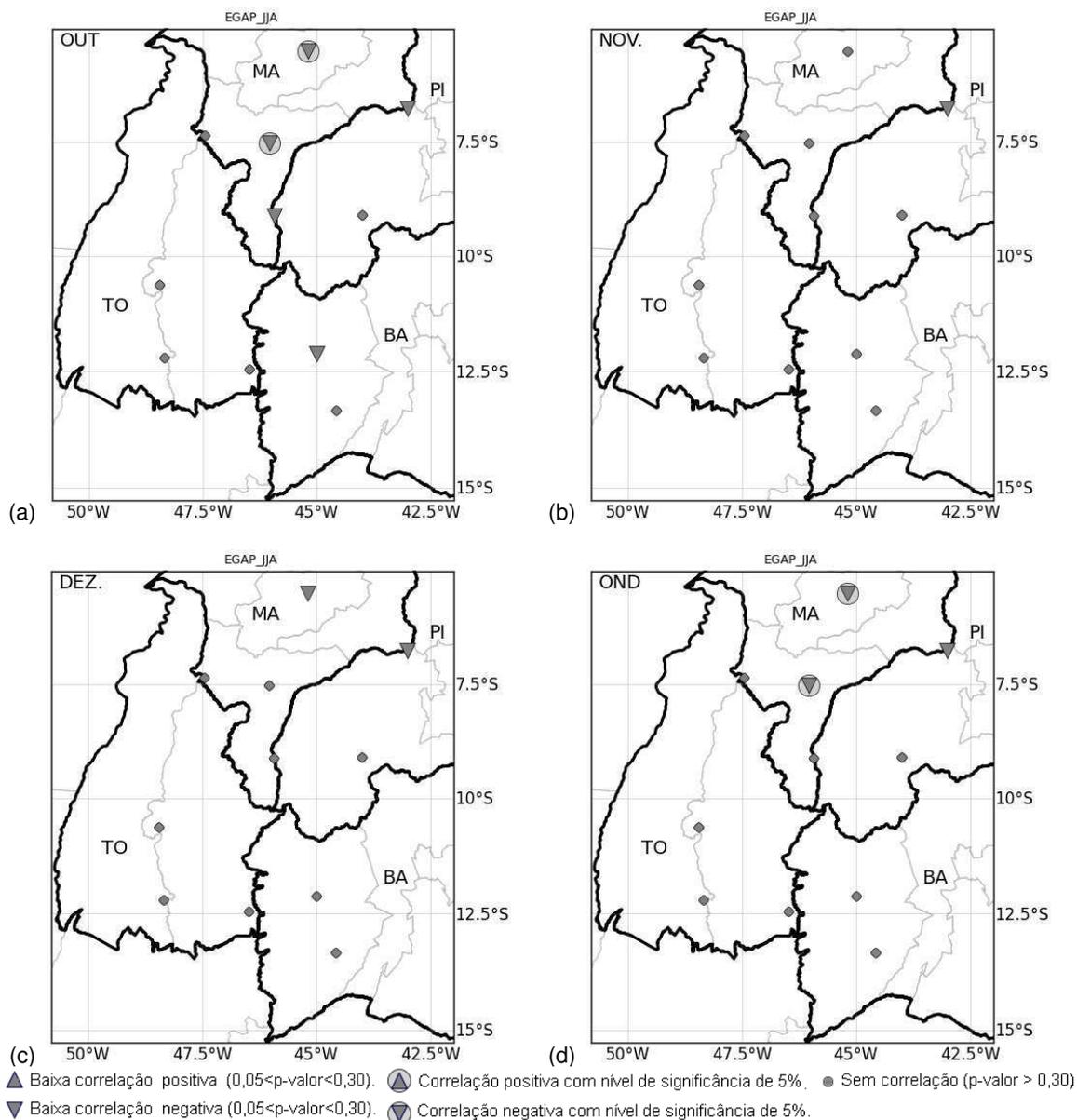


Figura 40: Distribuição espacial da correlação do índice EGAP_{JJA} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

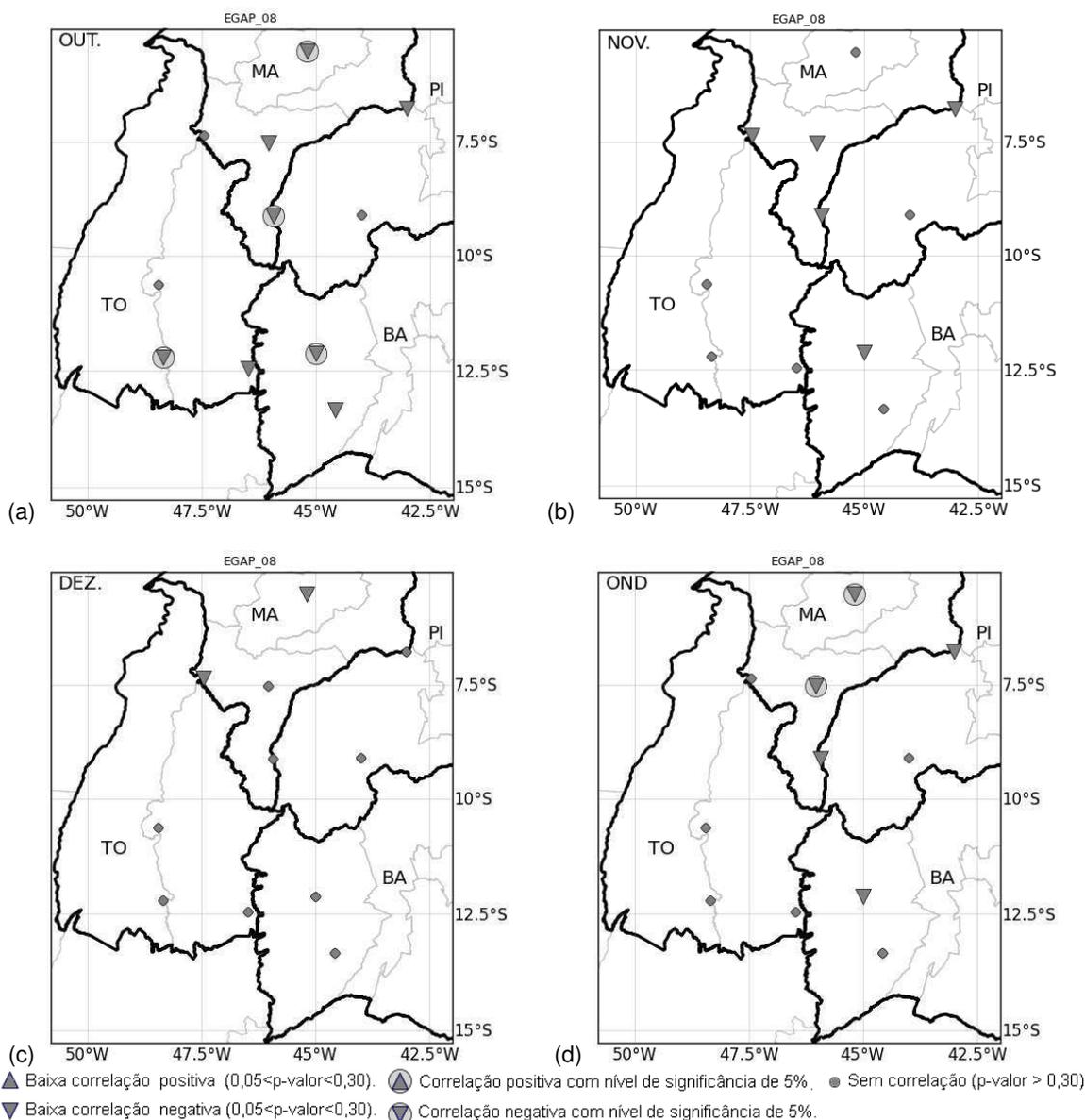


Figura 41: Distribuição espacial da correlação do índice EGAP_{Ago} com a precipitação nos meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro e (d) no trimestre OND.

As Figuras 42 e 43 mostram a distribuição espacial das correlações entre os índices IME_{Nov} e GAT_{Nov} (séries de novembro) e a precipitação pluviométrica do trimestre janeiro-fevereiro-março (JFM). Não houve correlações significativas entre a precipitação e o índice IME_{Nov} nos três meses separadamente e no trimestre (Figura 42). Contudo, observa-se que há a presença constante de pontos no sul da região com correlação positiva, que, mesmo não sendo significativos estatisticamente, indicam um possível padrão espacial com certo grau de aumento das chuvas no verão em períodos sob a influência do *El Niño*, resultado semelhante ao encontrado por Lucena (2008).

