



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA FLORESTAL

FÁBIO MIRANDA GOMES XAVIER

**IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES PLUVIOMETRICAMENTE HOMOGÊNEAS NO
ESTADO DO TOCANTINS, COM O USO DA ANÁLISE MULTIVARIADA**

Prof. Dr. JOSÉ FRANCISCO DE OLIVEIRA JÚNIOR
Orientador

SEROPÉDICA, RJ
NOVEMBRO – 2014



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE FLORESTAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA FLORESTAL

FÁBIO MIRANDA GOMES XAVIER
IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES PLUVIOMETRICAMENTE HOMOGÊNEAS NO
ESTADO DO TOCANTINS, COM O USO DA ANÁLISE MULTIVARIADA

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Florestal, como requisito parcial para a obtenção do Título de Engenheiro Florestal, Instituto de Florestas da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Prof. Dr. JOSÉ FRANCISCO DE OLIVEIRA JÚNIOR
Orientador

SEROPÉDICA, RJ
NOVEMBRO – 2014

**IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES PLUVIOMETRICAMENTE HOMOGÊNEAS NO
ESTADO
DO TOCANTINS, COM O USO DA ANÁLISE MULTIVARIADA**

FÁBIO MIRANDA GOMES XAVIER

Comissão Examinadora:

Monografia aprovada em 26 de novembro de 2014.

Prof. Dr. José Fancisco de Oliveira Júnio
UFRRJ/IF/DCA
Orientador

Prof. Dr. Ednaldo Oliveira Santos
UFRRJ/IF/DCA
Membro

Prof. Dr. Givanildo de Gois
UFRRJ/IF/DCA
Membro

DEDICATÓRIA

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro:

“Não posso definir aquele azul
Não era do céu
Nem era do mar
Foi um rio que passou em
Minha vida
E meu coração se deixou levar”

(Paulinho da Viola)

AGRADECIMENTOS

Eternamente grato à minha família por me conceber tudo aquilo que considero educação e amor, e por acreditarem em mim nas minhas escolhas e caminhos.

Aos irmãos do Sítio da Dona Ana pela convivência leve e, ao mesmo tempo, intensa dos últimos anos. Antes de vocês, eu não era o mesmo e, após esse tempo passado aqui, jamais serei. Os carrego para a vida.

Aos irmãos do alojamento da UFRRJ, em especial aos moradores dos quartos M5 – 511, e M4 – 432 pelo imensurável aprendizado e crescimento durante a minha estadia como residente desta Universidade.

Aos meus fiéis amigos niteroienses. Desejo que distância nenhuma nos separe. Caminhamos juntos!

Ao meu orientador José Francisco de Oliveira Júnior, por todo o suporte na elaboração do presente estudo, e pelos ensinamentos que levo para a vida.

Aos membros da banca, Ednaldo Oliveira Santos, pela orientação durante os meus anos de monitoria na disciplina de Meteorologia, e Givanildo de Góis, pela ajuda com os dados do trabalho, e na aplicação da metodologia proposta.

À cidade de Seropédica, e seus moradores. Uma cidade que dá muito, e poderia receber mais. Após seis anos aqui, me sinto em casa.

Agradeço finamente à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro e à todo o povo brasileiro, em especial às pessoas que não possuem as mesmas oportunidades que eu. Espero retornar à sociedade à altura.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma proposta de classificação de regiões pluviometricamente homogêneas para o Estado do Tocantins. A técnica de Análise de Agrupamento (AA), também conhecida como Análise *Cluster*, utilizada na composição dos grupos foi o Método de Ward Jr. (1963). Apresenta-se uma revisão de trabalhos de outros autores que aplicaram técnicas estatísticas de AA à climatologia para também propor regiões pluviometricamente homogêneas, em outros estados no Brasil. São identificados os sistemas atmosféricos que atuam sobre o regime do Estado, como a Alta da Bolívia (AB), e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os quais tem atuação diferenciada para os diferentes grupos homogêneos definidos. Se faz a caracterização da área de estudo, incluindo a sua altimetria, e importância hidrológica para o país. Apresentam-se os dados utilizados, e a metodologia de tratamento que os tornam válidos. Foram definidos, ao fim, 3 (três) grupos homogêneos de chuva no Tocantins, pelo critério de avaliação da inércia sobre o dendrograma gerado na Análise Cluster. É apresentada a distribuição geográfica dos grupos, e as informações estatísticas obtidas. O método de agrupamento utilizado se mostrou eficiente para o propósito deste estudo, provendo resultados satisfatórios.

ABSTRACT

This work presents a proposition of classification of homogeneous precipitation areas to the state of Tocantins. The clustering technique used was the Ward linkage (1963). It is presented a review of other research papers whose authors have applied statistical techniques to climatology in order to characterize the rainfall homogeneous areas. Weather systems on the rainfall in the study area are identified, such as ZCIT and AB, which having different influence on each homogeneous group formed. The study area is described, including its altimetrics, and hydrologic importance. It's also presented the data used, and the treatment applied to it, in order to validate the results. It was defined, in the end, 3 (three) homogeneous groups of precipitation in Tocantins, using the criteria of inertia over the dendrogram generated by Cluster Analysis. It's presented the geographical distribution of the groups, and the statistics information obtained. The cluster technique used in this study demonstrated to be effective, providing good results.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	2
2.1 Regiões Pluviometricamente Homogêneas.....	2
2.1.1 Importância do estudo da pluviometria para o Tocantins.....	2
2.1.2 Utilização da Análise de Agrupamento na regionalização pluviométrica.....	4
2.2 Sazonalidade pluviométrica.....	6
2.3 Climatologia do Tocantins.....	7
3. MATERIAL E MÉTODOS	11
3.1 Área de estudo.....	11
3.2 Análise de Agrupamentos das séries históricas (1976 – 2012).....	13
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	17
5. CONCLUSÕES	27
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	28

LISTA DE TABELAS

	Pag.
Tabela 1. Resultado dos testes paramétricos de análise da variância realizados, destacados em vermelho os testes com H_0 aceita pelo critério do p-valor. Onde: W = Teste <i>Shapiro-Wilks</i> ; JB = Teste de <i>Jarque Bera</i> , e B_0 = Teste de <i>Bartlett</i>	17
Tabela 2. Sumário estatístico dos grupos pluviometricamente homogêneos propostos para o Estado do Tocantins.....	20

LISTA DE FIGURAS

		Pag.
Figura 1:	Mapa com a distribuição altimétrica para o Tocantins	11
Figura 2:	Distribuição das estações pluviométricas (EM) utilizadas neste estudo, e divisão do Tocantins em suas micro-regiões: 1 - Bico do Papagaio; 2 – Araguaína; 3 – Miracema do Tocantins; 4 – Porto Nacional; 5 – Jalapão; 6 – Rio Formoso; 7 – Gurupi; 8 – Dianópolis	13
Figura 3:	Dendrograma, evidenciando o corte que originou os grupos homogêneos, gerado no software Estatística R, à partir da Análise Cluster aplicada à dados de precipitação de 34 estações, em um período de 37 anos (1976-2012), para o Tocantins.....	18
Figura 4:	Distribuição espacial dos grupos pluviometricamente homogêneos (G1, G2, e G3) definidos para o Tocantins neste estudo, à partir da Análise Cluster aplicada aos dados do período de estudo (1976-2012).....	19
Figura 5 (a):	Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (1).....	21
Figura 5 (b):	Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (3).....	21
Figura 6 (a):	Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (2).....	22
Figura 6 (b):	Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (2).....	23
Figura 7 (a):	Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (3).....	24
Figura 7 (b):	Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (1).....	24

1. INTRODUÇÃO

A regionalização de características atmosféricas tem diversas atribuições práticas, como, por exemplo, auxiliar no planejamento do uso de recursos hídricos para a agricultura, ou determinar o potencial de uma região para a produção de energia. Esta identificação quanto à distribuição de probabilidades de chuva contribui para o conhecimento da climatologia local, além de também propiciar dados mais precisos para a realização de previsão de tempo e clima (HA-MAKAWA *et al*, 2001; MELO JÚNIOR e SEDIYAMA, 2005; MORAES *et al*, 2005; LIMA *et al*, 2010).

A descrição e caracterização das distribuições pluviométricas ajudam em uma melhor compreensão dos fenômenos adversos que atuam em uma região (BACK, Á. J, 2001; MACEDO JÚNIOR *et al*, 2014). A regionalização de áreas hidroclimaticamente homogêneas, além de estabelecer os indicadores do potencial do meio físico e biológico, também registram e delimitam as áreas de padrões homogêneos de atividades agrícolas, e dos recursos naturais nela existentes (SEDIYAMA *et al*, 2001).

Muitos estudos da área de meteorologia têm realizado análises de dados climáticos para definir e delimitar zonas climáticas homogêneas em estados no Brasil (BRAGA *et al*, 1998; KHAM e KHIM, 1998; BACK, 2001; ANDRÉ *et al*, 2008). O Tocantins localiza-se em uma posição central no país, ao norte. Dentre os estados da Região Norte, junto com Rondônia, é o que mais se aproxima do centro-oeste brasileiro, com boa parte de seu território nas mesmas coordenadas de latitude do Mato Grosso. Fitogeograficamente, o Estado abrange áreas de Floresta Amazônica em seu extremo-norte, e Cerrado, bioma predominante neste. Meteorologicamente, é influenciado por diferentes sistemas atuantes no país (VEIGA *et al*, 2002; SEPLAN/TO, 2008; MARCUZZO *et al*, 2011).

Segundo Marcuzzo *et al* (2011), é evidente a necessidade de mais estudos relacionados ao comportamento atmosférico, com ênfase a precipitação pluviométrica, para corroborar com o planejamento e zoneamento no Estado do Tocantins, e para melhorar o aproveitamento dos seus recursos naturais. Sendo assim, este trabalho pretende contribuir para tal ao estabelecer uma proposta de regiões pluviometricamente homogêneas para este estado, utilizando-se de um método de análise de agrupamento, com base em dados mensais de precipitação.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Regiões pluviometricamente homogêneas

A delimitação das regiões homogêneas de chuva, quando realizada de forma integrada, isto é considerando-se as suas variações intra e inter-anuais, pode revelar a forma de atuação dos sistemas produtores e inibidores de chuva nas regiões de estudo (MELO JÚNIOR *et al*, 2005; KELLER FILHO *et al*, 2005; SOUZA *et al*, 2011). Em contrapartida, para a compreensão dos processos climatológicos associados a uma determinada região, torna-se necessário um prévio conhecimento de suas características geográficas, e climáticas (KHAN e KIM, 1998; BALDO, 2006; LYRA, 2006; ANDRÉ *et al*, 2008).

Muitas das vezes, há escassez de informações climatológicas, e quando elas existem são pontuais, provenientes de estações meteorológicas. À partir destas informações pontuais, pode-se estudar os comportamentos espacial e temporal das variáveis climatológicas locais para se estabelecer padrões espaço-temporais de chuva. Isto é, transformar informações pontuais, em informações regionalizadas, e avaliar o seu comportamento inter e intra-anual (FIGUEROA e NOBRE, 1990; BALDO *et al*, 2000; BACK, 2001; FECHINE, 2008)

2.1.1 Importância do estudo da pluviometria para a região do Tocantins

O estudo da precipitação pluvial é de fundamental importância no setor agroflorestal, e para a sociedade. O regime sazonal das chuvas, bem como a variação interanual da precipitação podem gerar diversas implicações aos setores produtivos da sociedade, tanto econômico, quanto social (agricultura, transporte e hidrologia), além de serem potenciais causadoras de enchentes, assoreamento dos rios, quedas de barreiras, entre outros (BACK, 2001; AMORIM *et al*, 2008; ANDRÉ *et al*, 2008; SEPLAN/TO, 2008; BATISTA *et al*, 2014).

No setor florestal, informações sobre a pluviometria de locais com plantios são utilizadas em modelos ecofisiológicos, feitos para os povoamentos, que visam compreender, prever e controlar o sistema florestal, auxiliando no zoneamento e mapeamento da produção (RASCON, 2012; SOARES *et al*, 1998). A análise deste fator é ainda mais imprescindível na previsão da produção florestal em locais de grande variação pluviométrica interanual, como o nordeste brasileiro. Isto se justifica, pois em casos de precipitação muito abaixo, ou acima da média da região no período para o qual foi estabelecida a previsão, podem haver sub ou superestimativas, respectivamente, de volume para a colheita florestal (SOARES *et al*, 1998).

Informações sobre a pluviometria também são utilizadas em estudos de bacias hidrográficas, já que para se realizar tais estudos se faz necessário o conhecimento sobre as características climáticas da região em que esta está inserida. Esse tipo de informação regionalizada é de suma importância para a modelagem hidrológica distribuída em bacias, principalmente as de maior dimensão (FECHINE, 2008; BARRETO e WENDLAND, 2010; COELHO e ANTUNES, 2011).

