

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**INTERAÇÃO ENTRE PADRÕES PLUVIOMÉTRICOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL
E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO TROPICAIS**

JONATHAN CASTRO AMANAJÁS

ORIENTADORA: CÉLIA CAMPOS BRAGA

**Campina Grande – PB
Fevereiro, 2011**

JONATHAN CASTRO AMANAJÁS

**INTERAÇÃO ENTRE PADRÕES PLUVIOMÉTRICOS NA AMAZÔNIA ORIENTAL
E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO TROPICAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-Área: Climatologia

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Célia Campos Braga

Campina Grande – PB

Fevereiro, 2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

L732a Amanajás, Jonathan Castro.

Interação entre padrões pluviométricos na Amazônia Oriental e Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais / Jonathan Castro Amanajás. — Campina Grande, 2011.

64 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Célia Campos Braga.

1. Precipitação Pluviométrica. 2. Anomalias da TSM. 3. Regiões Homogêneas. 4. Análise Multivariada. I. Título.


CDU – 551.577.21(043)


JONATHAN CASTRO AMANAJÁS


INTERAÇÃO ENTRE PADRÕES PLUVIOMÉTRICOS NA AMAZÔNIA
ORIENTAL E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS
PACÍFICO E ATLÂNTICO TROPICAIS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 23/02/2011

BANCA EXAMINADORA


Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. MARIA LUCIENE DIAS DE MELO
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas

Não concordo com o que dizes, mas defendo
até a morte o direito de o dizes.

Voltaire

Dedico este trabalho a todos os familiares, irmãos e amigos pelo apoio durante esta jornada, que me fizeram sempre acreditar em meus objetivos, e à memória dos que já não se encontram presentes. Em especial aos meus pais, que sempre se fizeram presentes em minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida, pela família e amigos que sempre estiveram ao meu lado, pela oportunidade de tornar realidade a conclusão deste curso que tanto almejei e por guiar meus passos quando passei por caminhos tortuosos.

A Professora Dra. Célia Campos Braga por compartilhar seu conhecimento durante a orientação deste trabalho, pela confiança, dedicação e paciência, e porque não dizer pela amizade adquirida ao longo destes dois anos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), pela contribuição à minha formação profissional.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da UFCG pela oportunidade de adquirir novos conhecimentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo.

Aos meus pais Sidnei Amanajás e Dinete Castro, meus irmãos Thasslany, Jackson e Luan e meus sobrinhos Josh Anthony e Cides Manuel, pelo amor incondicional em todos os momentos de minha vida, sem os quais não poderia suportar a distância, demonstrando serem minha base forte.

A todos os colegas do Curso de Pós-Graduação, que sempre me apoiaram e acreditaram em meu sucesso, em especial aos colegas Francisco de Lima e Roni Guedes pelo companheirismo, e Nilzele Vilhena pela amizade, ajuda e orientação indispensáveis nos conteúdos do curso, meu muito obrigado.

A equipe de pesquisadores do NHMET/IEPA, que mesmo a distância sempre me auxiliaram na compreensão de conceitos fundamentais à minha pesquisa.

A funcionária do Departamento de Ciências Atmosféricas Divanete Rocha, por sua disponibilidade, competência e paciência ao ajudar.

A jornalista Meire Satiro, pela revisão da redação desta obra.

E finalmente a todos que direta ou indiretamente contribuíram com meu sucesso profissional.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudo: Amazônia Oriental e Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.	28
Figura 2. Mapa do relevo e hidrografia da Região Norte do Brasil. Fonte: Simielli, 1991.	29
Figura 3. Distribuição espacial dos postos pluviométricos da ANA na Amazônia Oriental. ..	30
Figura 4. Regiões homogêneas de ATSMs nos Oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais.....	31
Figura 5. Mapa climatológico da precipitação anual (mm/ano) observada, com base na média de 30 anos (1980-2009).....	40
Figura 6. Mapas climatológicos da precipitação sazonal (mm), para os trimestres (a) SON, (b) DJF, (c) MAM e (d) JJA.	42
Figura 7. Correlações dos 3 primeiros fatores comuns temporais de precipitação que explicam 91,64% da variância total (32,11+31,38+28,14) na Amazônia Oriental (1980-2009).	43
Figura 8. Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.....	44
Figura 9. Padrão espacial do segundo fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.....	45
Figura 10. Padrão espacial do terceiro fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.....	46
Figura 11. Padrão espacial das correlações do primeiro fator aplicado ao semestre mais chuvoso da Amazônia Oriental no período de dezembro de 1980 a dezembro de 2009.	48
Figura 12. Série temporal do primeiro fator comum espacial. As barras verticais representam os meses de dezembro a maio entre os anos de 1980 a 2009.	49
Figura 13. Padrão espacial das correlações do segundo fator aplicado ao semestre mais chuvoso da Amazônia Oriental no período de dezembro de 1980 a dezembro de 2009.	50
Figura 14. Série temporal do segundo fator comum espacial. As barras verticais representam os meses de dezembro a maio entre os anos de 1980 a 2009.	51
Figura 15. Curva de Inércia entre grupos.....	52
Figura 16. Dendrograma.	52

Figura 17. Espacialização dos grupos pluviometricamente homogêneos na Amazônia Oriental.
..... 53

Figura 18. Histogramas da distribuição temporal da chuva por regiões pluviometricamente homogêneas: (a) Ph1, (b) Ph2, (c) Ph3 e (d) Ph4..... 54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores Próprios (autovalores) e porcentagens da Inércia Explicada e Acumulada da precipitação mensal.....	43
Tabela 2. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1979 a 2009. ...	49
Tabela 3. Anos em que se observaram os eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.	49
Tabela 4. Período e precipitação média da estação chuvosa (mm/estação) e precipitação anual (mm/ano) para os grupos pluviometricamente homogêneos da Amazônia Oriental.....	53
Tabela 5. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph1 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.	55
Tabela 6. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph2 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.	56
Tabela 7. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph3 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.	56
Tabela 8. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph4 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.	56

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACP	Análise em Componentes Principais
AF	Análise Fatorial
ANA	Agência Nacional das Águas
ATSM	Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
CP	Componente Principal
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
E	Leste
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
EPQ	Estimativas de Precipitação Quantitativa
FOE	Funções Ortogonais Empíricas
IATN	Índice mensal do Atlântico Tropical Norte
IATS	Índice mensal do Atlântico Tropical Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IOS	Índice de Oscilação Sul
IVDN	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
LIs	Linhas de Instabilidade
N	Norte
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NE	Nordeste
NEB	Nordeste do Brasil
NNEB	Norte do Nordeste Brasileiro
NW	Noroeste

Ph	Precipitação homogênea
S	Sul
SE	Sudeste
SQD	Soma dos Quadrados dos Desvios
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

O presente estudo tem por objetivo analisar os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental e relacioná-los com os principais mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Foram utilizados dados mensais e anuais de precipitação de postos pluviométricos distribuídos na Amazônia Oriental, assim como anomalias mensais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico Equatorial na área dos Niños (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4) e do Dipolo do Atlântico. Empregou-se o método da Análise Fatorial em Componentes Principais (ACP) e Agrupamentos Hierárquicos para determinar os padrões principais de variabilidade temporal e espacial e identificação dos grupos homogêneos da precipitação. Os resultados obtidos pela ACP mostraram a existência de três padrões pluviométricos bem definidos que explicaram aproximadamente 92% da variância total dos dados. O padrão dominante definiu áreas de chuva que são influenciadas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical. O segundo padrão espacial está associado a eventos de mesoescala, tal como as Linhas de Instabilidade que favorecem as chuvas na região nos meses de maio a agosto. Já o terceiro padrão espacial evidencia a influência da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, sistema atuante no final da primavera e início do verão, bem como sistemas de escala local. Identificaram-se e caracterizaram-se quatro regiões homogêneas em relação às variabilidades sazonais e interanuais de precipitação na Amazônia Oriental (Ph1, Ph2, Ph3 e Ph4). As correlações entre as anomalias da TSM das áreas dos Niños com as diferentes regiões homogêneas de precipitação na Amazônia Oriental apresentaram resultados satisfatórios. A precipitação das regiões Ph2, Ph3 e Ph4 recebe influência tanto do Pacífico Equatorial quanto do Atlântico Tropical Sul, diferentemente da região Ph1 que é afetada substancialmente pelo Pacífico Equatorial. A análise de correlação entre as anomalias da TSM do Atlântico Tropical Norte e as precipitações observadas na Amazônia Oriental indica não haver significância estatística entre as mesmas.

Palavras-chave: Precipitação Pluviométrica, Anomalias da TSM, Regiões Homogêneas, Análise Multivariada.

ABSTRACT

The present study aimed to analyze the main climatological patterns of the precipitation in the Eastern Amazon and relate them with the main climatic mechanisms of the Tropical Pacific and Atlantic Oceans. Monthly and annual averages data of precipitation collected in meteorological stations distributed in the Eastern Amazon were used, well as monthly Sea Surface Temperature (SST) anomalies of El Niño areas (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 and Niño 4) of Equatorial Pacific Ocean and of Atlantic Dipole. The method of Factorial Analysis in Principal Components (PCA) and Hierarchical Grouping were used to determine the seasonal and spatial patterns and homogeneous groups of the precipitation. The results obtained by PCA showed the existence of three well defined rainfall patterns that explained approximately 92% of the total variance. The dominant pattern defined areas of rainfall that are influenced by the Intertropical Convergence Zone. The second spatial pattern is associated with mesoscale events, such as Instability Lines, that contributes to increase rainfall in the study area in the period of May to August. The third spatial pattern is influenced by performance of the South Atlantic Convergence Zone, an active system acting in late spring and early summer, as well as systems of local scale. Four homogeneous regions were identified and characterized in relation to the seasonal and interannual variations of the precipitation in the Eastern Amazon (Ph1, Ph2, Ph3 and Ph4). The correlation analysis between of the SST anomaly of the El Niño areas and the different homogeneous areas of precipitation in the Amazonian Oriental presented satisfactory results. The rainfall of the regions Ph2, Ph3 and Ph4 are influenced by Equatorial Pacific and South Atlantic Tropical, differently of the region Ph1, under influence of the Equatorial Pacific. The correlation analysis between the SST anomalies of the Tropical Atlantic North and the observed rainfall in the eastern Amazon showed that correlation between such variables was not significant statistically.

Keywords: Rainfall, Anomalies of the SST, Homogeneous Regions, Multivariate Analysis.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	16
2 OBJETIVOS	18
2.1 OBJETIVO GERAL.....	18
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	18
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
3.1 CLIMATOLOGIA DA AMAZÔNIA ORIENTAL.....	19
3.2 RELAÇÃO ENTRE TSM E PRECIPITAÇÃO.....	21
3.3 ANÁLISE FATORIAL APLICADA A VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS	24
4 MATERIAL E MÉTODOS	28
4.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	28
4.2 DADOS.....	30
4.2.1 <i>Dados de precipitação na Amazônia Oriental</i>	30
4.2.2 <i>Dados de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais</i>	31
4.3 MÉTODO	31
4.3.1 <i>Análise Fatorial em Componentes Principais</i>	31
4.3.2 <i>Análise de Agrupamentos (Clusters Analysis)</i>	36
4.3.3 <i>Análise de Correlação entre TSM e Precipitação</i>	38
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	40
5.1 VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA ORIENTAL.....	40
5.2 PADRÕES DE VARIABILIDADE TEMPORAL ASSOCIADA À CHUVA NA AMAZÔNIA ORIENTAL.....	43
5.3 PADRÕES DE VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMAZÔNIA ORIENTAL.....	47
5.4 REGIÕES PLUVIOMETRICAMENTE HOMOGÊNEAS PARA A AMAZÔNIA ORIENTAL	51

5.5 INFLUÊNCIA DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO TROPICAIS SOBRE A CHUVA NA AMAZÔNIA ORIENTAL	54
6 CONCLUSÃO.....	57
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58

1 INTRODUÇÃO

A fim de se compreender melhor como os processos de interação oceano/atmosfera em diversas escalas de tempo, vêm interferindo nos fenômenos atmosféricos causadores de precipitação na região Norte do Brasil, surge a necessidade de se estudar como a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) condiciona a precipitação, especificamente, na Amazônia Oriental.

Estudos relacionados às chuvas na Amazônia Oriental evidenciaram que as precipitações médias têm uma tendência de decréscimo do setor costeiro para o interior (BARBOSA, 2006). Segundo Nimer (1989), este decréscimo ocorre em consequência da maneira pela qual se originam os sistemas de circulação ao penetrarem a Amazônia Oriental. Assim, fenômenos de escala global como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e fenômenos de mesoescala como as Linhas de Instabilidade (LIs), têm grande influência na climatologia da precipitação na Amazônia Oriental.

Nos últimos anos, novas técnicas têm sido empregadas, com diferentes finalidades, que possibilitam, dentre outras coisas, caracterizarem regimes não-lineares associados à natureza das variáveis atmosféricas (GONG & RICHMAN, 1995). Em geral, o estudo dessas variáveis requer abordagens matemáticas sofisticadas, que permitam evidenciar os processos físicos que podem influenciar regimes climáticos tanto em nível regional quanto global.

Na literatura destacam-se os trabalhos de Eastman & Fulk (1993) que aplicaram a técnica da Análise em Componentes Principais (ACP) para analisar condições espaciais ambientais da África, a partir de dados do índice de vegetação. Gong & Richman (1995) aplicaram ACP e Agrupamento a dados de precipitação nas regiões central e leste da América do Norte para fazer uma comparação entre vários métodos de classificação. Ceballos & Braga (1995) aplicaram a ACP em regiões homogêneas de radiação global diária para estimar dados locais, baseados em estações circunvizinhas. Braga *et al.* (2006) empregaram as técnicas da análise de agrupamento K-means para determinar regiões homogêneas no leste da Bahia. Fragoso & Gomes (2008) aplicaram ACP a dados de chuva para identificar padrões espaciais de precipitação associados aos eventos intensos de chuva no sul de Portugal.

Embora a climatologia do Norte Brasileiro, de uma forma geral, seja conhecida e estudada por inúmeros autores tais como, Nimer (1989); Rao *et al.* (1993); Fisch *et al.* (1998); Nobre & Melo (2001); Moraes *et al.* (2005); Sousa & Ambrizzi (2006) e Barbosa *et al.*

(2006), a maioria deles não enfatiza que tipo de relação existe entre variações da TSM em áreas específicas na bacia do Pacífico e Atlântico Tropicais e as chuvas no Norte Brasileiro, mais especificamente na Amazônia Oriental.

Assim, tendo em vista o volume de dados a ser analisado, buscou-se uma técnica que permitisse estudar a variabilidade espacial e temporal das variáveis, perdendo o mínimo possível de informações dos dados originais. Neste sentido, empregaram-se as técnicas estatísticas da análise multivariada (ACP) e agrupamentos aos dados mensais e anuais para encontrar padrões espaço/temporais e regiões homogêneas da precipitação na região da Amazônia Oriental, e relacioná-las com as anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Através da técnica da ACP é possível determinar os principais padrões de variabilidade temporal regional, assim como condensar informações indispensáveis na investigação das variáveis envolvidas, facilitando desta forma a interpretação dos dados (BOUROCHE & SAPORTA, 1982; WILKS, 2006).

Considerando o potencial das técnicas multivariadas, utilizou-as para aprimorar estudos anteriores realizados na região, que permitissem encontrar padrões espaciais e sazonais das chuvas e relacioná-los com a TSM.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Determinar a relação entre o comportamento da chuva na Amazônia Oriental e a Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais, a fim de diagnosticar as possíveis correlações entre a variável atmosférica e a oceânica.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar os padrões de sequências principais e seus sistemas atmosféricos relacionados atuantes na área de estudo;
- Determinar as regiões homogêneas de precipitação a partir do método objetivo de análise de agrupamentos;
- Correlacionar precipitações observadas por regiões homogêneas com TSM regionalizada dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 CLIMATOLOGIA DA AMAZÔNIA ORIENTAL

A Amazônia Oriental está completamente situada dentro dos limites tropicais. Ocupa a posição norte ocidental do país entre 4,44°N e 9,84°S de latitude, e 58,9° e 46,1° de longitude a oeste de Greenwich. Possui uma área superior a 1.390.504 km² onde abriga um grande número de ecossistemas, produzidos por sua diversidade climática, hídrica e topográfica (IBGE, 2009).