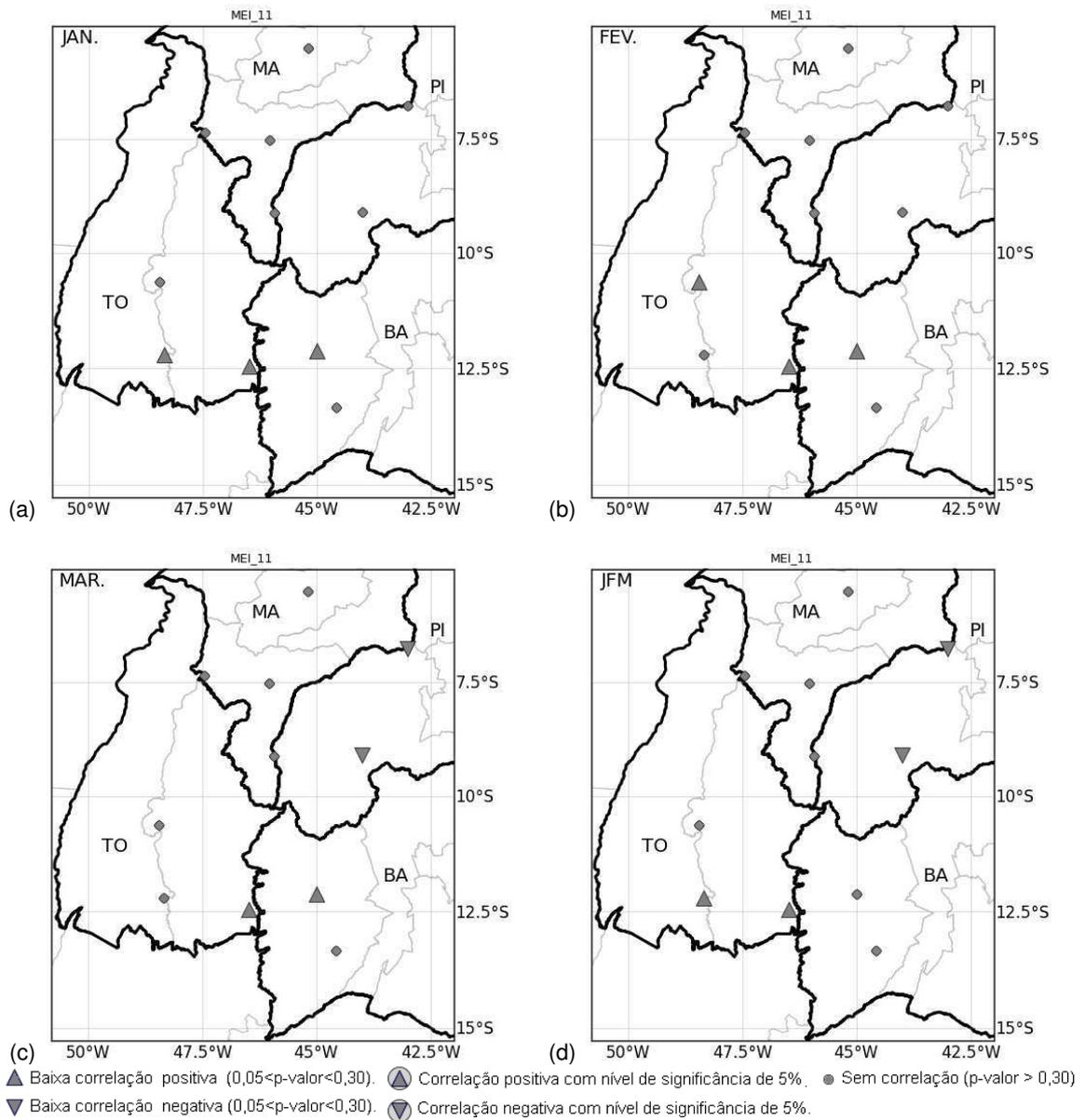


Figura 42: Distribuição espacial da correlação do índice IME_{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

Os mapas na Figura 43 mostram os sinais da correlação entre o GAT no mês de novembro e a precipitação no trimestre JFM. Nos meses de janeiro e fevereiro e no trimestre JFM, na grande maioria dos pontos, não foram encontradas correlações estatisticamente significativa entre o índice GAT_{Nov} e a precipitação mensal ou trimestral. Contudo, no mês de março três localidades no norte da região apresentaram correlação negativa estatisticamente significativa.

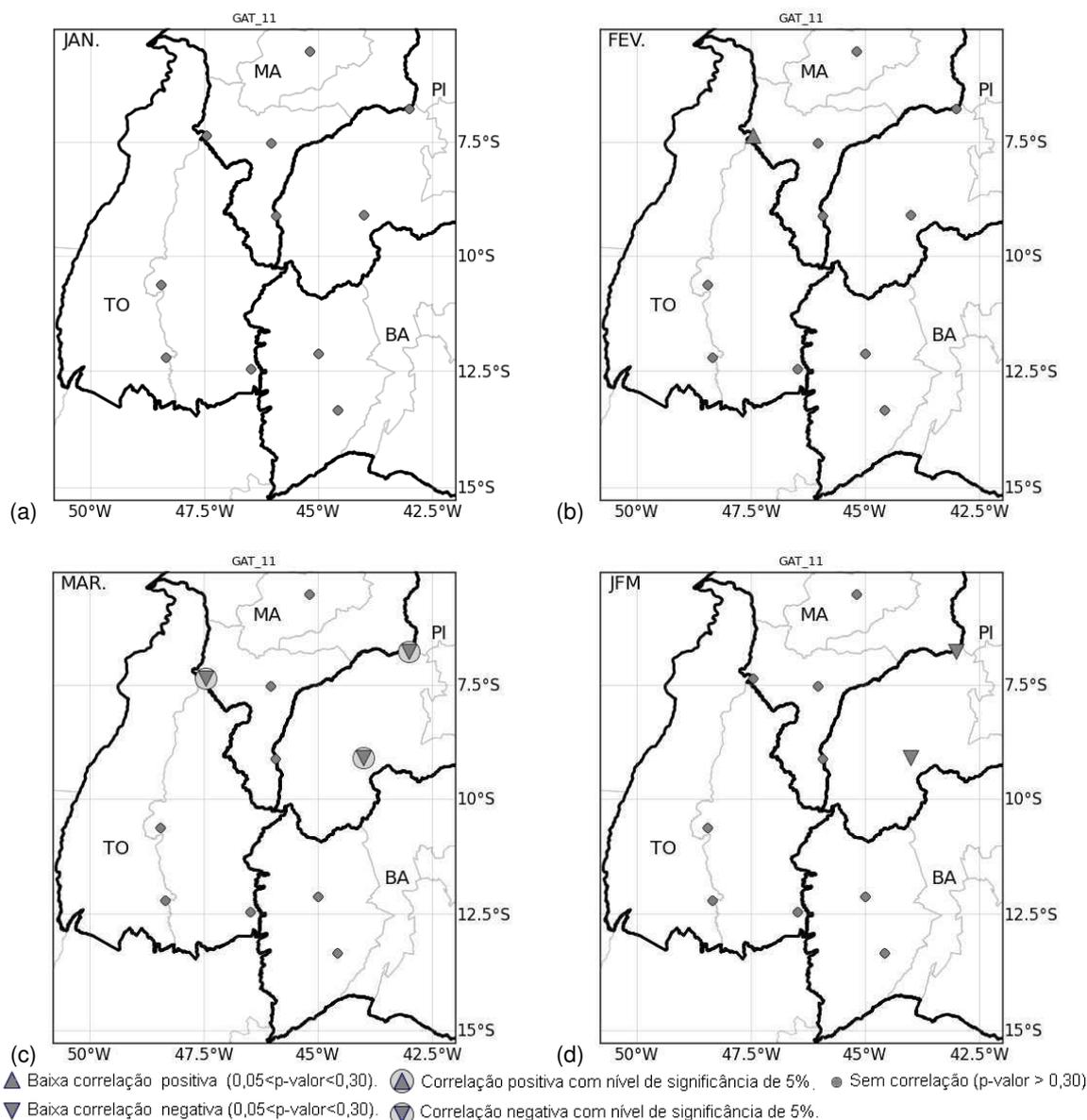


Figura 43: Distribuição espacial da correlação do índice GAT_{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

O índice EG_{SON} também não apresentou correlação com as precipitações mensais de janeiro e fevereiro. Porém, no mês de março observa-se cinco localidades no norte da região com correlação negativa, sendo duas estatisticamente significativas para o nível de 95% (Figura 44).

