

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

**DETERMINAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS DO ÍNDICE DE  
PRECIPITAÇÃO NORMALIZADA (SPI) NO ESTADO DO PARÁ POR MEIO  
DA ANÁLISE MULTIVARIADA**

**SÉRGIO RODRIGO QUADROS DOS SANTOS**

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2013

SÉRGIO RODRIGO QUADROS DOS SANTOS

**DETERMINAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS DO ÍNDICE DE  
PRECIPITAÇÃO NORMALIZADA (SPI) NO ESTADO DO PARÁ POR MEIO  
DA ANÁLISE MULTIVARIADA**

Dissertação apresentada ao programa de pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do grau de mestre em Meteorologia.

Orientadora: Dra. Célia Campos Braga

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2013

S237d

Santos, Sérgio Rodrigo Quadros dos.

Determinação de regiões homogêneas do índice de precipitação normalizada (SPI) no Estado do Pará por meio da análise multivariada / Sérgio Rodrigo Quadros dos Santos. – Campina Grande, 2013.

97 f. : il. color.

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

"Orientação: Profa. Dra. Célia Campos Braga".

Referências.

1. Precipitação. 2. Pará. 3. SPI. 4. Análise Multivariada.  
I. Braga, Célia Campos. III. Título.

CDU 551.577(811.5)(043)


SÉRGIO RODRIGO QUADROS DOS SANTOS

DETERMINAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS DO ÍNDICE DE  
PRECIPITAÇÃO NORMALIZADA (SPI) NO ESTADO DO PARÁ POR MEIO DA  
ANÁLISE MULTIVARIADA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 19/02/2013

BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dra. CELLA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

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

  
Prof. Dr. SAULO TASSO ARAÚJO DA SILVA  
Departamento de Ciências Ambientais e Tecnológicas  
Universidade Federal Rural do Semiárido

Eu tenho medos bobos e coragens absurdas.

Clarice Lispector.

Dedico este trabalho a minha mãe que me  
fez sempre acreditar em meus objetivos.

## AGRADECIMENTOS

O trabalho a seguir é fruto de um processo que contou com a colaboração de várias pessoas, sem as quais a sua execução não seria viável. Reservou-se este espaço para agradecer a algumas delas.

Agradeço primeiramente ao meu Deus, pelo seu amor e pela sua fidelidade em cumprir todas as promessas feitas a mim. Sem a sua boa mão, certamente não conseguiria chegar aqui. Obrigado Senhor.

Quero deixar registrado toda a minha gratidão e amizade a minha orientadora Dr. Célia Campos Braga, pela orientação maravilhosa concedida e por todo seu conhecimento científico compartilhado.

A meus pais Sergio e Lucibela Santos, pelo amor e por todo incentivo que recebi durante a realização desse trabalho. Ao meu "irmão-amigo" João Paulo Santos, por todo companheirismo e amizade.

A minha sensacional amiga Thamiris Brandão pelo seu amor, carinho e acima de tudo pela compreensão e ajuda na realização deste trabalho.

A minha valorosa amiga Paulinha Pequeno, pela grande amizade, ajuda, companheirismo, compreensão, palavras de conforto, carinho e atenção.

O Jonathan Amanajás pela paciência e contribuição na realização deste trabalho.

A Professora Isabel Vitorino pelos conselhos, atenção e amizade.

A Divanete pela ajuda, paciência e competência na resolução dos problemas do dia a dia do curso.

Ao corpo docente do Programa de Pós – Graduação em Meteorologia da UFCG, pelos conhecimentos repassados através das disciplinas. Em especial ao professor José Ivaldo Brito.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de Mestrado.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional de Águas (ANA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP), pelo fornecimento dos dados.

As minhas amigas Silvia Garcez, Camilla Kassar, Raquel Ramos e Alane Saldanha. As três últimas conquistadas no mestrado. Um agradecimento especial a família de Raquel Ramos que me acolheu com muito amor e carinho.

A todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, ficam meus sinceros agradecimentos. Valeu!

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Espacialização dos postos pluviométrico no estado do Pará, Adaptado de Simielli (1991).....	30
Figura 2.	Mapa de localização das estações (círculos) pluviométricas no Estado do Pará, com destaque para os rios.....	31
Figura 3.	Espacialização dos totais médios anuais (1980-2011) pluviométricos (mm) no estado do Pará.....	41
Figura 4.	Correlações dos três primeiros fatores comuns temporais de precipitação que explicam 92,91% da variância total no Estado do Pará (1980-2011).....	42
Figura 5.	Padrão espacial associado ao Primeiro (a), Segundo (b) e Terceiro (c) fator comum (escore) no Estado do Pará.....	45
Figura 6.	Padrão espacial do primeiro fator comum (correlações) que explica 65,05% da variância total da série.....	47
Figura 7.	Série temporal do primeiro fator comum espacial (CP1) para o período de 1980-2011.....	49
Figura 8.	Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de El Niño.....	51
Figura 9.	Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de La Niña.....	51
Figura 10.	Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de dipolo negativo do atlântico tropical.....	52
Figura 11.	Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de dipolo positivo do atlântico tropical.....	53
Figura 12.	Dendrograma resultante da análise objetiva das 72 estações climatológicas a partir das correlações espaciais mais significativas usando o método aglomerativo hierárquico de Ward.....	54
Figura 13.	Regiões homogêneas em relação à variabilidade espacial da precipitação, obtidas a partir da análise de agrupamentos das cargas fatoriais para o Estado do Pará (Painel à esquerda) e Histogramas da variabilidade temporal da chuva em cada região homogênea do estado Pará (Painel à direita).....	55
Figura 14.	Padrão espacial da correlação do primeiro fator para o SPI-3 no estado do	



	Pará.....	58
Figura 15.	Série temporal do primeiro fator comum espacial do SPI-3 para o período de 1980-2011.....	59
Figura 16.	Espacialização das regiões com características homogêneas do SPI-3 para o estado do Pará com destaque para a cidade de Breves (ponto bege); Castanhal, Uruara e Barreira de Campo (pontos vermelhos).....	61
Figura 17.	Comportamento temporal dos valores de SPI-3 nas cidades de Breves, Barreira de Campo e Sitio São Pedro.....	62
Figura 18.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Castanhal localizada na Rh-1 do SPI-3 no estado do Pará.....	64
Figura 19.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Uruara localizada na Rh2 do SPI-3 no estado do Pará.....	66
Figura 20.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Barreira do campo localizada na Rh3 do SPI-3 no estado do Pará.....	67
Figura 21.	Anomalia de Radiação de Onda Longa no Topa Da Atmosfera no Estado do Pará, os pontos pretos representam as cidades de Castanhal (a) e (b), Uruara (c) e (d) e Barreira do Campo (e) e (f).....	69
Figura 22.	Padrão espacial da correlação do primeiro fator para o SPI-6 no estado do Pará.....	71
Figura 23.	Série temporal do primeiro fator comum espacial do SPI-6.....	72
Figura 24.	Espacialização das regiões com características homogêneas do SPI-6 para o estado do Pará. Com destaque para a cidade Castanhal, Uruara e Barreira de Campo (pontos vermelhos).....	73
Figura 25.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Castanhal localizada na Rh-1 do SPI-6 no estado do Pará.....	75
Figura 26.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Uruara localizada na Rh-2 do SPI-6 no estado do Pará.....	76
Figura 27.	Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Barreira do campo localizada na Rh-3 do SPI-6 no estado do Pará.....	77
Figura 28.	Anomalia de Radiação de Onda Longa no Topa Da Atmosfera no Estado do Pará, os pontos pretos representam as cidades de Castanhal (a) e (b), Uruara (c) e (d) e Barreira do Campo (e) e (f).....	79

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Exemplos de Cálculo de Séries temporais do SPI.....	33
Tabela 2.	Classificação dos períodos secos e chuvosos do SPI segundo McKee et al., (1993).....	35
Tabela 3.	Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) da precipitação mensal.....	42
Tabela 4.	Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) da precipitação anual.....	46
Tabela 5.	Tabela 5. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1980 a 2011. Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2011). .....	48
Tabela 6.	Ocorrência de eventos de eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical. Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2007).....	48
Tabela 7.	Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) do SPI-3.....	56
Tabela 8.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Castanhal (1980-2011).....	64
Tabela 9.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Uruara (1980-2011).....	65
Tabela 10.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Barreira de Campo (1980-2011).....	67
Tabela 11.	Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) do SPI-6.....	70
Tabela 12.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Castanhal (1980-2011).....	74
Tabela 13.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Uruara (1980-2011).....	76
Tabela 14.	Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Barreira de Campo (1980-2011).....	77

## LISTA DE SIGLAS E ABREVEATURAS

AB	-	Alta da Bolívia
ACP	-	Agrupamentos em Componentes Principais
ANA	-	Agencia Nacional das águas
AF	-	Análise Fatorial
aROL	-	anomalia de Radiação de Onda Longa
aTSM	-	anomalia de Temperatura da superfície do mar
CRU	-	Unidade de Pesquisa Climática
CP	-	Componentes Principais
CPC/NCEP	-	Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction
ENOS	-	El nino Oscilação Sul
FOE	-	Funções Ortogonais Empíricas
GPCC	-	Global Precipitation Climatology Centrer
INMET	-	Instituto Nacional de Meteorologia
LI	-	Linhas de Instabilidade
OMJ	-	Oscilação Madden-Julian
PDSI	-	Índice de severidade da seca de Palmer
PDO	-	Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico
ROL	-	Radiação de Onda Longa
Rh	-	Regiões homogêneas
SPI	-	Índice de Precipitação Normalizada
TSM	-	Temperatura da superfície do mar
VCAN	-	Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	-	Zona de convergência do Atlântico Sul

## RESUMO

Determinaram-se os padrões espaciais e temporais e regiões homogêneas da precipitação e do Índice de Precipitação Normalizado (SPI) através da análise Fatorial em Componentes Principais (ACP) e Agrupamento. Para isso utilizaram-se dados mensais de 72 postos pluviométricos distribuídos no Estado do Pará. As três primeiras CP's explicaram 92,91% da variância total dos dados mensais de precipitação. A técnica de análise de agrupamento aplicada aos principais fatores comuns dividiu o Pará em três regiões homogêneas de precipitação. Rh-1 situada ao norte, com regime pluviométrico influenciado principalmente pelo deslocamento norte-sul da ZCIT; Rh-2 localizada na parte central do Estado onde a convecção local e a ZCAS são os principais sistemas atmosféricos produtores de chuva e a Rh-3 situada ao sul da região, onde as chuvas estão sujeitas a influências dos sistemas frontais juntamente com a convecção local. Em seguida determinou-se o SPI nas escalas de tempo de 3 e 6 meses. A aplicação da ACP e Agrupamentos para o SPI resultaram em três regiões homogêneas de SPI-3 e SPI-6. As regiões do SPI-3 são: Rh-1 (litoral), Rh-2 (central /norte-noroeste) e Rh-3 (sul). Para cada região homogênea de SPI, fez-se o histograma de frequências para as 9 categorias de eventos secos e chuvosos. A Rh-1 do SPI-3 ficou classificada com 26 eventos secos e 21 chuvosos; a Rh-2, 19 eventos secos e 29 chuvosos e a Rh-3 19 eventos secos e 32 chuvosos. Para o SPI-6, as regiões coincidiram apesar de algumas categorias terem sido diferentes do SPI-3, ou seja, a Rh-1 apresentou 15 eventos secos e 10 chuvosos; a Rh-2, 10 eventos secos e 15 chuvosos e a Rh-3 10 secos e 15 chuvosos. De modo geral a região do litoral apresentou mais eventos secos do que chuvoso com ocorrências menores para SPI-6. Nas demais regiões (central /norte-noroeste e sul) a situação é inversa, ou seja, existem mais eventos de chuva, porém com pouca duração.

**Palavras-chave:** Precipitação, Pará, SPI, Análise em multivariada.

## ABSTRACT

The spatial and temporal patterns, the homogeneous precipitation regions and Normalized Precipitation Index (SPI) have been determined through the Principal Components Factor analysis (PCA) and Cluster. For this we used monthly data from 72 rain gauge stations distributed in the State of Pará. The first three CPs explained 92.91% of the total variance of monthly data. The technique of cluster has divided State of Pará into three homogeneous regions of precipitation when applied to the main common factors. The Rh-1 located to north of the state, with rainfall influenced mainly by the north-south movement of the ITCZ, the Rh-2 located to central where the main rain-producing weather are systems location convection and SACZ and the Rh-3 located to south where the rains have influences from frontal systems and systems location convection. Next we determined the SPI in the time scales of 3 and 6 months. The implementation of ACP and Groupings for SPI resulted in three homogeneous regions of SPI-3 and SPI-6. The regions of SPI-3 are Rh-1 (Coastal), Rh-2 (central / north-northwest) and Rh-3 (south). For each homogeneous region of SPI, became the histogram of frequencies for the 9 categories of dry and wet events. The Rh-1 to SPI-3 was classified with 26 and 21 dry and wet events (respectively), the Rh-2, 19 dry events and 29 rainy events and Rh-3 19 dry events and 32 wet events. For SPI-6, the regions were equals though some categories were different of the SPI-3, resumming the Rh-1 showed 15 dry and 10 rainy events, the Rh-2 with 10 dry and 15 rainy events and the Rh-3 with 10 dry and 15 rainy events. The coastal region had showed events drier than wet with minor occurrences for SPI-6. In the other regions (central / north-northwest and south) the situation is reversed, there are more rain events, but with short duration.

**Keywords:** Precipitation, Pará, SPI, Multivariate Analysis.

## SÚMARIO

<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>15</b>
<b>2 OBJETIVOS.....</b>	<b>17</b>
2.1. Objetivo Geral.....	17
2.2. Objetivos Específicos.....	17
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>18</b>
3.1 Aspectos Gerais sobre o Clima da Região Amazônica.....	18
3.2 Índice de Precipitação Normalizada – SPI.....	21
3.2.1 Algumas Aplicações do Índice de Precipitação Normalizada (SPI).....	23
3.3 Análise de componentes principais (ACP).....	26
3.3.1 Algumas Aplicações da Análise de Componentes Principais (ACP).....	27
<b>4 MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>30</b>
4.1 Área de estudo.....	30
4.2 Dados.....	31
4.3 Dados Atmosféricos e Oceânicos.....	32
4.4 Determinação do Índice de Precipitação Normalizada (SPI).....	32
4.5 Cálculo da Análise Fatorial Em Componentes Principais (ACP).....	36
4.6 Análise Fatorial da Precipitação e do Índice de Precipitação Normalizada (SPI).....	38
4.7 Determinações das Regiões Homogêneas da Precipitação e do SPI.....	38
4.8 Composições.....	39

<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>40</b>
5.1 Análise da Precipitação no Estado do Pará.....	40
5.1.1 Variabilidade dos Totais Médios Anuais da Precipitação no Estado do Pará.....	40
5.1.2 Padrões de Variabilidade Espacial e Temporal da Precipitação no Estado do Pará.....	41
5.1.3 Padrões Espacial da Variabilidade Interanual da Precipitação no Pará.....	46
5.1.4 Dinâmica dos Padrões Oceânicos e Atmosféricos Associado aos Eventos de Seca e Chuva.....	50
5.1.5 Regiões Homogêneas de Precipitação.....	53
5.2 Padrões de Variabilidade Sazonal para o SPI-3.....	56
5.2.1 Regiões Homogêneas para o SPI-3.....	60
5.2.3 Principais Características dos Eventos de Chuva e Seca em cada Região Homogêneas do SPI-3.....	63
5.2.4 Comportamento da aROI Para os Maiores Períodos de Chuva e de Seca nas Regiões Homogêneas do SPI-3.....	68
5.3 Padrões de Variabilidade Semestral para o SPI- 6.....	70
5.3.1 Regiões Homogêneas para o SPI-6.....	73
5.3.2 Principais Características do Eventos de Chuva e Seca em cada Região Homogêneas do SPI-6.....	74
5.3.3 Comportamento da aROI Para os Maiores Períodos de Chuva e de Seca nas Regiões Homogêneas do SPI-6.....	78
5.4 Regiões Homogêneas para o SPI-12.....	80
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>81</b>
<b>7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>83</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A região Amazônica tem a economia bastante diversificada, mas basicamente é focada em atividades extrativista (vegetal, animal, mineral) além da agricultura, pecuária e industrial. Essas atividades econômicas são extremamente vulneráveis as variações climáticas que ocorrem durante os períodos sazonais chuvosos e secos, assim sendo, conhecer detalhadamente o clima e sua variabilidade em diferentes escalas (anual, sazonal e intra-sazonal) constituem um instrumento eficaz quando resulta em informações estratégicas que podem ser utilizadas para prover o desenvolvimento, uma vez que permite o planejamento das ações de governo e de instituições privadas.

Números oficiais recentes apontam o Pará como um dos estados que mais se destacam na região amazônica, não apenas por suas riquezas naturais, mas, sobretudo, pela economia em progressivo crescimento. De todos os estados da região Norte do país, o Pará tem o maior número de municípios, 143, e a maior população, com 7.065.573 habitantes (Censo IBGE, 2010). Esta Região apresenta uma grande variabilidade espacial e temporal das chuvas, tendo como principal modulador os oceanos Atlântico e Pacífico (FERREIRA et al., 2009).

Dada à relevância que o clima ocupa no cenário político-técnico-científico, diversos estudos já realizados mostraram que a comunidade científica compreendesse que a característica intrínseca do clima da Amazônia é a presença de um amplo espectro de variações no tempo e espaço da atividade convectiva tropical e da precipitação (SOUZA et al., 2009). Na verdade, esta última variável climática pode ser considerada a mais importante na região. Sabe-se, ainda, que a maior parte da precipitação sobre o estado paraense ocorre entre as estações de verão e outono austral. (FIGUEROA & NOBRE, 1990; MARENGO & HASTENRATH, 1993; SOUZA & AMBRIZZI, 2003).

Nesse contexto, o estudo da distribuição das chuvas, sua quantificação e monitoramento têm sido motivos de inúmeras pesquisas. Assim, ao longo dos últimos anos a relevância de se utilizar novas técnicas, com diferentes finalidades que possibilitam caracterizar regimes de precipitação vem sendo utilizada por diversos pesquisadores.

McKee et al., (1993) propuseram o Índice de Precipitação Normalizada (SPI), para quantificar o déficit de precipitação nas diversas escalas de tempo. Segundo os autores, o SPI teria uma maior capacidade de detecção e monitoramento de extremos de precipitação.



Fisicamente, o SPI, para um dado período de tempo é a diferença entre a precipitação observada e a média dividida pelo desvio padrão. O SPI tem-se mostrado bastante útil no monitoramento de secas nos EUA, principalmente pela sua flexibilidade, simplicidade de cálculo e interpretação (HAYES et al., 1999). O SPI tem sido utilizado em todo mundo com sucesso para monitorar períodos secos e chuvosos. Como por exemplos, os trabalhos de Lana et al., (2001) no nordeste da Espanha, de Bordi et al., (2004) na China, de Hayes et al., (1999) nos EUA, Seiler et al., (2002) na Argentina e Wu et al., (2001) na China dentre outros.

Por outro lado, considerando o número de informações dos índices a ser analisados, optou-se utilizar as técnicas em Componentes Principais (ACP) e de Agrupamentos. Pois essas técnicas são ferramentas poderosas no tratamento de um número grande de variáveis, reduzindo o máximo o volume total das variáveis iniciais, com perda mínima das informações. Estas técnicas têm grande vantagem sobre as demais técnicas estatísticas, porque possibilita entre outras coisas determinar padrões espaciais e temporais consistentes e detalhados de variáveis meteorológicas (CEBALLOS & BRAGA, 1995; GONG & RICHMAN, 1995; WILKS, 2006).

Neste trabalho, fez-se uma análise detalhada da pluviometria no estado do Pará aplicando as técnicas mencionadas de análise em multivariada. Determinaram-se regiões homogêneas do SPI através da ACP e Agrupamentos, e em cada região homogênea de SPI foram quantificados os eventos severos de chuva e secas. A vantagem desse estudo climatológico perante aos demais realizados na região, é que além de quantificar foi possível identificar a frequência dos eventos secos e chuvosos em escala regional.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1. Objetivo Geral

O objetivo deste estudo é determinar regiões homogêneas do Índice de Precipitação Normalizado e quantificar a frequências dos eventos secos e chuvosos em cada região homogênea do índice no Estado do Pará.

### 2.2. Objetivos Específicos.

- Determinar padrões espaciais e temporais e regiões homogêneas tanto da precipitação como do SPI a partir do método objetivo de análise de agrupamentos proposta por Ward ;
- Calcular o índice de precipitação normalizada nas escalas de tempo de 3, 6 e 12 meses, baseado no modelo proposto por MacKee et al., (1993).
- Determinar padrões sazonais e anuais da variabilidade espacial e temporal do SPI no Pará a partir da análise em componentes principais;
- Avaliar as frequências dos eventos secos e chuvosos nas escalas de 3, 6 e 12 meses, em cada região homogênea do SPI.
- Caracterizar os padrões dos principais sistemas atmosféricos que atuam na região de estudo.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Aspectos Gerais sobre o Clima da Região Amazônica.

A região Amazônica é caracterizada por um clima quente e úmido, onde os gradientes de temperaturas são muito pequenos, há muita nebulosidade e bastante precipitação convectiva, ocorrendo durante todo ano uma grande incidência dos raios solares. A umidade presente, embora com valores altos, sofre variações acentuadas (ANANIAS et al., 2010).

O conceito de estações do ano para a Amazônia é diferente das demais regiões do Brasil. Em geral, tem-se o “período menos chuvoso” (de julho a novembro) e o “período chuvoso” (de dezembro a junho). Durante o período chuvoso, a maior parte dos estados da Amazônia apresenta média de chuva acumulada entre 600 mm e 2100 mm, com máximos principais sobre uma grande região que engloba a porção oeste, centro e sul (Amazonas, Acre, Rondônia, Mato Grosso, Tocantins e sul do Pará) e a porção oriental (sul do Amapá, leste do Pará e norte do Maranhão) (FIGUEROA & NOBRE, 1990). O período menos chuvoso em grande parte da Amazônia caracteriza-se pela baixa pluviosidade e longos períodos de estiagem, as quais atingem principalmente o Acre, Rondônia, Mato Grosso, Tocantins, centro sul do Maranhão, sul do Amazonas e do Pará. A chuva neste período ocorre em forma de pancadas isoladas e em áreas esparsas (SOUZA & AMBRIZZI, 2003).

Os Sistemas Meteorológicos e Mecanismos de Interações Oceano-Atmosfera que influenciam na variabilidade da precipitação na Região Amazônica vão desde a escala anual a local. Exemplos são os fenômenos ENOS (El Niño Oscilação Sul), Oscilação Madden-Julian (OMJ), Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico (PDO), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Ondas de Leste e Linhas de Instabilidade (LI), que de acordo com a atividade agem ora acelerando ora enfraquecendo o desenvolvimento das nuvens, e conseqüentemente a quantidade de chuva.

O ENOS é um fenômeno de interação oceano-atmosfera, que possuem duas fases, a fase fria (La Niña) e fase quente (El Niño). As condições de El Niño associam-se ao aquecimento anômalo em grande-escala nas águas oceânicas sobre o Pacífico Equatorial centro-leste, perdurando por pelo menos cinco meses entre o verão e outono. Inversamente,

as condições de La Niña se relacionam com o resfriamento anormal das águas oceânicas equatoriais sobre a bacia centro-leste do oceano Pacífico equatorial (TRENBERTH, 1997).

Kousky et, al. (1984) detalhou a forma de como o fenômeno El Niño influencia na precipitação da região Amazônica, mostrando que as anomalias sobre a América do Sul estão associadas principalmente ao deslocamento da célula de Walker, do fortalecimento do jato subtropical e de uma possível sequência de ondas que se estende do Pacífico até o sul da América do Sul. O deslocamento da célula de Walker, para leste, tem influência sobre o nordeste do Brasil e parte da Amazônia, regiões que ficam sobre o ramo descendente dessa célula. O fenômeno La Niña ocorre quando há anomalias negativas da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre as águas do Oceano Pacífico Centro-Leste, alísio mais intenso que o normal que intensificam a célula de Walker, então influencia no aumento do volume de precipitação sobre a região Norte (SOUZA, et al., 1998).

O Padrão de Dipolo ou gradiente de temperatura é caracterizado pela manifestação simultânea de anomalias de TSM, configura-se espacialmente com sinais opostos sobre as áreas norte e sul do Atlântico Tropical. Este padrão térmico inverso gera, conseqüentemente, o aparecimento de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico sobre o Atlântico Equatorial (WAGNER, 1996), o qual exerce influências no deslocamento norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (HASTENRATH & GREICHSCAR, 1993; NOBRE & SHUKLA, 1996). Souza, et al., (1998) mostraram que as fases do Dipolo “modulam” o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT, posicionando preferencialmente, sobre a região que apresenta anomalia de TSM positiva.

Os resultados das pesquisas climáticas publicadas nas últimas décadas mostraram sólidas evidências de que o efeito combinado de ambos os mecanismos climáticos presentes no Pacífico e Atlântico interfere diretamente na distribuição de chuvas sobre a Amazônia.

Outro mecanismo dinâmico de grande escala que influencia diretamente os padrões de pluviométricos da Amazônia é a Oscilação Madden-Julian que é um modo dominante da variabilidade atmosférica da troposfera tropical. Este distúrbio é profundo tanto para convecção tropical como para circulação da troposfera, ela se propaga em um completo ciclo ao redor do globo em aproximadamente 30 a 60 dias (MADDEN & JULIAN, 1994). Jones et al., (2004) mostraram sinais de um aumento da frequência de precipitações extremas no leste da América do Sul durante a atividade da OMJ, sendo este fenômeno

mais intenso durante as estações de verão e outono (HENDON, et al., 1999; SLINGO, et al., 1999).

As zonas de convergências (ZCIT e ZCAS) são muito influentes no verão austral. A Zona de Convergência Intertropical se caracteriza pela presença de acentuada instabilidade atmosférica com movimento ascendente sobre toda a troposfera equatorial, que induz a formação de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical, é dinamicamente definida como uma banda de baixa pressão e convergência dos alísios em baixos níveis dentro do ramo ascendente da célula de Hadley (FERREIRA, 2008). É considerada um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos.

A Zona de convergência do Atlântico Sul é caracterizada por uma faixa de nebulosidade convectiva que se estende da região Amazônica até o Atlântico subtropical e tem papel fundamental na distribuição pluviométrica sobre a América do Sul durante os meses de primavera e verão (FERREIRA et al., 2004).

É importante ressaltar que as Ondas de Leste também são importantes mecanismos de escala sinótica forçantes de um sistema convectivo, pois estas ondas se formam no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios, e se deslocam de oeste para leste (REBOITA, 2010).

Um dos principais mecanismos de precipitação de meso-escala são as linhas de instabilidade que se forma na região litorânea da Amazônia e são responsáveis pela formação das chuvas, e contribuem com 45% da chuva que cai durante o período da tarde, atuando preferencialmente de abril a agosto (COHEN, et al., 1989). Estas linhas apresentam características diferentes como tempo de vida e velocidade de propagação (LOUREIRO, et al., 2006).

Os mecanismos de micro escala ou escala local, são a brisa fluvial e a convecção diurna. A brisa fluvial, segundo Fish et al., (1998) é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste térmico entre água-terra, move-se em direção do continente durante o dia e vice versa à noite, ou seja, existe a maior possibilidade de precipitação, no continente durante o dia, e o inverso à noite. Seus efeitos são intensificados em função da maior largura dos rios.

O Estado do Pará, por estar localizada na região Amazônica, na Zona Equatorial sofre influencia de todos os sistemas meteorológicos de meso e grande escala, descritos.

### 3.2 Índice de Precipitação Normalizada – SPI

A seca é um fenômeno climático regional causado pelo déficit de precipitação em relação à evapotranspiração potencial (SANSIGOLO, 2004). A compreensão mais eficaz para investigar a seca e seus impactos, incluindo seu começo e seu fim, está na utilização de índices criados por vários pesquisadores para medir sua severidade. Geralmente os índices de seca necessitam de vários anos de variáveis meteorológicas (precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração), do escoamento superficial (runoff), umidade do solo, entre outras variáveis combinadas, a fim de identificar o início de um período de seca. O déficit de precipitação possui diferentes impactos na água subterrânea, no armazenamento do reservatório, na umidade do solo e nos escoamentos dos rios. Como nem sempre se dispõe de todos os parâmetros requeridos na determinação de índice de seca, McKee et al., (1993) propuseram o Índice de Precipitação Padronizado (SPI). Esse índice quantifica o déficit de precipitação para múltiplas escalas de tempo que refletem o impacto da seca na disponibilidade de fontes de água. As condições de umidade de solo respondem às anomalias de precipitação em uma escala de tempo relativamente curta. O armazenamento de água subterrânea, os fluxos de rios e do reservatório refletem as anomalias de precipitação em longo prazo.

