

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA**

**PREVISIBILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DO
NORDESTE DO BRASIL, DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA, EM FUNÇÃO
DO COMPORTAMENTO DIÁRIO DAS CHUVAS NA PRÉ-ESTAÇÃO**

ANNA BÁRBARA COUTINHO DE MELO

**CAMPINA GRANDE - PB
AGOSTO, 1997**

**PREVISIBILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DO
NORDESTE DO BRASIL, DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA, EM FUNÇÃO
DO COMPORTAMENTO DIÁRIO DAS CHUVAS NA PRÉ- ESTAÇÃO**

ANNA BÁRBARA COUTINHO DE MELO

**PREVISIBILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DO NORDESTE
DO BRASIL, DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA, EM FUNÇÃO DO
COMPORTAMENTO DIÁRIO DAS CHUVAS NA PRÉ- ESTAÇÃO**

Dissertação apresentada ao colegiado
do curso de Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal da Paraíba, em
cumprimento às exigências para obtenção
do grau de mestre.

Área de Concentração: CLIMATOLOGIA ESTATÍSTICA

Orientador: PAULO NOBRE

Orientador: JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO

Aluna: ANNA BÁRBARA COUTINHO DE MELO

Campina Grande-PB

Agosto, 1997



M528p Melo, Anna Barbara Coutinho de.
Provisibilidade da precipitacao na regioa semiarida do Nordeste do Brasil, durante a estacao chuvosa em funcao do comportamento diario das chuvas na pre-estacao / Anna Barbara Coutinho de Melo. - Campina Grande, 1997.
105. : f. il.

Dissertacao (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciencias e Tecnologia.

1. Variabilidades Climaticas. 2. Precipitacao. 3. Seca. 4. Estacao Chuvosa. 5. Dissertacao I. Nobre, Paulo, Prof. Dr. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB) III. Titulo

CDU 551.582.2(043)

ANNA BÁRBARA COUTINHO DE MELO

PREVISIBILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SEMI-ÁRIDA DO NORDESTE DO
BRASIL (NEB), DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA, EM FUNÇÃO DO
COMPORTAMENTO DIÁRIO DAS CHUVAS NA PRÉ-ESTAÇÃO.

APROVADA EM 25/8/97

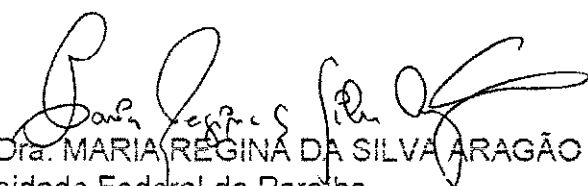
BANCA EXAMINADORA



Dr. PAULO NOBRE - Orientador
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE



Prof. MSc. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO - Co-Orientador
Universidade Federal da Paraíba



Profa. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Universidade Federal da Paraíba



Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUZA
Universidade Federal da Paraíba

DEDICATÓRIA

*A Deus,
por ter sido fonte de inspiração, sabedoria e AMOR,
O Senhor que me conforta e fortalece o meu espírito a cada dia;*

*Aos meus pais Coutinho e Céu,
e aos meus irmãos Rose, Laura, Júnior e Carlos (carinhosamente Nino),
pelo incentivo e dedicação para comigo, sempre;*

*À Livia,
minha pequena, pelos momentos nos quais precisei me ausentar
para concretizar mais esta missão e pelo sentimento materno que em
mim despertou, neste importante momento da vida;*

*Ao meu esposo Luiz Paulo,
dedico essa conquista de maneira muito especial,
porque foram difíceis os momentos que nos conduziram até aqui,
mas nós vencemos... JUNTOS.*

OFERECIMENTO

Ao amigo Paulo Nobre, com quem aprendi que o mais importante em tudo o que fazemos é vencer nossas próprias limitações e, principalmente, porque, enquanto orientador, acreditou e incentivou sempre, ofereço.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Campus II, através do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA), pela oportunidade de realização deste curso.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pelo apoio financeiro concedido.

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA), pela concessão dos dados de pluviometria utilizados.

Ao Professor *José Ivaldo Barbosa de Brito*, por sua orientação e valiosos esclarecimentos durante a elaboração deste trabalho.

Ao Professor *Raimundo Sérgio Santos Góis*, por sua atenção e contribuição na fase inicial deste estudo.

À professora *Maria Regina da Silva Aragão*, por ter orientado os primeiros momentos deste meu curso de mestrado.

À Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), pelo apoio técnico prestado.

Ao Laboratório de Meteorologia Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba (LMRS-PB), na pessoa do coordenador e amigo *Ricardo da Cunha Correia Lima*, pela viabilização dos meios necessários à conclusão deste trabalho.

Ao colega *Patrice Rolando S. Oliveira* pela sua ajuda na elaboração das figuras que utilizaram o aplicativo GRADS.

Ao colegas da meteorologia: *Petrônio Bezerra, Alexandre Magno e Marle Bandeira*; pela ajuda e incentivo que me concederam nos momentos finais.

Ao colega e amigo *José Eustáquio Rangel de Queiroz* por ter gentilmente ajudado na elaboração do abstract, na diagramação e ilustração final deste trabalho.

Aos colegas *Davi Oliveira dos Santos* e *Miguel José da Silva* pela confecção de algumas das figuras aqui apresentadas.

A todos os colegas e amigos do LMRS-PB, agradeço pela compreensão que se fez presente nos momentos mais importantes.

Aos colegas e funcionários do DCA, pela amizade e cumplicidade constantes, em particular, à funcionária *Eires* e às colegas que, junto comigo, estão concluindo o trabalho de dissertação com bastante determinação: *Ioneide*, *Adriani*, *Jaqueline* e *Andréia*.

À secretária *Divanete Cruz Rocha*, por ser sempre tão atenciosa com os alunos do Curso de Meteorologia da UFPB.

À amiga *Maria das Graças Imperiano Leite (Gracita)*, meu agradecimento muito especial por ter confiado e ajudado incondicionalmente.

À amiga *Rosilda dos Santos (Rosa)*, por cuidar com carinho das pessoas que mais amo.

Enfim, a todos que comigo viveram esta grata experiência de vida.

SUMÁRIO

| | PÁGINA |
|---|--------------|
| LISTA DE FIGURAS | <i>xi</i> |
| LISTA DE TABELAS | <i>xvi</i> |
| LISTA DE SIGLAS | <i>xviii</i> |
| LISTA DE SÍMBOLOS | <i>xx</i> |
| RESUMO | <i>xxiii</i> |
| ABSTRACT | <i>xxiv</i> |
| CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO | 1 |
| CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 5 |
| 2.1. Aspectos inerentes às flutuações interanuais no regime pluviométrico do Nordeste do Brasil (NEB) | 5 |
| 2.1.1. Considerações climáticas interanuais | 6 |
| 2.1.2. Considerações climáticas intersazonais | 8 |
| 2.1.3. Considerações climáticas intrasazonais | 9 |
| 2.1.3.1. Oscilação de 30-60 dias | 10 |
| 2.1.3.2. Zona de convergência intertropical (ZCIT) | 11 |
| 2.1.3.3. Sistemas frontais | 14 |
| 2.1.3.4. Vórtice ciclônico de ar superior (VCAS) | 16 |
| 2.1.3.5. Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) | 17 |
| 2.1.3.6. Distúrbios ondulatórios de leste | 20 |
| 2.1.4. Considerações climáticas diárias | 21 |
| 2.1.4.1. Brisa marítima e terrestre | 21 |
| 2.1.4.2. Linhas de instabilidade (LIs) | 23 |
| 2.1.4.3. Ventos vale-montanha | 26 |

| | |
|--|-----------|
| 2.2. Regimes de precipitação do NEB | 26 |
| 2.3. Aspectos da previsibilidade climática do NEB | 29 |
| CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA | 34 |
| 3.1. Área de estudo | 34 |
| 3.1.1. Aspectos naturais da região semi-árida do Nordeste | 34 |
| 3.2. Descrição dos dados | 35 |
| 3.2.1. Critérios de seleção dos postos pluviométricos | 35 |
| 3.3. Métodos | 38 |
| 3.3.1. Análise de correlação | 40 |
| 3.3.2. Análise discriminante | 42 |
| 3.3.2.1 - Análise discriminante linear | 43 |
| 3.3.2.2 - Análise discriminante múltipla | 46 |
| 3.3.3. Análise de compostos | 48 |
| CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO | 50 |
| 4.1. Análise de correlação entre o número de dias com chuva da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa | 50 |
| 4.1.1. Análise de correlação considerando o número de dias com totais de chuva específicos na pré-estação | 51 |
| 4.2. Análise de correlação entre o total de chuva da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa | 52 |
| 4.3. Análise de correlação entre a variabilidade interdiária do total de chuva da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa | 53 |
| 4.4. Análise discriminante | 53 |
| 4.5. Análise de períodos de contraste | 55 |
| 4.5.1. Descrição dos anos previstos chuvosos | 57 |
| 4.5.1.1. Período de 1945 a 1946 | 57 |
| 4.5.1.2. Período de 1968 a 1969 | 58 |
| 4.5.1.3. Período de 1976 a 1977 | 59 |

| | |
|--|------------|
| 4.5.2. Descrição do ano previsto seco | 60 |
| 4.5.2.1 - Período de 1983 a 1984 | 60 |
| 4.5.3. Descrição dos anos previstos normais | 60 |
| 4.5.3.1 - Período de 1966 a 1967 | 61 |
| 4.5.3.2 - Período de 1969 a 1970 | 61 |
| 4.6. Análise de compostos. | 62 |
| CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES | 69 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 71 |
| APÊNDICE A - CONCEITUAÇÃO DO FENÔMENO ENOS | 80 |
| APÊNDICE B - POSIÇÃO CLIMATOLÓGICA DA ZCIT | 83 |
| APÊNDICE C - POSTOS PLUVIOMÉTRICOS | 85 |
| APÊNDICE D - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES | 87 |
| APÊNDICE E - ÍNDICES NORMALIZADOS DE PRECIPITAÇÃO | 94 |
| APÊNDICE F - ANÁLISE DISCRIMINANTE | 96 |
| APÊNDICE G - CAMPOS DE GRANDE ESCALA | 101 |
| APÊNDICE H - ANÁLISE DE COMPOSTOS | 124 |

LISTA DE FIGURAS

| | PÁGINA |
|--|--------|
| 2.1 - Coeficientes de correlação entre a anomalia de TSM, em março, sobre o Atlântico, e a precipitação média (FMAM) para Quixeramobim (Q) e Fortaleza (F) no estado do Ceará | 9 |
| 2.2 - Ilustração esquemática do posicionamento da ZCIT em a) anos secos e b) anos chuvosos no NEB. A circulação dos sistemas de alta pressão (A), de ambos os hemisférios, está indicada por flechas, também indicadoras dos ventos alísios de nordeste no Hemisfério Norte (HN) e de sudeste no Hemisfério Sul (HS) | 12 |
| 2.3 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, ilustrativa da ZCIT influenciando o setor norte do NEB em 15/03/94 às 18:00 GMT | 13 |
| 2.4 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento da ZCIT ao norte do equador em 24/05/96 às 12:00 GMT | 14 |
| 2.5 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa de resquícios de uma frente fria que avançou sobre a Bahia, interagindo com aglomerados de nuvens associados à Distúrbios Ondulatórios de Leste em 29/04/96 às 00:00 GMT | 15 |
| 2.6 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento de uma banda de nebulosidade sobre a parte central da Região Nordeste do Brasil, associada a sistema frontal, em 21/11/95 às 12:30 GMT | 16 |
| 2.7 - Seqüência esquemática da formação do VCAS, em 200 hPa, sobre o Oceano Atlântico Sul. A área hachurada indica a formação de | |

| | |
|---|----|
| nebulosidade convectiva na periferia do VCAS | 18 |
| 2.8 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento de um Vórtice Ciclônico, sobre o NEB, em 05/01/96 às 00:00 GMT | 19 |
| 2.9 - Imagens do satélite METEOSAT 5, setorizadas, no canal infravermelho, mostrando a propagação de um aglomerado convectivo, que atingiu o setor leste do NEB em a) 02/06/96 às 06:00 GMT e b) 02/06/96 às 12:00 GMT | 20 |
| 2.10 - Ilustração esquemática dos mecanismos físicos associados ao efeito de brisa marítima (Figura 2.10a) e terrestre (Figura 2.10b) | 24 |
| 2.11 - Imagens do satélite METEOSAT 5, setorizadas, no canal infravermelho, mostrando o deslocamento, continente adentro, de uma Linha de Instabilidade ao longo do setor norte do NEB, em a) 23/04/97 às 18:00 GMT e em b) 23/04/97 às 00:00 GMT | 25 |
| 2.12- Ilustração esquemática dos mecanismos físicos associados ao efeito de ventos do tipo vale-montanha no período diurno (Figura 2.12a) e no período noturno (Figura 2.12b) | 27 |
| 2.13 - Distribuição espacial dos meses nos quais a precipitação média mensal do NEB atinge um valor máximo | 28 |
| 3.1 - Delimitação da região semi-árida do Nordeste do Brasil de acordo com a FUNCEME (1993), representada por uma linha contínua. A área hachurada corresponde à região em estudo | 37 |
| 3.2 - Distribuição espacial do 62 postos pluviométricos utilizados neste estudo. Os números correspondem à ordem de cada posto e estão discriminados no Apêndice C | 38 |
| 4.1 - Correlações entre o número de dias com chuva, nos intervalos da pré-estação que envolvem o mês de janeiro, e o total de chuva da estação chuvosa para limiares de precipitação que variam de 0 a 100 mm | 51 |
| 4.2 - Correlações entre o total de chuva, nos intervalos da pré-estação que | |

| | | |
|-------|--|-----------|
| | <i>envolvem o mês de janeiro, e o total de chuva da estação chuvosa para limiares de precipitação que variam de 0 a 100 mm</i> | 53 |
| 4.3 - | <i>Gráfico representativo dos percentuais de acertos e erros nas previsões estatísticas quando da utilização do método de análise discriminante</i> | 54 |
| 4.4 - | <i>Histograma contendo os índices normalizados do número de dias com chuva na pré-estação e do total de chuva da estação chuvosa no período de 1926 a 1985, em 62 postos pluviométricos, inseridos no semi-árido nordestino</i> | 55 |
| 4.5 - | <i>Histograma contendo índices normalizados do total de chuva na pré-estação e do total de chuva da estação chuvosa no período de 1926 a 1985, em 62 postos pluviométricos, inseridos semi-árido nordestino</i> | 56 |
| 4.6 - | <i>Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como secos (APD). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o número de dias com chuva cujo limiar foi superior a 6 (seis) mm</i> | 63 |
| 4.7 - | <i>Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como chuvosos (APW). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o número de dias com chuva cujo limiar foi superior a 6 (seis) mm</i> | 64 |
| 4.8 - | <i>Mapa de conjunto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como secos (CPD). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o total de chuva independente do valor observado</i> | 65 |
| 4.9 - | <i>Mapa de conjunto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como chuvosos (CPW). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o total de chuva independente do valor observado</i> | 66 |

| | |
|---|-----|
| 4.10 - Mapa de conjunto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos previstos secos (APS) pelo método de análise discriminante | 67 |
| 4.11 - Mapa de conjunto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos previstos chuvosos (APC) pelo método de análise discriminante | 68 |
| A.1 - Ilustrações representativas do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação de normalidade (Figura A.1a) e numa situação anômala, correspondente a fase quente do fenômeno ENOS (Figura A.1b) denominado por fenômeno El Niño | 82 |
| B.1 - Posição climatológica pentadal da ZCIT nos meses de fevereiro (Figura B.1a), março (Figura B.1b), abril (Figura B.1c) e maio (Figura B.1d) | 83 |
| G.1 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1945 | 101 |
| G.2 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1946 | 102 |
| G.3 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1966 | 103 |
| G.4 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1967 | 104 |
| G.5 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1968 | 105 |
| G.6 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1969 | 106 |
| G.7 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1970 | 107 |
| G.8 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1976 | 108 |
| G.9 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1977 | 109 |
| G.10 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1982 | 110 |
| G.11 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1983 | 111 |
| G.12 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1984 | 112 |

| | |
|---|------------|
| G.13 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1945</i> | 113 |
| G.14 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1946</i> | 114 |
| G.15 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1966</i> | 115 |
| G.16 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1967</i> | 116 |
| G.17 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1968</i> | 117 |
| G.18 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1969</i> | 118 |
| G.19 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1970</i> | 119 |
| G.20 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1976</i> | 120 |
| G.21 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1977</i> | 121 |
| G.22 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1982</i> | 122 |
| G.23 - <i>Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1983</i> | 123 |

LISTA DE TABELAS

| | PÁGINA |
|---|--------|
| C.1 - <i>Listagem dos postos pluviométricos utilizados neste estudo</i> | 85 |
| D.1 - <i>Resultado da correlação entre o número de dias com chuva, em vários intervalos da pré-estação, independente do limiar observado, e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1963 a 1991</i> | 87 |
| D.2 - <i>Resultados das correlações entre parâmetros da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1963 a 1991</i> | 88 |
| D.3 - <i>Resultados das correlações entre parâmetros da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1926 a 1955</i> | 88 |
| D.4 - <i>Resultados das correlações entre parâmetros da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1926 a 1970</i> | 89 |
| D.5 - <i>Resultados das correlações entre parâmetros da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1956 a 1985</i> | 90 |
| D.6 - <i>Resultado da correlação entre o número de dias com chuva, superior ao limiar de 6 (seis) mm, em vários intervalos da pré-estação, e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1926 a 1985</i> | 91 |
| D.7 - <i>Resultados das várias correlações entre parâmetros da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1926 a 1985</i> | 92 |
| D.8 - <i>Resultado da correlação entre a variabilidade interdiária do total de chuva da pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) - anos de 1926 a 1985</i> | 93 |
| E.1 - <i>Índices de precipitação equivalentes às correlações mais significativas - anos de 1927 a 1962</i> | 94 |

H.1 - Listagem dos anos utilizados na análise de compostos 88

LISTA DE SIGLAS

| | |
|----------------|--|
| AAN | <i>Alta do Atlântico Norte</i> |
| AAS | <i>Alta do Atlântico Sul</i> |
| ACs | <i>Aglomerados Convectivos</i> |
| AFT | <i>Anomalias de TSM no Atlântico Tropical</i> |
| AFU | <i>Componente zonal do campo do vento à superfície sobre o Atlântico Tropical</i> |
| AFV | <i>Componente meridional do campo do vento à superfície sobre o Atlântico Tropical</i> |
| AMJJ | <i>Abril a Julho</i> |
| APC | <i>Ano previsto chuvoso</i> |
| APD | <i>Ano cuja pré-estação (número de dias com chuva) foi seca</i> |
| APS | <i>Ano previsto seco</i> |
| APW | <i>Ano cuja pré-estação (número de dias com chuva) foi chuvosa</i> |
| CCT | <i>Centro de Ciências e Tecnologia</i> |
| COV | <i>Covariância</i> |
| CPD | <i>Ano cuja pré-estação (total de chuva) foi seca</i> |
| CPW | <i>Ano cuja pré-estação (total de chuva) foi chuvosa</i> |
| CR | <i>Correlação</i> |
| DCA | <i>Departamento de Ciências Atmosféricas</i> |
| ENOS | <i>El Niño - Oscilação Sul</i> |
| EOF | <i>Funções Ortogonais Empíricas</i> |
| FUNCEME | <i>Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos</i> |
| GRADS | <i>Grid Analysis and Display System</i> |

| | |
|----------------|---|
| HN | <i>Hemisfério Norte</i> |
| HS | <i>Hemisfério Sul</i> |
| IOS | <i>Índice de Oscilação Sul</i> |
| IPFM | <i>Índice de Anomalia de Precipitação da Estação Chuvosa</i> |
| LIs | <i>Linhas de Instabilidade</i> |
| LMRS-PB | <i>Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba</i> |
| MAM | <i>Março a Maio</i> |
| MS | <i>Março a Setembro</i> |
| NEB | <i>Nordeste do Brasil</i> |
| NNEB | <i>Norte do Nordeste do Brasil</i> |
| OJ | <i>Outubro a Janeiro</i> |
| OS | <i>Oscilação Sul</i> |
| PNM | <i>Pressão ao Nível do Mar</i> |
| PWT | <i>Anomalias de TSM no Pacífico Equatorial</i> |
| ROL | <i>Radiação de Onda Longa Emitida para o Espaço</i> |
| SOND | <i>Setembro a Dezembro</i> |
| SUDENE | <i>Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste</i> |
| TMG | <i>Tempo Médio de Greenwich</i> |
| TSM | <i>Temperatura da Superfície do Mar</i> |
| UFPB | <i>Universidade Federal da Paraíba</i> |
| VCAS | <i>Vórtice Ciclônico de Ar Superior</i> |
| ZCAS | <i>Zona de Convergência do Atlântico Sul</i> |
| ZCfA | <i>Zona de Confluência do Ventos Alísios</i> |
| ZCIT | <i>Zona de Convergência Intertropical</i> |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|--------------------------------------|---|
| IAP | <i>Índice de anomalia de precipitação</i> |
| $I_{\text{pré-N}}$ | <i>Índice de anomalia de precipitação da pré- estação chuvosa para o NNEB</i> |
| I_N | <i>Índice de anomalia de precipitação da estação chuvosa para o NNEB</i> |
| I_s | <i>Índice de anomalia de precipitação da estação chuvosa para o sul do NEB</i> |
| u | <i>Componente zonal do campo do vento</i> |
| v | <i>Componente meridional do campo do vento</i> |
| IOS | <i>Índice de oscilação sul</i> |
| N_x | <i>Número máximo de dias com chuva</i> |
| N_m | <i>Número mínimo de dias com chuva</i> |
| Q_2 | <i>Segundo quintil</i> |
| $N_{j,k}$ | <i>Número total de dias com chuva da pré-estação</i> |
| $X_{i,j,k}$ | <i>Precipitação observada no dia i, do ano j, no posto k</i> |
| M_k | <i>Climatologia da ocorrência de dias com chuva</i> |
| S_k^2 | <i>Variância da ocorrência de dias com chuva</i> |
| $NZ_{j,k}$ | <i>Índice da freqüência de dias com chuva por estação</i> |
| NZ_j | <i>Índice da freqüência de dias com chuva por área</i> |
| k_t | <i>Número total de postos da área de estudo</i> |
| $Z_{j,k}$ | <i>Índice de precipitação da estação chuvosa</i> |

| | |
|-------------|--|
| \bar{X}_k | <i>Precipitação média da estação chuvosa do posto k</i> |
| S_k^* | <i>Desvio padrão da estação chuvosa do posto k</i> |
| S_k^v | <i>Desvio padrão da variância interdiária do posto k</i> |
| Z_j | <i>Índice de precipitação da estação chuvosa para toda a área.</i> |
| Z_j^v | <i>Índice da variância interdiária para toda a área</i> |
| CR | <i>Coefficientes de correlação entre os índices</i> |
| COV | <i>Coefficiente de co-variância entre os índices</i> |
| SX_k | <i>Desvio padrão do índice da frequência de dias com chuva na pré-estação</i> |
| SY_k | <i>Desvio padrão do índice de chuva na estação chuvosa.</i> |
| $[X_1]$ | <i>Primeira matriz com dimensão $(n_1 \times K)$</i> |
| $[X_2]$ | <i>Segunda matriz com dimensão $(n_2 \times K)$</i> |
| \bar{X}_1 | <i>Valor médio do primeiro vetor</i> |
| \bar{X}_2 | <i>Valor médio do segundo vetor</i> |
| $[X_g]$ | <i>Vetor principal para cada grupo ou categoria (g) de dados a serem explicados</i> |
| $[X_d]$ | <i>Matriz de dados do grupo d (seco) com dimensão $(n_d \times K)$</i> |
| $[X_n]$ | <i>Matriz de dados do grupo n (normal) com dimensão $(n_n \times K)$</i> |
| $[X_w]$ | <i>Matriz de dados do grupo w (chuvoso) com dimensão $(n_w \times K)$</i> |
| n_g | <i>Número de observações em cada grupo</i> |
| $[S_1]$ | <i>Primeira matriz variância-covariância</i> |
| $[S_2]$ | <i>Segunda matriz variância-covariância</i> |
| $[S_c]$ | <i>Matriz variância-covariância comum</i> |
| δ | <i>Função discriminante linear de Fisher</i> |
| d_1 | <i>Direção na qual a distância entre dois vetores principais é</i> |

maximizada.

| | |
|-------------|--|
| d_m | <i>Distância máxima entre os grupos</i> |
| $[S_i]$ | <i>Matriz variância-covariância entre os grupos (interclasse)</i> |
| $[S_g]$ | <i>Matriz variância-covariância para cada grupo</i> |
| \bar{X}_g | <i>Vetor principal médio do g-ésimo grupo</i> |
| \bar{X} | <i>Vetor total de n observações</i> |
| y | <i>Observações futuras da estação chuvosa</i> |
| P_1 | <i>Probabilidade da observação futura y pertencer ao grupo 1</i> |
| P_2 | <i>Probabilidade da observação futura y pertencer ao grupo 2</i> |
| $L(1/2)$ | <i>Perda ocorrida quando uma observação do grupo 2 é incorretamente classificada como pertencente ao grupo 1</i> |
| $L(2/1)$ | <i>Perda ocorrida quando uma observação do grupo 1 é incorretamente classificada como pertencente ao grupo 2</i> |

RESUMO

Um dos aspectos mais relevantes, no tocante à variabilidade interanual da precipitação na região semi-árida do Nordeste do Brasil, consiste na irregularidade de sua distribuição espacial e temporal, particularmente em anos extremos, secos ou chuvosos. Analisadas ao nível mensal, as *chuvas da pré-estação* já revelaram elevado potencial prognóstico, principalmente se consideradas em conjunto com outros parâmetros meteorológicos. Contudo, nesta dissertação, procurou-se investigar separadamente o comportamento diário das chuvas nos meses que antecedem o *período chuvoso para o semi-árido nordestino (FMAM)*. O principal motivo de tal investigação deveu-se ao fato de que, há vários anos, os agricultores nordestinos acompanham empiricamente o tempo de suas regiões, e formulam hipóteses no sentido de prever o período chuvoso do ano seguinte, com base, entre outros aspectos, na frequência de nebulosidade, durante os meses da pré-estação, no sertão. Neste sentido, a aplicação de métodos estatísticos ao comportamento diário das chuvas na pré-estação objetivou introduzir uma metodologia científica para testar essas hipóteses. Dessa forma, foi selecionado um conjunto de 62 postos pluviométricos, especialmente distribuídos entre os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, no período de 1926 a 1985, e aplicados os métodos estatísticos de análise de correlação, análise discriminante múltipla e técnica de composto. Dentre os resultados obtidos, constatou-se que, em geral, as correlações das chuvas ocorridas no período da pré-estação (AJ) com as chuvas ocorridas durante a estação chuvosa (FMAM) foram as que se apresentaram estatisticamente mais relevantes. Segundo o método de análise discriminante, aproximadamente 54%, das 59 estações chuvosas analisadas, foram previstas satisfatoriamente. Em 26% dos anos analisados, cuja previsão foi tida como errada, 19% caracterizam anos em que a pré-estação apresentou comportamento inverso ao da estação chuvosa e alguns deles apresentaram anomalias nos campos oceânicos e atmosféricos globais. Outro aspecto relevante mostrado foi a não estacionariedade das correlações entre os totais de chuva da pré-estação e os da estação chuvosa, sobre o norte do Nordeste, até então apontada como a variável com maior potencial prognóstico da qualidade da estação chuvosa sobre o norte do Nordeste.

ABSTRACT

One of the most relevant features of the rainfall interannual variability over the Northeast Brazil (Nordeste) semi-arid region is its irregular spatial and temporal distribution, particularly in extremely dry or wet years. Pre-season rainfall totals over Nordeste have been revealed a powerful predictor, specially when it includes a set of additional meteorological features, such as the meridional component of the surface wind over the tropical Atlantic, and the sea surface temperature anomalies in the Equatorial Pacific. This work is aimed at researching the skill of pre-season rainfall as a predictor to Nordeste rainy season (FMAM). Among other results, this work suggests that the correlations between pre season total rainfall and rainfall during northern Nordeste rainy period (FMAM) are not stationary; they were lower during the first half of the time series used, and higher for the second half of it.