O clima da região segundo a classificação de Köppen é do tipo megatérmico Af, caracterizando-a como clima quente tropical úmido, com chuvas em todas as estações (tendo período menos chuvoso de curta duração) e temperatura média no mês mais frio acima de 18°C, com médias entre 24 e 26°C (NIMER, 1989; FISCH *et al.*, 1998). As altas temperaturas observadas estão associadas à intensa radiação solar incidente na região, embora grande parte da energia seja convertida em calor latente de evaporação, já que esta região do globo é uma das principais fontes continentais de vapor d'água que, em grande parte, é advectado para as latitudes mais elevadas, sendo outra parte levada para a atmosfera superior e liberada na forma de calor sensível (VIANELLO, 1991; FISCH *et al.*, 1998).

A precipitação possui grande variabilidade espaço-temporal ao longo do ano e a região, elevada taxa de evapotranspiração, identificando a existência de basicamente dois regimes pluviométricos distintos, um chuvoso, com elevada precipitação, e outro menos chuvoso, sem período de seca definido (FISCH *et al.*, 1998).

O primeiro regime é diretamente influenciado pela migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na direção meridional, que é caracterizada pela elevação do ar quente e úmido, formando um cinturão de nuvens e chuva convectiva (FIGUEROA & NOBRE, 1990; RAO & HADA, 1990). Está ligado mais a permanência da ZCIT sobre a região do que ao posicionamento meridional extremo que a mesma atinge durante o ano. Por outro lado, essa migração sazonal da ZCIT é fortemente relacionada às anomalias que ocorrem na circulação atmosférica e oceânica sobre os trópicos, a exemplo dos fenômenos El Niño e La Niña (KAYANO *et al.*, 1988; PEZZI & CAVALCANTI, 2001).

Além da ZCIT outros mecanismos explicam o regime pluvial na região, como a influência das Linhas de Instabilidade (LIs). As LIs que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próximo à costa dos estados do Amapá e Pará durante o período da tarde, atuando preferencialmente de abril a agosto (COHEN *et al.*, 1995). Estas linhas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens cumulonimbus e são formadas devido à circulação de brisa marítima e pela fonte de vapor proveniente da Floresta Amazônica, podendo-se prolongar para o interior do continente (denominadas Linhas de Instabilidade que se Propagam) ou não (Linhas de Instabilidade Costeiras). Cohen *et al.* (1995) concluem que as LIs que se propagam na Amazônia são mecanismos complexos, em que ocorre interação entre escalas: grande, meso e microescala, sendo esta última provocada por circulações entre nuvens e o ambiente adjacente.

Existem hipóteses de que Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) tenham influência significativa na formação de LIs formadas na costa N/NE do Brasil, que se propagam para o interior da Amazônia. Barbosa *et al.* (2006) propõem o seguinte modelo conceitual para a formação de perturbações convectivas na costa N/NE do Brasil: dada a formação de nuvens convectivas, iniciada por fatores locais (aquecimento e brisa), se a convecção for intensificada por alguma forçante de escala sinótica (ZCIT ou DOL), então a perturbação convectiva ganhará grande extensão horizontal e se propagará continente adentro para o interior da Amazônia. Essas perturbações convectivas de longa duração correspondem às LIs que penetram no interior da região amazônica e que algumas são forçadas pelos DOL.

O segundo regime de chuvas, na Amazônia Oriental, está associado principalmente à influência predominante de movimentos ascendentes ao longo da costa paraense, em decorrência da convergência dos ventos alísios de nordeste/sudeste. Outro fenômeno atmosférico que influencia a variabilidade intrasazonal das chuvas na região é a oscilação de 30-60 dias, que, em condições favoráveis, intensifica a convecção sobre as áreas onde atua (KNUTSON & WEICKANN, 1987; NOBRE & MELO, 2001). Souza & Ambrizzi (2006) estudaram a influência da oscilação de 30-60 dias, na precipitação da região tropical do Brasil, e puderam constatar que, na escala global, é o principal mecanismo atmosférico modulador das variações pluviométricas na escala de tempo intrasazonal no leste da Amazônia.

Destaca-se ainda, a influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), definida como uma zona de confluência na baixa troposfera na América do Sul orientada no

sentido noroeste-sudeste (NW-SE), com uma faixa de nebulosidade que se estende do noroeste da Amazônia ao Oceano Atlântico (KODAMA, 1992).

Molion (1993) estudou as circulações de grande e mesoescala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação nesta área, e sugeriu que além das condições de grande escala favoráveis (ZCIT) e das LIs originadas na costa N/NE do litoral do Atlântico, os aglomerados convectivos de meso e grande escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e que interagem com a região são responsáveis pela produção de chuvas na Amazônia.

Além dos sistemas de grande e mesoescala, sistemas de escala local, tais como as brisas fluviais e a influência da topografia, são importantes mecanismos geradores de chuva na Amazônia. Oliveira & Fitzjarrald (1993) comprovam a existência de circulação fluvial nos baixos níveis, possuindo o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante a tarde e início da noite. Certamente estas influências são mais intensas nas regiões em que a largura do rio é considerável, tais como próximo à Santarém (Rios Tapajós e Amazonas) e Belém (Rios Tocantins e parte sul da Foz do Rio Amazonas).

Desse modo, constata-se que na Amazônia Oriental as variações pluviométricas são notáveis, e o clima tropical úmido é causado em decorrência da atuação de mecanismos de circulação geral atmosférica associado a outros efeitos como a circulação de brisas e a alta convecção local decorrente do aquecimento da superfície (BARBOSA *et al.*, 2006).

3.2 RELAÇÃO ENTRE TSM E PRECIPITAÇÃO

A variabilidade climática sazonal e interanual da distribuição de chuvas sobre a Amazônia e o Norte do Nordeste Brasileiro (NNEB), nas diversas escalas, estão intimamente relacionadas com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosfera no Pacífico e Atlântico Tropicais (DIAZ *et al.*, 1998).

Inúmeros fatores contribuem para modular a variabilidade da convecção sobre a América do Sul e áreas adjacentes como, por exemplo, a variabilidade da TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

A principal e mais conhecida fonte da variabilidade climática interanual sobre o Oceano Pacífico Tropical é o fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS), caracterizado pelo

aquecimento/esfriamento anômalo das águas do Oceano Pacífico Tropical, associado a variações no campo de pressão, medidos pelo Índice de Oscilação Sul - IOS (ROPELEWSKI & HALPERT, 1989), e que provoca sensíveis anomalias no escoamento atmosférico, afetando o clima em diversas regiões do mundo. O impacto causado pelo fenômeno ENOS pode ser sentido principalmente pela modificação no regime e no total pluviométrico que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em estiagens.

Nobre & Molion (1988) sugeriram que, na fase quente dos eventos ENOS (El Niño), o ramo ascendente da Circulação Hadley-Walker, usualmente sobre a Amazônia, é deslocado sobre as águas anormalmente quentes do Pacífico Leste ou Central, produzindo centros ciclônicos nos altos níveis sobre o norte/nordeste da América do Sul e uma forte subsidência sobre essa região e sobre o Atlântico Tropical. Essa subsidência enfraqueceria a ZCIT e a convecção sobre a Amazônia e o NEB, diminuindo as chuvas.

Marengo *et al.* (1993) mostraram que durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico Equatorial Central, a ZCIT desloca-se mais ao norte da sua posição normal sobre o Atlântico Tropical. Conseqüentemente ocorre o enfraquecimento dos alísios de nordeste, fato que causa a redução do transporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico para o interior da Amazônia.

Grande parte da precipitação ocorrida entre os meses de março e abril, na Amazônia Oriental, é decorrente da atuação mais ao sul do equador da ZCIT, que é parte integrante da circulação geral da atmosfera e está intimamente ligada às variações de TSM. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM's e ventos sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que as observadas no Pacífico Tropical, essas variáveis afetam substancialmente o clima sobre a América do Sul, em especial as regiões Norte e Nordeste do Brasil, pois a configuração de TSM e vento sobre o Atlântico Tropical são determinantes na posição da ZCIT. Alísios de sudeste mais intensos (fracos) do que os de nordeste, conjuntamente com anomalias negativas (positivas) de TSM ao sul do Equador e positivas (negativas) ao norte, acarretarão um deslocamento para o norte (sul) da ZCIT, provocando escassez (aumento) de precipitação no Norte e Nordeste do Brasil (NOBRE & SHUKLA, 1996).

O Padrão do Dipolo no oceano Atlântico Tropical configura-se com fase positiva e negativa. A fase positiva (negativa) do Dipolo é o padrão de anomalias de TSM com sinal positivo (negativo) ao norte e negativo (positivo) ao sul do equador, sendo, de um modo geral,

desfavorável (favorável) à ocorrência de precipitação sobre o NNEB (MOURA & SHUKLA, 1981).

O posicionamento da ZCIT sobre o Atlântico parece estar intimamente ligado às anomalias da temperatura de sua superfície particularmente em seu lado oeste. Vários estudos (HASTENRATH & HELLER, 1977; MOURA & SHUKLA, 1981) sugeriram que Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) positivas (negativas) no Atlântico Sul e negativas (positivas) no Atlântico Norte estão associadas com anos chuvosos (secos) no NEB, o chamado Dipolo do Atlântico. Embora atue principalmente sobre o NNEB, quando muito ativa, a ZCIT aumenta o gradiente de pressão entre o equador e os subtropicais. O aumento do gradiente facilita uma maior penetração de sistemas frontais em latitudes equatoriais que produzem mais chuvas sobre todo o NEB.

Para Nobre & Shukla (1996), as secas sobre o NEB são manifestações locais de padrões anômalos da precipitação em grande-escala que engloba todo o Atlântico Tropical e a região amazônica. Anomalias negativas de precipitação ao sul do equador durante os meses de março, abril e maio, estão relacionadas a uma “retirada precoce” da ZCIT na direção das ATSM mais quentes sobre o Atlântico Tropical Norte.

Souza *et al.* (2000) apresentaram resultados observacionais sobre a influência dos oceanos Atlântico e Pacífico nas precipitações da Amazônia e constataram que, durante os eventos La Niña, as precipitações ficavam acima da média no verão e outono austral.

É importante mencionar que Pezzi & Cavalcanti (2001) conjecturaram que em condições de El Niño e Dipolo Positivo no Atlântico Tropical, as precipitações ficam abaixo da média em toda a Região Nordeste, enquanto que com El Niño e Dipolo Negativo ocorrem chuvas acima da média no norte do Nordeste e abaixo nas demais áreas da região. Pezzi & Cavalcanti (2001) ainda descreveram que em condições de La Niña e Dipolo Negativo, observam-se chuvas acima da média; e La Niña com Dipolo Positivo, precipitações abaixo da média em todo o NEB. A influência do Dipolo no Atlântico Tropical sobre as chuvas no Nordeste é mais pronunciada nos períodos de La Niña do que nos de El Niño.

Estudos vêm sendo realizados a fim de investigar a influência do Oceano Atlântico Tropical sobre a precipitação da região Amazônica Equatorial. Fu *et al.* (2001) através de experimentos numéricos mostraram que a TSM do Atlântico Tropical exerce influência na precipitação da parte leste desta região nas estações equinociais, havendo redução desta influência nas estações de solstício. Fu *et al.* (2001) também mostraram que a variabilidade

das precipitações na Amazônia Oriental é bastante influenciada pelos eventos de TSM do Pacífico no período da primavera e outono e menos no período de verão e inverno.

Liebmann & Marengo (2001) verificaram que a TSM do Atlântico Equatorial está positivamente correlacionada com a precipitação do leste da Amazônia durante o outono e a primavera. Sugerem, ainda, que a precipitação de dezembro/janeiro/fevereiro nesta região não apresenta correlação significativa com a TSM do Atlântico Tropical.

Chaves (2006) avaliou a influência da TSM do Atlântico Norte sobre a convecção de verão da América do Sul através de simulações numéricas com o modelo atmosférico do CPTEC, impondo anomalias positivas e negativas sobre esta área oceânica. Observou que para os campos de anomalias negativas (positivas) de TSM, há desintensificação (intensificação) da convecção na porção atlântica da ZCIT e norte da América do Sul, associada ao resfriamento (aquecimento) da TSM do Atlântico Norte.

3.3 ANÁLISE FATORIAL APLICADA A VARIÁVEIS ATMOSFÉRICAS

Pesquisadores em todo mundo têm empregado o método da ACP e Agrupamentos a séries de variáveis meteorológicas, para identificação e classificação de padrões espaço-temporais, os quais servirão de base para caracterizar e investigar as variabilidades sazonais e anuais de variáveis meteorológicas, e associá-las a eventos e fenômenos meteorológicos.

Eastman & Fulk (1993) aplicaram a técnica da ACP para analisar condições espaciais ambientais da África, a partir de dados do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN). A primeira componente principal explicou as características do IVDN independentemente da estação do ano. A segunda, terceira e quarta componentes principais relacionaram as mudanças sazonais de IVDN. Os resultados mostraram que a técnica das componentes principais pode ser um indicador de mudanças em séries temporais, cujos valores são influenciados por eventos periódicos ou não periódicos.

Green *et al.* (1993) aplicaram a ACP a séries climatológicas de vento, temperatura e precipitação da Região Sul da Califórnia. Na análise usaram as cargas fatoriais das componentes principais na formação de grupos de meses (estações do ano) contendo padrão espacial similar. Os resultados obtidos diferem da definição convencional de que a duração de cada estação é de três meses. Na análise da precipitação, o período (estação) novembro-maio

foi associado a sistemas sinóticos oriundos do Pacífico. O período julho-agosto representou a estação de temperaturas de verão associadas ao fluxo de umidade do sul. Períodos intermediários secos separaram essas estações do ano.

Gong & Richman (1995) aplicaram técnicas de análise de agrupamento a dados de precipitação para as regiões central e leste da América do Norte, com a finalidade de realizar uma intercomparação entre os vários métodos de classificação. Observaram que dentre os métodos hierárquicos e não hierárquicos utilizados, os que apresentaram melhores resultados foram os de Ward e o método aglomerativo em torno dos núcleos.

Ceballos & Braga (1995) aplicaram a análise de agrupamento hierárquico em regiões homogêneas de radiação global diária para estimar dados locais baseados em estações circunvizinhas. Para a simulação das séries adotou-se um critério no qual estimadores dos componentes principais podem ser obtidos com base no método dos mínimos quadrados. Os resultados obtidos foram satisfatórios com erros padrão que não ultrapassaram 5%.

Matulla *et al.* (2003) estudaram a variabilidade espacial e sazonal da precipitação na Áustria utilizando ACP, análise de agrupamento e redes neurais artificiais. Durante o inverno, três regiões homogêneas de precipitação foram encontradas, independente do período considerado. Estas regiões podem ser atribuídas a diferentes fluxos de ar que dominam o clima da Áustria e desencadeiam eventos de precipitação durante a estação fria. Durante o verão quatro grupos de precipitação homogênea foram identificados, que são causados por eventos convectivos espacialmente heterogêneos como trovoadas.

Muñoz-Díaz & Rodrigo (2004) utilizaram ACP e agrupamento a dados de precipitação sazonal para dividir a Espanha em um número limitado de regiões climaticamente homogênea. Usando a técnica de agrupamento hierárquico através do método de Ward, três grupos foram obtidos no inverno e na primavera, e quatro grupos foram obtidos no verão e outono. A comparação das duas técnicas indicou que a análise de agrupamento é adequada para estabelecer padrões espaços-temporais de distribuição sazonal da precipitação na Espanha.

Esteban *et al.* (2006) utilizaram ACP e agrupamento para caracterizar padrões de circulação sinótica em uma região extratropical entre 30° W e 15° E de longitude. Os dados de pressão ao nível médio do mar foram rotacionados e o método de agrupamento escolhido foi o K-means. Os resultados foram consistentes com o padrão de circulação atmosférica conhecida na área estudada, tornando o resultado acessível para estudos de fenômenos

sinóticos de curta duração. Além disso, a metodologia mostrou-se aplicável a outras zonas climáticas, uma vez que caracterizou razoavelmente bem a complexidade da circulação em latitudes médias.