No setor agrônômico, autores se utilizam de estudos de padrões espaço-temporais de chuva para estimar o início e a duração das épocas apropriadas para a colheita e plantio. Para tal, é necessário o conhecimento do comportamento da pluviometria em função da distribuição geográfica, e das variações ao longo do ano (sazonalidade) e entre os anos (anos secos, e chuvosos) (STERN e COE, 1982; OLIVEIRA, 2000). Outros estudos se baseiam em informações de pluviometria para compreender a dinâmica sazonal da serra-pilheira, já que a temperatura e a umidade são os principais fatores que afetam o processo de decomposição (LAVELLE *et al*, 1993; SANCHEZ *et al*, 2008).

Regionalizações de outras características atmosféricas também são feitas para fins produtivos. Lima *et al* (2010) aplicaram a Análise de Agrupamento (AA) à dados de velocidade média horária do vento para identificar regiões litorâneas e serranas favoráveis para a geração de potencial eólico em quatro estados do Nordeste: Ceará, Paraíba, Pernambuco, e Rio Grande do Norte. Os autores chegaram ao resultado de seis grupos homogêneos, e cada um foi considerado como tendo um diferente potencial para este fim de geração energética.

O estado do Tocantins, objeto de estudo deste trabalho, é composto em 94,6 % de sua área pelo bioma Cerrado, sendo o restante ocupado pelo bioma amazônico. O Cerrado forma um relevante conjunto de ecossistemas que ocupa cerca de 25 % do território brasileiro. Dos 208 milhões de hectares de cerrado contínuo, 140 já foram convertidos em pastagens cultivadas, áreas agrícolas, florestas plantadas, e outros tipos de uso. Este ecossistema apresenta-se como um mosaico de chapadas e vales, com várias formações distintas, que vão desde o campo limpo até o cerradão, passando pelas matas ciliares e matas secas (MANTOVANI e PEREIRA, 1998; OLIVEIRA JÚNIOR, 2000; SANO *et al*, 2002; SEPLAN/TO, 2008).

A constância com que a vegetação pega fogo é um aspecto intrínseco, e peculiar do Cerrado. Em agosto, quando começam a ocorrer grandes ventanias na região, é possível ver redemoinhos com cinzas das queimadas, em um processo de intensa convecção. O manejo do fogo no bioma se faz necessário para se ter o controle destas queimadas, de forma que elas não aconteçam desordenadamente, e inesperadamente. Para que este manejo seja adequado deve-se levar em conta uma série de fatores, como a direção do vento, as condições de umidade e temperatura do ar, e a umidade da palha combustível (COUTINHO, 2012)

Sabe-se que as três maiores bacias hidrográficas da América Latina recebem águas do Cerrado, sendo que a bacia Amazônica, formada pelas bacias do Araguaia, e Tocantins tem 78% de suas nascentes neste bioma, e abrange todo o Tocantins, justificando a importância de mais estudos sobre a pluviometria da região (OLIVEIRA JÚNIOR, 2000; MARCUZZO *et al*, 2011). A bacia do Tocantins é a segunda maior do país em termos de área, inferior apenas à do Amazonas (3.869.953 km²), e é a maior dentre as situadas completamente em território nacional (INPE/CSP, 2009).

Em estudo realizado por INPE/CSP (2009), estimou-se, à partir da análise de vazões médias mensais de sub-bacias do Tocantins, e do uso de modelos matemáticos de dinâmica do sistema hidrológico que os cenários futuros previstos são de redução das vazões de todas as sub-bacias, em até 30 %. Os cenários mais críticos seriam os correspondentes ao período

2020-2030 e 2080-2090. Ainda, a análise da variação de armazenamento subterrâneo, segundo os autores, indica que os aquíferos sedimentares deverão ser fortemente afetados. Isso indica uma atenção especial às zonas de recarga da bacia, tendo em vista a maior perenidade dos recursos hídricos no sistema.

2.1.2 Utilização da Análise de Agrupamento (Análise *Cluster*) na regionalização pluviométrica

Um dos métodos mais utilizados para se classificar objetos em categorias de similaridade é a Análise de Agrupamento (Análise *Cluster*). Esta consiste em um grupo de técnicas computacionais cujo propósito é o de separar objetos em grupos, baseando-se nas características que estes objetos possuem (WARD JR., 1963). A ideia básica consiste em colocar em um mesmo grupo objetos que sejam similares de acordo com algum critério pré-determinado. O critério baseia-se normalmente em uma função de dissimilaridade, na qual se calcula a distância entre dois objetos, e de um critério matemático de agrupamento. A escolha das variáveis classificatórias reflete o julgamento do investigador sobre a relevância dos fatores climáticos para os propósitos da pesquisa (BOUROCHE e SAPORTA, 1982).

O procedimento para a formação de grupos homogêneos de observações pluviiais, pelo uso da Análise de Agrupamento se desdobra em quatro etapas, de uma forma geral: i) escolha das variáveis classificatórias, que reflete o julgamento do investigador sobre a relevância dos fatores climáticos; ii) especificação de uma medida de similaridade; iii) seleção do método de agrupamento; e iv) decisão quanto ao número de grupos a serem formados. Na agrometeorologia, são mais utilizadas variáveis que correspondem à temperatura (média, máxima e mínima), e à precipitação pluvial total, geralmente referida a períodos mensais (KELLER FILHO et al, 2005).

De acordo com Everitt (1974), existem várias técnicas de Análise de Agrupamento, como as de partição-otimização, de densidade, técnicas de agrupamentos com interseção, entre outras. Sabe-se, ainda, que existem na literatura vários métodos de agrupamento associados às várias funções de agrupamento, gerando diferentes formas de grupos. Os relacionados por Wilks (1995) são: Método da Ligação Simples, Método da Ligação Completa, Método da Centróide e Método de Ward. Em virtude da complexidade dos processos envolvidos na variação temporal da precipitação pluviométrica, essas funções são selecionadas de acordo com o critério de melhor ajuste com séries temporais, facilidade de estimativa de seus parâmetros, e flexibilidade no tempo (DUAN *et al*, 1998).

Dentre os métodos citados, o método de Ward (1965) tem sido muito utilizado em estudos climatológicos, com resultados satisfatórios (KELLER FILHO *et al*, 2005; LYRA *et al*, 2006; ANDRÉ *et al*, 2008; MENDES, 2010;). Trata-se de um método de classificação hierárquico que tem por objetivo, quando aplicado a estudos de homogeneidade pluviométrica, obter e espacializar grupos de estações pluviométricas, caracterizando regiões homogêneas de frequência de chuva por intermédio da análise espacial. Ele forma grupos, minimizando a dissimilaridade, de tal maneira que, a cada etapa, a solução resultante tenha o menor SQD dentro de grupos. Nessas etapas, são consideradas as uniões de todos os possíveis

pares de grupos, e os dois que resultam em menor aumento de SQD são agrupados, até que todos os grupos formem um único, reunindo todos os indivíduos (EVERITT e DUNN, 1991).

Para tanto, a seqüência sucessiva de agrupamentos encontra-se sob a forma de dendrograma (Figura 2), onde no eixo das abcissas estão distribuídas as estações e o nível de agregação entre o eixo das ordenadas, facilitando deste modo a visualização e a interpretação dos resultados obtidos. Cada nível de agregação implica numa perda de informação resultante de cada agrupamento. Esta perda é avaliada pelo critério de inércia intra-classe. O nível de agregação aumenta à medida que diminui o número de grupos (BRAGA *et al*, 1998).

Utilizando esta técnica, associada a outra ferramenta de análise multivariada, a Análise de Componentes Principais (ACP), Souza *et al* (1992) determinaram padrões espaço-temporal de precipitação pluvial no estado do Alagoas, à partir de dados de precipitações pluviais obtidos de estações meteorológicas. A distribuição espacial dos grupos definidos, de acordo com o autor, demonstrou coerência com o zoneamento climatológico do Estado, sendo menos chuvosa a região do semi-árido do sertão, e mais chuvosa a região litorânea, e a zona da mata.

Em outro estudo similar, Lyra *et al* (2006) determinaram regiões homogêneas para o Estado de Táchira, na Venezuela, se baseando na sazonalidade da precipitação pluvial mensal, medidas em 25 estações climatológicas, com séries entre 24 e 62 anos. Aplicou-se o método de Ward no agrupamento dos meses com precipitação pluvial mensal similar, e também nas localidades com precipitação similar (regiões homogêneas). Considerando separadamente três períodos sazonais (seco, de transição, e úmido), a análise de agrupamento permitiu definir quatro regiões homogêneas, de localidades com precipitação mensal similar para os períodos seco, e úmido, e três no período de transição.

Souza *et al* (2011) utilizaram as mesmas técnicas para a definição de regiões pluviometricamente homogêneas no Estado de Minas Gerais, e a associação entre as variações os levaram a identificar a existência de três regimes pluviométricos no Estado. Segundo os autores, a distribuição espacial observada sugere que a região em estudo é afetada por diferentes sistemas precipitantes de várias escalas, como Sistemas Frontais (Frente Fria), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Distúrbios Ondulatórios de Leste (Ondas de Leste), além de sistemas de meso e microescala.

Já Baldo *et al* (2000) relacionaram períodos de anomalia da precipitação no Estado de Santa Catarina com ocorrências de El Niño, e La Niña, também pela utilização da Análise Cluster. Na variabilidade interanual, constatou-se que os valores excepcionais de pluviosidade tanto negativos como positivos apresentaram correlação com o fenômeno El Niño-Oscilação-Sul. Além disso, segundo o autor, a distribuição espacial da pluviosidade apresentou um padrão de valores mais elevados a montante, devido ao efeito orográfico e ao clima subtropical úmido predominante nessa porção, e de menores valores a jusante, por estar numa área de baixas altitudes, numa faixa de transição do clima tropical.

Em Keller Filho *et al* (2005) se apresenta uma proposta de divisão do Brasil em regiões homogêneas quanto à distribuição de probabilidades de chuva para fins agrometeorológicos. As variáveis classificatórias foram definidas pela proporção de pântadas secas, e por medidas de posição, escala e forma das distribuições de frequências da quantidade de chuva. Na fase preliminar do estudo, a análise de agrupamento foi feita pelo

método de Ward, objetivando-se formar grandes aglomerados de observações pluviiais, para verificar se a sua distribuição espacial seria consistente com a diversificação climática existente no Brasil. Em seguida, utilizaram-se do mesmo método para subdividir cada área homogênea em várias zonas homogêneas, nas quais o regime de chuva deveria apresentar um grau de homogeneidade suficiente para os propósitos do estudo. Para a determinação do número ideal de zonas homogêneas, utilizou-se o Critério Cúbico para Agrupamento (SARLE, 1983). Ao final, foram identificados 25 grupos pluviometricamente homogêneos em todo o território brasileiro.

2.2 Sazonalidade pluviométrica

As datas de início e final da estação, o total acumulado no período, e a extensão da estação chuvosa são os fatores que regem a variabilidade interanual do total precipitado, durante esta estação. O melhor entendimento sobre a variabilidade pluviométrica inter-anual e intra-anual está associado à identificação das mudanças na circulação atmosférica (BARLOW *et al*, 1997; CHESSA *et al*, 1999; MUÑOZ-DIAZ e RODRIGO, 2003).

Em vista disso, são vários os métodos que têm sido utilizados para identificar e prever o início das chuvas em diversas regiões do globo, principalmente nos trópicos. Para tanto, muitos utilizam dados de Radiação de Onda Longa (ROL). As medidas deste parâmetro são feitas através de satélite órbita polar, onde o mesmo identifica as temperaturas do topo das nuvens, em regiões onde elas existem com grande desenvolvimento vertical (KOUSKY, 1988; VEIGA *et al*, 2002.; GAN e MOSCATI, 2003).

O método proposto por Kousky (1988) define o início da estação chuvosa, para parte da América do Sul, sob três critérios, utilizando-se deste parâmetro: i) primeira ocorrência de ROL médio inferior a 240 W/m^2 ; ii) a condição 1 ser precedida por 12 pântadas (totais acumulados em 5 dias consecutivos) tendo pelo menos em 10 pântadas $> 240 \text{ W/m}^2$; e iii) a condição 1 ser seguida por 12 pântadas com pelo menos 10 pântadas $< 240 \text{ W/m}^2$.