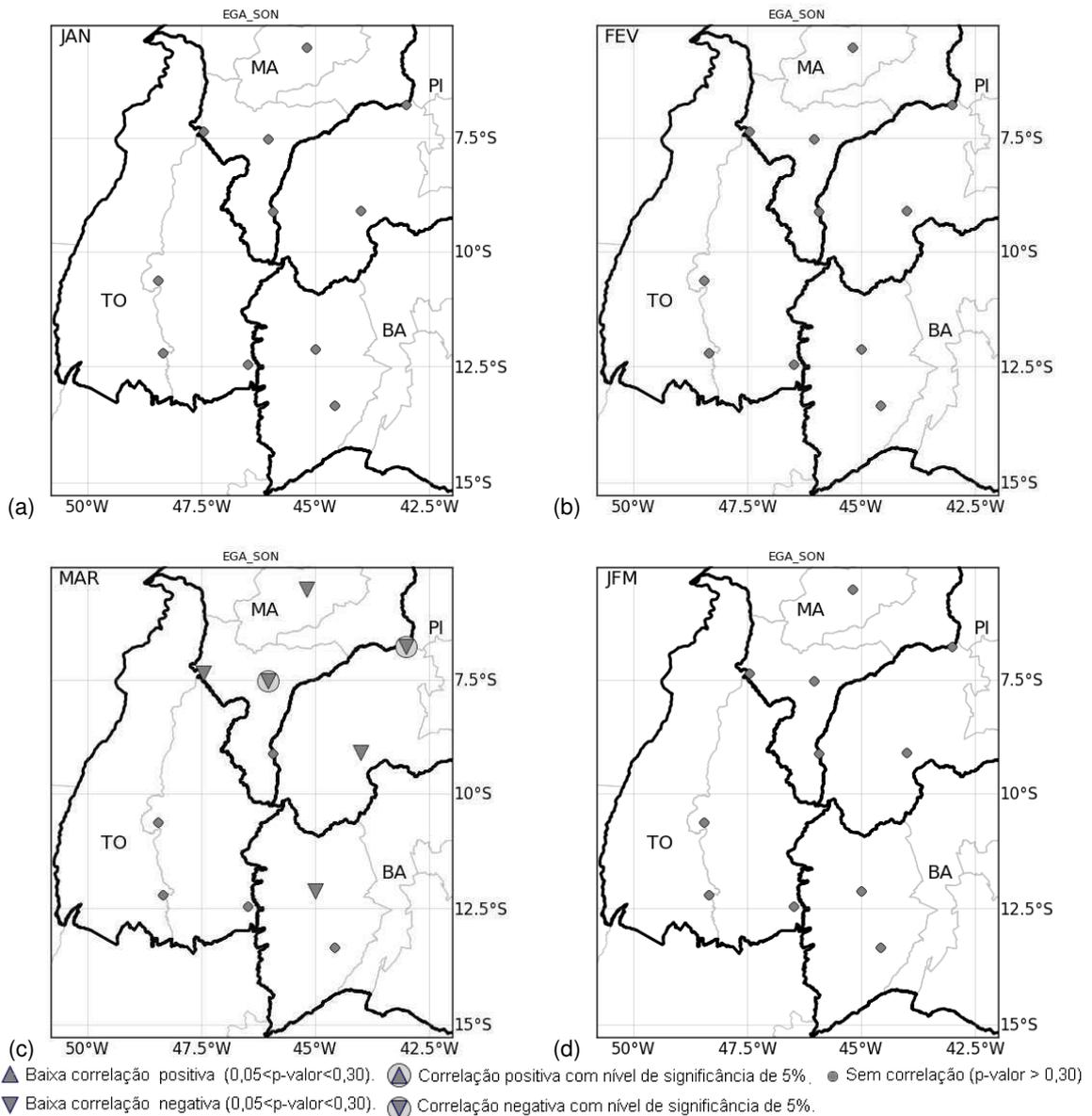


Figura 44: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{SON} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

A Figura 45 mostra a configuração espacial dos sinais das correlações entre o índice EGA_{Nov} e a precipitação das estações da região do MATOPIBA no período janeiro, fevereiro e março. Observam-se correlações estatisticamente significativas apenas entre EGA_{Nov} e a precipitação de março de seis localidades, sendo três no Maranhão, duas no Piauí e uma na Bahia. Nos outros meses, assim como no total trimestral não houve correlação estatisticamente significativa.

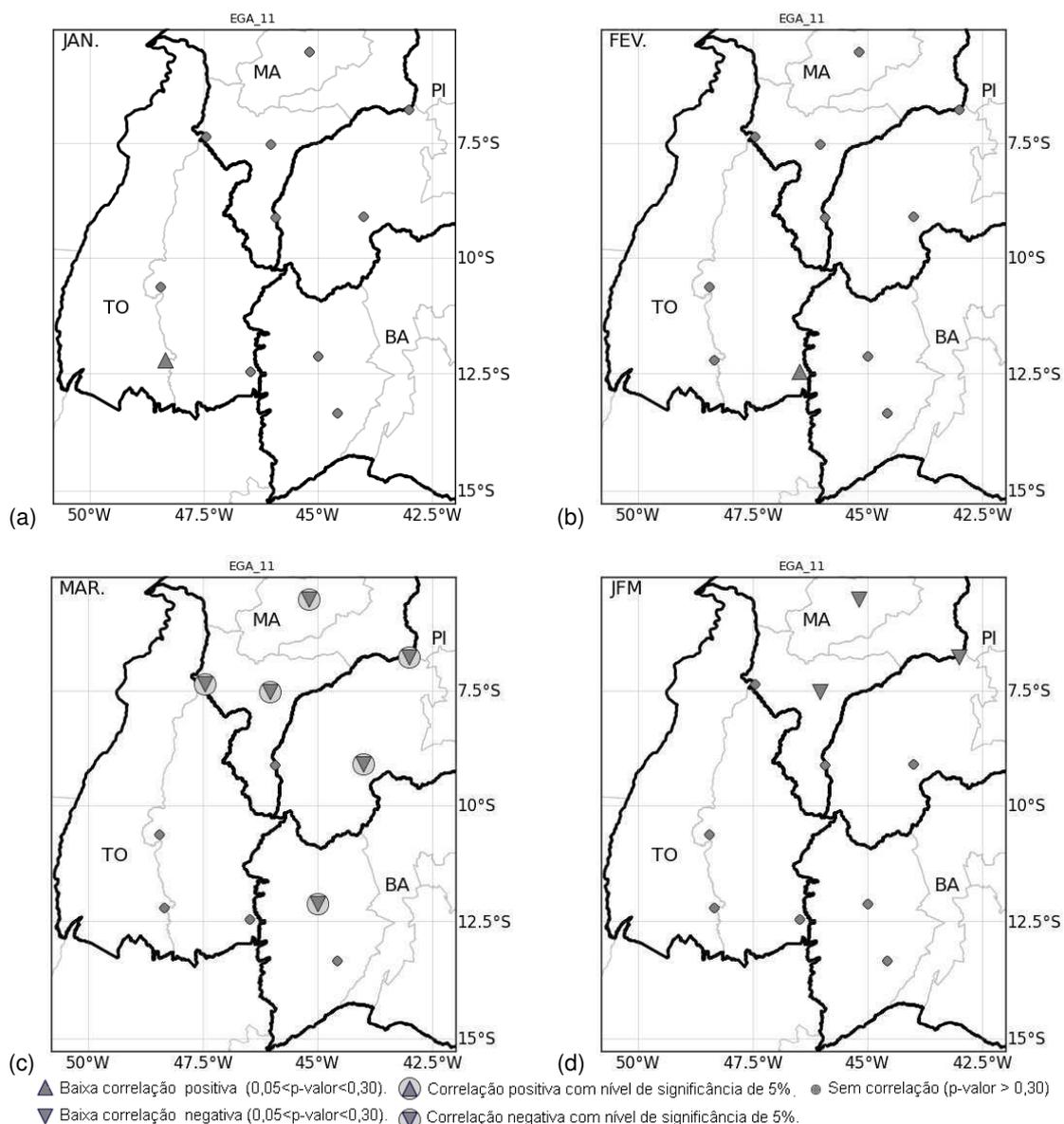


Figura 45: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{Nov} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

O índice agregado EGAP (Agregação dos índices IME, GAT, OMA e ODP) não apresentou correlação estatisticamente significativa com a precipitação em qualquer um dos meses do trimestre JFM e nem no acumulado trimestral (Figuras 46 e 47). Esses resultados indicam que a adição da ODP na agregação interferiu desfavoravelmente na correlação entre o índice agregado EGA (Agregação dos índices IME, GAT e OMA) e a precipitação dos meses do trimestre JFM e do acumulado trimestral.