O SPI pode ser comparado entre regiões com climas distintos e usado em uma localidade com mais de 30 anos de chuvas (HAYES et al.,1999). Conceitualmente, o índice SPI está relacionado ao número de desvios padrão que a precipitação acumulada para uma determinada série de tempo (1 mês, 3 meses, 6 meses, 12 meses, etc) se afasta da média climatológica para uma variável aleatória com distribuição normal. A cada valor de precipitação corresponde um valor de SPI, que é diretamente proporcional ao déficit de precipitação e está associado à sua probabilidade de ocorrência. O SPI é válido para todas localidades (LANA et al., 2001).

Como a precipitação não segue uma distribuição normal, para o cálculo do SPI aplica-se inicialmente uma transformação, tal que os valores transformados tenham distribuição normal. Dessa forma, a média do SPI para um determinado local e período assume valor zero. Valores positivos de SPI indicam precipitação maior do que a mediana de precipitação, enquanto os valores negativos indicam precipitação abaixo da mediana. A versatilidade do SPI está na capacidade de identificar eventos secos ou chuvosos para múltiplas escalas de tempo, ou seja, 1 mês, 3 meses, 6 meses, etc. Por exemplo, o SPI-1 mês de maio utiliza apenas a precipitação de maio, o SPI-3 meses de maio usa a

precipitação total de maio, abril e março. O SPI requer interpretações diferentes de acordo com sua escala temporal. Por exemplo, o SPI-1 mês reflete condições a curto prazo, e sua aplicação pode ser estreitamente relacionada com a umidade do solo; já o SPI-3 meses fornece uma estimativa da sazonalidade precipitação; os SPI de 6 e 9 meses indicam médio prazo das tendências e padrões de precipitação, o SPI-12 meses reflete os padrões de precipitação de longo prazo, normalmente vinculados a níveis de reservatórios, e mesmo os níveis freáticos (ALTAMIRANO, 2011). Dessa forma, a possibilidade de identificar anomalias de precipitação para diferentes escalas de tempo, pode permitir o direcionamento de ações mitigadoras para setores específicos como produção agrícola, pecuária, consumo humano, dentre outros.

O SPI apresenta algumas vantagens em relação a outros índices, por exemplo, Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI). A principal vantagem é a simplicidade do cálculo, pois o mesmo é baseado exclusivamente na precipitação. Além disso, pode ser utilizado de forma eficaz tanto no verão como no inverno, e não depende das condições de umidade do solo e topografia. A segunda é que o SPI pode monitorar períodos secos e chuvosos sobre uma ampla escala de tempo de 1 a 72 meses (EDWARDS & MCKEE, 1997), o que lhe permite descrever condições importantes da variabilidade da chuva para um gama de aplicações na meteorologia, agricultura e hidrologia. Esta versatilidade temporal é também útil para a análise da dinâmica de seca, especialmente na determinação do início e fim, que têm sido difícil de controlar com outros índices. A terceira vantagem é proveniente de sua padronização, o que garante que a frequência de eventos extremos em qualquer local e em qualquer escala de tempo são consistentes Hayes et al., (1999).

O SPI tem três desvantagens potenciais, sendo a primeira hipótese de que uma adequada distribuição de probabilidade teórica pode ser encontrada para modelar os dados de precipitação antes de padronizar. Um problema associado é a quantidade e confiabilidade dos dados utilizados para ajustar a distribuição (MCKEE et al., 1993). Segunda limitação do SPI decorre da natureza do índice padronizado propriamente dito; a saber, que as secas extremas (ou qualquer outro limiar de seca) medido pelo SPI, quando considerados por um longo período de tempo, irá ocorrer com a mesma frequências em todos os locais. Assim, o SPI não é capaz de identificar regiões que podem ser mais "propensas a secas" do que outros. Um terceiro problema pode surgir quando se aplica o SPI em curta escala de tempo (1, 2 ou 3 meses) para regiões de baixa precipitação sazonal. Nestes casos, podem resultar enganosamente grandes valores de SPI positivos ou

negativos. Além disto, um conhecimento da climatologia da região, é aconselhável para uma melhor interpretação dos resultados (HAYES et al., 1999).

De forma geral, pode-se dizer que o SPI representa a quantidade de precipitação para uma dada escala de tempo, dando a indicação da relação desta quantidade em relação a uma distribuição normal, indicando desse modo se vai ocorrer um período seco ou chuvoso. Embora McKee et al., (1993) propôs inicialmente uma classificação restrita apenas aos períodos de seca, depois tornando-se costume usar o índice para classificar também períodos chuvosos.

### 3.2.1 Algumas Aplicações do Índice de Precipitação Normalizada (SPI).

Min et al., (2003) investigaram as relações espaciais e temporais da ocorrência e a intensidade das secas na Coreia e no Leste Asiático, usando o SPI e os dados de precipitação mensal da Unidade de Pesquisa Climática (CRU) para o período de 1951-1996. Verificou-se que a frequência de ocorrência de secas na Coreia tem um intervalo de tempo de 2 a 3 anos, e vem aumentando desde a década de 1980.

Bonaccorso et al., (2003) analisaram as secas na Sicília (Itália) usando dados de reanálises de NCEP/NCAR e dados observados de 43 pluviômetros localizados uniformemente sobre a região. As secas são identificadas calculando o SPI. Além disso, foi estudado a variabilidade das secas a longo prazo com a técnica de ACP. Os resultados sugerem que a ilha inteira é caracterizada por uma variabilidade nas secas com flutuações multi-anuais e uma tendência para períodos secos a partir da década de setenta em diante. No entanto, algumas discrepâncias na magnitude da variabilidade entre as duas séries de tempo mencionadas ocorrem. Isto pode estar associado à sensibilidade da precipitação observada às flutuações climáticas locais. Apesar destas falhas, o estudo sugere que a utilização de dados meteorológicos, que tem baixa resolução espacial, pode dar informações sobre a ocorrência da seca, concordando de uma forma geral com as observações locais.

Piccarreta et al., (2004) analisaram as tendências dos eventos chuvosos e secos na Itália para o período 1923-2000. Os resultados mostram que a precipitação total anual diminuiu cerca de 156 mm, a diminuição tornou-se mais forte nos últimos 30 anos. Existem tendências muito diferentes para as diferentes estações do ano. Em particular, só a tendência no inverno é descendente, e é estatisticamente significativa. Nesta estação do



ano, o total pluviométrico diminuiu cerca de 133 mm. Para este mesmo período, o SPI foi calculado para as escalas temporais de 12, 24 e 48 meses. Finalmente, os períodos de seca têm sido bastante frequentes a partir de 1975, com SPI variando de cerca de -1 e -3.

Bordi et al., (2004) estudaram a variabilidade espacial-temporal dos períodos secos e chuvosos durante os últimos cinquenta anos no leste da China. Avaliaram as condições do clima na área usando o SPI. Os resultados sugerem que a parte norte do leste da China está experimentando condições de seca com mais frequência a partir da década de 1970 indicados por uma tendência negativa nas séries temporais do SPI.

Li et al., (2008) com dados interpolados do CRU observaram que o SPI sobre o sul da Amazônia diminuiu no período 1970-99, indicando um aumento em condições secas, embora o mecanismo é desconhecido. Estes resultados sugerem uma possível causa antropogênica para o aumento de eventos de seca na região amazônica no final do século XX. A maioria dos modelos utilizados não projeta alterações na frequência de ocorrência de baixos valores de SPI, porém, aqueles modelos que produzem uma tendência negativa do SPI projetam valores ainda mais negativos do SPI no futuro.

Blain (2010) utilizou o conceito probabilístico proposto pelo SPI, às séries decendiais da diferença entre precipitação pluvial e evapotranspiração potencial (P-ETP). Para a localidade de Campinas (SP), entre 1948 e 2008, o autor verificou que as séries de P-ETP tiveram um bom ajuste à distribuição geral dos valores extremos. Essa última característica permitiu o desenvolvimento de um algoritmo cujo resultado foi denominado de índice padronizado da diferença entre a precipitação pluvial e a evapotranspiração potencial (IPP-ETP) que, por sua vez, possibilitou a incorporação do conceito do SPI às séries decendiais da diferença entre precipitação pluvial e evapotranspiração potencial.

Zhai et al., (2010) utilizaram o PDSI e o SPI na China pro periodo de 1961- 2055. Os resultados mostram que as frequências de ambos os anos secos e chuvosos para todo o período são menores para as bacias do sul do que para os do norte, quando estimados pelo PDSI, mas muito semelhante para todas as bacias, quando calculados pelo SPI. Os resultados confirmam que PDSI e índices de SPI pode ser usado para descrever a tendência dos extremos de chuva e de seca.

Altamirando (2011) estudou a climatologia de eventos chuvosos e secos severos, extremos e muito extremos para as regiões de Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil

usando o Índice de Precipitação Normalizada (SPI) para o período 1958-2001. Os resultados indicaram que os SPI-1 e SPI-3 são espacialmente e temporalmente bastante variáveis. As maiores escalas (SPI-6 e SPI-12), respondem mais lentamente ao processo de déficit ou excessos de chuvas, mostrando ocorrência de chuvas ou secas de longa duração, recomendado para monitorar grandes áreas.

Santos (2011) utilizando o SPI analisou frequências e tendências de eventos secos e chuvosos severos e extremos no Norte e Nordeste do Brasil no século passado a partir de dados de precipitação do GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) e do modelo ECHAM5, a autora encontrou dois cenários um mais pessimista (A2) e um intermediário (A1B). Apesar do cenário A2 ser mais pessimista em relação ao A1B, ele apresentou uma menor frequência de eventos severos e extremos de chuva. Ambos os cenários indicam uma tendência significativa de decréscimo na ocorrência dos eventos.

Blain et al., (2011) analisaram a variabilidade do SPI mensal, na localidade de Campinas-SP, entre os anos de 1890 a 2007, nas condições mensais de variabilidade climática na localidade de Campinas. Uma tendência de intensificação nas condições de déficit de precipitação pluvial foi detectada em agosto, nos demais meses não houve alterações significativas. Sob o ponto de vista acadêmico o tratamento probabilístico e padronizado dos déficits/excesso de precipitação pluvial empregado no cálculo do SPI, o torna um interessante índice alternativo na investigação de forçantes climáticas condicionantes/moduladoras do clima de determinada região.

Santos et al., (2011) avaliaram as frequências de eventos de seca e chuva, no período entre 1925 e 2007, utilizando o SPI em diferentes locais da Amazônia: Manaus, Belém e Iauaretê. Os resultados obtidos mostram que O SPI é o índice mais adequado para quantificar, para fins climatológicos e hidrológicos, as frequências de eventos secos e chuvosos nas suas diversas escalas de tempo e intensidades. Em todas as escalas de tempo, as frequências de eventos chuvosos extremos e muito extremos foram superiores à dos eventos secos, principalmente em Iauaretê.

Santos et al., (2012) estudaram a climatologia de eventos extremos chuvosos e secos para a cidade de Belém-PA usando o SPI no período de 1980-2011. As principais características dos eventos chuvosos e secos tais como, frequência, duração e intensidade, foram analisadas na escala de tempo de 6 meses (SPI-6), ou seja, variabilidade semestral. Os resultados encontrados mostram ao longo de 32 anos mais eventos consecutivos secos

do que chuvosos. A análise do ROL aponta que as maiores intensidade de chuvas estão relacionadas com as atividades convectivas na região.

Braga et al., (2012) utilizaram o SPI na escala de tempo 6 meses para identificar os eventos semestrais secos e chuvosos na região homogênea situada no norte do Maranhão para séries climatológicas de 1980 a 2011. Os resultados mostram que as décadas de 1970 e 1980 apresentaram as maiores frequências de eventos chuvosos e secos, respectivamente, no estado.

### 3.3 Análise de Componentes Principais (ACP).

A técnica da ACP é um ramo da análise multivariada que possibilita levantar questões específicas de considerável complexidade em cenários naturais. Isso viabiliza a condução de pesquisas teoricamente importantes e a avaliação dos efeitos de variações paramétricas que naturalmente ocorrem no contexto em que elas normalmente aparecem.

Análise de componentes principais é um método estatístico, usado em estudos meteorológicos, para reduzir o número de variáveis originais relacionadas entre si em um pequeno número de novas variáveis linearmente correlacionadas que explicam a maior parte da variância total dos dados (Bonaccorso et al., 2003). O princípio consiste na análise de uma matriz de variância / covariância de um conjunto de dados na sua diagonal principal e a covariância entre esses dados nos outros pontos. O resultado da análise fornece dois parâmetros: cargas fatoriais (correlações), que correspondem aos autovetores da matriz da ACP e indica a principal direção da variação dos dados, isto é, o modo principal como os dados variam no espaço; e os escores ou Componentes Principais (CP), que indica a variação temporal dos dados para cada modo. O primeiro modo é uma combinação linear normalizada das variáveis originais e representa a máxima fração ou porcentagem da variância explicada o segundo modo é ortogonal ao primeiro e o segundo em importância, e assim sucessivamente (WILKS, 2006).

### 3.3.1 Algumas Aplicações da Análise de Componentes Principais (ACP).

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 é favorável 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 Thessália (Grécia Central). O objetivo foi determinar padrões de precipitação na região. Das componentes principais obtidas as duas primeiras 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 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 do ENOS, foram bem representados quando interpretados os componentes extraídos. Contudo, a rotação Varimax ofereceu vantagens quanto à interpretação de fenômenos regionais, 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.

Santos et al., (2010) aplicaram a técnica de ACP com o objetivo de estabelecer relações entre padrões atmosféricos específicos, temporal e espacial da precipitação e formação de cheias no semi-árido da bacia do rio São Francisco em 1985. As análises tiveram como foco o Submédio e parte do Médio São Francisco. A aplicação da técnica de análise de componentes principais mostrou que um modelo com três componentes foi adequado para representar a estrutura das variáveis, retendo 60% da variância total. A atuação de Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis (VCAN) e da Zona de Convergência Intertropical foi determinante para o desenvolvimento de sistemas precipitantes intensos e ocorrência de inundações nos meses de janeiro e abril de 1985.

Amanajás e Braga (2012) através do o método da ACP analisou os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia Oriental e relacionou com os principais mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. 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 ZCIT. O segundo

padrão espacial está associado a eventos de mesoescala, tal como as LI favorecem as chuvas na região nos meses de maio a agosto. Já o terceiro padrão espacial evidencia a influência da atuação da ZCAS, sistema atuante no final da primavera e início do verão, bem como sistemas de escala local.

## 4 MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 Área de Estudo

A área de estudo abrange o estado do Pará (norte do Brasil) (Figura 1). O Pará é o segundo maior estado do Brasil, ficando atrás apenas do Amazonas (IBGE, 2009). Situa-se no centro da região Norte tendo como limites o Suriname e o Amapá a norte, o oceano Atlântico a nordeste, o Maranhão a leste, Tocantins a sudeste, Mato Grosso a sul e Amazonas a oeste e Roraima e a Guiana a noroeste. Ressalta-se que algumas áreas do noroeste e sul do Pará, onde há topografia relativamente acentuada, condições de difícil acesso e/ou com reservas indígenas, a densidade de estações é relativamente mais baixa.

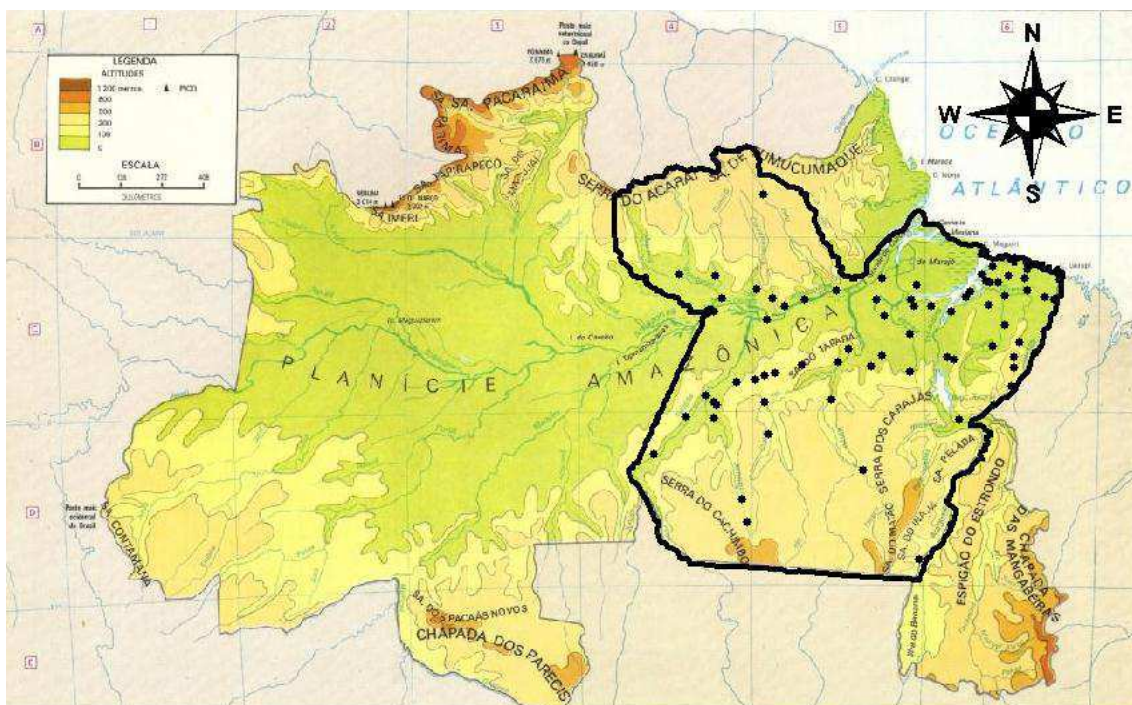


Figura 1. Espacialização dos postos pluviométrico no estado do Pará, Adaptado de Simielli (1991).

## 4.2 Dados

Neste trabalho utilizam-se dois conjuntos de dados. Um conjunto contendo dados pluviômetros mensais de oito (8) estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e outro conjunto de dados mensais pluviométricos de sessenta e quatro (64) estações automáticas da Agência Nacional das águas (ANA). Totalizando setenta e duas (72) estações distribuídas no estado do Pará para o período de 32 anos (1980-2011) (Figura 2).

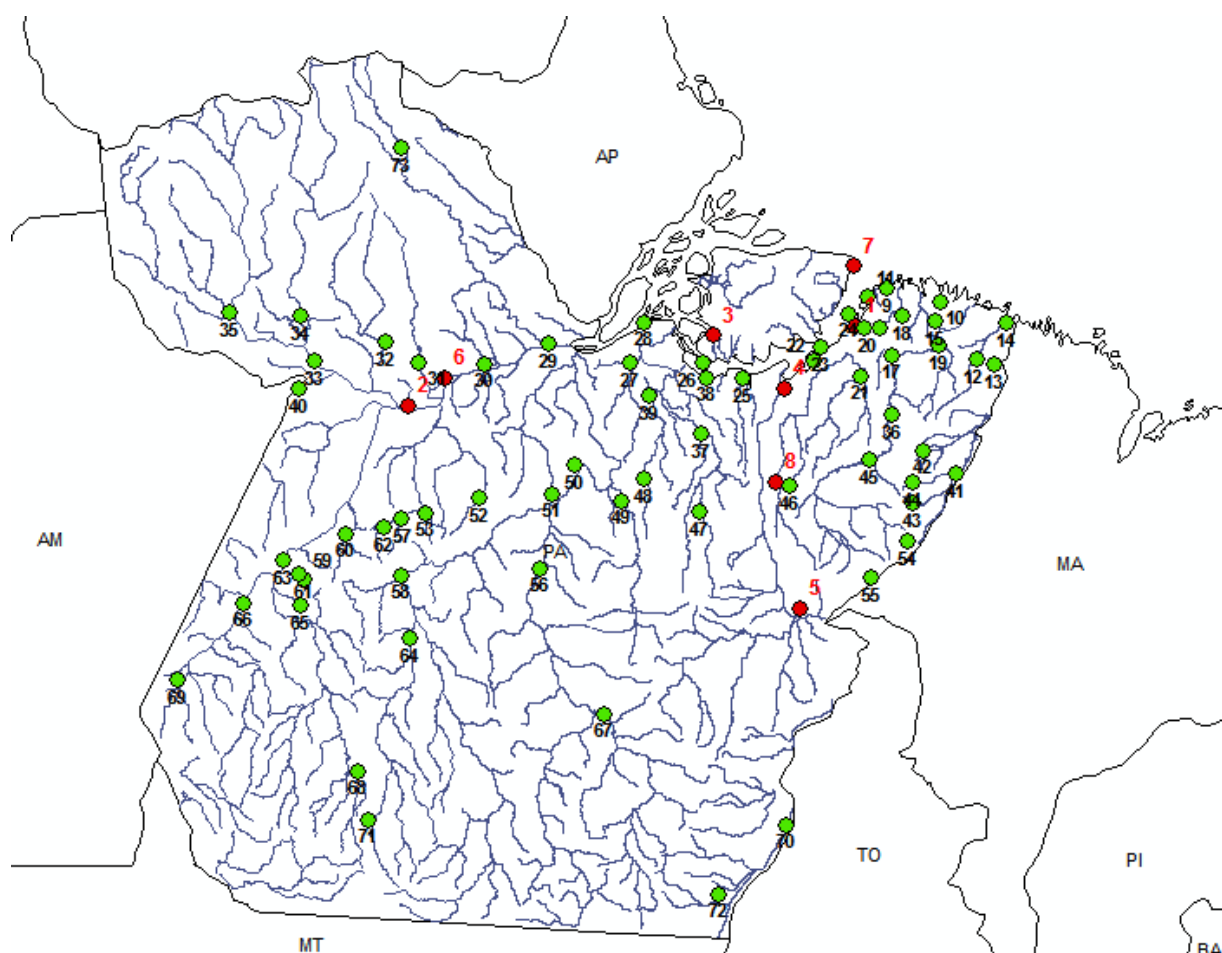


Figura 2. Mapa de localização das estações (círculos) pluviométricas no Estado do Pará, com destaque para os rios.



O anexo A mostra a listagem das estações, com os detalhes de cada uma, ou seja, nome da estação, numeração, localização geográfica, anos iniciais e finais das séries de dados e a instituição fonte. Com base nessa série de estações, foi empregada a metodologia do SPI e da ACP. A Figura 2 também ilustra a numeração de cada estação no mapa de localização sobre o Estado do Pará.

#### 4.3 Dados Atmosféricos e Oceânicos

Utilizou-se também dados de ROL (radiação de onda longa) no topo da atmosfera para caracterizar a atividade convectiva (nebulosidade) e dados de temperatura da superfície do mar (TSM) com o propósito de se investigar os padrões observados sobre a superfície oceânica do Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. Estes dados foram adquiridos da mais nova reanálise do Climate Prediction Center/National Centers for Environmental Prediction (CPC/NCEP) que possui uma alta resolução, projetadas em uma grade regular de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ .

#### 4.4 Determinação do Índice de Precipitação Normalizada (SPI).

O cálculo do SPI se inicia a partir dos dados da precipitação total mensal, de preferência um período contínuo de pelo menos 30 anos (HAYES et al., 1999). Um exemplo de obtenção de uma série de tempo de três meses, construída a partir de um acumulado de três meses, somando os três primeiros totais mensais 1, 2 e 3, depois somando os totais nos meses 2, 3 e 4, depois a soma dos totais nos meses 3, 4 e 5, etc. O novo conjunto de dados está se movendo no sentido de que cada mês um novo valor é determinado a partir do mês anterior. Então, o SPI-3 meses é calculado a partir desta nova série temporal acumulado de três meses. Na tabela 1 apresenta-se um exemplo das séries de tempo do SPI centrado no mês de janeiro.

Tabela 1 – Exemplos de Cálculo de Séries temporais do SPI

<b>SPI- 1</b>	J
<b>SPI – 3</b>	(D+J+F)/3
<b>SPI – 6</b>	(½O +N+D+J+F+M + ½A)/6
<b>SPI -12</b>	(½J +A+S+O+N+D+J+F+M+A+M+J +½J)/12

Neste estudo foram selecionadas as escalas de tempo do SPI de 3, 6 e 12 meses, para as quais se constroem médias móveis das séries temporais de SPI trimestral (SPI-3), semestral (SPI-6) e anual (SPI-12) centrada nos 12 meses do ano. O SPI trimestral reflete as condições de curto prazo, é importante para monitoramento das precipitações sazonais. De acordo com Pereira et al., (2004) a escala de tempo de 3 meses é adequada, por exemplo, para avaliar secas climatológicas, pois a agricultura é uma atividade que é afetada quase imediatamente por situações de déficit hídrico. A escala semestral do SPI representa os eventos de média duração. É importante para monitoramento do período de transição entre estação seca e a chuvosa. O SPI anual reflete padrões de precipitação de longo prazo. É uma importante ferramenta para monitorar a variabilidade anual e interanual.

O segundo passo para o cálculo do SPI é determinar uma função de densidade de probabilidade que descreve as séries temporais de 3, 6 e 12 meses, utilizadas no estudos. Como a precipitação segue uma distribuição assimétrica, nesse estudo foi escolhida a função gama. A popularidade da distribuição gama para descrever dados de precipitação se deve do fato de que ela fornece uma representação flexível envolvendo apenas dois parâmetros (forma e escala) e é amplamente utilizada em climatologia da precipitação (WILKS, 1990). A distribuição gama possui bom ajuste para variáveis contínuas que tenham limite inferior igual a zero e não possuem limite superior, por isto é, largamente utilizada para o estudo de séries históricas de precipitação.

A função de densidade de probabilidade para a distribuição gama é:

$$g(x) = \frac{X^{\alpha-1} * e^{-\frac{x}{\beta}}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \quad \text{para } X > 0 \quad (1)$$

Sendo:

$\alpha > 0$  - parâmetro de forma da distribuição gama

$\beta > 0$  – parâmetro de escala da distribuição gama

$x > 0$ , é a quantidade de precipitação (mm)

$\Gamma(\alpha)$  a função gama.

Para estimativa dos parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  da distribuição gama utilizou-se o método de máxima verossimilhança de Thom (1958), o qual é dado por:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (2)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (3)$$

Sendo:

$\bar{x}$  - total de precipitação no tempo de análise.

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (4)$$

Em que,  $n$  é número de observações.

Deste modo a distribuição cumulativa é então transformada em distribuição probabilidade normal com média zero e desvio padrão de um, então os valores do SPI são realmente em desvio padrões, que é o valor do SPI (EDWARDS & MCKEE, 1997). No caso da precipitação pluviométrica de um determinado período se ajustar à distribuição normal o SPI simplesmente a variável reduzida  $Z_i$  de tal distribuição.

$$SPI = z_i = (P_i - \bar{P}_i) / \sigma_i \quad (5)$$

Sendo:

i - 1, 3, 6, 12 meses

P<sub>i</sub> - Precipitação acumulada no período

$\bar{P}_i$  - Precipitação média do período em questão

$\sigma_i$  - Desvio padrão da série histórica de precipitação na escala em estudo

A precipitação total mensal para um período de tempo específico é então identificada com um valor SPI consistente com a probabilidade. Os valores SPI positivos significam superior à mediana da precipitação, enquanto valores negativos significam menor que mediana da precipitação. O valor zero corresponde à precipitação média. A magnitude da saída do zero é uma medida probabilística da gravidade de um evento chuvoso ou seco, que pode ser usado para avaliação de risco. Na Tabela 2 são ilustradas as categorias de SPI, de acordo com as descritas por McKee et al., (1993).

Tabela 2 - Classificação dos períodos secos e chuvosos do SPI segundo McKee et al., (1993)

<b>Valores SPI</b>	<b>Classes</b>
< -2,0	Seca Extrema
-1,99 a -1,50	Seca Severa
-1,49 a -1,0	Seca Moderada
-0,99 a -0,49	Seca Fraca
-0,49 a 0,49	Quase Normal
0,49 a 0,99	Chuva Fraca
0,99 a 1,49	Chuva Moderada
1,49 a 1,99	Chuva Severa
>2,00	Chuva Extrema

#### 4.5 Cálculo da Análise Fatorial em Componentes Principais (ACP)

O método de Análise Fatorial (AF) em Componentes Principais 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*”.

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. Em suma, 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).