Nordeste farmers have observed regularly the weather since generations. They formulated empirical predictions about the quality of the rainy season (i.e., whether dry, normal, or wet) based, among other meteorological events, on the thunder periodicity during the pre-season months (September to January). The most important motivation for this work was to verify statistically these empirical considerations. Sixty-two (62) rainfall stations distributed over the states of Ceara, Rio Grande do Norte, Paraiba and Pernambuco for the period 1926 to 1985 were considered. Statistical correlation, linear and multiple discriminant analysis and composite analysis were used in this approach. Daily rainfall indexes relative to several pre-season intervals were correlated. Statistical correlation between pre-season August-January precipitation and February-May (FMAM) precipitation presented the most relevant results. In addition nearly 54% of the season rainfall for the 59 years analyzed were well-predicted by the multiple discriminant analysis model. Otherwise 26% of the season rainfall predictions failed for the analyzed period, 19% of them in years presenting anomalies of the oceanic and atmospheric fields.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

As variações climáticas, em particular sobre as regiões semi-áridas, têm sido objeto de estudo de diversas áreas do conhecimento, desde as ciências sociais e econômicas, biológicas, agronômicas, até as ciências exatas, principalmente através das ciências atmosféricas. A meteorologia é a ciência que procura, entre outros aspectos, entender as flutuações sazonais e interanuais do clima. No caso específico do Nordeste do Brasil (Nordeste), muitos estudos já foram realizados tanto para entendê-las (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre, 1993) quanto prognosticá-las (Walker, 1928; Hastenrath, 1990; Ward e Folland, 1991, entre outros). Tais prognósticos, em geral, baseiam-se em dados globais dos oceanos e da atmosfera, fornecidos por satélites, e em dados coletados nas estações meteorológicas de superfície ou através de radiossondagens. É a análise de vários anos destas observações (climatologia), conjuntamente com a obtenção e análise desses mesmos dados em tempo quase real, que permite uma extrapolação futura do clima, quer seja numérica, estatística ou conceitual.

Ao longo dos anos, algumas experiências dos agricultores do sertão nordestino têm encontrado sustentação nos resultados das pesquisas (previsões) meteorológicas até então realizadas. Num caso particular, Melo (1991) fez a seguinte citação:

"A partir do início da ocupação do sertão pelos colonos que vinham de Portugal, iniciava-se também o processo das observações que se passou a fazer do comportamento da natureza, dos ventos e até dos astros, visando encontrar métodos de se prever como seria o 'inverno' na região. Várias foram as linhas de observações e surgiram 'incontáveis experiências' que, no fundo, são modelos empíricos para prever o comportamento da estação chuvosa do semi-árido nordestino".

Um dos métodos propostos por Melo (1991) consiste em acompanhar o aparecimento de nuvens de chuva e, a partir daí, a sua regularidade desde o mês de agosto até o início do próximo ano civil.

Fatos como os narrados por Melo (1991) é que vêm demandando, cada vez mais, respostas técnicas, objetivando dar respaldo ao conhecimento popular a respeito do clima, evidentemente, sem perder os aspectos científicos da investigação. Por exemplo, alguns trabalhos já foram feitos no sentido de correlacionar as chuvas ocorridas durante a pré-estação (outubro a janeiro) com aquelas da estação chuvosa (fevereiro a maio) no norte do Nordeste do Brasil.

Hastenrath (1990) mostrou que a variabilidade interanual da precipitação no Nordeste do Brasil (março a setembro) poderia ser explicada em até 52% pelo total da precipitação ocorrida durante a pré-estação no período de outubro a janeiro (OJ). Da mesma forma, de Brito et al. (1991) calcularam um índice de anomalia da precipitação para a estação chuvosa (fevereiro a maio) do norte do Nordeste em função das chuvas ocorridas na pré-estação (outubro a janeiro), com variância explicada da ordem de 40%.

Outro aspecto observado no tocante à variabilidade interanual das chuvas, no semi-árido nordestino, consiste na sua má distribuição espacial e temporal, principalmente em anos irregulares (secos ou chuvosos). Um estudo feito por Hastenrath et al. (1984) menciona que a alta variabilidade temporal e espacial da precipitação tropical pode ser observada através de desvios da precipitação, particularmente em grandes intervalos de tempo e grandes áreas, a exemplo da estação chuvosa do norte do Nordeste.

Por outro lado, considerando o comportamento diário da pluviometria no estado da Paraíba, Silva (1985) verificou a existência de quatro regimes pluviais distintos (ver seção 2.3), utilizando a frequência média anual de dias com chuva, e mostrou métodos de probabilidade para o cálculo de um ano vir a ser "seco", "normal" ou "chuvoso" em função, entre outros parâmetros, das intensidades médias diárias ocorridas no mês que antecede o principal período chuvoso para cada regime em particular.

Hastenrath e Heller (1977) mostraram que as chuvas da pré-estação têm um potencial preditor conjuntamente com um índice de Pressão ao Nível do Mar (PNM), o qual é medido através do deslocamento na direção equatorial das altas pressões subtropicais do Atlântico Norte e Sul. Entretanto, somente em Hastenrath (1990) foram feitas as comprovações estatísticas de que a variância da precipitação no período março a setembro pode ser explicada em até 70%, caso sejam usadas como variáveis

preditoras, além das chuvas da pré-estação, outros parâmetros meteorológicos, tais como: a componente meridional do vento à superfície sobre o Atlântico Tropical e anomalias da temperatura da superfície do mar no Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, registradas no mês de janeiro imediatamente anterior.

Na elaboração deste trabalho, procurou-se mostrar o grau de correlação entre os totais pluviométricos registrados no quadrimestre mais chuvoso (fevereiro a maio) e o comportamento diário das chuvas na pré-estação (agosto a janeiro) da região semi-árida do Nordeste do Brasil, por ser este período que antecede a estação chuvosa, alvo não apenas dos meteorologistas que almejam prognosticá-la, mas também por ser alvo do conhecimento empírico dos agricultores, há anos engajados no processo básico da meteorologia, a observação do tempo.

O monitoramento dos distintos períodos chuvosos do Nordeste vem sendo cada vez mais aprimorado com técnicas de previsão numérica do clima (modelos dinâmicos), previsões estatísticas e modelos conceituais. Contudo, sabe-se que o comportamento diário das chuvas ocorridas na pré estação chuvosa e, principalmente, durante a estação chuvosa podem definir a "qualidade das chuvas" em determinado ano (em ser "seco", "normal" ou "chuvoso"). Do ponto de vista agrometeorológico, por exemplo, significativos totais diários de precipitação, ocorridos em um ou dois dias, elevam os respectivos totais mensais mascarando a distribuição temporal das chuvas e conseqüentemente seus efeitos na agricultura.

No Capítulo 2, é feita uma síntese de alguns trabalhos que já estudaram a variabilidade interanual da precipitação do Nordeste, abordando, entre outros aspectos: a problemática das secas; os mecanismos físicos relacionados com esta variabilidade; os diferentes regimes de precipitação, e, por fim, alguns estudos acerca da previsibilidade climática do semi-árido nordestino.

O Capítulo 3 apresenta uma breve descrição da área de estudo, dos dados pluviométricos disponíveis, da escolha das séries temporais utilizadas e dos métodos estatísticos empregados.

Os resultados mais relevantes dos experimentos elaborados no decorrer deste estudo são apresentados no Capítulo 4. Outros resultados são disponibilizados em Apêndice, para eventuais consultas.

No Capítulo 5, são apresentadas conclusões e realçados os aspectos mais importantes ligados à previsibilidade das chuvas para a região semi-árida do Nordeste no período fevereiro a maio.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Aspectos Inerentes às Flutuações Interanuais no Regime Pluviométrico do Nordeste do Brasil (NEB)

As secas do Nordeste ocorrem em conseqüência da variabilidade pluviométrica observada ano a ano, intensificando a aridez em localidades onde as chuvas já são climatologicamente escassas. Consistem num dos eventos meteorológicos mais discutidos e de significativo impacto nas atividades sócio-econômicas do NEB.

Rebouças (1981) afirmou que, na prática, chove todo ano sobre o Nordeste, porém é a extrema irregularidade da ocorrência dessas chuvas, tanto no espaço como no tempo, o verdadeiro problema da distribuição dos valores médios anuais, de tal forma que a seca do Nordeste não é um fenômeno de ausência de chuvas, mas sim, de sua ocorrência num ritmo incompatível com as necessidades das culturas alimentares praticadas na região. Dentro deste contexto, abordou, além das principais componentes físicas da problemática nordestina, os aspectos sociais do perfil do flagelado, algumas medidas de combate às secas e a questão de *reservas hídricas disponíveis versus demanda*.

Entre outros aspectos, Rebouças (1981) mencionou ainda que a pluviometria relativamente abundante que se abate sobre a região proporciona cerca de 700 bilhões de metros cúbicos de água por ano, somente no Polígono das Secas. Estes recursos seriam distribuídos da seguinte maneira: consumo pela biomassa e fenômenos de evaporação (616 bilhões); infiltração até os lençóis subterrâneos (14 bilhões) e escoamento superficial (70 bilhões). Do escoamento superficial, 16 bilhões são armazenados em açudes, sendo efetivamente aproveitados cerca de 8 bilhões. O aproveitamento da água subterrânea é da ordem de 1 bilhão. Portanto, a disponibilidade efetiva seria da ordem de 9 bilhões de metros cúbicos de água por ano. Concluiu, então, que:

“... se a população atual do Polígono da Secas, cerca de 20 milhões, atingisse o nível de consumo das regiões mais desenvolvidas, isto é, 100 m³/habitante/ano, considerando aí embutida a demanda industrial, representaria uma demanda de 2 bilhões de metros cúbicos de água por ano.”

Souza (1997) mostrou que tanto o aumento quanto a diminuição da evapotranspiração potencial estão correlacionados com os fenômenos de grande escala, principalmente com o comportamento dos oceanos. O aumento da TSM adjacente à costa do NEB, por exemplo, implicaria em aumento na taxa de evapotranspiração potencial.

No que concerne ao comportamento das chuvas ano a ano, vários pesquisadores já mostraram que a grande variabilidade interanual e intrasazonal das precipitações, no setor norte do Nordeste, estão, em parte, relacionadas às anomalias de temperatura da superfície do mar, aos ventos em vários níveis atmosféricos, e à pressão ao nível do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico (Hastenrath, 1990; Nobre, 1993, entre outros). Namias (1972), por exemplo, correlacionando as anomalias de precipitação no NEB com anomalias da circulação atmosférica em 700 mb no Hemisfério Norte, mostrou que as secas do Nordeste estão associadas a uma situação de bloqueio na região do Atlântico Norte, ou seja, uma atividade anti-ciclônica mais intensa que o normal próximo à Terra Nova, Canadá, estaria bem correlacionada com índices pluviométricos abaixo da média no estado do Ceará.

2.1.1 Considerações Climáticas Interanuais

Atualmente, sabe-se que as condições atmosféricas e oceânicas globais desempenham um papel relevante na variabilidade interanual das chuvas do NEB. Já no início do século, Walker (1928) relacionou as secas no estado do Ceará com a Oscilação Sul e com outros parâmetros meteorológicos distribuídos em vários pontos do globo, o que lhe permitiu fazer previsões estatísticas das secas que ocorreram naquele estado. A técnica por ele desenvolvida, posteriormente aperfeiçoada por Sampaio Ferraz (1929), permitiu-lhe estimar cerca de 80% das secas severas de um período considerado. Por Oscilação Sul (OS), entende-se o balanço das anomalias de PNM entre a alta subtropical do Pacífico Sudeste e a baixa pressão que se estende da África, atravessa o Oceano Índico e vai até o norte da Austrália. A OS é medida através de um índice denominado Índice de Oscilação Sul (IOS), que consiste na diferença entre

as pressões normalizadas medidas na região de Darwin (Pacífico Ocidental) e na região de Tahiti (Pacífico Sudeste). O valor negativo (positivo) implica em menor (maior) atividade convectiva na região de baixa pressão (Caviedes, 1973), que compreende, neste caso, a faixa equatorial do Pacífico Ocidental e Índico Oriental. O sinal da OS (positivo ou negativo) varia na escala de tempo de poucos meses a alguns anos, de acordo com Trenberth (1976).

Um fenômeno oceanográfico relacionado com a OS é o evento El Niño, o qual consiste, basicamente, de um aquecimento anômalo da camada superficial e sub-superficial do Oceano Pacífico Equatorial Leste (Climanálise, 1986). Os mecanismos que envolvem os fenômenos meteorológicos, em particular aquele que se refere à formação do El Niño, são bastante complexos e torna-se difícil determinar o que é a causa e o que é a consequência (Ciência Ilustrada, 1983). No Apêndice A, são apresentadas duas figuras que mostram a condição normal do comportamento do clima, no Oceano Pacífico, e a situação anômala, fase quente, denominada por fenômeno El Niño.

A associação destes dois eventos, oceanográfico e meteorológico, estreitamente interligados, é denominada por El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Vários pesquisadores têm mostrado a existência de uma correlação entre o fenômeno El Niño e a precipitação no NEB (Hastenrath, 1987; Mechoso, 1990 e Hameed et al., 1993). Contudo, Alves e Repelli (1992), verificaram que, apesar de terem considerado apenas 17 eventos ocorridos entre 1912 a 1990, não existe uma tendência predominante da estação chuvosa do setor norte do NEB situar-se abaixo da média climatológica durante os episódios de El Niño (fase quente do ENOS). De acordo com as análises efetuadas, constataram que a resposta a este fenômeno, em relação à distribuição das chuvas intra-regionais, é bastante variada e que valores substancialmente negativos do IOS também podem ocorrer em anos chuvosos ou muito chuvosos no setor norte do NEB. Por fim, concluíram que a influência de tais episódios em estiagens prolongadas, na região em estudo, dependeria do grau e das características espaciais e temporais das anomalias de TSM no Pacífico Equatorial.

Lima (1991) fez uma análise sobre o papel do fenômeno ENOS em relação às anomalias de precipitação no litoral leste do NEB e concluiu que, embora tenha sido notada uma tendência para esse fenômeno afetar às chuvas nos meses de setembro a dezembro (SOND), a relação entre estes dois parâmetros ainda não está muito

evidente. Considerando, ainda, o setor leste do NEB, Alves et al. (1996) verificaram que, em anos secos, o episódio frio do fenômeno ENOS, conhecido por La Niña está relacionado com o estabelecimento de um padrão de dipolo invertido na bacia do Atlântico Tropical, ou seja, anomalias de TSM positivas no Atlântico Norte e negativas no Atlântico Sul. No caso de anos chuvosos, foi observada uma situação de La Niña no Pacífico Tropical Leste, porém sem haver necessariamente a configuração do padrão de dipolo favorável no Atlântico Tropical.

2.1.2 Considerações Climáticas Intersazonais

Considerando as relações entre as secas do Nordeste e as variações da TSM no Atlântico, destaca-se o estudo feito por Hastenrath e Heller (1977). Estes autores utilizaram dados mensais de 1911 a 1972, para a região do Atlântico compreendida entre 30°N e 30°S, e observaram que durante estações chuvosas "deficientes" no NEB, as águas estão anormalmente mais quentes no Atlântico Norte (desvios positivos) e anormalmente mais frias no Atlântico Sul (desvios negativos). O inverso, ou seja, águas mais frias no Atlântico Norte (desvios negativos) e quentes no Atlântico Sul (desvios positivos), ocorre para estações chuvosas "excedentes" no NEB. Estas configurações são características de anos bem definidos: secos ou chuvosos.

Markham e MaCLain (1977) correlacionaram a TSM no Atlântico Sul e a estação chuvosa no estado do Ceará. O mecanismo sugerido por eles é que águas mais frias, sobre o Atlântico Sul, estariam associadas com uma diminuição do escoamento e da convecção sobre o Atlântico e, por conseguinte, ficaria reduzido o transporte de umidade em direção ao NEB (situação de seca). Na realidade, a redução das chuvas, neste contexto, seria decorrente do aumento da estabilidade estática da atmosfera, gerada pela intensificação dos alísios de sudeste, no caso de águas mais frias.

Moura e Shukla (1981) definiram que as anomalias de TSM com sinais opostos, no Oceano Atlântico Norte e Sul, configuraria um padrão de "dipolo". Para tanto, correlacionaram valores de anomalias de TSM em março, no Atlântico Tropical, com as chuvas médias (desvios normalizados) de Quixeramobim e Fortaleza (estado do Ceará). Encontraram uma configuração de dipolo no campo de correlações entre essas chuvas e a TSM do Atlântico Tropical, ilustrada na Figura 2.1. As correlações

positivas encontradas no Atlântico Sul significam que valores de TSM mais quentes aumentariam a evaporação sobre o oceano elevando a convergência do fluxo de umidade, diminuindo, com isso, a estabilidade estática da atmosfera em baixos níveis e favorecendo um aumento de precipitação sobre o Nordeste. Estes autores também identificaram uma circulação meridional anômala, induzida termicamente pelo gradiente meridional de anomalia de TSM associada ao dipolo sobre o Atlântico Tropical, o que, de fato, proporcionaria o deslocamento da ZCIT, conforme descrito mais adiante.

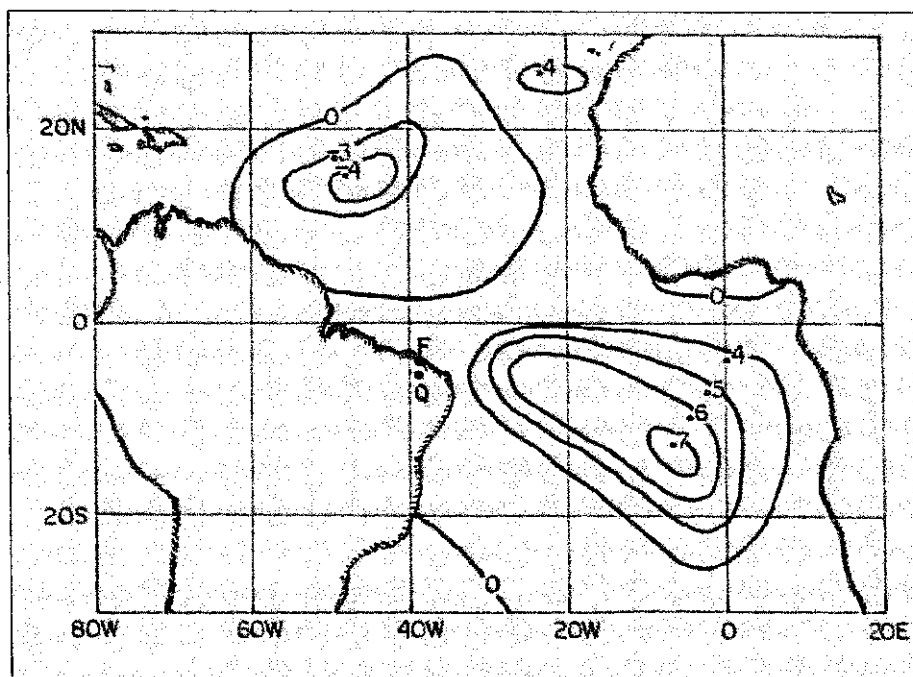


FIGURA 2.1 - Coeficientes de correlação entre a anomalia de TSM, em março, sobre o Atlântico, e a precipitação média (FMAM) para Quixeramobim (Q) e Fortaleza (F) no estado do Ceará. Fonte: Moura e Shukla (1981).

2.1.3 Considerações Climáticas Intrasazonais

Além das considerações climáticas já mencionadas, há que se considerar os mecanismos na escala de tempo intrasazonal que também interferem na distribuição das chuvas no NEB. Inicialmente, descreve-se o fenômeno Oscilação de 30-60 dias, e, em seguida, são feitos comentários acerca dos principais sistemas sinóticos que atuam no sentido de favorecer ou reduzir as precipitações pluviométricas nesta região, que são: a Zona de Convergência Intertropical; as bandas de nebulosidade associadas às

Frentes Frias oriundas do sul do Brasil; os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior; a Zona de Convergência do Atlântico Sul; e os Distúrbios Ondulatórios de Leste.

2.1.3.1 Oscilação de 30-60 dias

A fluutuabilidade nas características de parâmetros de grande escala e sua influência na convecção da atmosfera tropical, a exemplo do que ocorre com o fenômeno ENOS, também foi verificada em outro fenômeno de escala global, a Oscilação de 30-60 dias ou Oscilação de Madden e Julian (OMJ), em reconhecimento aos autores que a estudaram no início da década de 70. A Oscilação de 30-60 dias pode ser definida como uma onda de número 1 (um cavado e uma crista ao redor do globo) que se propaga para leste na faixa equatorial da Terra (Weickmann, 1983). Alguns dos principais aspectos observacionais da Oscilação de 30-60 dias, conforme citado em Knutson e Weickmann (1987) são:

- i) ser caracterizada por anomalias, em escala global, nos campos de vento e convecção tropicais, inclusive com uma modulação nas atividades de monção do HN e HS;
- ii) apresentar uma periodicidade que pode variar entre 30 e 60 dias;
- iii) as anomalias de convecção e de circulação associadas com a oscilação tendem a se propagar para leste com o tempo;
- iv) nos trópicos, as anomalias do vento zonal na baixa e alta troposfera estão fora de fase na escala de tempo de 30-60 dias;
- v) a oscilação não apresenta variação sazonal sistemática, em amplitude e periodicidade, mas apresenta sazonalidade nas regiões de máxima variabilidade de ROL e na resposta extratropical;
- vi) há evidências de uma associação entre flutuações na convecção tropical e anomalias da circulação em médias latitudes na escala de tempo de 30-60 dias;
- vii) oscilações atmosféricas intrasazonais, caracterizadas por propagação para leste das anomalias do vento tropical de grande escala, foram observadas nos modelos de circulação geral.

Estudos posteriores também identificaram sinais característicos na propagação para leste da convecção tropical, através de campos de ROL e ventos nos baixos e altos níveis (Weickmann e Khalsa, 1990), e nas flutuações extratropicais da altura geopotencial no HS (Graves e Stanford, 1989) e suas possíveis conexões com a OMJ. Sinais da Oscilação de 30-60 dias foram igualmente relacionados com a precipitação tropical, anomalias de ROL e anomalias da circulação troposférica superior, durante o verão, sobre a América do Sul (Kayano et al., 1990 e 1991; Kousky e Kayano, 1994). Portanto, a OMJ está relacionada, de modo geral, com anomalias da circulação atmosférica e convecção tropicais que se propagam para leste ao redor do globo com uma periodicidade entre 30 e 60 dias.

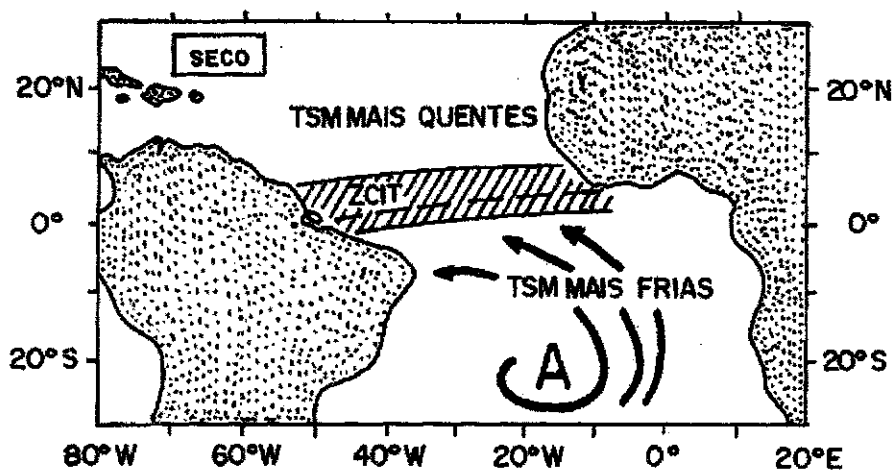
2.1.3.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é formada a partir da interação entre a confluência dos ventos alísios, a região do cavado equatorial, as áreas de máxima temperatura da superfície do mar e de máxima convergência de massa. De acordo com Ferreira (1996), vários foram os trabalhos que estudaram a influência da ZCIT nas precipitações observadas sobre os continentes africano, americano e asiático. Na região do Oceano Atlântico Equatorial, a ZCIT é o principal fator que influencia na produção de precipitação do norte do NEB (Uvo, 1989). O movimento ascendente de ar, gerado pela convergência dos ventos alísios nos baixos níveis, é facilmente observado nas fotos de satélite pela área de nebulosidade convectiva que se forma na faixa equatorial em volta do globo.

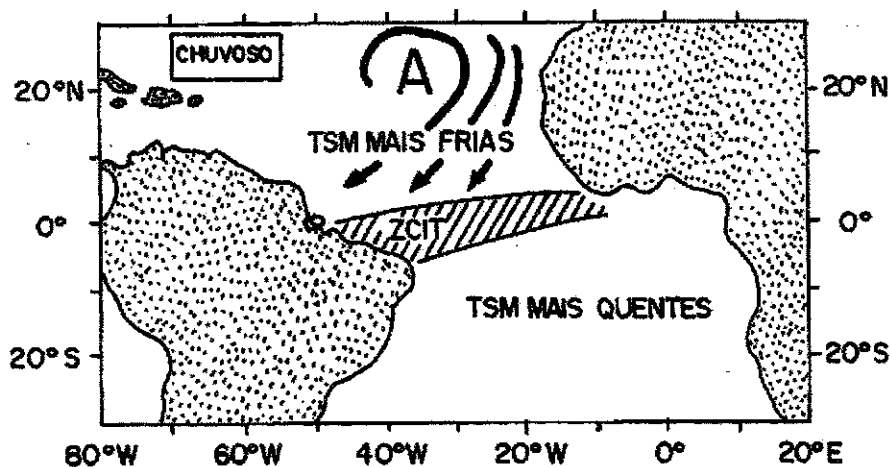
O Maranhão (norte e centro), Piauí (norte e centro), Ceará, Rio Grande do Norte, sertões da Paraíba e Pernambuco são, dentre os estados nordestinos, aqueles que mais recebem a influência da ZCIT. Nesta área, a estação chuvosa vai de janeiro a junho com máximos de precipitação durante março e abril, meses nos quais este sistema atua de forma mais sistemática.

Hastenrath e Heller (1977) enfatizaram que estações chuvosas extremamente deficientes ou abundantes estariam relacionadas com o deslocamento das Altas Subtropicais do Atlântico Sul (AAS) e Norte (AAN) em direção ao equador, conforme visualizado na Figura 2.2, seqüências a e b. Anos de seca, por exemplo, estão associados com a expansão das AAS em direção ao equador e a retração da AAN em

direção ao pólo (Figura 2.2a), conjuntamente com o deslocamento para o norte do cavado equatorial. Nestes anos, a ZCIT deverá se posicionar, provavelmente, ao norte de sua posição climatológica. O inverso ocorre em anos chuvosos, ou seja, deslocamento da AAN em direção ao equador e retração da AAS em direção ao polo, quando o posicionamento da ZCIT atinge até 5° a 6° de latitude sul (Figuras 2.2b e Figura 2.3). Esses pesquisadores verificaram ainda que, a TSM, durante estações chuvosas deficientes no NEB, apresenta anomalias positivas no Atlântico Norte e Pacífico Equatorial Leste e negativas no Atlântico Equatorial e Sul.



(a)



(b)

FIGURA 2.2 - Ilustração esquemática do posicionamento da ZCIT em a) anos secos e b) anos chuvosos no NEB. A circulação dos sistemas de alta pressão (A), de ambos os hemisférios, está indicada por flechas, também Indicadoras dos ventos alísios de nordeste no Hemisfério Norte (HN) e sudeste no Hemisfério Sul (HS).

Fonte: Nobre e Molion (1985).