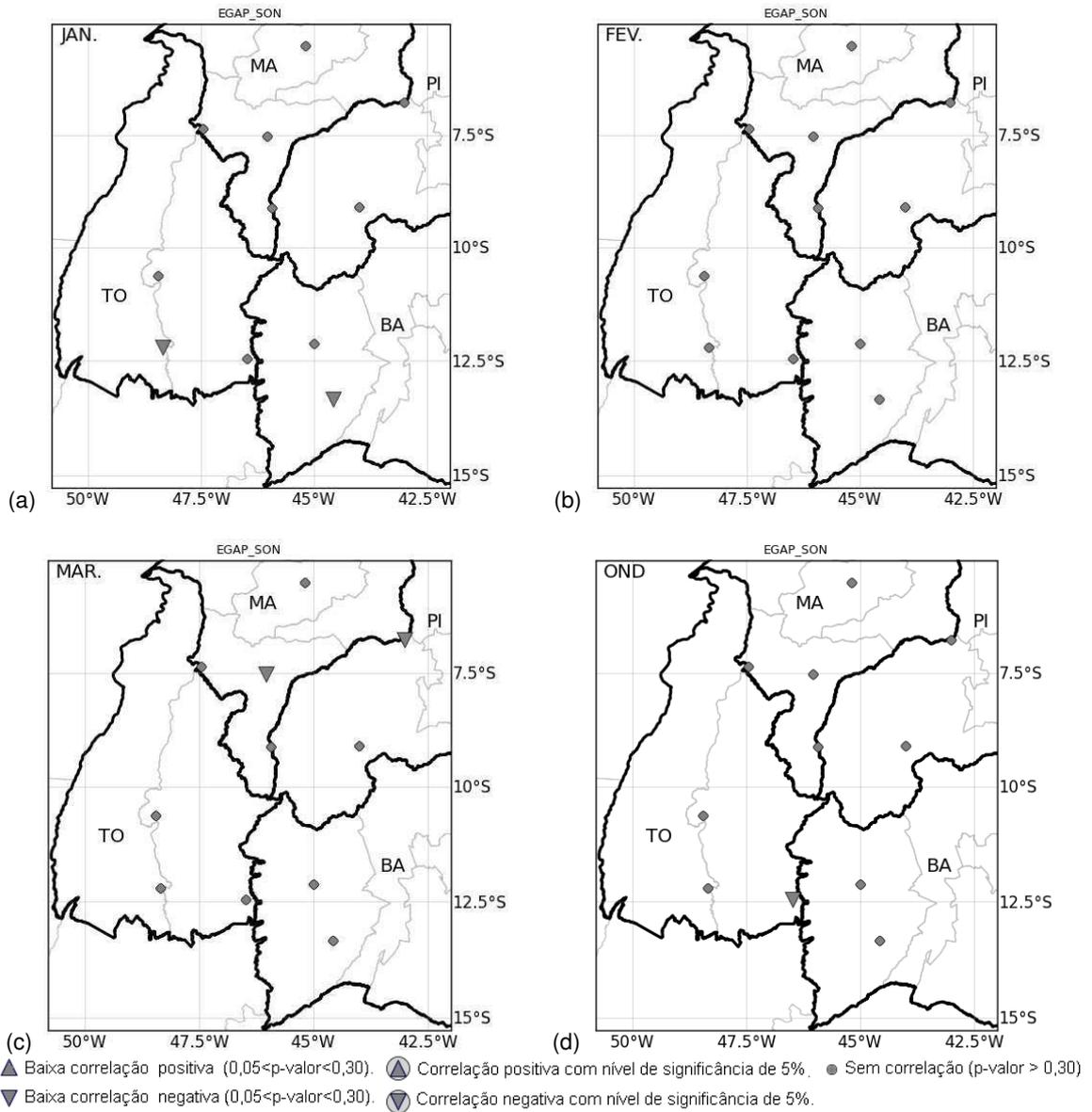


Figura 46: Distribuição espacial da correlação do índice EGAP_{SON} com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

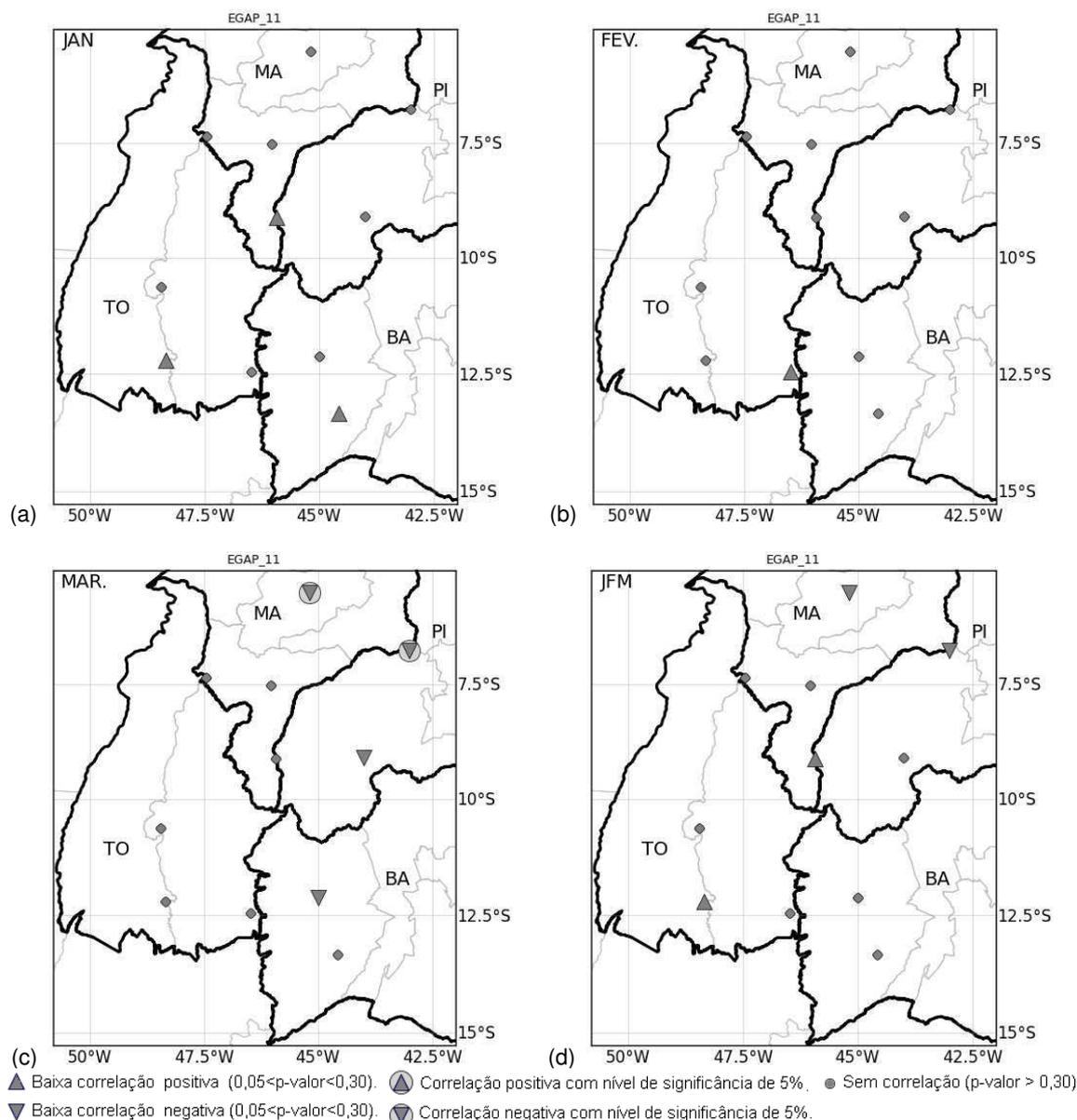


Figura 47: Distribuição espacial da correlação do índice $EGAP_{Nov}$ com a precipitação nos meses de (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março e (d) no trimestre JFM.