Bhowmik & Roy (2006) aplicaram ACP para investigar a variabilidade espacial dos erros das Estimativas de Precipitação Quantitativa (EPQ) do INSAT na região das monções indianas. Mostraram que os erros das EPQ têm alguma variabilidade espacial, e que as chuvas orográficas são subestimadas. A primeira componente principal corresponde à fase inicial das monções. A segunda componente principal representa a presença positiva intermitente do sistema de baixa pressão na parte central do país. A terceira componente principal está associada com o cavado de monção em sua posição normal, e a quarta componente principal, está associada com o cavado de monção na posição sul.

Castañeda & González (2008) usaram ACP para descrever a climatologia da precipitação na Patagônia Argentina e abordar o problema de tendências. O uso da técnica mostrou um máximo de precipitação no noroeste da região e revelou que os totais pluviométricos no inverno superam os do verão, especialmente sobre os Andes. De acordo com as análises verificaram tendências positivas de chuva sobre o norte e sul patagônico e negativas no oeste e região central.

Fragoso & Gomes (2008) aplicaram ACP a dados de chuva para identificar padrões espaciais de precipitação associados aos eventos intensos de chuva no sul de Portugal. Verificaram que na região do Algarve as chuvas de forte caráter torrencial foram mais frequentes. A maior frequência de dias com chuvas ocorre no outono e no início do inverno. Através da combinação da ACP e do método de agrupamento K-means, quatro diferentes padrões de precipitação foram identificados, e cada um apresenta uma especificidade. Cinco tipos de sistemas de circulação foram identificados, indicando uma diversidade considerável entre as condições de circulação atmosférica em grande escala que são favoráveis à ocorrência de chuvas torrenciais no sul de Portugal.

Stathis & Myronidis (2009) aplicaram ACP a dados de precipitação de 75 estações meteorológicas para um período de 35 anos para a região da Tessália (Grécia Central). O objetivo foi determinar padrões de precipitação na região. Duas componentes principais foram obtidas e descreveram 87,7% da variância total dos dados. A primeira componente principal está relacionada com a frequência de ciclones que atravessam a região, enquanto a segunda está relacionada com a frequência de anticiclones e tipos de tempo não-gradientes (não tem

padrão bem definido ou associado a nenhum sistema de escala sinótica). Ou seja, a primeira componente explica o período chuvoso da região e a segunda componente as chuvas de verão.

Villar *et al.* (2009) estudaram a variabilidade espaço-temporal da precipitação na bacia amazônica através de componentes principais rotacionadas. Diagnosticaram que as maiores variabilidades interdecadais e interanuais da chuva ocorrem no período chuvoso da região (dezembro a maio) e estão relacionadas a mudanças de longo prazo do Oceano Pacífico e a eventos de ENOS, respectivamente. A variabilidade interanual caracteriza mais especificamente o regime de chuvas da Amazônia Oriental, que também sofre influência do padrão de Dipolo do Atlântico Tropical.

Westra *et al.* (2010) empregaram ACP para explicar a variabilidade climática das anomalias de TSM global. Compararam os resultados obtidos usando componentes não-rotacionadas, com rotação Varimax e Componentes Independentes. Através da ACP, fenômenos de escala global, tais como tendências de mudanças globais e sinais de El Niño Oscilação Sul (ENOS), foram bem representados quando interpretados os componentes extraídos. Contudo, a rotação Varimax ofereceu vantagens quanto à interpretação de fenômenos localizados, como a variabilidade climática no Atlântico Tropical. Observaram ainda, que quando o objetivo foi interpretar fisicamente os resultados extraídos dos componentes, a utilização de componentes independentes não foi satisfatória.

Amanajás *et al.* (2010) usaram análise fatorial em Componentes Principais e Agrupamento para investigar algumas características do padrão pluviométrico do Estado do Amapá (Amazônia Oriental). Duas componentes foram obtidas. A primeira CP está relacionada com a atuação da Zona de Convergência Intertropical e a segunda esta relacionada a tipos de tempo não-gradiente. Usando os escores das CPs, obtiveram três regiões de precipitação homogêneas bem definidas.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Figura 1 mostra em destaque a área de estudo, que compreende os estados do Amapá e Pará, e suas 27 microrregiões definidas segundo critérios do IBGE. Ocupam juntos cerca de 1.390.504,1 km² do território brasileiro, contendo 159 municípios, com uma população estimada em aproximadamente 8.057.629 habitantes (IBGE, 2009). Estão situados na Amazônia Oriental, fazendo limite com os estados de Roraima e Amazonas a oeste, Mato Grosso e Tocantins ao sul, Maranhão a leste, com o Oceano Atlântico a nordeste e Guiana Francesa e Suriname a noroeste.

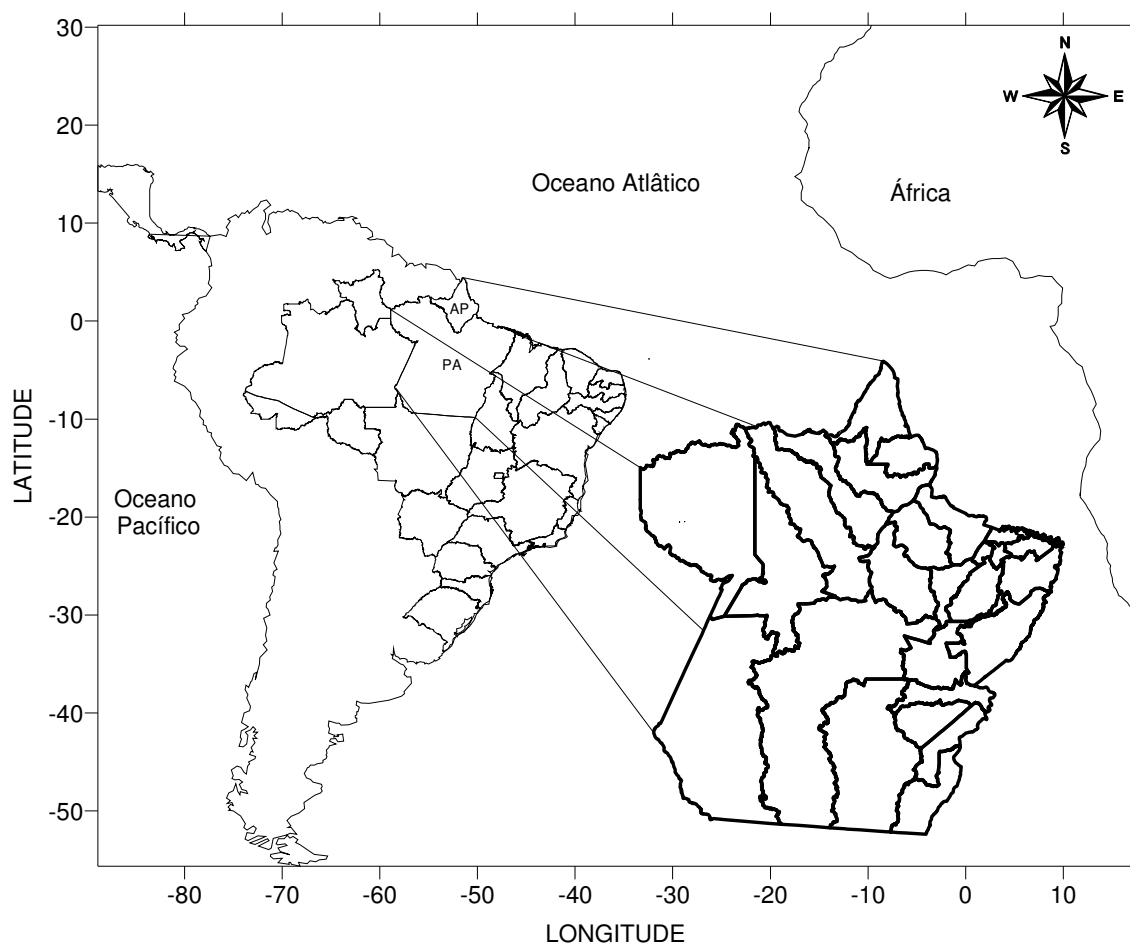


Figura 1. Área de estudo: Amazônia Oriental e Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

A Amazônia Oriental apresenta significativa topografia, composta por três grandes unidades: Planícies e Terras Baixas Amazônicas, Planalto das Guianas e Planalto Central (Figura 2). Em sua porção mais noroeste encontra-se o Planalto das Guianas, bastante extenso, abrangendo toda a Serra do Tumucumaque. Ao sul, no Planalto Central, estão as Serras do Cachimbo, Carajás e Pelada. Entre estas duas regiões encontra-se a Planície Amazônica, região banhada pelo Baixo Amazonas e seus principais afluentes, onde se encontra também a Ilha de Marajó, a maior ilha de água fluviomarinha do mundo. Além da presença da bacia amazônica, na região está localizada boa parte da bacia do Tocantins, onde está instalada a Usina Hidroelétrica de Tucuruí, uma das maiores usinas hidroelétricas do mundo.

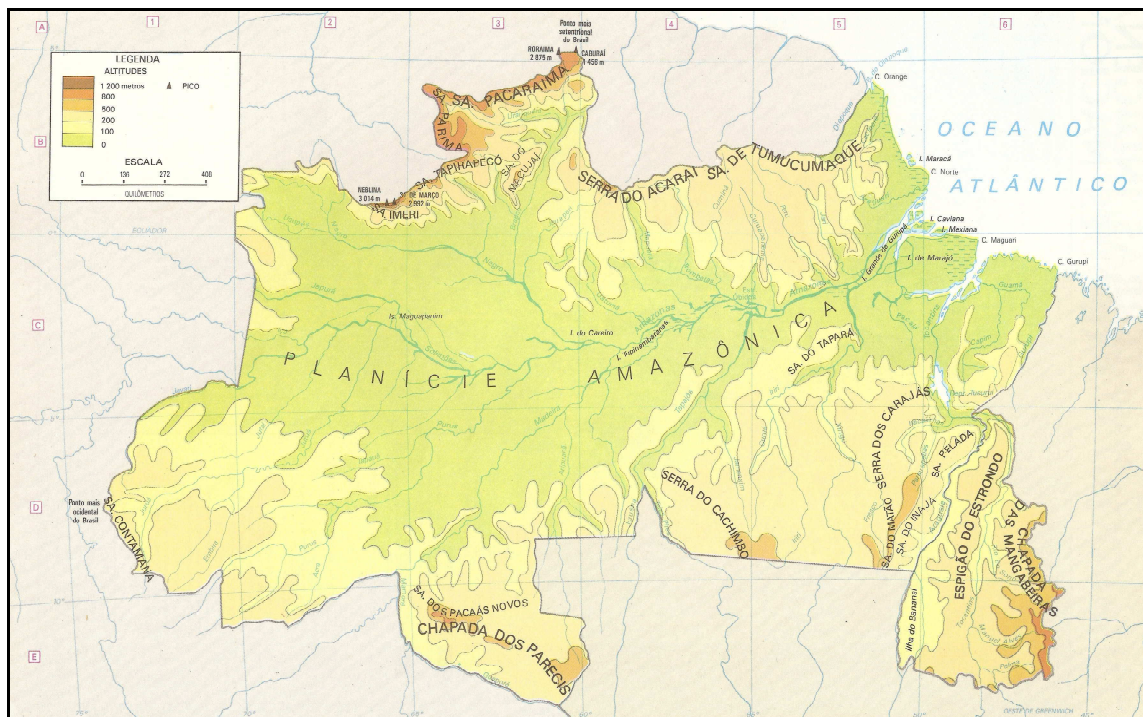


Figura 2. Mapa do relevo e hidrografia da Região Norte do Brasil. Fonte: Simielli, 1991.

4.2 DADOS

4.2.1 Dados de precipitação na Amazônia Oriental

Os dados utilizados como preditando, neste estudo, consistem de séries mensais e anuais de precipitação (mm) de 30 anos (1980-2009) em 128 postos pluviométricos na Amazônia Oriental, da Agência Nacional das Águas (ANA). A distribuição dos postos pluviométricos é indicada por números na Figura 3. Os vazios observados na área de estudo, com relação à distribuição dos postos pluviométricos, devem-se ao fato que a região possui inúmeras áreas de preservação ambiental de uso parcial e integral. Segundo Borges *et al.* (2007) até 2004, 73 Unidades de Conservação e 31 Terras Indígenas demarcadas foram contabilizadas nos estados do Amapá e Pará.

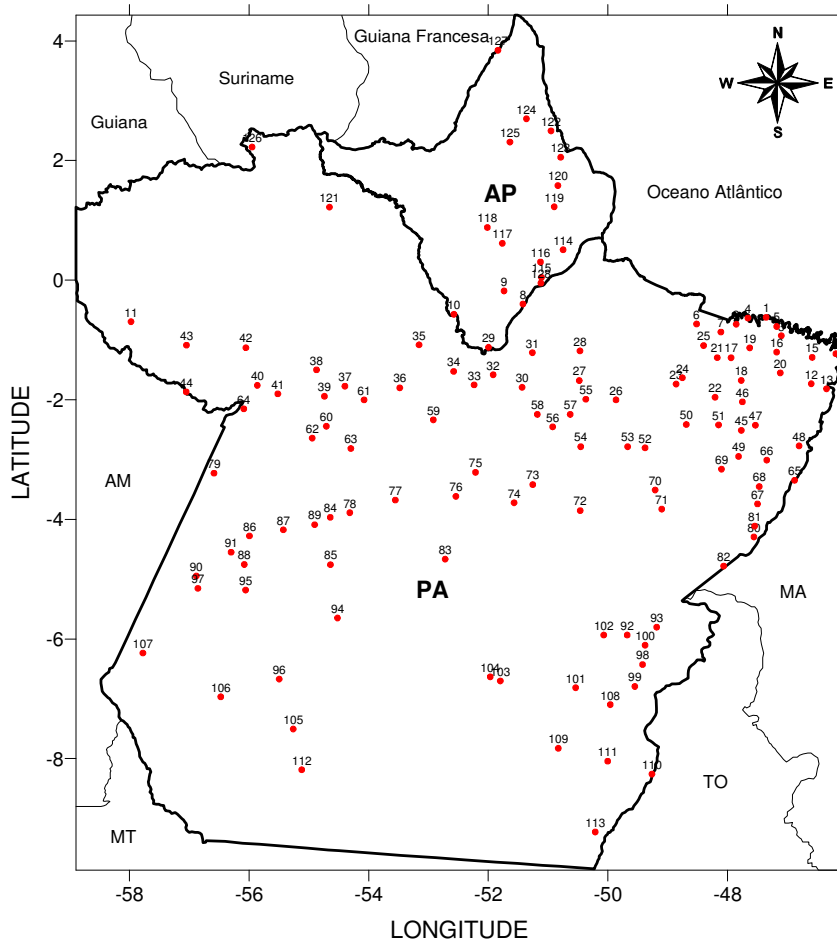


Figura 3. Distribuição espacial dos postos pluviométricos da ANA na Amazônia Oriental.

4.2.2. Dados de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais

Os dados utilizados como preditores consistem de anomalias mensais de TSM na área dos *niños*: Niño 1+2 (0-10°S, 90°W-80°W), Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W), Niño 3.4 (5°N-5°S, 170°W-120°W) e Niño 4 (5°N-5°S, 160°E-150°W), Índice mensal do Atlântico Tropical Norte (IATN), que é a anomalia de TSM na área compreendida entre 5°N-23,5°N e 15°W-57,5°W, e Índice mensal do Atlântico Tropical Sul (IATS), que é a anomalia de TSM na área compreendida entre 0-20°S e 10°E-30°W, de 1979 a 2009, provenientes do NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research). Ressalta-se que as áreas do IATN e IATS correspondem à região associada ao padrão de Dipolo do Atlântico Tropical (MOURA & SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991), mostradas na Figura 4.