Entretanto, há outros parâmetros usados para definir o início e o término da estação chuvosa. Muitos autores baseiam-se no total de chuva diária acumulada durante um determinado período, que representaria o seu início (NICHOLLS *et al*, 1982; MARENGO *et al*, 2001; VEIGA *et al*, 2002). Utilizando-se deste método, Stern e Coe (1982) propuseram um critério para definição do início da estação chuvosa com base em dados diários de chuva. Para estes autores, o início da estação chuvosa, que também corresponde à data mais antecipada de plantio, seria a primeira data em que ocorresse 20 mm de chuva em um ou dois dias, desde que não ocorra um período seco de sete ou mais dias, à partir da data potencial de início da estação chuvosa estabelecida, no período de um mês.

Posteriormente, Oliveira (2000) utilizaram o critério proposto por Stern e Coe (1982) para definição do início da estação chuvosa, com base em dados diários de chuva, na estimativa de épocas de semeadura para cultivares de arroz no Estado de Minas Gerais. Por este critério, o fim desta estação corresponde a primeira ocorrência de um longo período seco, à partir de uma data pré-estabelecida. Critérios baseados em mudanças da direção do vento também são recorrentemente usados para identificar e prever o início da estação chuvosa em

regiões com regime de monção, como em Murakami e Sumi (1982), Hendon e Liebmann (1990), e Joseph *et al* (1991).

2.3 Climatologia do Tocantins

A região do noroeste do México e central-sudoeste dos EUA, na América do Norte, é considerada uma região de monção, sendo o termo “monção mexicana” usado para descrever o ciclo sazonal da temperatura e precipitação, em analogia a monção asiática (WEBSTER *et al* 1998). As características que, segundo Barlow *et al* (1997), a caracterizam desta forma, são: i) uma estação (verão) com precipitação acumulada muito superior as demais; ii) o início da estação chuvosa ser precedido pelos maiores valores anuais de temperatura na superfície; iii) os ventos em superfície no norte do Golfo da Califórnia sofrem reversão sazonal; e iv) no verão, haver a formação de um centro de baixa pressão a superfície, em função do aquecimento no continente; e existe divergência nos ventos em altos níveis, relacionado a um sistema de alta pressão em altos níveis.

O trabalho de Ramage (1971) não considerava que a região tropical da América do Sul tivesse circulação de monção, apesar de constatar que o seu ciclo anual é bem definido, com um regular e pronunciado ciclo anual de chuva, como também observado por Horel *et al* (1989). Porém, estudos como Kousky (1988), Zhou e Lau (1998), Marengo *et al* (2001), e Gan *et al* (2003) demonstraram que a América do Sul possui as características de um regime de monção.

Para tanto, Gan e Moscati (2003) estudaram as mudanças na circulação atmosférica da América do Sul, durante os períodos de transição da estação seca para a chuvosa e vice-versa, na região Centro-Oeste do Brasil. Os autores constataram variações na circulação atmosférica, como a inversão do vento zonal no início, e no término da estação chuvosa, apresentando características de regimes de monção.

Em estudo na região do altiplano boliviano, conhecida como Alta da Bolívia, é observada uma mudança do escoamento zonal na circulação dos ventos em altos níveis, que resulta na formação de um anti-ciclone (VIRJI, 1981). O desenvolvimento desse anticiclone inicia-se em torno de 6 pântadas antes do início da estação chuvosa no centro-oeste do Brasil, sobre o setor norte da região amazônica, desloca-se para o sul, e intensifica-se à medida que a convecção aumenta sobre a região tropical da América do Sul (GAN e MOSCATI, 2003).

Esta região constitui uma importante fonte de calor para o regime de monção da América do Sul, ao gerar fluxo de calor sensível que origina as atividades convectivas, responsáveis pela formação da circulação anti-ciclônica nos altos níveis. Essa característica de liberação de calor sensível, associada a formação de grande nebulosidade, pode ser comparada à fonte de energia sobre o platô tibetano, influente no sistema de monção asiático (RAO e ERDOGAN, 1989).

Na região central da América do Sul, a estação chuvosa ocorre no verão, enquanto que os meses de junho, julho e agosto representam seu período mais seco. Há 4 áreas sobre o Oceano Pacífico tropical e equatorial que exercem forte influência sobre as chuvas de monção na América do Sul, que são norte, nordeste, e parte central sul da Austrália. Essa influência se

dá através de correntes de onda (planetária) que seguem a partir da costa leste da Austrália e alcançam a América do Sul, influenciando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e o Vórtice Ciclônico em altos níveis (VCAN), sistemas meteorológicos de grande importância no regime pluviométrico do Brasil central (VEIGA *et al*, 2002). Além destes, na Amazônia e regiões adjacentes, as Linhas de Instabilidade (LI), e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) também exercem grande influência nas chuvas (MONTEIRO, 1951; SOUZA *et al*, 1998; SOUZA *et al*, 2000; VIANELLO e ALVES, 2000; BRAGA e COHEN, 2004; MARENGO, 2007; VEIGA *et al*, 2002).

Nesta região, as variabilidades, inter-anual, e sazonal da estação chuvosa sofrem influência direta dos padrões oceano-atmosfera de grande escala, associados ao ciclo do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Oceano Pacífico, e às fases do gradiente meridional inter-hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Oceano Atlântico intertropical (NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA *et al*, 2000). Também são influenciadas pelas alterações climáticas naturais e/ou antropogênicas que vem ocorrendo há décadas em âmbito global (MARENGO, 2007).

As anomalias da TSM alteram a intensidade das circulações que transportam umidade para o continente. Liebmann e Marengo (2001) observaram que a estação chuvosa nos setores central e norte da Amazônia começou mais tarde e foi mais fraca durante alguns anos com forte aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical, em função da ocorrência de um El Niño, em 1983. Seus resultados são consistentes com Kousky e Casarin (1986), Kousky (1988), e Horel *et al* (1989).

Isto ocorre, pois o aumento da temperatura no Atlântico tropical norte além do normal no outono faz com que os ventos alísios de nordeste que trazem umidade do Atlântico para o norte do Brasil se enfraqueçam, enquanto os alísios de sudeste se intensificam, cruzando o equador. Isso gera um deslocamento da ZCIT para o Norte. Estes efeitos tendem a diminuir a chuva na Amazônia, já que os ventos alísios, provenientes do Atlântico tropical, são responsáveis por transportar a umidade proveniente da intensa evapotranspiração da Floresta Amazônica para o interior do continente, além da própria Amazônia. (ENFIELD e MAYER, 1997; GRIMM, 1998; MARENGO, 2007).

Na parte sul da Floresta, a influência dos eventos de El Niño é menor sobre as anomalias negativas de precipitação. Nesta, há dependência de outros mecanismos dinâmicos, como frentes e padrões de ondas vindos do Pacífico, que interferem na atuação deste fenômeno sobre a atmosfera local (GRIMM, 1998). Mais ao sul, no centro-oeste brasileiro, Silva (1998) realizou estudo, comparando valores de precipitação anual de 1974 à 1997, e os valores da normal climatológica, com os anos de ocorrência de El Niño, e não verificou um padrão característico da influência deste fenômeno na precipitação

O foco deste estudo se dá no Tocantins, estado localizado na porção sul da região norte brasileira, conectado com a região centro-oeste. No continente sul-americano, se encontra posicionado à centro-leste. Tem 5,4% do território inserido na Amazônia, e o restante como Cerrado e transição (SEPLAN/TO, 2008). A localização do Estado se dá na faixa de latitude equatorial, caracterizada por altas temperaturas e elevados índices pluviais, onde as precipitações são predominantemente convectivas.

Os mecanismos que explicam o seu regime pluviométrico são o recebimento de brisas marítimas da ZCAS e da ZCIT, do vapor d'água proveniente da evapotranspiração da Floresta Amazônica, e do calor gerado pelo anti-ciclone formado na Alta da Bolívia, que influencia positivamente os processos de convecção, principalmente quando da presença da Massa Equatorial Continental (mEc). (MONTEIRO, 1951; GAN e MOSCATI, 2003; MORAES *et al*, 2005; SEPLAN/TO, 2008; MARCUZZO, 2011).

A ZCAS é o principal sistema de grande escala responsável pelo regime de chuvas sobre o Brasil durante o verão austral, que vai de outubro a março. Caracteriza-se como uma banda persistente de precipitação e nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende desde o sul da Amazônia até o Atlântico Sul-Central por alguns milhares de quilômetros. Estão associadas à condição de chuvas intensas em algumas regiões. Podem, em contrapartida, causar estiagem em outras, ao enfraquecer e inibir durante alguns dias a convecção (MACEDO JÚNIOR *et al*, 2008).

A ZCIT é o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como sobre áreas continentais adjacentes. É visualizado em imagens de satélite como uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região equatorial. A ZCIT migra sazonalmente, em anos considerados normais, de sua posição mais ao norte (em torno de 14 °N), durante agosto e setembro, para a sua posição mais ao sul (em torno de 2 °S), durante março-abril (LLOPART, 2012).

A atividade convectiva, responsável pela maior parte das chuvas no Tocantins, começa a ocorrer com maior intensidade no oeste da bacia Amazônica no início de agosto, e marcha nos meses subsequentes em direção ao sudeste do Brasil. O início da estação chuvosa sobre boa parte da região sub-equatorial do Brasil ocorre, em média, na segunda quinzena de outubro. O pico da estação chuvosa, isto é a época de chuvas mais intensas e frequentes, no centro-oeste, ocorre entre dezembro e fevereiro. Em meados de março e começo de abril, a atividade convectiva profunda se enfraquece sobre a região tropical. Os meses de outubro a abril são responsáveis por aproximadamente 90,16% de toda precipitação anual do estado (MONTEIRO, 1951; VIANELLO e ALVES, 2000; SEPLAN/TO, 2008; LLOPART, 2012).

Conseqüentemente, os complexos convectivos de mesoescala (CCM) são uma classe de fenômenos precipitantes, responsável por boa parte destas chuvas. Nesta região, circulações locais, o ambiente úmido, e a presença de um núcleo de baixa pressão ao sul forçam o escoamento e o transporte de umidade pelo vale do Tocantins nos baixos níveis. Desta forma, dá-se a formação do “jato em baixos níveis”. Em altos níveis, uma circulação anti-ciclônica localizada à sudoeste da região, desempenha o papel do “jato de altos níveis”. (SOUZA *et al*, 1998).

Adicionalmente, as Linhas de Instabilidade (LI) Tropicais, que formam-se ao longo da costa norte-nordeste como resultado da convecção pela brisa marítima, também provocam chuvas de grande quantidade nos meses de verão. Precipitações provocadas por este sistema ocorrem no período da tarde, e início da noite. A proximidade da ZCIT, e a fonte de calor sobre a Amazônia contribuem para a formação e intensificação da LI tropicais. Eventos de El Niño influenciam negativamente sobre a intensidade deste sistema de mesoescala (COHEN, 1996; BRAGA *et al*, 2004; LLOPART, 2012).

Para o bioma Cerrado, considerado como 94,6% do território do Tocantins, baseados em totais mensais de médias históricas pluviométricas de 30 anos, Marcuzzo (2011) dividiu a sazonalidade do ano hidrológico para o Estado em um período úmido, de outubro à abril, e outro seco, de maio à setembro. As categorias moderadamente seco e muito seco ocorrem nas microrregiões Bico do Papagaio, Araguaína, Miracema do Tocantins, Jalapão, localizadas em toda a porção norte do Estado, ao centro, e Dianópolis, no sudeste. A categoria extremamente seca ocorre nas microrregiões do Rio Formoso e Gurupi, abrangendo o centro, e sudoeste do Tocantins. (GOIS *et al*, 2013).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

O Tocantins (Figura 1) está localizado na região norte do Brasil, entre as longitudes 45°W e 51° W e latitudes 14°S e 5° S. Possui uma área de 277.720,520 km², com 139 municípios (IBGE, 2003). O relevo divide-se, em geral, em planícies e planaltos. O Estado é banhado pelas bacias dos rios Tocantins e Araguaia (SEPLAN/TO, 2008). A Figura 1, à seguir, consiste em um mapa, com a distribuição altimétrica do Estado, feito à partir de bases cartográficas da Embrapa, e IBGE.