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:

$$R = \frac{1}{n-1} (Z)(Z)^{(t)} \quad (6)$$

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. Logo:

$$D = A^{-1} \cdot R \cdot A \quad (8)$$

$D$  é a matriz diagonal, cujos elementos  $\lambda_i$  são os autovalores de  $a_{ji}$ . 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 ( $X$ ) padronizada, ou seja:

$$U = A^t X \quad (9)$$

$$X = A U \quad (10)$$

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

$$X_i = a_{j1} U_1 + a_{j2} U_2 + \dots + a_{jk} U_k + a_{np} U_p \quad (11)$$

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.

#### 4.6 Análise Fatorial da Precipitação e do Índice de Precipitação Normalizada (SPI)

Existem vários tipos de ACP utilizados para analisar a variável observada. Neste estudo foi utilizado o modo T (T- mode factor analysis), que em síntese é utilizado quando se busca obter a evolução dos principais modos dominantes de circulação que permitam analisar a trajetória e comportamento dos sistemas sinóticos sobre determinadas áreas (RICHMAN, 1983). Desta forma na matriz de dados as colunas representam os meses do ano e as linhas são as estações pluviométricas. E o modo S (S- mode factor analysis) 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 (AMANAJAS, 2011). A matriz do modo S foi montada da seguinte forma as colunas são as estações pluviométricas e as linhas os meses da amostra total, isto é, de janeiro de 1980 a dezembro de 2011.

Para os dados de precipitação utilizou o modo T e S com objetivo de observar os sistemas dominantes no tempo (modo T), e variabilidade da precipitação no espaço (modo S). Entretanto para o SPI utilizamos apenas o modo S com o objetivo de verificar e analisar a variabilidade do SPI do espaço.

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 e do SPI no Estado do Pará, assim como gráficos mensais das correlações temporais e fatores comuns espaciais (escore temporal).

#### 4.7 Determinação das Regiões Homogêneas de Precipitação e do SPI.

A determinação das regiões homogêneas de precipitação e do SPI no Estado do Pará foi realizada através da análise de agrupamentos. 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. Neste estudo

utilizou-se o método de classificação hierárquica proposto por Ward (1963) por apresentar melhor coerência espacial dos dados de precipitação na região (WILKS, 2006).

#### 4.8 Composições

A técnica de composições, que representa uma média de vários eventos selecionados por um critério objetivo, é útil para se investigar os padrões médios associados a um determinado fenômeno recorrente.

De posse dos anos que ocorrerem chuva abaixo ou acima da média selecionados pela ACP. Foram montadas composições anuais para avaliar o comportamento da precipitação regional e dos com os padrões dinâmicos (variáveis atmosféricas e oceânicas) associados.

Similarmente, de posse dos maiores períodos de seco e chuva obtidos pelo SPI. Foram construídas as composições mensais de ROL para se investigar e caracterizar a atividade convectiva no determinado período.



## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 Análise da Precipitação no Estado do Pará

#### 5.1.1 Variabilidade dos Totais Médios Anuais da Precipitação no Estado do Pará.

Na literatura consta que a distribuição espacial e temporal da precipitação na região Amazônica tem sido objeto de diversos estudos tais como: FIGUEROA & NOBRE 1990; MARENGO, 1995; SOUZA & AMBRIZZI 2003; LOPES 2009; AMANAJAS 2011, os quais têm mostrando o caráter relevante da precipitação na região, pois eventualmente a mesma pode influenciar no comportamento de outras variáveis atmosféricas, como temperatura, umidade relativa do ar, vento, dentre outros (FISCH & MARENGO 1998).

O Estado do Pará está inserido na região Amazônica, apresentando grande dimensão territorial. A variabilidade espaço-temporal das chuvas na região sofre influências dos efeitos local, dos sistemas de meso e grande escalas tais como, aglomerados convectivos, Linhas de Instabilidades, sistemas meteorológicos transientes (cavados quase-estacionários), Zona de Convergência intertropical e Zona de convergência do Atlântico sul (COHEN, 1989; QUADRO et al., 1994 COELHO et al., 2004). Assim, a atuação desses diferentes sistemas meteorológicos em diferentes escalas de tempo, resulta em uma distribuição pluviométrica elevada, porém não homogênea. A Figura 3 mostra a variabilidade espacial dos totais médios anuais das chuvas no Pará no período estudado.. Os maiores volumes superiores a 2.000mm encontram-se no nordeste e noroeste do Estado, e os menores inferiores a 1500 mm em pequeno núcleo no extremo sudeste do estado.

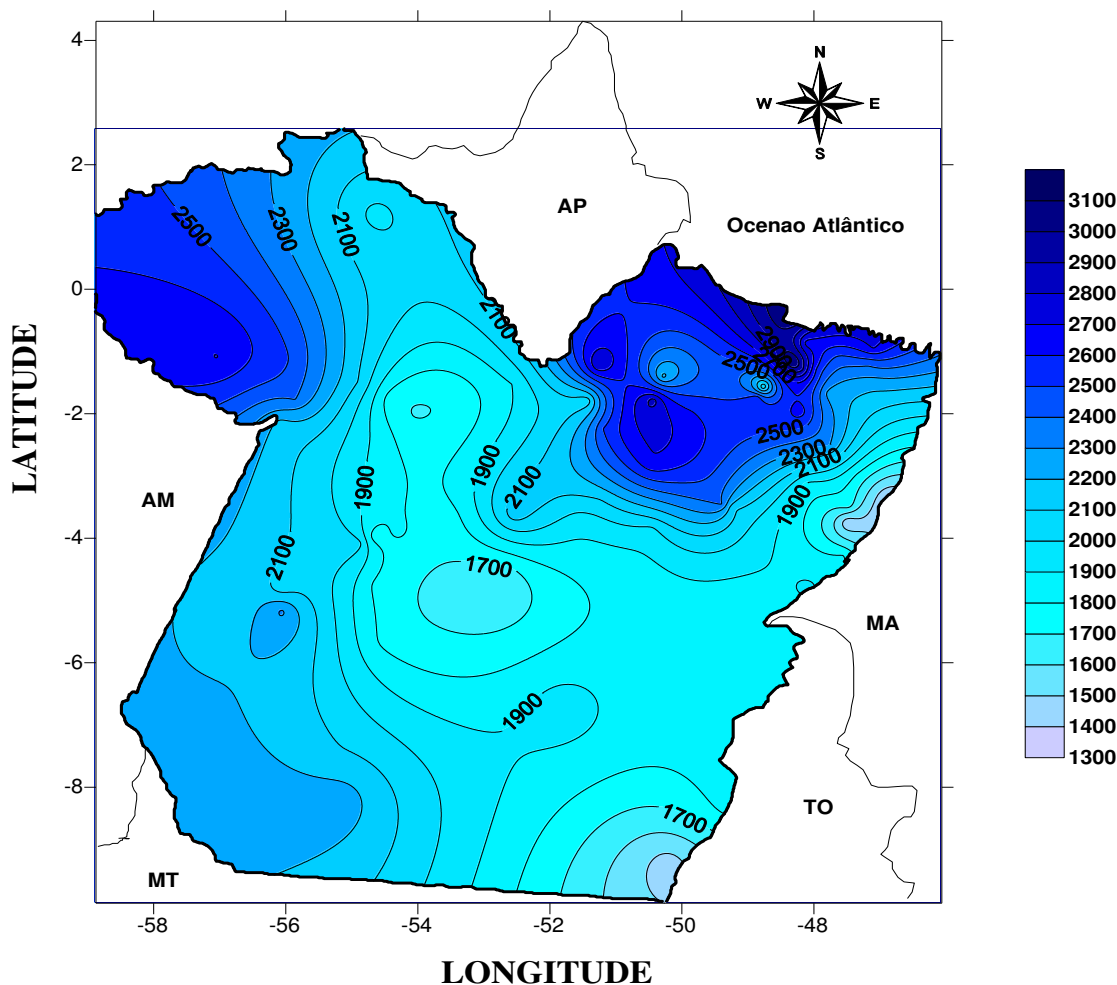


Figura 3. Espacialização dos totais médios anuais (1980-2011) pluviométricos (mm) no estado do Pará.

### 5.1.2 Padrões de Variabilidade Espacial e Temporal da Precipitação no Estado do Para.

A seguir são apresentados os resultados dos padrões espaciais e temporais da pluviometria expressos pelos principais fatores comuns obtidos pela análise Fatorial em Componentes Principais. Em seguida são mostradas as regiões homogêneas obtidas através da análise de agrupamentos desses fatores.

A análise fatorial em componentes principais rotacionada aplicada aos dados médios mensais da precipitação no Estado do Pará, produziram três padrões principais que explicaram 92,91% da variância total dos dados. Os três primeiros padrões foram selecionados segundo o critério de truncamento de Kaiser, que considera apenas autovalores maiores que a unidade (BEZERRA, 2007). Na tabela 3 constam as CP's valores próprios variância explicada e acumulada para os fatores comuns não rotacionados

e rotacionados dos dados médios mensais da precipitação. Os fatores rotacionados representam melhor a distribuição da chuva nos eixos, facilitando assim a interpretação dos resultados. Observa-se ainda que a variância explicada pelas três componentes estão muito próxima. Isto significa que as chuvas produzidas e suas respectivas variabilidades entre as componentes estão muito próximas.

Tabela 3 . Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) da precipitação mensal.

CP	Cargas não rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada
1	5,78	48,20	48,20	<b>4,23</b>	<b>35,26</b>	<b>35,26</b>
2	3,36	28,01	76,21	<b>3,56</b>	<b>29,66</b>	<b>64,93</b>
3	2,00	16,71	92,91	<b>3,36</b>	<b>27,99</b>	<b>92,91</b>
4	0,28	2,34	95,26			
...						
<b>12</b>	0,01	0,12	100			

Os três primeiros fatores comuns estão mostrados na Figura 4. O primeiro fator comum (score) explica 35,26% da variância total dos dados, apresentou correlações positivas superiores a 0,8 nos meses de maio a agosto. O segundo fator comum, que explica 29,66% da variância dos dados, apresenta correlações altas, superiores a 0,7 nos meses de setembro a dezembro. As maiores correlações do terceiro fator comum foram, o qual explica 27,99% da variância dos dados, observadas nos meses de janeiro a abril e são superiores a 0,8 (Figura 4).

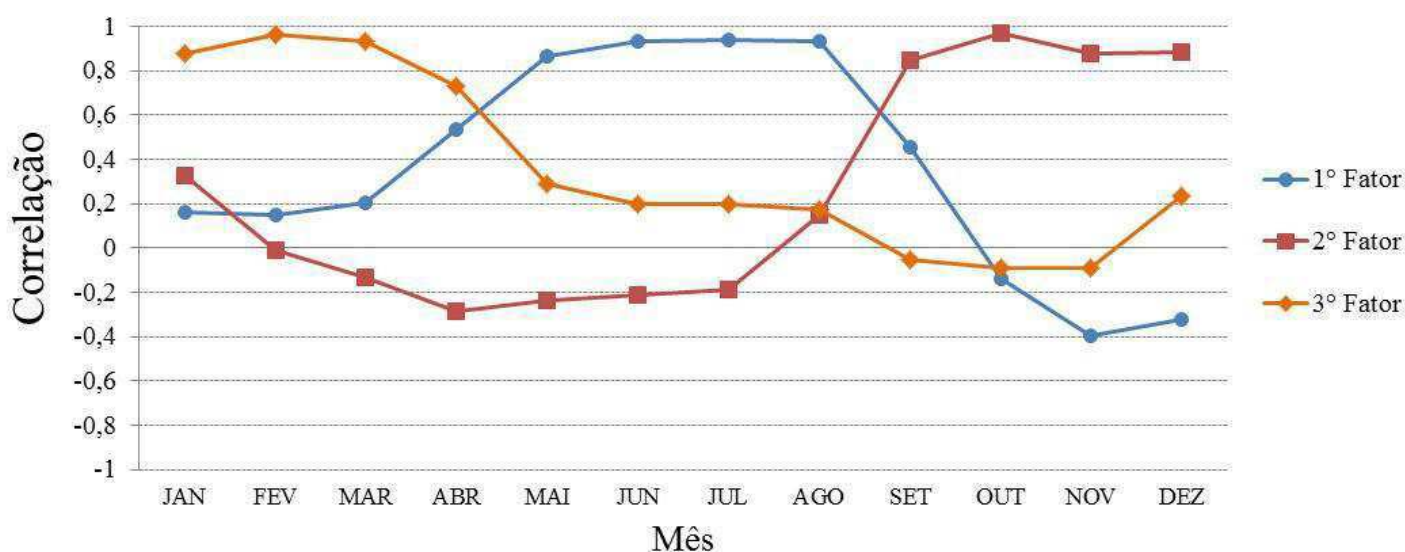


Figura 4. Correlações dos três primeiros fatores comuns temporais de precipitação que explicam 92,91% da variância total no Estado do Pará (1980-2011).

A configuração espacial do primeiro fator mostrou um contraste entre as regiões norte e sul do Estado com contribuições altas superiores a 0,5 na parte norte e inferiores a -0,5 que se estendem deste da diagonal leste-sudoeste até o sul do Pará. Este primeiro padrão se assemelha com o padrão climatológico do Estado (Figura 5a)

O padrão de precipitação deste fator está associado às chuvas provenientes de diferentes sistemas atmosféricos que atuam na região norte nesses meses, por exemplo, as LIs que se propagam continente adentro, com máximas atuações em julho ou as circulações monçônicas de Nordeste (alísios) (COHEN et al., 1989; ZHOU & LAU, 1998). O estudo de Lopes (2009) mostrou que os alísios constituem uma forçante dinâmica que favorece em grande parte a formação de aglomerados convectivos no outono dando origem a precipitação abundante sobre o Estado. Outro sistema que o autor comenta é a Alta da Bolívia que se desloca mais para o Norte, aproximando-se do Pará, organizando e intensificando precipitação no Estado. Por outro lado, o deslocamento sazonal da ZCIT em direção ao Hemisfério Norte, junto com a atuação do ramo descendente da circulação de Hadley, inibe a formação de nebulosidade principalmente no setor sul do Estado, o que explica as contribuições negativas da chuva na porção sul do estado. (ROCHA et al., 1989; MOLION & BERNARDO, 2002; FERREIRA et al., 2005; LOPES, 2009).

O padrão da configuração espacial do segundo fator mostra contribuições superiores a 1,5 no extremo sudoeste, e menores que -0,5 na parte central e norte contribuições (Figura 5b).

No final da primavera e início do verão, o sul do Estado sofre influências de sistemas transientes ou mesmo da ZCAS, provocando altos valores de precipitação, principalmente no sudoeste paraense em virtude da orientação Noroeste/Sudeste da ZCAS e, também, pela convecção organizada pela Alta da Bolívia (AB), que começa a surgir em decorrência do aquecimento no altiplano boliviano (FIGUEROA & NOBRE, 1990; COELHO, 1999; SOUZA, 2003; LOPES, 2009). Na escala local as brisas fluviais são os principais sistemas precipitantes da região, explicando desde forma os núcleos de precipitações positivas a noroeste e nordeste do Pará. (SANTOS, et al., 2011).

Finalmente, o padrão espacial do terceiro fator comum apresenta contribuições positivas superiores a 1, na região costeira e central do nordeste do Estado. Nas demais regiões as contribuições são negativas, com exceção de um pequeno núcleo no sudoeste com contribuição da ordem de 0,5 (Figura 5c). Nesta região costeira nesta época do ano as chuvas estão relacionadas deslocamento norte-sul da ZCIT sobre o Atlântico, que durando os meses de março a abril está posicionada em torno de 4° S (MOLION & BERNARDO, 2002). Diversos estudos mostram que a ZCIT é o principal sistema precipitante de grande escala que atua no norte do Brasil entre os meses de fevereiro a maio (XAVIER et al., 2000; SOUZA et al., 2004; FERREIRA, 2008).

Observa-se dois núcleos de precipitação bem definidos um na região central nordeste e outro no sudoeste do Estado. A presença desses núcleos se dá por dois fatores: a convecção tropical e atuação de linhas de instabilidade, a convecção é responsável pela formação de aglomerados convectivos de mesoescala, ocasionando assim o surgimento desses núcleos de precipitação. Por outro lado as LI's que, frequentemente, se formam na região costeira pelo o período da tarde, devido a circulação de brisa e se desloca basicamente de leste pra oeste. Porém durante a noite, sem a presença do sol, a perturbação perde a força, se intensificando novamente no dia seguinte (COHEN, et al., 1989; FISCH, et al., 1998; COHEN et al., 1995). Isto pode justificar a existência do núcleo negativo de precipitação na porção noroeste do estado, Lopes (2009) e Amanájas (2011) encontraram padrões semelhantes em seus estudos.

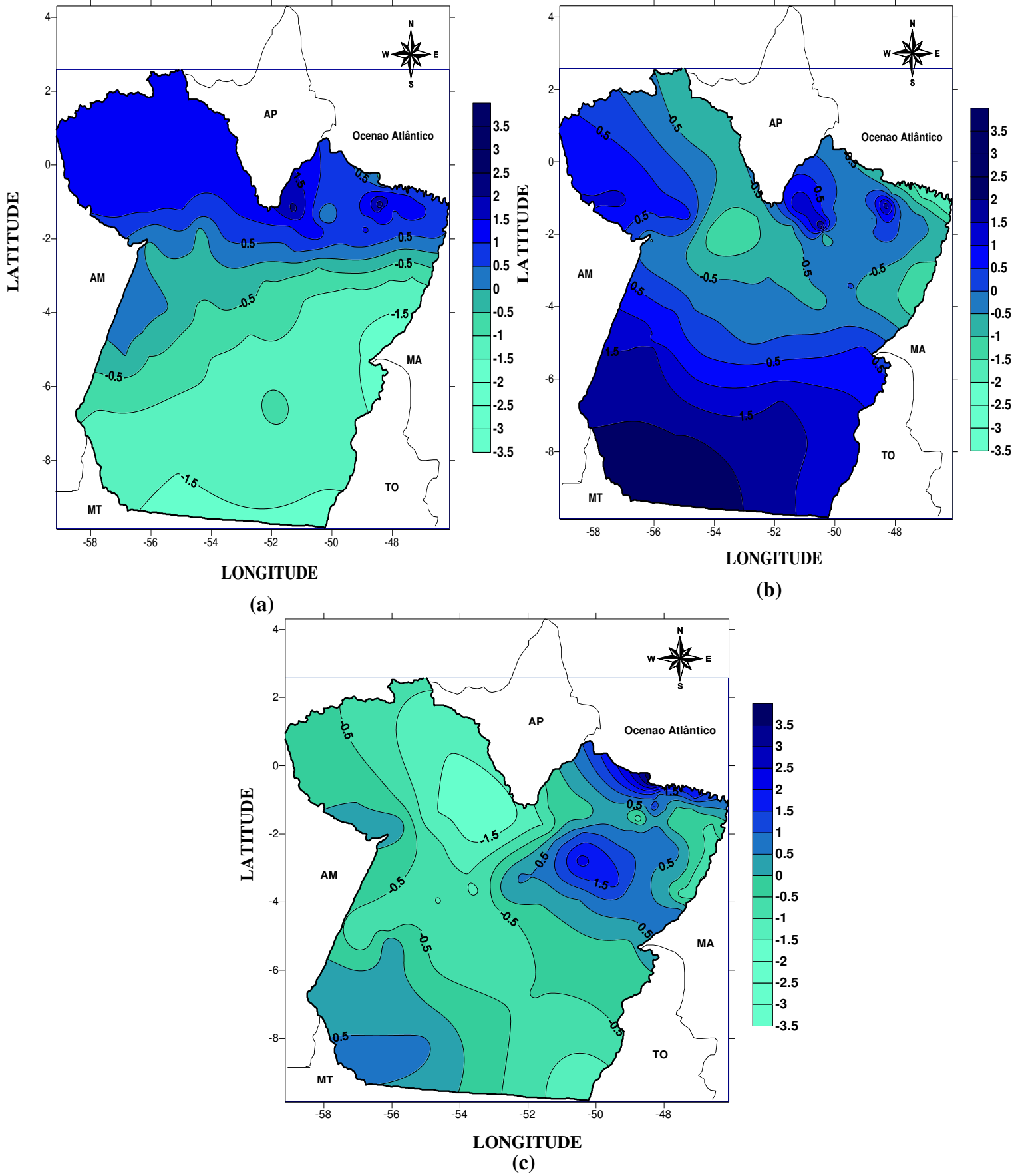


Figura 5. Padrão espacial associado ao Primeiro (a), Segundo (b) e Terceiro (c) fator comum (escore) no Estado do Pará.

### 5.1.3 Padrões Espaciais da Variabilidade Interanual da Precipitação no Para.

A aplicação da técnica de ACP aos totais médios anuais da precipitação no período de 1980 a 2011, resultou na obtenção de três fatores comuns não rotacionados que explicam 75, 68% e três fatores rotacionados que explicaram 74,41% da variância total da série dados. Neste caso, optou-se pelo padrão da ACP não rotacionado por o primeiro fator ter explicado aproximadamente 65,05% da variância total anual da serie (Tabela 4). Isto significa que este padrão representa fisicamente a média climatológica anual das chuvas na região, dispensando, portanto a análise das contribuições dos fatores subsequentes de pesos menores (NORTH et al., 1982).

Tabela 4. Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) da precipitação anual.

CP	Cargas não rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada
1	46,84	65,05	65,05	23,10	32,09	32,09
2	5,11	7,09	72,14	18,54	25,75	57,84
3	1,63	2,27	74,41	11,93	16,57	74,41
4	0,92	1,27	75,68			
....						
<b>70</b>	0,05	0,07	100			

A análise espacial do primeiro fator comum (correlações) que explica 65,05% da variância explicada total anual mostra correlações positivas superiores a 0,7 desde o norte até próximo a latitude de 6°S, a partir daí as correções decrescem em direção ao sul atingindo valores inferiores a 0,5 no sudoeste. Este padrão evidencia que em média as chuvas são bem distribuídas no estado, principalmente na porção norte do Estado (Figura 6).

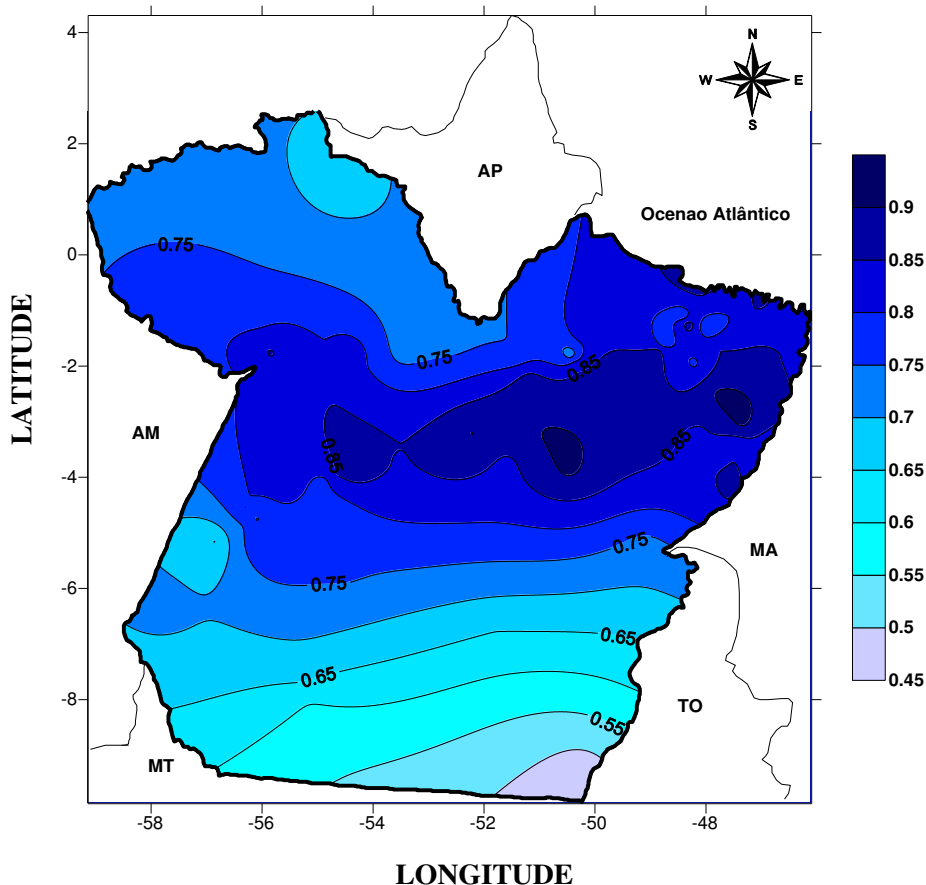


Figura 6. Padrão espacial do primeiro fator comum (correlações) que explica 65,05% da variância total da série.

A série temporal associada ao primeiro padrão mostra a variabilidade temporal das CPs (escores) no período. A alternância dos valores positivos e negativos das CPs mostra a alta variabilidade da precipitação na escala sazonal e interanual. Alguns dos máximos observados nas CPs nos anos de 1985, 1989 e 1995, e mínimos em 1981, 1983, 1994 e 1998, evidenciam as anomalias dos anos extremos (secos e chuvosos) (Figura 7). De acordo com dados observados nas Tabelas 5 e 6 esses máximos e mínimos foram observados em anos de ocorrência do fenômeno El Niño/La Niña, o qual altera a circulação de Walker, e do Padrão de Dipolo do Atlântico, que exerce influências no deslocamento norte-sul da ZCIT.

Para o evento El Niño de 1982/1983 (La Niña de 1988/1989), por exemplo, foram observadas reduções de 25% (aumento de 30%) na chuva da cidade Belém, que esta localizada no nordeste do estado Pará. Em Badajós, localizada no noroeste da região, no evento de El Niño 1982/1983 verificou-se uma redução de 40% na chuva, por outro lado no episódio de La Niña de 1984/1985 notou-se um aumento de 47%. Na cidade de Barreira do



Campo localizada a sudoeste do estado, observou-se o aumento (diminuição) de 31%(32%) para o evento La Niña de 1984/1985 (El Niño de 1994/1995) La Niña.

Os estudos de Souza et al., (2005) mostraram que o efeito combinado (ou seja, a manifestação simultânea) de ambos os mecanismos climáticos presentes no Pacífico (El Niño/La Niña) e Atlântico (Dipolo do Atlântico) interferem diretamente na distribuição da pluviometria regional sobre a Amazônia oriental.

Tabela 5. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1980 a 2011. Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2011).

Anos	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1980	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.1
1981	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1
1982	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	1.0	1.5	1.9	2.1	2.2
1983	2.2	1.9	1.5	1.2	0.9	0.6	0.2	-0.2	-0.5	-0.8	-0.9	-0.8
1984	-0.5	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.9	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
1986	-0.5	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.2	1.4	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.2	-0.8	-1.2	-1.3	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-1.9
1989	-1.7	-1.5	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1991	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	1.2	1.4
1992	1.6	1.5	1.4	1.2	1.0	0.7	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.2	0.0
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	1.0	1.2
1995	1.0	0.8	0.6	0.3	0.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.7	-0.8	-0.9	-0.9
1996	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.2	0.7	1.2	1.5	1.8	2.1	2.3	2.4	2.3
1998	2.2	1.8	1.4	0.9	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.2	-1.3	-1.4	-1.5
1999	-1.5	-1.3	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0.0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0

El Niño

La Niña

Normal

Tabela 6. Ocorrência de eventos de eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical. Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2007).