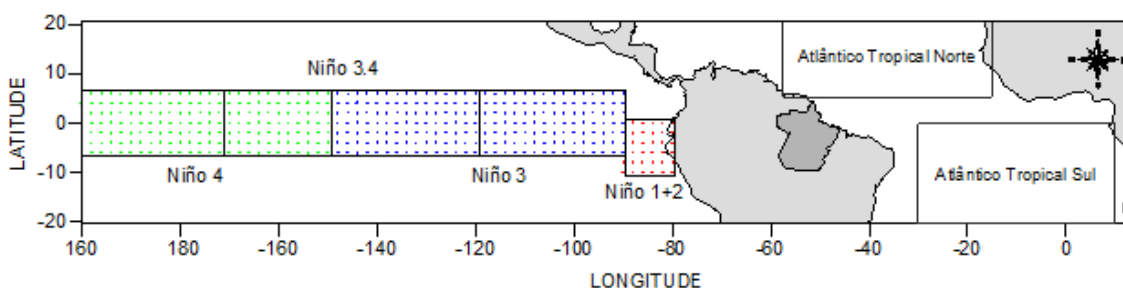


Figura 4. Regiões homogêneas de ATSMs nos Oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais.

4.3 MÉTODO

4.3.1 Análise Fatorial em Componentes Principais

O método de Análise Fatorial (AF) em Componentes Principais (CPs) é uma técnica estatística multivariada que vem sendo utilizada, com bons resultados, em diversas aplicações meteorológicas (GREEN *et al.*, 1993; CEBALLOS & BRAGA, 1995; ESTEBAN *et al.*, 2006). Foi introduzida pela primeira vez em estudos meteorológicos por Lorenz, em 1956, que as denominou de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) para destacar sua natureza não analítica (BRAGA, 2000). Esse método tem por objetivo transformar p variáveis originais

correlacionadas em componentes não correlacionadas ou ortogonais, sendo estes componentes funções lineares, em que p variáveis originais são medidas em n indivíduos (BOUROCHE & SAPORTA, 1982).

Em síntese, a ACP consiste em associar índices a cada um dos conjuntos de dados (X: variável explicativa e Y: resposta), definidos como combinações lineares dos valores em cada um dos conjuntos, de forma a maximizar a correlação entre os dois índices. Desta forma busca-se reter ao máximo a informação contida nas variáveis originais. Os coeficientes da combinação linear são referidos nos *softwares* como “*loadings*” e os índices como “*scores*”.

Essa técnica não só permite a redução da dimensão da matriz de dados, ao mesmo que a máxima variância pode ser explicada pela classificação dos autovetores associados aos maiores autovalores da matriz de correlação, ou seja, os dados originais podem ser analisados a partir de um número pequeno de componentes independentes entre si (PREISENDORFER, 1988).

Deve-se esclarecer que análise de componentes principais não é igual à análise fatorial (*factor analysis*). Embora os resultados de ambos os métodos sejam muitas vezes semelhantes, existem grandes diferenças conceituais entre os mesmos. Simplificadamente, a análise de fatores busca uma estrutura causal entre as variáveis, enquanto ACP busca apenas reduzir o conjunto de variáveis mantendo, ao máximo, o poder de explicação (variância total). Apesar disto, a análise de componentes principais pode ser utilizada para se associar um componente principal a um fator real.

A coleta básica de informações na análise fatorial é a matriz de dados (PANDZIC, 1988). Em n observações existem m variáveis, então a matriz de dados normalizada (com média zero e variância um) de precipitação pluvial mensal e anual é apresentada como $m \times n$, e designada por Z , a partir da qual é obtida a matriz de correlação R dada por:

$$R = \frac{1}{n-1}(Z)(Z)^t \quad (1)$$

em que, $(Z)^t$ é a matriz transposta de Z .

Sendo R uma matriz simétrica positiva de dimensão $(k \times k)$, ela é diagonalizável por uma matriz A , de mudança de base, denominada de autovetores e por λ , o autovalor associado, dado por:

$$(R - \lambda I)A = 0 \quad (2)$$

$$|R - \lambda I = 0| \quad (3)$$

em que, I é matriz identidade. Assim, para que A tenha soluções não triviais o $\det|R - \lambda I = 0$.

O determinante produz uma matriz diagonal, cujos elementos são os autovalores λ_m correspondentes aos autovetores de a_m de cada coluna k de A . Como R é simétrica, o somatório dos elementos da sua diagonal principal (r_{ii}) é igual a soma dos autovalores, ou seja:

$$\sum_{i=1}^m r_{ii} = \sum_{i=1}^m \lambda_i \quad (4)$$

O cálculo dos autovetores é dado pela seguinte expressão:

$$D = A^{-1}RA \quad (5)$$

em que, D é a matriz diagonal, cujos elementos λ_i são os autovalores de a_i . Pela ortogonalidade dos autovetores, a inversa de A (A^{-1}) é igual a sua transposta (A^t). Logo, as CPs U_1, U_2, \dots, U_p são obtidas por combinações lineares entre a transposta dos autovetores (A^t) e a matriz de observações (X), ou seja:

$$U = A^t X \quad (6)$$

$$X = AU \quad (7)$$

Cada linha de U corresponde a uma CP que forma as séries temporais associadas aos autovalores. Os valores de X do n -ésimo local podem ser calculados por:

$$X_i = a_{j1}U_1 + a_{j2}U_2 + \dots + a_{jk}U_k + a_{np}U_p \quad (8)$$

A solução desta equação é única. Esta solução considera a variação total presente no conjunto das variáveis iniciais, onde a CP1 explica o máximo possível da variância dos dados iniciais, enquanto a CP2 explica o máximo possível da variância ainda não explicada e assim por diante, até a última CPm que contribui com a menor parcela de explicação da variância total dos dados iniciais.

Cada CP tem uma porção da variância total dos dados mensais e anuais de precipitação pluvial, e são ordenadas por ordem decrescente dos autovalores mais significativos de a_j em A , dada por:

$$U_k = \sum_{j=1}^m a_{j,k} X_k \quad (9)$$

Tomando F como funções lineares das variáveis observadas normalizadas (X), temos:

$$F = X.B \quad (10)$$

em que, F é a matriz dos escores fatoriais, constituída de n valores para cada um dos fatores, e B é a matriz ($p \times p$) dos coeficientes dos escores fatoriais das CPs.

$$B = A.D^{-1/2} \quad (11)$$

Multiplicando a matriz dos autovetores (A) pela raiz quadrada da matriz dos autovalores (D), temos a matriz W ($p \times p$), das cargas fatoriais dada por:

$$W = A.D^{1/2} \quad (12)$$

Relacionando F e as CPs tem-se:

$$Y = A.X = B.D^{1/2} = F.D^{1/2} \quad (13)$$

onde, F são as cargas fatoriais para as CPs Y .

O número escolhido de CPs foi baseado no critério de truncamento de Kaiser, que considera como mais significativos os autovalores cujos valores sejam superiores a unidade (BEZERRA, 2007).

A distribuição espacial dos fatores comuns temporais facilita as interpretações físicas correspondentes às CPs. Se a interpretação física for o principal objetivo da ACP, então se faz a rotação da solução inicial para uma nova coordenada de vetores, através de uma transformação linear (RICHMAN, 1986; WIKS, 2006).

Neste trabalho, utilizou-se uma rotação ortogonal mantendo a correlação entre as componentes igual a zero, portanto independentes. Um dos métodos de rotação mais utilizados que maximiza a variância em cada componente é o Varimax, dado por:

$$Var = \sum_{j=1}^r \left(m \sum_{i=1}^m (a_{ij})^2 - \left(\sum_{i=1}^m a_{ij}^2 \right)^2 \right) / m^2 \quad (14)$$

em que, r é o número de CPs que representam as informações físicas e m o número de variáveis.

O principal objetivo da utilização de CPs rotacionadas é se obter a maior concentração dos dados originais da série temporal nas CPs pela máxima variância, e não à característica normalizada da série temporal como ocorre nas CPs não rotacionadas (BEZERRA, 2007).

4.3.1.1 Análise Fatorial da Precipitação Pluvial

Existem dois tipos de ACP utilizados para analisar a variável observada tanto no tempo quanto no espaço. O primeiro, chamado Modo-T, pode ser aplicado para criar agrupamentos de variáveis e classificar seus campos atmosféricos espaciais (ESCOBAR, 2007). Segundo Richman (1983) o Modo-T é uma ferramenta muito útil para sintetizar e reproduzir padrões de circulações, quantificando sua frequência e mostrando os períodos de tempo neles dominantes, ou seja, obter a evolução dos principais modos dominantes de circulação que permitam analisar a trajetória e comportamento dos sistemas sinóticos sobre determinadas áreas. Para a análise no Modo-T organizou-se uma matriz de dados M ($m \times k$), onde as m linhas correspondem aos 128 postos pluviométricos e as k colunas às 12 médias mensais dos 30 anos de observações.

Por outro lado, o Modo-S está relacionado com a análise de séries temporais correspondentes a pontos no espaço. Isto significa que a variável estatística analisada corresponde a séries temporais de uma variável meteorológica que pode ser considerada contínua no espaço e no tempo. Para a análise no Modo-S montou-se uma matriz de dados M ($n \times p$), onde as n linhas têm dimensão 174, correspondendo aos meses da estação chuvosa, DJFMAM, entre dezembro de 1980 e maio de 2009, e as p colunas correspondem aos 128 postos pluviométricos.

Para a determinação das situações meteorológicas correlacionadas com as componentes principais foram utilizadas as séries temporais das cargas fatoriais (*factor loadings*) que representam as correlações entre cada variável (situação meteorológica real) e cada componente principal (RICHMAN, 1986). A análise das cargas fatoriais permite avaliar a representatividade dos padrões como situações reais. Valores próximos a 1 representam sequências de situações meteorológicas similares às sequências dos padrões obtidos (ESCOBAR, 2007).

Foram elaborados mapas das distribuições espaciais dos principais fatores comuns temporais (escore espacial) e correlações espaciais, que representam a contribuição destes em relação à variância total, do conjunto de dados da precipitação pluvial na Amazônia Oriental, assim como gráficos mensais das correlações temporais e fatores comuns espaciais (escore temporal).

4.3.2 *Análise de Agrupamentos (Clusters Analysis)*

A determinação das regiões pluviometricamente homogêneas na Amazônia Oriental foi realizada através das técnicas objetivas da análise de agrupamentos. Essa técnica objetiva descobrir a natureza complexa das relações multivariadas entre dados sob investigação. A classificação das variáveis, em grupos homogêneos e a identificação de suas características comuns, possibilitam um melhor conhecimento e previsão do fenômeno em questão. A estrutura final dos grupos ou classes é apresentada sob a forma de dendrograma ou árvore de classificação, que representa uma síntese dos resultados.

Existem dois tipos de métodos ou algoritmos de classificação de grupos. Um é o método hierárquico, em que a partição dos grupos se dá a partir de um mínimo de grupos não definidos inicialmente. A união de dois grupos numa determinada etapa produz um dos agrupamentos da etapa superior, o que caracteriza o processo hierárquico. O outro é o método não hierárquico, onde a partição dos grupos é produzida a partir de um número de grupos definido a priori. Os mais conhecidos são os Método Aglomerativo de K-means de MacQueen e o das Nuvens Dinâmicas, descritos em Wilks (2006). Em ambos os métodos a classificação dos indivíduos em grupos distintos depende da medida numérica de similaridade ou de dissimilaridade (função de agrupamento) e de um critério matemático (BOUROCHE & SAPORTA, 1982; EVERITT, 1993).

A similaridade entre objetos pode ser mensurada de várias maneiras, mas três métodos dominam as aplicações da Análise de Agrupamentos: medidas de associação, medidas de correlação e medidas de distância (POHLMANN, 2007).

Na análise de agrupamento, todos os processos de hierarquização são similares, iniciando-se pela determinação da função de agrupamento. De acordo com Wilks (2006) esta função é usada como critério para medir a distância entre dois pontos x_i e x_j ou para estabelecer o quanto eles são parecidos. As medidas de similaridade ou dissimilaridade mais utilizadas são o coeficiente de correlação e a distância euclidiana, por apresentarem enorme facilidade de cálculo. Logo, distância euclidiana entre dois indivíduos x_i e x_j é expressa por:

$$d(x_i, x_j) = |x_i - x_j| = \left[\sum_{k=1}^n P_i(x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (15)$$

em que, $x_{j,k}$ representa os valores mensais dos locais x_i e x_j e P_i é o peso associado a cada indivíduo.

Existem vários critérios de agrupamentos nos métodos hierárquicos, os mais utilizados são: Ligação Simples ou Agrupamento de Mínima Distância; Ligação Completa ou Agrupamento de Máxima Distância; Ligação Média; Método Centróide e Método de Ward (WILKS, 2006).

Nos métodos hierárquicos, a obtenção dos grupos pode ser feita por cortes transversais no dendrograma a partir do critério de agregação entre os grupos e conhecimento prévio da região em estudo (BOUROCHE & SAPORTA, 1982). Neste estudo foi utilizado o método de agrupamento de Ward (1963), o qual utiliza como critério de agrupamento a inércia entre grupos, que é medida pela Soma dos Quadrados dos Desvios (SQD) de cada ponto a média do grupo ao qual pertence. Logo, para p indivíduos organizados em k grupos,

$$SQD = \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n X_i \right)^2 \quad (16)$$

em que, X_i é o número de indivíduos pertencentes ao i -ésimo grupo.

4.3.2.1 Determinação das Regiões Homogêneas de Precipitação

A determinação das regiões homogêneas de precipitação foi realizada com auxílio das técnicas objetivas de agrupamentos, dos principais fatores comuns temporais e correlações espaciais, obtidos através da Análise Fatorial em Componentes Principais.

Os fatores comuns temporais (scores espaciais) e as correlações espaciais da precipitação foram dispostos sob forma de matriz F ($n \times p$), onde cada n linha da matriz corresponde às estações, e as p colunas da matriz correspondem aos fatores comuns temporais e correlações espaciais.

Entre as técnicas de hierarquização testadas neste estudo optou-se pelo método de Ward, por apresentar melhor coerência espacial e concordância com a climatologia da região. As classes ou grupos foram determinados conforme o critério matemático de inércia descrito acima e subjetividade do pesquisador, de modo a permitir um número mais adequado de classes. A seguir, fez-se uma descrição estatística do regime pluviométrico de cada região,

visando entender melhor a variabilidade das chuvas e poder associá-las a sistemas meteorológicos que atuam na Amazônia Oriental.

4.3.3 *Análise de Correlação entre TSM e Precipitação*

A partir da distribuição temporal da precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso de cada grupo pluviometricamente homogêneo da Amazônia Oriental, foi estimada a relação entre as chuvas e as ATSMs nas áreas dos Niños, bem como nas áreas associadas ao Padrão de Dipolo do Atlântico Tropical, mostradas na Figura 3. Ou seja, calcularam-se os coeficientes de correlação linear de Pearson (r) entre a chuva trimestral, nas distintas regiões pluviometricamente homogêneas, e as oceânicas, segundo a Equação 17:

$$r = \frac{N \sum PRC \cdot ATSM - (\sum PRC)(\sum ATSM)}{\sqrt{N(\sum PRC^2) - (\sum PRC)^2} \sqrt{N(\sum ATSM^2) - (\sum ATSM)^2}} \quad (17)$$

Em que N é igual ao número total de anos estudados, PRC é a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso de cada região pluviometricamente homogênea e $ATSM$ é a Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar mensal para cada região do Oceano Pacífico (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 ou Niño 4) e Atlântico (ATN e ATS) Tropicais.

Calculou-se a correlação (r) entre as ATSMs do mês de outubro do ano j e a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso do ano $j+1$ de cada região pluviometricamente homogênea; em seguida foi feito cálculo semelhante para as ATSMs do mês de novembro do ano j e a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso do ano $j+1$. Repetiu-se o mesmo procedimento para as ATSMs do mês de dezembro. Em seguida estimaram-se os coeficientes de correlação entre as ATSMs de janeiro do ano $j+1$ e a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso do ano $j+1$, e assim sucessivamente até as ATSMs do primeiro mês do trimestre mais chuvoso do ano $j+1$ e a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso do ano $j+1$ de cada região pluviometricamente homogênea. O conjunto de dados de precipitação trimestral acumulada de todas as regiões pluviometricamente homogêneas são do período de 1980 a 2009. Portanto, usaram-se as ATSMs de outubro de 1979 ao primeiro mês do trimestre chuvoso de 2009.