Estudos mais recentes, Marengo e Hastenrath (1993) e Marengo et al (1993), citados por Climanálise (1996), relacionaram o posicionamento da ZCIT no Atlântico Equatorial, com a ocorrência do episódio ENOS e mostraram que durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico Equatorial Central, a ZCIT situa-se anormalmente ao norte de sua posição climatológica sobre o Atlântico Tropical.

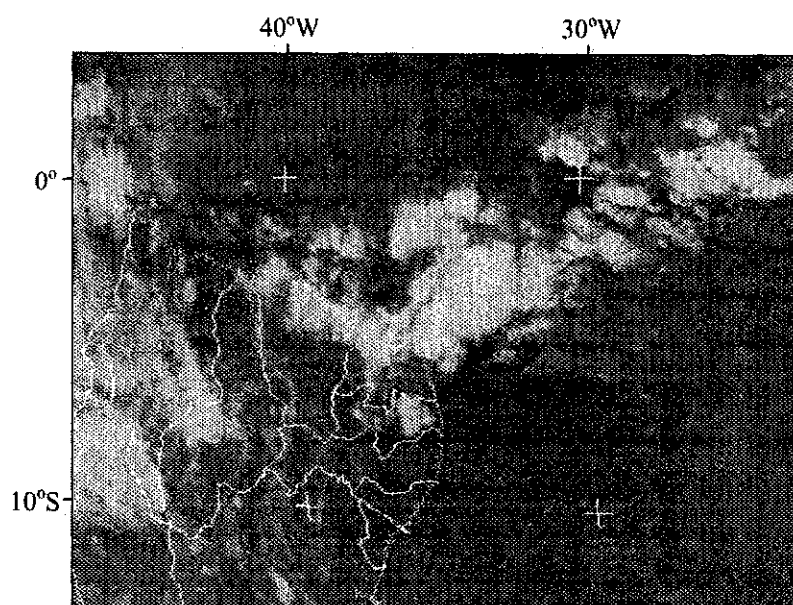


FIGURA 2.3 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, ilustrativa da ZCIT influenciando o setor norte do NEB em 15/03/94 às 18:00 TMG (Imagem gentilmente cedida pelo DCA/UFPB)

Posicionamentos da ZCIT ao norte de sua climatologia, quer seja por efeitos de escala planetária quer seja por efeitos de escala sinótica, quando ocorrem nos meses que estão inseridos no início da estação chuvosa para o setor leste do NEB (abril e maio), favorecem o surgimento de períodos de estiagem. A Figura 2.4, extraída do PBCLIMA (1996a) exemplifica um episódio ocorrido em 24/05/96, em que a ZCIT encontra-se numa posição mais setentrional. Neste mesmo período, verificaram-se ocorrências de períodos de estiagem que oscilaram entre 15 a 25 dias sobre todo estado da Paraíba. O posicionamento da ZCIT, embora sua média climatológica, nesta época do ano, verifique-se ao norte do equador (Apêndice B), ainda poderia influenciar às chuvas do setor norte do NEB, em conjunto com a formação de nebulosidade associada à propagação de Distúrbios de Leste nesta época do ano.

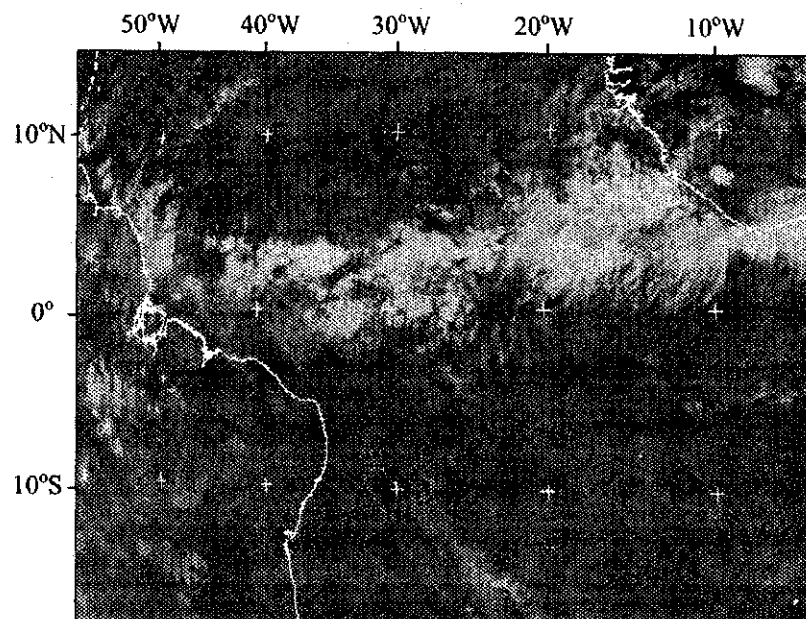


FIGURA 2.4 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento da ZCIT ao norte do equador em 24/05/96 às 12:00 TMG.
Fonte: PBCLIMA (1996a).

2.1.3.3 Sistemas Frontais

Segundo Cavalcanti (1993), os sistemas frontais são originados a partir do encontro de massas de ar com propriedades diferentes no tocante à temperatura e umidade. As principais massas de ar com características diferentes são denominadas de massas de ar polar (continental ou marítima) e tropical (continental ou marítima), as quais podem ser modificadas quando se deslocam para regiões com características distintas. À medida que o contraste de temperatura entre as massas de ar aumenta ocorre o processo denominado de frontogênese (formação da frente). Um sistema frontal clássico, é geralmente composto por uma frente fria, uma frente quente e um centro de baixa pressão na superfície chamado ciclone. A superfície frontal tem uma inclinação que mostra o ar frio penetrando sob ar quente, sendo com isso elevado. Por outro lado, quando o contraste de temperatura através da frente diminui ela reduz a intensidade e se dissipa. As Regiões Sul e Sudeste do Brasil são denominadas regiões frontogênicas, nas quais as frentes podem se formar ou intensificar (Satyamurty e Matos, 1989).

Embora as maiores frequências de sistemas frontais ocorram em latitudes mais altas (Oliveira, 1986), as influências frontais observadas na parte sul e na costa leste do NEB foram reconhecidas por Serra (1941) e por Kousky (1979), como importantes mecanismos causadores de chuvas no NEB. O avanço de frentes frias para posições mais ao norte ocorre principalmente na primavera e no verão do Hemisfério Sul, no período de novembro a fevereiro, com pico máximo em dezembro. Ressalta-se que, grande parte do estado da Bahia, deve a maior parte de sua cota anual de precipitação às bandas de nebulosidade associadas à sistemas frontais.

Assim como a ZCIT, uma frente fria é facilmente visualizada numa imagem de satélite através da nebulosidade a ela associada. As Figuras 2.5 e 2.6, respectivamente, ilustram o posicionamento de bandas de nebulosidade, sobre o sul do NEB, originadas por uma Frente Fria em duas situações distintas: *i)* interagindo com aglomerados de nuvens provocados pela propagação de distúrdios de leste, durante o outono no Hemisfério Sul; *ii)* atuando de forma isolada durante o início do verão 95/96 e provocando áreas de instabilidade em grande parte do Nordeste.

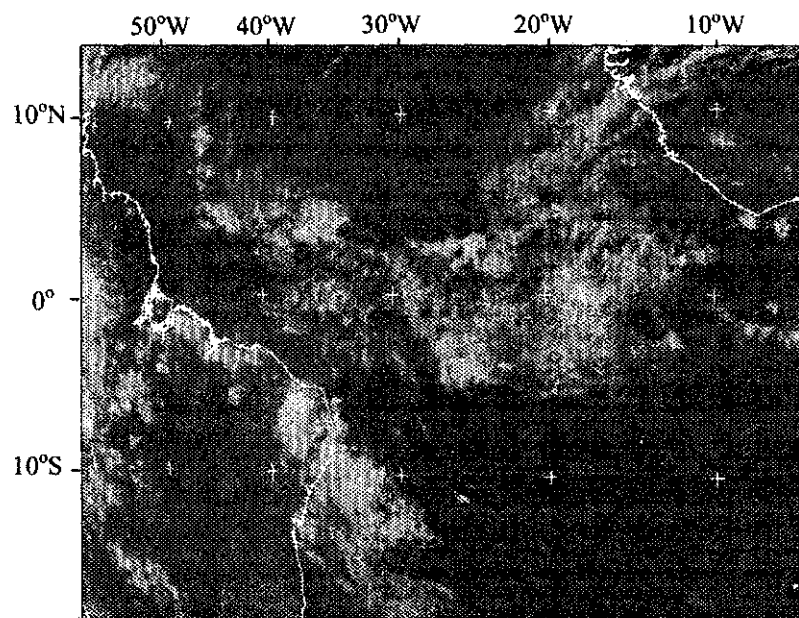


FIGURA 2.5 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa de resquícios de uma frente fria que avançou sobre o Bahia, interagindo com aglomerados de nuvens associados à Distúrdios de Leste em 29/04/96 às 00:00 TMG.
Fonte: PBCLIMA (1996b).

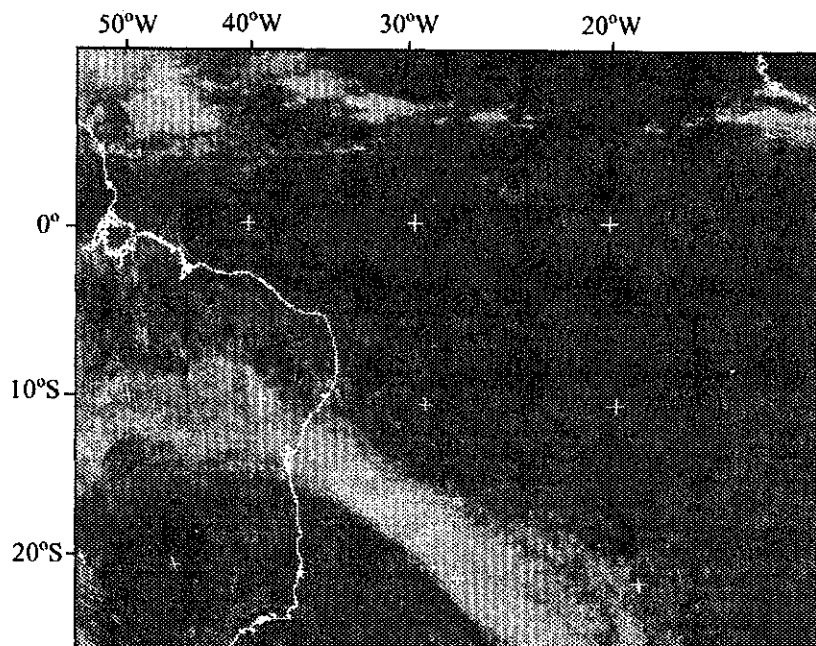


FIGURA 2.6 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento de uma banda de nebulosidade sobre a parte central da Região Nordeste do Brasil, associada a sistema frontal, em 21/11/95 às 12:30 TMG.
Fonte: PBCLIMA (1995).

2.1.3.4 Vórtice Ciclônico de Ar Superior (VCAS)

Os vórtices ciclônicos, também denominados de baixas frias, são formados na alta troposfera, e foram notados inicialmente por Frank (1970) e Dean (1971). A presença desses vórtices sobre o NEB, em cartas médias mensais dos ventos nos níveis de 300 e 200 mb, está relacionada com a circulação geral da atmosfera e sua posição varia ao longo da costa leste do NEB, podendo se deslocar lentamente do oceano para o continente e vice-versa (Aragão, 1975; Gan, 1982; Lacava, 1995 e Calbete e Satyamurty, 1996).

A parte central do vórtice apresenta movimento vertical descendente de ar seco e frio, o que justifica a ausência de precipitação na área localizada abaixo dele. Por outro lado, as regiões adjacentes ao centro do vórtice, apresentam movimentos verticais ascendentes de ar quente e úmido, com precipitação (Gan, 1982). A precipitação mais intensa é observada quando o vórtice se estende até o nível de 700 mb (Aragão, 1975). Em geral, o centro do vórtice situa-se sobre o oceano e a área de precipitação sobre o

NEB. Análises observacionais mostram que a duração deste sistema pode ser de vários dias até 3 (três) semanas.

Os vórtices ciclônicos que penetram no NEB são de origem tropical, formam-se em geral sobre o Oceano Atlântico Sul e são observados nos meses de setembro a abril, com maior frequência no mês de janeiro (Gan e Kousky, 1986). Portanto, eles têm a sua ocorrência preferencial nos meses de verão (Virji, 1981; Kousky e Gan, 1981), época do ano em que o escoamento em 200 hPa, sobre a região da América do Sul, é mais meridional. Este caráter meridional no verão é resultado do intenso aquecimento do continente, desencadeando o desenvolvimento de um anticiclone em 200 hPa (Alta da Bolívia), sobre o continente, e de um cavado sobre o Atlântico Sul (Figura 2.7). As variações na Alta da Bolívia estão igualmente relacionadas com o avanço de frentes frias através do continente (Oliveira, 1986).

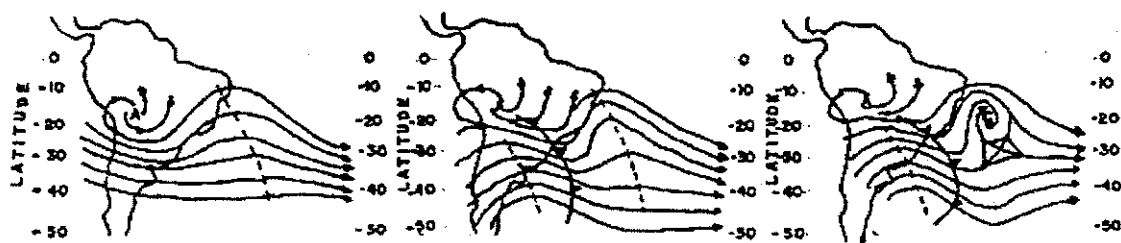
Dessa forma, uma das razões para a formação destes vórtices ciclônicos é a existência de frentes frias, provenientes do sul, que avançam muito sobre áreas subtropicais associadas com a Alta da Bolívia (Kousky e Gan, 1981; Gan, 1981). Em alguns casos, estes sistemas frontais ficam estacionários sobre a Região Sudeste, onde causam chuvas mais persistentes (Calbete e Satyamurty, 1996).

Lacava (1995) destacou duas formas de atuação de faixas de nebulosidade convectiva que atingem o NEB, principalmente nos meses de verão. Numa destas formas, denominada tipo S, elas seriam originadas por sistemas frontais semi-estacionários que avançam através do sudeste do Brasil e interagem com vórtices ciclônicos sobre o Oceano Atlântico Sul, adjacente à costa brasileira.

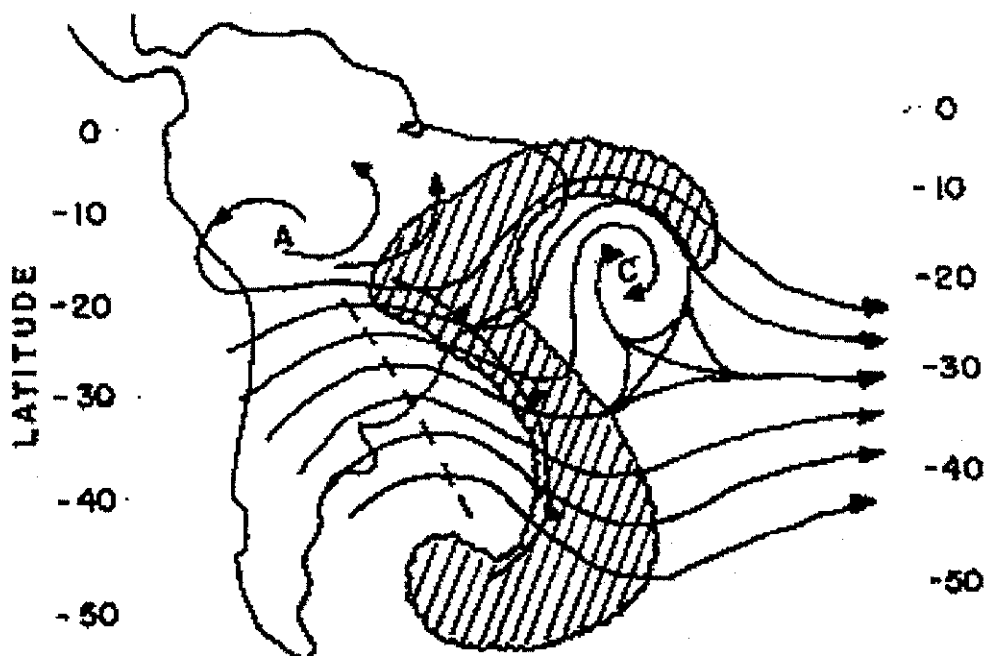
Através da imagem de satélite, ilustrada na Figura 2.8, pode-se visualizar o tipo de configuração da nebulosidade associada à formação de um Vórtice que atuou, sobre o norte do NEB, durante a estação chuvosa de 1996.

2.1.3.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que consiste de uma banda de nebulosidade com orientação noroeste/sudeste e que se estende desde a região amazônica até o sudeste do Atlântico Sul (Kousky, 1988), é caracterizada pela



(a)



(b)

FIGURA 2.7 - Seqüência esquemática da formação de VCAS, em 200 hPa, sobre o Oceano Atlântico Sul. A área hachurada indica a formação de nebulosidade convectiva na periferia do VCAS.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

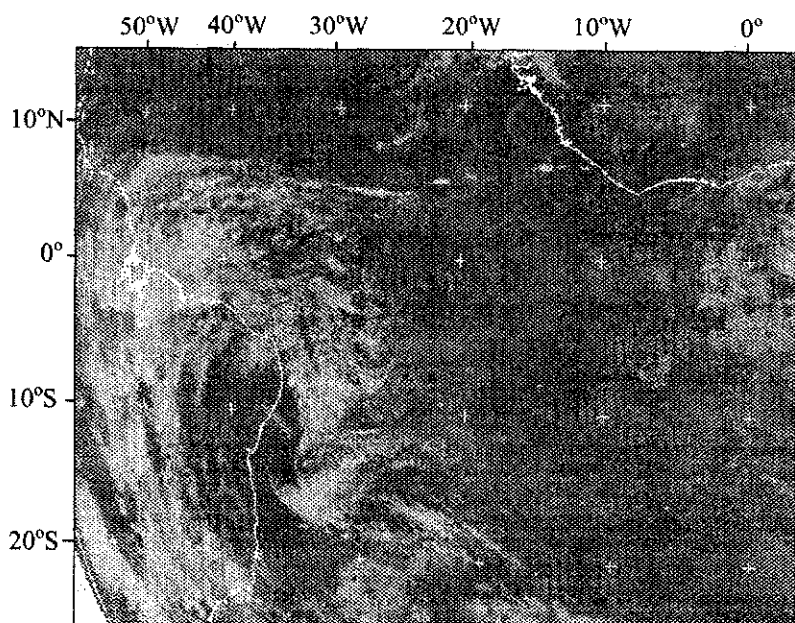


FIGURA 2.8 - Imagem do satélite METEOSAT 5, setorizada, no canal infravermelho, indicativa do posicionamento de um Vórtice Ciclônico, sobre o NEB, em 05/01/96 às 00:00 TMG.
Fonte: PBCLIMA (1996c).

associação de vários fenômenos, entre eles, o deslocamento de sistemas frontais provenientes de áreas ao sul do continente sul-americano e conseqüente interação com a convecção tropical durante os meses de verão do Hemisfério Sul. A estacionaridade da ZCAS, por vários dias, modifica o regime de chuvas das regiões afetadas (Quadro, 1994).

Quadro (1994), além dos sistemas frontais, observou que durante a ocorrência da ZCAS também se verifica a presença de VCAS ou de um cavado em altos níveis, sobre o Nordeste e áreas oceânicas adjacentes, particularmente durante episódios de El Niño. Já segundo Sakamoto (1993), a presença da ZCAS nem sempre implica na existência concomitante da Alta da Bolívia e dos Vórtices no Nordeste, ou vice-versa.

Lacava (1995), identificou uma segunda forma de faixas de nebulosidade convectiva, denominada tipo A, a qual está associada à ZCAS e influencia principalmente na ocorrência de precipitação sobre as regiões sul, central e oeste do NEB nos meses de outubro a novembro.

2.1.3.6 Distúrbios Ondulatórios de Leste

Durante os meses de outono e inverno do hemisfério sul é comum o surgimento de agrupamentos de nuvens que se movem sobre Atlântico Tropical Sul, de leste para oeste, até atingirem à costa leste do NEB e provocarem chuvas em áreas costeiras que vão do leste do Rio Grande do Norte até o nordeste da Bahia. Essa área, que engloba a Zona da Mata, apresenta um máximo pluviométrico entre os meses de maio e junho (Kousky, 1979).

Estes agrupamentos de nuvens são comumente denominados Aglomerados Convectivos (ACs) e estão associados à presença de Distúrbios Ondulatórios de Leste. No acompanhamento visual e diário de imagens de satélite, pôde-se constatar que os ACs são caracterizados por nebulosidade estratiforme (indicadora de chuva moderada) e, eventualmente, células de nuvens cumulonimbus (indicadoras de chuvas mais intensas), conforme ilustrado mais adiante neste trabalho.

Spinoza (1996) comenta que um dos primeiros pesquisadores a detectar os Distúrbios de Leste foi Dunn (1940), através do deslocamento, de leste para oeste, de um cavado nos campos de pressão num período de 24 horas na região do Caribe.

Yamazaki (1975) observou a formação de instabilidade barotrópica no escoamento de leste, na região do Atlântico Tropical Sul, no período coincidente com a estação chuvosa do setor leste do NEB. Posteriormente, Yamazaki e Rao (1977) notaram a propagação, para leste, dos ACs desde a longitude de 10°E até à costa leste do Brasil, com uma velocidade de aproximadamente 10° de longitude (1100 Km) por dia e comprimento de onda estimado em 4000 Km, durante o inverno do Hemisfério Sul.

Variabilidades sazonais no comprimento de onda destes distúrbios também foram identificadas em Chan (1990), que analisou totais diários de vento, temperatura do ar e ROL, e mostrou que os Distúrbios Ondulatórios que se propagam de leste para oeste sobre o Oceano Atlântico Sul, próximo à costa da América do Sul, apresentam ondas mais curtas (em torno de 4.800 Km) e lentas (velocidade de fase de 11 m/s) no outono, e ondas mais longas (em torno de 6.200 Km) e rápidas (12 m/s) durante o inverno. Contudo, Silvestre (1996) encontrou que os menores comprimentos de onda ocorrem no inverno e variam entre 3500 Km e 4000 Km, enquanto no verão podem

chegar a 7000 Km, e mostrou também que a velocidade de fase destes distúrbios varia entre 10 e 14 m/s.

Os Distúrbios de Leste também ocorrem no Atlântico Tropical Norte, entre os meses de março a setembro, e estão frequentemente associados a formação de ciclones tropicais ou furacões (Aragão, 1990).

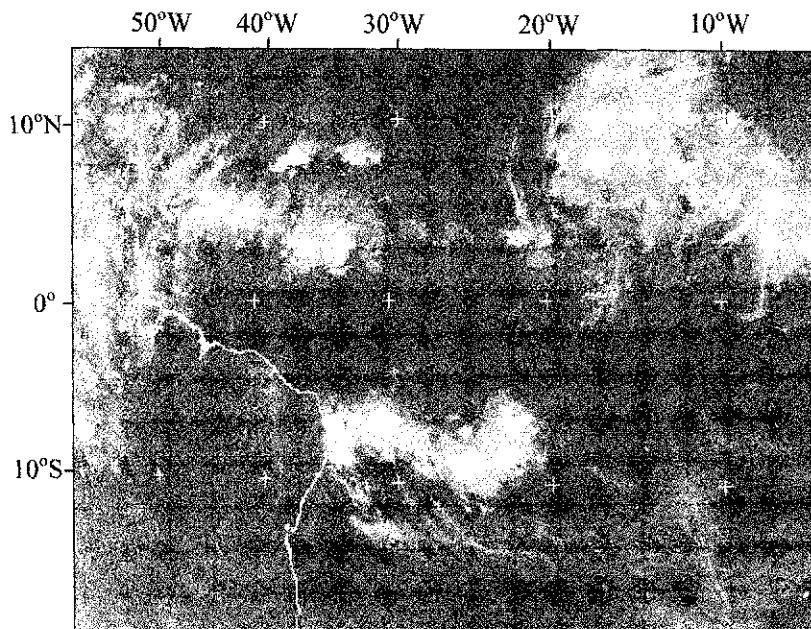
A Figura 2.9 (a e b) ilustra a atuação de um aglomerado convectivo que se propagou em direção à costa leste do NEB e produziu totais de precipitação superiores a 50 mm em algumas localidades da Paraíba (PBCLIMA, 1996d).

2.1.4 Considerações Climáticas Diárias

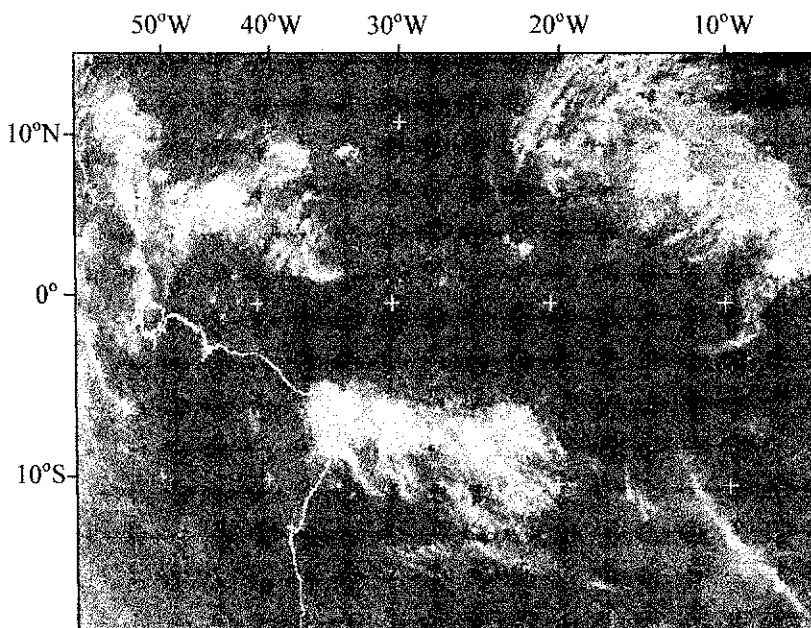
Dentre os vários aspectos de mesoescala que podem interferir na redução ou intensificação das chuvas de determinada área do Nordeste, destacam-se os efeitos de brisa, marítima e terrestre na faixa litorânea, e de ventos tipo vale-montanha no interior.

2.1.4.1 Brisa Marítima e Terrestre

Além das influências dos sistemas frontais e dos Distúrbios de Leste nos episódios de chuvas intensas no setor leste do NEB (Kousky, 1979), as áreas costeiras nos setores norte e leste do NEB são igualmente afetadas pelos efeitos de brisas marítima e terrestre, destacando-se as maiores ocorrências de precipitação no período noturno (mais que 50%) devido à brisa terrestre Kousky (1980). Evidentemente, a convergência causada pela brisa terrestre e os alísios de leste/sudeste são um importante mecanismo gerador das precipitações noturnas. Por outro lado, as áreas afastadas da costa, entre 100 e 300 km, têm uma máxima precipitação diurna associada com a brisa marítima e este valor máximo ocorre quando existe um contraste acentuado entre a TSM e a temperatura da terra. Isso é frequentemente observado no final do outono e no início do inverno (maio, junho e julho).



(a)



(b)

FIGURA 2.9 - Imagens do satélite METEOSAT 5, setorizadas, no canal infravermelho, mostrando a propagação de um aglomerado convectivo, que atingiu o setor leste do NEB em a) 02/06/96 às 06:00 TMG e b) 02/06/96 às 12:00 TMG.
Fonte: PBCLIMA (1996d).