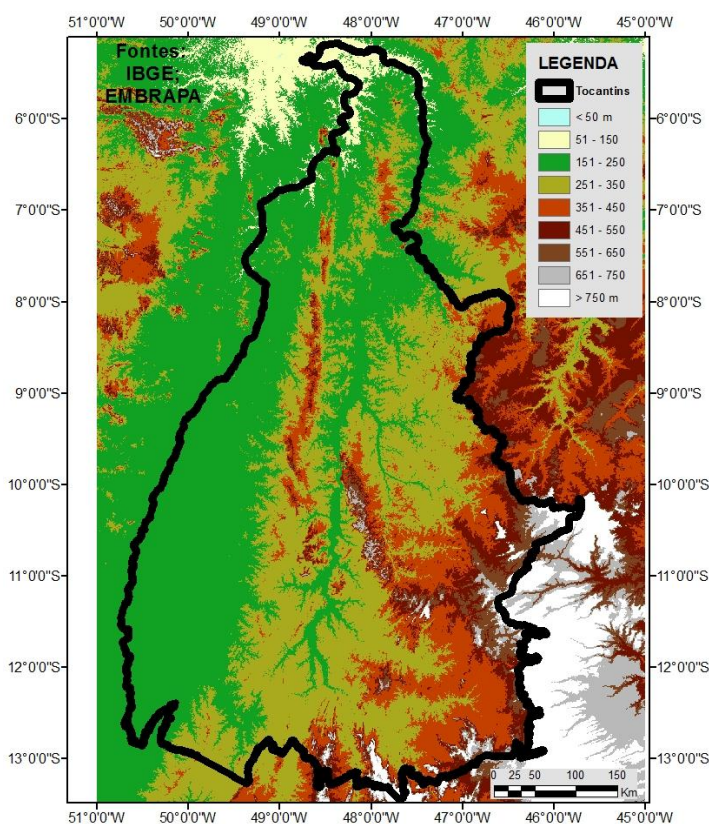


Figura 1. Mapa com a distribuição altimétrica para o Tocantins.

O clima predominante é “Aw”, segundo classificação climática de Köppen. A temperatura média mínima anual é de 23° C, e a média máxima é de 26° C. A umidade relativa varia entre uma média mínima anual de 65 %, e média máxima de 75 % (PRODIAT, 1982 e BATISTA *et al.*, 2013).

O estudo se utilizou de séries históricas de 34 estações meteorológicas (EM), bem distribuídas geograficamente por todo o Tocantins, para a definição das regiões pluviometricamente homogêneas. Foi considerado um período de 37 anos, de 1976 à 2012. Os dados coletados pelas estações meteorológicas foram disponibilizados pela ANA, INMET, e

CPRM, e foram tratados, e organizados. As séries históricas com falhas foram eliminadas e preenchidas pela média mensal climatológica (30 anos) de cada uma das sete microrregiões do Estado.

No Quadro 1, apresenta-se as EM utilizadas neste estudo, com as respectivas coordenadas geográficas, e micro-regiões (IBGE) correspondentes.

Quadro 1. Relação das EM utilizadas no presente estudo, com suas coordenadas geográficas, e a micro-região na qual estão inseridas.

N	MICRO-REGIÃO	LOCALIDADE	LAT (°)	LONG (°)
1	Bico do papagaio	Ananás	-6,36	-48,07
2	Bico do papagaio	Araguatins	-5,65	-48,13
3	Bico do papagaio	Tocantinópolis	-6,29	-47,39
4	Araguaína	Araguanã	-6,67	-48,47
5	Araguaína	Arapoema	-7,66	-49,07
6	Araguaína	Colinas do tocantins	-8,05	-48,48
7	Araguaína	Muricilândia	-7,15	-48,6
8	Araguaína	Wanderlândia	-6,84	-47,97
9	Araguaína	Xambioá	-6,41	-48,53
10	Jalapão	Goiatins	-7,71	-47,32
11	Jalapão	Itacajá	-8,39	-47,76
12	Jalapão	Lizarda	-9,59	-46,68
13	Miracema do tocantins	Abreulândia	-9,62	-49,16
14	Miracema do tocantins	Bernardo sayão	-7,88	-48,88
15	Miracema do tocantins	Itaporã do tocantins	-8,57	-48,69
16	Porto nacional	Palmas	-10,31	-48,16
17	Porto nacional	Pedro afonso	-9,31	-47,93
18	Porto nacional	Porto nacional	-10,72	-48,42
19	Rio formoso	Araguaçu	-12,93	-49,83
20	Rio formoso	Fátima	-10,76	-48,92
21	Rio formoso	Dueré	-11,34	-49,27
22	Rio formoso	Formoso do araguaia	-11,8	-49,53
23	Gurupi	Alvorada	-12,49	-49,12
24	Gurupi	Gurupi	-11,74	-49,14
25	Gurupi	Peixe	-12,39	-48,71
26	Dianópolis	Almas	-11,58	-47,17
27	Dianópolis	Aurora do tocantins	-12,71	-46,41
28	Dianópolis	Conceição do tocantins	-12,42	-47,2
29	Dianópolis	Dianópolis	-11,63	-46,81
30	Dianópolis	São valério da natividade	-11,53	-48,29
31	Dianópolis	Natividade	-11,7	-47,73
32	Dianópolis	Pindorama do tocantins	-11,14	-47,58
33	Dianópolis	Ponte alta do bom jesus	-12,09	-46,48
34	Dianópolis	Porto alegre do tocantins	-11,61	-47,05

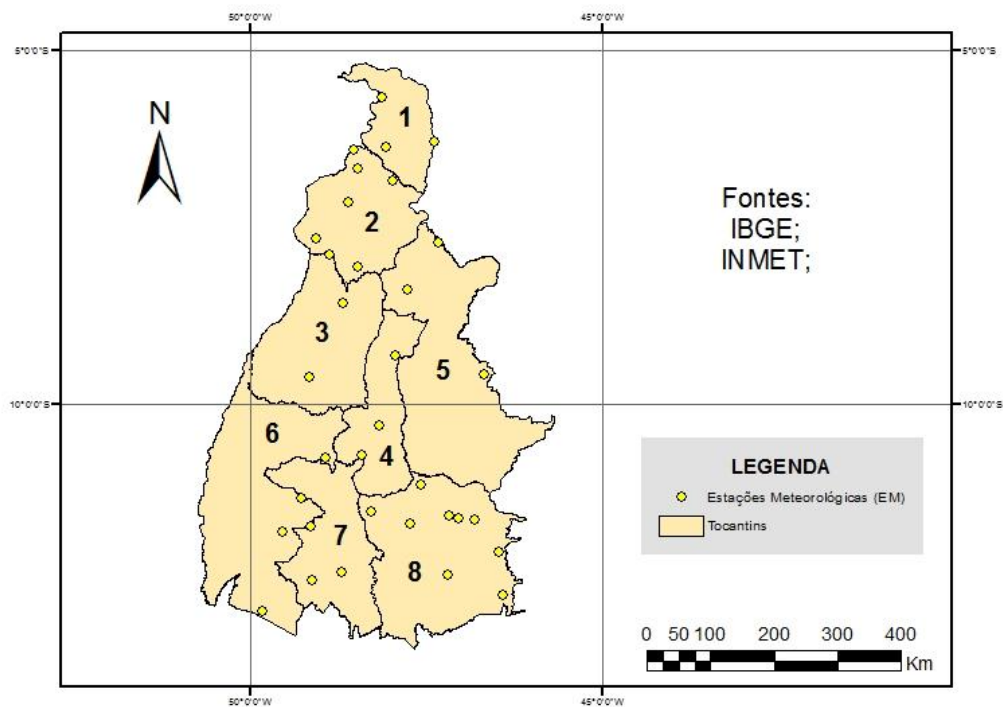


Figura 2. Distribuição das estações pluviométricas (EM) utilizadas neste estudo pelas micro-regiões do Tocantins: 1 - Bico do Papagaio; 2 – Araguaína; 3 – Miracema do Tocantins; 4 – Porto Nacional; 5 – Jalapão; 6 – Rio Formoso; 7 – Gurupi; 8 – Dianópolis.

3.2 Análise de Agrupamentos das séries históricas (1976 – 2012)

Os procedimentos aglomerativos iniciam considerando que o conjunto de dados consiste em n grupos contendo, cada um, uma observação. A partir daí, o primeiro passo é encontrar os dois grupos que estão mais próximos no seu espaço dimensional, e combiná-los em um novo grupo. Passará a ter, então, $n - 1$ grupos, um dos quais com dois membros. Em cada etapa subsequente, os dois grupos que estão mais próximos são agrupados para formar um grupo maior. Esse processo continua até que, no final todas as n observações foram agregados em um único grupo (MENDES, 2010).

O critério de agrupamento utilizado foi o de Ward Jr. (1963), ou o da inércia, isto por que a qualidade de uma partição é definida por sua inércia. Esse critério de agrupamento propõe que em qualquer estágio da partição, a perda de informação resultante do agrupamento pode ser medida pela soma dos quadrados dos desvios (SQD) de cada ponto, para a média dos grupos ao qual pertence (EVERITT, 1974). Utilizou-se a distância euclidiana como função de agrupamento para medir a proximidade entre as estações, cujo cálculo se dá conforme Equação (01).

$$d_E = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_{ij} - x_{kj})^2} \quad (01)$$

Em que: d_E = distância Euclidiana; x_{ij} e x_{kj} = variáveis quantitativas j dos indivíduos p e k , respectivamente.

No método de Ward Jr (1963), a distância entre dois agrupamentos é a soma dos quadrados entre os dois agrupamentos feita sobre todas as variáveis. Neste método, minimiza-se a dissimilaridade, ou minimiza-se o total das somas de quadrados dentro de grupos, ou seja, se dá pela homogeneidade dentro de cada grupo e a heterogeneidade fora de cada grupo, representado pela equação seguinte.

$$W = \sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{1}{n} (\sum x_i)^2 \quad (02)$$

Onde: W = homogeneidade e heterogeneidade intra-grupos através da soma do quadrado dos desvios; n = número de valores analisados; x_i = i-ésimo elemento do agrupamento.

Para a construção da análise de agrupamento hierárquico, os resultados são visualizados através de um diagrama bi-dimensional chamado de dendrograma, ou diagrama de árvore. Neste, cada ramo representa um elemento, enquanto a raiz representa o agrupamento de todos os elementos. Em vista disso, para o agrupamento das séries de precipitações do presente estudo, foi utilizado o *software* R versão 3.1.1. Assim, foram construídos os *scripts* que determinaram os respectivos números de grupos, e o dendrograma.

Já os grupos homogêneos foram determinados por cortes transversais no dendrograma, baseado no critério matemático de inércia e estudo prévio da climatologia da região. O critério de corte adotado foi aquele em que o número de grupos formados resulta no maior salto de inércia com relação ao precedente $n+1$, conforme metodologia utilizada por Melo Júnior *et al* (2006), e Souza *et al* (2011), entre outros, na determinação de regiões pluviometricamente homogêneas.

Além disso, foram realizados testes de normalidade e homogeneidade dos resíduos, por meio de estatísticas paramétricas realizadas no ambiente R de programação. Os testes de normalidade dos resíduos aplicados foram o de *Shapiro-Wilks* (S-W), e *Jarque Bera*, e o teste de homogeneidade, o de *Bartlett*, proposto por *Snedecor et al* (1989). A validação, ou não, das hipóteses testadas foi verificada pelo critério do p-valor.

O teste de *Shapiro-Wilk* (S-W) tem sido amplamente utilizado na literatura para investigar se uma amostra aleatória segue uma distribuição Normal. No ambiente R de programação foram obtidos os valores da estatística de W e p-valor dos resíduos padronizados dos dados observados, conforme Equação 3.

$$W = \frac{\left(\sum_{i=1}^n a_{n-i+1} (x_{n-i+1} - x_1) \right)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (03)$$

Onde: $i = 1, 2, \dots, n$, é o tamanho da amostra $x_i =$ valores ordenados da amostra; \bar{x} = valor médio da amostra; a_{n-i+1} = constantes geradas a partir de meio, variâncias e covariâncias da ordem estatística de uma amostra de tamanho N e uma distribuição normal; W = variável estatística de $S-W$.

As condições para que o conjunto de dados observados se distribuam conforme uma distribuição normal ao nível de probabilidade α é definido por:

- Rejeita-se H_0 , para P-valor $\alpha < 0.05$;
- Aceita-se H_0 para P-valor $\alpha > 0.05$.

Para avaliar a hipótese de normalidade dos retornos da amostra será utilizado o teste de *Jarque Bera*. Para a hipótese de normalidade os coeficientes de assimetria e curtose devem ser 0 e 3 respectivamente. Neste estudo, para p-valor menor do que 5%, rejeita-se a normalidade. Se p-valor for maior do que 5 %, aceita-se a normalidade. A estatística de Jarque Bera é calculada da seguinte forma:

$$JB = T \left[\frac{S^2}{6} + \frac{(k-3)^2}{24} \right]^\alpha \approx \chi^2 \quad (04)$$

- Rejeita-se H_0 , para P-valor $\alpha < 0.05$;
- Aceita-se H_0 para P-valor $\alpha > 0.05$.