Por fim, foram analisadas as correlações com a precipitação pluviométrica dos meses de transição entre o fim do período chuvoso e o início do seco. Os índices IME_{Fev} e GAT_{Fev} mostraram correlações negativas semelhantes nos meses de abril e maio (Figura 48). Para o mês de abril, os dois índices apresentaram correlações estatisticamente significativa com a precipitação mensal em três localidades, porém o GAT_{Fev} apresentou um número maior de localidades com correlações estatisticamente não significativas que o IME_{Fev} (Figuras 48a e 48c). No mês de maio (Figuras 48b e 48d), apenas o GAT_{Fev}

apresentou correlações estatisticamente significativas em duas localidades, uma no Maranhão e a outra no Piauí. De um modo geral, observa-se que o índice GAT_{Fev} e a precipitação de maio apresentaram correlações negativas para as estações dos estados do Maranhão e Piauí, não verificou-se correlações para as estações da Bahia e Tocantins, ou seja, na parte mais ao norte da região do MATOPIBA observou-se correlação entre o GAT de fevereiro e a precipitação de maio, enquanto, na área mais ao sul não foi observada nem uma correlação. Provavelmente, isto seja decorrente do baixo total de precipitação verificado em maio no oeste da Bahia e centro-sul do Tocantins, cuja precipitação média no mês de maio desta área é de apenas 27 mm/mês, enquanto para a área mais ao norte, que corresponde ao centro-sul do Maranhão e do Piauí o total médio de chuvas para o mês de maio é de aproximadamente 50 mm/mês.

Ressalta-se que a ZCIT é o principal sistema indutor de chuvas na parte norte do Nordeste do Brasil, em geral, a ZCIT retorna de sua posição mais ao sul para o Hemisfério Norte no final de abril início de maio (UVO et al., 1988). Por outro lado, a ZCIT tem uma forte relação inversa com o GAT. Este fato explica a correlação negativa observada entre a precipitação de maio na área norte do MATOPIBA com o GAT e a não correlação na área sul, cuja precipitação não depende diretamente da ZCIT.

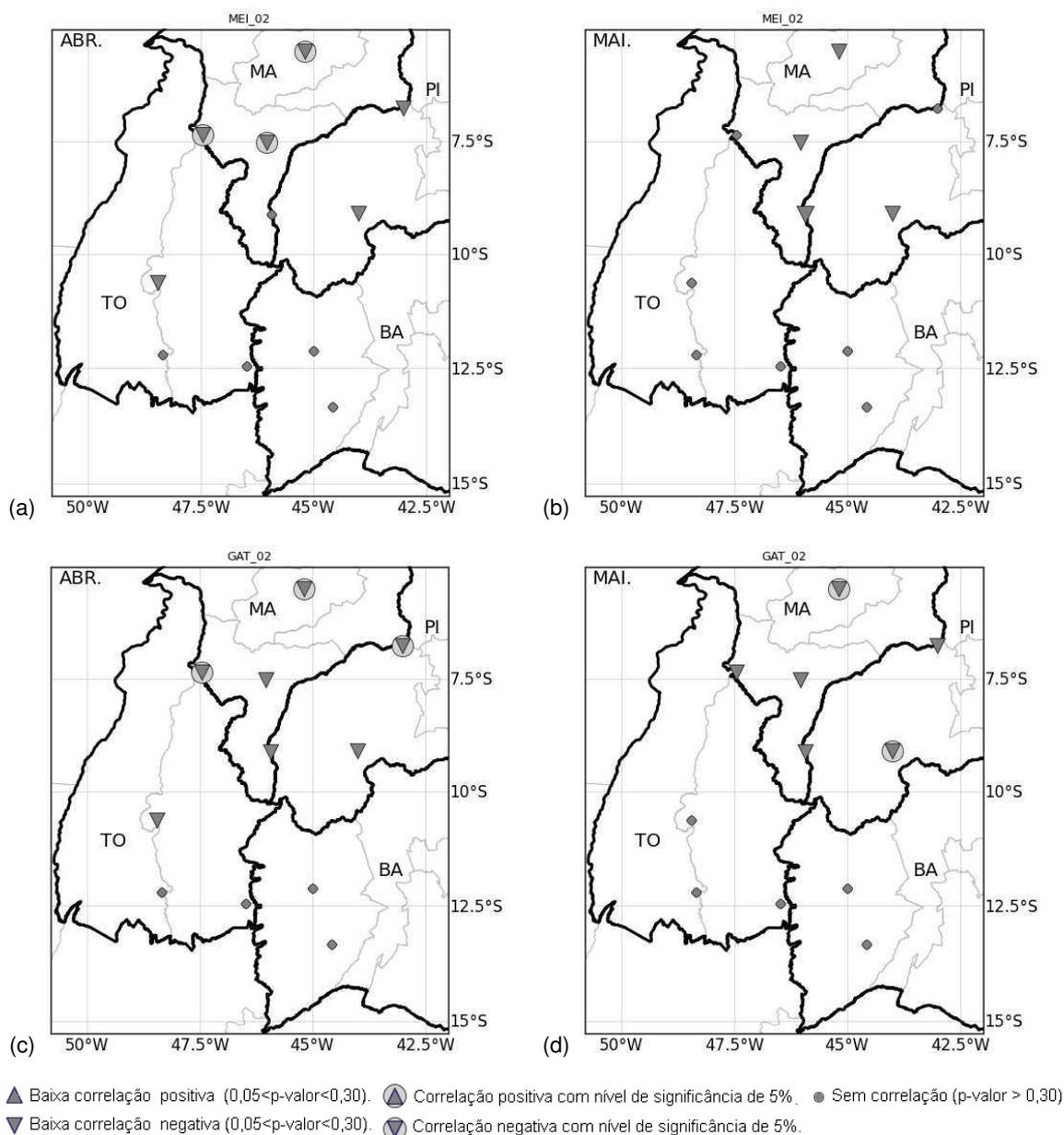


Figura 48: Distribuição espacial da correlação do índice MEI_{Fev} com precipitação nos meses de (a) abril e (b) maio e o do índice GAT_{Fev} com (c) abril e (d) maio.

No período de transição – final da estação chuvosa e o início da seca –, os índices agregados EGA_{Fev} e $EGAP_{Fev}$ e as precipitações mensais de abril e maio aprestaram um número maior de localidades com correlações estatisticamente significativas que os índices individuais IME e GAT (Figura 49). Para o mês de abril, foram observadas correlações negativas e estatisticamente significativas em cinco localidades, sendo três no Maranhão e duas no Piauí (Figura 49). Em maio, verificou-se correlações estatisticamente significativas entre a precipitação mensal e o índice EGA_{Fev} apenas em uma localidade, Bom Jesus–

PI, enquanto, com o $EGAP_{Fev}$ três localidades (Figura 49d). As razões físicas para estas correlações são similares as do GAT.