O mecanismo físico que determina a ação das brisas marítima e terrestre foi discutido por Kousky e Elias (1982). Consiste basicamente do aquecimento e resfriamento diferenciais que se estabelecem entre as superfícies do continente e do oceano. As Figuras 2.10a e 2.10b Ilustram, através de um diagrama esquemático, as condições atmosféricas observadas nos casos de brisas marítima e terrestre. Na primeira configuração (Figura 2.10a), que ocorre durante o dia, o aquecimento sobre áreas continentais resulta em maiores valores de espessura quando comparados àqueles das áreas oceânicas vizinhas. Desta maneira, pressão relativamente baixa desenvolve-se próximo à superfície, sobre o continente, e pressão relativamente alta é observada sobre o oceano. Como consequência, haverá movimento ascendente (convergência em baixos níveis), sobre a superfície terrestre, e descendente (divergência em baixos níveis) sobre a superfície da água. Na situação noturna (Figura 2.10b), verifica-se a configuração inversa, com o estabelecimento de movimento descendente (subsidente) sobre o continente e ascendente sobre a superfície oceânica.

A maior ou menor atividade convectiva associada ao efeito das brisas marítima ou terrestre dependerá de influências da circulação atmosférica e da temperatura das superfícies oceânicas e continentais. Os fenômenos de grande escala, sobrepondo-se ao escoamento de mesoescala, reforçam ou inibem os efeitos provocados pelas circulações locais do tipo brisa marítima ou terrestre (Riehl, 1979).

2.1.4.2 Linhas de Instabilidade (LIs)

Associada à brisa marítima há, algumas vezes, o desenvolvimento de uma linha de nuvens cumulonimbus na costa norte-nordeste da América do Sul, que pode se propagar como Linhas de Instabilidade (LIs) continente adentro (Cavalcanti, 1982). A formação destas LIs, por sua vez, variam acompanhando a posição latitudinal da ZCIT. Nos meses nos quais não há desenvolvimento de uma linha convectiva na costa norte do NEB ou a ZCIT está deslocada para sua posição mais ao norte (inverno no HS), ou há forte movimento subsidente na costa do NEB, causado pela convergência na parte oeste do continente (primavera no HS).

A propagação destas LIs beneficiam, com chuvas, áreas interiores do continente na costa norte do NEB. Dependendo do escoamento de grande escala, a

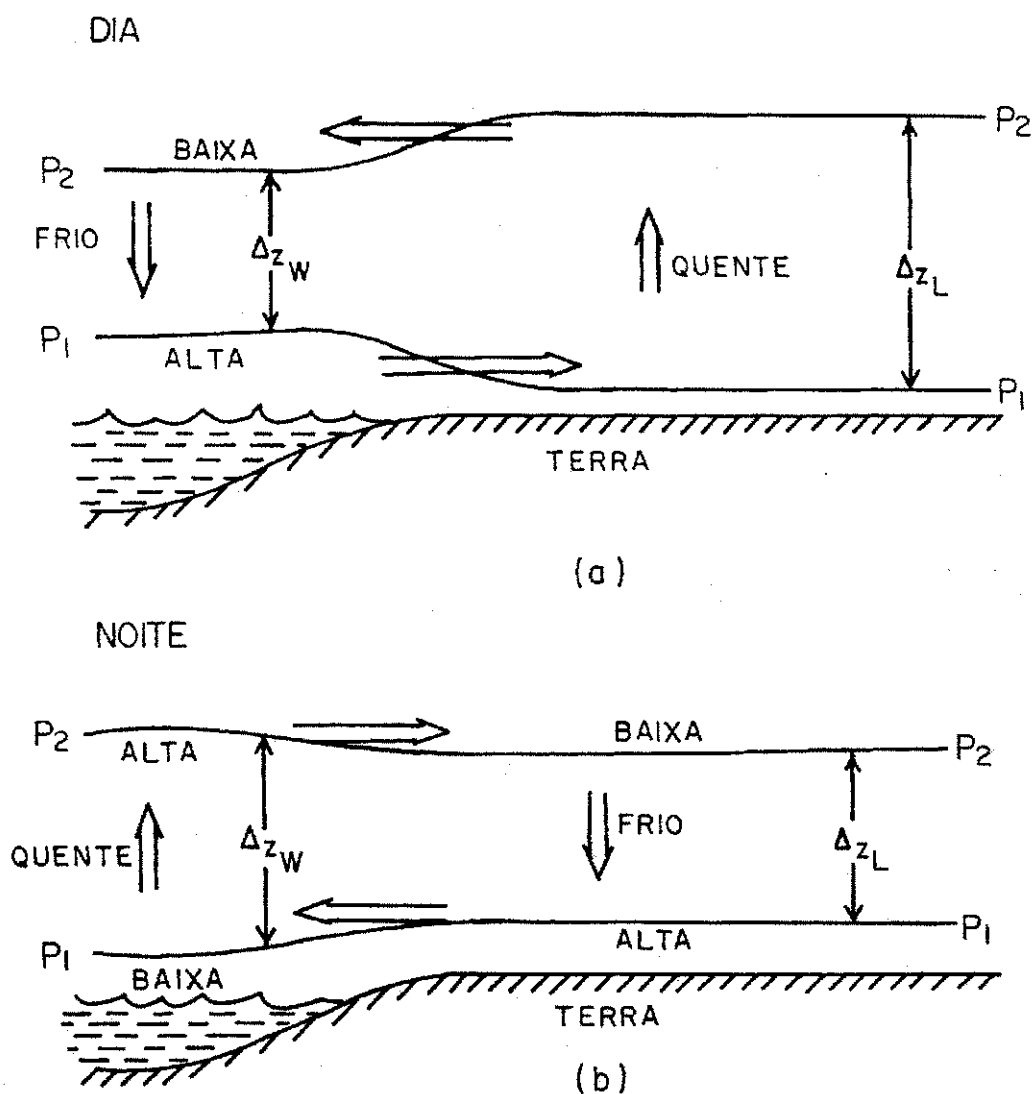
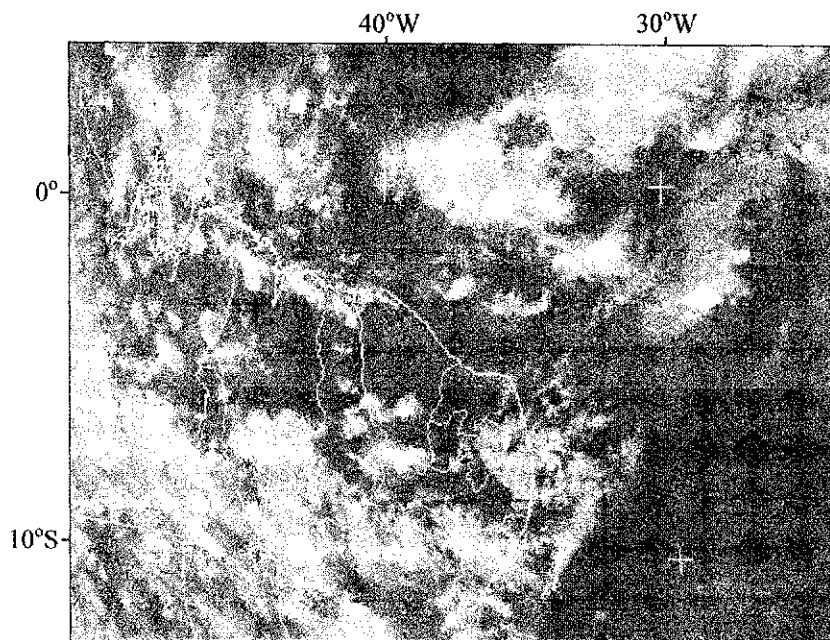


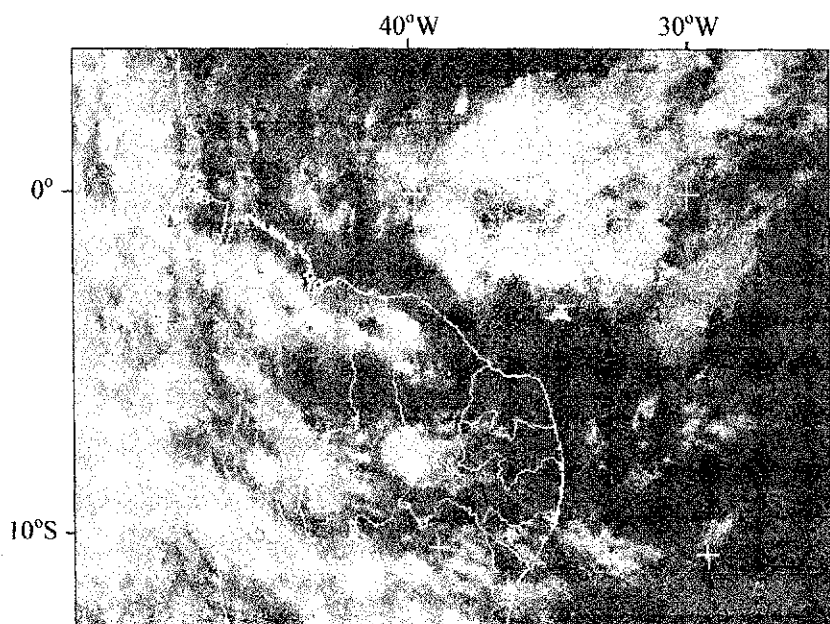
FIGURA 2.10 - Ilustração esquemática dos mecanismos físicos associados ao efeito de brisa marítima (Figura 2.10a) e terrestre (Figura 2.10b).

Fonte: Kousky e Elias (1982).

penetração em direção ao interior pode ser superior a 100 ou 200 km (Kousky, 1980). As Figuras 2.11a e 2.11b ilustram a propagação de uma linha de instabilidade a partir da costa norte do NEB (Maranhão e Piauí) durante o outono de 1997. Observa-se, nestas imagens, a ZCIT com nebulosidade convectiva bastante intensa sobre a faixa equatorial entre 30° W e 40°W.



(a)



(b)

FIGURA 2.11 - Imagens do satélite METEOSAT 5, setorizadas, no canal infravermelho, mostrando o deslocamento, continente adentro, de uma Linha de Instabilidade ao longo do setor norte do NEB em a) 23/04/97 às 18:00 TMG e b) 24/04/97 às 00:00 TMG (Imagens gentilmente cedidas pelo LMRS-PB).

2.1.4.3 Ventos Vale-Montanha

Apresenta mecanismo de formação semelhante aos de brisa marítima e terrestre, ou seja, são produzidos pelo aquecimento diferencial do ar nas encostas das montanhas e sobre os vales. Estão associados aos efeitos orográficos muito comuns no vale do São Francisco, extremo oeste da Paraíba, sul e oeste do Ceará e em outras áreas serranas, no caso específico da Região Nordeste.

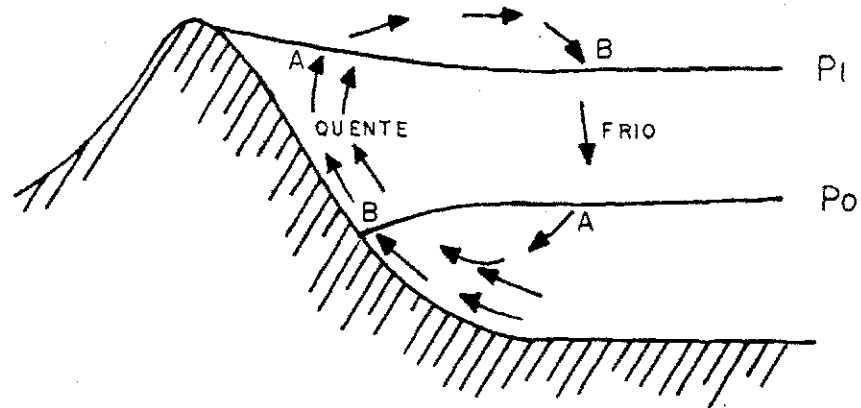
Kousky e Elias (1982) ilustraram o mecanismo de formação da circulação vale-montanha, onde o aquecimento diurno, ao longo das encostas das montanhas, resulta numa maior espessura entre as superfícies de pressão, sobre esses locais, do que naqueles que se encontram na mesma elevação sobre os vales adjacentes. Isto produz movimento ascendente ao longo das encostas das montanhas e movimento subsidente sobre os vales (Figura 2.12a). Na configuração inversa, o resfriamento radiativo ao longo das encostas das montanhas implica em temperaturas mais baixas do que as encontradas no mesmo nível acima dos vales, resultando em uma menor espessura entre as superfícies de pressão, sobre as encostas, e maior espessura sobre os vales. Como consequência, ocorre movimento subsidente encosta abaixo e movimento ascendente sobre os vales (Figura 2.12 b).

Ramos (1975) afirmou que o efeito vale-montanha pode gerar mais convecção no interior do NEB, quando associado a sistemas meteorológicos que se propagam de leste para oeste.

2.2 Regimes de Precipitação do NEB

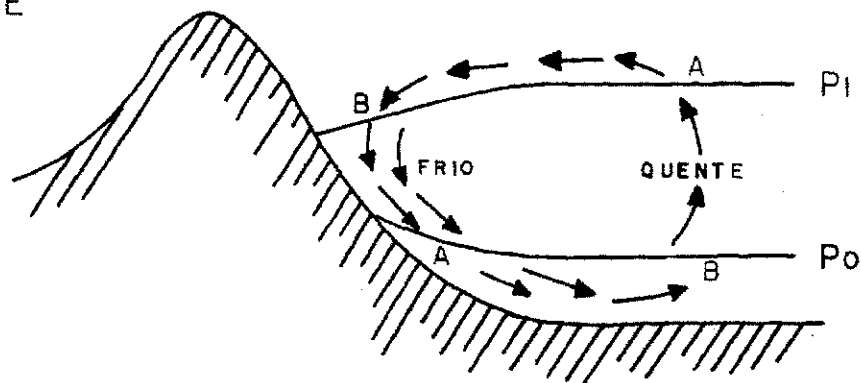
No que se refere à distribuição espacial e temporal das chuvas, os regimes de precipitação do NEB foram analisados por Kousky (1979) e Kousky (1985). A grande variabilidade observada, na distribuição dos totais anuais de precipitação, é facilmente comprovada, tendo em vista que estes totais variam de valores superiores a 2000 mm nas áreas costeiras do leste da Região até valores inferiores a 400 mm em áreas situadas no interior, a exemplo do Cariri paraibano e do Raso da Catarina na Bahia.

(a) DIA



ENCOSTA ACIMA

(b) NOITE



ENCOSTA ABAIXO

FIGURA 2.12 - Ilustração esquemática dos mecanismos físicos associados ao efeito de ventos do tipo vale-montanha no período diurno (Figura 2.12a) e no período noturno (Figura. 2.12b).
Fonte: Kousky e Elias (1982).

Kousky (1979), analisando um conjunto de 23 postos no período de 1931 a 1960, identificou três máximos de precipitação sobre o NEB (Figura 2.13), os quais denominou de regimes de precipitação. O primeiro ocorre nos meses de março e abril e engloba os estados do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte e interior dos estados da

Paraíba e Pernambuco; o segundo máximo pluviométrico ocorre nas áreas costeiras, desde o leste do Rio Grande do Norte até o sul da Bahia, e apresenta picos de precipitação no período da maio a julho, e o terceiro, com máximo de precipitação em dezembro, ocorre sobre o centro e sul da Bahia. As áreas que fazem a interface entre estes regimes, centro-norte da Bahia, podem apresentar dois períodos com máximos de precipitação, um em dezembro e outro em março. Estas características na discriminação dos regimes de chuva do NEB foram igualmente obtidas por Strang (1972).

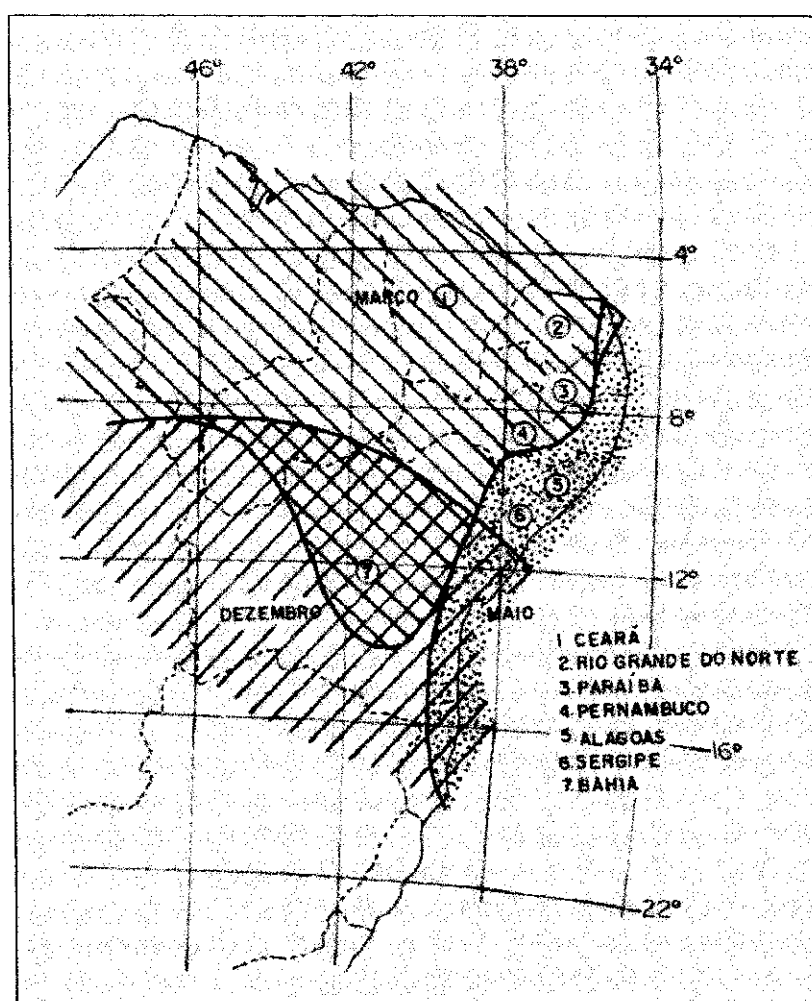


FIGURA 2.13 - Distribuição espacial dos meses nos quais a precipitação média mensal no NEB atinge um valor máximo.
Fonte: Kousky (1979).

Silva (1985) analisou totais diários de precipitação, sobre o estado da Paraíba no período de 1940 a 1977 e encontrou quatro regimes pluviométricos neste

estado. Nestes regimes, os meses mais chuvosos são: março na parte centro-oeste (regiões do sertão, cariri e curimataú) e junho no setor leste (regiões do agreste, brejo e litoral), em acordo com as áreas delimitadas na Figura 2.13. O trabalho desenvolvido por Lima (1991) também identificou o quadrimestre abril a julho (AMJJ) como sendo o mais representativo do litoral leste do NEB.

Aragão (1975) mencionou que, de modo geral, o período chuvoso do Nordeste tem início em dezembro, no sudoeste da Região, e finda em julho, no leste da Região. Já o período mais seco tem início em julho e se prolonga até dezembro, sendo setembro o mês mais seco.

2.3 Aspectos da Previsibilidade Climática do NEB

Hastenrath (1990) mostrou que a variabilidade interanual da precipitação no Nordeste do Brasil, no período de março a setembro (MS) pode ser explicada em 52%, pelo total da precipitação ocorrida durante a pré-estação no período de outubro a janeiro (OJ), a qual é considerada preditor em potencial. Contudo, a variância da precipitação no período MS também pode ser explicada em até 70% caso sejam usadas como preditores adicionais a componente meridional do campo do vento à superfície sobre o Atlântico Tropical (AFV) e anomalias de TSM no Pacífico Equatorial (PWT) obtidas durante o mês janeiro. Embora o campo de anomalia de TSM no Atlântico Tropical (AFT) desempenhe apenas um papel secundário como preditor é a disponibilidade dos campos de TSM em tempo quase real, tanto no Atlântico quanto no Pacífico, que torna possível a utilização dos índices no sentido de usá-los como preditores junto ao total de chuvas da pré-estação outubro-janeiro (OJ).

Ainda no trabalho de Hastenrath (1990), foram feitas correlações lineares, análise de Função Ortogonal Empírica (EOF) e regressão múltipla com alguns possíveis preditores, destacando-se as componentes zonal (u) e meridional (v) do campo do vento no Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial, Índice de Oscilação Sul (IOS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Também foi utilizado um conjunto de séries temporais de precipitação para 27 estações espacialmente distribuídas no estado do Ceará, e proximidades, do qual foram obtidos desvios normalizados médios anuais de 1911-42, de 1948-57 e de 1958-87 considerados respectivamente, conjunto de dados dependentes (TRAINING PERIOD) e independentes (FORECASTING PERIOD).

Conforme mencionado anteriormente, o índice de precipitação OJ foi considerado por Hastenrath (1990) o melhor preditor das chuvas que ocorrem de março-setembro (MS). Inicialmente, este índice foi utilizado como única entrada (modelo 1) e explicou 34% da variância das chuvas de MS para o conjunto de dados "dependentes" e 37% para o período "independente", sendo que, no período 1968-87, a variância explicada foi de até 52%. Tomando-se como entrada além de OJ, os preditores PWT e AFT (modelo 3), as variâncias de MS para os períodos anteriormente citados foram iguais a 40%, 41% e 50%, respectivamente, havendo razoável melhoria relativamente ao modelo 1. Os modelos de regressão, que utilizaram observações de OJ, SOI, PWT e AFT como preditores, os modelos 1 e 3 foram os que apresentaram os melhores desempenhos. Entretanto, considerando maior disponibilidade temporal de preditores, ou seja, além dos anteriores, as componentes meridional (AFV) e zonal (AFU) do vento, obteve-se como melhor método de previsibilidade para a estação chuvosa do Nordeste o modelo 6 que utiliza OJ e AFV ao nível de significância (α) de 5% e PWT para α igual a 15%. Os resultados obtidos foram iguais a 51%, 56% e 71%, respectivamente para os períodos de 1911-42, de 1948-57 e de 1958-87. Enfim, a referida análise de regressão demonstrou o alto grau da previsibilidade dos campos de vento meridional sobre o Atlântico Tropical (AFV) em conjunto com a chuva da pré-estação (OJ) para o Nordeste do Brasil.

Segundo de Brito et al. (1991), é possível prever a estação chuvosa (fevereiro a maio) no Norte do Nordeste do Brasil (NNEB) a partir das chuvas observadas na pré-estação (outubro a janeiro). Para tanto, utilizaram totais mensais de precipitação de 1925 a 1990, Índices de Anomalias de Precipitação (IAP), levando-se em conta mudanças na definição espacial da precipitação, através de métodos de regressão linear múltipla. Estes índices padronizados foram dispostos em quatro categorias, as quais variaram de acordo com o número de postos, sendo mais representativa a categoria que utilizava 66 postos inseridos no semi-árido do Nordeste. Seqüencialmente foram feitos cálculos de coeficientes de correlação entre índices da pré-estação ($I_{pré-N}$) e estação chuvosa (I_N) para o NNEB e entre as estações chuvosas do sul do Nordeste (I_S) e do norte (I_N), obtendo-se maior correlação entre $I_{pré-N}$ e I_N , que foi igual a 0,64. Além disso, correlacionou-se $I_{pré-N}$ com desvios da ZCIT e da Zona de Confluência dos Alísios (ZCfA). Como resultado, verificou-se que a posição média da ZCIT de outubro a janeiro apresentou uma correlação significativa com $I_{pré-N}$, porém de forma indireta devido seu posicionamento mais ao norte nesta época do ano.

Correlações com TSMs no Atlântico também apresentaram alguma significância. Contudo, cuidados devem ser tomados uma vez que foram utilizados apenas 23 anos de dados de TSM. A partir daí, obteve-se um método de previsão da estação chuvosa em função do índice das chuvas ocorridas na pré-estação, gerando um índice de anomalia da precipitação durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) denominado IPFM e classificado em cinco categorias de previsão (muito seco, seco, normal, chuvoso e muito chuvoso). No período de 1981 a 1991, selecionado para testar o desempenho do modelo, apenas os anos de 1984, 1988 e 1990 não corresponderam ao que foi previsto, o que demonstrou razoável grau de acerto do modelo apresentado.

Silva (1985), considerando 32 postos pluviométricos, espacialmente distribuídos no estado da Paraíba, e utilizando uma série contendo totais diários de chuva no período de 1940 a 1977, verificou a existência de quatro regimes pluviais distintos para o Estado. Utilizou o método proposto por Devinck (1971)¹, que classifica os totais diários de chuva em 6 classes (chuva muito fraca a chuva extrema), e a frequência média anual dos dias com chuva. Posteriormente, determinou através do método dos quintis, a probabilidade, ao nível de 80%, de ocorrerem um número máximo (N_x) e um número mínimo (N_m) de dias com chuva no trimestre considerado o mais chuvoso, encontrando que os menores valores de N_x e N_m foram observados no regime denominado de R2 (sertão central) e os maiores valores no regime denominado de R4 (litoral paraibano e parte do brejo).

Outro aspecto importante de seu trabalho foi a determinação de ano "seco", "normal" ou "chuvoso", a partir da quantidade de chuva registrada nos meses que antecedem o período chuvoso de determinado regime. Dessa forma, estabeleceu um valor limite, em geral, igual ao segundo quintil (Q_2), concluindo ser mais eficiente utilizar o valor médio de Q_2 para os postos localizados dentro de um mesmo regime. Como resultado, verificou que as melhores probabilidades foram observadas nos regimes R3 e R4 (setor leste da Paraíba), sendo o mês de março aquele que antecede o período chuvoso. No caso de R1 e R2, o mês chave considerado seria, respectivamente, janeiro e fevereiro, pois estes meses antecedem os períodos chuvosos daquelas regiões. Silva (1985) mostrou, então, que o total de precipitação máximo esperado após o dia 19 de março (*Dia de São José*), no caso do sertão paraibano,

geralmente não ultrapassa ao dobro do total de precipitação registrado de 1º de janeiro a 19 de março.

Nobre (1993) verificou que são as anomalias de vento e TSM, no período de setembro a março, os parâmetros que apresentam considerável potencial prognóstico no tocante à previsibilidade sazonal das anomalias de precipitação sobre o Atlântico Equatorial e Tropical no período de março a maio (com maiores amplitudes em março e abril). Em outras palavras, resultantes da interação oceano-atmosfera sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico, são as características de dipolo de TSM e cisalhamento do vento à superfície, os modos dominantes da variabilidade interanual da TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico Tropical. Ventos alísios mais fracos estão associados com TSM's mais quentes e vice-versa, o que resulta em deslocamentos meridionais da ZCIT. Em particular, anomalias de precipitação ao sul do equador durante MAM estão relacionadas com o posicionamento da ZCIT sobre TSM's mais quentes no Atlântico Norte. Nobre (1993) constatou, também, através de análises no campo de vento e Radiação de Onda Longa (ROL) na troposfera superior que o fenômeno ENOS, sobre o Pacífico Equatorial, influencia a circulação atmosférica e TSM através de conexões nas altas latitudes do Hemisfério Norte. O referido estudo utilizou dados de ventos em cinco níveis de pressão, TSM, cisalhamento do vento à superfície, PNM, ROL e precipitação (medida e estimada) sobre o Atlântico Tropical e América do Sul (ao norte de 16°S), com períodos que variaram de 1849 a 1984, para os dados de precipitação, e de 1974 a 1990, para os dados de ROL. Os métodos utilizados consistiram em Funções Ortogonais Empíricas (EOFs), correlações e análises compostas.

Sansingolo (1992) utilizou a técnica de EOF para identificar padrões de variabilidade entre as TSM's nos Oceanos Atlântico e Pacífico. Os coeficientes temporais das componentes principais foram usados como preditores em regressões múltiplas e análise discriminante. A primeira componente principal no Pacífico foi identificada como preditora em potencial das secas do Nordeste. O coeficiente de correlação obtido entre esta componente e o IOS foi de 0,85, porém quando correlacionado com a precipitação no período de março a maio, o valor encontrado foi de -0,53.