No presente estudo, foram testadas a homogeneidade de variância dos dados observados, através do teste de *Bartlett* (B_0). Este teste é amplamente empregado para verificar a suposição de que amostras K proveniente de uma população estudada apresentam variâncias iguais (homogeneidade). A estatística deste teste é determinada pelas equações, à seguir.

$$N = \sum_{j=1}^n n_j \quad (05)$$

$$S_i^2 = \sum_{j=1}^{n_i} \frac{(y_{ij} - \bar{y}_i)^2}{n_i - 1} \quad (06)$$

$$S_p^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^k (n_i - 1) S_i^2 \quad (07)$$

$$q = (N-k) \ln S_p^2 - \sum_{i=1}^k [(n_i - 1) \ln S_i^2] \quad (08)$$

$$c = 1 + \frac{1}{3(k-1)} \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{n_i - 1} - \frac{1}{N-k} \right) \quad (09)$$

Em que B_0 é definido como sendo:

$$B_0 = \frac{q}{c} \quad (10)$$

B_0 sobre a hipótese $H_0 \approx \chi^2_{k-1}$

Em que, N = número de observações, n_i e k = número de observações dentro dos grupos, S_i^2 = variância amostral, S_p^2 = variância da população, q = coeficiente do numerador, c = coeficiente do denominador, χ^2_{k-1} = distribuição qui-quadrada, α = nível de significância e B_0 = estatística do teste de *Bartlett*.

Considerando que χ é uma característica de estudo, formulamos as hipóteses:

- H_0 : Os dados apresentam variâncias homogêneas,
- H_1 : Os dados apresentam variâncias não homogêneas.

As condições para que o conjunto de dados apresentem homogeneidade ou heterogeneidade de variâncias ao nível de probabilidade α é que:

- Rejeita-se H_0 , para P-valor $\alpha < 0.05$;
- Aceita-se H_0 para P-valor $\alpha > 0.05$.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

No presente estudo foram aplicados os testes de normalidade de Shapiro-Wilks (W), Jarque-Bera (JB), e homogeneidade de variância de Bartlett (B_0). Os resultados dos testes paramétricos indicam a rejeição da hipótese de normalidade da variância dos resíduos padronizados para os grupo (1) e (2), com os p-valores calculados para os testes W, e JB, abaixo do nível de significância de 5% de probabilidade. G (3) apresentou normalidade na variância, com p-valor acima do nível de significância, para o nível de probabilidade utilizado.

Com relação à igualdade de variância, foi realizado o teste de Bartlett, que indica a presença de heterocedasticidade de variância. Esta hipótese foi rejeitada para todos os grupos, já que os p-valores calculados estiveram abaixo do nível de significância de 5%.

Tabela 1. Resultado dos testes paramétricos de análise da variância realizados, destacados em vermelho os testes com H_0 aceita pelo critério do p-valor. Onde: W = Teste Shapiro-Wilks; JB = Teste de Jarque Bera, e B_0 = Teste de Bartlett.

Testes	W (valor-p)	JB (valor-p)	B_0 (valor-p)
Grupo 1	1,2770 E-05	3,7830E-10	2,20E-16
Grupo 2	2,2000E-16	2,2000E-16	2,20E-16
Grupo 3	0,06664	0,1407	1,973E-0,5

À seguir, são apresentados e discutidos os resultados obtidos através da aplicação do método de Análise Cluster aos dados de precipitação pluvial no Tocantins. Optou-se por um corte no dendrograma que dividiu o Estado em três (03) sub-regiões pluviometricamente homogêneas, conforme Figura 3. O critério de corte adotado foi aquele em que o número de grupos formados resulta no maior salto de inércia com relação ao precedente $n+1$.

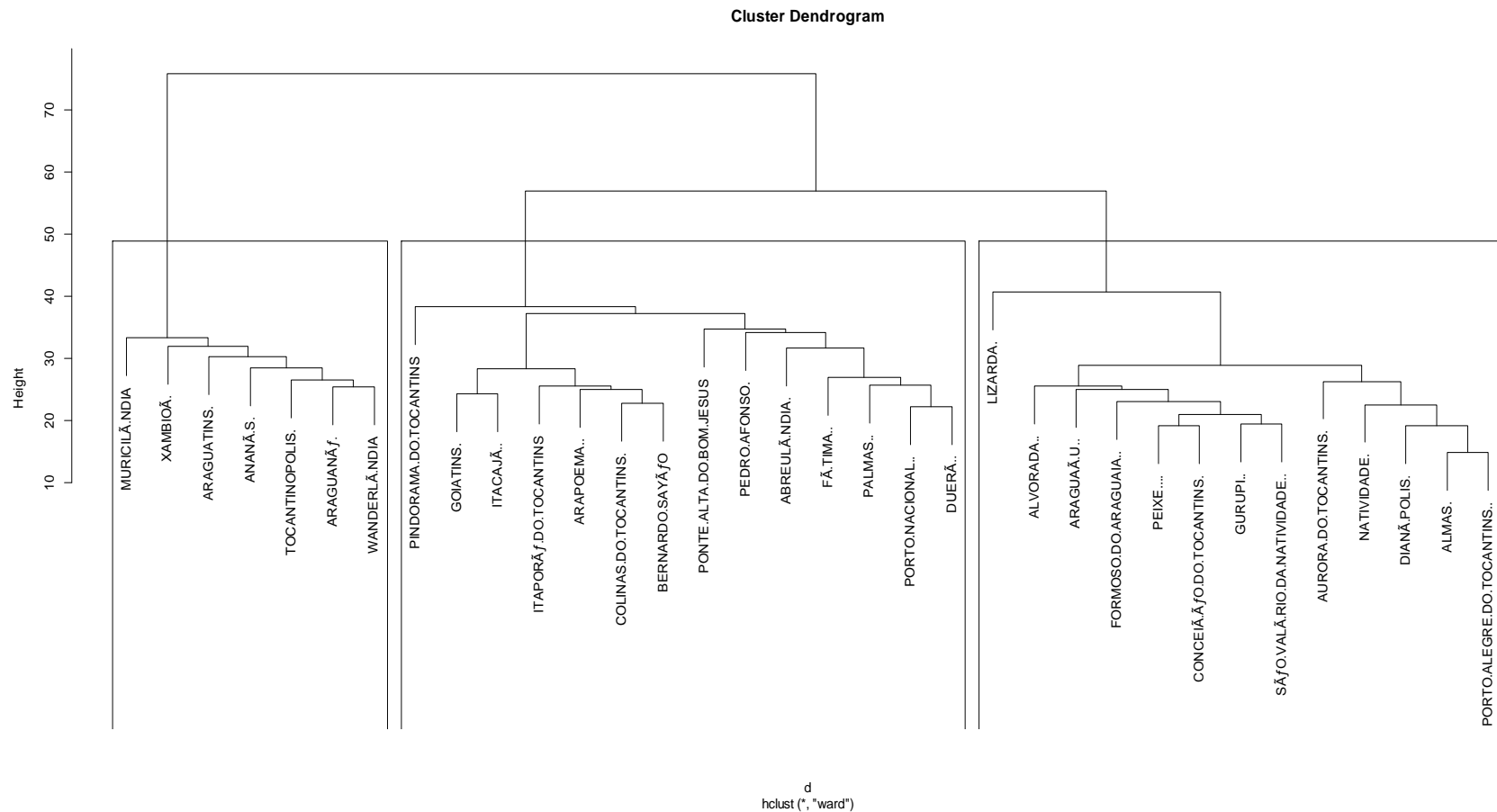


Figura 3: Dendrograma gerado no *software* R versão 3.1.1, evidenciando o corte que originou os grupos homogêneos, à partir da Análise Cluster aplicadas às 34 estações do estudo, para dados mensais de precipitação, e um período de 37 anos (1976-2012), para o Tocantins.

As estações pertencentes a cada sub-região homogênea, são as seguintes:

Grupo 1 (7 estações): Muricilândia, Ananás, Araguaã, Araguatins, Xambioá, Tocantinópolis, Wanderlândia

Grupo 2 (14 estações): Pindorama do Tocantins, Goiatins, Itacajá, Itaporã do Tocantins, Arapoema, Colinas do Tocantins, Berardo Sayão, Ponte Alta do Bom Jesus, Pedro Afonso, Abreulândia, Fátima, Palmas, Porto Nacional, Duerê

Grupo 3 (13 estações): Lizarda, Alvorada, Araguaçu, Formoso do Araguaia, Peixe, Conceição do Tocantins, Gurupi, São Valério da Natividade, Aurora do Tocantins, Natividade, Dianópolis, Almas, Porto Alegre do Tocantins.

Os grupos homogêneos definidos neste estudo serão referidos na discussão como G (1), G (2), e G (3), respectivamente. Na Figura 4, é apresentado o mapa com a distribuição dos mesmos pelo Estado.

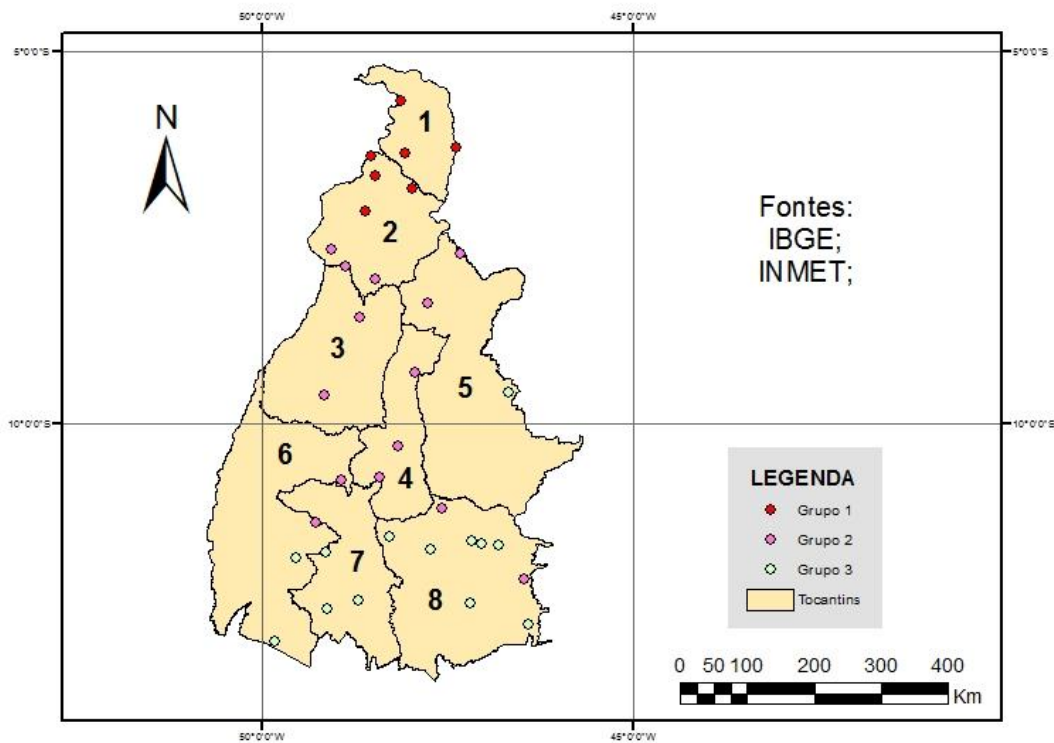


Figura 4: Distribuição espacial dos grupos homogêneos pluviométricos (G1, G2, e G3) definidos para o Tocantins neste estudo, à partir da Análise Cluster aplicada aos dados do período de estudo (1976-2012).

G (1) encontra-se concentrado no norte do Estado, com as suas estações próximas, ou inseridas na porção amazônica do Tocantins. Abrange as micro-regiões do Bico do Papagaio, e Araguaína. G (3) ocupa toda a sua porção sul, com uma estação na latitude central do Estado, à leste. Abrange as micro-regiões do Rio Formoso, Gurupi, Dianópolis, e Jalapão. G (2) é o que se distribui em uma maior extensão de área, e posiciona-se de forma intermediária aos grupos (1) e (3). Tem uma localização majoritariamente central no Estado, com um estação à sudeste. Possui estações em todas as micro-regiões, com exceções de Bico do Papagaio, e Gurupi.

Na Tabela 2, à seguir, apresenta-se um sumário estatístico para os grupos homogêneos propostos neste estudo:

Tabela 2: Sumário estatístico dos grupos pluviometricamente homogêneos propostos para o Estado do Tocantins

ESTATÍSTICA	GRUPO 1	GRUPO 2	GRUPO 3
Mínima (mm)	5,20	0,86	0,11
Mês/Local da Mín	Jul (Tocantinópolis)	Jul (Palmas)	Jun (Formoso do Araguaia)
Máxima (mm)	308,40	385,50	323,68
Mês/Local da Máx	Mar (Araguanã)	Jan (P.A do Bom Jesus)	Dez (Araguaçu)
Média (mm)	135,58	152,37	117,93
Mediana (mm)	125,00	162,19	103,51
Desv Pad (mm)	98,63	116,38	103,93
Var (mm²)	9727,86	13543,68	10800,43

Os resultados demonstram que G (3) possui a menor média pluviométrica dentre os grupos homogêneos, de 117,93 mm, como também foi o grupo com a menor média mensal registrada em uma estação: 0,11 mm, em Junho, na estação do Formoso do Araguaia. Sua maior média mensal registrada se dá em Araguaçu, no mês de dezembro (323,68 mm).