Para saber a eficácia do coeficiente de correlação e garantir que as variáveis envolvidas estejam correlacionadas, aplicou-se um teste estatístico para saber o grau de ligação entre estas. Neste estudo optou-se pela utilização do teste estatístico t de Student bicaudal, para o nível de significância de 0,01 e 0,05 com 28 graus de liberdade, o que resultou em $t_{\text{tabelado}} = 2,7633$ e $t_{\text{tabelado}} = 2,0484$, respectivamente (Equação 18). Caso $t_{\text{cal}} > t_{\text{tabelado}}$, rejeita-se a hipótese nula $H_0: \rho = 0$, ou seja, a hipótese não nula $H_1: \rho \neq 0$ é aceita, o que significa dizer que o r amostral encontra-se na região de aceitação existindo uma correlação entre as populações, caso contrário, a correlação entre as populações estudadas é igual a zero situando-se na região de rejeição (WILKS, 2006).

$$t_{\text{cal}} = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (18)$$

Tais correlações podem ser interpretadas como uma medida de intensidade da relação linear entre duas variáveis, embora possam estar completamente isentas de qualquer relação causa-efeito. Entretanto, estudos prévios mostram que existe uma relação entre a variação da TSM com os impactos de grande escala nas chuvas da Amazônia (FU *et al.*, 2001; LIEBMAN & MARENGO, 2001).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA ORIENTAL

O regime pluviométrico na Amazônia é, significativamente, heterogêneo, seja por efeitos dinâmicos provocados pela sua topografia seja pela atuação dos diferentes sistemas atmosféricos que a atingem, apresentando grande variabilidade espaço-temporal. A Figura 5 ilustra a variabilidade espacial dos totais médios anuais da precipitação para a Amazônia Oriental no período de 30 anos (1980-2009).

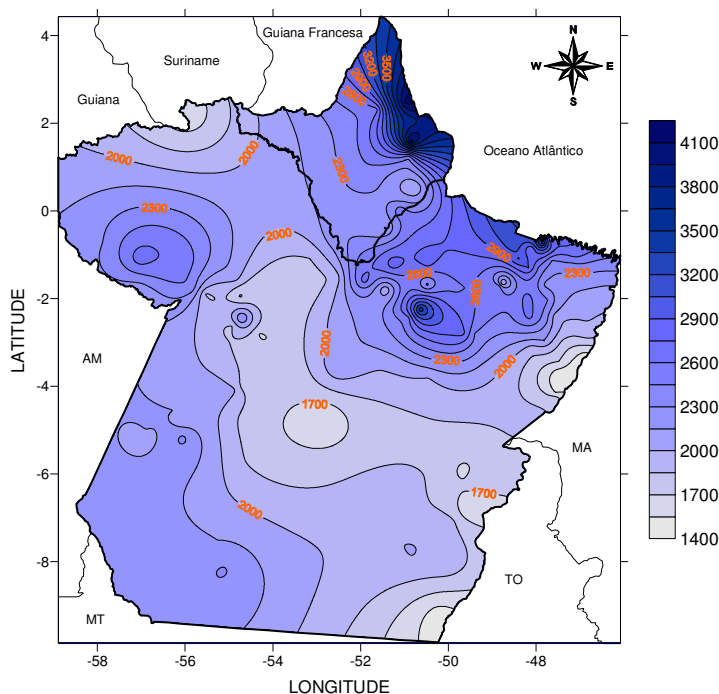


Figura 5. Mapa climatológico da precipitação anual (mm/ano) observada, com base na média de 30 anos (1980-2009).

A Amazônia Oriental apresenta uma extensa região contendo máximos de chuva anual, situada no setor norte/nordeste do Estado do Amapá e em toda sua região costeira e adjacências, na mesorregião do Marajó e no setor ocidental, cuja pluviometria excede a 2000 mm. Entre ambas, se observa um corredor menos chuvoso, de orientação NW-SE, desde a microrregião de Altamira estendendo-se até a mesorregião do Sudeste Paraense com totais médios anuais variando de 1500 a 2000 mm. As áreas mais chuvosas são aquelas onde

ocorrem com mais frequência a sobreposição das chuvas provocadas pela atuação da ZCIT e das LIs no setor costeiro, e da ZCAS e sistemas frontais oriundos do S/SE do Brasil no sul do Pará, aliados a fatores de escala local, tais como as brisas fluviais e o relevo. O corredor menos chuvoso corresponde justamente à área onde são menos frequentes as chuvas desses sistemas de circulação.

Estas precipitações não se distribuem igualmente durante o ano. A amplitude pluviométrica média anual na Amazônia Oriental é uma das maiores do Brasil, sendo mais notável na costa do Amapá e foz do Rio Amazonas, com valores que variam entre 500 e 600 mm.

Considerou-se conveniente analisar a climatologia da região sob o ponto de vista do comportamento sazonal das chuvas, uma vez que fenômenos climáticos ou suas combinações em diferentes escalas de tempo e espaço podem provocar significativas variações no regime de chuvas de uma determinada região, de modo que seu acumulado anual não evidenciaria este comportamento anômalo. A Figura 6 ilustra a configuração espacial climatológica sazonal da chuva para quatro trimestres do ano: Setembro/Outubro/Novembro (SON), Dezembro/Janeiro/Fevereiro (DJF), Março/Abril/Maio (MAM) e Junho/Julho/Agosto (JJA).

Observa-se claramente que os trimestres (DJF) e (MAM) abrigam os meses mais chuvosos da região (Figuras 6b e 6c, respectivamente), coincidindo com o ápice da atividade convectiva, ou seja, formação de nuvens tropicais, na Amazônia Oriental (MARENGO *et al.*, 2001). De forma contrastante, os trimestres (SON) e (JJA) caracterizam o período menos chuvoso da região.

O trimestre (SON) é o mais seco do ano, cujos totais médios pluviométricos oscilam entre 17 e 560 mm (Figura 6a). Nesta época do ano, SON, a banda de nebulosidade associada à ZCIT encontra-se em sua posição mais ao norte sobre o Oceano Atlântico, em torno de 14°N (MOLION & BERNARDO, 2002). Durante os meses (DJF) inicia-se o período chuvoso na Amazônia Oriental, com volumes de chuva, significativos, entre 275 e 1480 mm, em praticamente toda a região (Figura 6b). As regiões com máximo de chuva em (DJF), acima de 900 mm, encontram-se preferencialmente ao longo da faixa costeira do Amapá, e se devem à migração sazonal da banda de nebulosidade associada à ZCIT sobre o Atlântico Equatorial, embora não se encontre na sua posição mais austral.

No trimestre (MAM), período mais chuvoso, observa-se aumento do volume de chuvas em toda a região, com totais médios trimestrais variando entre 390 e 1870 mm (Figura 6c). Esse aumento da precipitação pode estar associado à atuação direta da ZCIT, que atinge

sua posição climatológica mais austral em março (NOBRE & SHUKLA, 1996). Os meses de (JJA) caracterizam-se pela redução considerável do volume de chuva na Amazônia Oriental (Figura 6d). Contudo, em média, as chuvas deste trimestre são maiores quando comparadas com as chuvas do trimestre (SON), variando entre 300 e 730 mm no centro-norte e entre 16 e 300 mm nas demais regiões.

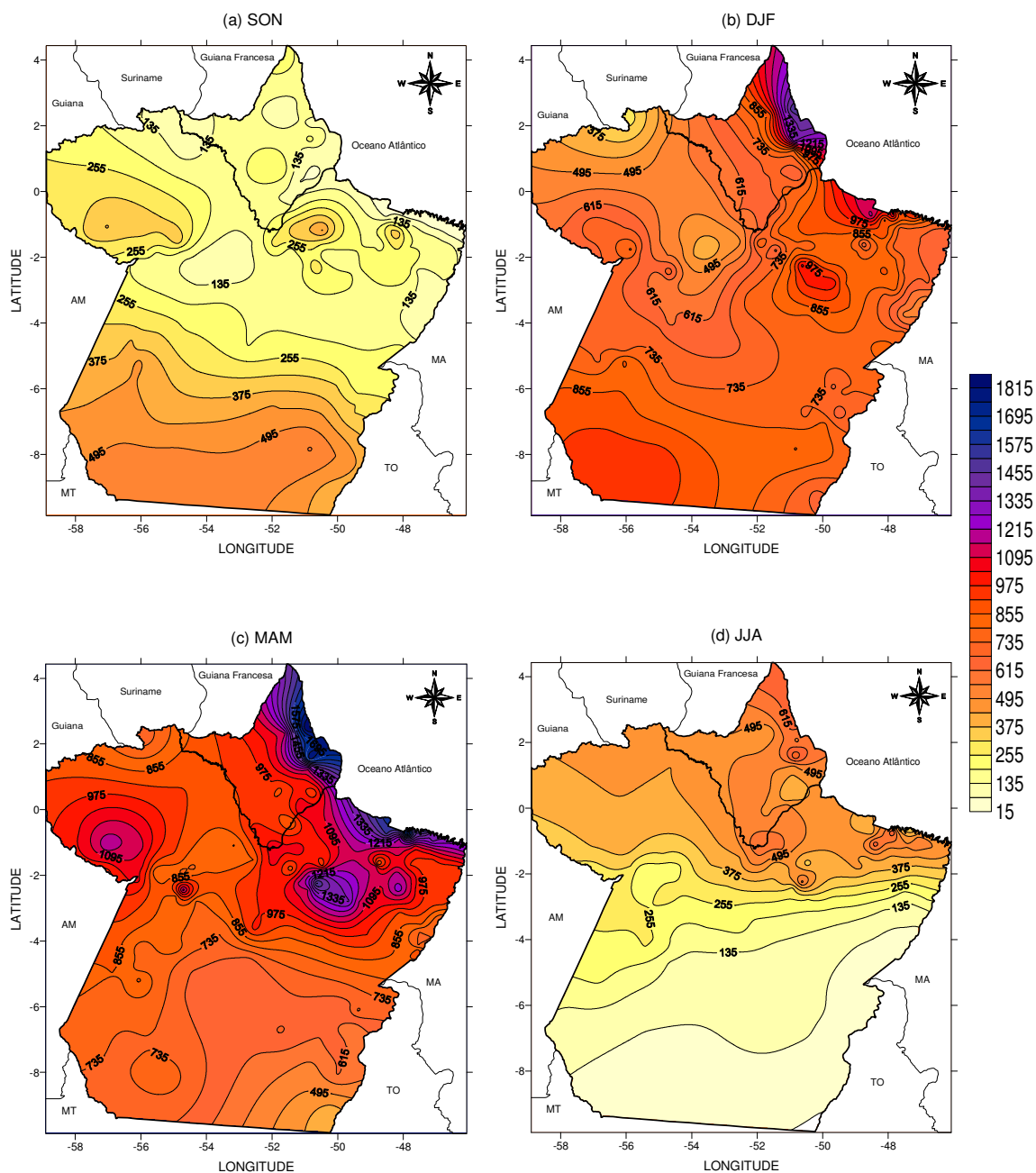


Figura 6. Mapas climatológicos da precipitação sazonal (mm), para os trimestres (a) SON, (b) DJF, (c) MAM e (d) JJA.

5.2 PADRÕES DE VARIABILIDADE TEMPORAL ASSOCIADA À CHUVA NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Os três primeiros fatores comuns rotacionados, que explicam 91,64% da variância total dos dados mensais da precipitação, são mostrados na Tabela 1. O primeiro fator comum explica 32,11% da variância total, com correlações positivas superiores a 0,9 nos meses de janeiro a março, e ainda, superiores a 0,7 no mês de abril (Figura 7). Isto significa que os padrões de sequência teóricos e as situações sinóticas reais têm configurações similares.

Tabela 1. Valores Próprios (autovalores) e porcentagens da Inércia Explicada e Acumulada da precipitação mensal.

CP	Cargas não rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Valor Próprio	Inércia Explicada (%)	Inércia Acumulada (%)	Valor Próprio	Inércia Explicada (%)	Inércia Acumulada (%)
1	6,14	51,14	51,14	3,85	32,11	32,11
2	2,93	24,45	75,59	3,77	31,38	63,49
3	1,93	16,05	91,64	3,38	28,14	91,64
4	0,46	3,83	95,47			
...			
12	0,017	,139	100,00			

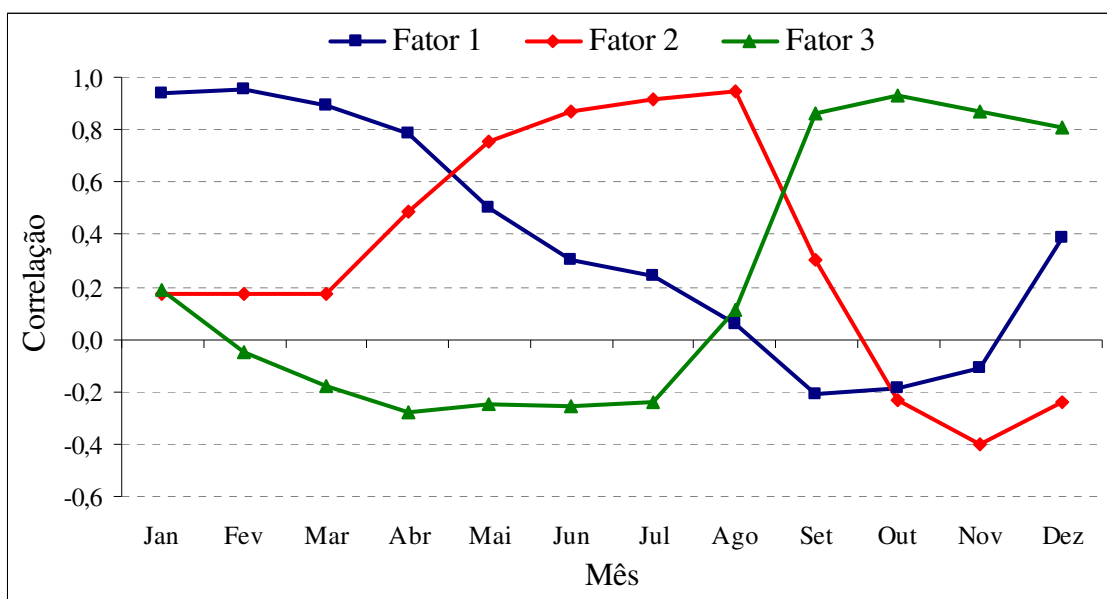


Figura 7. Correlações dos 3 primeiros fatores comuns temporais de precipitação que explicam 91,64% da variância total (32,11+31,38+28,14) na Amazônia Oriental (1980-2009).

O padrão espacial do primeiro fator comum (scores) apresenta contribuições positivas, maiores que 1, na região costeira dos estados do Amapá e Pará. Na porção noroeste da região, verifica-se um núcleo bem definido, com contribuições inferiores a -1. Isso mostra a existência de um contraste destes índices nos meses de janeiro a abril entre a zona costeira e o noroeste da região (Figura 8). Sugere-se que, possivelmente, as chuvas associadas a este padrão estejam relacionadas com a atuação e deslocamento norte-sul da ZCIT. Sobre o Atlântico, a ZCIT migra de sua posição mais ao norte, cerca de 14°N em agosto-setembro, para a posição mais ao sul, cerca de 4°S, durante março-abril. É o principal mecanismo de grande escala responsável pelas chuvas que ocorrem no norte do Brasil, durante sua estação chuvosa, entre fevereiro e maio (MOLION & BERNARDO, 2002). Em mesoescala, as Linhas de Instabilidade iniciadas na Costa Norte do Brasil, associadas à circulação de brisa (BARBOSA *et al.*, 2006), com deslocamento abaixo de 170 km e maior ocorrência em abril, são o principal sistema gerador de chuvas, respondendo por 45% da precipitação no leste paraense (COHEN *et al.*, 1989). Em escala local, estes valores de precipitação elevada próximo ao Planalto das Guianas devem-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da ZCIT, bem como a influência das brisas fluviais, que explicam o núcleo de contribuição positiva sobre o nordeste do Pará.