¹ DEVINCK, J. L. 1971. **Estudo de frecuencia de precipitaciones diarias ocurridas en Concepción (Chile) durante 20 años (1950-1969)**. Concepción, Departamento de Geofísica, Instituto de Física, Universidad de Concepción, 31 p. (Citado por SILVA, 1985)

Ward e Folland (1991) utilizaram análises de regressão linear múltipla e análise discriminante linear, aplicada à TSM, no sentido de prognosticar a estação chuvosa do norte do NEB. Encontraram que, em 50% do norte do NEB, a variância da estação chuvosa é prévisível utilizando apenas dados de TSM.

Do ponto de vista puramente estatístico, os artigos consultados mostraram que a previsibilidade do período chuvoso do NEB é mais viável, até o momento, quando se utilizam dados de precipitação em conjunto com parâmetros atmosféricos e oceânicos referentes tanto ao Oceano Pacífico quanto ao Oceano Atlântico. Contudo, são os padrões de anomalias que ocorrem sobre o Oceano Atlântico, em particular, que melhor interagem com os sistemas meteorológicos causadores de chuvas sobre o NEB.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA

3.1 Área de Estudo

O Nordeste do Brasil (NEB) encontra-se situado entre os paralelos 1° 02' e 18° 20' de latitude sul e os meridianos 34° 47' e 48° 45' de longitude oeste, cobrindo uma área de 1.644.039 Km², segundo a regionalização oficial do País, o que corresponde a aproximadamente um quinto do território nacional. Esta área engloba uma outra, com características bastante peculiares, denominada de região semi-árida do NEB, cuja extensão, oficialmente reconhecida, é de aproximadamente 950.000 Km² e equivale a 58% do NEB e a 11,2% do espaço brasileiro, denominada Polígono das Secas. No mais recente redimensionamento realizado pela FUNCEME (1993), a área correspondente à região semi-árida do NEB foi calculada em 788.064 Km², a qual está, em parte, inserida na área oficial do Polígono das Secas.

No presente estudo, será tomada como base a região semi-árida definida pela FUNCEME (1993). Para tanto, foram selecionados postos pluviométricos localizados nos estados do Nordeste que detêm maior percentual de sua área na região semi-árida, a saber: Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, com valores iguais a 92,1%, 91,9%, 90% e 83,7%, respectivamente (área hachurada na Figura 3.1).

3.1.1 Aspectos Naturais da Região Semi-Árida do Nordeste

Dentro de um contexto natural é a semi-aridez que singulariza o Nordeste em relação às demais regiões do País. Segundo AB'SÁBER (1974)², citado por FUNCEME (1993), os climas sertanejos do Nordeste constituem uma exceção em relação aos climas zonais, ou seja, peculiares às faixas de latitudes similares. O semi-

² AB'SÁBER, A. N. 1974. *O domínio morfo-climático semi-árido das caatingas brasileiras*. IGEOG-USP, São Paulo, 34 p. (Geomorfologia,43)

árido nordestino é, então, admitido como um clima azonal de expressão regional, afetando um amplo espaço geográfico.

Apresentando condições de baixíssimos valores de amplitudes térmicas e o caráter de clima quente com elevadas taxas de evaporação e evapotranspiração, é a extrema irregularidade temporal e espacial das chuvas fator fundamental de caracterização do semi-árido. Além desses fatores, a FUNCEME (1993) considerou outras condicionantes naturais para o adequado redimensionamento do semi-árido nordestino, dentre as quais destacam-se o aspecto geológico natural, os recursos hídricos e os solos. A combinação destes fatores resultam nos padrões fito-geográficos variados das caatingas. Por conseguinte, o principal critério adotado foi de natureza fito-ecológica, ou seja, a delimitação da área nuclear das caatingas e das faixas de transição deste domínio com outros domínios geobotânicos: Cerrados, Mata Atlântica, Amazônica e enclaves diversos.

3.2 Descrição dos Dados

Os dados utilizados neste estudo consistem de totais pluviométricos diários desde 1926 a 1985, correspondentes a 62 postos inseridos na área hachurada da Figura 3.1, no período, obtidos junto ao Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) do Centro de Ciências e Tecnologia (CCT) da Universidade Federal da Paraíba (UFPB) e disponibilizados pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE). Este conjunto de dados diários de precipitação foi extraído de um total de 943 postos, com períodos que variavam entre 1911 a 1993, muitos dos quais apresentavam bastante falhas.

3.2.1 Critérios de Seleção dos Postos Pluviométricos

O comprimento das séries correspondentes a cada posto é extremamente variável, com registros máximos superiores a 80 anos de dados. No caso específico deste trabalho, foram elaborados programas em linguagem FORTRAN que identificassem postos pluviométricos completos ou com poucas falhas nos dados

diários de precipitação, isto é, número de dias com falha menor que 10% do total de dias com dados para cada posto. Estes postos deveriam abranger grande parte da região semi-árida do Nordeste e apresentar um número máximo possível de anos. Dessa forma, foram selecionados e analisados 62 postos pluviométricos no período de 1926 a 1985, ilustrados na Figura 3.2 e listados no Apêndice C.

Contudo, objetivando identificar a robustez dos resultados relativamente a períodos arbitrariamente escolhidos, foram selecionadas quatro séries temporais a saber:

- i) 1926 a 1985, totalizando 60 anos;
- ii) 1926 a 1955, 30 anos;
- iii) 1926 a 1970, 45 anos;
- iv) 1956 a 1985, 30 anos.

No próximo capítulo, serão descritos apenas os resultados envolvendo a série de 1926 a 1985, por ser estatisticamente mais significativa. As correlações obtidas na etapa preliminar deste trabalho, cujo período vai de 1963 a 1991, para 47 postos pluviométricos, são apresentadas no Apêndice D, para eventuais consultas, assim como as correlações obtidas com o segundo conjunto de estações (62 postos) para os períodos de 1926 a 1955, 1926 a 1970, 1926 a 1985 e o período mais recente de 1956 a 1985.

Em cada experimento, foram considerados separadamente, na pré-estação, dois parâmetros: o total de dias com chuva e o total de chuva para vários intervalos.

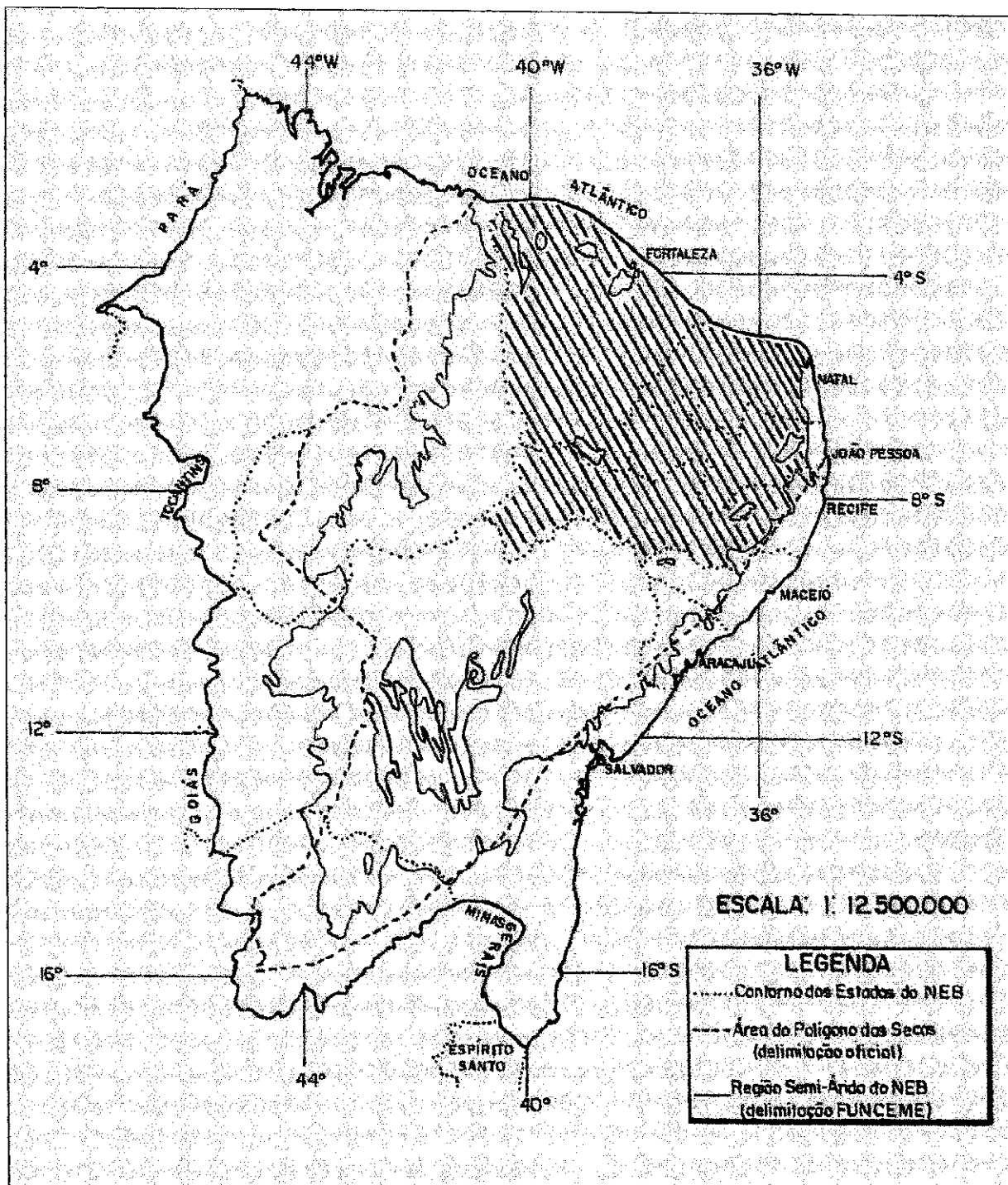


FIGURA 3.1 - Delimitação da região semi-árida do Nordeste do Brasil de acordo com a FUNCEME (1993), representada por uma linha contínua. A área hachurada corresponde à região em estudo.

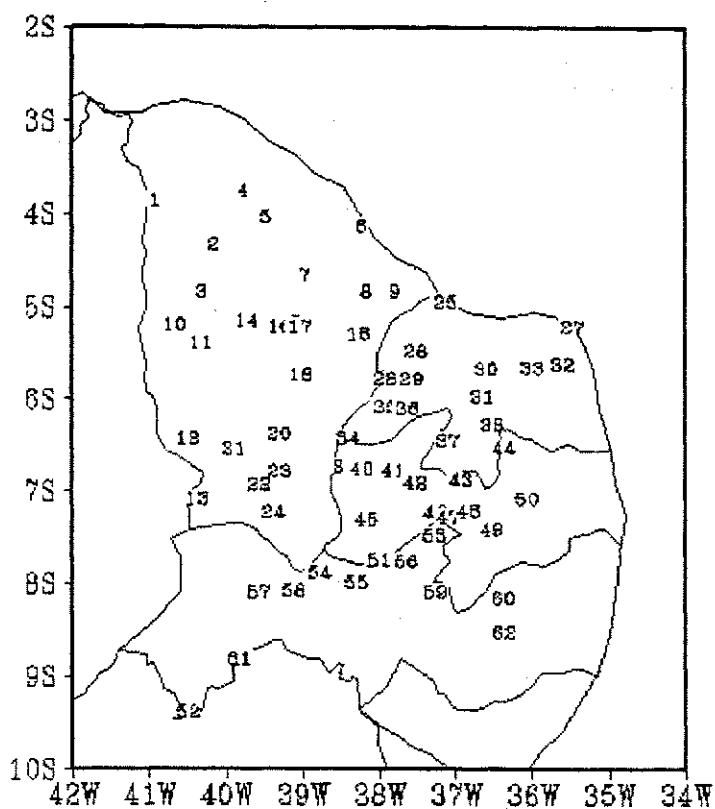


FIGURA 3.2 - Distribuição espacial dos 62 postos pluviométricos utilizados neste estudo. Os números correspondem à ordem de cada posto e estão discriminados no Apêndice C.
Fonte: DCA/SUDENE

3.3 Métodos

Após a identificação dos postos pluviométricos a serem analisados, calculou-se o total de dias com chuva para cada posto, dentro do período da pré-estação, para intervalos que variaram de 1 (um) a 6 (seis) meses, considerando que qualquer valor superior a 0 (zero) milímetros é tido como dia com chuva.

Inicialmente, considerou-se que a pré-estação iniciava no mês de agosto do ano j até o mês de janeiro do ano $j+1$, totalizando n igual a 184 dias. Conforme já fora mencionado, também foram consideradas pré-estações iniciando em setembro, outubro, novembro e dezembro do ano j e terminando em janeiro do ano $j+1$. Também foi considerada como pré-estação, as precipitações observadas somente no decorrer do mês de janeiro do ano $j+1$.

Desta forma, de acordo com a literatura de Spiegel (1972) foram obtidos:

$$N_{j,k} = \sum_{i=1}^n X_{ij,k} \quad (3.1)$$

onde $X_{ij,k} = 0$, quando o total de precipitação diária no dia i , do ano j , no posto k é inferior a 0,1 mm e $X_{ij,k} = 1$, quando o total de precipitação diária no dia i , do ano j , no posto k é superior ou igual a 0,1 mm. Assim, $N_{j,k}$ é o total de dias com chuva durante a pré-estação do posto k no ano j .

Dispondo da frequência diária de ocorrência ou não de precipitação foram elaborados os seguintes cálculos:

i) Climatologia da ocorrência média do total de dias com chuva durante a pré-estação no posto k , dada por:

$$M_k = \frac{\left(\sum_{j=1}^{n_k} N_{j,k} \right)}{n_k} \quad (3.2)$$

onde n_k corresponde ao número de pré-estações com dados de chuva do posto k ;

ii) Variância do total de dias com chuva durante a pré-estação para cada posto, determinada por:

$$S_k^2 = \frac{\sum_{j=1}^{n_k} (N_{j,k} - M_k)^2}{n_k - 1} \quad (3.3)$$

onde $N_{j,k}$ é igual ao total de dias com chuva na pré-estação (Equação 3.1) e M_k o valor climatológico correspondente, definido na Equação 3.2;

iii) Cálculo da variável reduzida do total de dias com chuva da pré-estação, para cada posto k , dada por:

$$NZ_{j,k} = \frac{(N_{j,k} - M_k)}{S_k} \quad (3.4)$$

sendo o índice do total de dias com chuva durante a pré-estação, para toda área no ano j , igual a :

$$NZ_j = \frac{\left(\sum_{k=1}^{k_t} NZ_{j,k} \right)}{k_t} \quad (3.5)$$

onde k_t corresponde ao número total de postos da área em estudo (Figura 3.1).

Uma metodologia semelhante foi empregada tanto para o cálculo do índice do total de precipitação quanto para o cálculo do índice de precipitação da estação chuvosa (fevereiro a maio), segundo definição elaborada em de Brito et al. (1991) e Hastenrath e Greischar (1993). Neste caso, a variável reduzida foi dada por:

$$Z_{j,k} = \frac{(X_{j,k} - \bar{X}_k)}{S_k^*} \quad (3.6)$$

onde $X_{j,k}$ é o total de precipitação da estação chuvosa do ano j e do posto k , \bar{X}_k é a precipitação média climatológica da estação chuvosa do posto k e S_k^* é o desvio padrão da precipitação da estação chuvosa do posto k . Agora o índice de precipitação da estação chuvosa para toda área no ano j será dado por:

$$Z_j = \frac{\left(\sum_{k=1}^{k_t} Z_{j,k} \right)}{k_t} \quad (3.7)$$

onde k_t corresponde ao número total de postos da área em estudo (Figura 3.1).

3.3.1 Análise de Correlação

Visando encontrar o grau de interdependência entre o número de dias com chuva ou o total de chuva durante a pré-estação e os totais pluviométricos durante a estação, fez-se uma análise de correlação entre estes parâmetros. Os coeficientes de

correlação (CR) entre as variáveis reduzidas ($NZ_{j,k}$ e $Z_{j,k}$) e os índices de precipitação (NZ_j e Z_j) encontrados, foram calculados de acordo com Spiegel (1972).

$$CR = \frac{COV}{SX_k * SY_k} \quad (3.8)$$

onde COV é o cálculo do coeficiente de covariância entre os índices, SX_k corresponde ao desvio padrão do índice do total de dias com chuva ou total de chuva na pré-estação e SY_k refere-se ao desvio padrão do índice de chuva na estação chuvosa.

A variabilidade interdiária das chuvas na pré-estação foi igualmente correlacionada com o total de chuva no período fevereiro a maio. Para tanto, calculou-se o total de chuva, independente do limiar observado, ou seja, para totais diários a partir de 0,1 mm (ver seção 4.2).

Desta forma, os cálculos efetuados foram:

$$(S_{j,k}^v)^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_{i,j,k} - \bar{X}_{j,k})^2}{n-1} \quad (3.9)$$

onde $(S_{j,k}^v)^2$ é a variância interdiária do posto k no ano j ; n é o número de dias da pré-estação; $X_{i,j,k}$ é a precipitação do dia i , do ano j e do posto k ; $\bar{X}_{j,k}$ é a média diária do total de precipitação do posto k no ano j , dada por:

$$\bar{X}_{j,k} = \frac{(\sum_{i=1}^n X_{i,j,k})}{n} \quad (3.10)$$

A variância interdiária média da pré-estação do posto k é, então, dada por:

$$\overline{(S_k^v)^2} = \frac{\sum_{j=1}^{n_k} (S_{j,k}^v)^2}{n_k} \quad (3.11)$$

e S_k^v , que é o desvio padrão da variância interdiária da precipitação do posto k , é dado por:

$$S_k^v = \left[\frac{\sum_{j=1}^{n_k} \left((S_{j,k}^v)^2 - \overline{(S_{j,k}^v)^2} \right)}{n_k - 1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.12)$$

Calcula-se, então:

$$Z_{j,k}^v = \frac{(S_{j,k}^v)^2 - \overline{(S_{j,k}^v)^2}}{S_k^v} \quad (3.13)$$

onde $Z_{j,k}^v$ é a variável reduzida da variância interdiária da pré-estação do ano j e, do posto k , e

$$Z_j^v = \frac{\left(\sum_{k=1}^{k_t} Z_{j,k}^v \right)}{k_t} \quad (3.14)$$

onde Z_j^v é o índice da variável reduzida da variância interdiária da pré-estação do ano j .

3.3.2 Análise Discriminante

A técnica estatística de análise fatorial discriminante permite estabelecer relações entre as variáveis da pré-estação (número de dias com chuva e o total de chuva) e as categorias (seco, normal ou chuvoso) da estação chuvosa do ano seguinte. Neste contexto, os índices da pré-estação consistirão o conjunto de caracteres quantitativos explicativos, enquanto a condição de um ano ser seco, normal ou chuvoso consistirá a classe ou grupo qualitativo a ser explicado. Contudo, é na análise discriminante decisional que se fará a previsão da classe, a partir dos caracteres explicativos (Barouche, 1980).

A técnica descrita por Wilks (1995) separa o método de análise discriminante em linear ou múltipla, caso sejam considerados dois ou mais grupos, respectivamente.

3.3.2.1 Análise Discriminante Linear

Trata-se da forma mais simples de análise discriminante e que envolve a escolha entre dois grupos, a partir de vetores x contendo observações no espaço K -dimensional.

Considerando a análise de duas matrizes $[X_1]$, com dimensão $(n_1 \times K)$, e $[X_2]$, com dimensão $(n_2 \times K)$, onde K corresponde aos elementos existentes em cada vetor. Cada um dos dois vetores é caracterizado por um vetor principal K -dimensional, dado por:

$$X_g = \frac{1}{n_g} [X_g]^T \mathbf{1} = \begin{bmatrix} \frac{1}{n_g} \sum_{i=1}^{n_g} X_{i,1} \\ \frac{1}{n_g} \sum_{i=1}^{n_g} X_{i,2} \\ \frac{1}{n_g} \sum_{i=1}^{n_g} X_{i,k} \end{bmatrix}, \quad g = 1, 2; \quad (3.15)$$

onde $\mathbf{1}$ é um vetor unitário $(n \times 1)$.

As matrizes covariância $[S_1]$ e $[S_2]$ são calculadas a partir das matrizes $[X_1]$ e $[X_2]$ pelas seguintes equações:

$$[X'] = [X] - \frac{1}{n} [1][X] \quad (3.16)$$

e

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] \quad (3.17)$$

A natureza da dispersão entre os vetores principais deve ser a mesma para cada grupo, ou seja, as populações concernentes a cada um dos grupos têm a mesma matriz covariância. Assim sendo, estima-se uma matriz variância-covariância comum aos dois vetores principais.

$$[S_c] = \frac{(n_1 - 1)[S_1] + (n_2 - 1)[S_2]}{n_1 + n_2 - 2} \quad (3.18)$$

Se $n_1 = n_2$, resulta que, na Equação 3.18, cada elemento de $[S_c]$ será uma média simples dos elementos correspondentes de $[S_1]$ e $[S_2]$.

Agora, os dados dos vetores de x são transformados numa nova variável, $\delta = d_1^T x$, conhecida como *função discriminante linear de Fisher* onde d_1 é a direção na qual a distância entre dois vetores principais é maximizada.

O vetor discriminante encontrando essa direção de separação máxima é dado por:

$$d_1 = [S_c]^{-1} (\bar{X}_1 - \bar{X}_2) \quad (3.19a)$$

ou, caso um vetor unitário seja mais conveniente

$$d_1 = \frac{[S_c]^{-1} (\bar{X}_1 - \bar{X}_2)}{\| [S_c]^{-1} (\bar{X}_1 - \bar{X}_2) \|} \quad (3.19b)$$

A classificação de uma observação y futura, em pertencer ao grupo 1 ou 2, será feita de acordo com o valor do escalar $\delta = d_1^T y$. Este escalar é uma projeção do vetor y na direção da separação máxima d_1 . A função discriminante δ_1 é resultado de uma combinação linear de elementos de um vetor y .

O ponto central entre os dois vetores principais será dado por:

$$\delta_1 = d_1^T \frac{\bar{X}_1 + \bar{X}_2}{2} \quad (3.20)$$

Este é o valor da função discriminante $d_1^T y$ para a qual as observações futuras y pertenceriam ao grupo 1 ou ao grupo 2.

Isto é, se

$$d_1^T y - \bar{\delta}_1 \geq 0 \quad (3.21a)$$

as observações futuras y seriam referentes ao grupo 1.

Por outro lado, se

$$d_1^T y - \bar{\delta}_1 < 0 \quad (3.21b)$$

as observações futuras y seriam referentes ao grupo 2.

Esta análise das funções discriminantes é tomada quando a probabilidade das observações futuras y pertencerem ao grupo 1 ou 2, ou seja, é equiprovável. Isto nem sempre é verdadeiro, pois existe a possibilidade de se ter informações a priori, isto é, a probabilidade de designar uma futura observação de y para um dos grupos é superior em relação a outro grupo. Neste caso, o ponto da função discriminante não é o melhor ponto no qual se faz a separação entre os grupos.

Como exemplo, suponha que a probabilidade a priori de uma determinada observação futura y pertencer ao grupo 1 seja superior a probabilidade dela pertencer ao grupo 2. Assim, é desejável mover o limite da classificação em direção à média do grupo 2, o que resulta em um número maior de observações futuras y serem classificadas com pertencentes ao grupo 1. Então, se P_1 é a probabilidade a priori, de acordo com informações prévias, de que a observação futura y pertença ao grupo 1; P_2 é a probabilidade a priori da observação futura y pertencer ao grupo 2; $L(1/2)$ é a perda ocorrida quando uma observação do grupo 2 é incorretamente classificada como pertencente ao grupo 1; e $L(2/1)$ é a perda ocorrida quando uma observação do grupo 1 é incorretamente classificada como pertencente ao grupo 2. Assim, as Equações 3.15a e 3.15b são modificadas tal que:

$$d_1^T y - \bar{\delta}_1 \geq \ln \left[\frac{L(1/2) P_2}{L(2/1) P_1} \right] \quad (3.21c)$$

então, as observações futuras y serão classificadas como pertencentes ao grupo 1, e

$$d_1^T y - \bar{\delta}_1 < \ln \left[\frac{L(1/2) P_2}{L(2/1) P_1} \right] \quad (3.21d)$$

então, as observações futuras y serão classificadas como pertencentes ao grupo 2.

3.3.2.2 Análise Discriminante Múltipla

Nos casos em que se consideram dois ou mais grupos ($G > 2$), a análise discriminante será denominada análise discriminante múltipla. As matrizes de dados $[X_1]$, $[X_2]$, $[X_3]$, ..., $[X_g]$, dimensionadas respectivamente ($n_g \times K$), serão, então, classificadas de acordo com o grupo G .

Levando-se em conta os dados aqui apresentados, cada vetor X_g será reclassificado a partir de três grupos, a saber: seco ($g = d$), normal ($g = n$) e chuvoso ($g = w$). Neste caso, as funções discriminantes serão calculadas com base nos dados das matrizes $[X_d]$, $[X_n]$ e $[X_w]$, dimensionadas, respectivamente, ($n_d \times K$), ($n_n \times K$) e ($n_w \times K$), onde o número total de observações é dado por $n_g = n_d + n_n + n_w$, que, neste estudo será igual a 59 anos.

De uma maneira específica, o vetor X_d é composto com índices de dias com chuva e índices do total de chuva da pré-estação, cuja estação chuvosa foi seca, e n_d é o número de anos (ou pré-estações) com estação chuvosa seca, logo o vetor X_d tem dimensão ($n_d \times 2$), e o número 2 corresponde às duas variáveis (número de dias com chuva e total de chuva). Analogamente, o vetor X_n é composto com índices de dias com chuva e total de chuva da pré-estação, cuja estação chuvosa foi normal, e tem dimensão ($n_n \times 2$), onde n_n é o número de anos (ou pré-estações) com estação chuvosa normal. Finalmente, o vetor X_w é composto com índices de dias com chuva e total de chuva da pré-estação, cuja estação chuvosa foi úmida (chuvosa), e tem dimensão ($n_w \times 2$), onde n_w é o número de anos (ou pré-estações) com estação chuvosa úmida.

Cada matriz X_g corresponde, então, a um determinado caracter quantitativo explicativo a ser escolhido após as análises de correlações entre a freqüência de dias com chuva, ou total de chuva da pré-estação do ano j , para os vários limiares de precipitação, e o total de chuva do período chuvoso do ano $j+1$.

A matriz variância-covariância comum ou a matriz variância intraclasse será dada por:

$$[S_c] = \frac{1}{n-G} \sum_{g=1}^G (n_g - 1) [S_g] \quad (3.22)$$

onde n_g é o número de observações em cada grupo, sendo a amostra total igual a

$$n = \sum_{g=1}^G n_g \quad (3.23)$$

No caso das funções discriminantes múltiplas também é necessário o cálculo da matriz variância interclasse $[S_i]$, cuja finalidade é descrever a dispersão dos dados de cada amostra de G em relação aos demais grupos.

$$[S_i] = \frac{1}{n-G} \sum_{g=1}^G (\bar{X}_g - \bar{X}) (\bar{X}_g - \bar{X})^T \quad (3.24)$$

onde,

$$\bar{X}_g = \frac{1}{n_g} \sum_{g=1}^G [X_g]^T \mathbf{1} \quad (3.25)$$

é o vetor principal do g -ésimo grupo e

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{g=1}^G n_g \bar{X}_g \quad (3.26)$$

é o vetor total de todas as n observações.

Em particular, neste estudo, o número de funções discriminantes é dado por $G - 1$ e o espaço discriminante M , no qual os G grupos de dados exibem separação máxima, é, portanto, bi-dimensional ($M = 2$, que são dias de chuva e total de chuva).