Observa-se que a maior média pluviométrica mensal para o período de estudo, de 152,37 mm, é de G (2), cuja localização se dá no centro do Tocantins, com uma estação á sudeste. A máxima média mensal para este grupo, considerando o período de estudo, é a maior dentre todos, na estação de Ponte Alta do Bom Jesus, no mês de janeiro (385,50 mm).

G (1), localizado no extremo-norte do Estado, possui valores médios intermediários aos outros grupos, com 135,58 mm mensais. A sua mínima média mensal (5,20 mm, no mês de Julho, em Tocantinópolis) é mais alta, e a sua máxima (308,40 mm, no mês de Março, em Araganã), mais baixa que os valores extremos dos demais grupos. É o grupo que apresenta a menor variância, sendo assim, o que menos oscila em sua pluviometria, ao longo dos anos, e em sua distribuição geográfica.

Nas figuras 5, (a) e (b), apresenta-se o parâmetro precipitação média mensal para G (3), e a disposição geográfica das suas estações, em mapa altimétrico.

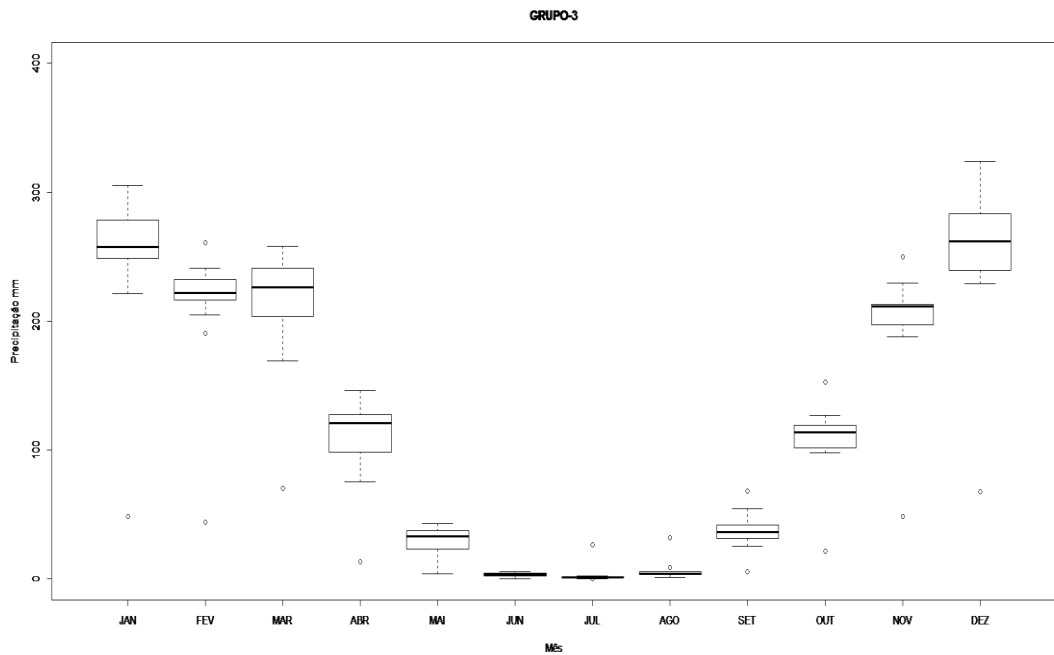


Figura 5 (a). Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (3).

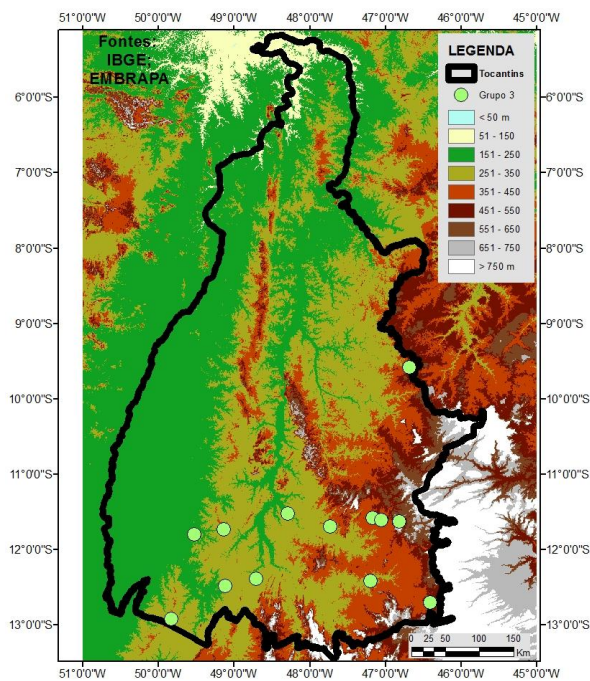


Figura 5 (b). Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (3).

Observa-se, conforme análise do box-plot de G (3), que há uma estação seca bem definida, de maio à setembro. Este período representa 5,59 % dos 1415,15 mm totais anuais médios deste grupo. Seu mês mais chuvoso é dezembro, com 254,18 mm médios mensais.

À partir da análise da distribuição do grupo no mapa altimétrico, verifica-se que G (3) abrange as áreas de maior altitude do Estado, estando todas as estações acima de 250 m. Esta característica lhe confere uma maior incidência de chuvas orográficas, porém a maior intensidade dos ventos em maiores altitudes pode deslocar massas úmidas para regiões mais baixas. Esta região é influenciada pela presença de um núcleo de baixa pressão, que força o escoamento e o transporte de umidade pelo Vale do Tocantins, em baixos níveis, que se acopla à circulação anti-ciclônica formada no altiplano boliviano, em altos níveis.

A maior parte das estações de G (3) se encontra em áreas de cabeceira, e nascentes do Rio Tocantins, e Araguaia, sendo assim, locais de grande importância hidrológica. Estas zonas hidrológicas tem a função de recarregar o aquífero, cujo cenário futuro previsto é de escassez de água, e tem direta relação com a perenidade do mesmo, durante as estações, e anos mais secos. Esta importância hidrológica da região de G (3), somada a sua baixa precipitação anual, seu período seco rigoroso, e o seu relevo mais acidentado sugerem que na sua área de abrangência deve se limitar as atividades de agricultura, e pastoreio, em função da sua baixa aptidão, e das suas funções ambientais exercidas.

Nas figuras 7, e 8, apresenta-se o parâmetro precipitação média mensal para G (2), e a disposição geográfica das suas estações, em mapa altimétrico.

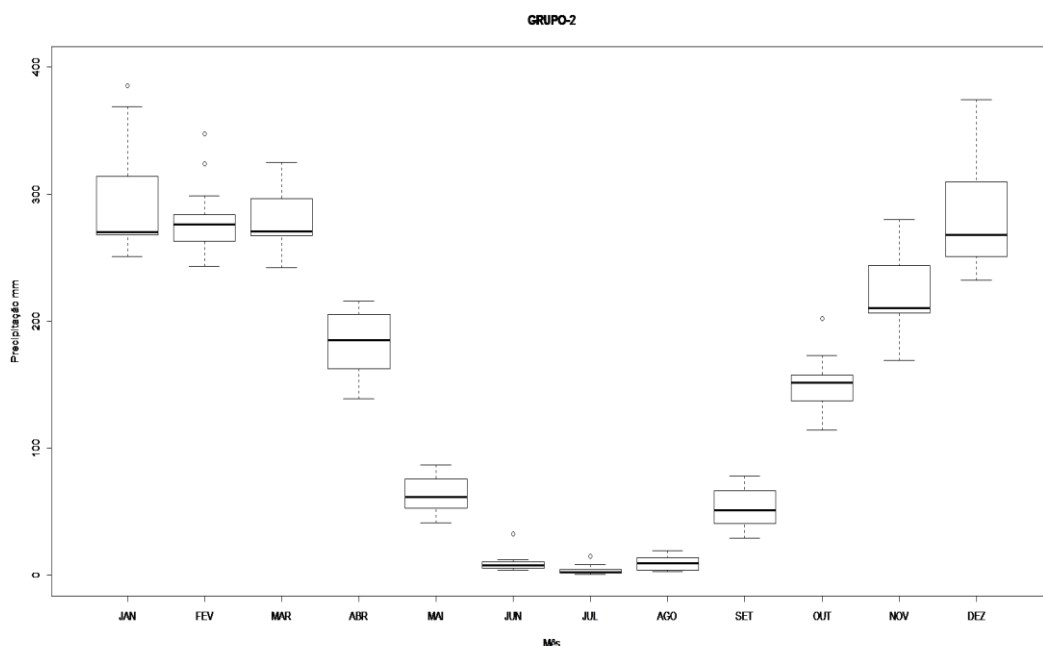


Figura 6 (a). Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (2).

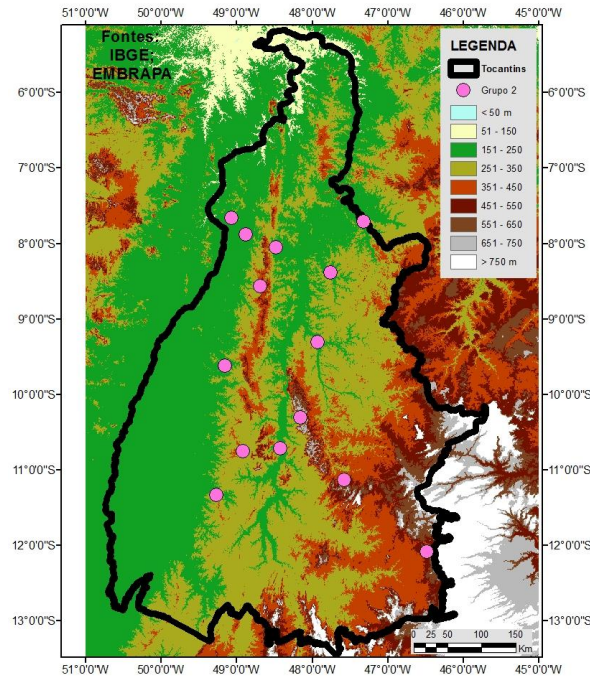


Figura 6 (b). Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (2).

A análise do comportamento gráfico das chuvas ao longo do ano para G (2) permite afirmar que a sua estação chuvosa apresenta um atraso, em comparação à G (3). Em dezembro, os valores médios mensais ainda estão em ascensão, atingindo o máximo em fevereiro, com 158,33 mm. Em abril e maio, a contribuição para o total acumulado no ano é bem superior do que em G (3), demonstrando, assim, um atraso no início do período seco. Os meses de maio à setembro são responsáveis por 7,70 %, dos 1828,40 mm médios anuais da região.

À partir da análise da distribuição das estações de G (2) no mapa altimétrico do Estado, verifica-se que ele localiza-se, principalmente, próximo às zonas de afloramento do Rio Tocantins, e Araguaia. Essa região se beneficia da alta umidade relativa oriunda destes corpos d'água, mais elevada nas baixas altitudes, e também da maior proximidade com a Floresta Amazônica. G (2) possui estações em todas as classes de altitude definidas para o estado neste estudo, e é o que se distribui por uma área maior, o que explica a maior variância calculada para este grupo, exposta no sumário estatístico (Tabela 1).

Nas figuras 9, e 10, apresenta-se o parâmetro precipitação média mensal para G (3), e a disposição geográfica das suas estações, em mapa altimétrico.