Gradiente Positivo	Gradiente Negativo
<p>1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981, 1992, 1997</p>	<p>1964, 1965, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986, 1989</p>

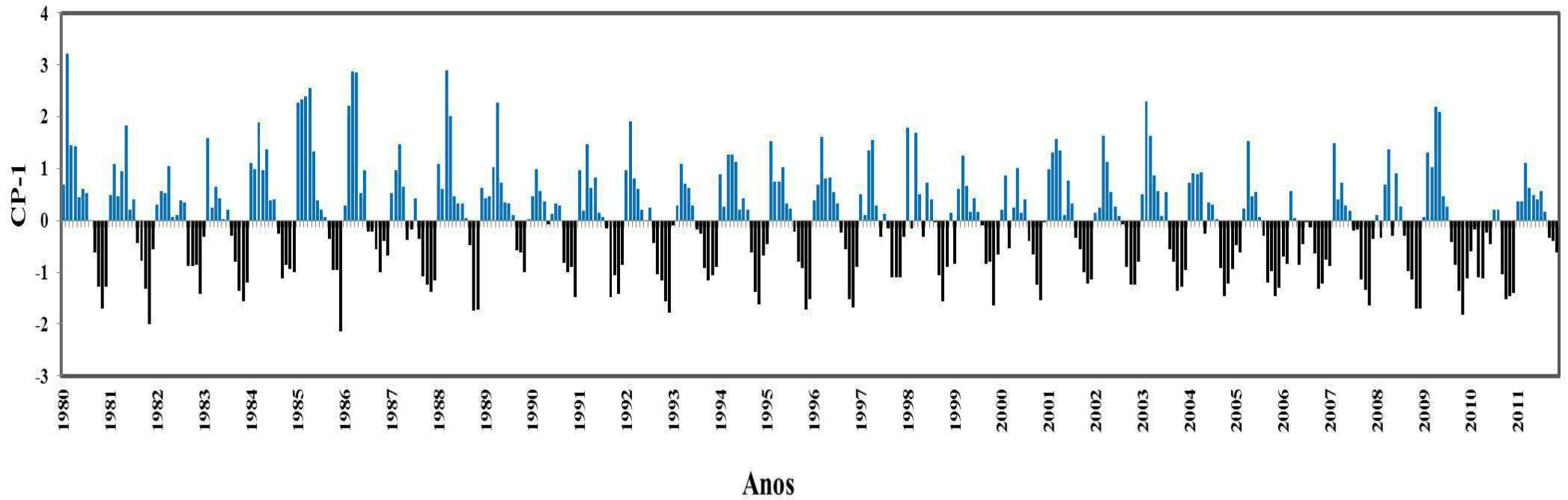


Figura 7. Série temporal do primeiro fator comum espacial (CP1) para o período de 1980-2011

#### 5.1.4 Dinâmica dos Padrões Oceânicos e Atmosféricos Associado aos Eventos de Seca e Chuva

Considerando o contexto da dinâmica climática tropical, sabe-se que a variabilidade pluviométrica interanual da Amazônia é modulada diretamente pelos padrões oceano-atmosfera de grande escala, associados ao ciclo do El Niño-Oscilação Sul sobre o Oceano Pacífico e as fases do gradiente meridional inter hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (aTSM) sobre o Oceano Atlântico intertropical (NOBRE & SHUKLA, 1996; SOUZA et al., 2000). Através de mudanças significativas nos padrões da circulação atmosférica associados às células de Walker e de Hadley (SOUZA et al., 2004). Tanto os modos climáticos do Pacífico como do Atlântico interferem na posição e intensidade das bandas de nebulosidade convectiva da ZCAS e ZCIT, modulando portanto a distribuição regional da chuva na Amazônia.

Com o objetivo de descrever a estrutura dinâmica dos padrões oceânicos e atmosféricos de grande escala, associados aos eventos de seca e chuva registrado no Estado do Pará, foram montadas e analisadas os mapas das composições anuais dos padrões anômalos de aTSM sobre as bacias do Pacífico (El Niño e La Niña) e Atlântico (Dipolo), das anomalias de ROL que indicam o padrão de convecção tropical.

Com respeito à fase positiva do fenômeno ENOS (Figura 8), observa-se que há anomalia positiva de rol sobre o estado do Pará com valores em torno de 2 a 4  $W.m^2$ , indicando a ausência de convecção tropical. Por outro lado a configuração da fase negativa do ENOS, verificou-se uma configuração inversa, ou seja, convecção tropical sobre o estado do Pará, com valores de anomalia de rol em torno de -2 a -6  $W/m^2$  (Figura 9). Em estudo sobre a importância da variabilidade do sinal entre eventos do ENOS, reportado por Souza e Ambrizzi (2002) sobre a América do Sul, as teleconexões da fase quente/fria do ENOS indicam déficit/excesso de precipitação sobre a região amazônica e nordeste brasileiro.

A Figura 10 ilustra as anomalias de Rol e TSM correspondente a fase negativa do dipolo do Atlântico. As anomalias negativas de rol sobre o Estado do Pará de cerca de -2 a -8  $W/m^2$  indica a presença de nebulosidade. Já na fase positiva do dipolo (Figura 11) mostra anomalias positivas de rol da ordem de 2 a 4,5  $W/m^2$  sobre o Pará. Segundo Souza e Nobre (1998) a manifestação do modo de Dipolo no Atlântico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de pressão ao nível médio do mar (PNM) e vento superficial

constituem os principais fatores dinâmicos e termodinâmicos que modulam a intensidade e o posicionamento da ZCIT no Atlântico Equatorial.

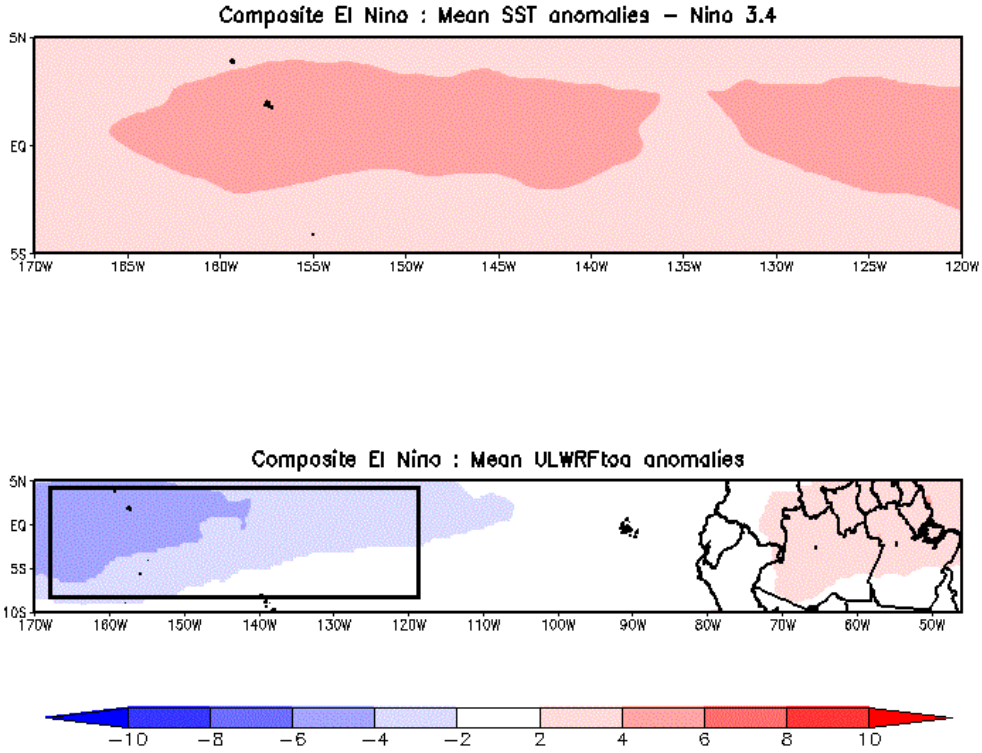


Figura 8. Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de El Niño.

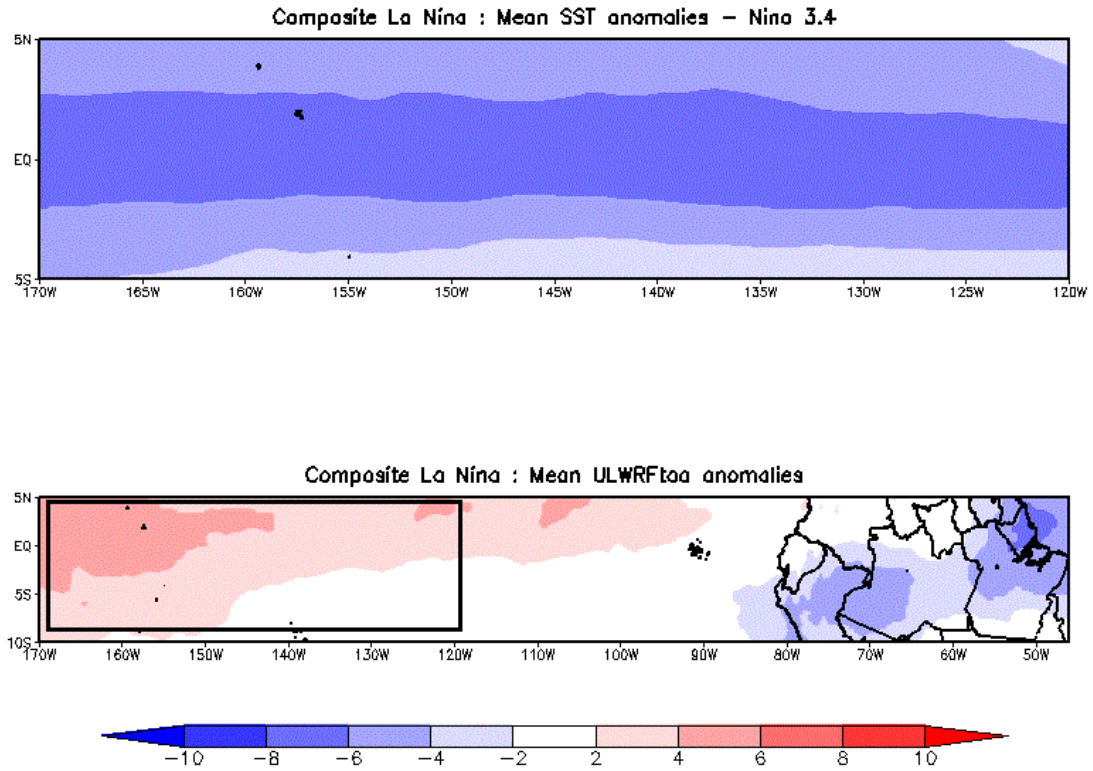


Figura 9. Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de La Niña.

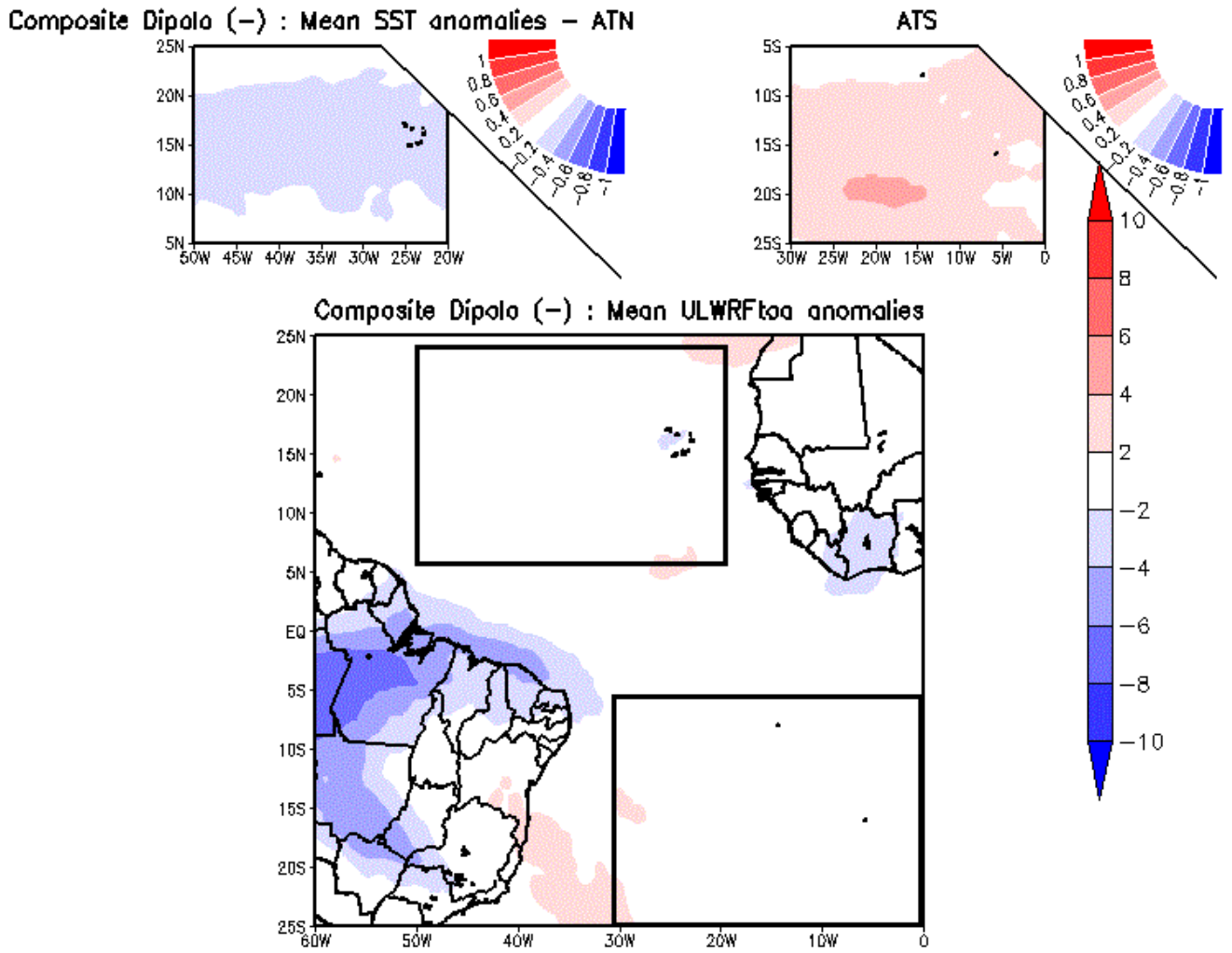


Figura 10. Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de dipolo negativo do atlântico tropical.

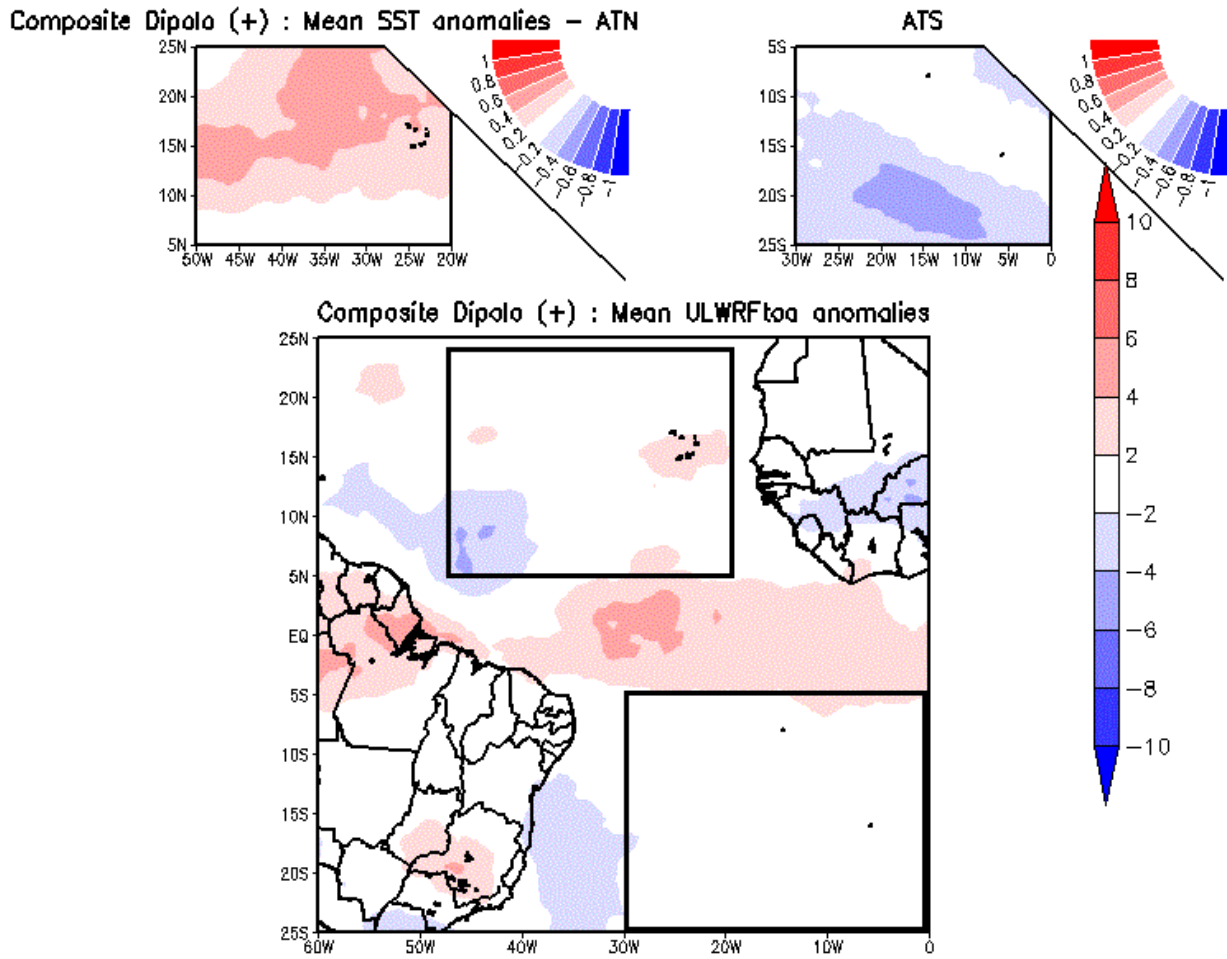


Figura 11. Campos compostos anuais de anomalias de temperatura do mar e de radiação de onda longa no topo da atmosfera, durante os anos com ocorrência de dipolo positivo do atlântico tropical.

### 5.1.5 Regiões Homogêneas de Precipitação

A delimitação das regiões homogêneas de precipitação pode ser feita através de diferentes métodos de agrupamentos, incluindo o de Ward, Centróide, Ligação Simples e Completa. Dentre os métodos hierárquicos de classificação citados para agrupar os fatores comuns espaciais e temporais da precipitação mais significativos, optou-se pelo de Ward por apresentar melhor coerência espacial da variabilidade da pluviometria na região. Os resultados obtidos do agrupamento encontram-se sob a forma de dendrograma, em que na abscissa estão as estações e na ordenada os níveis de agregação entre os grupos (Figura 12). O número de grupos foi obtido a partir de cortes transversais no dendrograma,

efetuado de acordo com o critério matemático de inércia e conhecimento prévio da climatologia da precipitação no Pará. Levando em consideração estes procedimentos foi classificada três regiões homogêneas de precipitação (Rh) para as chuvas no Pará.

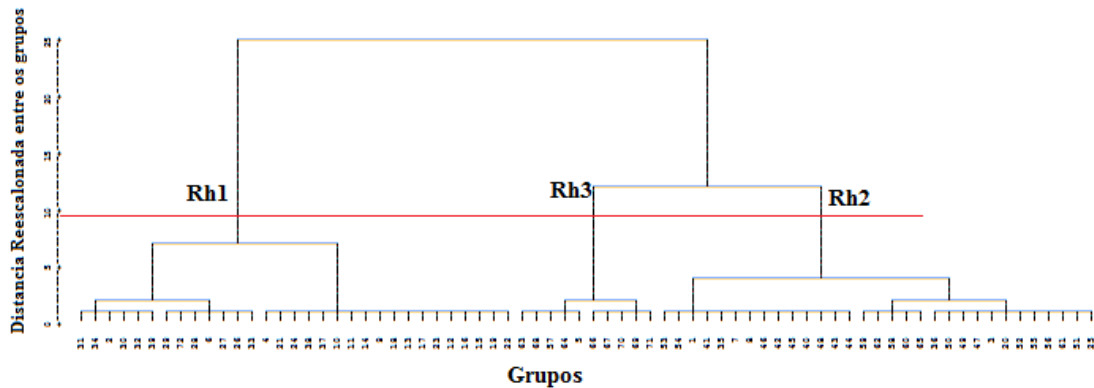


Figura 12. Dendrograma resultante da análise objetiva das 72 estações climatológicas a partir das correlações espaciais mais significativas usando o método aglomerativo hierárquico de Ward.

As classes obtidas estão ilustradas na Figura 13 e suas principais características estão descritas a seguir.

A Rh-1 ocupa as regiões noroeste e nordeste do estado, é composto por 31 estações, tem os maiores volume pluviométrico superiores a 2300 mm/ano, sendo o mês de março o mais chuvoso (370 mm) e outubro o menos chuvoso (50 mm). O regime pluviométrico dessa região é influencia pela atuação e deslocamento norte-sul da ZCIT, assim como pela influencia das Linhas de instabilidades formadas na região costeira do estado. A Rh-2 situada na região central do Pará é constituída por 31 estações, apresenta totais médios anuais da precipitação em torno de 2090 mm, tem o seu mês mais chuvoso em março (370 mm) e o mês menos chuvoso em agosto (40 mm). A convecção local, ZCAS e Sistemas Frontais são os principais mecanismos precipitantes nessa região (COELHO, 1999; SOUZA & AMBRIZZI, 2003). A Rh-3 ocupa o setor sudoeste-sudeste do estado composto por 10 estações, com totais médios anuais de precipitação variando em torno de 1900 mm. Os mínimos valores de precipitação (20 mm) ocorrem em julho e máximo valor de chuva (320 mm) ocorrem em março. Estudos climatológicos apontam que as chuvas desta região estão sujeitas a influencias dos Sistemas frontais juntamente com a convecção local (MARENGO et al., 1997). Nossos resultados se assemelham com os obtidos por Amanajás (2011) e Amanajás e Braga (2012).

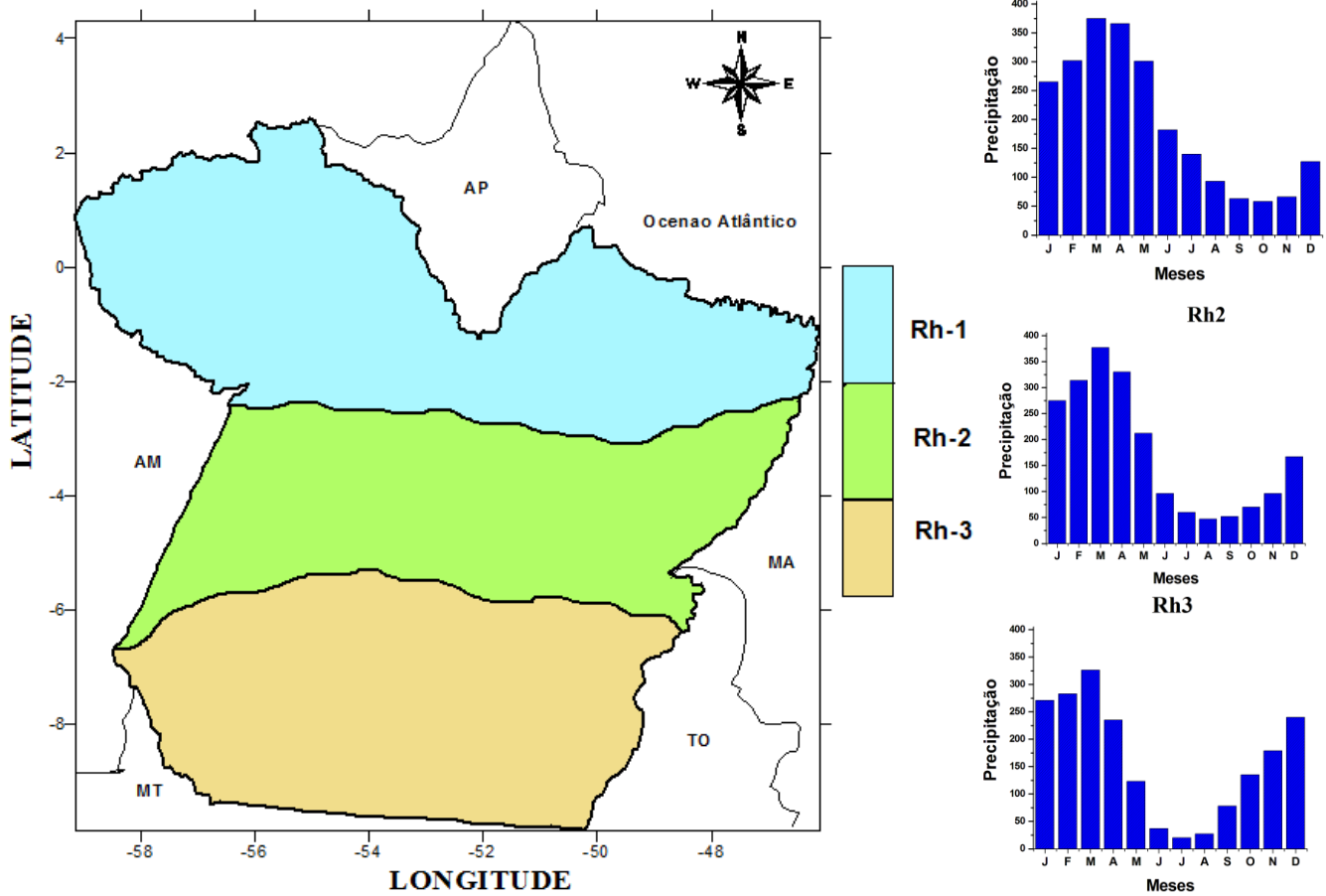


Figura 13. Regiões homogêneas em relação à variabilidade espacial da precipitação, obtidas a partir da análise de agrupamentos das cargas fatoriais para o Estado do Pará (Painel à esquerda) e Histogramas da variabilidade temporal da chuva em cada região homogênea do estado Pará (Painel à direita).



## 5.2 Padrões de Variabilidade Sazonal para o SPI-3

Nesta parte do estudo são discutidas e analisadas os resultados da aplicação da ACP e análise de agrupamentos aos Índice de Precipitação Normalizada (SPI) para as escalas de 3, 6 e 12 meses. Foram retidos 18 fatores comuns espaciais que explicaram aproximadamente 70% da variância total dos dados mensais do SPI-3, selecionado conforme critério sugerido por Kaiser (NORTH et al., 1982). Para esta escala de tempo analisou-se o primeiro e segundo fator não-rotacionado, já que eles explicam 37,26% da variância total dos dados. Observa-se na Tabela 7 que do terceiro fator em diante os autovalores decrescem lentamente, distanciando bastante dos modos subsequentes, neste sentido, embora se tenham analisados alguns fatores de pequena contribuição, só está sendo mostrada a discussão do padrão do primeiro fator, já que ele representa fisicamente a climatológica da região.

Tabela 7. Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) do SPI-3.

CP	Cargas não rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada
1	<b>23,57</b>	<b>32,74</b>	<b>32,74</b>	6,23	8,66	8,66
2	3,26	4,53	37,26	5,71	7,93	16,59
3	2,34	3,25	40,51	5,29	7,35	23,94
4	2,25	3,12	43,63	3,15	4,37	28,32
5	2,12	2,94	46,57	3,12	4,33	32,65
6	1,83	2,54	49,11	2,90	4,03	36,68
7	1,72	2,38	51,49	2,74	3,81	40,49
8	1,69	2,35	53,84	2,38	3,31	43,79
9	1,48	2,06	55,90	2,34	3,25	47,04
10	1,36	1,89	57,79	2,29	3,19	50,23
11	1,27	1,76	59,54	2,12	2,94	53,17
12	1,25	1,74	61,28	1,97	2,74	55,91
13	1,18	1,64	62,92	1,93	2,68	58,58
14	1,10	1,53	64,45	1,90	2,63	61,22
15	1,08	1,50	65,95	1,75	2,43	63,64
16	1,04	1,44	67,39	1,70	2,36	66,00
17	1,03	1,43	68,81	1,63	2,27	68,26
18	1,02	1,42	70,23	1,42	1,97	70,23
.....	.....	.....	.....			
72	0,08	0,12	100			

O padrão espacial associado ao primeiro fator, que explica 32,74% da variância total dos dados, tem correlações positivas superiores a 0,5 na parte do norte do estado do Pará, exceto em uma pequena porção no nordeste do Estado que têm correlações positivas superiores a 0,4. Na parte sul da região verifica-se correlações positivas superiores a 0,3. Em anos muito chuvosos a região norte do estado, de correlações mais elevadas, normalmente sofre com os eventos extremos de chuva. É importante ressaltar que a climatologia (1980-2011) do SPI-3 não apresentou correlações negativas no estado do Pará, isto é, a região está mais sujeita aos eventos extremos de chuva do que de seca (Figura 14).

A série temporal do SPI-3 associada ao primeiro padrão evidencia a variabilidade temporal das CPs no período março de 1980 a dezembro de 2011. Nota-se que os máximos de SPI-3 ocorreram entre os meses de setembro de 1998 a março de 1999, setembro de 1999 a setembro de 2000, março de 2004 a setembro de 2006 e mínimos entre os meses de março a setembro de 1980, setembro de 1982 a setembro de 1983, de março de 1997 a maio de 1998 e setembro a dezembro de 2009 (Figura 15). De acordo com os dados observados nas tabelas 6 e 7 os períodos de máximos e mínimos da série temporal de CPs coincidem com os anos dos eventos de El Niño e La Niña e/ou em anos de padrão negativo e positivo do dipolo do Atlântico. Desta forma espera-se que em anos de ocorrência desses mecanismos climáticos presentes no Pacífico (El Niño / La Niña) e Dipolo do Atlântico dependendo de sua fase possam favorecer mais os eventos extremos de chuva ou de seca. Esses resultados corroboram com os estudos de Souza et al. (2005) que mostraram que os efeitos combinados do Dipolo do Atlântico e do ENOS interferem diretamente na distribuição da pluviometria regional sobre a Amazônia oriental.