O número de funções discriminantes que podem ser calculadas é menor ou, no máximo, igual a $G-1$ e depende do número de grupos. No caso da análise discriminante linear, o número de grupos é igual a 2 (dois), portanto, $G-1=1$. Assim, independentemente do número de variáveis usadas, o número de funções discriminantes será igual a 1 (um). Considerando a análise discriminante múltipla, o número de grupos é maior que 2 (dois) e o número de funções discriminantes será o menor valor entre o número de grupos menos um ($G-1$) e o número de variáveis, denominando este valor de K , as funções discriminantes são derivadas dos autovetores da matriz ($K \times K$).

$$[D] = [S_c]^{-1} [S_i] \quad (3.27)$$

correspondente à $M = \text{mínimo}(G-1, K)$ autovetores não nulos, e é ponderado pelo vetor média \bar{X} .

Utilizando o conceito de distâncias quadráticas ao invés de distâncias euclidianas, as observações y futuras pertencem ao grupo g, se

$$\sum_{m=1}^M [d_m(y - \bar{X}_g)]^2 \leq \sum_{m=1}^M [d_m(y - \bar{X}_h)]^2 \quad (3.28)$$

para todo $h \neq g$, onde d_m é o m-ésimo autovetor da matriz $[D]$, ponderado pelo vetor médio, na Equação 3.26.

Isto é, a soma do quadrado da distância entre y e cada um dos principais grupos ao longo das direções definidas pelos vetores d_m , são comparadas objetivando adequar y ao grupo principal.

3.3.3 Análise de Compostos

Na tentativa de identificar maiores relações entre o comportamento diário das chuvas ocorridas na pré-estação com o total de chuva da estação chuvosa (FMAM) do ano $j+1$, utilizou-se a técnica de compostos (Horel et al., 1989 e Nobre, 1993) particularmente em anos extremos, secos e chuvosos.

O método consistiu em, após calculados os índices de precipitação para o período da pré-estação que apresentou maior relação com a estação chuvosa do ano $j+1$ e discriminados os parâmetros que melhor explicaram as classes (seco, normal ou chuvoso), extrair-se os anos cuja pré-estação foi seca e gerar a distribuição dos índices de precipitação, para cada um dos 62 postos, durante a estação chuvosa. O mesmo foi feito para os anos cuja pré-estação foi chuvosa. Essa técnica também foi empregada para os anos previstos secos e chuvosos no método de análise discriminante.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram considerados vários intervalos de pré-estações chuvosas a partir do mês de agosto até o mês de janeiro, os quais antecedem os quatro meses mais chuvosos (estação chuvosa) para grande parte da região semi-árida do Nordeste do Brasil, correspondente aos meses de fevereiro, março, abril e maio (FMAM). Os primeiros resultados mostraram que os intervalos mais significativos da pré-estação foram os seguintes: agosto a janeiro (AJ), setembro a janeiro (SJ) e outubro a janeiro (OJ), ou seja, o conjunto de meses da pré-estação que envolvem o mês de janeiro foram os que apresentaram os melhores valores de correlação. Eliminando-se o mês de janeiro, as correlações perdem completamente a significância estatística, independente da série temporal utilizada. Os resultados concernentes à série temporal que inicia em 1926 até 1985, além de consistirem em valores estatisticamente mais significativos, também apresentaram resultados relevantes.

Os resultados mais significativos, nas análises de correlações efetuadas, foram obtidos para o período de agosto a janeiro (AJ) que antecede a estação chuvosa da região semi-árida do NEB. Esse será o intervalo base da pré-estação, considerado na análise dos resultados deste estudo. Eventualmente, serão mencionados os resultados obtidos tanto nos demais intervalos da pré-estação quanto nas demais séries temporais.

4.1 Análise de Correlação entre o Número de Dias com Chuva da Pré-Estação e o Total de Chuva da Estação Chuvosa (FMAM)

Considerando as correlações entre o número de dias com chuva na pré-estação (AJ) e o total pluviométrico da estação chuvosa (FMAM), verificou-se que o total de chuva ocorrido durante a estação chuvosa pode ser explicado em até 34% pelo número total de dias com chuva ocorridos na pré-estação, independente da magnitude do total pluviométrico. Analisando-se o intervalo da pré-estação chuvosa considerada

nos estudos de Hastenrath (1990) e que compreende o período OJ, este percentual reduz para 31%.

Ressaltamos que, nos experimentos que envolvem o período de 1956 a 1985 este percentual foi igual a 49%. Já o número de dias de chuva no mês de janeiro, se considerado em separado, explica aproximadamente 50% das chuvas ocorridas em FMAM.

4.1.1 Análise de Correlação Considerando o Número de Dias com Totais de Precipitação Específicos na Pré-Estação

Um outro experimento foi feito correlacionando dias com totais pluviométricos calculados a partir de diversos limiares. Observou-se que, quando se considerou como dias de chuva aqueles em que a precipitação diária foi superior a valores de 2 (dois) a 10 (dez) mm, as correlações encontradas entre o número de dias com chuva na pré-estação e o total de chuva da estação foram superiores àquelas que levavam em conta dias com totais de chuva superiores a 0 (zero) milímetros, conforme mostrado na Figura 4.1 para a série temporal de 1926 a 1985. Por outro lado, quando o

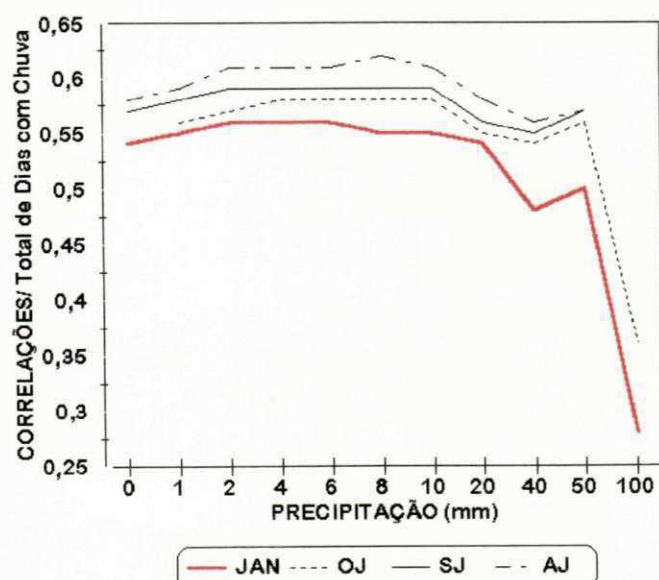


FIGURA 4.1 - Correlações entre o número de dias com chuva, nos intervalos da pré-estação que envolvem o mês de janeiro, e o total de chuva da estação chuvosa para limiares de precipitação que variam de 0 a 100 mm.

limiar imposto foi superior a 50 mm, as correlações caem bastante, salientando que a interrupção das chuvas nos intervalos AJ e SJ foi devida a inexistência de totais diários superiores a 50 mm nos meses de agosto e setembro. No Apêndice D, são apresentados os resultados obtidos quando se consideram dias de chuvas superiores a limiares e intervalos de precipitação distintos. O maior percentual encontrado foi igual a 38% para dias com chuva superior a 8 (oito) mm.

Considerando a série temporal que vai de 1956 a 1985, os resultados obtidos foram similares, ou seja, para limites impostos de 1(um) mm a 10 (dez) mm, as correlações com o total de chuva da estação foram, em geral, superiores a 0,7. Algumas das correlações encontradas, no período AJ, explicaram até 51% das chuvas do período FMAM.

4.2 Análise de Correlação entre o Total de Chuva da Pré-Estação e o Total de Chuva da Estação Chuvosa

Neste experimento, procurou-se executar cálculos similares àqueles efetuados por Hastenrath (1990), ou seja, correlacionar o total de chuva ocorrido na pré-estação com o total de chuva da estação chuvosa. Ressalta-se que, nesta etapa do trabalho, foram utilizados 62 postos pluviométricos, enquanto Hastenrath (1990) utilizou 27 postos, sendo 15 postos comuns aos dois estudos. As correlações encontradas mostraram que o total de chuva da pré-estação AJ explicou apenas 28% do total de chuva da estação chuvosa. Este percentual foi aproximadamente igual a 33%, para correlação entre o total de chuva do mês de janeiro e o total de chuva acumulado no período FMAM. Esta mesma análise, feita para a série temporal de 1956 a 1985, apresentou resultados da ordem de 33% para o intervalo AJ e igual a 43% se considerado apenas o mês de janeiro como pré-estação.

Semelhante ao observado para o caso de dias com chuva, as melhores correlações aconteceram quando se considerou limiares de precipitação de 1(um) mm a 10 (dez) mm, sendo as magnitudes das correlações praticamente iguais, conforme observado na Figura 4.2 também representativa do período de 1926 a 1985. Acima deste intervalo, os valores diminuíram gradativamente. Em termos percentuais, o total

de chuvas na pré-estação AJ explicou até 36% das chuvas observadas durante a estação chuvosa FMAM.

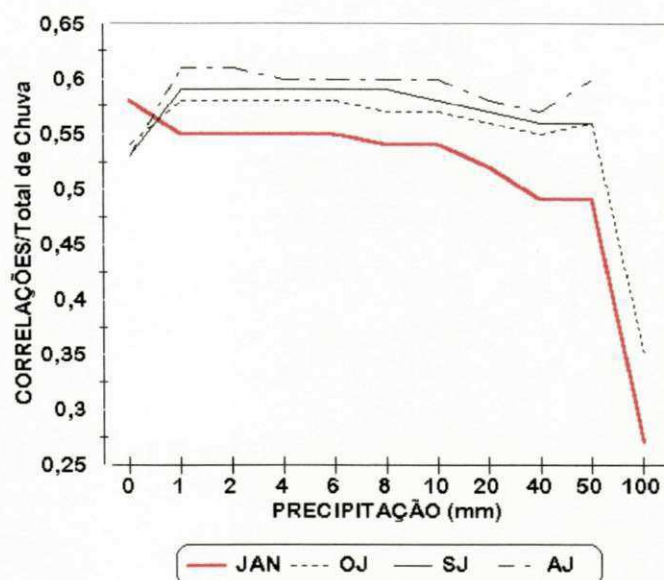


FIGURA 4.2 - Correlações entre o total de chuva, nos intervalos da pré-estação que envolvem o mês de janeiro, e o total de chuva da estação chuvosa para limiares de precipitação que variam de 0 a 100 mm.

4.3 Análise de Correlação entre a Variabilidade Interdiária do Total de Chuva da Pré-Estação e o Total de Chuva da Estação Chuvosa

A análise do comportamento interdiário das chuvas, na pré-estação AJ, foi elaborada visando encontrar uma dependência temporal com o período FMAM. Os resultados obtidos evidenciaram correlações de até 0,56 (31,5%) se considerada a pré-estação AJ, o que significa que elevados totais diários concentrados em poucos dias ou precipitação bem distribuída ao longo de toda pré-estação pouco correlacionam com o principal período chuvoso para o semi-árido nordestino.

4.4 Análise Discriminante

Considerando o período base de 1926 a 1985, o método estatístico de análise discriminante utilizou como caracteres quantitativos explicativos os índices de

precipitação da pré-estação AJ, que apresentaram os resultados mais significativos, considerando conjuntamente o número de dias com chuva e o total de chuva da pré-estação. Já os índices de precipitação da estação chuvosa FMAM determinaram a classe ou grupo qualitativo a ser explicado (*ver Apêndice E*), sendo designado seco quando o índice era inferior ou igual a -0,3, normal para os índices situados entre -0,3 e +0,3 e chuvoso para um índice superior ou igual a +0,3 (respectivamente grupos 1, 2 ou 3). A análise discriminante desses caracteres, executadas para todas as combinações possíveis, resultou em probabilidades de acertos nas previsões dos grupos (seco, normal ou chuvoso) que oscilaram entre 30% a 50%. O maior percentual de acerto ocorreu quando da utilização dos índices de precipitação da pré-estação correspondentes ao número de dias com chuva superior a 6 mm (C_2) e ao total de chuva (C_3). Nesse caso, a probabilidade de acerto nas previsões foi da ordem de 54% (*ver resultados no Apêndice F*).

Os resultados da aplicação desse método ao comportamento das chuvas na pré-estação AJ, no período de 1926 a 1984, estão sintetizados na Figura 4.3. Foram previstas satisfatoriamente cerca de 54% das estações chuvosas, aproximadamente 20% apresentaram probabilidades equiprováveis, ou seja, a diferença entre o valor previsto e o valor observado foi menor que 10%, e em 26%, ou 15 anos do total dos 59 anos considerados, foram detectados erros nas previsões.

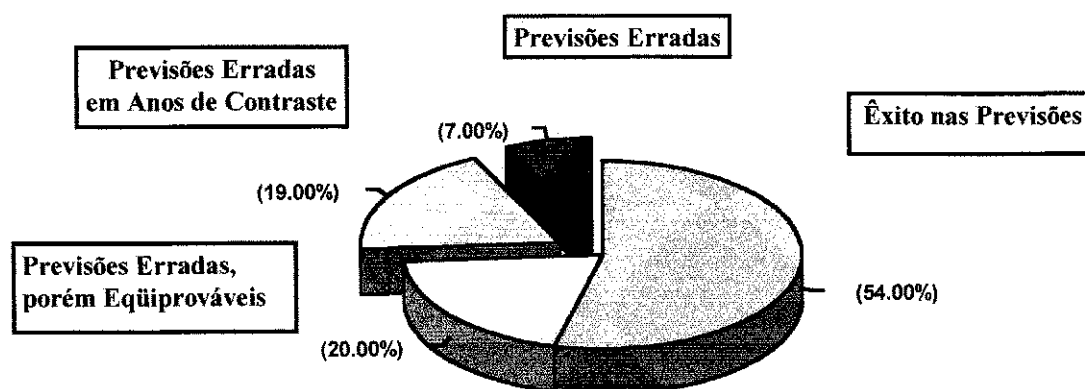


FIGURA 4.3 - Gráfico representativo dos percentuais de acertos e erros nas previsões estatísticas quando da utilização do método de análise discriminante.

Os anos inseridos nas previsões consideradas erradas (26%), com exceção de 1951, 1953, 1961 e 1978 (ou 7% dos anos), corresponderam a períodos de contraste (19% dos anos). Serão analisados, na próxima seção, os 6 (seis) anos de contraste cuja diferença entre o previsto e o observado foi mais significativa, superior a 20%. Esses períodos de contraste estiveram relacionados com anomalias nos parâmetros oceânicos e atmosféricos globais, antes ou durante o período chuvoso, que interferiram de forma favorável ou desfavorável para a ocorrência de chuvas no semi-árido nordestino.

4.5 Análise de Períodos de Contraste

Foram definidos como períodos de contraste aqueles anos em que a pré-estação apresentou índice normalizado de precipitação contrário ao da estação chuvosa. O histograma apresentado na Figura 4.4 mostra os índices normalizados referentes ao número de dias com chuva, nesse caso os dias com chuva foram

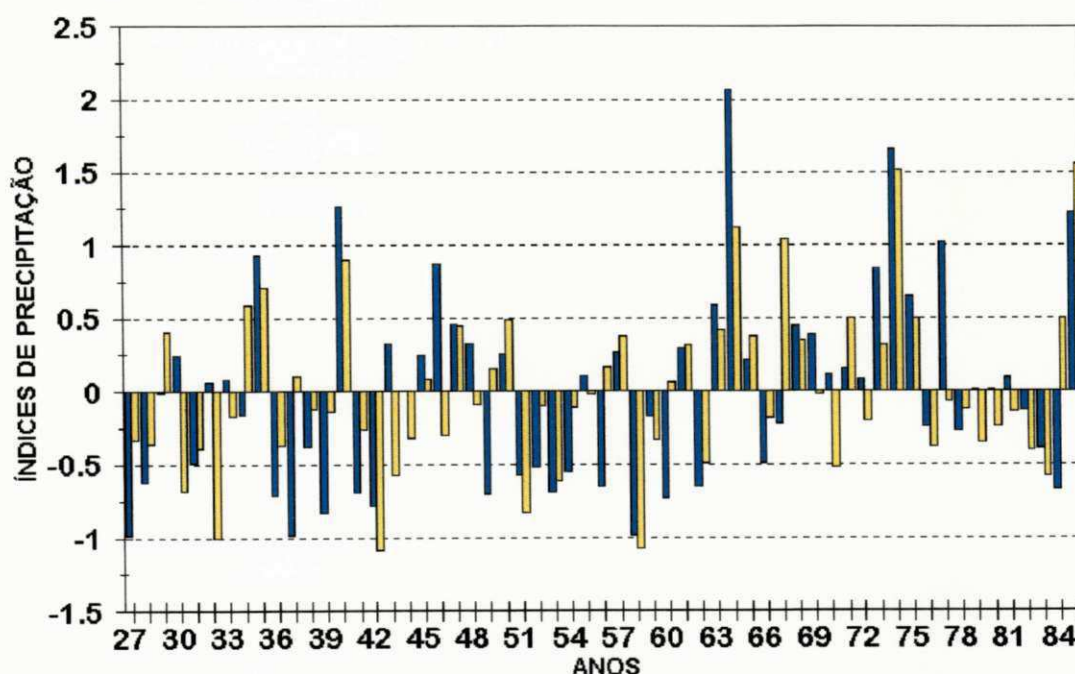


FIGURA 4.4 - Histograma contendo os índices normalizados do número de dias com chuva na pré-estação e do total de chuva da estação chuvosa no período de 1926 a 1985, em 62 postos pluviométricos, inseridos no semi-árido nordestino.

aqueles que apresentaram precipitação diária superior a 6 (seis) mm, na pré-estação (AJ), e o total de chuva na estação chuvosa (FMAM) para os anos de 1926 a 1985. A Figura 4.5 ilustra os índices normalizados do total de chuva na pré-estação (AJ) e o total de chuva na estação chuvosa (FMAM). De maneira geral, foram detectados 23 períodos de contraste dentre os anos acima mencionados, assim distribuídos: *i*) 8 (oito) anos foram previstos com êxito; *ii*) 4 (quatro) anos apresentaram probabilidades equívocas e *iii*) 11 anos estão inseridos dentro do percentual de erros nas previsões. Desses 11 anos, serão analisados os 6 (seis) anos cujo percentual de erro foi superior a 20%.

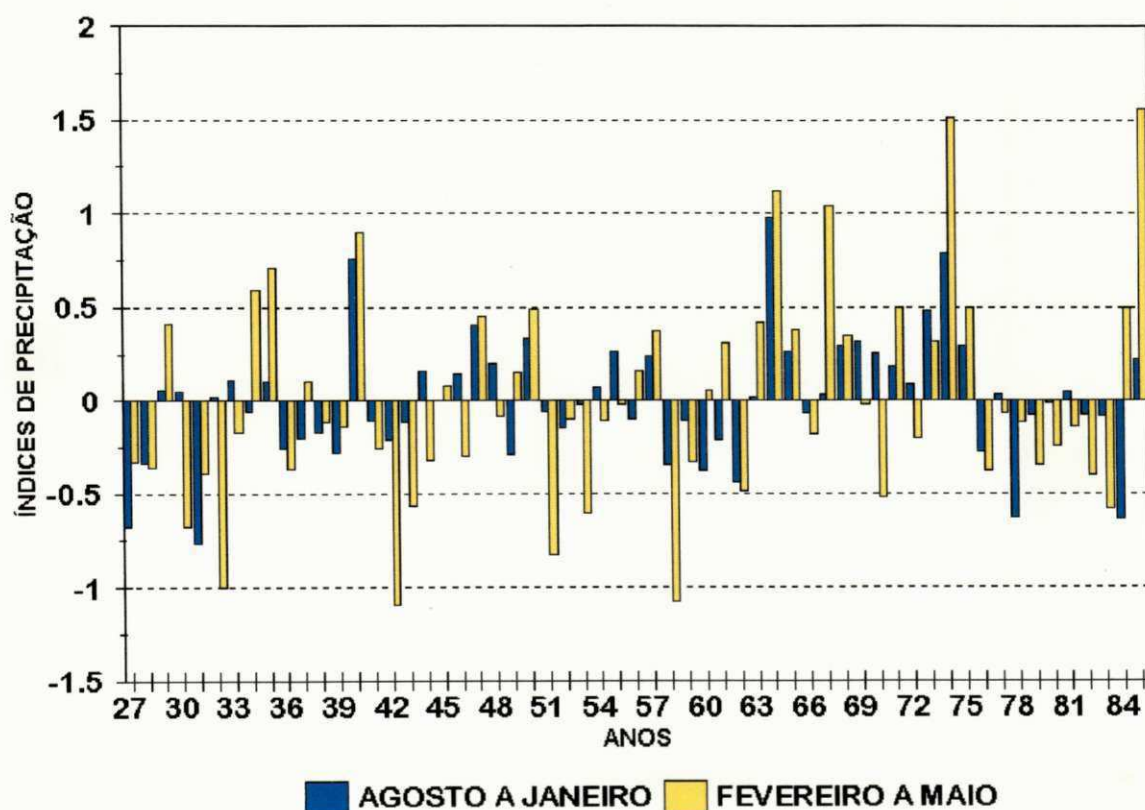


FIGURA 4.5 - Histograma contendo os índices normalizados do total de chuva na pré-estação e o total de chuva da estação chuvosa no período de 1926 a 1985 em, 62 postos pluviométricos, inseridos no semi-árido nordestino.

Na análise dos períodos de contraste, foram utilizados campos médios e de anomalias trimestrais de alguns dados oceânicos e atmosféricos de grande escala¹ (Apêndice G) para os meses de setembro a maio (SON, DJF e MAM), disponíveis de 1945 a 1989. Considerando o resultado do método de análise discriminante para os índices normalizados C_2 e C_3 , cujo resultado encontra-se disponível no Apêndice F, os 6 (seis) anos de contraste mencionados apresentaram anomalias nos dados oceânicos e atmosféricos de grande escala tanto na bacia do Oceano Pacífico quanto no Oceano Atlântico.

4.5.1 Descrição dos Anos Previstos Chuvosos

Os anos de 1946, 1969 e 1977 foram previstos chuvosos, porém apresentaram índices de precipitação que configuraram uma estação chuvosa variando de normal a seca. Os índices de precipitação, se considerada a frequência de dias com chuva superior a 6 mm (C_2) durante a pré-estação chuvosa, nestes três anos, foram positivos com valores de 0,87, 0,39 e 1,02, respectivamente. Nestes anos, foram detectadas anomalias desfavoráveis às chuvas no comportamento de alguns parâmetros de escala global, tanto na bacia do Oceano Atlântico quanto sobre o Oceano Pacífico, durante a pré-estação, e que refletiram na qualidade dos respectivos períodos chuvosos.

As análises climáticas foram efetuadas com base nos campos de anomalias de TSM e PNM (ver Figuras ilustrativas no Apêndice G). O campo de vento meridional à superfície foi analisado em alguns casos.

4.5.1.1 Período de 1945 a 1946

Na primavera (SON) de 1945, as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial Leste eram positivas com valores de até 1°C na costa oeste do Peru, indicativas da ocorrência de um episódio moderado do fenômeno ENOS, fase quente. Essas anomalias decaíram até cerca de 0,5 °C no verão (DJF) de 1945/46. Sobre toda

¹Os dados oceânicos e atmosféricos de grande escala foram gentilmente cedidos por Arlindo M. da Silva, conforme versão UWM 1.05 (UWM- University of Wisconsin - Milwaukee).

extensão do oceano Atlântico Tropical, as anomalias de TSM oscilavam entre desvios positivos de $0,5^{\circ}\text{C}$ e negativos de $-0,5^{\circ}\text{C}$, em SON/45, passando à predominância de desvios positivos na faixa equatorial desde a costa do Nordeste até a África, em DJF/46, e negativos nas demais regiões. Já o campo de anomalias de PNM apresentava valores próximos da média. Esta configuração de anomalia de TSM e pressão é representativa de anos normais no NEB.

Durante o período chuvoso, representado pelo trimestre MAM/46, definiram-se anomalias de TSM negativas em toda extensão do Oceano Atlântico Tropical, aproximadamente entre as latitudes de 20°N e 20°S , enquanto isso persistiam anomalias positivas de até $0,5^{\circ}\text{C}$ próximo à costa do Peru. Da mesma forma, o campo de anomalia de PNM evidenciou valores próximos da média no Atlântico Sul e negativos no Atlântico Norte. Tal situação desfavoreceu o período chuvoso de 1946 no norte do Nordeste, cujo índice de precipitação foi igual a $-0,30$, limite entre uma estação chuvosa seca e normal.

4.5.1.2 Período de 1968 a 1969

As anomalias médias de TSM no trimestre SON/68 mostraram valores positivos, superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$, no Pacífico Equatorial. De maneira similar, comportou-se o Atlântico Equatorial e parte das áreas subtropicais deste oceano, em ambos os hemisférios. Tais anomalias permaneceram até o verão de 1968/69, porém com magnitudes ligeiramente superiores. A configuração da anomalia de PNM, indicava valores próximos da média no Pacífico e Atlântico Tropicais, em SON/68, e anomalias médias negativas na região da AAN principalmente nos meses de verão (DJF), situação pouco favorável ao início das chuvas nos meses subsequentes, tendo em vista que não contribuiu para a descida da ZCIT sobre o norte do Nordeste. Contudo, a configuração geral de TSM no Atlântico e Pacífico Tropical, durante a pré-estação, era de um ano normal a seco.

No trimestre MAM/69, durante a estação chuvosa, a análise dos campos de anomalias globais, mostrava a persistência de configuração indicativa da fase quente de um episódio ENOS moderado. Enquanto isso, as anomalias de TSM positivas no Atlântico Tropical (superiores a 1°C entre 0 e 20°N e superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$ entre 0 e 20°S) conjuntamente com anomalias de PNM próximas da média na região da AAN,

garantiam uma estação chuvosa próxima do normal com índice de precipitação igual a -0,02.

4.5.1.3 Período de 1976 a 1977

No inverno de 1976, havia uma configuração bem definida do episódio quente do evento ENOS no Pacífico Equatorial Leste, com anomalias de TSM superiores a $1,5^{\circ}\text{C}$, adjacente à costa noroeste da América do Sul. Estas anomalias reduziram em magnitude permanecendo, contudo, o fenômeno El Niño configurado até o verão do ano seguinte, trimestre DJF/77 (*ver ilustração dos campos médios globais de anomalias de TSM e PNM no Apêndice G*). Sobre o Oceano Atlântico Equatorial, os valores médios de TSM oscilaram entre 0 e $-0,5^{\circ}\text{C}$ até o trimestre DJF/77, notando-se, contudo, o surgimento de anomalias positivas sobre o Atlântico Equatorial Leste, adjacente à costa da África, no HN. Neste mesmo período, os campos de anomalias de PNM apresentaram valores próximos da média na faixa equatorial tanto do Atlântico quanto do Pacífico. A pré-estação chuvosa apresentou índice de precipitação normal (igual a 0,03) considerando os totais pluviométricos no intervalo AJ e acima do normal (igual a 1,02) considerando o número total de dias com chuva no intervalo AJ. Ressalta-se que o campo de anomalia do vento meridional em DJF/77 apresentou índice negativo sobre a faixa equatorial do Atlântico e positivo ao sul, nas adjacências do Nordeste, o que pode ter favorecido para o aumento das chuvas na pré-estação chuvosa.

O período chuvoso de 1977, representado pelo trimestre MAM, apresentou valores próximos da média tanto no campo de anomalias de TSM quanto no de PNM e vento meridional, em ambos os oceanos. O índice de precipitação calculado para o período chuvoso FMAM como um todo foi igual a -0,07.

Na análise discriminante, o ano de 1977 foi o que apresentou o erro mais grave dentre os 15 anos previstos errados (Fig 4.3), sendo o valor percentual entre o previsto e o observado de aproximadamente 82%.

4.5.2 Descrição do Ano Previsto Seco

O ano de 1984, segundo o modelo estatístico de análise discriminante, foi previsto seco, porém o índice calculado para a estação chuvosa configurou este ano como chuvoso. A probabilidade para esta categoria, foi igual a 1% de ser chuvoso no ano de 1984, erro este bastante significativo. O índice de precipitação durante a pré-estação foi negativo, igual a a -0,64 (seco).