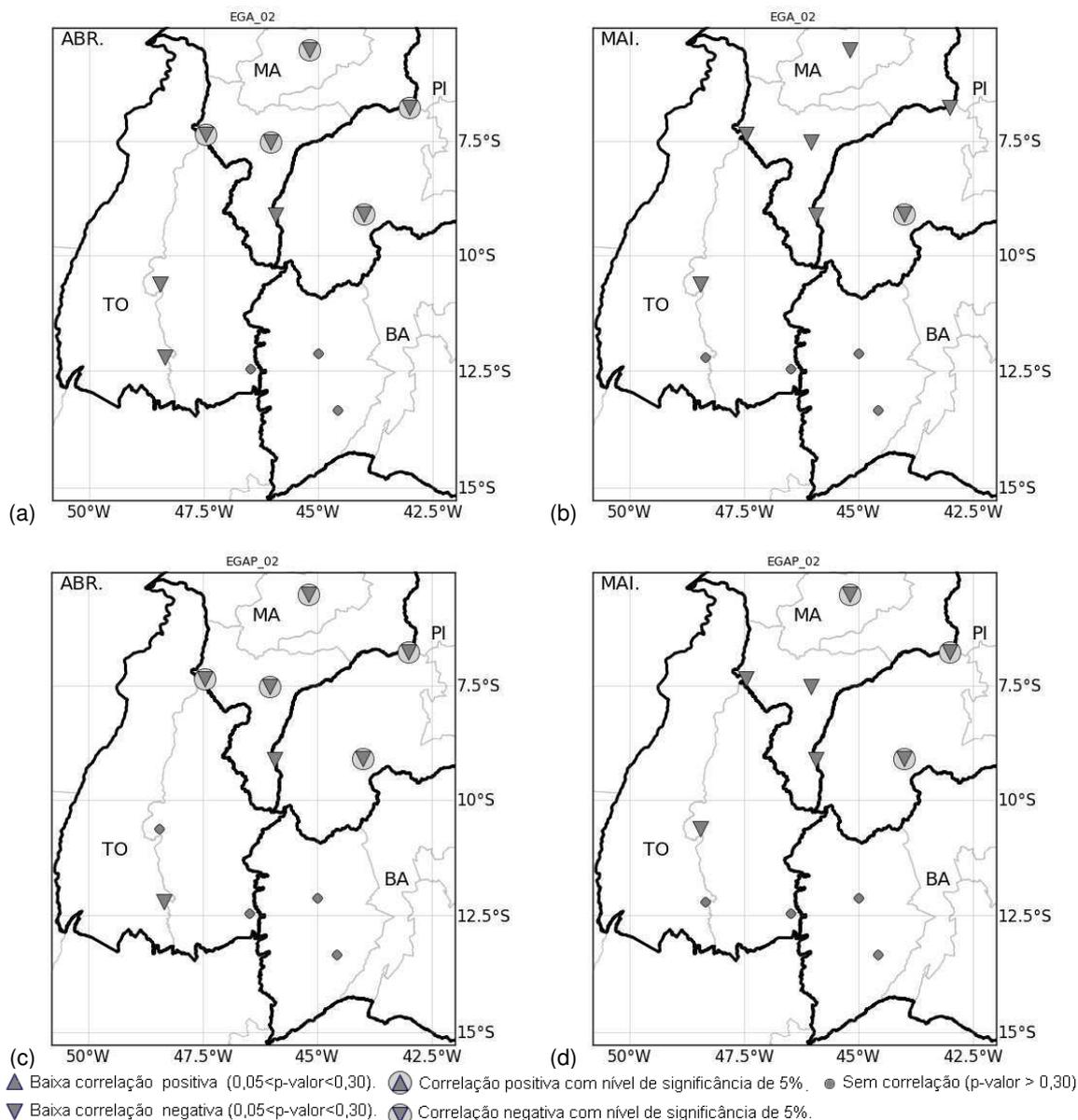


Figura 49: Distribuição espacial da correlação do índice EGA_{Fev} com precipitação nos meses de (a) abril e (b) maio e o do índice $EGAP_{Fev}$ com (c) abril e (d) maio.

Como exercício final, foram verificadas as correlações entre os índices EGA_J e $EGAP_J$ (índices de janeiro) e a precipitação total do trimestre março-abril-maio (MAM). Em um total de 11 pontos, o EGA_{Jan} apresentou 6 com correlação significativa ao nível de 5% e 2 correlações não significativas. O $EGAP_{Jan}$ apresentou 5 significativas e 2 não significativas ao nível de 5% (Figura 50).

Esses resultados confirmam a correlação significativa e inversa entre os índices oceânico-atmosféricos e a precipitação na Região do MATOPIBA, especialmente na metade norte da região durante os meses finais do período chuvoso.

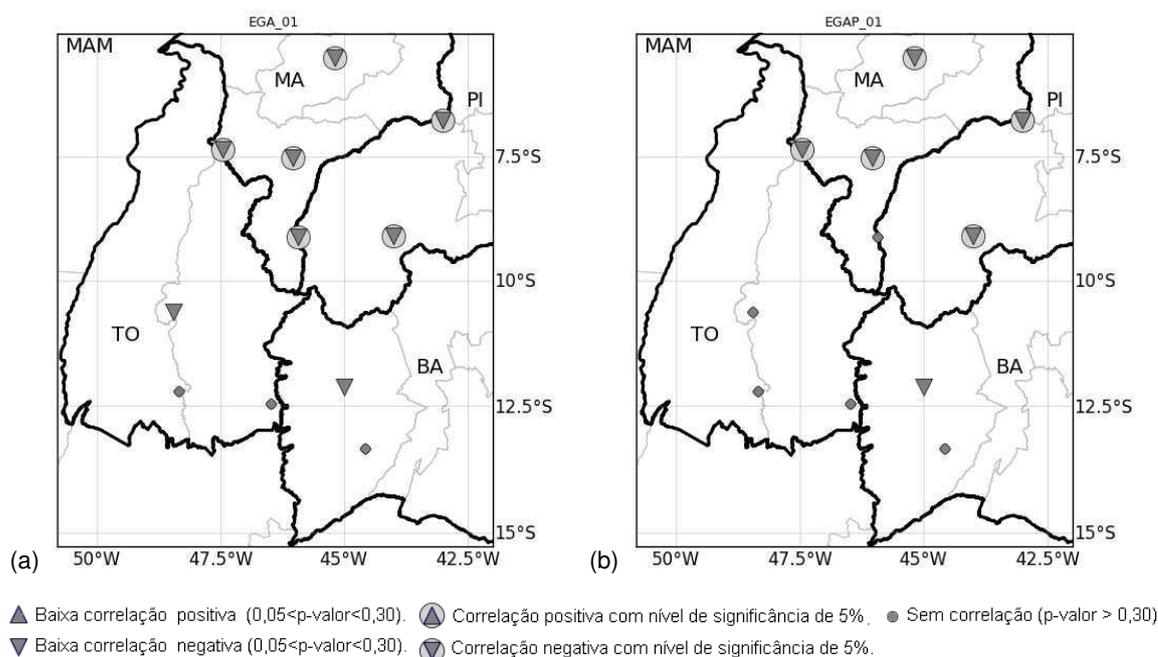


Figura 50: Distribuição espacial das correlações dos índices (a) EGA_{Jan} e (b) $EGAP_{Jan}$ com precipitação do trimestre MAM.

De forma geral, os resultados das correlações entre a precipitação pluviométrica na Região do MATOPIBA e os índices oceânico-atmosféricos demonstram a viabilidade no uso desses índices como elementos preditores dos padrões climáticos do período chuvoso, tanto para os totais mensais quanto para os trimestrais. Observa-se que o grau de correlação varia para cada período e para cada índice, contudo, os índices agregados apresentaram melhores resultados que os individualizados.

4.4 Considerações Complementares

De um modo geral, não foi observado um padrão de tendência estatisticamente significativo, nem de aumento nem de diminuição, dos índices de precipitação da região do MATOPIBA, exceto localidades isoladas para alguns índices. Isto é decorrente da grande variabilidade interanual da precipitação

regional. Ressalta-se que outros pesquisadores encontraram resultados semelhantes para outras áreas do Globo, por exemplo, Gallant et al. (2014) para os Estados Unidos, Europa e Austrália, Caesar et al. (2011) para a área do Indo-Pacífico e Zhang et al. (2011) para a América do Norte. Entretanto, na atual pesquisa foi observado que 18% das localidades apresentaram declínio da precipitação total do mês de outubro e aumento em maio, provavelmente devido às atividades antrópicas.

Por outro lado, os índices de temperatura do ar apresentaram em sua maioria tendência de aumento, principalmente da temperatura máxima. Este aquecimento está associado a fatores de grande escala, como o aumento global da temperatura, e locais, como as ações antrópicas. Pesquisadores como, por exemplo, Santos (2011), para o estado de Utah nos Estados Unidos da América, Caesar et al. (2011) para a área do Indo-Pacífico e Silva et al. (2012), para o Estado da Bahia, encontram resultados semelhantes. Contudo, esses pesquisadores observaram uma maior homogeneidade de aumento na temperatura mínima, enquanto no presente trabalho foi para temperatura máxima. Isto possivelmente ocorreu devido às ações antrópicas de desflorestamento na região do MATOPIBA tenham produzido um efeito semelhante ao de desertificação, ou seja, o desmatamento possivelmente produziu uma diminuição da umidade da coluna atmosfera acima da área sem a vegetação. Portanto, no período noturno ocorre uma perda maior da radiação terrestre levando a área a um resfriamento. Durante o dia ocorre um aquecimento excessivo da área, pois há uma diminuição da energia utilizada para a evaporação e a energia a mais aquece a superfície e atmosfera aumentando a temperatura.