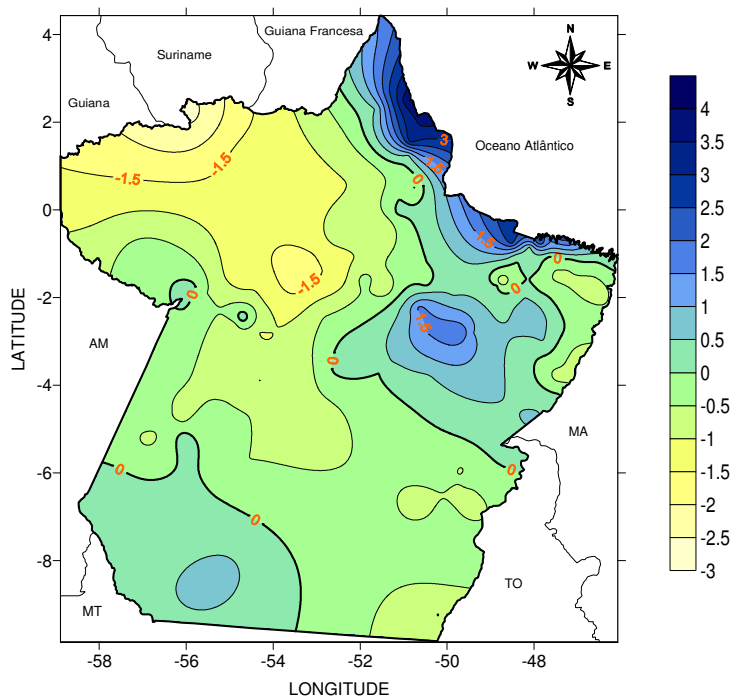


Figura 8. Padrão espacial do primeiro fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.

O segundo fator comum, que explica 31,38% da variância total dos dados, tem correlações positivas superiores a 0,7, nos meses de maio a agosto. A configuração espacial, associada a este fator, evidencia um importante contraste entre regiões. Na metade norte da Amazônia Oriental verificam-se contribuições maiores que 1, enquanto que na metade sul essas contribuições são inferiores a -1 (Figura 9). Este padrão de precipitação indica que as chuvas observadas de maio a agosto são decorrentes de diferentes sistemas atmosféricos atuantes na região, como a ZCIT, e as LIs que se propagam continente adentro, com máximas atuações em julho (COHEN *et al.*, 1989). Tal propagação, continente adentro, ocorre devido a fatores sinóticos, tais como a ação de Distúrbios Ondulatórios de Leste e/ou a presença de fonte de calor (convecção) na Amazônia (COHEN *et al.*, 1995), e está associada a um forte cisalhamento do vento em baixos níveis (GARSTANG *et al.*, 1994).

Molion & Bernardo (2002) sugerem que o posicionamento da ZCIT mais ao norte de sua climatologia, combinada com a região de movimentos ascendentes localizada mais ao norte do equador geográfico, contribui para intensificar a subsidência sobre o sul da Amazônia, Centro Oeste e Nordeste do Brasil, o que explica as contribuições negativas da chuva na metade sul da região de estudo.

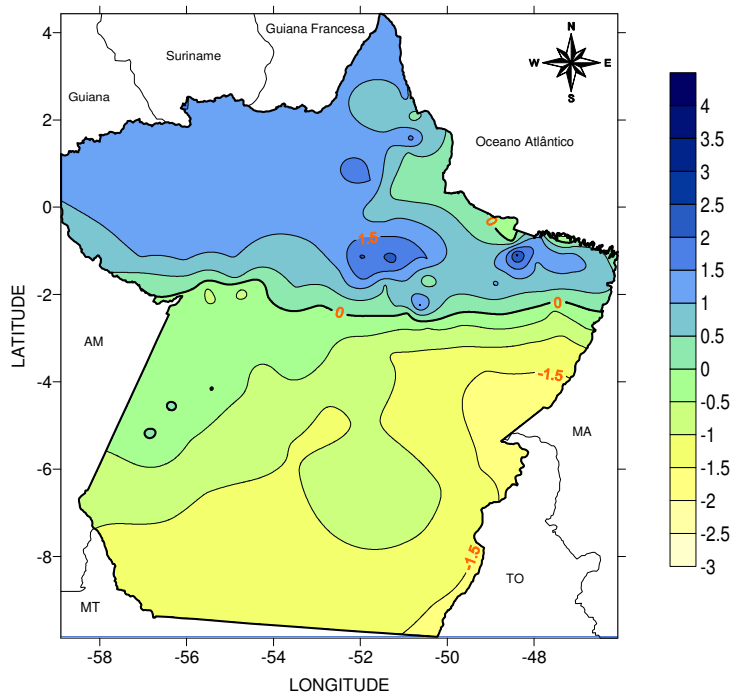


Figura 9. Padrão espacial do segundo fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.

Finalmente, o padrão espacial do terceiro fator comum, que explica 28,14% da variância dos dados, apresenta altas correlações, superiores a 0,8, nos meses de setembro a dezembro. Sua configuração espacial apresenta contribuições inversas ao segundo padrão, ou seja, as maiores contribuições à precipitação estão localizadas no sul da região (Figura 10). Segundo Fisch *et al.* (1998) estas precipitações são influenciadas por sistemas frontais que se deslocam da região sul do Brasil e chegam ao sul da Amazônia, interagindo e organizando a convecção local. Sugere-se que também estas contribuições estejam associadas ao início da ocorrência de sistemas sinóticos atuantes no final da primavera e no verão, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistema meteorológico caracterizado por uma persistente faixa de nebulosidade, orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), associada a uma zona de convergência na baixa troposfera que se estende desde o centro sul da Amazônia até o Atlântico sudoeste, observada a partir do mês de novembro (FERREIRA *et al.*, 2004). Em escala local, as brisas fluviais são os principais sistemas causadores de chuva na região, o que explica os núcleos de precipitações positivas a noroeste e nordeste do Pará.

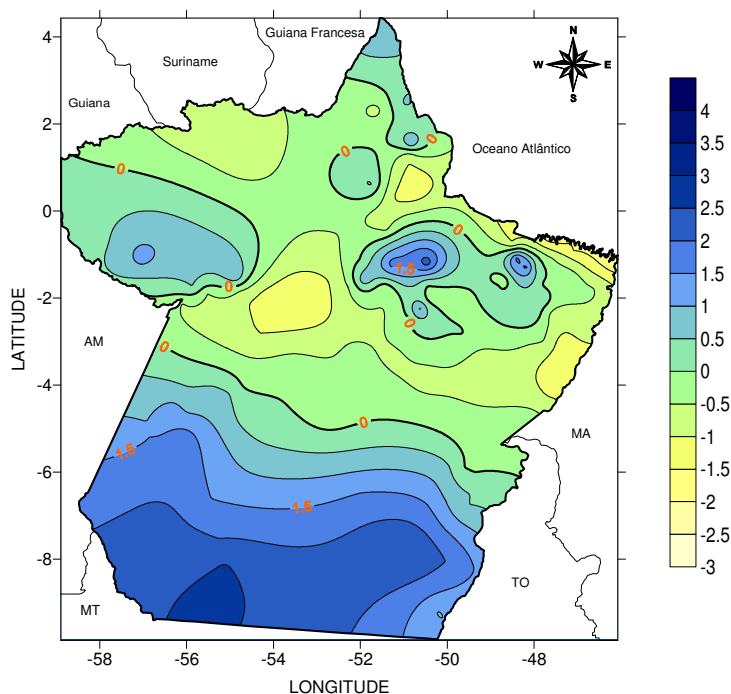


Figura 10. Padrão espacial do terceiro fator temporal da precipitação (mm) na Amazônia Oriental.

Em certas ocasiões é bastante comum obter algumas diferenças entre as componentes principais e os casos observados, uma vez que a componente principal representa um modelo

padrão referente a um grupo de várias situações reais, que nem sempre mostra altas correlações com cada evento individual (ESCOBAR, 2007).

Nesta primeira parte do trabalho, o enfoque principal foi encontrar uma relação entre as precipitações com os sistemas meteorológicos pertencentes às diferentes escalas de tempo, utilizando a análise das componentes principais.

5.3 PADRÕES DE VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMAZÔNIA ORIENTAL

Nesta seção, apresentam-se os resultados obtidos da investigação do principal modo de variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre a Amazônia Oriental, para o semestre mais chuvoso (dezembro a maio). A aplicação da ACP aos totais mensais do período chuvoso resultou na obtenção de 20 fatores comuns rotacionados que explicam aproximadamente 75% da variância dos dados. As Figuras 11 e 13 correspondem ao padrão espacial das correlações do primeiro e segundo fatores comuns, e as Figuras 12 e 14, as séries temporais associada a esses fatores (CPs).

Embora se tenha obtido 20 fatores comuns espaciais, foram analisados apenas os dois primeiros, por representarem os principais modos de variabilidade pluviométrica, observada sobre a região durante os meses do período chuvoso dos últimos 30 anos. O primeiro e segundo fatores explicam 31,27% da variância total dos dados de precipitação para período chuvoso, sendo que seus autovalores encontram-se significativamente distantes dos modos subsequentes, de maneira que o primeiro e segundo fatores representam um padrão fisicamente consistente (NORTH *et al.*, 1982).

Contribuições positivas (negativas) de CPs maiores do que 1 (menores do que -1) representam registros de chuva acima (abaixo) da média na região de estudo. Baseado neste critério objetivo de seleção de eventos de precipitação significativa, duas composições opostas correspondentes aos episódios com registro de chuva acima e abaixo do normal são observadas.

O primeiro padrão espacial (Figura 11) representa a situação média da precipitação com 16,86% da variância explicada total dos dados do semestre chuvoso. Observam-se correlações (cargas positivas) positivas superiores a 0,4 no nordeste da região estudada,

particularmente no sudeste amapaense e nordeste paraense. Estas correlações sugerem a hipótese de que os fatores que geram o padrão de precipitação nesta região têm um caráter mais local, ou seja, as precipitações observadas nesta região estão melhores correlacionadas entre si. Souza & Cunha (2010) retendo apenas uma CP chegaram a resultados semelhantes para o Estado do Amapá.

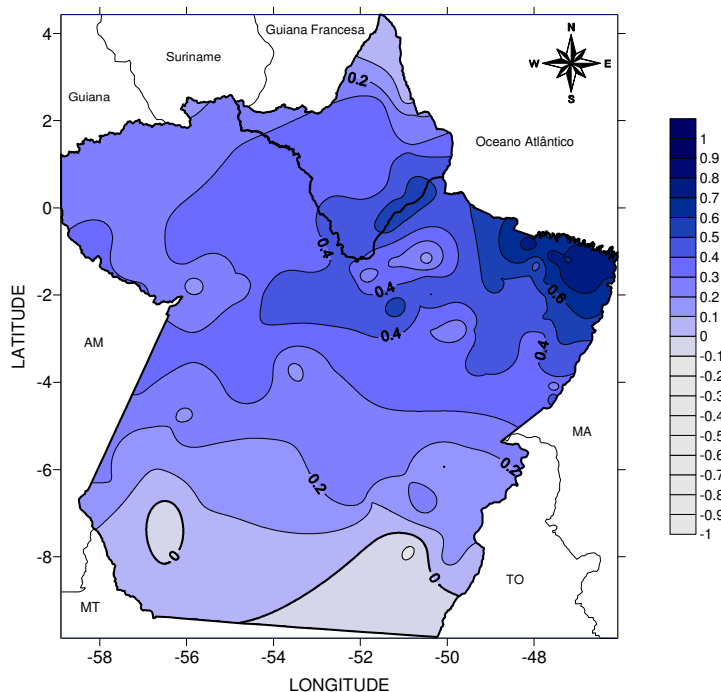


Figura 11. Padrão espacial das correlações do primeiro fator aplicado ao semestre mais chuvoso da Amazônia Oriental no período de dezembro de 1980 a dezembro de 2009.

A série temporal associada ao primeiro padrão (Figura 12) indica como este evolui no tempo (variabilidade temporal) durante os meses da estação chuvosa. Os valores positivos e negativos das CPs, alternando-se durante os anos estudados, evidenciam a existência de alta variabilidade da precipitação na escala sazonal, ou seja, dentro dos meses de cada período chuvoso, assim como na escala interanual, ou seja, entre uma estação chuvosa de um ano para o outro. Os máximos observados nos anos de 1985, 1989 e 1995, considerados muito chuvosos, e mínimos em 1981, 1983 e 1998, anos secos, evidenciam as anomalias dos anos extremos (secos e chuvosos), que podem estar associados aos eventos El Niño/La Niña e aos Padrões de Dipolo do Atlântico, de acordo com dados observados nas Tabelas 2 e 3. Para o evento El Niño de 1982/1983 (La Niña de 1984/1985), por exemplo, foram observadas

reduções (aumentos) nas chuvas de Macapá e Belém de 41% e 26% (13% e 21%), respectivamente.

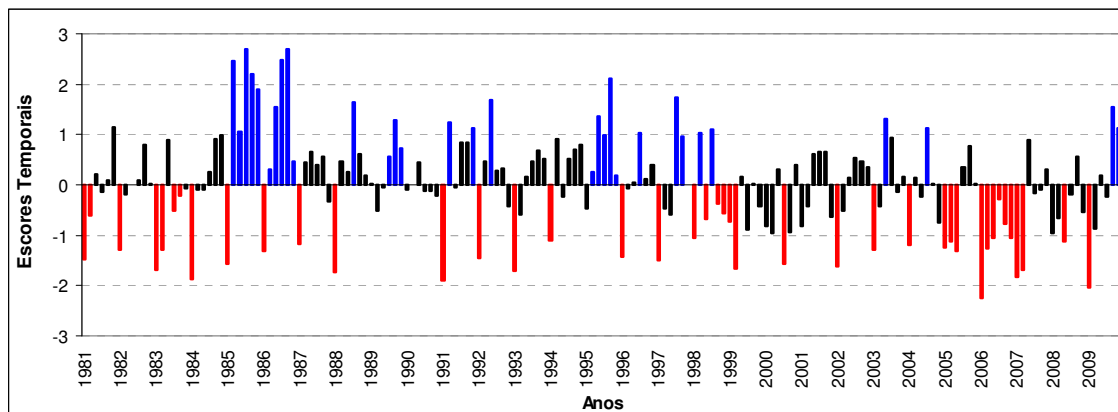


Figura 12. Série temporal do primeiro fator comum espacial. As barras verticais representam os meses de dezembro a maio entre os anos de 1980 a 2009.

Tabela 2. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1979 a 2009.

Ocorrências de El Niño	Ocorrências de La Niña
1979-1980*	1983 - 1984*
1982 - 1983***	1984 - 1985*
1986 - 1988**	1988 - 1989***
1990 - 1993***	1995 - 1996*
1994 - 1995**	1998 - 2001**
1997 - 1998***	2007 - 2008***
2002 - 2003**	
2004 - 2005*	
2006 - 2007*	
2009 - 2010*	

* evento fraco, **evento moderado, ***evento forte. Fonte: CPTEC/INPE (2010).

Tabela 3. Anos em que se observaram os eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.

Dipolo Positivo	Dipolo Negativo
1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981, 1992, 1997	1964, 1965, 1971, 1972, 1973 1974, 1977, 1985, 1986, 1989

Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2007).

O segundo padrão espacial, explicando 14,41% da variância total dos dados semestrais da precipitação, apresenta correlações positivas na maior parte da região, com valores superiores a 0,4 a noroeste do Estado do Pará e sudoeste do Amapá. No restante da região, este padrão é indiferente com valores muito baixos, como pode visto na Figura 13. Sugere-se que em anos muito chuvosos esta região de altas correlações será a mais favorecida,

apresentando os maiores totais pluviométricos, em relação às demais regiões. Já em anos com chuvas abaixo da média climatológica a região mais ao sul, da Amazônia Oriental, receberá as menores contribuições pluviométricas, ou seja, será a região mais vulnerável a eventos de secas severas.