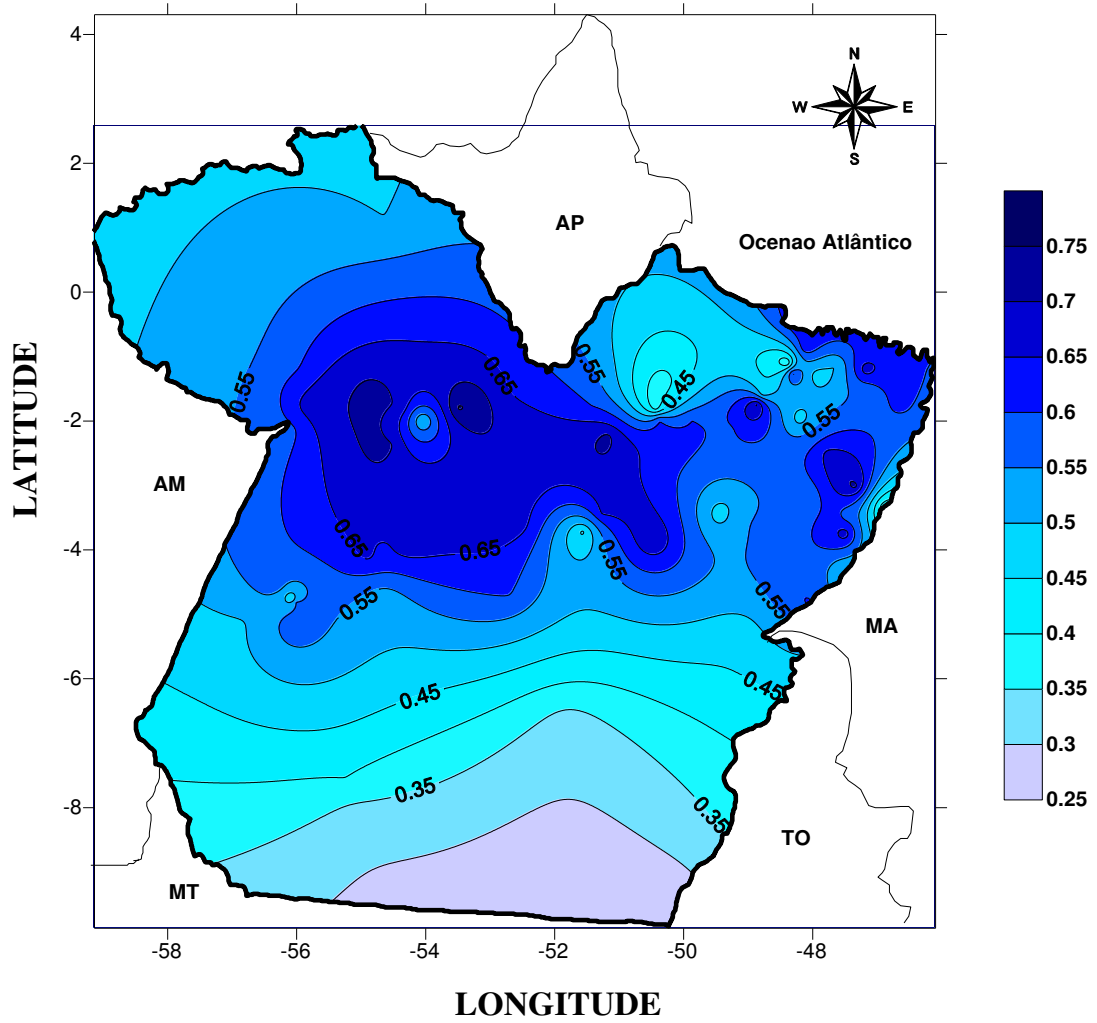


Figura 14. Padrão espacial da correlação do primeiro fator para o SPI-3 no estado do Pará.

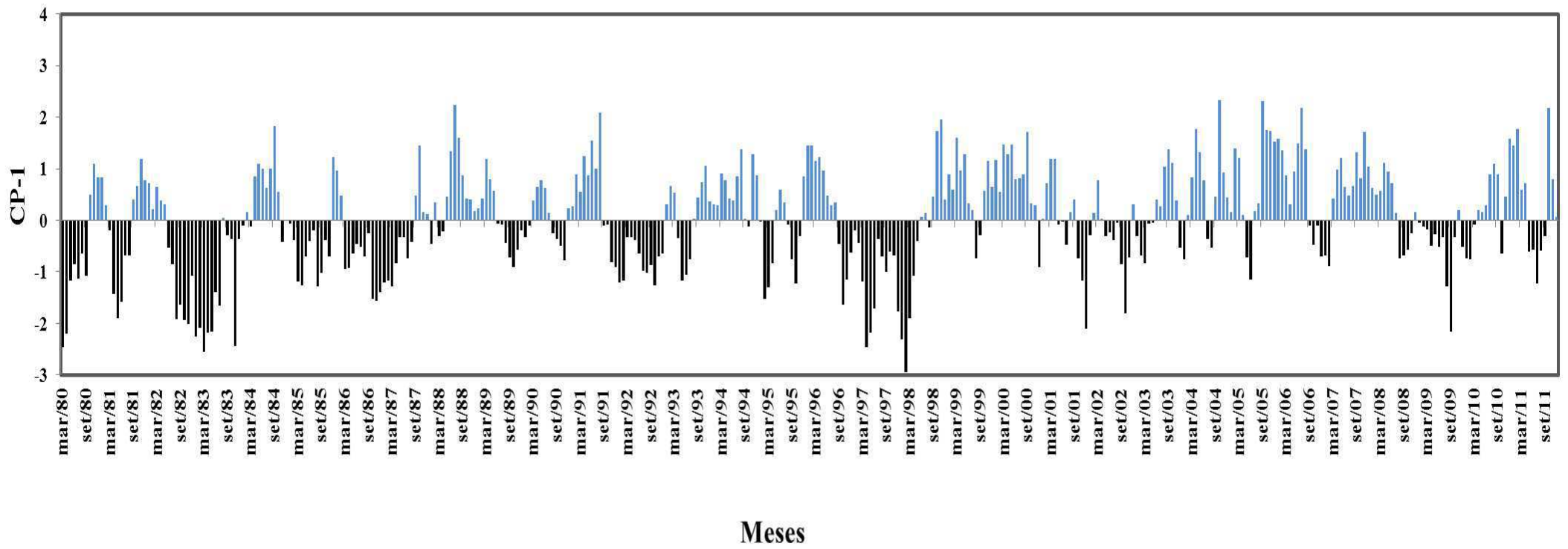


Figura 15. Série temporal do primeiro fator comum espacial do SPI-3 para o período de 1980-2011.

### 5.2.1 Regiões Homogêneas para o SPI-3

A determinação das regiões homogêneas de SPI-3 empregou-se o mesmo procedimento utilizado para precipitação. Aplicou-se a análise de agrupamento hierárquico aos 18 fatores comuns espaciais de SPI-3, usando o método de variância mínima proposto por Ward em 1963. Tanto para a precipitação como para SPI-3 o método de Ward mostrou resultados eficientes e condizentes com a realidade da climatologia do SPI-3 na região. Sendo assim o estado do Pará foi dividido em três regiões homogêneas do SPI-3. A primeira região homogênea (Rh-1) esta localizada na região costeira do estado composta por 22 estações, a Rh-2 que engloba a maior parte do estado com 43 estações e o Rh-3 está localizada na parte sul do estado com apenas 7 estações, salienta-se que a estação (Breves) esta inserida na Rh-2, embora tenha algumas características climáticas do Rh-3 (Figura 16).

Comparando a série temporal do SPI-3 da estação de Breves com as estações do sítio São Pedro, que esta localizada no Rh-2 e Barreira de Campo localizada no Rh-3. Percebe-se que para alguns anos os valores de SPI-3 das estações apresentam comportamento temporal similar. Embora tenham características temporal de SPI-3 semelhante a Barreira de Campo pertencente a Rh-3 e Sítio São Pedro inserida em Rh-2, a variabilidade mensal é diferente (Figura 17). Segundo Souza et al., (2011), a existência de microclimas ocasionados por condições físicas locais (orográfica, vegetação e hidrografia) gera pequenas diferenças entre as estações de um mesmo grupo, desta forma pode haver estações dentro de um determinado grupo de mesmo comportamento, porém com características de climática diferente de outro grupo. A seguir são descritas as características do SPI- 3 de cada região.

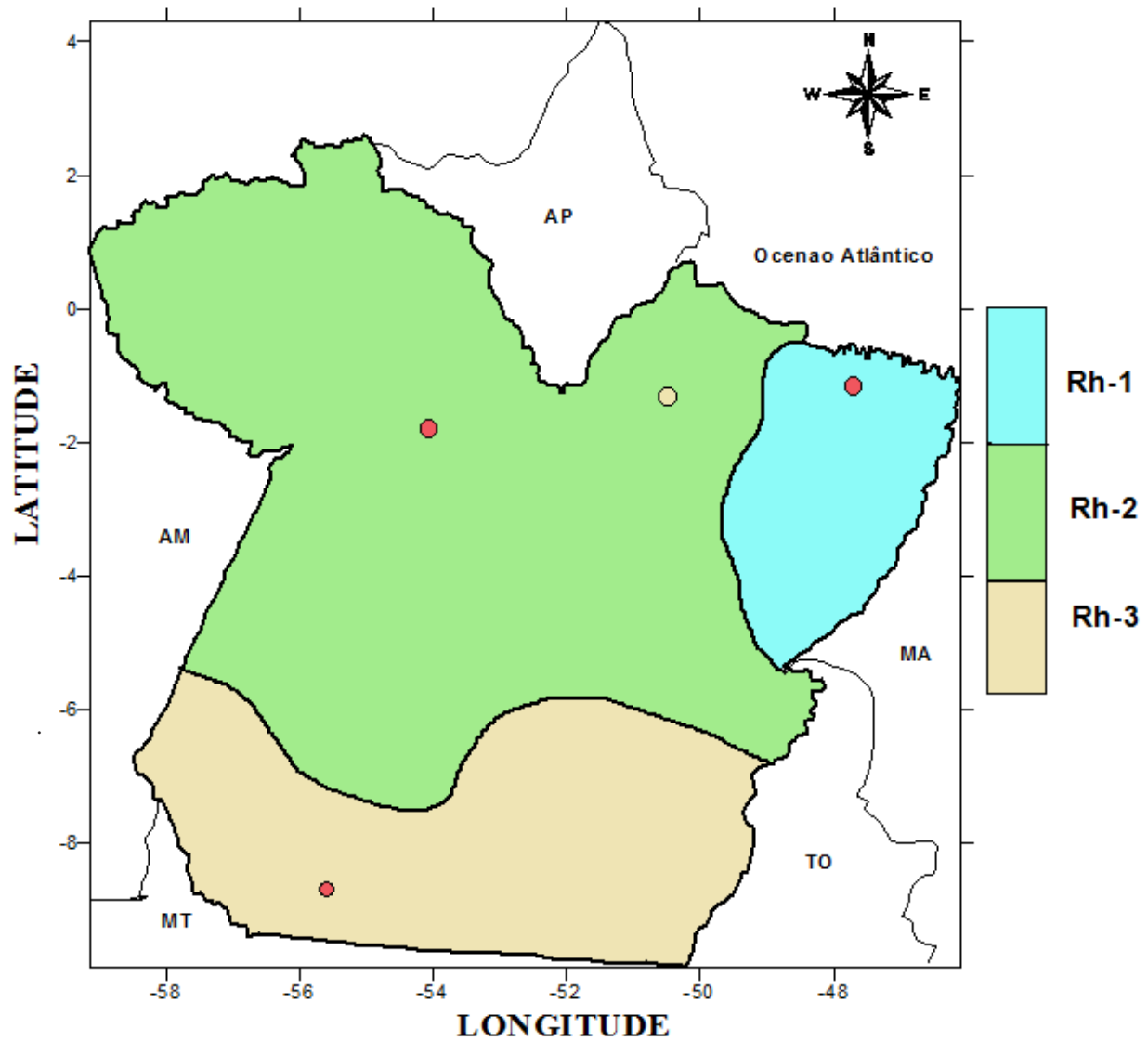


Figura 16. Espacialização das regiões com características homogêneas do SPI-3 para o estado do Pará, com destaque para a cidade de Breves (ponto bege); Castanhal, Uruara e Barreira de Campo (pontos vermelhos)

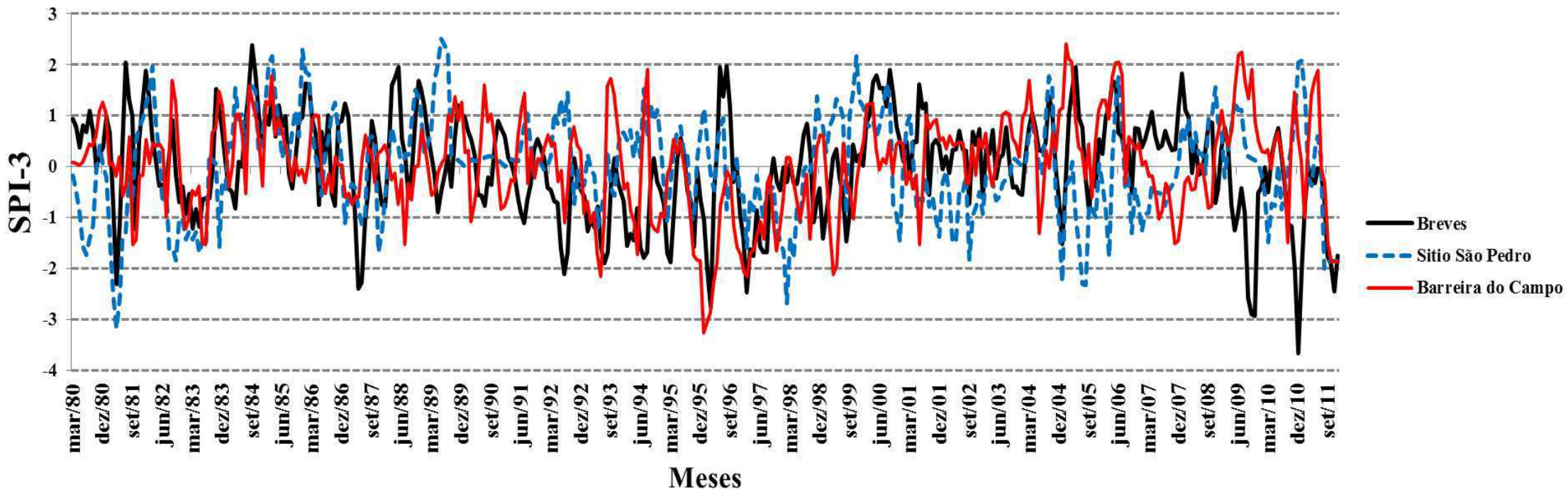


Figura 17. Comportamento temporal dos valores de SPI-3 nas cidades de Breves, Barreira de Campo e Sitio São Pedro.

### 5.2.3 Principais Características dos Eventos de Chuva e Seca em Cada Região Homogênea do SPI-3.

Nas tabelas 8, 9 e 10 encontram-se algumas características (início, fim, duração e índice médio) dos principais eventos secos e chuvosos, com duração igual ou superior a 3 meses. As regiões homogêneas do SPI-3 são discutidas a seguir.

Na tabela 8 são observadas as sequências de anos secos e chuvosos para a cidade de Castanhal a qual esta representando o Rh-1 do SPI-3. Verifica-se segundo o SPI-3 que ocorreram 26 eventos de seca e 21 chuvosos. A maior duração de meses secos ocorreu no período de julho de 1995 a março de 1997, cerca de 21 meses, seguindo julho de 1982 a julho de 1983 com 13 meses, e de novembro de 2006 a novembro de 2007 com apenas 13 meses. Os valores médios do SPI-3 indicaram intensidades de secas moderadas, fraca e normal variando de -0,22 a -1,74. O evento mais intenso de seca severa ocorreu de junho a dezembro de 1992, ou seja, 7 meses com SPI-3 médio de -1,74. A maior sequência de meses chuvosos foi em janeiro de 1988 a março de 1990 com 27 meses, com intensidade média de 0,91. Dos eventos chuvosos ocorridos no período em estudo, a maioria foi de chuva fraca e normal, com valores médios variando de 0,21 a 1,57. Exceto no período de novembro de 2000 a maio de 2002 o qual apresentou valor médio de SPI-3 de 1,57 caracterizando evento chuvoso severo. Assim sendo, as secas moderadas com início em 1981 e 93/94 e 2010 foi percebida pelo SPI-3 apresentando duração de 8, 10 e 5 meses respectivamente, estes períodos devem-se provavelmente a influência do fenômeno El Niño. Em síntese a Figura 18 ilustra o histograma de frequências das 9 categorias do SPI-3 para estação de Castanhal. No histograma observa-se: 10 ocorrências de extremo de seca, 14 ocorrências de seca severa, 27 ocorrências de seca moderada, 52 ocorrências de seca fraca, 170 ocorrências de quase normalidade, 60 ocorrências de chuva fraca, 28 ocorrências de chuva moderada, 9 ocorrências de chuva severa e 12 ocorrências de chuva extrema.

Logo evidenciamos que Rh-1 apresenta, para o SPI-3, um maior número de meses consecutivos secos porém com pouca durabilidade este padrão é inverso quando analisamos o SPI-3 de chuva, isto é, tem-se maior durabilidade nos meses consecutivos de chuva porém eles são poucos.



Tabela 8. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Castanhal (1980-2011).

Sequências de seca pelo SPI-3						Sequências de chuva pelo SPI-3					
Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo	Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo
JAN/81	AGO/81	8	-2.05	-1.15	MODERADA	AGO/83	OUT/83	3	.51	.40	NORMAL
OUT/81	DEZ/81	3	-1.39	-.63	FRACA	MAR/84	JUN/84	4	.88	.48	NORMAL
FEV/82	MAI/82	4	-.58	-.34	NORMAL	OUT/84	MAR/85	6	.98	.51	FRACA
JUL/82	JUL/83	13	-3.05	-.88	FRACA	OUT/85	DEZ/86	15	1.37	.59	FRACA
NOV/83	FEV/84	4	-1.05	-.58	FRACA	<b>JAN/88</b>	<b>MAR/90</b>	<b>27</b>	<b>1.61</b>	<b>.91</b>	<b>FRACA</b>
JUL/84	SET/84	3	-.79	-.45	NORMAL	JUL/90	SET/90	3	.50	.41	NORMAL
ABR/85	JUL/85	4	-.92	-.49	NORMAL	MAR/91	JUL/91	5	1.08	.44	NORMAL
JAN/87	JUL/87	7	-1.03	-.57	FRACA	MAR/92	MAI/92	3	1.07	.47	NORMAL
OUT/87	DEZ/87	3	-1.30	-.82	FRACA	FEV/94	JUN/95	17	3.03	1.54	SEVERA
ABR/90	JUN/90	3	-1.69	-1.05	MODERADA	ABR/97	JUN/97	3	.66	.56	FRACA
OUT/90	DEZ/90	3	-.76	-.59	FRACA	JUL/99	JAN/00	7	.97	.57	FRACA
NOV/91	FEV/92	4	-2.38	-.92	FRACA	JUL/00	SET/00	3	.38	.33	NORMAL
<b>JUN/92</b>	<b>DEZ/92</b>	<b>7</b>	<b>-3.06</b>	<b>-1.74</b>	<b>SEVERA</b>	<b>NOV/00</b>	<b>MAI/02</b>	<b>19</b>	<b>3.27</b>	<b>1.57</b>	<b>SEVERA</b>
ABR/93	JAN/94	10	-2.86	-1.40	MODERADA	AGO/02	OUT/02	3	.84	.48	NORMAL
<b>JUL/95</b>	<b>MAR/97</b>	<b>21</b>	<b>-1.46</b>	<b>-.72</b>	<b>FRACA</b>	MAI/03	SET/03	6	.45	.21	NORMAL
JUL/97	NOV/97	5	-.74	-.25	NORMAL	JAN/04	MAI/04	4	.67	.59	FRACA
FEV/98	MAR/98	3	-.79	-.64	FRACA	DEZ/05	FEV/06	3	.93	.77	FRACA
JUL/98	NOV/98	5	-.80	-.48	NORMAL	AGO/08	DEZ/08	5	.77	.44	NORMAL
FEV/00	JUN/00	5	-1.54	-.88	FRACA	ABR/09	DEZ/09	9	2.03	1.36	MODERADA
NOV/02	MAR/03	5	-.83	-.22	NORMAL	JUN/10	AGO/10	3	.47	.18	NORMAL
OUT/04	MAI/05	8	-1.69	-.69	FRACA	OUT/10	FEV/11	5	1.35	.90	FRACA
AGO/05	NOV/05	4	-1.11	-.64	FRACA						
MAR/06	JUN/06	4	-.70	-.43	NORMAL						
NOV/06	NOV/07	13	-1.49	-.79	FRACA						
JAN/08	JUL/08	7	-.80	-.27	NORMAL						
JAN/10	MAI/10	5	-1.94	-1.22	MODERADA						

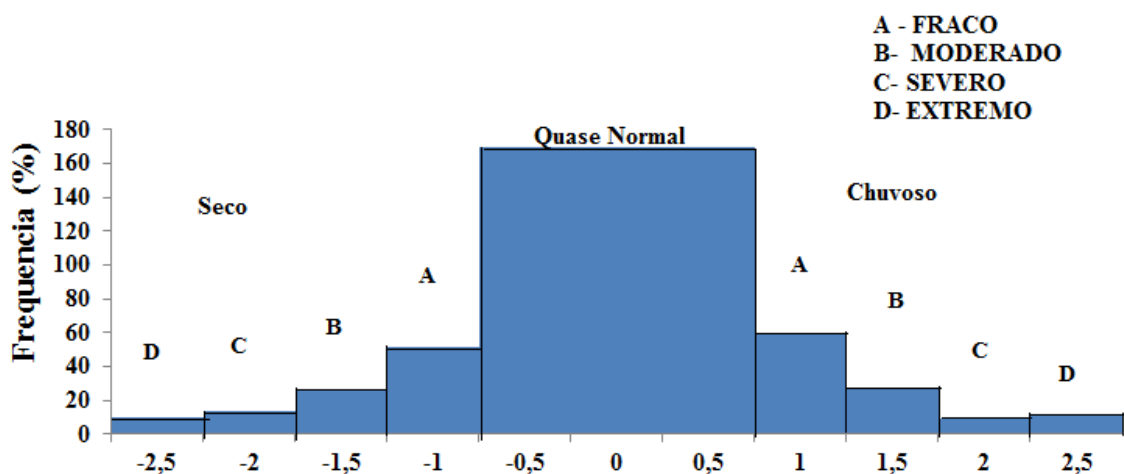


Figura 18. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Castanhal localizada na Rh-1 do SPI-3 no estado do Pará

A Tabela 9 nos mostra as principais características do SPI-3 para a cidade de Uruara, que representa o Rh-2 do SPI-3. Notamos 4 eventos secos normais, 7 eventos secos fracos e moderados e 1 evento seco severo, observa-se também 7 eventos chuvosos normais, 17 eventos chuvosos fracos e 2 eventos chuvosos moderados. O maior período de meses secos foi entre maio de 1982 a dezembro de 1983 com 20 meses, o período de seca mais intensa foi entre janeiro de 1995 a março de 1995 com SPI médio de -1,54. Entretanto o período de chuvas mais intensas foi entre setembro de 2005 a julho de 2006 com SPI médio de 1.29, o período com maior meses chuvosos foi entre agosto de 1993 a dezembro de 1994 com 17 meses. O período entre 1988-1989 (1990-1993) caracterizado como La Niña (El Niño) forte apresentou eventos chuvoso (secos) fracos e/ou moderados para esta região homogênea. Vale ressaltar que Rh-2 do SPI-3 apresenta um padrão diferente da Rh-1 do SPI-3, nela se tem mais eventos chuvosos porem com pouca intensidade e durabilidade.

No histograma das frequências do Rh-2 do SPI-3, para as 9 categorias consideradas, são observados 10 eventos secos extremo, 22 eventos secos severo, 30 eventos secos moderados, 34 eventos secos fracos, 156 ocorrências de eventos quase normais, 65 eventos chuvosos fracos, 41 eventos chuvosos moderados, 12 eventos chuvosos extremos e 4 eventos chuvosos severo (Figura 19).

Tabela 9. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Uruara (1980-2011).

Sequências de seca pelo SPI-3						Sequências de chuva pelo SPI-3					
Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo	Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo
FEV/81	JUL/81	5	-1.51	-1.06	MODERADA	NOV/80	JAN/81	3	.69	.52	FRACA
<b>MAI/82</b>	<b>DEZ/83</b>	<b>20</b>	<b>-3.06</b>	<b>-1.43</b>	<b>MODERADA</b>	AGO/81	OUT/81	3	.97	.40	NORMAL
MAI/86	JUN/86	3	-.52	-.22	NORMAL	JAN/82	ABR/82	4	1.42	.93	FRACA
JAN/87	JUL/87	7	-1.75	-.97	FRACA	JAN/84	NOV/84	11	1.55	.74	FRACA
OUT/87	FEV/88	5	-1.62	-1.09	MODERADA	JAN/85	ABR/85	4	.89	.41	NORMAL
SET/88	NOV/88	3	-1.13	-.60	FRACA	JUL/85	SET/85	3	1.19	.81	FRACA
MAR/89	JUN/89	4	-1.57	-.88	FRACA	NOV/85	FEV/86	4	1.92	1.09	MODERADA
MAI/90	SET/90	3	-.91	-.65	FRACA	AGO/86	DEZ/86	5	1.26	.85	FRACA
AGO/91	FEV/93	19	-1.93	-1.01	MODERADA	MAR/88	AGO/88	6	1.07	.56	FRACA
ABR/93	JUL/93	4	-.78	-.28	NORMAL	DEZ/88	FEV/89	3	.51	.32	NORMAL
<b>JAN/95</b>	<b>MAR/95</b>	<b>4</b>	<b>-2.49</b>	<b>-1.54</b>	<b>SEVERA</b>	JUL/89	DEZ/89	6	1.14	.78	FRACA
JAN/97	JUN/97	6	-2.21	-1.34	MODERADA	AGO/90	JUL/91	12	.32	.15	NORMAL
AGO/97	MAR/98	6	-.91	-.60	FRACA	<b>AGO/93</b>	<b>DEZ/94</b>	<b>17</b>	<b>1.95</b>	<b>.96</b>	<b>FRACA</b>
MAI/98	OUT/98	6	-1.17	-.73	FRACA	MAI/95	SET/95	5	1.75	.96	FRACA
DEZ/01	JUN/02	7	-2.38	-1.18	MODERADA	JAN/96	DEZ/96	12	1.58	.88	FRACA
DEZ/02	FEV/03	3	-.94	-.60	FRACA	NOV/98	MAI/99	7	.93	.44	NORMAL
JUN/05	AGO/05	3	-.53	-.35	NORMAL	SET/99	NOV/99	3	.81	.56	FRACA
AGO/06	OUT/06	3	-1.68	-1.15	MODERADA	MAR/00	NOV/00	9	2.49	.96	FRACA
JUL/10	OUT/10	4	-.77	-.47	NORMAL	JAN/01	ABR/01	4	.86	.65	FRACA
						SET/01	NOV/01	3	.60	.35	NORMAL
						JUN/03	FEV/04	9	.56	.27	NORMAL
						JUN/04	NOV/04	6	1.15	.65	FRACA
						FEV/05	MAI/05	4	.85	.61	FRACA
						<b>SET/05</b>	<b>JUL/06</b>	<b>11</b>	<b>2.16</b>	<b>1.29</b>	<b>MODERADA</b>
						NOV/06	JAN/07	3	1.10	.60	FRACA
						MAR/07	MAI/07	3	.75	.40	NORMAL
						AGO/07	JUL/08	12	1.29	.87	FRACA
						OUT/08	JUN/10	21	2.17	.76	FRACA
						NOV/10	JUN/11	8	1.45	.79	FRACA

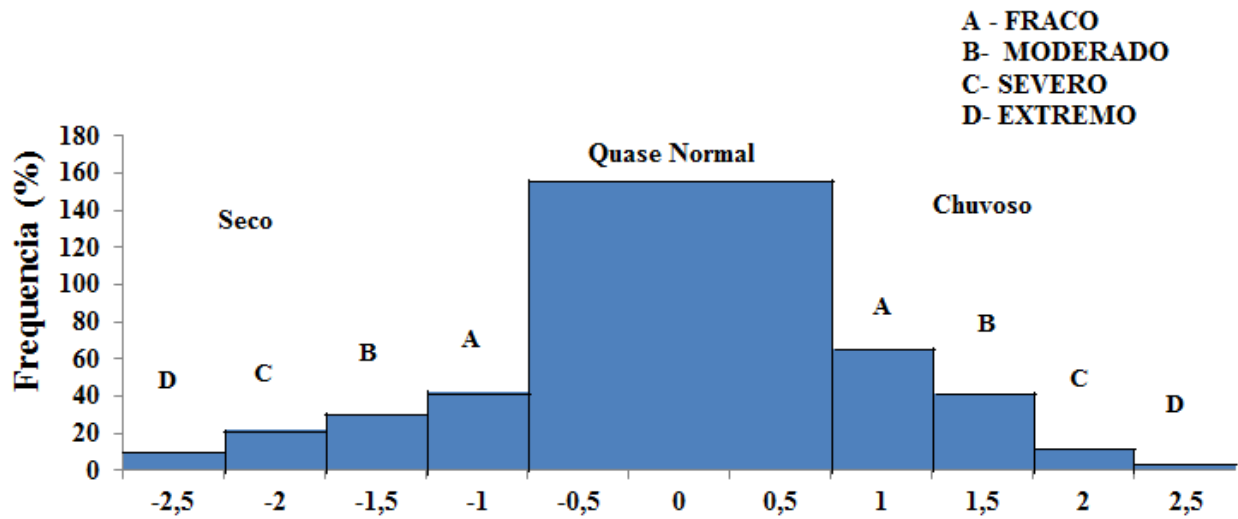


Figura 19. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Uruara localizada na Rh2 do SPI-3 no estado do Pará.