Com relação às correlações, ressalta-se que nem sempre um aumento no número de índices agregados leva a um aumento da correlação, mas a uma diminuição. Isto ocorre porque no conjunto de índices agregados pode ter dois índices atuando com efeitos opostos, resultando em correlações menos. Porém, os resultados indicam que, de forma geral, os índices agregados melhores correlações que os índices individuais.

5 CONCLUSÕES

A análise das séries mensais e trimestrais de precipitação mostrou não haver, de forma geral, um padrão de tendência nas onze séries, prevalecendo, assim a alta variabilidade anual. De forma semelhante, o comportamento aleatório e a ausência de um padrão também prevaleceram nas séries dos índices de extremos de precipitação. Isso demonstra que as modificações locais no cenário ambiental não resultaram, na mesma proporção, em alterações nos padrões de chuva no MATOPIBA, prevalecendo a influência da variabilidade interanual dos sistemas de escala sinótica e de grande escala.

Também é possível conjecturar que as tendências de diminuição da precipitação de outro e o aumento na de maio em 18% da área do MATOPIBA seja decorrente das ações antropogênicas que produziram modificações no albedo da superfície da área.

As séries mensais de temperatura máxima e mínima do ar mostraram haver um nítido padrão de tendência positiva no período analisado, demonstrando que a região passou por um período de elevação da temperatura durante o período de 1970 a 2012. Do mesmo modo, os índices extremos climáticos de temperatura também apresentaram uma elevação na frequência de dias quentes por ano. Esse aquecimento do ar é coerente por efeito da ação antropogênica local.

Há uma evidente relação inversa entre os índices oceânico-atmosféricos e a precipitação na Região do MATOPIBA, especialmente na metade norte da região durante os meses março, abril e maio. De forma geral, os resultados das correlações entre a precipitação pluviométrica na Região do MATOPIBA e os índices oceânico-atmosféricos demonstram a viabilidade no uso desses índices como elementos preditores dos padrões climáticos do período chuvoso, tanto para os totais mensais quanto para os trimestrais. Observa-se que o grau de correlação varia para cada período e para cada índice, contudo, os índices agregados apresentaram melhores resultados que os individualizados. Ressalta-

se que nem sempre um aumento no número de índices agregados leva a um aumento da correlação, mas a uma diminuição. Isto ocorre porque no conjunto de índices agregados pode ter dois índices atuando com efeitos opostos, resultando em baixas correlações.

Sobre o aplicativo CLIMAP, pode-se concluir que a sua construção e a aplicação de seus recursos estatísticos e gráficos foram essenciais para desenvolver e alcançar seus objetivos deste trabalho. O aplicativo se configura, portanto, como um produto computacional de uso livre e de caráter acadêmico que poderá auxiliar em outros estudos climatológicos básicos de séries históricas.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREOLI, R.V.; KAYANO M. T.. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n.1, p. 63-74, 2007.

ARAÚJO, W. S.; BRITO, J. I. B. de. Índices De Tendências De Mudanças Climáticas Para Os Estados Da Bahia E Sergipe por Meio de Índices Pluviométricos Diários e Sua Relação com TSM do Pacífico e Atlântico. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.4, p. 2011.

BAHIA. Governo Estadual. Agência Estadual de Defesa Agropecuária da Bahia. **Programa Fitossanitário do Oeste da Bahia**. Salvador. 2013.

BORGES, E. F.; ANJOS, C. S.; BAPTISTA, G. M. M. Análise Multitemporal da Temperatura de Superfície no Oeste da Bahia. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2011, Curitiba. **Anais**. 2011.

BORGHI, E.; BORTOLON, L.; AVANZI, J. C.; BORTOLON, E. S. O.; UMMUS, M. E.; GONTIJO NETO, M. M. e COSTA, R. V. da. **Desafios das novas fronteiras agrícolas de milho e sorgo no Brasil – desafios da Região do MATOPIBA**. In: KARAM, D.; MAGALHÃES, P. C. (Ed.) Eficiência nas cadeias produtivas e o abastecimento global. Sete Lagoas: Associação Brasileira de Milho e Sorgo, Cap. 25. p. 265-278, 2014.

CAESAR, J.; ALEXANDER, LV.; TREWIN, B.; TSE-RING, K.; SORANY, L; VUNIYAYAWA, V; KEOSAVANG, N; SHIMANA, A; HTAY, MM.; KARMACHARYA, J.; Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 6, p. 791–801, 2011.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. sf, p. 83-90, 1986.

CITEAU, J.; BERGES, J.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean Atmosphere Newsletter**, v. 45, n. sf, p.1-3, 1988.

CONAB. Companhia Nacional de Abastecimento. **Acompanhamento da Safra Brasileira de Grãos 2011/2012 – Terceiro Levantamento – Dezembro/2011**. Conab, 2011.

CONAB. Companhia Nacional de Abastecimento. **Boletim de monitoramento agrícola - Culturas de verão – safra 2013/2014. Região do MATOPIBA**.

Companhia Nacional de Abastecimento; Instituto Nacional de Meteorologia. – v. 1, n. 1 (2013) – Brasília: Conab, 2013.

COSTA, R. L.; SILVA, F. D. S.; SARMANHO, G., LUCIO, P. S. Imputação Multivariada de Dados Diários de Precipitação e Análise de Índices de Extremos Climáticos. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.3, n. sf, p. 661-675, 2012.

DANTAS, L. G.; BRITO, J. I. B.; RODRIGUES, H. P.; AIRES, R. A.; CABRAL, D. E. C. Oscilação Decadal do Pacífico e Multidecadal do Atlântico no Clima da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 03, p. 600-611, 2012.

ENFIELD, D. B.; MESTAS, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.

ENFIELD, D.B., MESTAS-NUNEZ, A.M. and TRIMBLE, P. J. The Atlantic ultidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, 2001.

FERNANDES, R. C.; LOBAO, J. S. B.; VALE, R. M. C. Oeste baiano: da agricultura familiar à agroindústria. In: 12^o Encontro de Geógrafos da America Latina, Montevideu - Uruguai. **Anais**, 2009.

FERREIRA, N. S. Zona de Convergência Intertropical. **Climanálise**. Edição Especial Comemorativa de 10 anos. São José dos Campos: INPE, p.136 –139. 1996.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American Region with a Eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.52, p.1573-1584, 1995.

GALLANT, A., KAROLY, D. and GLEASON, K.. Consistent trends in modified climate extremes index in the U.S.A., Europe and Australia. **Journal of Climate**, 27, 1379–1394, 2014.

GASQUES, J. G.; SOUZA, G. S. E.; BASTOS, E. T.; GOMES, E. G.; DOSSA, D. **Projeções do Agronegócio - Brasil - 2010/2011 A 2020/2021**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Economia, Administração e Sociologia Rural, 2011.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**, Berlin, v. 4, n. B4, p. 385-400, 1986.

GRIMM, A. M., and DIAS, P. L. S. Use of barotropic models in the study of the extratropical response to tropical heat sources. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. **73**, n. sf, p. 765-779. 1995.

HARE, S. R. **Low frequency climate variability and salmon production**. Ph.D. dissertation, School of Fisheries, University of Washington, Seattle, 1996.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. San Diego: Academic Press, 1994, 411p.

HASTENRATH, S. **Climate and Circulation of the Tropics**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Co. 1985.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Climatic atlas of the tropical. Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. Madison: University of Wisconsin Press. 1977.

HASTENRATH, Stefan. On Modes of Tropical Circulation and Climate Anomalies. **J. Atmos. Sci.**, **35**, 2222–2231. *Madison*, 1978.

HASTENRATH, Stefan. Variations in Low-Latitude Circulation and Extreme Climatic Events in the Tropical Americas. **Journal of The Atmospheric Sciences**, vol. 33, no. 2, pp. 202-215, 1976.

HURREL, J. W.; VINCENT, D. G. On the maintenance of short-term subtropical westerly maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE. **Journal of Climate**, v.4, n. sf, p. 1009-1022. 1991.

IBGE, Cidades. IBGE: **Censo Demográfico 2010**. <http://cidades.ibge.gov.br>. Acessado em 10/10/2013.