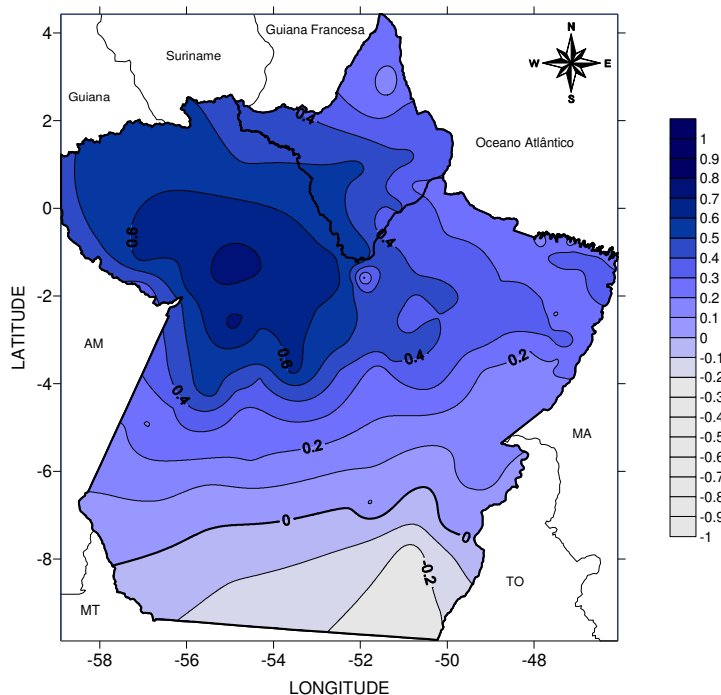


Figura 13. Padrão espacial das correlações do segundo fator aplicado ao semestre mais chuvoso da Amazônia Oriental no período de dezembro de 1980 a dezembro de 2009.

A série temporal correspondente a esse fator (Figura 14) apresenta máximos em 1984, 1999, 2008 e 2009, indicando que nesses anos choveu consideravelmente no noroeste da Amazônia Oriental, conforme já observado na distribuição espacial deste padrão. Os mínimos são observados nos anos de 1986, 1995, 1997 e 2003, indicando que houve uma redução da precipitação no semestre mais chuvoso na região sul do Pará. Esses máximos e mínimos observados também podem estar associados aos eventos El Niño/La Niña e os Padrões de Dipolo do Atlântico (Tabelas 2 e 3). Utilizando o município de Monte Alegre, no noroeste paraense, como exemplo, para o evento El Niño de 1994/1995 (La Niña de 1998/1999) foram observadas reduções (aumentos) nas chuvas de 37% (18%).

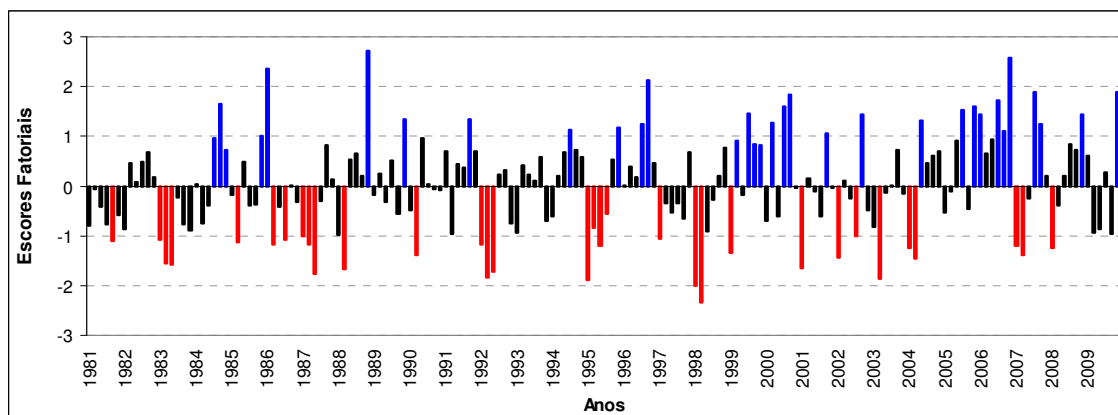


Figura 14. Série temporal do segundo fator comum espacial. As barras verticais representam os meses de dezembro a maio entre os anos de 1980 a 2009.

A análise destas composições tem como objetivo validar as correlações encontradas entre a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso de cada região homogênea de precipitação e ATSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

5.4 REGIÕES PLUVIOMETRICAMENTE HOMOGENEAS PARA A AMAZÔNIA ORIENTAL

A determinação das regiões pluviometricamente homogêneas na Amazônia Oriental foi realizada através de vários métodos de classificação. No entanto, o algoritmo de agrupamento utilizado para encontrar as regiões pluviometricamente homogêneas foi o método de agrupamento hierárquico de Ward, e a medida de similaridade a Distância Euclidiana Quadrada, uma vez que este método foi o que apresentou melhores resultados, de acordo com os propósitos da pesquisa.

Optou-se em estabelecer uma faixa de número de grupos, julgada adequada (máximo de seis e mínimo de três grupos distintos), tendo em vista os objetivos desse estudo e o conhecimento que se tem da área estudada. No processamento dos dados, a solução com quatro grupos pluviometricamente homogêneos, em relação à variabilidade sazonal e interanual, mostrou-se a melhor em todos os casos. Examinou-se a medida de distância entre grupos a cada passo realizado, definindo-se a solução quando os sucessivos valores entre os passos tiveram uma súbita elevação, como visto na Figura 15, em que a passagem da solução com sete para a solução com seis grupos acarreta um pequeno incremento na distância,

enquanto, que da solução com seis para cinco grupos implica um incremento significativamente maior. Contudo, de acordo com o conhecimento prévio da região e buscando-se a melhor homogeneidade das chuvas, optou-se em adotar quatro grupos.

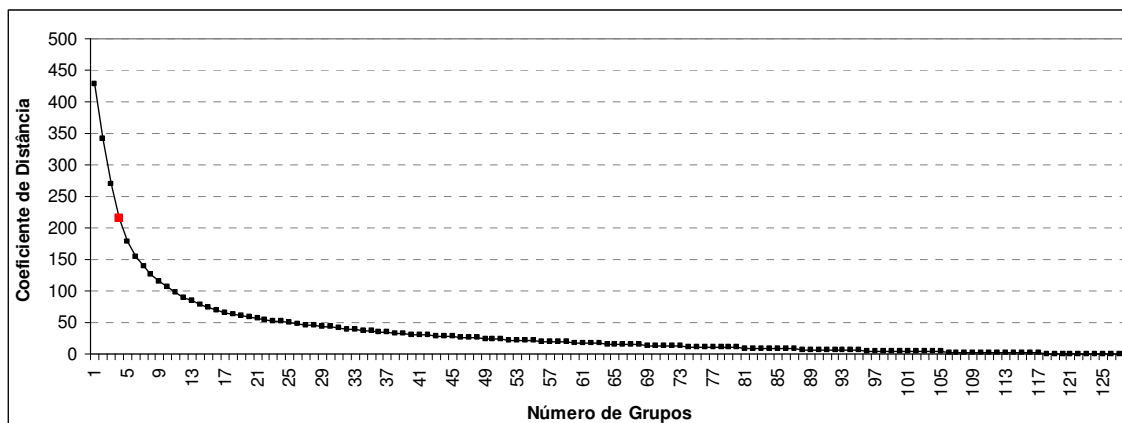


Figura 15. Curva de Inércia entre grupos.

A sequência sucessiva de agrupamento encontra-se sob a forma de dendrograma, onde na abscissa estão os postos pluviométricos e na ordenada os níveis de agregação (distâncias) entre os grupos (Figura 16). O número de grupos homogêneos foi obtido através de cortes transversais no dendrograma, efetuado de acordo com o critério matemático de inércia e conhecimento prévio da climatologia da região. O dendrograma reforça a solução, já que verifica-se que os grupos Ph1 e Ph4 tiveram sua interação com uma distância reescalada próximo de 5, enquanto que os Grupos Ph2 e Ph3 tiveram sua interação em torno de 10.

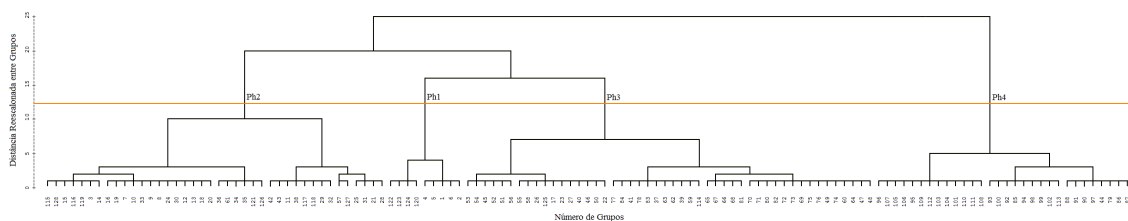


Figura 16. Dendrograma.

A delimitação das regiões pluviometricamente homogêneas encontradas neste estudo estão ilustradas na Figura 17. As características estatísticas de cada grupo são mostradas na Tabela 4.

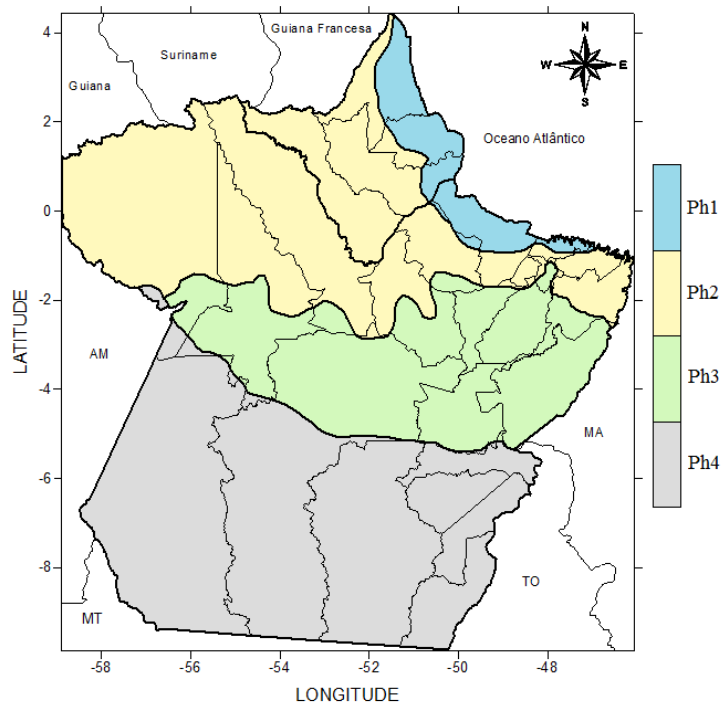


Figura 17. Espacialização dos grupos pluviometricamente homogêneos na Amazônia Oriental.

Tabela 4. Período e precipitação média da estação chuvosa (mm/estação) e precipitação anual (mm/ano) para os grupos pluviometricamente homogêneos da Amazônia Oriental.

Grupos	Ph1	Ph2	Ph3	Ph4
Estação Chuvosa	Fevereiro a Abril	Março a Maio	Fevereiro a Abril	Janeiro a Março
Precipitação da Estação Chuvosa	1690,7	1033,6	1052,7	861,5
Precipitação Ano	3404,4	2375,6	2116,8	1963,7

O grupo Ph1 (9 postos) compreende o setor costeiro da Amazônia Oriental. Seus totais médios anuais de precipitação variam em torno de 3400 mm, sendo o mês de março o mais chuvoso e outubro o mais seco, 606 e 22 mm, respectivamente, como pode ser observado na Figura 18a. É o grupo que apresenta a maior amplitude pluviométrica entre o trimestre mais chuvoso e o menos chuvoso, aproximadamente 560 mm. O grupo Ph2 (40 postos) com postos entre as Microrregiões do Sul do Amapá e as Microrregiões de Almeirim, Santarém e Óbidos no Baixo Amazonas, tem seu mês mais chuvoso em março e o mais seco em outubro, com totais anuais pluviométricos de 361 e 56 mm, respectivamente (Figura 18b). O grupo Ph3 (48 postos) compreende as Microrregiões de Tomé-Açu, Cametá, Guamá, Bragantina e Salgado no Nordeste Paraense. É a terceira porção mais chuvosa da região, com totais anuais em torno

de 2100 mm, tendo o trimestre, fev-mar-abr, o mais chuvoso (1052,7 mm), conforme mostra a Figura 18c. Finalmente, o grupo Ph4 (31 postos) compreende quase que integralmente as Microrregiões do Sudoeste e Sudeste Paraense. É a região com o menor volume pluviométrico, inferior a 2000 mm/ano. Este grupo possui marcha sazonal de precipitação diferente dos demais, com aumento da precipitação a partir de nov/dez, sendo o mês de março o mais chuvoso e julho o mais seco, 321,8 e 32 mm, respectivamente (Figura 18d).

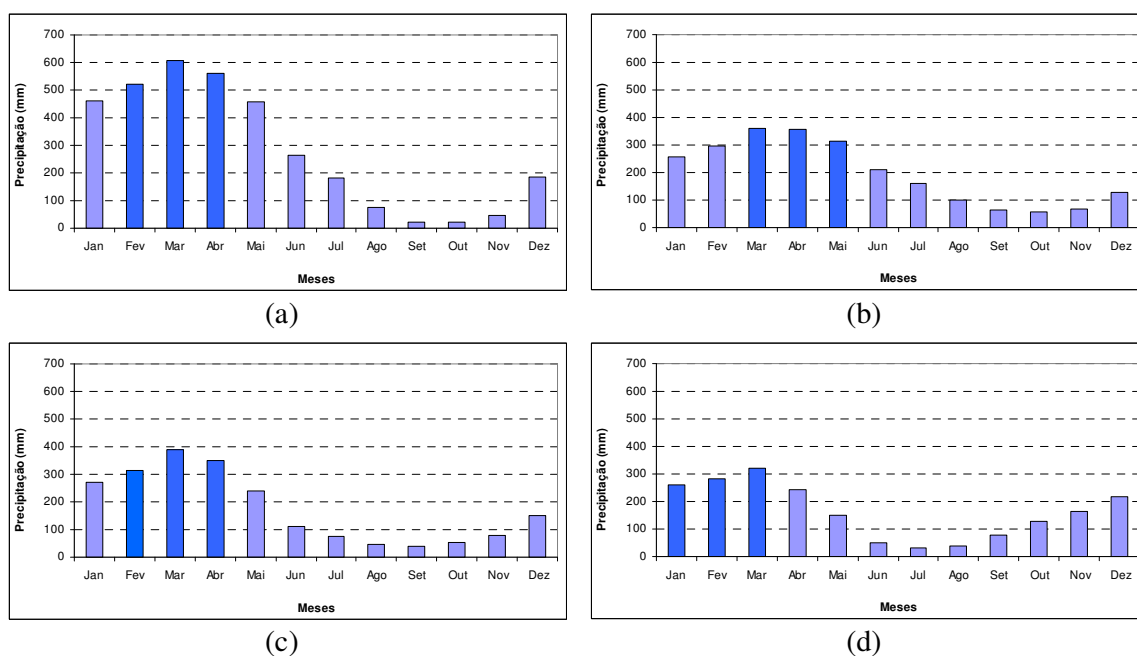


Figura 18. Histogramas da distribuição temporal da chuva por regiões pluviometricamente homogêneas: (a) Ph1, (b) Ph2, (c) Ph3 e (d) Ph4.

5.5 INFLUÊNCIA DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO TROPICAIS SOBRE A CHUVA NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Finalmente, nas Tabelas 5, 6, 7 e 8 mostram-se as correlações lineares entre a precipitação acumulada no trimestre mais chuvoso de cada região pluviometricamente homogênea da Amazônia Oriental e as ATSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Os valores em branco referem-se às correlações estatisticamente não significativas.