A Tabela 10 mostra as sequências de anos secos e chuvosos para a cidade de Barreira do Campo que representa o Rh-3 do SPI-3. Observamos a ocorrência de 19 eventos secos e 32 eventos chuvosos. O período com mais meses chuvosos foi de novembro de 2008 a março de 2010 com 17 meses, mas o período de chuvas mais intensas foi em outubro de 2004 a julho de 2005 com SPI médio de 1,15. Por outro lado o período mais longo de seca foi entre agosto de 1995 a janeiro de 1998 com 30 meses, este mesmo período foi o que apresentou maior seca com SPI médio de -1,41. O padrão desta região homogênea e similar ao da Rh-2 do SPI-3, onde tem-se menos eventos consecutivos de seca porem eles são mais longos e intensos. O histograma de frequência para esta região nos mostra, 8 ocorrências de extremo de seca, 21 ocorrências de seca severa, 26 ocorrências de seca moderada, 41 ocorrências de seca fraca, 177 ocorrências de quase normalidade, 50 ocorrências de chuva fraca, 37 ocorrências de chuva moderada, 15 ocorrências de chuva severa e 7 ocorrências de chuva extrema (Figura 20).

Tabela 10. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-3, em Barreira de Campo (1980-2011).

Sequências de seca pelo SPI-3						Sequências de chuva pelo SPI-3					
Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo	Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo
ABR/81	JUL/81	4	-1.53	-0.83	FRACA	MAR/80	MAR/81	13	1.27	.42	NORMAL
DEZ/82	AGO/83	9	-1.53	-0.86	FRACA	JAN/82	JUN/82	6	.54	.38	NORMAL
JUN/86	SET/86	4	-0.52	-0.33	NORMAL	AGO/82	NOV/82	4	1.70	.89	FRACA
JAN/87	MAI/87	5	-0.73	-0.61	FRACA	SET/83	JAN/84	5	1.48	.91	FRACA
MAR/88	OUT/88	8	-1.53	-0.48	NORMAL	MAR/84	JUN/84	4	1.03	.66	FRACA
FEV/89	MAI/89	4	-0.55	-0.30	NORMAL	AGO/84	NOV/84	4	1.59	1.08	MODERADA
MAR/90	MAI/90	3	-1.07	-0.69	FRACA	JAN/85	AGO/85	8	1.78	.90	FRACA
NOV/90	ABR/91	6	-0.82	-0.47	NORMAL	FEV/86	MAI/86	4	1.02	.76	FRACA
MAI/92	AGO/92	4	-1.10	-0.44	NORMAL	OUT/86	DEZ/86	3	.20	.09	NORMAL
JAN/93	JUL/93	7	-2.14	-1.22	MODERADA	JUN/87	SET/87	4	.62	.34	NORMAL
JAN/94	JUN/94	6	-1.71	-0.77	FRACA	NOV/87	FEV/88	4	.43	.31	NORMAL
SET/94	MAR/95	7	-1.28	-0.80	FRACA	NOV/88	JAN/89	3	.73	.38	NORMAL
AGO/95	JAN/98	30	-3.25	-1.41	MODERADA	JUN/89	FEV/90	9	1.38	.70	FRACA
ABR/98	OUT/98	7	-1.41	-0.69	FRACA	JUN/90	OUT/90	5	1.61	.93	FRACA
FEV/99	JUN/99	5	-2.12	-1.25	MODERADA	MAI/91	JUN/91	3	1.45	1.04	MODERADA
AGO/99	NOV/99	4	-1.02	-0.52	FRACA	NOV/91	ABR/92	6	.63	.37	NORMAL
FEV/01	JUL/01	6	-1.53	-0.48	NORMAL	SET/92	DEZ/92	4	.78	.49	NORMAL
MAR/07	MAI/08	15	-1.51	-0.65	FRACA	AGO/93	DEZ/93	5	1.73	1.15	MODERADA
AGO/08	OUT/08	3	-0.81	-0.64	FRACA	ABR/95	JUL/95	4	.54	.35	NORMAL
						NOV/98	JAN/99	3	.63	.53	FRACA
						DEZ/99	MAI/00	6	1.25	.79	FRACA
						JUL/00	SET/00	3	.49	.23	NORMAL
						NOV/00	JAN/01	3	.49	.45	NORMAL
						AGO/01	JUL/02	12	1.02	.62	FRACA
						DEZ/02	FEV/03	3	.65	.53	FRACA
						MAI/03	MAI/04	13	1.70	.77	FRACA
						OUT/04	JUL/05	10	2.41	1.15	MODERADA
						NOV/05	JUL/06	9	2.05	1.42	MODERADA
						SET/06	FEV/07	6	.59	.34	NORMAL
						NOV/08	MAR/10	17	2.24	1.01	MODERADA
						OUT/10	JAN/11	4	1.46	.68	FRACA
						MAR/11	JUN/11	4	1.89	1.35	MODERADA

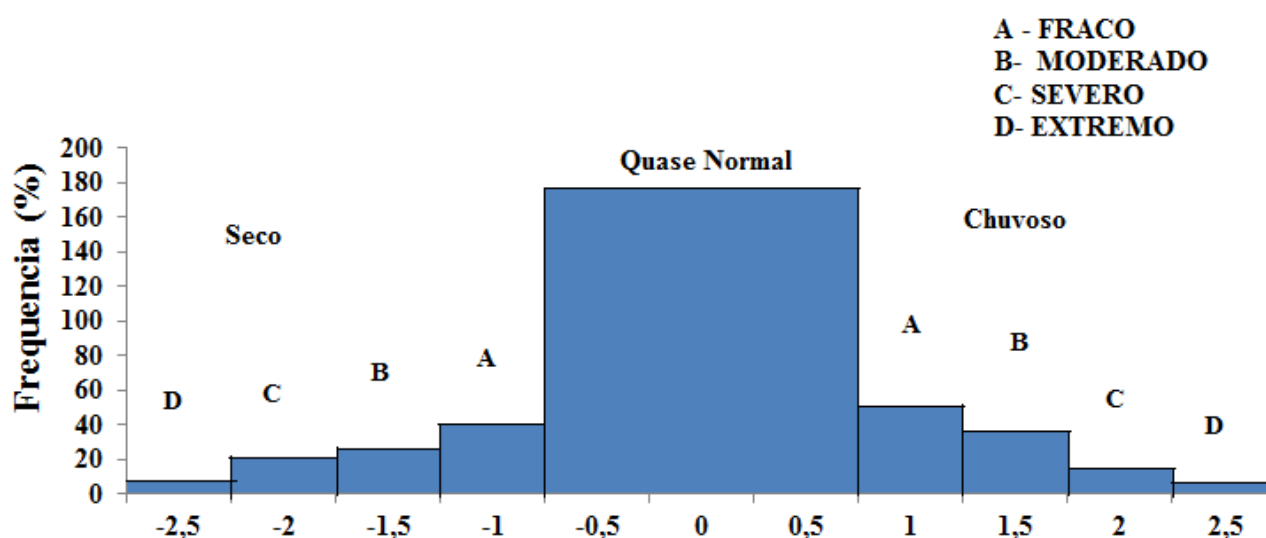


Figura 20. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Barreira do campo localizada na Rh3 do SPI-3 no estado do Pará.

#### 5.2.4 Comportamento da aROL para os Maiores Períodos de Chuva e de Seca Nas Regiões Homogêneas do SPI-3.

Baseado nos maiores períodos de chuva e de seca listados nas Tabelas 8, 9 e 10, investigou-se o comportamento da radiação de onda longa no topo da atmosfera no Estado do Pará.

A cidade de Castanhal (Rh-1) apresentou valores médios de anomalias de Radiação de Onda Longa (aROL) entre  $-10$  a  $-15 \text{ W.m}^2$  para o período de janeiro de 1988 a março de 1990, nesse mesmo período foi constatado valores positivos de SPI-3. No período de julho de 1995 a março de 1997, onde houve valores negativos de SPI-3, encontrou-se valores de aROL entre  $0$  a  $5 \text{ W.m}^2$ . Em Uruara (Rh-2) observamos valores médios de aROL entre  $0$  a  $5 \text{ W.m}^2$  e  $15$  a  $20 \text{ W.m}^2$ , para o período de agosto de 1993 a dezembro de 1994 (SPI-3 positivo) e maio de 1982 a dezembro de 1983 (SPI-3 negativo), respectivamente. Observamos também valores médios de aROL para a cidade de Barreira do Campo (Rh-3)  $-10$  a  $-15 \text{ W.m}^2$  para o período de novembro de 2008 a março de 2010 (SPI-3 positivo), e  $0$  a  $5 \text{ W.m}^2$  para o período de agosto de 1995 a janeiro de 1998 (SPI-3 negativo) (Figura 21)

Conforme sugere o estudo de Zang (1993) valores negativos (positivos) de aROL estão associados a regiões de atividade convectiva (atividade não convectiva), ressalta-se ainda pelo autor que aROL pode não servir para identificar nuvens de convecção profunda, mas pode ser usada de maneira confiável, principalmente em grandes escalas de tempo, para detectar áreas de atividade convectiva que estão associadas com a formação de nuvens de convecção profunda. Desta forma os períodos com valores de SPI negativos (positivos) estão associados aROL positivo (negativo) o qual está diretamente ligado a precipitação.

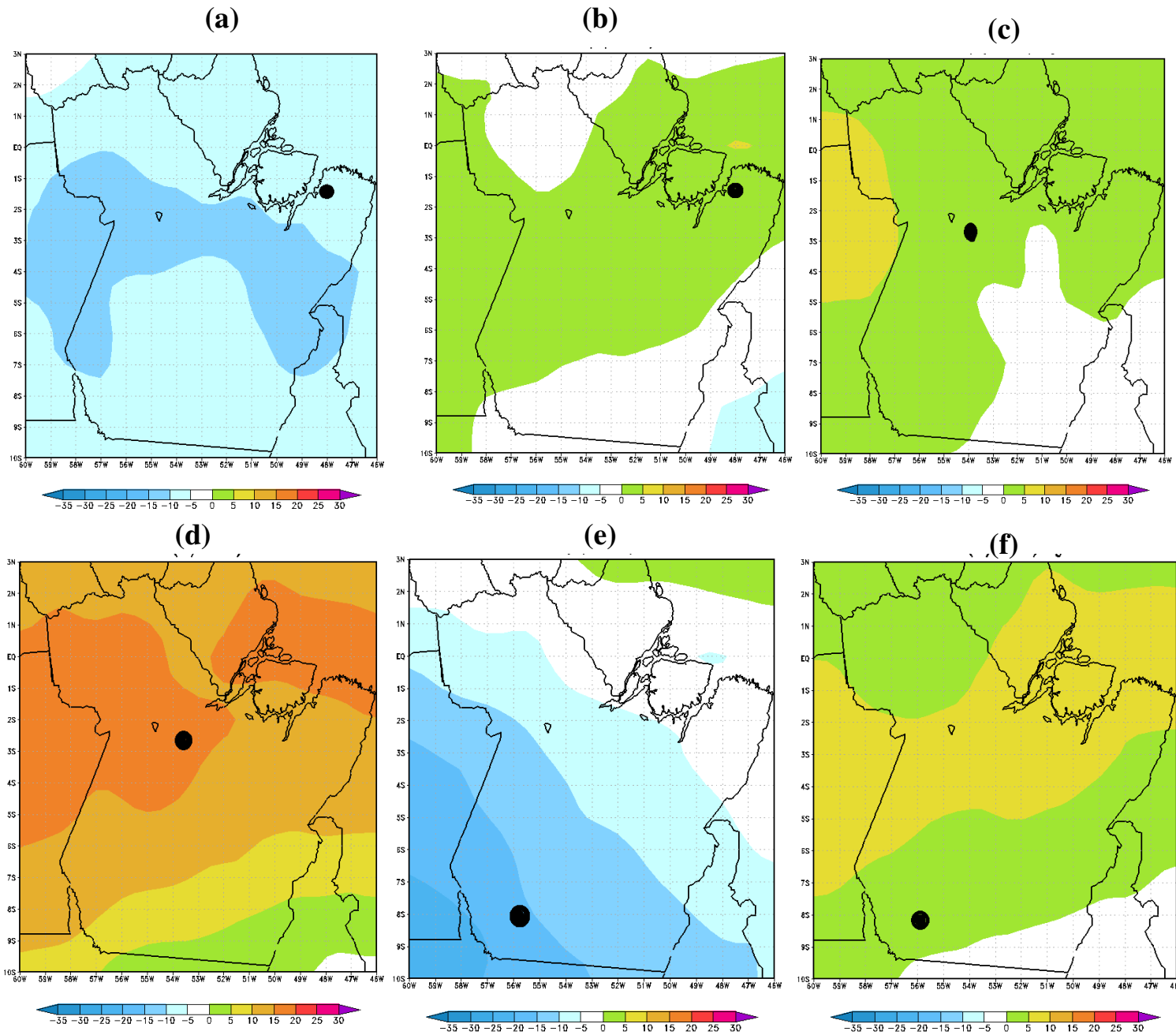


Figura 21. Anomalia de Radiação de Onda Longa no Topa Da Atmosfera no Estado do Pará, os pontos pretos representam as cidades de Castanhhal (a) e (b), Uruara (c) e (d) e Barreira do Campo (e) e (f).

### 5.3 Padrões de Variabilidade Semestral para o SPI- 6.

Para o SPI-6 foram retidas 16 fatores, pela ACP, que explicaram aproximadamente 75% da variância total dos dados conforme critério sugerido por Kaiser. Porém, a nossa análise só foi feita para o primeiro fator não-rotacionado, pois ele explica 36,68% da variância total dos dados (Tabela 11).

Tabela 11. Valores Próprios, Variância Explicada (%) e Variância Acumulada (%) do SPI-6.

CP	Cargas não rotacionadas			Cargas Rotacionadas		
	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada	Valor Próprio	Variância Explicada	Variância Acumulada
1	<b>26,41</b>	<b>36,68</b>	<b>36,68</b>	9,42	13,08	13,08
2	3,95	5,49	42,17	6,33	8,79	21,87
3	2,95	4,09	46,27	4,94	6,86	28,73
4	2,82	3,91	50,18	3,60	4,99	33,73
5	2,40	3,33	53,51	3,35	4,65	38,38
6	2,12	2,94	56,45	3,27	4,54	42,91
7	1,82	2,53	58,97	3,21	4,45	47,36
8	1,78	2,47	61,44	3,00	4,16	51,53
9	1,62	2,26	63,70	2,82	3,92	55,45
10	1,51	2,10	65,80	2,81	3,91	59,35
11	1,33	1,85	67,66	2,53	3,51	62,86
12	1,29	1,80	69,45	2,24	3,12	65,98
13	1,21	1,68	71,13	2,03	2,82	68,80
14	1,14	1,58	72,71	1,84	2,55	71,35
15	1,08	1,50	74,22	1,71	2,37	73,72
16	1,02	1,42	75,63	1,38	1,91	75,63
....						

O padrão espacial do primeiro fator do SPI-6 e semelhante ao padrão espacial do SPI-3, isto é, tem correlações positivas superiores a 0,6 na parte norte do estado do Pará, porem foi observado uma pequena porção no nordeste do Estado, mas precisamente na ilha do Marajó, que apresentam correlações positivas superiores a 0,5, estas correlações sugerem a hipótese de que os fatores que geram extremos de precipitação nesta região possuem um caráter mais local. No sul do estado do Pará observam-se correlações positivas superiores a 0,3. Desta forma, a parte norte do estado esta mais sujeita a eventos extremos de chuva. Ressalta-se, assim como no SPI-3, o SPI-6 não apresentou correlação negativa no estado do Pará, portanto o estado do Pará na escala sazonal (SPI-3) e semestral (SPI-6) esta mais sujeito a eventos extremos de chuva (Figura 22). A série temporal associada ao primeiro padrão do SPI-6, também e muito similar ao do SPI-3. Verifica-se que alguns dos máximos e mínimos valores das CPs ocorrem, respectivamente, nos meses de junho de 1998 a dezembro de 1999 e dezembro de 1991 a dezembro de 1993 (Figura 23). Este máximos e mínimos valores podem estar associados a fenômenos oceano-atmosfera que ocorrem nos oceanos adjacentes vide tabela 5 e 6.

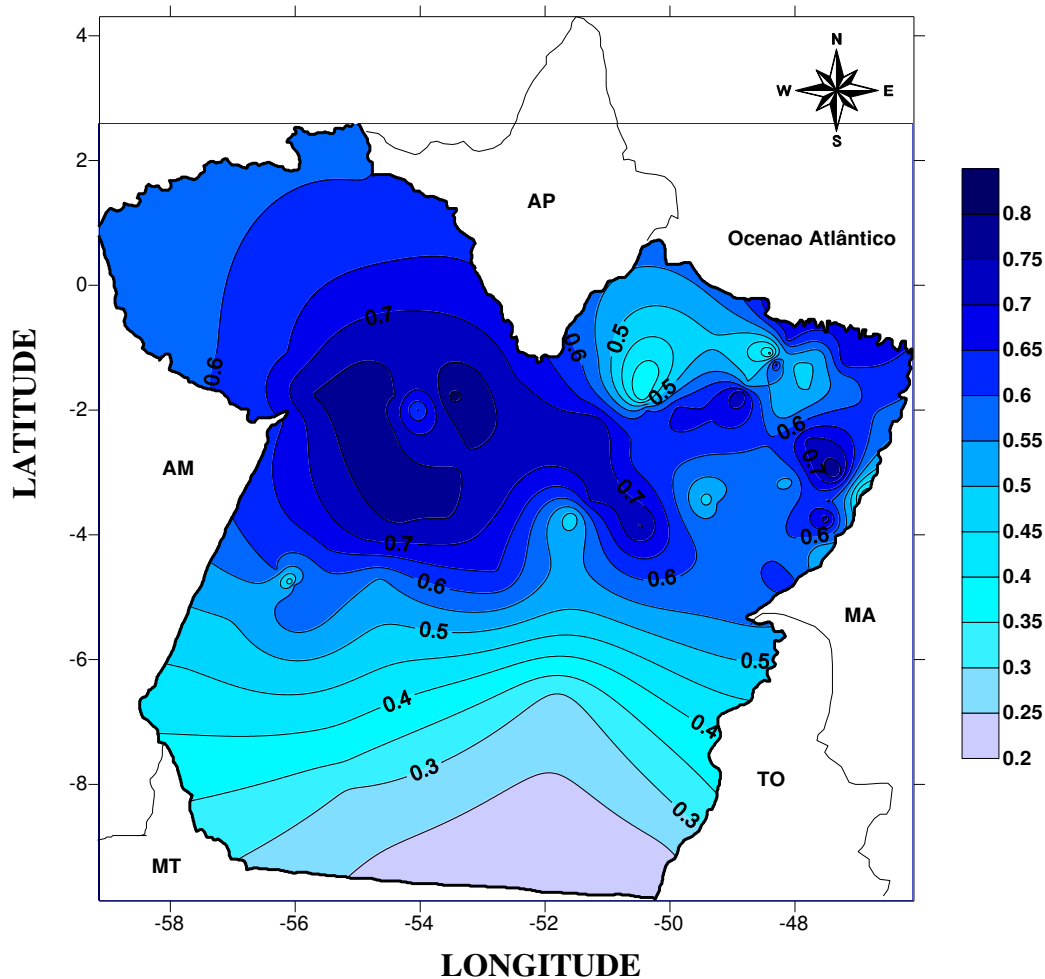


Figura 22. Padrão espacial da correlação do primeiro fator para o SPI-6 no estado do Pará.



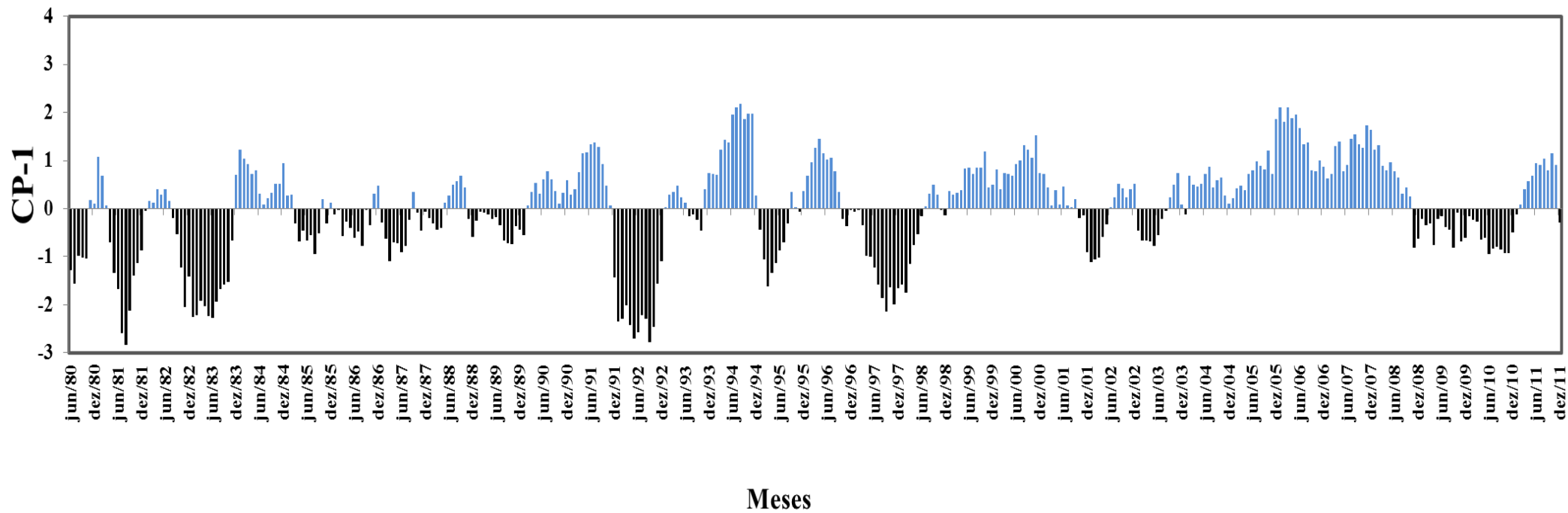


Figura 23. Série temporal do primeiro fator comum espacial do SPI-6.

### 5.3.1 Regiões Homogêneas para o SPI-6

As regiões homogêneas do SPI-6 foram obtidas a partir dos 16 fatores comuns espaciais utilizando o método hierárquico de classificação da variância mínima de Ward, 1963. O estado foi delimitado em 3 Regiões homogêneas do SPI-6 (Figura 24). Como já era de se esperar as sub-regiões são similares ao SPI-3, ou seja, a Rh-1 localizada na parte costeira do estado possuindo 34 estações, a Rh-2 ocupando a porção central, noroeste, norte e extremo leste do estado com 32 estações e a Rh-3 situada no setor do sul do estado com 6 estações.

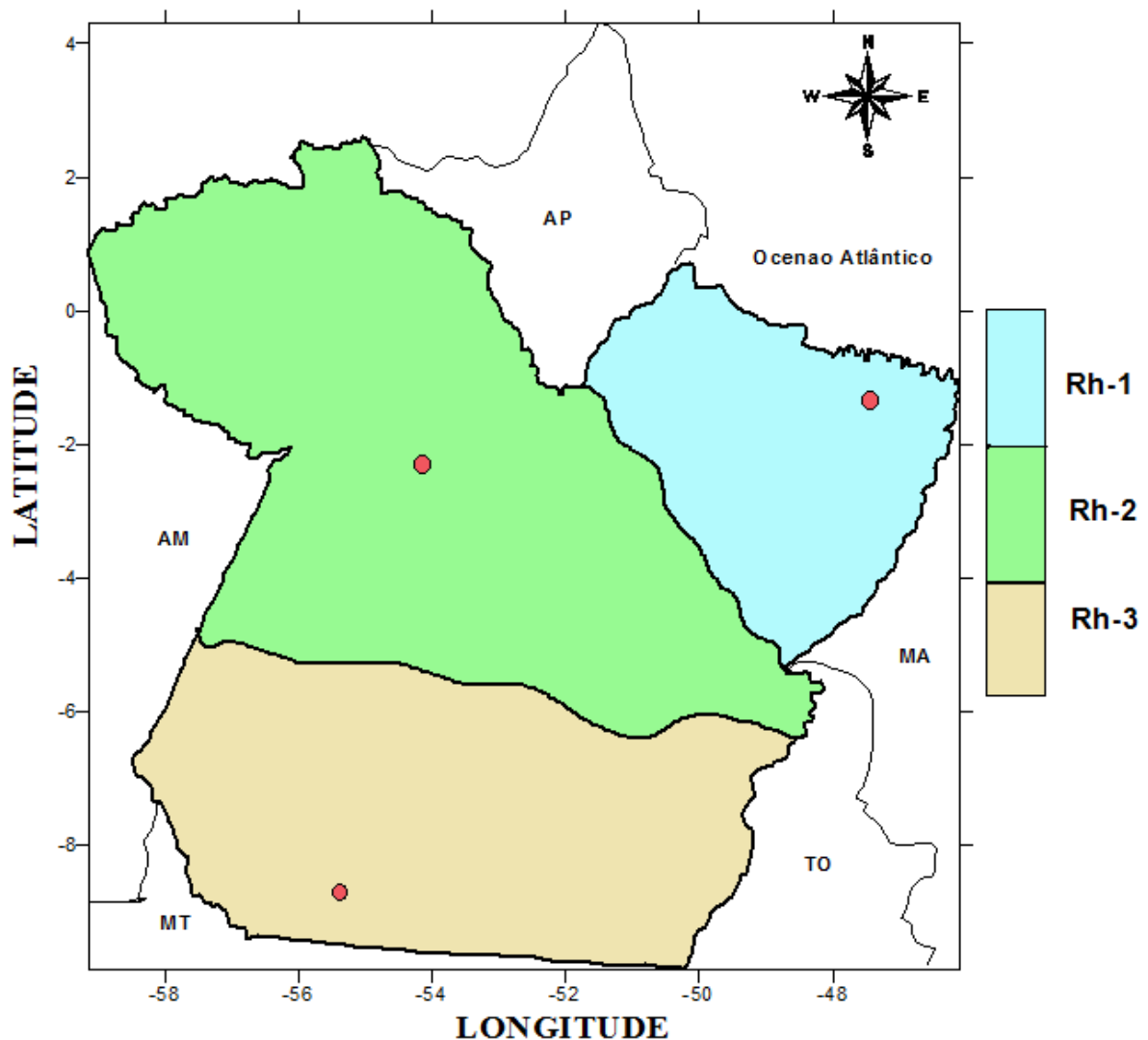


Figura 24. Espacialização das regiões com características homogêneas do SPI-6 para o estado do Pará. Com destaque para a cidade Castanhal, Uruara e Barreira de Campo (pontos vermelhos)

### 5.3.2 Principais Características dos Eventos de Chuva e Seca em Cada Região Homogênea do SPI-6.

A estrutura dos grupos obtidos para o SPI-6 é similar a do SPI-3, então para facilitar o entendimento e evitar repetições desnecessárias analisaram-se as mesmas estações selecionadas para o SPI3, ou seja, Castanhal, Uruara e Barreira do Campo. Suas principais características são apresentadas e discutidas a seguir.