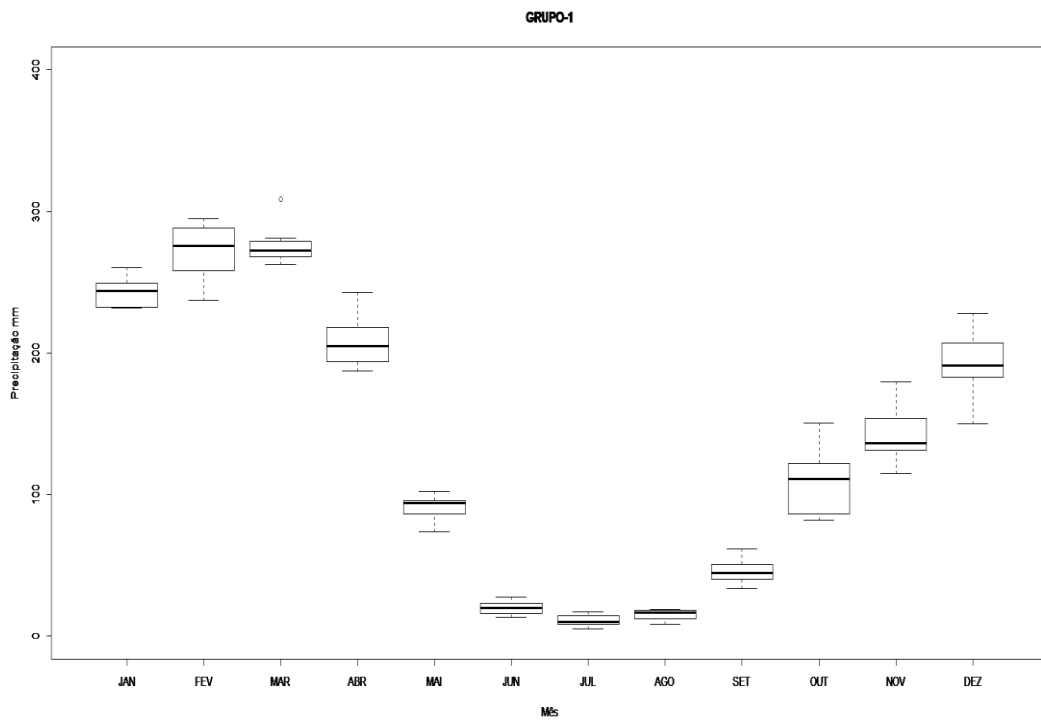


Figura 7 (a). Box-plot da precipitação média mensal (mm), considerando o período de 1976-2012, referente à região homogênea G (1).

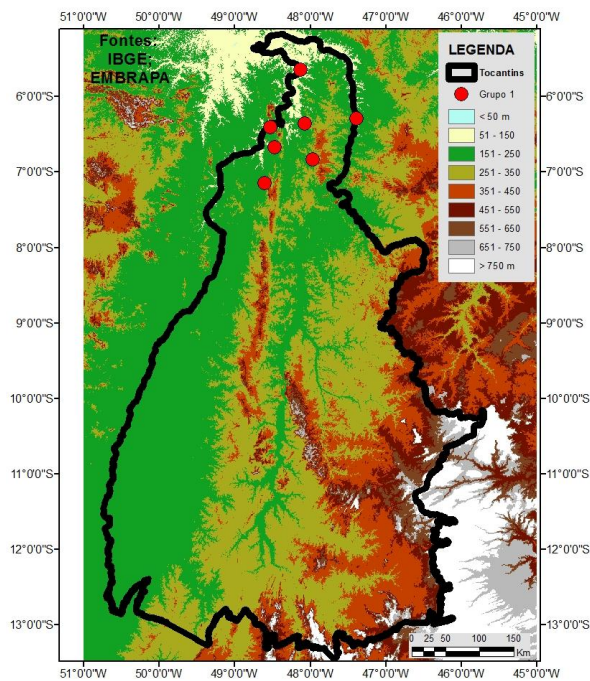


Figura 7 (b). Mapa altimétrico do Tocantins, com a distribuição geográfica das estações de G (1).

Pode se constatar, à partir da análise do box-plot da precipitação média mensal de G (1), que o período seco nesta região é menos rigoroso do que nos demais. Os meses de maio à setembro contribuem com 11,24 % dos 1626,96 mm anuais médios do grupo, mais que o dobro do observado em G (3). Verifica-se, através do seu comportamento gráfico, um atraso ainda maior no início das estações chuvosa, e seca, em comparação com G (2), e G (3). G (1) tem sua maior média mensal, e a máxima, no mês de fevereiro, com meses de outono mais chuvosos que os demais. Em contrapartida, é o grupo com a primavera menos chuvosa, demonstrando este atraso no início da estação chuvosa.

A distribuição das estações de G (1) no Estado se dá próximo à região de convergência dos Rios Tocantins, e Araguaia, e à depressão imediatamente ao norte, que funciona como um bolsão de umidade. A maior proximidade da Floresta Amazônica, e desta zona de convergência fluvial, e a baixa altitude das estações deste grupo (abaixo de 250 m) são características que contribuem para este ter o período seco mais chuvoso, apresentando menor sazonalidade pluviométrica, o que justifica a menor variância calculada para este grupo.

Verifica-se, à partir das informações acima expostas, que os meses de outubro à abril são responsáveis por praticamente toda a precipitação anual no Tocantins, em conformidade com Marcuzzo (2011), que define este período como o chuvoso para a região. Para G (1), e G (2), o mês mais chuvoso é fevereiro, com médias de 271,42 mm, e 280,34 mm, respectivamente. Em G (3), o mês mais chuvoso é dezembro, com média de 254,18 mm.

O regime pluvial em G (3) é explicado, principalmente, pela atuação da Massa Equatorial Continental (mEc), que provoca intensas e frequentes chuvas convectivas nos meses mais quentes do ano. Sendo a região mais ao sul do Estado, é a que menos recebe chuvas da atuação conjunta da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) com a umidade proveniente da evapotranspiração da Floresta Amazônica. A ZCAS é mais influente em G (3) do que nos outros grupos, ocasionando chuvas no verão, porém a circulação gerada na ZCAS, por ser mais fria e úmida do que a mEc, a desloca conforme adentra o continente, o que inibe as chuvas convectivas nesta época.

A análise dos box-plots dos grupos homogêneos demonstra que há um atraso no início da estação chuvosa, em direção ao norte do estado. Isso se explica pela movimentação da mEc, que se encontra em latitudes mais baixas no início desta estação, nos meses de primavera e, à partir daí, se movimenta gradativamente ao norte, até atingir o noroeste amazônico, onde permanece durante a maior parte do ano.

G (1) é o grupo que possui a estação chuvosa mais tardia, com baixa pluviosidade durante os meses de primavera. Isso infere sobre a mais tardia atuação da mEc no verão, e da maior influência da ZCIT sobre as precipitações locais. A ZCIT tem intensa atuação no verão, e se estende ao outono, fazendo com que G (1) tenha as maiores médias mensais de março à agosto, e apresente as menores médias mensais de setembro à dezembro, quando a mEc se encontra em suas latitudes mais baixas.

G (2) está geograficamente posicionado de forma intermediária, em relação à G (1) e G (2). Os resultados gerados demonstram que este grupo também possui características climatológicas relativas à precipitação intermediárias aos demais. Nas estações de outono e

inverno, é menos seco que G (3) e menos chuvoso que G (1). Nos meses de primavera, apresenta um comportamento gráfico similar à G (3), porém atingindo médias maiores. Nos meses de verão, apresenta um comportamento gráfico similar à G (1), porém também com médias maiores.

Apesar de o seu mês mais chuvoso ser fevereiro, assim como G (1), a sua máxima média registrada se dá em janeiro, enquanto em G (1) ocorre em março. Em G (3), a máxima ocorre em dezembro, o que configura à G (2) mais uma característica climatológica de transição entre os demais, caracterizando a movimentação da mEc em direção ao norte, ao término da estação chuvosa. A maior proximidade da Floresta Amazônica, em comparação com G (3), lhe confere uma maior umidade relativa, e susceptibilidade às chuvas trazidas pela ZCIT. Enquanto que, por se localizar mais ao sul que G (1), é mais influenciada do que este grupo pela mEc, nos meses de verão.

A menor pluviosidade durante o período seco está em G (3), no sul do Estado, em conformidade com Marcuzzo (2011). Esta condição evidencia a dependência do regime pluvial da região abrangida por este grupo da mEc, responsável por intensa precipitação nos meses de verão, mas que se retrai no outono e, ao máximo, no inverno. Além disso, a Massa Polar Atlântica (mPa), atuante durante o inverno, e inibidora das chuvas convectivas, é mais influente nas latitudes mais baixas. Em adição, se encontra mais distante da Floresta Amazônica, e das zonas de afloramento dos Rios Tocantins, e Araguaia. Desta forma, a análise dos resultados demonstra que há um gradiente de redução da pluviosidade durante o período seco em direção ao sul do Estado, e à região centro-oeste.

5. CONCLUSÕES

Para os dados pluviométricos estudados foram aplicados testes de normalidade, e igualdade de variância. A hipótese de igualdade da variância foi rejeitada para todos os grupos, enquanto que a hipótese de distribuição normal dos dados foi aceita para G (3), sendo rejeitada para os demais, pelo teste de *Bartlett* (B_0). Sugerem-se outros estudos para a avaliação deste comportamento diferenciado quanto a distribuição estatística dos dados, entre os grupos.

À partir da Análise de Agupamento utilizada, optou-se por um corte no dendrograma que originou a classificação das estações pluviométricas em 3 (três) grupos homogêneos, segundo os critérios estabelecidos. A distribuição dos grupos se mostrou bem uniforme para o Estado, dividindo-o em regiões homogêneas de chuva. De uma forma geral, G (1) abrange o seu extremo-norte, próximo à linha do Equador; G (2), toda a sua parte central, e G (3), o sul do Tocantins, nas proximidades dos estados da região centro-oeste, e da bahia.

Verificou-se que a precipitação acumulada anual encontra-se bem confinada em um período chuvoso, de outubro à abril. Observou-se, ainda, que há um gradiente negativo de chuvas durante o período seco em direção ao sul do Estado, característica explicada pela atuação da mEc. A época do período chuvoso observado para o estado coincide com a época de atuação desta massa continental, havendo um atraso no início deste período em direção ao norte do Tocantins, o que está relacionado também à atuação da ZCIT.

Podemos concluir que a representação espacial dos padrões pluviométricos possibilitou uma melhor compreensão dos sistemas atmosféricos responsáveis pela variabilidade sazonal, e espacial desta variável no Tocantins, estando em conformidade com outros estudos consultados. A análise de agrupamento hierárquica utilizada se mostrou um instrumento adequado na identificação de zonas homogêneas quanto ao regime de chuva.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; DIAS, M. A.; BIAZETO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: estudo numérico de uma linha de instabilidade amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 29, p. 29-46, 2014.
- AMORIM, R. C. F.; RIBEIRO, A.; LEITE, C. C.; LEAL, B. G.; SILVA, J. B. G. Avaliação do desempenho de dois métodos de espacialização da precipitação pluvial para o estado de Alagoas. **Acta Scientiarum Technology**, v. 30, n.1, p.87-91, 2008.
- ANDRÉ, B.G.R; MAQUES, S.V; PINHEIRO, A.M.F; FERRAUDO, S.A. Identificação de regiões pluviometricamente homogêneas no estado do Rio de Janeiro, utilizando valores mensais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, p. 501 - 509, 2008.
- BACK, Á. J. Seleção de distribuição de probabilidade para chuvas diárias extremas do Estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n.16, p.211-222, 2001.
- BALDO, M. C; ANDRADE, A. R; M; MARTINS, M. L. O; NERY, E. J. T. Análise da precipitação pluvial do Estado de Santa Catarina associada com a anomalia da temperatura da superfície do Oceano Pacífico. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, n. 2, p. 283-293, 2000.
- BARLOW, M.; SUMANT, N.; ERNESTO, H. Evolution of the North American Monsoon System. **J. Clim.**, n. 11, p. 2238-2257, 1997.
- BARRETO, C. E.; WENDLAND, L. H. Balanço hídrico em zona de afloramento do sistema aquífero guarani à partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa. Em: XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, São Luiz. **Anais...** São Luiz, 2010.
- BATISTA, D. L.; SILVA JÚNIOR, J. L. C.; SILVA, R. A. Seca Meteorológica na Microrregião do Bico do Papagaio Estado do Tocantins. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo. **Anais...** São Paulo, 2010. Disponível em: <http://www.cbmet2010.com/anais/artigos/740_48296.pdf>. Acesso em: 23 de agosto de 2014.
- BOUROCHE, J. M.; SAPORTA, G. **Análise de Dados**. 1ed. Rio de Janeiro: Zahar, 1982.
- BRAGA, C. C.; MELO, M. L. D.; MELO, E. C. S. Análise de agrupamento aplicada a distribuição da precipitação no Estado da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, 1998, Brasília. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. 1 CD.
- BRAGA, R. H. M.; COHEN, J. C. P. Estudo de Casos de Linhas de Instabilidade no Leste da Amazônia. Caso 1: Linha de Instabilidade Marítima. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza, 2004.
- BRANDÃO, C. **Análise de Precipitações Intensas**. 2001. Dissertação de Mestrado - Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa.
- CARDOSO, D. S.; SILVA, J. B; DINIZ, G. B. Modelagem das chuvas trimestrais por regiões homogêneas no Estado do Ceará. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.9, n.2, p.317-324, 2001.
- CHESSA, P.A.; CESARI, D.; DELITALA, A.M.S. Mesoscale precipitation and temperature regimes in Sardinia (Italy) and their related synoptic circulation. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 63, p. 195-221, 1999.