Pode-se observar que as melhores correlações obtidas em nível de significância de 95% e 99%, entre a precipitação das regiões homogêneas e as ATSMs, ocorreram com o Pacífico Tropical, sugerindo que, durante os eventos de El Niño (La Niña) foram observadas

anomalias negativas (positivas) de precipitação nessas regiões. Isso ocorre devido ao deslocamento da ZCIT mais ao norte (sul) de sua climatologia em relação a sua posição normal sobre o Atlântico Tropical, enfraquecendo (intensificando) os ventos alísios de nordeste (sudeste), reduzindo (aumentando) o transporte de umidade proveniente do oceano para o interior da Amazônia (MARENGO *et al.*, 1993).

Para a região Ph1 (Tabela 5), correspondente ao setor costeiro da Amazônia Oriental, obteve-se correlação estatisticamente significativa superior a 95% apenas para o Pacífico Tropical, sendo que a maior correlação observada ocorreu com a região Niño 3 no mês de janeiro (-0,55). Estas correlações podem ser compreendidas pelo fato de que estes meses são os mais quentes na área dos Niños (TRENBERTH, 1997). Observa-se que a precipitação acumulada na estação chuvosa da região homogênea Ph1 não sofre influência do Atlântico Tropical, uma vez que as correlações entre as ATSMs do Atlântico Tropical não são estatisticamente significativas. Resultado semelhante foi encontrado por Liebmann & Marengo (2001) quando estudaram a correlação entre a precipitação de dezembro a fevereiro no leste da Amazônia e as variações de TSM do Atlântico Tropical.

Tabela 5. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph1 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.

Mês	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	ATN	ATS
Out	-0,402*	-0,521**	-0,392*	-0,481**		
Nov	-0,464*	-0,548**	-0,385*	-0,521**		
Dez	-0,444*	-0,538**	-0,468**	-0,544**		
Jan	-0,442*	-0,550**	-0,427*	-0,542**		
Fev	-0,502**	-0,529**	-0,455*	-0,545**		

** 99% de significância estatística, * 95% de significância estatística.

A região Ph2, localizada no NW-NE da Amazônia Oriental, foi a mais influenciada pelas variações de TSM no Pacífico Tropical durante sua estação chuvosa, que vai de março a maio (Tabela 6). As maiores correlações observadas ocorreram com as regiões de Niño 3 e 4 no mês de março, -0,732 e -0,722, respectivamente. Por outro lado, as maiores correlações desta região com o Atlântico Tropical estão associadas às variações de TSM do Atlântico Tropical Sul dos meses de outubro do ano anterior a março do ano corrente, ou seja, início da estação chuvosa.

Tabela 6. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph2 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.

Mês	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	ATN	ATS
Out		-0,466**	-0,388*	-0,476**		0,404*
Nov	-0,409*	-0,535**	-0,369*	-0,516**		0,478**
Dez	-0,446*	-0,572**	-0,423*	-0,597**		0,497**
Jan	-0,423*	-0,591**	-0,449*	-0,625**		0,396*
Fev	-0,500**	-0,644**	-0,504**	-0,667**		0,486**
Mar	-0,645**	-0,732**	-0,577**	-0,722**		0,586**

** 99% de significância estatística, * 95% de significância estatística.

O efeito das variações da TSM do Pacífico Tropical em relação à precipitação, na Amazônia Oriental, ainda é perceptível entre a região de Niños, principalmente Niños 3 e 4, e as regiões Ph3 e Ph4 (Tabelas 7 e 8). Também nestas regiões não são observadas correlações significativas entre a precipitação e as ATSMs no Atlântico Tropical Norte. Por outro lado, correlações positivas observadas no Atlântico Tropical Sul, sugerem a ocorrência de águas mais quentes sobre esta região, favorecendo movimentos ascendentes sobre o Norte e Nordeste do Brasil, intensificando a formação de nuvens e aumentando seus totais pluviométricos (fase negativa do Dipolo).

Tabela 7. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph3 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.

Mês	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	ATN	ATS
Out		-0,531**	-0,443*	-0,536**		
Nov	-0,465**	-0,588**	-0,413*	-0,562**		
Dez	-0,507**	-0,613**	-0,477**	-0,632**		
Jan	-0,506**	-0,637**	-0,522**	-0,665**		
Fev	-0,571**	-0,658**	-0,591**	-0,688**		0,478**

** 99% de significância estatística, * 95% de significância estatística.

Tabela 8. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação do grupo Ph4 e as anomalias de TSM nas áreas dos Niños, ATN e ATS nos meses mencionados.

Mês	Niño 1+2	Niño 3	Niño 3.4	Niño 4	ATN	ATS
Out	-0,42*	-0,486**		-0,424*		0,471**
Nov	-0,475**	-0,521**		-0,509**		0,416*
Dez	-0,439*	-0,532**	-0,446*	-0,549**		0,373*
Jan	-0,468**	-0,542**	-0,430*	-0,554**		

** 99% de significância estatística, * 95% de significância estatística.

6 CONCLUSÃO

A análise fatorial em componentes principais aplicada a dados de chuva, na Amazônia Oriental, mostra que os três primeiros padrões principais que explicaram 91,64% da variância total dos dados mensais, permitiram identificar sistemas atmosféricos que influenciam na variabilidade espacial e temporal da pluviometria da região, e possibilitaram compreender melhor os mecanismos físicos geradores das chuvas na mesma.

O primeiro fator da precipitação, que explica a maior parte da variância, mostrou altas correlações com as chuvas de janeiro a abril na região costeira da Amazônia Oriental, as quais são principalmente influenciadas pela atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). O segundo fator apresentou correlações bastante expressivas com as chuvas de maio a agosto na metade norte da região, e está possivelmente relacionado a sistemas de grande e mesoescala, tal como a ZCIT e as Linhas de Instabilidade (LIs). Por último, sugere-se que as contribuições relativas ao terceiro fator estejam associadas à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a sistemas frontais oriundos do S/SE do Brasil.

A análise espacial das correlações e séries temporais obtidas da aplicação da ACP, ao semestre mais chuvoso da Amazônia Oriental, foi capaz de identificar padrões espaciais pluviométricos associados a eventos acima e abaixo da média na região. Duas CPs retidas foram suficientes para detectar a existência e influencia de anos extremos de chuva, assim como indicar espacialmente as regiões com maiores ou menores índices de chuva.

O método aglomerativo de Ward classificou a Amazônia Oriental em quatro regiões homogêneas em relação à variabilidade sazonal e interanual da pluviometria. A divisão compacta das regiões obtidas apresentou boa coerência espacial e está de acordo com regime pluviométrico da região.

A análise de correlação defasada mostrou que existe uma significativa associação entre o padrão de chuvas em cada região pluviometricamente homogênea da Amazônia Oriental e as anomalias médias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais, possibilitando verificar como a chuva em cada região homogênea segue as variações de TSM. Mostrou ainda que, a região homogênea Ph1 está melhor correlacionada com as TSMs do Pacífico Tropical, enquanto que as regiões homogêneas Ph2, Ph3 e Ph4, têm boas correlações com as anomalias de TSM tanto do Pacífico Tropical como do Atlântico Tropical Sul.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C.; LIMA, F. J. L.; GUEDES, R. V. S. Aplicação da Análise Fatorial em Componentes Principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**, 27(1):107-119, 2010.
- BARBOSA, R. L.; OYAMA, M. D.; MACHADO, L. A. T. Climatologia das Perturbações Convectivas Iniciadas na Costa Norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 21(1):107-117, 2006.
- BEZERRA, F. A. **Análise Fatorial**. In: CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M (Org.). *Análise Multivariada*. São Paulo, Atlas, 2007, 541p.
- BHOWMIK, S. K. R.; ROY, S. S. Principal Component Analysis to study spatial variability of errors in the INSAT derived quantitative precipitation estimates over Indian monsoon region. **Atmosfera**, 19(4):255-265, 2006.
- BORGES, S. H.; IWANAGA, S.; MOREIRA, M.; DURIGAN, C. C. Uma análise geopolítica do atual sistema de unidades de conservação na Amazônia Brasileira. **Revista Política Ambiental**, 4:3-42, 2007.
- BOUROCHE, J- M; SAPORTA, G. **Análise de Dados**. Rio de Janeiro, Zahar, 1982. 117p.
- BRAGA, C. C. **Inter-relação entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. Campina Grande, 2000. 129p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Universidade Federal da Paraíba.
- BRAGA, C. C.; NEVES, D. G.; BRITO, J. I. Estimativa da fração vegetação no leste da Bahia no período de 1982 a 1999. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 14(3):252-260, 2006.
- CASTAÑEDA, M.; GONZÁLEZ, M. Statistical analysis of the precipitation trends in the Patagonia region in southern South America. **Atmosfera**, 21(3):303-317, 2008.
- CEBALLOS, J. C.; BRAGA, C. C. Missing Data Assessment in a Solarimetric Network. **International Journal of Climatology**, 15:325-340, 1995.
- CHAVES, R. R. Associação entre a TSM do Atlântico Norte e a Convecção de Verão sobre a América do Sul – Simulações Numéricas. **Revista Brasileira de Geofísica**, 24(2):243-250, 2006.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F; NOBRE C. A. Environmental conditions

associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, Boston, 123:3163-3174, 1995.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidades da Amazônia. **Climanálise**, 4(11):34-39, 1989.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - CPTEC/INPE. **El Niño e La Niña**. Disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>. Consultado em: 11 de novembro de 2010.

CLIMATE PREDICTION CENTER/NATIONAL CENTER FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION/NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - CPC/NCEP/NOAA. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>. Consultado em: 11 de novembro de 2010.

DIAZ, A. E.; STUDZINSKI, C.D.; MECHOSO, C.R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **Journal of Climatology**, 11(2):251-271, 1998.

EASTMAN, J.R., FULK, M. Long sequence time series evaluation using standardized principal components. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, 59:1307-1312, 1993.

ESCOBAR, G. C. J. Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 22(2):241-254, 2007.

ESTEBAN, P.; MARTIN-VIDE, J.; MASES, M. Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. **International Journal of Climatology**, 26:1501-1515, 2006.

EVERITT, B. **Cluster Analysis**. Heinemann Educational Books, London, 3 edição 170p., 1993.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19(1):89-98, 2004.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western tropical South America. **Climanálise**, São José dos Campos, 5:36-44, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral Sobre O Clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, 28(2):101-126, 1998.

FRAGOSO, M.; GOMES, P. T. Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal. **International Journal of Climatology**, 28:537-544, 2008.

FU, R.; DICKINSON, R. E.; CHEN, M.; WANG, H. Tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the Equatorial Amazon? **Journal of Climatology**, 14: 4003-4026, 2001.

GARSTANG, M.; HAROLD, L.; MASSIER, JR.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon Coastal Squall Lines. Part 1: Structure and Kinematics. **Monthly Weather Review**, 122(4):608-622, 1994.

GONG, X.; RICHMAN, M. R. On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North American East of the Rockies. **Journal of Climatology**, 8:897-924, 1995.

GREEN, M. C.; FLOCCHINI, R. G.; MYRUP, L. O. Use of temporal principal component analysis to determine seasonal periods. **Journal Applied Meteorology**, 32:986-995, 1993.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 103:77-92, 1977.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Portal Cidades**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>. Consultado em: 26 de abril de 2010.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulation and the associated rainfall anomalies during 1983-1984. **Journal of Climatology**, 8:477-488, 1988.

KNUTSON, T., R., WEICKMANN, K. M. 30-60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **American Meteorological Society**, 115:1407-1436, 1987.

KODAMA, Y. M. Large -scale common features of sub-tropical precipitations zone (The Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal Meteorological Society of Japan**, Tokyo, 70:813-835, 1992.

- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climatology**, 14: 4308-4318, 2001.
- LORENZ, E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Sci. Rep. n° 1, Cambridge Massachusetts (EUA), Statistical Forecasting Project Department of Meteorology, **MIT**, 49p. 1956.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, 14:833-852, 2001.
- MARENGO, J. A.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S. Observational and modeling studies of Amazônia interannual climate variability. **Climatic Change**, USA, 23(3):267-286, 1993.
- MATULLA, C.; PENLAP, E.; HAAS, P.; FORMAYER, H. Comparative analysis of spatial and seasonal variability: Austrian precipitation during the 20th century. **International Journal Climatology**, 23:1577-1588, 2003.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 17(1):1-10, 2002.
- MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: **Hydrology and water manegement in the humid tropics**. Bonell, M., Hufschmidt, M. M., Gladwell, J. S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99-111, 1993.
- MORAES, B. C. de; COSTA, J. M. N. da; COSTA, A. C. L. da; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no Estado do Pará. **Acta Amazonica**, 35(2):207-214. 2005.
- MOURA, A. D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiment with a general circulation model. **Journal Atmospheric Science**, 38(12):2653-2675, 1981.
- MUÑOZ-DÍAZ, D., RODRIGO, F. S. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912–2000) using cluster and principal component analysis: comparison. **Annales Geophysicae**, 22:1435-1448, 2004.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro, IBGE, 1989. 422p.

- NOBRE, P., MELO, A. B. C. Variabilidade climática sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. **Climanálise**. (São José dos Campos), Brasil. 2001.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South American. **Journal of Climatology**, 9:2464-2479, 1996.
- NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The Climatology of Droughts and Drought Prediction. In: **Impacts of Climatic Variations on Agriculture**, v.2 : Assesments in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N. T. Konijn (eds.), 1988, D. Reidel Pub. Co., 764p.
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. **Monthly Weather Review**, 110:699-706, 1982.
- OLIVEIRA, A. P. de; FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. **Boundary Layer Meteorology**, 63:141-162, 1993.
- PANDZIC, K. Principal component analysis of precipitation in the Adriatic-Pannonian área of Yugoslavia. **Journal of Climatology**, 8:357-370, 1988.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, 17:205-212, 2001.
- POHLMANN, M. C. **Análise de Conglomerados**. In: CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M (Org.). **Análise Multivariada**. São Paulo, Atlas, 2007, 541p.
- PREISENDORFER, R. **Principal component analysis in meteorology and oceanography**. Amsterdam, Elsevier, 1988. 425p.
- RAO, V. B., LIMA, M. C. de, FRANCHITO, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **American Meteorological Society**, 6:1754-1763, 1993.
- RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with Southern oscillations. **Theoretical and Applied Climatology**, 42:81-91, 1990.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, 6:293-335, 1986.

- RICHMAN, M. Specification of complex modes of circulation with T-mode factor analysis. In: II INTERNATIONAL CONFERENCE ON STATISTICS AND CLIMATE, 1983, Lisbon. **Anais**, National Institute of Meteorology and Geophysics, 1983. p. 511-518.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. **Journal of Climatology**, 2(3):268-284, 1989.
- SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and some Applications. **Journal of Geophysical Research**, 96:15.137-15.146, 1991.
- SIMIELLI, M. E. **Geoatlas**. São Paulo: Editora Ática, 1991.
- SOUZA, E. B. E.; CUNHA, A. C. **Climatologia de Precipitação no Amapá e Mecanismos Climáticos de Grande Escala**. In: CUNHA, A. C.; SOUZA, E. B. E.; CUNHA, H. F. A (Org.). Tempo, Clima e Recursos Hídricos: Resultados do Projeto REMETAP no Estado do Amapá. Macapá, IEPA, 2010, 216p.
- SOUZA, E. B. E.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. **International Journal Climatology**, 2006.
- SOUZA, E. B. E.; PEZZI, L.; TOTA, J.; FISCH, G.; KAYANO, M. On the influence of *El Niño*, *La Niña* and Atlantic Dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, 30(2):305-318, 2000.
- STATHIS, D.; MYRONIDIS, D. Principal component analysis of precipitation in Thessaly Region (Central Greece). **Journal NEST Global**, 11(4):467-476, 2009.
- TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 78(12):2771-2777, 1997.
- VIANELLO, R. L. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa, UFG, Impr. Univ., 1991.
- VILLAR, J. C. E.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R. VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, 29:1574-1594, 2009.
- WARD, J. H. Hierarchical grouping of optimize na objective function. **Journal of American Statistical Association**, 58:236-244, 1963.

WESTRA, S.; BROWN, C.; LALL, U.; KOCH, I.; SHARMA, A. Interpreting variability in global SST data using independent component analysis and principal component analysis.

International Journal Climatology, 30:333-346, 2010.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. London, Academic Press, 2006. 649p.