A Tabela 12 está mostrada a sequência de períodos secos e chuvosos para o SPI-6 na cidade de Castanhal. Encontraram-se 15 eventos secos e 10 chuvosos. Verifica-se que a seca mais intensa ocorreu entre abril de 1993 a janeiro de 1994 cujo SPI médio é de -1,44 neste período constatou-se evento de El Niño moderado, entretanto a duração maior eventos secos foi de 22 meses (de novembro de 2006 a agosto de 2008). Os meses eventos severos de chuva ocorreram entre fevereiro de 1994 e agosto de 1995, com duração de 19 meses com SPI-6 médio de 1,64. De janeiro de 1988 a março 1990 houve 27 meses consecutivos de SPI-6 com chuva de moderada, nesse período correram eventos de La Nina forte e El Niño moderado. Na análise do histograma de frequência observou-se 7 ocorrências de extremo de seca, 18 de seca severa, 21 de seca moderada, 67 de seca fraca, 169 quase normal, 46 de chuva fraca, 21 de chuva moderada, 10 de chuva severa e 20 de chuva extrema (Figura 25). Para está região de SPI-6, constata-se um maior numero de meses consecutivos secos de pequena durabilidade. O Rh-1 do SPI-3 apresentou uma configuração parecida.

Tabela 12. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Castanhal (1980-2011).

Sequências de seca pelo SPI-6						Sequências de chuva pelo SPI-6					
INICIO	FIM	DURAÇÃO	PICO	MÉDIA	TIPO	INICIO	FIM	DURAÇÃO	PICO	MÉDIA	TIPO
JAN/81	AGO/82	20	-1.94	-.88	FRACA	OUT/84	MAR/85	6	.66	.33	NORMAL
OUT/82	JUL/83	10	-2.70	-1.42	MODERADA	NOV/85	JAN/87	15	1.03	.61	FRACA
ABR/85	OUT/85	7	-.56	-.32	NORMAL	<b>JAN/88</b>	<b>MAR/90</b>	<b>27</b>	<b>1.66</b>	<b>1.01</b>	<b>MODERADA</b>
FEV/87	DEZ/87	11	-.80	-.45	NORMAL	ABR/91	SET/91	6	.51	.28	NORMAL
ABR/90	SET/90	6	-.89	-.33	NORMAL	<b>FEV/94</b>	<b>AGO/95</b>	<b>19</b>	<b>3.19</b>	<b>1.64</b>	<b>SEVERA</b>
OUT/91	JUN/92	9	-1.97	-.59	FRACA	ABR/97	SET/97	6	.40	.25	NORMAL
AGO/92	FEV/93	7	-2.25	-1.31	MODERADA	OUT/00	SET/02	24	2.87	1.62	SEVERA
<b>ABR/93</b>	<b>JAN/94</b>	<b>10</b>	<b>-2.99</b>	<b>-1.44</b>	<b>MODERADA</b>	JUL/03	SET/04	15	.67	.29	NORMAL
SET/95	MAR/97	19	-1.70	-.98	FRACA	MAI/09	FEV/10	10	2.15	1.14	MODERADA
FEV/98	FEV/99	13	-.78	-.37	NORMAL	SET/10	ABR/11	8	1.12	.62	FRACA
MAR/00	OUT/00	7	-.94	-.65	FRACA						
JAN/03	JUN/03	6	-.56	-.19	NORMAL						
OUT/04	NOV/05	14	-1.21	-.47	NORMAL						
<b>NOV/06</b>	<b>AGO/08</b>	<b>22</b>	<b>-1.26</b>	<b>-.72</b>	<b>FRACA</b>						
MAR/10	AGO/10	6	-1.51	-.84	FRACA						

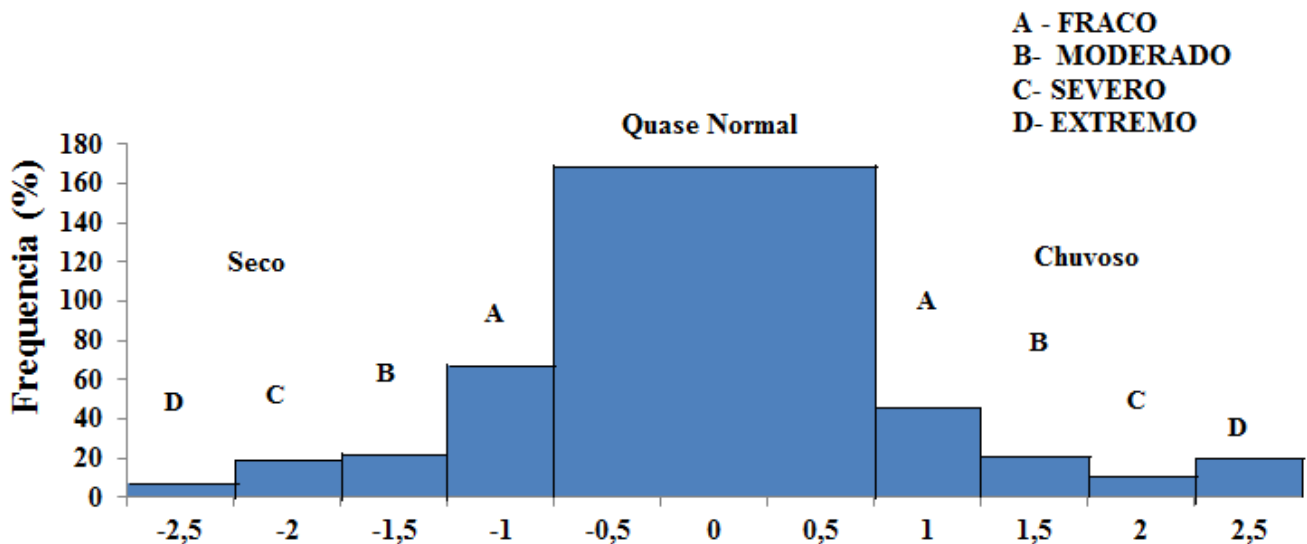


Figura 25. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Castanhal localizada na Rh-1 do SPI-6 no estado do Pará.

A Tabela 13 nos mostra as principais características do SPI-6 para a cidade de Uruara. O maior período de meses secos de 24 meses ocorreu entre agosto de 1991 a julho de 1993, e de seca severa de 19 meses foi registrado de agosto de 1982 a fevereiro de 1984 com média de SPI-6 de -1,82. Nesta classe não foi registrado chuvas severas, apenas moderada e fraca. A chuva moderada mais intensa ocorreu de novembro de 2005 a dezembro de 2006 com média de 1.29 SPI-6, seguido do evento moderado de menor intensidade entre outubro de 1993 a dezembro de 94. Para esses anos de acordo com a Tabela 5 houveram episódios forte e fraco de El Niño, influenciando pouco as chuvas semestrais desse grupo da região central. A Figura 26 ilustra distribuições das frequências das 9 categorias de eventos para a cidade de Uruara. Para essa região homogênea registraram-se ocorrências de: 15 eventos de seca extremas, 17 de secas severas, 28 de secas moderados, 43 de seca fraca, 152 quase normais, 65 de chuva fraca, 42 de chuva moderada, 16 eventos severo de chuva e 2 eventos extremo de chuva. O Rh-2 do SPI-6 apresenta padrão semelhante ao do Rh2 do SPI-3, na região não foi detectados eventos de chuvas severas e nem extremas.

Tabela 13. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Uruara (1980-2011).

Sequências de seca pelo SPI-6						Sequências de chuva pelo SPI-6					
Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo	Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo
FEV/81	DEZ/81	11	-1.56	-.79	FRACA	JAN/82	JUL/82	7	.76	.58	FRACA
AGO/82	FEV/84	19	-3.29	-1.82	SEVERA	MAR/84	MAR/85	13	1.38	.77	FRACA
MAR/87	ABR/88	14	-1.69	-1.04	MODERADA	OUT/85	MAI/86	8	1.82	.93	FRACA
FEV/89	SET/89	8	-.72	-.51	FRACA	MAI/88	OUT/88	6	.91	.55	FRACA
ABR/90	OUT/90	7	-.81	-.45	NORMAL	OUT/89	MAR/90	6	1.02	.68	FRACA
AGO/91	JUL/93	24	-2.25	-1.00	MODERADA	OUT/93	DEZ/94	15	1.95	1.09	MODERADA
JAN/95	JUN/95	6	-1.38	-.55	FRACA	JAN/96	JAN/97	13	1.46	.88	FRACA
FEV/97	DEZ/98	23	-1.87	-.81	FRACA	JAN/99	AGO/99	8	.68	.40	NORMAL
DEZ/01	SET/02	10	-1.97	-1.17	MODERADA	ABR/00	JUN/01	15	1.50	.76	FRACA
DEZ/02	MAI/03	6	-.73	-.36	NORMAL	JUN/03	FEV/04	9	.54	.25	NORMAL
						JUN/04	JUL/05	14	.71	.37	NORMAL
						NOV/05	DEZ/06	14	2.08	1.29	MODERADA
						NOV/07	OUT/08	12	1.25	.95	FRACA
						DEZ/08	JUL/10	20	1.83	.97	FRACA
						NOV/10	JUL/11	9	1.23	.82	FRACA

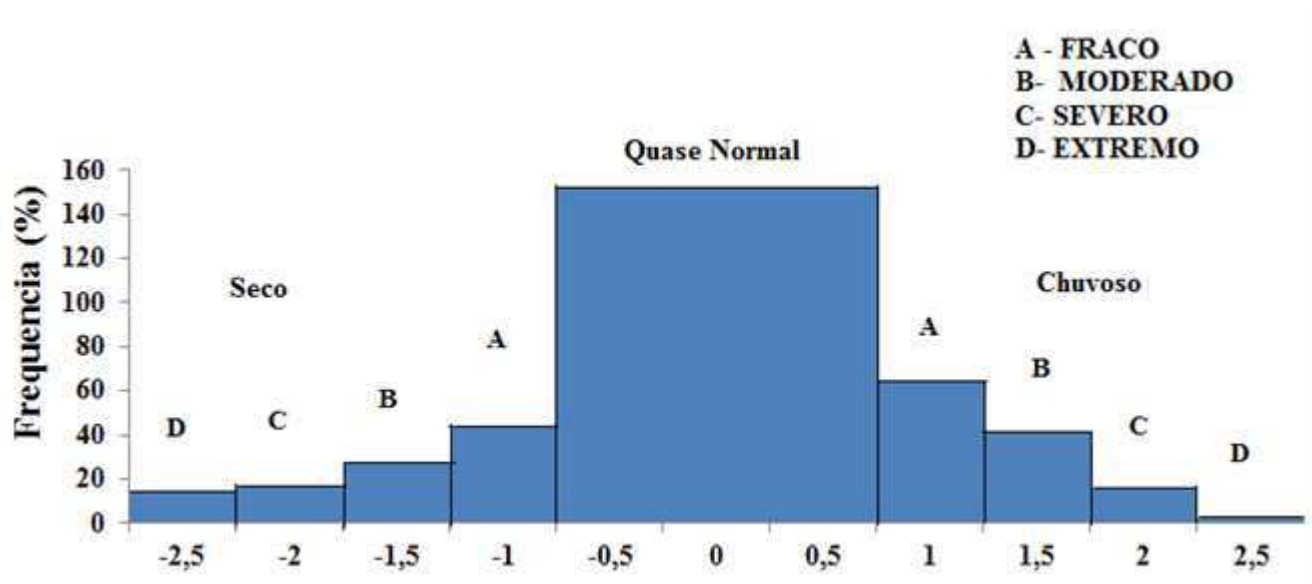


Figura 26. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Uruara localizada na Rh-2 do SPI-6 no estado do Pará.

Na cidade de Barreira do Campo representativa da região Rh-3 do SPI-6 ocorreram 10 eventos secos e 12 eventos chuvosos para a escala semestral. As secas mais severas registradas com duração 38 e SPI-6 médio de -1,66 ocorreram setembro de 1995 a outubro de 1998. O período de chuvas mais intensas foi em outubro de 2004 a setembro de 2005 com SPI médio de 1,28. Em termos médios não foram registrados eventos severos nem extremos de chuvas neste grupo prevalece a classe de eventos fraca (Tabela 14).

A distribuições das frequências referente ao SPI-6 para a cidade de Barreira do Campo apresenta 15 ocorrências de seca de extrema, 15 de seca severa, 23 de seca moderada, 44 de seca fraca, 169 quase normal, 61 de chuva fraca, 35 de chuva moderada, 13 de chuva severa e 4 de chuva extrema (Figura 27). Observa-se pelas distribuições de frequências dos anos analisados nas 3 décadas, que a Rh-3 do SPI-6 registrou mais longo e intensas períodos de secas no semestrais, quando comparado com Rh-1 e Rh-2 do SPI-6.

Tabela 14. Características dos principais eventos de Chuva e Seca obtidas pelo SPI-6, em Barreira de Campo (1980-2011).

Seqüências de seca pelo SPI-6						Seqüências de chuva pelo SPI-6					
Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo	Início	Fim	Duração	Pico	Média	Tipo
SET/81	FEV/82	6	-1.49	-.59	FRACA	JUN/80	MAI/81	12	1.18	.50	FRACA
JAN/83	SET/83	9	-1.01	-.72	FRACA	MAR/82	DEZ/82	10	1.33	.45	NORMAL
SET/86	AGO/87	12	-.68	-.42	NORMAL	OUT/83	OUT/85	25	1.67	.80	FRACA
MAI/88	NOV/88	7	-.87	-.44	NORMAL	MAR/86	AGO/86	6	.94	.65	FRACA
DEZ/90	MAI/91	7	-.68	-.39	NORMAL	AGO/89	MAR/90	8	1.32	.70	FRACA
JAN/93	AGO/93	8	-1.55	-.91	FRACA	JUN/91	JUL/92	14	.97	.32	NORMAL
MAR/94	ABR/95	14	-1.34	-.78	FRACA	SET/93	FEV/94	6	1.03	.59	FRACA
SET/95	OUT/98	38	-3.50	-1.66	SEVERA	FEV/00	SET/00	8	1.19	.75	FRACA
JAN/99	FEV/00	12	-2.12	-.78	FRACA	OUT/01	OUT/02	13	.99	.55	FRACA
ABR/07	OUT/08	19	-1.55	-.75	FRACA	DEZ/02	JUN/03	7	.42	.26	NORMAL
						AGO/03	AGO/04	13	1.17	.79	FRACA
						OUT/04	SET/05	12	2.07	1.28	MODERADA
						NOV/05	MAR/07	17	2.02	1.04	MODERADA
						NOV/08	JUN/10	20	2.46	.94	FRACA
						AGO/10	SET/11	14	1.65	.73	FRACA

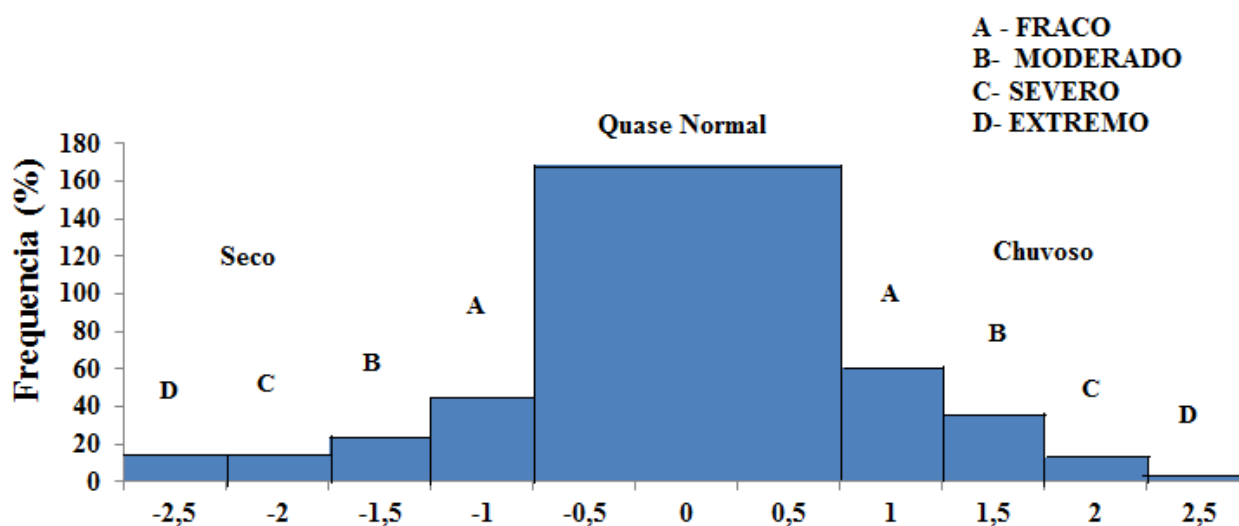


Figura 27. Distribuições de frequência para as 9 categorias do SPI em Barreira do campo localizada na Rh-3 do SPI-6 no estado do Pará.

### 5.3.3 Comportamento da aROL para os Maiores Períodos de Chuva e de Seca nas Regiões Homogêneas do SPI-6.

O comportamento do aROL para as regiões homogêneas do SPI-6 não difere muito SPI-3, observamos que a cidade de castanhal apresentou -5 a -10 W.m<sup>2</sup> para o período de janeiro de 1988 a março de 1990 (SPI-6 positivo), e -5 a 0 W.m<sup>2</sup> para o período de novembro de 2006 a agosto de 2008 (SPI-6 negativo). Observou-se na cidade de Uruara valores de aROL entre -5 a 10 W.m<sup>2</sup> para o período de dezembro de 2008 a julho de 2010 (SPI-6 positivo), e 0 a 5 W.m<sup>2</sup> para o período de agosto de 1991 a julho de 1993 (SPI-6 negativo). Por último, a cidade de Barreira do Campo apresentou valores de aROL entre -5 a -10 W.m<sup>2</sup> no período de outubro de 1983 a outubro de 1985 (SPI-6 positivo), e valores entre 0 a 5 W.m<sup>2</sup> no período de setembro de 1995 a outubro de 1998 (SPI-6 negativo) (Figura 28). Contudo, notamos que assim como SPI-3 o aROL negativo (positivo) está associado a SPI positivo (negativo), pois o mesmo está relacionado com a atividade convectiva.

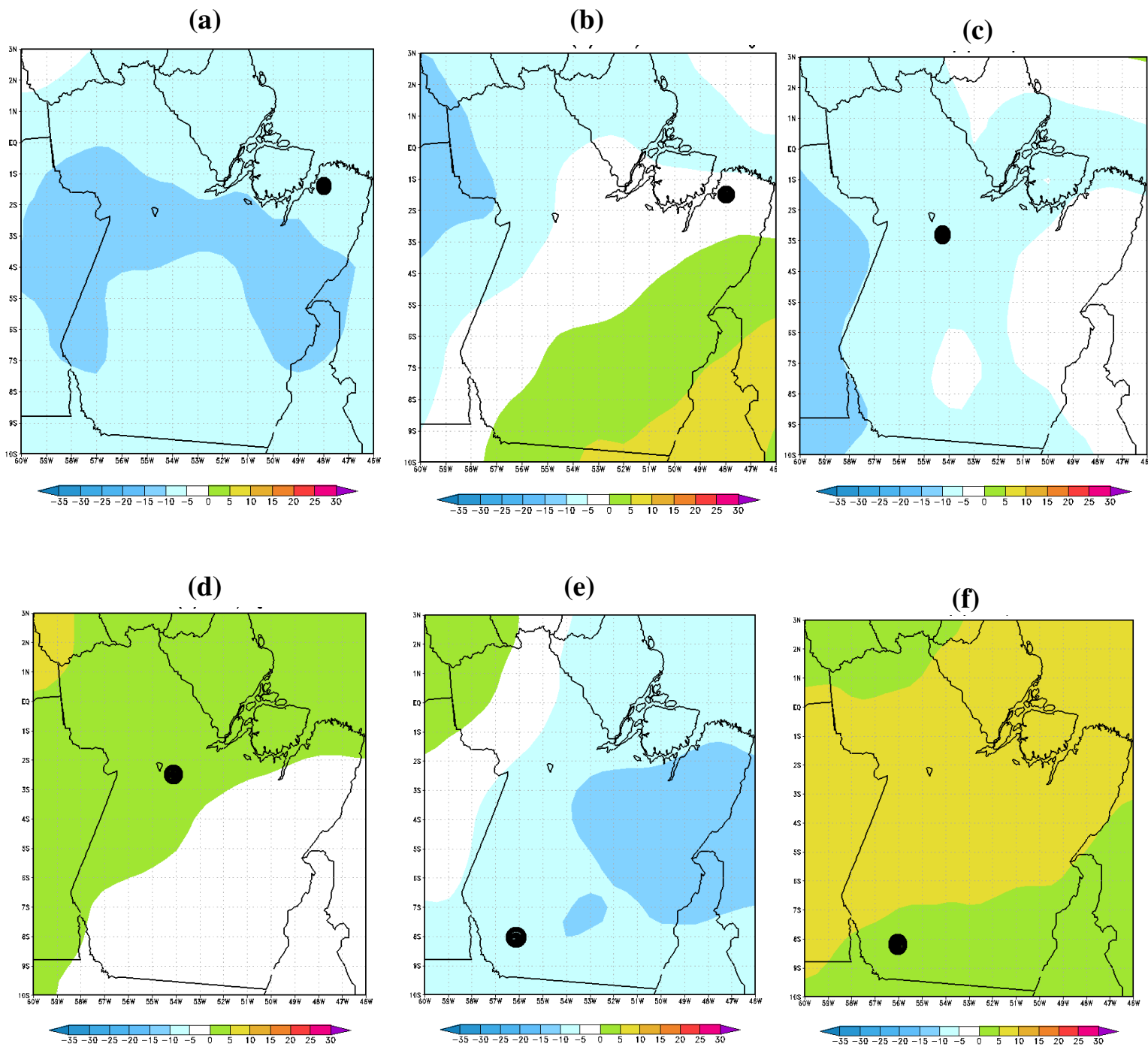


Figura 28. Anomalia de Radiação de Onda Longa no Topo Da Atmosfera no Estado do Pará, os pontos pretos representam as cidades de Castanhal (a) e (b), Uruara (c) e (d) e Barreira do Campo (e) e (f).



#### 5.4 Regiões homogêneas para o SPI-12

A determinação de regiões homogêneas do SPI-12 no Estado do Pará foi realizada através de vários métodos de classificação, dentre eles método de Ward, ligação simples e ligação completa (Anexo B). No entanto, não foi possível identificar com clareza e precisão regiões homogêneas do SPI-12 no Estado do Pará, isto sugere que o sinal do SPI-12 perpassa por muitas escalas dificultando encontrar as regiões homogêneas.

## 6 CONCLUSÕES

A aplicação das técnicas da análise fatorial em componentes e agrupamentos, aos dados de chuva e de SPI nas escalas de 3 e 6 meses permitiu extrair informações espaciais e temporais importantes, sobre a variabilidade da precipitação e dos eventos de secas e chuvas no Estado do Pará. A metodologia utilizada possibilitou entender melhor os mecanismos físicos responsáveis pela maior parte dos padrões de variabilidade de chuva e SPI na região.

No que diz respeito à variabilidade média mensal da precipitação da média mensal, ACP mostrou três fatores comuns espaciais que explicaram 92,91% da variância total dos dados mensais e possibilitaram compreender melhor os mecanismos físicos geradores de chuva na região.

Análise espacial das correlações e séries temporais obtidas por meio da ACP identificou padrões espaciais associado aos eventos de chuva abaixo e/ou acima da média na região. Uma CP retida foi o suficiente para constatar a existência e influencia dos anos extremos de chuva, assim como identificar espacialmente as regiões com maiores ou menores índices de chuva.

O método aglomerativo de Ward aplicados aos fatores comuns espaciais e temporais classificou a Estado do Pará em três regiões homogêneas com regime pluviométrico bem definido. Rh-1 situada norte, seu regime pluviométrico influenciado principalmente pelo deslocamento norte-sul da ZCIT; Rh-2 localizada na parte central do Estado com chuvas provenientes da convecção local e a ZCAS e por ultimo o Rh-3 que ocupa a porção sul do Estado com chuvas sujeitas a influencias dos Sistemas frontais e convecção local.

A aplicação da ACP e Agrupamentos aos dados de SPI-3 e SPI-6, identificou-se 3 Regiões Homogêneas. A Rh1 localizada na região litorânea, a Rh2 que ocupa a maior parte do estado e a Rh3 situada ao sul. Constata-se que a Rh-1 do SPI-3 possui 26 eventos secos e 21 de chuva; a Rh-2 19 eventos secos e 29 de chuva; e a Rh-3 19 eventos secos e 32 de chuva.

Para o SPI-6 as regiões homogêneas coincidem geograficamente, embora suas categorias sejam diferentes do SPI-3, ou seja, a Rh-1 possui 15 eventos secos e 10 de chuva; a Rh-2 10 eventos secos e 15 de chuva e a Rh-3, 10 eventos secos e 15 de chuva.

E finalmente pode-se afirmar que no geral a região do litoral possui mais eventos secos do que de chuva, com ocorrências menores para o SPI-6. Nas demais regiões (central /norte-noroeste e sul) a situação é inversa, isto é, existem mais eventos de chuva, porém de

pouca duração. É importante salientar que a maioria dos eventos extremos de chuva e seca nas regiões homogêneas estão associados principalmente ao fenômeno ENOS.

Não foi possível identificar regiões homogêneas para o SPI-12. Sugere-se que o sinal do SPI-12 perpassa por muitas escalas dificultando encontrar as regiões homogêneas.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANANIAS, D. S.; SOUZA, E. B.; SOUZA, P. F.; SOUZA, A. M. L.; VITORINO, M. I.; TEIXEIRA, G. M.; DOUGLAS BATISTA DA SILVA FERREIRA, D. B. S. (2010). Climatologia da Estrutura Vertical da Atmosfera em Novembro para Belém-PA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 218 – 226.

AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. (2012). Padrões espaço-temporal Pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando Análise Multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, 323 – 338.

AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C.; LIMA, F. J. L.; GUEDES, R. V. S. (2010) Aplicação da Análise Fatorial em Componentes Principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**, 27(1):107-119.

AMANAJÁS, J. C. (2011). **Interação entre Padrões Pluviométricos na Amazônia Oriental e Temperatura da Superfície do mar dos oceanos pacífico e atlântico tropicais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande.

ALTAMIRANO, R. J. A. (2011). **Climatologia dos Eventos Chuvoso e Secos Severos, Extremos e muito Extremos usando o Índice de Precipitação Normalizada (SPI) para as Regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas espaciais, São Jose dos Campos.

BRAGA, C. C. (2000). **Inter-relação entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Universidade Federal da Paraíba.

BRAGA, C. C. ; AMANAJÁS, J.C. ; VITORINO, M. I. ; SOUSA, A. J. J. ; VENTURA, E. D. ; SOUZA, E. P. (2012) . Aplicação do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) na Determinação de anos secos e chuvosos na região norte do Maranhão. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado-RS. **Anais...**Gramado:SBMet 2012, 1 CD-ROM.

BOUROCHE, J- M; SAPORTA, G. (1982). **Análise de Dados**. Rio de Janeiro, Zahar. 117p.

- BORDI, I.; FRAEDRICH, K.; JIANG, J.; SUTERA, A. (2004) Spatio-temporal variability of dry and wet periods in eastern China. **Theoretical and Applied. Climatology**, v. 79, p. 81-91.
- BLAIN, G. C. (2011). Standardized precipitation index based on pearson type III distribution. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 26, p. 167-180.
- BLAIN, G. C. (2010). Tendências e variações climáticas em séries anuais de precipitação pluvial do Estado de São Paulo. **Bragantia** (São Paulo, SP. Impresso), v. 69, p. 765-770.
- BONACCORSO, B.; BORDI, I.; CANCELLIERE, A.; ROSSI, A.; SUTERA, A. (2003) Spatial variability of drought an analysis of the SPI in Sicily. Kluwer Academic Publishers. **Water Resources Management, Netherlands**, v. 17, p. 273-296.
- BEZERRA, F. A. (2007) **Análise Fatorial**. In: CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M(Org.). **Análise Multivariada**. São Paulo, Atlas, 541p.
- CASTAÑEDA, M.; GONZÁLEZ, M. (2008). Statistical analysis of the precipitation trends in the Patagonia region in southern South America. **Atmósfera**, 21(3):303-317.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F; NOBRE C. A. (1995). Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, Boston, 123:3163-3174.
- COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. (1989). Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise – Boletim do Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, n.11,p. 34 – 40.
- CEBALLOS, J. C.; BRAGA, C. C. (1995). Missing Data Assessment in a Solarimetric Network. **Int. J. Climatol.**, 15:325-340.
- COELHO, C. A. S.; DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. (1999). Estudo climatológico sazonal da precipitação sobre o Brasil em episódio extremo da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.1, p.49-65.
- COELHO, M. S.; GAN, M. A.; CONFORTE, J. C. (2004). Estudo da variabilidade da posição e da nebulosidade associada à ZCIT do Atlântico, durante a estação chuvosa de 1998 e 1999 no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 23-34.

EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. **Atmospheric Science Paper**, n. 634, p. 174.

FERREIRA, N. S.; ALVES J. M. B.; SOUZA, E. B. (2005). Um procedimento numérico para localização do eixo central da Zona de Convergência Intertropical no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 159-164.

FERREIRA, D. B. S. F. (2008). **Eventos Extremos da Zona de Convergência Intertropical sobre o Atlântico durante o Período Chuvoso da Amazônia Oriental**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. (1990). Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, p.36-45.

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

FISCH, G.; MARENGO, J.; NOBRE, C. (1998). Uma revisão Geral Sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28(2), p. 101-126.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. (1990). Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, p.36-45.

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

FERREIRA W. R. S. F.; FERREIRA JUNIOR P. P.; VITORINO M. I. (2009). Variabilidade anual da temperatura e precipitação em Belém associado aos eventos de ENOS. In: WORKSHOPPING REDE ESTADUAL DE PREVISÃO CLIMÁTICA E HIDROMETEOROLÓGICA DO PARÁ.1., 2009, Belém. **Anais...** Belém: Universidade Federal do Pará, 1 CD-ROM.

GONG, X; RICHMAN, M. B. (1995). On the application of Cluster to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. **American Meteorological Society**, abril.

HENDON HH, ZHANG C, GLICK JD. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. **Journal of Climate** n. 12, p. 2538–2550. 1999.

HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. (1993). Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 98, n.D3, p. 5093-5102.

HAYES, M. J.; SVOBODA, M. D.; WILHITE, D. A. & VANYARKHO, O. V. (1999). Monitoring the 1996 drought index using the standardized precipitation index. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 80, n. 3.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Portal Cidades**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>. Consultado em: 29 de abril de 2012.

JONES C, WALISER DE, LAU KM, STERN W. (2004). Global occurrences of extreme precipitation and the Madden–Julian oscillation: observations and predictability. **Journal of Climate**, n. 17, p. 4575–4589.

KOUSKY, V.; E; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. (1984). A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, n. 36, p. 490-504

LOPES, M.N.G. (2009). **Aspectos regionais da variabilidade de precipitação no estado do Pará: estudo observacional e modelagem climática em alta resolução**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém.

LANA, X.; SERRA, C.; BURGUEÑO, A. (2001). Patterns of monthly rainfall shortage and exceso in terms of the SPI for Catalonia (NE Spain). **International Journal Climatology**, v. 21, p. 1669-1691.

LI, W.; FU, R.; JUAREZ, N.; FERNANDES, K. (2008). Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate

change in the Amazon region. **Bull. Philosophical Transactions of The Royal Society**, v. 363, p. 1767-1772. Fev.

LORENZ, E. N. (1956). Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Sci. Rep. n° 1, Cambridge Massachusetts (EUA), Statistical Forecasting Project Department of Meteorology, MIT, 49p.

LOUREIRO, R.; GOMES, R. e ROCHA, E. (2006). Análise de uma linha de instabilidade costeira na região leste do estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p. 258-270, 2006.

MIN, S. K.; KWON, W. T.; PARK, E. H.; CHOI, Y. (2003). Spatial and temporal comparisons of drought over Korea with east Asia. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 223-233.

MADDEN, R. A., JULIAN, P. R. (1994). Observations of the 40–50 day tropical oscillation – A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814–837.

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. (1993). Case studies of climatic events in Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, n.4, p.617-627.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. (2002). Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 17(1):1-10.

MARENGO J. A. ; NOBRE, C. ; CULF, A. (1997). Climatic Impacts Of Friagens In Forested And Deforested Areas Of The Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology**, AMS Boston, MA, USA, v. 36, p. 1553-1566.

MARENGO, J. A. (1995). Interannual variability of deep convection in the Tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. **Internacional Journal of Climatology**, v.15, n. 9, p. 995-1010.

McKEE, T.B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. (1993). The relationships of drought frequency and duration to time scales. 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA. Preprints. **Bull. American Meteorological Society**, Boston, p. 233-236.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, Boston-MA, v. 10, n. 4, p. 2464-2479.



NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. **Monthly Weather Review**, 110:699-706.

PANDZIC, K. (1988). Principal component analysis of precipitation in the Adriatic-Pannonian área of Yugoslavia. **Journal of Climatology**, 8:357-370.

PEREIRA, D; AGUIAR, L; SANTANA, D. (2004). Tendências de variação da temperatura e da precipitação em 75 anos de observações na estação climatológica principal de Sete Lagoas, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004. 1 CD-ROM.

PICARRETA, M.; CAPOLONGO, D.; BOENZI, F. (2004). Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. **International Journal of Climatology**, v. 24, p. 907-922.

QUADRO, M. F. L. (1994). **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994, 123f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo.

ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BARROS, M. C. (1989). Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazônia. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.4, n.12, p.36-42.

RICHMAN, M. (1983). 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, p. 511-518.

REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. (2010). Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185 – 204.

STATHIS, D.; MYRONIDIS, D. (2009). Principal component analysis of precipitation in Thessaly Region (Central Greece). **Journal NEST Global**, 11(4):467-476.

SANTOS, S. A. ; CORREIA, M. F. ; BRAGA, C.C. ; SILVA ARAGÃO, M. R. (2010). Análise Estatística de Chuvas Intensas e Inundações no semi-árido da bacia do rio São Francisco: a cheia de 1985. **Engenharia Ambiental** , v. 7, p. 23.

SEILER, A.; HAYES, M.; BRESSAN, L. (2002). Using the SPI for flood risk monitoring. **Int Journal Climatology**, v. 22, p. 1365-1376.

SANTOS, T. S. (2011). **Frequência de Eventos Secos e Chuvosos Extremos Mensais no Norte e Nordeste do Brasil e suas Tendências no Século XXII**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas espaciais, São Jose dos Campos.

SANTOS, S. R. Q. ; VITORINO, M. I. ; BRAGA, C. C. ; SANTOS, A. P. P. (2011). **Variabilidade Sazonal da Circulação Atmosférica de Mesoescala em Belém-PA..** In: IV Simpósio Internacional de Climatologia, João Pessoa.

SANTOS, T. S.; SANSIGOLO, C. A. (2010). Análise Frequência de eventos secos e chuvosos na Amazônia usando o Índice de Precipitação Normalizada (SPI). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Belém. **Anais...** Pará: SBMet, 2010. 1CD-ROM.

SANTOS, S.R.Q. ; BRAGA, C. C. ; VENTURA, E. D. ; CAMPOS, T. B. ; SANTOS, A. P. P.(2012) . Aplicação do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) para cidade de Belém. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2012, Gramado - RS. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado-RS. **Anais...**Gramado:SBMet 2012, 1 CD-ROM.

SOUZA, L. R. ; AMANAJAS, J. C. ; SILVA, A. P. N. ; BRAGA, C. C. ; CORREIA, M. F. 2011. Determinação de padrões espaço-temporal e regiões homogêneas de precipitação no Estado de Minas Gerais. **Engenharia Ambiental** (UNIPINHAL. Impresso), v. 8, p. 265-280.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. (2002). ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. **Atmosfera**, n.15, p.105-120.

SOUZA; E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. (2004). The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, p.113-122.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. (2003). Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.1.

SOUZA, E. B. ; KAYANO, M. T. ; TOTA, J.; PEZZI, L. P.; FISCH, G.; NOBRE, C. (2000). On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**, v. 30, n. 2, p. 305-318.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. (2005). Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, p. 177-191.

SOUZA, E.B. ; LOPES, M.N.G. ; ROCHA, EJP ; SOUZA, J.R.S. ; CUNHA, A. ; SILVA, R. ; FERREIRA, D.B.S. ; SANTOS, D.M. ; CARMO, A.M.C ; SOUSA, J.R.A. ; GUIMARAES, P.L. ; MOTA, M. A. ; MAKINO, M. ; SENNA, R.C. ; SOUSA, A.M.L. ; MOTA, G. V. ; KUHN, P.A.F. ; SOUZA, P.F.S. ; VITORINO, M.I. (2009). Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 24, p. 111-124.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., REPELLI, M. A. (1998). Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na Estação Chuvosa do Semi-Árido Nordeste. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, n. 2, p. 277-283.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. (1998). Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31-44.

SANSIGOLO, C. A. (2004) . Análise comparativa do desempenho dos índices de seca de Palmer (PDSI) e da precipitação normalizada (SPI) em Piracicaba, SP (1917-2001). **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 19, n.3, p. 237-242.

SLINGO JM, ROWELL DP, SPERBER KR, NORTLEY F. (1999). On the predictability of the interannual behaviour of the Madden–Julian oscillation and its relationship with El Niño. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society** 125: 583–609.

TRENBERTH K. E. (1997). The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 78, p. 2771-2777.

THOM, H. C. S. (1958). A note on the Gamma distribution. **Monthly Weather Review**, v. 86, n. 4, p. 117-122. Abr.

VILLAR, J. C. E.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R. VAUCHEL, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, 29:1574-1594.

WESTRA, S.; BROWN, C.; LALL, U.; KOCH, I.; SHARMA, A. (2010). Interpreting variability in global SST data using independent component analysis and principal component analysis. **International Journal Climatology**, 30:333-346.

WU, H.; HAYES, M.; WEISS, A.; HU, Q. (2001). An evaluation of the SPI, the China-Z index and the statistical Z-score. **International Journal Climatology**, v. 21, p. 745-758.

WAGNER, R.G. (1996). Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, Boston-MA, v. 9, n. 7, p. 2010-2019.

WILKS, D. S. (1990). Maximum likelihood estimation for the gamma distribution using data containing zeros. **Bull. American Meteorological Society**, v. 3, p. 1495-1501.

WILKS, D. S. (2006). **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2<sup>a</sup> Edition. California: Elsevier Science & Technology Books. Academic Press.

WARD, J. H. (1963). Hierarchical grouping of optimize na objective function. **Journal of American Statistical Association**, 58:236-244.

XAVIER, T. Ma. B. S.; XAVIER, A. F. S.; DIAS, P. L. S.; DIAS, M. A. F. S. (2000). A Zona de Convergência Intertropical - ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 27-43.

ZHOU, J.; LAU, K. M. (1998). Does a Monsoon Climate exist over South America? **Journal of Climate**, v.11, n.5, p.1020-1040.

ZHAI; JIANQING; SU, B.; VALENTINA. V; VETTER T; GAO C; JIANG, T. (2010). Spatial Variation and Trends in PDSI and SPI Indices and Their Relation to Streamflow in 10 Large Regions of China. **J. Climate**, 23, 649–663.

ZHANG C. 1993. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. **J. Climate**, 6: 1898-1913.

## ANEXO A

Tabela A.1 – Relação das estações pluviométricas e suas respectivas coordenadas de posição utilizada no estudo, para o período de 1980 a 2011( Fonte ANA e INMET).

Nome da Estação	Nº	Lon.	Lat.	Amostra	Fonte
<b>Belém</b>	1	-48,30	-1,27	32	INMET
<b>Belterra</b>	2	-54,56	-2,38	32	INMET
<b>Breves</b>	3	-50,28	-1,40	32	INMET
<b>Cametá</b>	4	-49,29	-2,14	32	INMET
<b>Marabá</b>	5	-49,07	-5,22	32	INMET
<b>Monte alegre</b>	6	-54,04	-2,00	32	INMET
<b>Soure</b>	7	-48,31	-0,43	32	INMET
<b>Tucuruí</b>	8	-49,40	-3,45	32	INMET
<b>Primavera</b>	9	-47,10	-0,93	32	ANA
<b>Vigia</b>	10	-48,11	-0,87	32	ANA
<b>Tararua Ponte</b>	11	-46,60	-1,73	32	ANA
<b>Alto Bonito Faz. Bela Aurora</b>	12	-46,34	-1,82	32	ANA
<b>Viseu</b>	13	-46,19	-1,23	32	ANA
<b>Capanema</b>	14	-47,18	-1,20	32	ANA
<b>Castanhal</b>	15	-47,94	-1,30	32	ANA
<b>São Domingos do Capim</b>	16	-47,77	-1,68	32	ANA
<b>Igarapé-Açu</b>	17	-47,63	-1,13	32	ANA
<b>Ourem</b>	18	-47,12	-1,55	32	ANA
<b>Santa Izabel do Pará</b>	19	-48,17	-1,30	32	ANA
<b>Acará</b>	20	-48,21	-1,97	32	ANA
<b>Abaetetuba</b>	21	-48,87	-1,75	32	ANA
<b>Vila do Conde</b>	22	-48,77	-1,57	32	ANA
<b>Mosqueiro</b>	23	-48,40	-1,09	32	ANA
<b>Oeiras do Pará</b>	24	-49,86	-2,00	32	ANA
<b>Antônio Lemos</b>	25	-50,43	-1,79	32	ANA
<b>Acampamento IBDF</b>	26	-51,43	-1,79	32	ANA
<b>Areias</b>	27	-51,26	-1,21	32	ANA
<b>Almeirim</b>	28	-52,58	-1,53	32	ANA
<b>Prainha</b>	29	-53,48	-1,80	32	ANA
<b>Arapari</b>	30	-54,40	-1,77	32	ANA
<b>Boca do Inferno</b>	31	-54,87	-1,50	32	ANA
<b>Oriximiná</b>	32	-55,86	-1,76	32	ANA
<b>Vista Alegre_Conj.2</b>	33	-56,05	-1,13	32	ANA
<b>Cachoeira da Porteira - Conj. 1</b>	34	-57,05	-1,09	32	ANA
<b>Badajós</b>	35	-47,77	-2,51	32	ANA
<b>Cipoal</b>	36	-50,45	-2,79	32	ANA
<b>Vila São Benedito</b>	37	-50,37	-1,99	32	ANA
<b>Maracacuera Florestal</b>	38	-51,18	-2,25	32	ANA
<b>Jurutí</b>	39	-56,09	-2,15	32	ANA
<b>Fazenda Rural Zebu</b>	40	-46,88	-3,35	32	ANA
<b>Paragominas</b>	41	-47,34	-3,01	32	ANA
<b>Gurupizinho</b>	42	-47,50	-3,75	32	ANA
<b>Fazenda Planalto</b>	43	-47,48	-3,46	32	ANA
<b>Fazenda Maringá</b>	44	-48,09	-3,15	32	ANA
<b>Cachoeira Tracambeua</b>	45	-49,22	-3,51	32	ANA
<b>Fazenda Estrela do Norte</b>	46	-50,46	-3,87	32	ANA

<b>Granja Gazela</b>	47	-51,26	-3,42	32	ANA
<b>Fazenda Cipaua</b>	48	-51,57	-3,72	32	ANA
<b>Altamira</b>	49	-52,21	-3,21	32	ANA
<b>Brasil Novo</b>	50	-52,54	-3,62	32	ANA
<b>Uruará</b>	51	-53,55	-3,68	32	ANA
<b>Sítio São Pedro</b>	52	-54,32	-3,89	32	ANA
<b>Km 0 PA 70 XD</b>	53	-47,57	-4,29	32	ANA
<b>Rondon do Pará</b>	54	-48,07	-4,80	32	ANA
<b>Monte Alegre do Xingu</b>	55	-52,72	-4,67	32	ANA
<b>Fazenda Marcondes</b>	56	-54,64	-3,97	32	ANA
<b>Iri</b>	57	-54,64	-4,76	32	ANA
<b>Itaituba</b>	58	-56,00	-4,82	32	ANA
<b>Cupari</b>	59	-55,43	-4,18	32	ANA
<b>Km 1385 BR 163</b>	60	-56,08	-4,75	32	ANA
<b>Rurópolis Presidente Médici</b>	61	-54,90	-4,09	32	ANA
<b>Acampamento Uruá</b>	62	-56,30	-4,55	32	ANA
<b>Cajueiro</b>	63	-54,52	-5,65	32	ANA
<b>Km 1326 BR 163</b>	64	-56,06	-5,18	32	ANA
<b>Jatobá</b>	65	-56,86	-5,15	32	ANA
<b>Boa Esperança</b>	66	-51,80	-6,70	32	ANA
<b>Km 1027 BR 163</b>	67	-55,26	-7,51	32	ANA
<b>Jacareacanga</b>	68	-57,78	-6,24	32	ANA
<b>Conceição do Araguaia</b>	69	-49,26	-8,26	32	ANA
<b>Km 947 BR 163</b>	70	-55,12	-8,19	32	ANA
<b>Barreira do Campo</b>	71	-50,21	-9,23	32	ANA
<b>Apalai</b>	72	-54,66	1,22	32	ANA

## ANEXO B

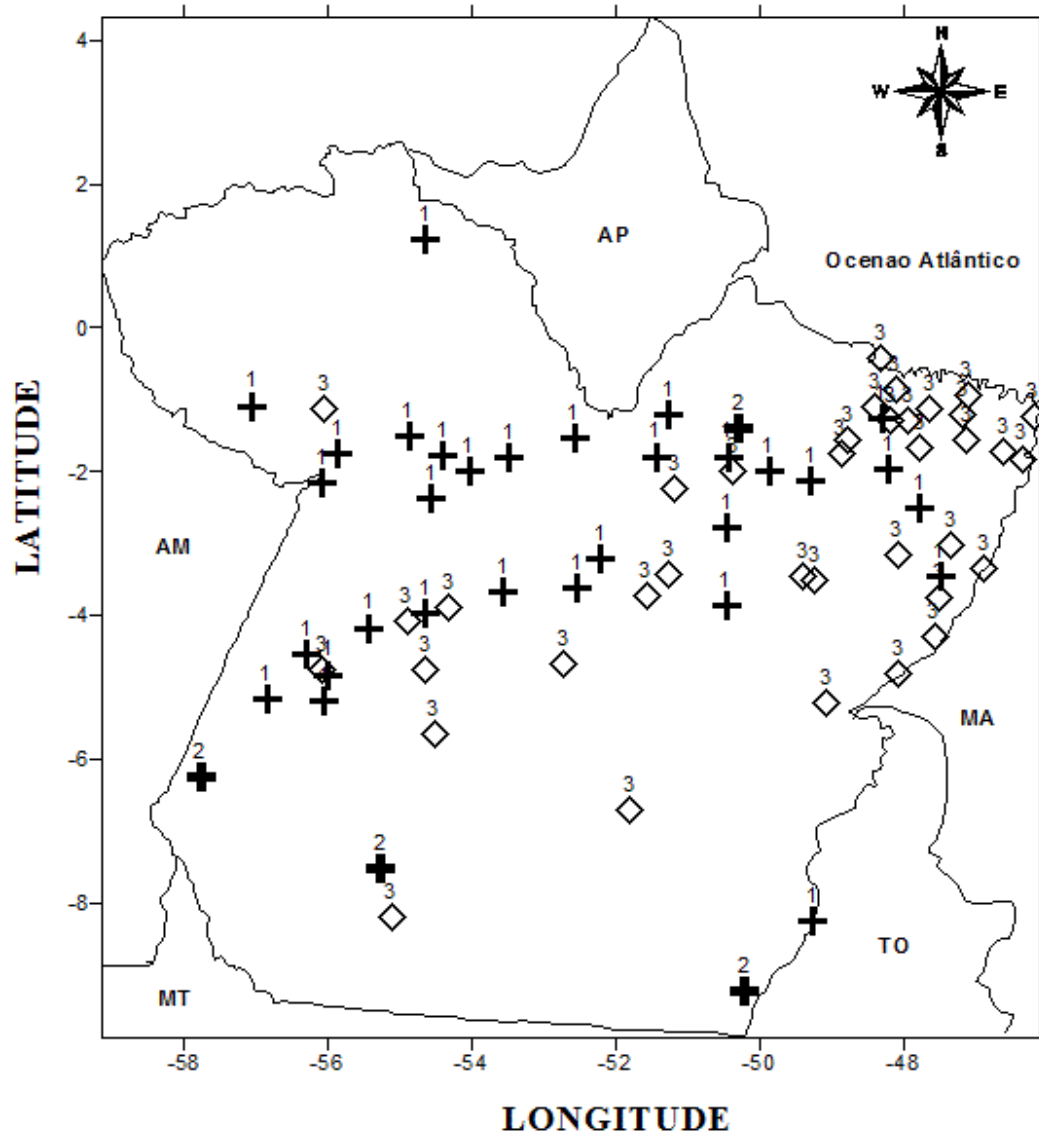


Figura B.1. Espacialização das regiões do SPI-12 pelo método de Ward no Estado do Pará.

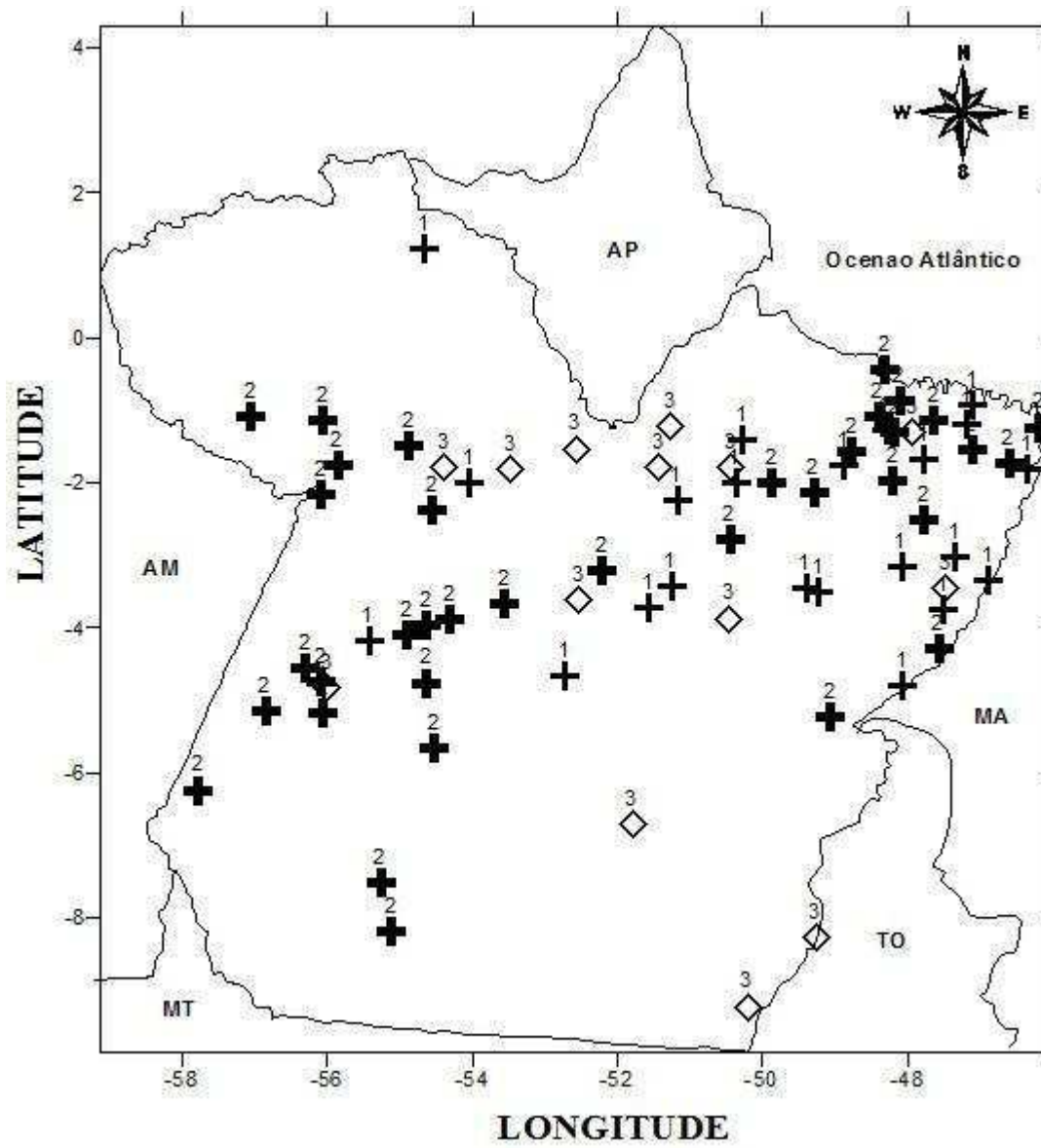


Figura B.2. Espacialização das regiões do SPI-12 pelo método de Ligação Simples no Estado do Pará.



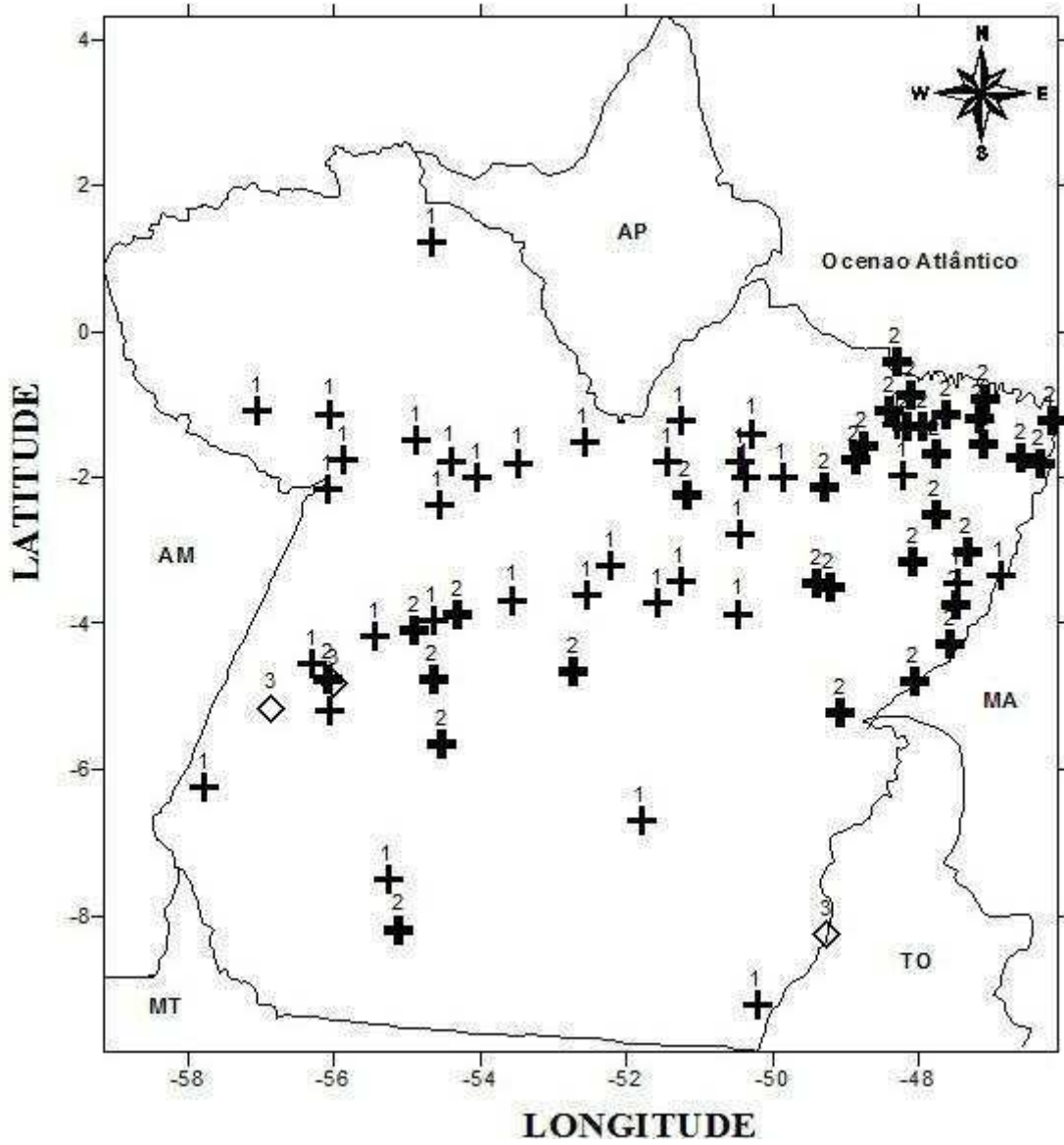


Figura B.3. Espacialização das regiões do SPI-12 pelo método Ligação Completa no Estado do Pará.