COELHO, F. M.; ANTUNES, J. C. Balanço hídrico da bacia hidrográfica do Rio Guandu com a expansão prevista do abastecimento público da região metropolitana do rio de janeiro. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Maceió. **Anais...** Maceió, 2011.

COHEN, J. C. P.: **Mecanismos de propagação das linhas de instabilidade na Amazônia.** Tese de doutorado - USP, 1996.

CRUZ, C.D. **Aplicação de algumas técnicas multivariadas no melhoramento de plantas.** Piracicaba. 1990. 188 f. Dissertação de Mestrado - ESALQ/USP.

DUAN, J.; SELKER, J.; GRANT, G.E. Evaluation of probability density functions in precipitation models for the Pacific Northwest. **Journal of the American Water Resources Association**, v.34, p.617-627, 1998.

ENFIELD, D. B.; D. A. MAYER. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **J. Geophys. Res.**, n. 102, p. 929-945, 1997.

EVERITT, B. **Cluster Analysis.** London: Heinemann Books, 1974. 135p.

EVERITT, B.S.; DUNN, G. **Applied multivariate analysis.** London: Edward Arnold, 1991. 400p.

FECHINE, J. A. L.; GALVÍNCIO, J. D. Agrupamento da precipitação mensal da bacia hidrográfica do Rio Brigida - PE, através da multivariada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 01, n. 01, p. 39-46, 2008.

FIGUEROA, S.N; NOBRE, C.A. Precipitations distribution over central and western Tropical South America. **Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, n.6, p. 36-45, 1990.

GAN, M.; MOSCATI, M. L. Estação chuvosa de 2001/2002 na região centro-oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.2, p.183-196, 2003.

GOIS, G.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; DELGADO, R. C.; MORAES, M. Severidade da seca no Estado do Tocantins e suas relações com os eventos de El Niño. **Revista Enciclopédia Biosfera**, v. 9, p. 1973 – 1989, 2013.

GRIMM, A. M.; ZARATINI, P; MARENGO, E. J. Sinais de El Niño na precipitação da Amazônia. Em: X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia, Brasília. **Anais...** Brasília, 1998.

HA-MAKAWA, P. J.; COSTA, L. C.; COSTA, J. M. N.; COSTA, M. H. Zoneamento agroclimático do cafeeiro (*Coffea arábica* L.) para o Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 9, n. 3 (nº Especial: Zoneamento Agrícola), p. 501-509, 2001.

HENDON, H.; LIEBMANN, B. A composite study of the onset of the Australian summer monsoon. **Journal Atmospheric. Sciences**, v. 47, p. 2227-2240, 1990.

HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, n. 2 (11), p. 1388-1403, 1989.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo:** versão 1.0 para ArcGis Desktop-ArcView. Rio de Janeiro: IBGE, 2003. 1 CD-ROM.

- JOSEPH, P.; LIEBMANN, B.; HENDON, H. Interannual variability of the Australian summer monsoon onset: possibly influence of Indian summer monsoon and El Niño. **Journal of Climate**, v.5, p.529-538, 1991.
- KELLER FILHO, T.; ASSAD, E. D.; LIMA, P. R. S. Regiões pluviometricamente homogêneas no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 40, n. 4, p. 311-322, 2005.
- KHAM, V.; KIM, I.; Análise de Agrupamento Pluviométrico nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Em: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília. **Anais...** Brasília, 1998.
- KLEIN, A. L. COUTINHO, L. M. Eugen Warming e o cerrado brasileiro: um século depois. UNESP, 2002. 1767 p.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**. n. 3, p.217-231, 1988.
- KOUSKY, V. E.; CASARIN, D. P. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 1, 1986.
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **J. Clim.**, n. 14, p. 4308– 4318, 2001.
- LIMA, F. J. L.; AMANAJÁS, J. C.; GUEDES, R. V. S.; SILVA, E. M. Análises de Componente Principal e de Agrupamento para estudo de ventos para geração de energia eólica na região do Ceará, Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Ambi-Agua**, v. 5, n.2, p. 188-201, 2010.
- LLOPART, M. Climatologia I (Climatologia Física 2012) Sistemas Meteorológicos Atuantes na América do Sul. Apostila do Curso de Climatologia Física - Estágio PAE, 2012.
- LYRA, G. B; GARCIA, B. I.; PIEDADE, S. M.; SEDIYAMA, G. C.; SENTELHAS, P. C. Regiões homogêneas e funções de distribuição de probabilidade da precipitação pluvial no Estado de Táchira, Venezuela. **Pesq. agropec. bras.**, Brasília, v.41, n.2, p.205-215, 2006.
- MACEDO JÚNIOR, C. COLTRI, P. P.; SOARES, S. C. Características da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e suas possíveis influências na Agricultura. CPTEC / INPE, 2008. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/8995>>. Acesso em: 21 de outubro de 2014.
- MANTOVANI, J.E.; PEREIRA, A. Estimativa da integridade da cobertura vegetal de cerrado através de dados TM/Landsat. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 9., Santos, set. 1998. Anais. São José dos Campos: INPE, 1998. Repositório da URLib: <sid.inpe.br/deise/1999/02.11.10.57>
- MARCUZZO, F. F.; GOULATE, E. R.; CRISTINA, D.; MELO, R.; FILHO, R. F.; CARDOSO, M. R. Mapeamento espacial, temporal e sazonal das chuvas no bioma Cerrado do estado do Tocantins. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR. Curitiba. **Anais...** Curitiba, 2011.
- MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade. Caracterização do clima atual e definição de alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. 2. ed. São Paulo: Ministério do Meio Ambiente, 2007. (Biodiversidade, 26).

- MARENGO, J.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. On the Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833- 852, 2001.
- MELO JÚNIOR, J. C. F.; SEDIYAMA, G. C.; FERREIRA, P. A.; LEAL, B. G. Determinação de regiões homogêneas quanto à distribuição de frequência de chuvas no leste do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, v. 10, n. 2, p. 408-416, 2005.
- MENDES, F. J. **Proposta de reclassificação das regiões pluviometricamente homogêneas do estado do Ceará**. 2010. Dissertação (Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas) - Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza.
- MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevô**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 4 dez. 2014.
- MONTEIRO, C. A. Notas para o estudo do clima do centro-oeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 13, n. 1, p. 3-46, 1951.
- MORAES, B. C.; COSTA, J. M.; COSTA, A. C.; COSTA, M. C. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Revista Acta Amazonia**, n. 35(2), p. 207-214, 2005.
- MUÑOZ-DIAZ, D.; RODRIGO, F. S. The North Atlantic oscillation and winter rainfall over the Siberian Peninsula as captured by cluster analysis. **Geophysical Research Abstracts**, n. 5, p. 865-885, 2003.
- MURAKAMI, T.; SUMI, A. Southern hemisphere summer monsoon circulation during 1978-79 WMONEX. Part I: Onset, active and break monsoon. **Journal Meteorological Society Japan**, n. 60, p. 649-671, 1982.
- NICHOLLS, N.; MCBRIDE, J. L.; ORMEROD, R. On predicting the onset of the Australian set season at Darwin. **Monthly Weather Review**, n. 110, p. 14-17, 1982.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, n. 9, p. 2464-2479, 1996.
- OLIVEIRA JÚNIOR, H. J. SHIMABUKURO, Y. E. Mapeamento da cobertura da terra dos Estados do Goiás e Tocantins utilizando imagens do sensor MODIS. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 2005.
- OLIVEIRA, A.D. **Aspectos agroclimáticos do arroz de sequeiro no Estado de Minas Gerais**. Minas Gerais: UFV, Viçosa, 2000. 56 p.
- OLIVEIRA, L. F.; FIOREZE A. P.; MEDEIROS, A. M; SILVA, M. A. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 14, n. 11, p. 1186–1192, 2010.
- PROJETO de desenvolvimento Integrado da Bacia do Araguaia – Tocantins. Brasília: PRODIAT, 1982.
- RAMAGE, C. **Monsoon meteorology**. New York: Academic Press, 1971. 269p.
- RAO G. V., ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. **Bound Layer Meteor.**, n. 46, p. 13–33, 1989.

- RASCON, N. J. **Modelagem ecofisiológica do desenvolvimento do eucalipto na Amazônia**. 2010. Dissertação (Pós-graduação em Meteorologia Agrícola) – UFV, Viçosa.
- SANCHEZ, L.; VAÇEMTOMO, C. M.; BOIDES, M. S.; NOGUEIRA, J. S. Dinâmica sazonal da produção e decomposição de serrapilheira em floresta tropical de transição. **Revista Brasileira De Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n.2, p. 183–189, 2009.
- SANO, E. E.; BARCELLOS, A. O.; BEZERRA, H. S. Assessing the spatial distribution of cultivated pastures in the Brazilian savanna. *Pasturas Tropicales*, 22 (3), p. 2-15, 2001.
- SARLE, W.S. **Cubic Clustering Criterion**, SAS Technical Report A-108, Cary, NC: SAS Institute Inc, 1983.
- SEDIYAMA, G. C.; MELO JÚNIOR, J. C. F.; SANTOS, A. R.; RIBEIRO, A.; HAMAKAWA, P. J.; COSTA, L. C.; COSTA, J. M. N.; COSTA, M. H. Zoneamento agroclimático do cafeeiro (*Coffea arábica* L.) para o Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 9, n. 3, p. 501-509, 2001.
- SEPLAN/TO. **Atlas do Tocantins: Subsídios ao Planejamento da Gestão Territorial**. Secretaria do Planejamento – SEPLAN. Superintendência de Planejamento e Gestão central de Políticas Públicas. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico - DZE. Organizado por DIAS, R. R.; PEREIRA E. Q.; e SANTOS, L. F. 5 ed. Rev. Atu. Palmas, 2008.
- SILVA, D. D.; PEREIRO, S. B.; PRUSKI, F. F.; FILHO, R. R.; LANA, A. M.; BAENA, L. G. **Engenharia na Agricultura**, v.11, n.1-4, 2003.
- SNEDECOR, G. W.; COCHRAN, W. G. **Statistical methods**. 6.ed. Ames, Iowa State University Press, 1967. 93p.
- SOARES, C. P.; LEITE, H. G.; CAMPOS, J. C. C.; SEDIYAMA, G. C. A inclusão da precipitação anual em um modelo de crescimento e produção. **Revista árvore**, v. 22, n. 4, p. 475-482, 1998.
- SOUZA, A. L.; DIAS, M. A. Condições Meteorológicas relacionadas à complexos convectivos de mesoescala (CCM) na Amazônia: um estudo de caso. Em: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília **Anais...** Brasília, 1998
- SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Revista Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.
- SOUZA, J. L. L.; GOMES, T. S.; DIAS, R.S.; OLIVEIRA, G. M. A.; SANTOS, R. L. Avaliação de métodos de interpolação aplicados à espacialização das chuvas no território identidade Portal do Sertão / Bahia. Em: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, 2011. **Anais...** Curitiba: INPE, p. 4295-4302, 2011.
- SOUZA, L. R.; AMANAJÁS, J. C.; SILVA, A. P.; BRAGA, C. C.; CORREIA, M. F. Determinação de padrões espaço-temporal e regiões homogêneas de precipitação pluvial no estado de Minas Gerais. **Engenharia Ambiental**, Espírito Santo do Pinhal, v. 8, n. 2, p. 265-280, 2011.
- SOUZA, E. B.; ALVES, J. M.; REPELLI, C. A. Um Complexo Convectivo de Mesoescala Associado à Precipitação Intensa Sobre Fortaleza-CE, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 1-14, 1998.

- SOUZA; J. L.; AMORIM, R. F.; CARVALHO, S. M.; PEREIRA, J. O.; CURI, P. R. Agrupamento de estações pluviométricas do estado de Alagoas, utilizando-se análise multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.7, p.603-612, 1992.
- STERN, R.D.; COE, R. The use of rainfall models in agricultural planning. **Agricultural Meteorology**, v.26, p.35-50, 1982.
- UNAL, Y.; KINDAP, T.; KARACA, M. Redefining the climate zones of Turkey using cluster analysis. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 1045-1055, 2003.
- UVO, B.C. Analysis and regionalization of the Northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 1185-1194, 2003.
- VEIGA, J.; MARENGO, J.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa:UFV, 2000, 489 p.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.**, n. 109, p. 599-610, 1981.
- WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal American Association**, 58: p. 236-244, 1963.
- WEBSTER, E. S.; MAGAÑA V. O. ; PALMER T. N.; SHUKLA, J.; TOMAS, R. A.; YANAI, M.; YASUNARI, T. Monsoons: Processes, Predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, n. 103, p. 14.451-14.510, 1998.
- WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. San Diego – CA: Academic Press, 1995. 467p.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **J. Climate**, v. 11, p.1020-1040, 1998.