JORGETTI, T. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os Processos Oceânicos do Atlântico e do Pacífico**. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

KAPLAN, A.; CANE, M.; KUSHNIR, Y.; CLEMENT, A.; BLUMENTHAL, M.; RAJAGOPALAN, B. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. 18, p. 567-18,589, 1998.

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

KENDALL, M. G., Rank Correlation Methods, 4th ed., **Charles Griffin**: London, 1975.

KNIGHT, J. R.; C. K. FOLLAND; A. A. SCAIFE. "Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation". **Geophysical research letters**. V. 33, p. L17706, 2006.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical research letters**, v. 32, 2005.

KODAMA, Y-M.: Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, n. sf, p. 581-610. 1993.

KOUSKY, V. E. **Frontal influences on Northeast Brazil**. Monthly Weather Review, 107(9):1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, n. sf, p. 217-231, 1988.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v.33, n.6, p. 538-551, 1981.

LUCENA, D. B. **Impacto dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima do Nordeste do Brasil** – 225p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro Tecnologia e Recursos Naturais. Campina Grande, 2008.

MANN, H. B., Non-parametric test against trend, **Econometrica**, v. 13, p. 245-259, 1945.

MANTUA, N.J., HARE, S.R., ZHANG, Y., WALLACE, J.M. and FRANCIS, R.C. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

MARCUZZO F. F. Noronha e GOULARTE, E. R. Pires. **Caracterização do Ano Hidrológico e Mapeamento Espacial das Chuvas nos Períodos Úmido e Seco do Estado do Tocantins**. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 06, n. 01, 2013.

MÉLO, A. S.; MEDEIROS, R. M.; MELO, E. C. S.; PATRICIO, M. C. M.; TAVARES, A. L.; AZEVEDO, P. V. Avaliação de mudanças climáticas a partir da classificação climática em Teresina (PI). In: IV Simpósio Internacional de Climatologia, 2011. João Pessoa. **Anais**. IV Simpósio Internacional de Climatologia. 2011.

MENDONÇA, F. A. & DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206p.

MINGFANG, T.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R.; LI, C. Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic. **Journal of Climate**, v.22, n.6, p. 1469–1481, 2009.

MINGOTI, R.; BRASCO, M. A.; HOLLER, W. A.; LOVISI FILHO, E.; SPADOTTO, C. A. **MATOPIBA: caracterização das áreas com grande produção de culturas anuais**. Embrapa Gestão Territorial - Nota técnica 06, 2014. <http://www.alice.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/991059/1/20140721NotaTecnica6.pdf>. Acessado em 15/set./2014.

MIRANDA, E. E.; MAGALHÃES, L. A.; CARVALHO, C. A. **Proposta de Delimitação Territorial do MATOPIBA**. Grupo de Inteligência Territorial Estratégica – GITE/Embrapa. Nota Técnica 01. 2014. https://www.embrapa.br/gite/publicacoes/NT1_DelimitacaoMatopiba.pdf. Acessado em 01/out/2014.

MOLION, L. C. B. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do pacífico. **Revista Climanálise**, v. 3, n. 1, p. 36-45, 2005.

MOLION, L. C. B. e BERNARDO, S. O. Uma Revisão da dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v 17, n. 1, 2002.

MOLION, L. C. B.: **Notas de aula: Circulações planetárias**. Maceió: ICAT/UFAL, 2004.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Dinâmica das chuvas sobre o Nordeste do Brasil, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, **Anais**. CL00132, Rio de Janeiro. 2000.

MOURA, A. D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmosphere, Science**, v.38, n. 12, p. 2653-2675 1981.

NOBRE, C. A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico. **Revista Climanálise**, v. 3, n. 4, p.30-33, 1988.

PIAUI. Governo Estadual. **Plano de Supressão da Praga Helicoverpa armigera no Estado do Piauí**. Uruçuí. 2014.

PINA, N. V. M.; MONDARDO, M. L. Duas faces, uma região: da pujança do agronegócio à pobreza e precariedade das populações locais no oeste da Bahia. **Revista Geonorte**, Edição Especial 3, v.7, n.1, p.1545-1556, 2013.

ROCHA, A. M. G. C.; GANDU, A. W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul. IN: **Revista climanálise**. Edição especial comemorativa de 10 anos. São José dos Campos: INPE, 1996.

SALVADOR, M. de A.: Anomalia de chuvas no mês de janeiro de 2002 em Alagoas. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. **Anais**. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004a.

SALVADOR, M. de A.: Chuvas extremas em Alagoas durante janeiro de 2004. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. **Anais**. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004b.

SANTOS, C. A. C.: Trends in indices for extremes in daily temperature over Utah, USA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, p. 19-28, 2011.

SANTOS, C. C. M.; CAMARA, **Oeste da Bahia: modernização com (des) articulação econômica e social de uma região**. Salvador: UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA, FACULDADE DE FILOSOFIA E CIENCIAS HUMANAS. 2007. 239 f. Tese (Doutorado) Universidade Federal da Bahia, Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas.

SILVA, A. B. P. **Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste do Brasil**.100f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2002.

SILVA, G. B.; SOUZA, W. M. e AZEVEDO, P. V.. Cenários de Mudanças Climáticas no Estado da Bahia através de Estudos Numéricos e Estatísticos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 5, n. 5, 2012.

SILVA, L. V., CASAROLI, D., BRITTO, B. V., PEREIRA, R. M., EVANGELISTA, A. W. P. e ROSA, F. O. **Influência dos fenômenos El Niño e La Niña na precipitação pluvial da região do MATOPIBA**. II INOVAGRI - International Meeting, Fortaleza, Brasil. 2014.

SILVA, Vicente P. R.; PEREIRA, Emerson R. R; AZEVEDO, Pedro V. de; SOUSA, Francisco de A. S.; Sousa, Inajá F. Análise da pluviometria e dias chuvosos na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** (Online), v. 15, p. 131-138, 2011.

SIQUEIRA, A. H. B.; SOUZA, L. O.; VAZ, J. C. M., MOLION, Luiz C. B., BERNARDO, S. de O. , SALVADOR, M. de A., OLIVEIRA, J. P. P. de. Impactos do ENOS no Norte e Nordeste brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal Do Pacífico. Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, **Anais**. Florianópolis: SBMET. 2006.

SNEYERS, R. **Sur l'analyse statistique des séries d'observations**. Genève: Organisation Météorologique Mondiale, 1975. 192 p.

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n. sf, p. 31-44, 1998.

STANTON, J. M. Galton, Pearson, and the peas: A brief history of linear regression for statistics instructors. **Journal of Statistical Education**, v. 9, n.3, 2001.

SUN,C.; LI, J.; JIN, F. F.; DING, R. Sea surface temperature inter-hemispheric dipole and its relation to tropical precipitation. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. sf, 8 pp., 2013.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance**. Centerton, New Jersey: Drexel Institute of Technology - Laboratory of Climatology, 1955. 104p.

TING, M., KUSHNIR,Y., SEAGER, R. and LI, C. Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic. **American Meteorological Society**. V. 22, New York, 2008.

TRENBERTH, Kevin; Dennis J. SHEA. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. **Geophysical Research Letters**, v. 33 n. 12, p. L12704, 2006.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A.; CITRAN, J. Análise da posição da zona de convergência intertropical (ZCIT) no Atlântico Equatorial e sua relação com a precipitação no nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 1988. **Anais**. Rio de Janeiro: SBMET, v. 1, p.323-7. 1988.

VAN BUUREN, S.; GROOTHUIS-OUDSHOORN, K. MICE: Multivariate Imputation by Chained Equations in R. **Journal of Statistical Software**, v. 45, n. 3, p. 1-67. <http://www.jstatsoft.org/v45/i03/>. 2011.

VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, UFV: Impr. Univ., 2000. 449p.

WOLTER, K.; The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.26, n. sf, p. 540-558. 1987.

WOLTER, K.; TIMLIN, M. S. Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? **Weather**, v. 53, n. sf, p. 315-324, 1998.

ZHANG, X.; ALEXANDER, L.; HEGERL, G.C.; JONES, P.; KLEIN TANK, A.; PETERSON, T.; TREWIN, B.; ZWIERS.; F.W. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. **WIREs Climate Change**, v. 2, n. 6, p. 851–870, doi: 10.1002/wcc.147, 2011.