4.5.2.1 Período de 1983 a 1984

O episódio quente do ENSO, ativo desde a primavera de 1982, com intensidade e extensão significativas, ainda se encontrava em processo de desintensificação durante o trimestre SON/83, com anomalias de até 1,5°C adjacente à costa oeste da América do Sul. A intensidade desse evento afetou a pré-estação chuvosa uma vez que, sobre o Oceano Atlântico Sul, predominavam anomalias de TSM positivas, variando entre 0 e 0,5°C. Todavia, em DJF/84, as anomalias de TSM sobre o Pacífico Equatorial já apresentavam valores negativos indicativos do término desse evento El Niño. Ainda na pré-estação o campo de anomalia de PNM apresentava valores próximos da média nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

No período chuvoso FMAM de 1984, as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial culminaram com a desintensificação do evento ENOS. Por outro lado, sobre o Atlântico Tropical e Subtropical, definiu-se um dipolo moderado, favorável às chuvas no semi-árido nordestino, com anomalias positivas, até 0,5°C, no Atlântico Sul, e negativas no setor ocidental do Atlântico Norte. O índice da estação chuvosa, calculado com base no total pluviométrico acumulado nos meses de fevereiro a maio, foi igual a 0,50.

4.5.3 Descrição dos Anos Previstos Normais

Os anos de 1967 e 1970 foram previstos normais, contudo o cálculo dos índices de precipitação obtidos com os dados da estação caracterizaram o ano de 1967 como sendo chuvoso (índice igual a 1,04) e o ano de 1970 como sendo seco (igual a

-0,52). Também nestes anos, foram detectadas anomalias nos parâmetros oceânicos e atmosféricos de escala global.

4.5.3.1 Período de 1966 a 1967

Na primavera (SON) de 1966, o campo de anomalias de TSM ainda apresentava valores positivos sobre o Pacífico Equatorial Central, superiores a $0,5^{\circ}\text{C}$, ainda decorrentes da atividade do fenômeno ENSO no Pacífico Equatorial no ano anterior. Porém, no trimestre seguinte (DJF/67), os valores das anomalias de TSM reduziram ainda mais sobre aquela região do Pacífico, com o surgimento de anomalias negativas inferiores a $-0,5^{\circ}\text{C}$. Sobre o Oceano Atlântico, o trimestre DJF/67 foi marcado por anomalias predominantemente positivas de TSM, até $0,5^{\circ}\text{C}$ acima da média, enquanto no campo de PNM apresentavam-se valores próximos da média, garantido um índice de precipitação igual a -0,22.

Com a normalidade da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico, durante MAM/67, e a configuração favorável do campo de anomalia de PNM no Atlântico Norte, que apresentou anomalias positivas superiores a 4hPa na área correspondente a AAN, as chuvas ocorreram acima da média no setor norte do NEB nos meses de fevereiro a maio.

4.5.3.2 Período de 1969 a 1970

Na primavera de 1969, o surgimento de anomalias de TSM positivas, superiores a 2°C , no Pacífico Equatorial Central, indicavam a atuação de um episódio ENOS de intensidade moderada. Estas anomalias persistiram até o verão (DJF/70), porém com características de dissipação adjacente à costa noroeste da América do Sul. Nestes dois períodos, o setor norte do Atlântico Tropical apresentava anomalias predominantemente positivas. O campo de anomalia de PNM, na bacia do Oceano Atlântico apresentava uma configuração de normalidade.

Durante o período chuvoso, a análise das anomalias de TSM, no trimestre MAM/70, evidenciou a completa desintensificação do fenômeno El Niño. Contudo, na bacia do Oceano Atlântico, caracterizou-se uma situação de dipolo invertido (isto é,

anomalias de TSM positivas ao norte e negativas ao sul do equador), desfavorecendo a atuação do principal sistema meteorológico nesta época do ano, a ZCIT, sobre o Nordeste. O campo de PNM, apesar de apresentar anomalias de até 4 hPa na região do Atlântico Norte, apresentou deslocamento para nordeste, o que também dificultou o deslocamento meridional da ZCIT e que refletiu numa estação chuvosa seca para o ano de 1970.

4.6 Análise de Compostos

No sentido de identificar maiores relações entre o comportamento diário das chuvas ocorridas durante a pré-estação (AJ) com o total de chuva da estação chuvosa (FMAM), utilizou-se a técnica de compostos (Horel et al., 1989 e Nobre, 1993). Dessa forma, foram selecionados um composto de anos cuja pré-estação foi seca e calculada a distribuição espacial dos índices médios de precipitação observados na estação chuvosa do setor semi-árido do Nordeste. Da mesma forma, selecionou-se um conjunto de anos cuja pré-estação foi chuvosa e calculou-se os índices médios observados de precipitação da estação chuvosa dos respectivos anos $j+1$. Os parâmetros utilizados na pré-estação continuaram sendo o número de dias com chuva superior a 6 (seis) mm e o total de chuva da pré-estação, respectivamente C_2 e C_3 . O comportamento da estação chuvosa para anos cuja pré-estação foi seca (chuvosa) será denominado de APD (APW) no caso do parâmetro C_2 e denominado CPD (CPW) no caso do parâmetro C_3 . Os anos utilizados nas análises de compostos encontram-se listados no Apêndice H.

A Figura 4.6 apresenta o comportamento espacial médio dos índices de precipitação na estação chuvosa, para os 21 anos que apresentaram, durante a pré-estação, índices normalizados negativos, inferiores a -0,3. Observou-se predominância de índices negativos em toda a região semi-árida do NEB, particularmente sobre o centro-norte do Ceará, sobre o Rio Grande do Norte e setor central da Paraíba. As poucas áreas cujos índices de precipitação foram positivos concentraram-se fora da região semi-árida do NEB e numa pequena área situada no sul do Ceará e no oeste de Pernambuco. Na Figura 4.7, foi feita a composição dos 15 anos considerados como

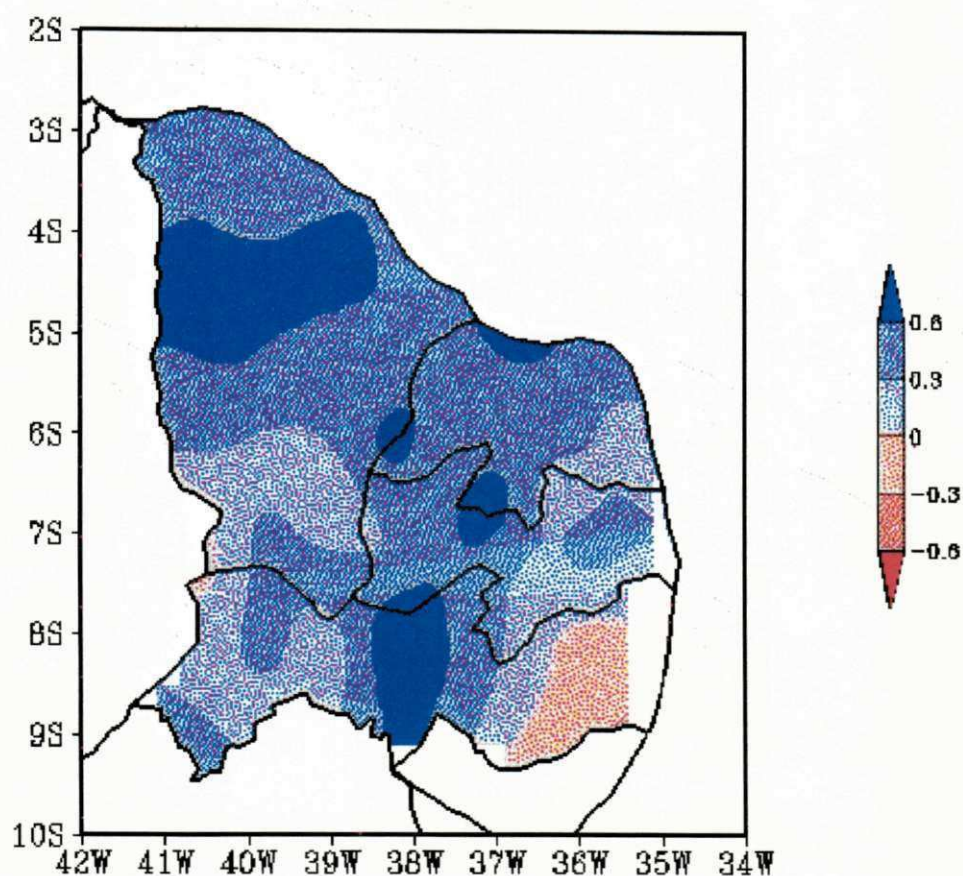


FIGURA 4.7 - Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como chuvosos (APW). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o número de dias com chuva cujo limiar foi superior a 6 (seis) mm.

O mapa de composto para os 8 anos cuja pré-estação foi seca (CPD), levando-se em conta o total de chuva da pré-estação, é apresentado na Figura 4.8. Verificou-se que a estação chuvosa respondeu com índices negativos em praticamente todos os estados do Nordeste inseridos na região semi-árida e que o Ceará foi o estado que mais apresentou áreas isoladas com valores distintos, ou seja, valores positivos nos índices de precipitação. Parte do setor leste de Pernambuco também apresentou índice positivo, porém atingiu apenas pequena área da região semi-árida deste estado. Já a Figura 4.9, representativa do composto para os 7 anos cuja pré-estação foi chuvosa (CPW), além de ter apresentado predominância de índices de

precipitação positivos, também foi caracterizada pelas maiores magnitudes em relação aos demais compostos. Os índices extremos ocorreram no estado do Ceará, onde o centro-norte apresentou índices positivos médios de até 1,3, enquanto no setor sul deste estado os índices calculados foram negativos.

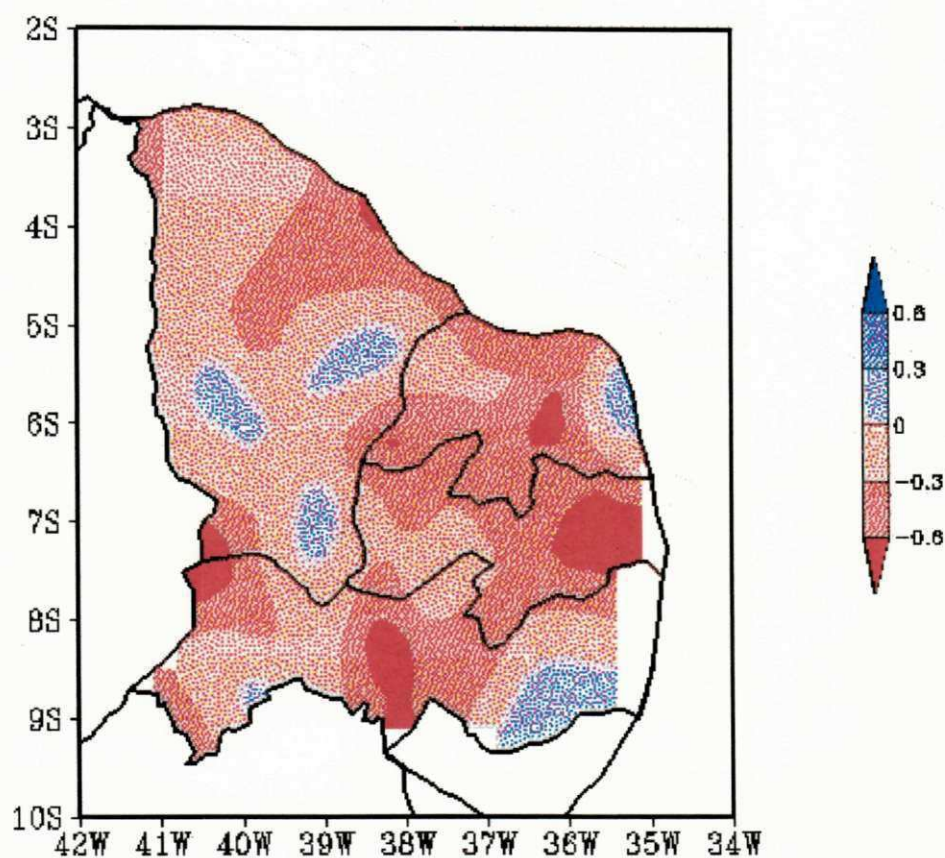


FIGURA 4.8 - Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como secos (CPD). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o total de chuva independente do valor observado.

De um modo geral, os compostos até agora apresentados mostraram que o norte do Ceará (do sertão central ao litoral), o oeste do Rio Grande do Norte (região do seridó) e da Paraíba (cariri e sertão) e o setor central de Pernambuco correspondem de maneira satisfatória ao comportamento das chuvas na pré-estação, quase que independente do parâmetro analisado, ou seja, número de dias com chuva ou total de chuva da pré-estação.

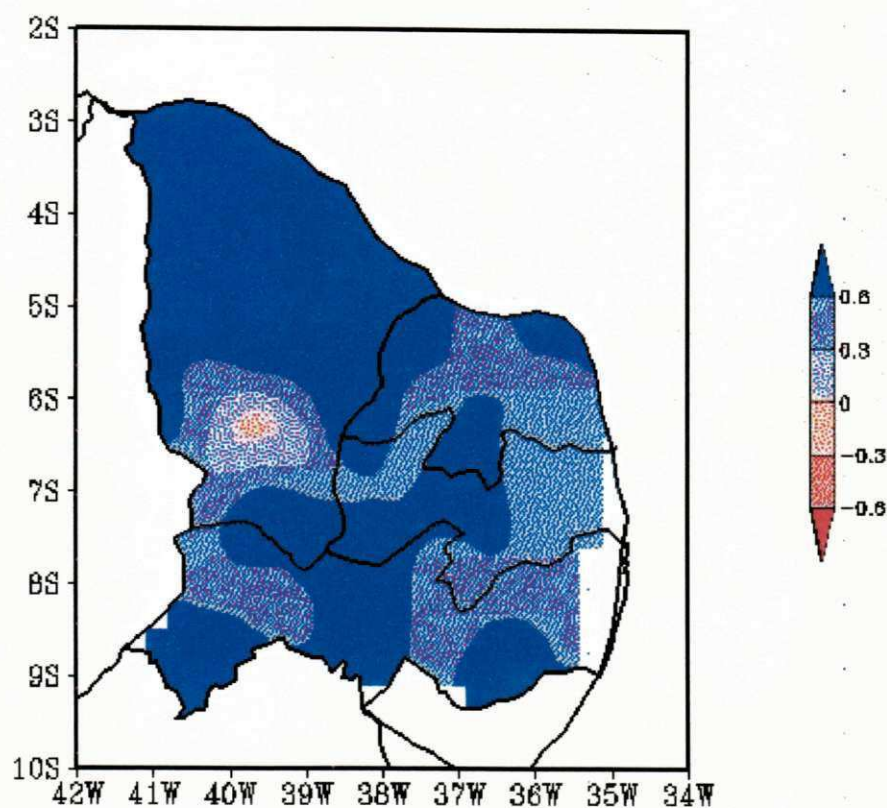


FIGURA 4.9 - Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos nos quais os índices da pré-estação (AJ) foram caracterizados como chuvosos (CPW). O parâmetro da pré-estação utilizado foi o total de chuva independente do valor observado.

Também foram analisados os índices de precipitação da estação chuvosa nos anos previstos, pelo método de análise discriminante, como sendo secos (APS) e chuvosos (APC).

Dos 15 anos previstos secos, cerca de 53% corresponderam às expectativas e o comportamento espacial das chuvas da estação chuvosa, para estes anos é mostrado na Figura 4.10. Observou-se que parte das áreas do estado da Paraíba e Pernambuco foram as que apresentaram os índices mais negativos. No composto APC, representado pela Figura 4.11, a maioria dos estados aqui analisados apresentaram índices positivos, com as maiores magnitudes situadas no centro-norte do Ceará, no centro-oeste do Rio Grande Norte e Paraíba e no setor central de Pernambuco. Neste último mapa, foram considerados 20 anos previstos chuvosos, dos quais 65% corresponderam as expectativas. Sansigolo (1992), também constatou que a

destreza nas previsões sazonais, para o norte do Nordeste, é maior em anos chuvosos relativamente aos anos secos ou normais.

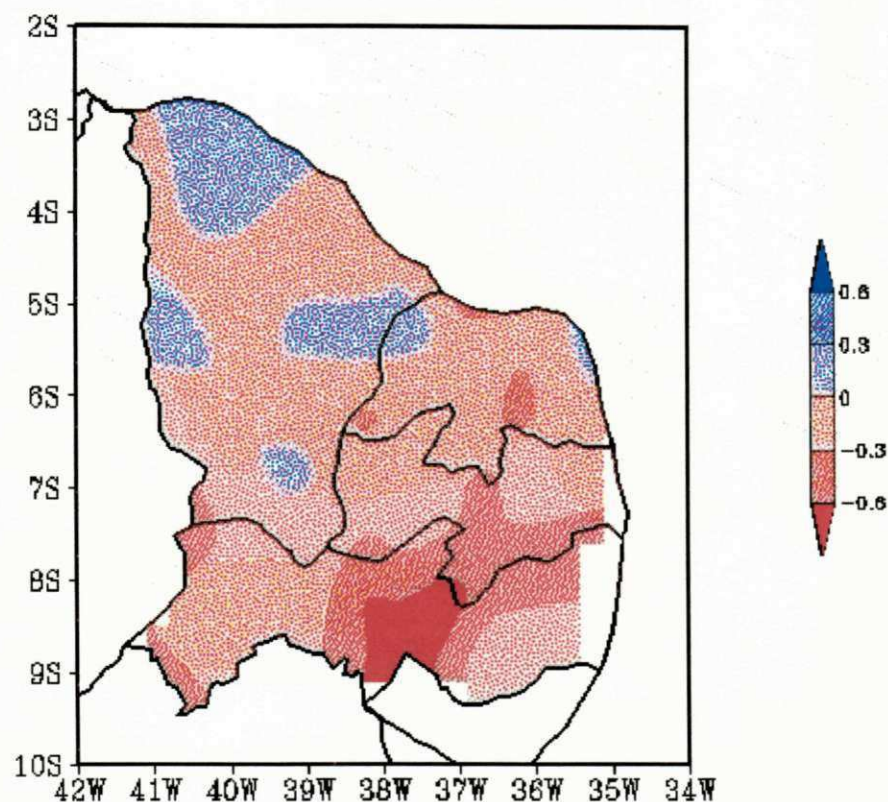


FIGURA 4.10 - Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos previstos secos (APS) pelo método de análise discriminante.

Nos campos acima analisados, pode-se concluir que, em geral, o centro-norte do Ceará, o centro-oeste do Rio Grande Norte e Paraíba e o setor central de Pernambuco têm respondido bem ao que ocorre durante a pré-estação chuvosa, no período que compreende os meses de agosto a janeiro, particularmente em anos cuja pré-estação foi chuvosa.

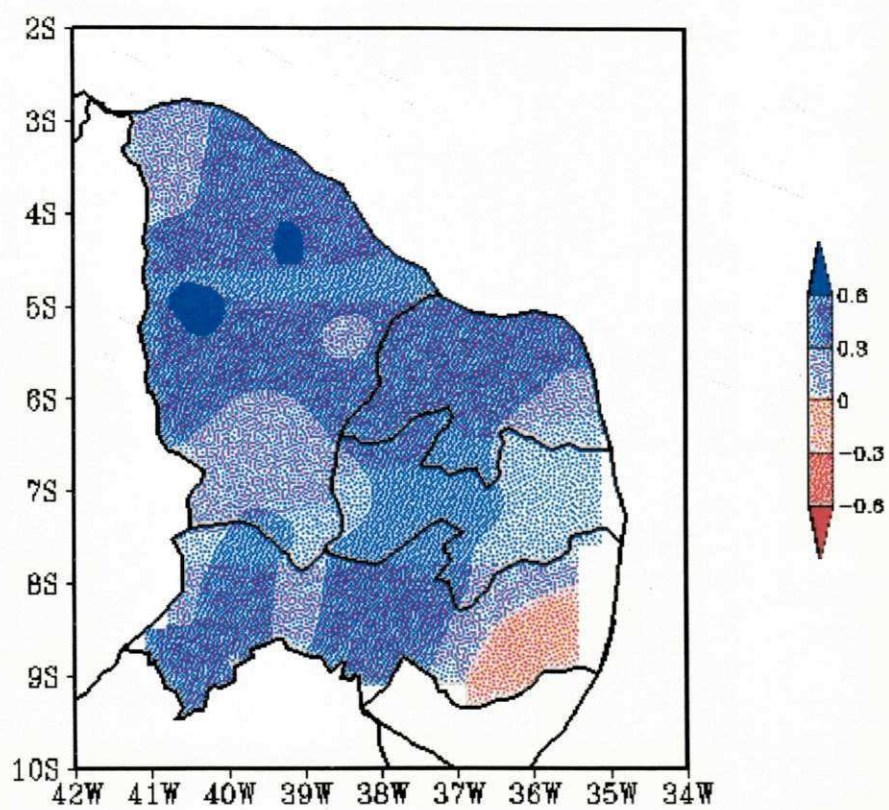


FIGURA 4.11 - Mapa de composto contendo a distribuição espacial média dos índices da estação chuvosa (FMAM) para anos previstos chuvosos (APW) pelo método de análise discriminante.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Em primeira instância, as relações encontradas entre as chuvas ocorridas na pré-estação e as da estação chuvosa (fevereiro a maio) mostraram que o mês de janeiro apresentou isoladamente correlações estatisticamente significativas. Contudo, a escolha do intervalo da pré-estação que compreende os meses de janeiro foi priorizada por ter apresentado, no conjunto, as melhores correlações e também por ser este o período monitorado pelos agricultores através de métodos empíricos. As correlações obtidas para as quatro séries temporais analisadas mostraram que, se utilizados conjuntos de estações ou períodos diferentes, os valores podem variar significativamente, por exemplo, no período 1956 a 1985, a chuva da pré-estação explicou 50% da variância dos totais pluviométricos durante a estação chuvosa FMAM e, no período de 1926 a 1955, a variância explicada foi da ordem de 16% para o mesmo conjunto de postos pluviométricos.

Aplicando o método de *análise discriminante* à série temporal correspondente ao período de 1926 a 1985, e utilizando dois parâmetros explicativos da pré-estação: os índices correspondentes ao número de dias com chuva superior a 6(seis) mm e os índices referentes a totais de chuva, foi atingida uma estimativa de acerto nas previsões da ordem de 54%, sendo que 20% dos erros observados consistiram em probabilidades equívocas, ou seja a diferença entre o observado e o previsto foi inferior a 10%. Contudo, das previsões consideradas erradas, 19% corresponderam a períodos em que o comportamento das chuvas na pré estação foi inverso ao da estação chuvosa. Inclusive o erro mais significativo (igual a 82%) ocorreu na previsão para o ano de 1977 quando se verificou uma configuração bem definida do episódio ENOS, fase quente.

Os estudos desenvolvidos até o presente momento vêm demonstrando que as condições atmosféricas e oceânicas globais e o conhecimento dos principais aspectos relacionados com o clima do NEB, desempenham um papel fundamental na previsibilidade climática do semi-árido nordestino.

A *análise de compostos* mostrou que o conhecimento empírico dos agricultores pode ser, em parte, respaldado pelo conhecimento científico. Isso quer dizer que, dependendo das condições climáticas reinantes, o comportamento das chuvas na pré-estação tende a se repetir durante a estação chuvosa do ano seguinte. Neste sentido, os resultados encontrados utilizando o método de *análise discriminante* mostraram que os anos previstos chuvosos foram chuvosos em 65% dos casos. Para os anos previstos secos, o percentual de acerto foi igual a 53%, comprovando que as previsões de anos chuvosos são mais eficientes relativamente às previsões de anos secos.

Em suma, a previsibilidade das chuvas no período que compreende os meses de fevereiro a maio, levando-se em conta o comportamento diário das chuvas nos meses de agosto a janeiro, é estatisticamente significativa. Contudo, a chuva da pré-estação analisada de maneira isolada, explica, na melhor das hipóteses, 37% da variância das chuvas durante a estação chuvosa. Portanto, os resultados dessa dissertação confirmam pesquisas anteriores, que indicam que a variabilidade pluviométrica interanual sobre o Nordeste está ligada à circulação atmosférica em escala planetária. Assim, tal previsibilidade, a partir dos indicadores locais de pluviometria, deve ser considerada em conjunto com os aspectos climáticos globais, em particular àqueles relacionados à temperatura da superfície do mar tanto no Atlântico quanto no Pacífico.

Este trabalho sugere, como estudos futuros, uma análise a respeito da distribuição temporal e espacial dos totais pluviométricos no mês de janeiro, em conjunto com os aspectos climáticos envolvidos, no sentido de melhor justificar o grau de correlação que este mês apresenta com as precipitações do período chuvoso do NEB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A.. A variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 7 (2): 583-592. 1992.
- ALVES, J. M. B.; SOUZA, E. B. de; REPELLI, C. A.; FERREIRA, N. S.. Um estudo da variabilidade pluviométrica no setor leste do Nordeste brasileiro e a influência do fenômeno EL Niño-Oscilação Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia* (submetido) 1996. 17 p..
- ARAGÃO, J. O. R.. *Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos-SP. 1975, 219 p. (INPE-789 TPT/012).
- ARAGÃO, J. O. R.. Previsão Meteorológica do Nordeste do Brasil. Curso Ministrado durante o *VI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Salvador- BA, 1990.
- BAROUCHE, Jean-Marie; SAPORTA, A. G.. *Análise de Dados*. Zahar Editores, Rio de Janeiro, RJ. 1982. 116 p..
- de BRITO, J. I. B; NOBRE, C. A. & ZARANZA, A. R. A.. Precipitação da pré-estação chuvosa e a previsibilidade da estação chuvosa no norte do Nordeste. *Climanálise*, 6(6): 39-53. 1991.
- CALBETE, N. O. de; SATYAMURTY, P.. Vórtices ciclônicos em altos níveis que atuaram na Região Nordeste no período de 1987 e 1995. IN: CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- CAVALCANTI, I. F. A.. *Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos-SP. 1982, 113 p. (PI INPE 2492 -TDL 097).

- CAVALCANTI, I. F. A.. *Sistemas frontais. III Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica*, Universidade do Vale do Paraíba-UNIVAP, São José dos Campos-SP. 1993, 24 p..
- CAVIEDES, C. N.: Secas e El Niño: two simultaneous climatological hazards in South America. *Proceedings of Association American Geography*, 5(sf): 44-49 . 1973.
- CHAN, C. S.. *Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos-SP, INPE, 1990. (INPE-5222-TDL/437).
- CIÊNCIA ILUSTRADA. *A máquina do tempo*. Reportagem especial. Editora Abril, São Paulo, SP, V. II (15): 68-28. 1983.
- CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. INPE/INEMET. Número Especial, São José dos Campos, SP, 1986, 132 p..
- CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- DEAN, G. A.. *The three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil*. São José dos Campos, INPE, 1971. (LAFE-164).
- DUNN, G. E.. Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bulletin American Meteorological Society*, 21(sf):215-229. 1940.
- FERREIRA, N. S.. Zona de Convergência Intertropical. *Climanálise*. IN: CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- FUNCEME. *Redimensionamento da região semi-árida do Nordeste do Brasil*. Fortaleza, CE. 1993. 112 p..
- PHILANDER, S. G.. *El niño, la niña and the southern oscillation*. Academic Press, San Diego, Califórnia. 1990. 292 p..

- FRANK, N. L.. On the energetics of cold lows. Proceedings of the symposium on Tropical Meteorology. *America Meteorological Society*, EIV I-EIV 6, June 1970.
- GAN, M. A.. *Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, *INPE*, 1982. (INPE-2685-TDL/126).
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera no Oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1(1): 19-28. 1986.
- GRAVES, C. E.; STANFORD, J. L.. Middle and high latitude Southern Hemispheric oscillations on the 35-60 day time scale. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46 (12): 1826-1837. 1989.
- HAMEED, S.; SPERBER K. R.; MEINSTER, A.. Teleconnections of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU coupled upper ocean-atmosphere GCM. *Journal of Climate*, 6 (3):487-498. 1993.
- HASTENRATH, S.. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 3(8): 853 -904. 1990.
- HASTENRATH, S.; CASTRO L. C.; ACEITUNO, P.. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Contribution Atmospheric Physical*, 60(sf): 447-463. 1987.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L.. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 102 (435): 77-92. 1977.
- HASTENRATH, S.; WU, M. C.; CHU, P. S. Towards the monitoring and prediction of Northeast Brazil Droughts. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 110(sf): 411-425.1984.
- HASTENRATH, S.; L. GREISCHAR. Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 6(4): 743 - 758. 1993.

- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2 (11): 1388-1403. 1989.
- KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E.; STUDZINSKI, C. M.; SILVA DIAS, P. L. da. As variações intrasazonais da precipitação no Brasil durante o verão de 1988/1990. *Climanálise*, 5(4): 40-50. 1990.
- KAYANO, M. T.; ALVES, J. M. B.. Oscilações intrasazonais na precipitação do sul do Ceará. *Climanálise*, 6(8): 38-45. 1991.
- KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M.. 30-60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, 115(7): 1407-1436. 1987.
- KOUSKY, V. E.. Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9): 1140-1153. 1979.
- KOUSKY, V. E.. Diurnal rainfall variations in Northeast. *Monthly Weather Review*, 108: 488-498. 1980.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A.. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33(6): 538-551. 1981.
- KOUSKY, V. E.; ELIAS, M.. *Meteorologia Sinótica: Parte II*. INPE. São José dos Campos, SP. 1982. 105 p. (INPE - 2605 - MD/021).
- KOUSKY, V. E.. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Monthly Weather Review*, 113(2): 1951-1957. 1985.
- KOUSKY, V. E.. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3(sf):217-231. 1988.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7(7): 1131-1143. 1994.

- LIMA, M. C. de., **Variabilidade da precipitação no litoral leste da Região Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos, SP. 222 p. 1991. (INPE - 5283 - TDI/453).
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R.. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**(sf): 702-708. 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R.. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**(sf): 1109-1123. 1972.
- MARENGO, J.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S.. Observacional and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. *Climate Change*, **23**(3): 267-286. 1993. IN: CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- MARENGO, J.; HASTENRATH, S.. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. *Journal of Climate*, **6**(4), 617-627. 1993. IN: CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- MARKHAN, C. G.; MACLAIN, D. R.. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. *Nature*, **265** (5592): 320-323. 1977.
- MECHOSO, C. R.; LYONS, S. W.; SPAHR, J. A.. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. *Journal of Climate*, **3**(8): 812-826. 1990.
- MELO, J. B. de., **Uma experiência de matuto**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN, Campus IV, Mimeo.1991.
- MOURA , A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of drought in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38** (12): 2653 -2675. 1981.

- NAMIAS, J.. Influence of circulation and weather between hemispheres. *Monthly Weather Review*, 91(sf):482-486. 1972.
- NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B.. The climatology of droughts in Northeast Brazil and drought prediction. IN: *Assessment of Climate Impacts on Agriculture in Semi-Arid Regions. Part II: The Climate Variations on Agriculture in Northeast Brazil*. ILASA Austria, 1986 (in press).
- NOBRE, P.. *On the genesis of anomalous sst and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin. Dissertation of Doctor*. Department of Meteorology University of Maryland at College Park. 1993. 151 p..
- OLIVEIRA, A. S.. *Interações entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos-SP. 1986. (INPE - 4008 - TDL/239).
- PBCLIMA. *Boletim de Monitoramento da Paraíba*. Campina Grande-PB, Ano I, Nº 11, 1995.
- PBCLIMA. *Boletim de Monitoramento da Paraíba*. Campina Grande-PB, Ano II, Nº 5, 1996a.
- PBCLIMA. *Boletim de Monitoramento da Paraíba*. Campina Grande-PB, Ano II, Nº 4, 1996b.
- PBCLIMA. *Boletim de Monitoramento da Paraíba*. Campina Grande-PB, Ano II, Nº 1, 1996c.
- PBCLIMA. *Boletim de Monitoramento da Paraíba*. Campina Grande-PB, Ano II, Nº 6, 1996d.
- QUADRO, M. F. L.. *Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. Dissertação de Mestrado, INPE. São José dos Campos, SP. 1994. 97 p..
- RAMOS, R. P. L.. Precipitation characteristics in the Northeast Brazil dry region. *Journal of Geophysical Research*, 80(12): 1665-1678. IN: CHAN, C. S.. *Análise dos*

- distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos-SP, INPE, 1990. (INPE-5222-TDL/437).
- REBOUÇAS, A. da Cunha,. O fenômeno das "secas" do Nordeste. Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo. **SPECTRUM**, 1(4): 62-72. 1981.
- RIHEL, H.. **Climate and weather in the tropics.** Academic Press, New York. 1979.
- SAMPAIO FERRAZ, J. de,. Sir Gilbert Walker's formula for Ceara's Brazil droughts: suggestion for its physical explanation. **Meteorological Magazine**, 64(sf): 81-84. 1929.
- SANSIGOLO, C. A.. Seasonal rainfall forecasting in the Northeast Region of Brazil. **Workshop on ENSO and Seasonal to Interannual Climaty Variability**, Fortaleza, CE, 32-42. 1992.
- SAKAMOTO, M. S.. **Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). III Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica**, Universidade do Vale do Paraíba-UNIVAP, São José dos Campos-SP. 1993, 24 p..
- SATYAMURTE, P.; MATTOS, L. F.. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the mid latitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, 108(sf): 410-520. 1989.
- SERRA, A. B.. The general circulation over South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 22(sf): 173-179. 1941.
- SILVA, B. B.. **Estudo da precipitação no estado da Paraíba: regimes pluviais e caracterização de anos secos e chuvosos.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, UFPB, Campina Grande, PB, 1985, 100 p..
- SILVESTRE E.. Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical. IN: CLIMANÁLISE. **Boletim de Monitoramento e Análise Climática.** MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..

- SOUZA, I. A.. *Influência da variabilidade climática no avanço e recuo dos processos de desertificação no estado do Rio Grande do Norte*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Paraíba, UFPB, Campus II, Campina Grande-PB. 1997. 107 p..
- SPIEGEL, M. R. . Estatística. *McGraw-Hill*, São Paulo, SP. 1972. 580 p..
- SPINOZA, E.. Distúrbios Ondulatórios de Leste na Região Tropical. IN: CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. MCT/INPE. Edição Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p..
- STRANG, D. M. G.. *Climatological analysis of rainfall normals in northeastern Brazil*. Pap. No. EAE - M -02/72, 70 p (Available from Centro Tecnico Aeroespacial, 12.200, São José dos Campos, SP). 1972.
- TRENBERTH, K. E.. Spatial and temporal variations of the southern oscillation. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, **102** (433), 639-653. 1976.
- UVO, C. B.. *A zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na Região Norte do Nordeste Brasileiro*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE. São José dos Campos, SP. 1989.
- VIRJI, H.. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South American estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, **109**(3): 549-610. 1981.
- WALKER, G. T.. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. *Beitrag Zur Physik der Frein Atmosphere*, **14**(sf): 88-93. 1928.
- WARD, M. N.; FOLLAND, C.K.. Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, **9** (sf): 711 -743. 1991.
- WEICKMANN, K. M.. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **111**(9): 1838-1858. 1983.

- WEICKMANN, K. M.; KALSA, S. J. S.. The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30-60 day oscillation. *Monthly Weather Review*, **118**(4): 964-978. 1990.
- WILKS, D. S.. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego, Califórnia. 1995. 467 p..
- YAMAZAKI, Y.. *Estudos teóricos e sinóticos de distúrbios tropicais*. INPE-624. IAFE. São José dos Campos, SP, Brasil. 1975.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **55**(2): 205-207, 1977.

APÊNDICE A

CONCEITUAÇÃO DO FENÔMENO ENOS¹

Há aproximadamente um século, as investigações meteorológicas sobre a Oscilação Sul (OS) e oceanográficas sobre o El Niño, ocorriam independentemente, até o Professor J. Bjerknes da universidade da Califórnia, Los Angeles, concluir que se tratavam de dois aspectos de um mesmo fenômeno. Precisamente no ano de 1969, o pesquisador Bjerknes propôs uma relação física entre as variações interanuais meteorológicas e oceanográficas, no Pacífico Tropical, e introduziu o termo conhecido por circulação de Walker (Philander, 1990).

Analisado numa situação de normalidade, o fenômeno OS, também conhecido por "gangorra barométrica" pode ser descrito simplificadaamente como um balanço na Pressão ao Nível do Mar (PNM) entre a área de alta pressão do Pacífico Sudeste e a região de baixa que se estende desde a África até o norte da Austrália. Em particular, a região da Indonésia e norte da Austrália é caracterizada por pressões baixas, enquanto a região do Pacífico mais próxima da América do Sul é caracterizada por pressões altas. Essa configuração no campo de PNM gera movimento ascendente de ar que se verifica na primeira região e movimento descendente na segunda. A grande quantidade de ar quente que sobe da região da Indonésia, área mais ativa em convecção, desloca-se para leste, nas altas camadas da atmosfera, onde se resfria, descendo, posteriormente, na região do Pacífico mais próxima da América do Sul. Encontrando-se nos níveis mais baixos, esse ar frio tende a se aquecer e deslocar rumo à Indonésia e norte da Austrália. Esse ciclo completo é denominado Célula de Walker (Figura A.1a).

Este movimento de ar descendente forma um anticiclone ou região de alta pressão sobre o oceano, próximo à América do Sul, enquanto o movimento ascendente sobre a Indonésia forma um ciclone. O deslocamento do ar da região de alta para a região de baixa constitui os ventos alísios. Ao se deslocarem, os alísios de sudeste provocam uma diferença no nível da água entre a região oeste e a região leste do Pacífico, ou seja, eles renovam as águas superficiais dos oceanos². Dessa forma, correntes mais frias chegam de latitudes sub-antárticas. A corrente marítima de Humboldt, que costeia a América do Sul, no sentido ascendente (sul-norte), passa a

¹ Texto da revista Ciência Ilustrada, reproduzido quase na íntegra.

² Na costa do Peru e Equador, águas mais frias afloram do fundo do oceano carregadas de nutrientes. Esse fenômeno é conhecido como ressurgência.

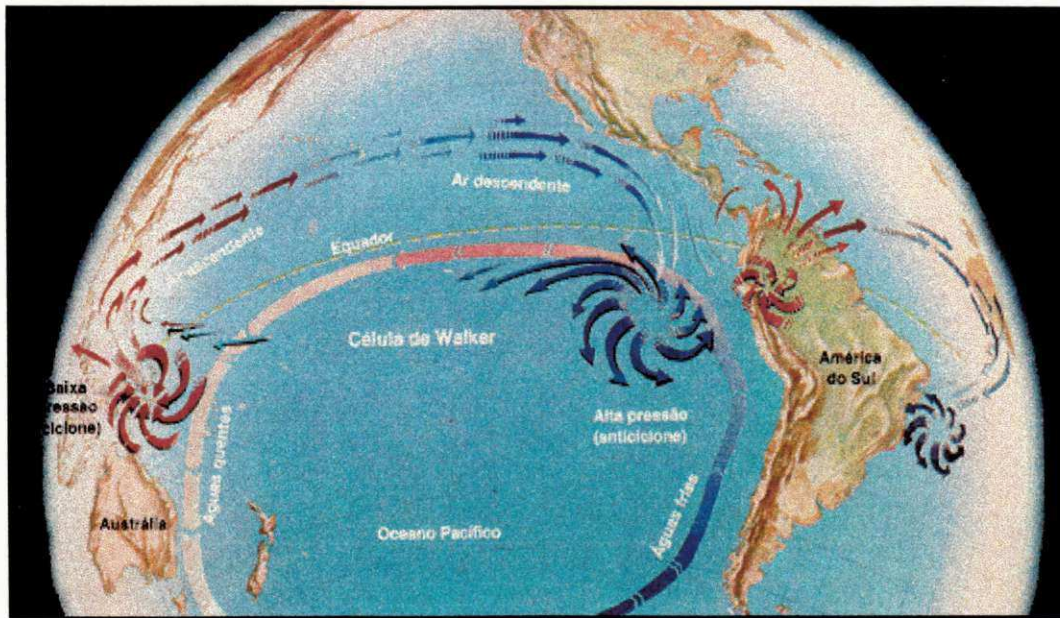
se chamar corrente equatorial e é desviada para oeste devido à ação da circulação anticiclônica. Na região de baixa pressão, essa mesma corrente volta a se resfriar completando o ciclo.

Em anos de El Niño, ocorre uma mudança de inclinações na "gangorra barométrica" de Walker, isto é, as pressões mais baixas na região da Indonésia e norte da Austrália tendem a aumentar, diminuindo o movimento ascendente, e, paralelamente, sobre a região do Pacífico mais próxima da América do Sul, ocorre uma diminuição correspondente da pressão e conseqüentemente aumento de movimento ascendente. Como resultado enfraquecem os ventos alísios de sudeste, reduz a velocidade das correntes marítimas e diminui o fenômeno da ressurgência na costa do Peru e Equador, provocando um aumento da TSM em toda a faixa equatorial do Pacífico.

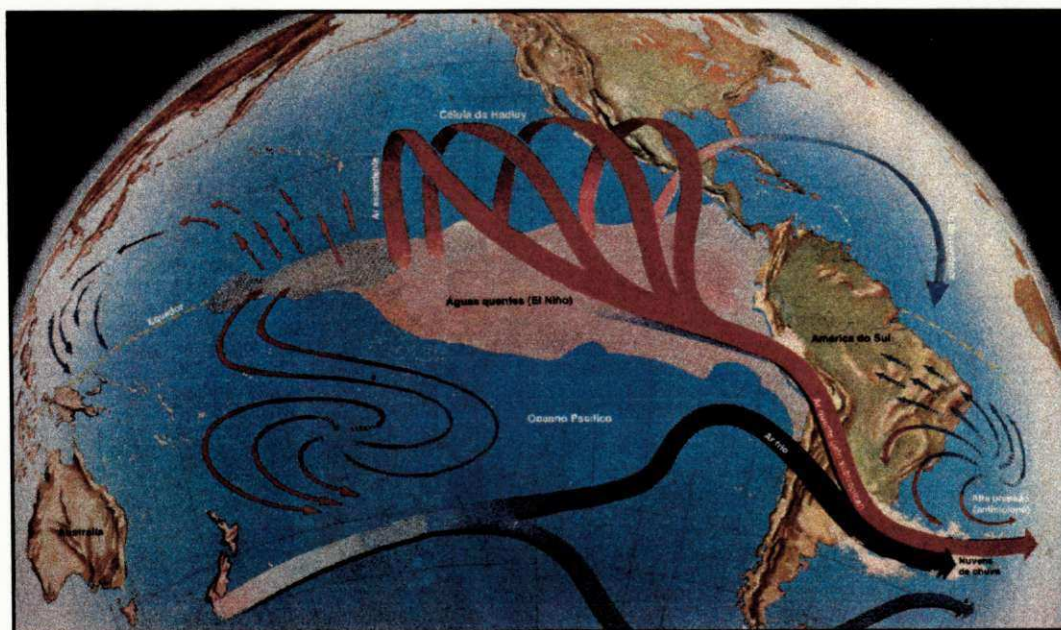
O aquecimento das águas nessa região do Pacífico, mais acentuado na costa noroeste da América do Sul, recebe o nome de El Niño. Verifica-se, então, um deslocamento do ramo ascendente da Circulação de Walker para leste, o que provoca convecção nas regiões próximas às costas do Peru e Equador, que normalmente não ocorre. A célula de Walker enfraquece e entra em funcionamento a célula de Hadley, a qual possui movimento norte-sul. Esta célula, intensifica o jato subtropical que sopra da região do Pacífico abaixo do equador para o norte do Chile e sul do Brasil, causando bloqueios atmosféricos tais como àqueles das frentes frias, as quais permanecem estacionárias sobre a Região Sul do Brasil. Como resultado, ocorrem precipitações intensas sobre o sul e sudoeste do Brasil, enquanto o centro-sul do Nordeste está sujeito a uma redução na precipitação cuja intensidade dependerá da intensidade das anomalias dos fenômenos acima descritos.

Em síntese, o movimento ascendente observado sobre o Pacífico Central Leste, na região de águas anormalmente quentes, produz movimento subsidente em diversas regiões, incluindo o Nordeste do Brasil. Este movimento subsidente, assim como o bloqueio dos sistemas frontais inibe a convecção e causa secas. Um exemplo, foi a seca severa observada em 1983, gerada por uma condição de El Niño bem definida.

Os mecanismos físicos associados ao evento El Niño - Oscilação Sul (ENOS) são mais abrangentes que a simples descrição aqui mencionada e, embora o coeficiente de correlação entre o índice de Oscilação Sul e a precipitação no Nordeste do Brasil não seja muito alto, secas intensas associadas ao fenômeno ENOS são claramente observadas, com defasagem de até um ano.



(a)

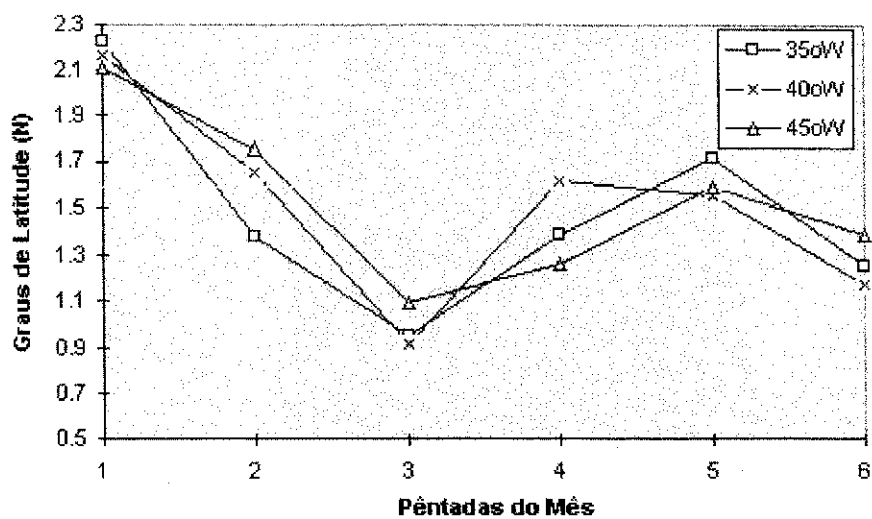


(b)

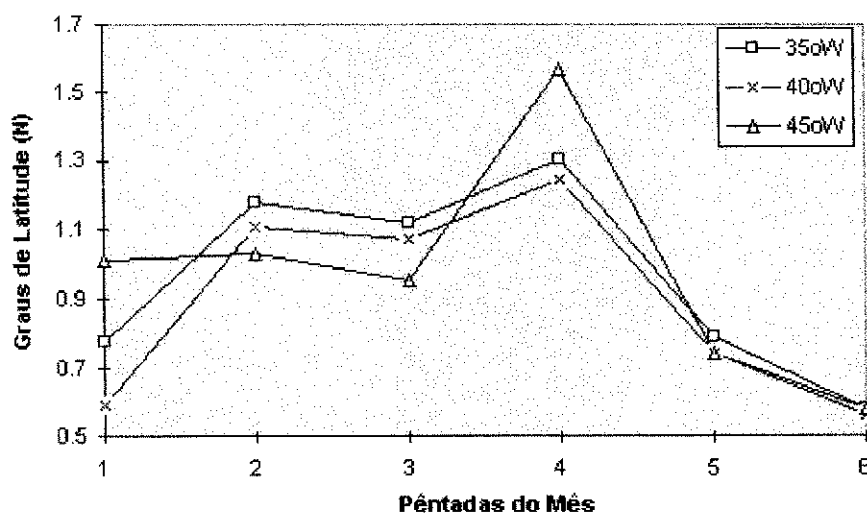
FIGURA A.1 - Ilustrações representativas do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação de normalidade (Figura A.1a) e numa situação anômala correspondente a fase quente do ENOS (Figura A.1b) denominada por fenômeno EL Niño.

APÊNDICE B

POSIÇÃO CLIMATOLÓGICA DA ZCIT

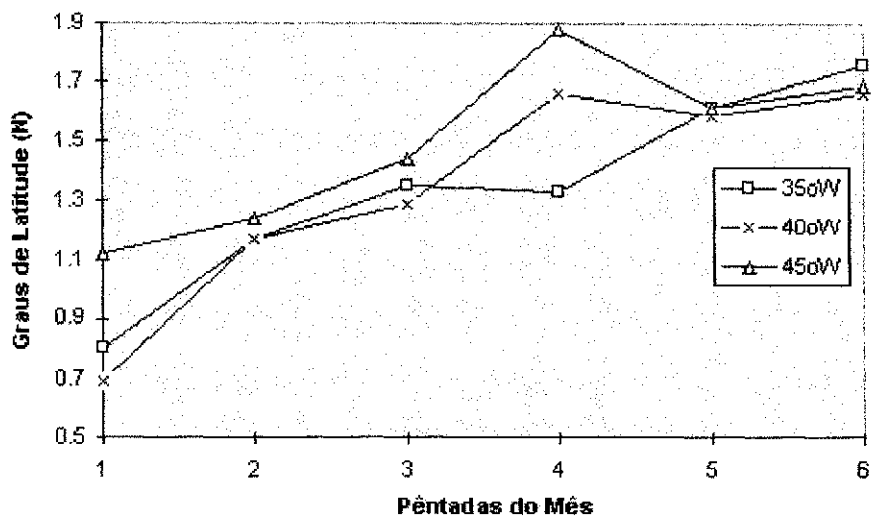


(a)

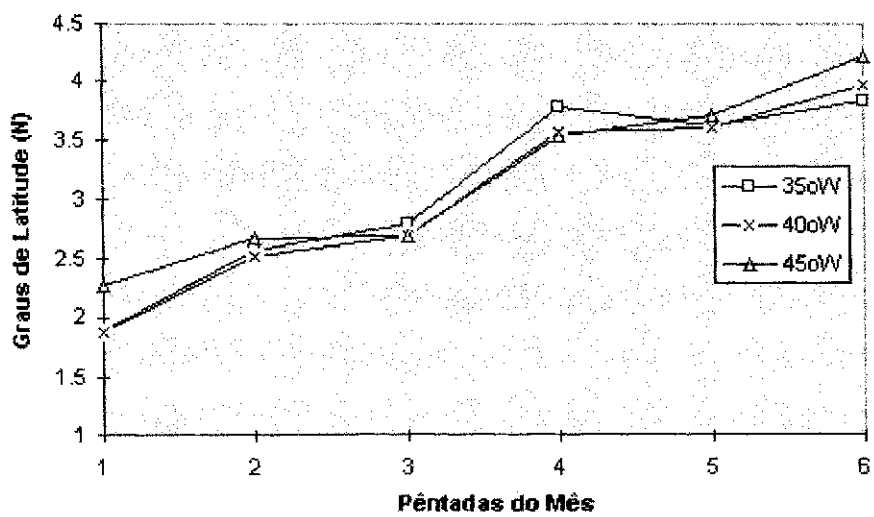


(b)

FIGURA B.1 - Posição climatológica pentadal da ZCIT nos meses de fevereiro (Figura B.1a), março (Figura B.1b), abril (Figura B.1c) e maio (Figura B.1d). Estes gráficos foram gentilmente cedidos pela FUNCEME.



(c)



(d)

FIGURA B.1 - Conclusão.

APÊNDICE C

POSTOS PLUVIOMÉTRICOS

TABELA C.1 - LISTAGEM DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS UTILIZADOS NESTE ESTUDO.

| Ordem ² | Código | Nome do Posto | Latitude | Longitude | Ano Inicial | Ano Final | Número de Anos |
|--------------------|---------|---------------------------|----------|-----------|-------------|-----------|----------------|
| 01 | 2778714 | UBAJARA | 351 | 4056 | 1912 | 1989 | 78 |
| 02 | 2789669 | STA. QUITÉRIA | 420 | 4010 | 1912 | 1990 | 79 |
| 03 | 2799636 | TAMBORIL | 450 | 4020 | 1911 | 1989 | 79 |
| 04 | 2870446 | IRAUÇUBA | 344 | 3947 | 1912 | 1990 | 79 |
| 05 | 2881006 | GENERAL SAMPAIO AÇ | 402 | 3929 | 1921 | 1991 | 71 |
| 06 | 2883256 | CASCAVEL | 408 | 3814 | 1912 | 1987 | 76 |
| 07 | 2892307 | CAIO PRADO | 439 | 3858 | 1911 | 1995 | 85 |
| 08 | 2893669 | STO. ANTÔNIO DE RUSSAS AÇ | 450 | 3810 | 1911 | 1991 | 81 |
| 09 | 2894643 | JAGUARUANA | 450 | 3748 | 1912 | 1985 | 74 |
| 10 | 3708369 | CRATEÚS | 511 | 4040 | 1910 | 1985 | 76 |
| 11 | 3709736 | INDEPENDÊNCIA | 523 | 4020 | 1910 | 1985 | 76 |
| 12 | 3729802 | COCOCI | 625 | 4030 | 1912 | 1987 | 76 |
| 13 | 3749125 | CAMPOS SALES | 704 | 4023 | 1912 | 1985 | 74 |
| 14 | 3800256 | BOA VIAGEM | 508 | 3944 | 1910 | 1988 | 79 |
| 15 | 3801367 | URUQUE | 509 | 3910 | 1912 | 1991 | 80 |
| 16 | 3801441 | QUIXERAMOBIM | 512 | 3918 | 1913 | 1985 | 73 |
| 17 | 3801494 | JARDIM FZ | 512 | 3902 | 1925 | 1989 | 65 |
| 18 | 3803549 | S. JOÃO DO JAGUARIBE | 517 | 3816 | 1911 | 1994 | 84 |
| 19 | 3811499 | OLONÓPOLE | 544 | 3901 | 1912 | 1994 | 83 |
| 20 | 3821742 | IGUATU | 622 | 3918 | 1912 | 1985 | 74 |
| 21 | 3830023 | SABOEIRO | 632 | 3954 | 1912 | 1987 | 76 |
| 22 | 3830888 | FARIAS BRITO | 655 | 3934 | 1912 | 1994 | 83 |
| 23 | 3831543 | VÁRZEA ALEGRE | 647 | 3918 | 1912 | 1985 | 74 |
| 24 | 3841425 | CRATO | 713 | 3923 | 1912 | 1991 | 80 |
| 25 | 2895974 | AREIA BRANCA | 457 | 3708 | 1911 | 1991 | 81 |
| 26 | 3804998 | GOV. DIX SEPT ROSADO | 528 | 3731 | 1910 | 1991 | 82 |
| 27 | 3809407 | TOUROS | 512 | 3528 | 1910 | 1991 | 82 |

² A ordem do posto corresponde a sua localização no mapa apresentado na Figura 3.2.

| Ordem ³ | Código | Nome do Posto | Latitude | Longitude | Ano Inicial | Ano Final | Número de Anos |
|--------------------|---------|-------------------------|----------|-----------|-------------|-----------|----------------|
| 28 | 3814519 | MALHADA VERMELHA AÇ | 547 | 3755 | 1922 | 1991 | 70 |
| 29 | 3814589 | CARAÚBAS | 547 | 3734 | 1910 | 1991 | 82 |
| 30 | 3816382 | ANGICOS | 540 | 3636 | 1911 | 1988 | 78 |
| 31 | 3816972 | SANTANA DO MATOS | 558 | 3639 | 1911 | 1991 | 81 |
| 32 | 3818282 | TAIPU | 537 | 3536 | 1912 | 1990 | 79 |
| 33 | 3818301 | JARDIM DE ANGICOS | 539 | 3600 | 1912 | 1994 | 83 |
| 34 | 3823822 | LUIZ GOMES | 625 | 3824 | 1910 | 1991 | 82 |
| 35 | 3824119 | MARTINS | 605 | 3755 | 1911 | 1991 | 81 |
| 36 | 3824274 | PATU | 606 | 3738 | 1911 | 1991 | 81 |
| 37 | 3825981 | CAICÓ | 627 | 3706 | 1910 | 1994 | 85 |
| 38 | 3826598 | CURRAIS NOVOS | 616 | 3631 | 1910 | 1994 | 84 |
| 39 | 3833413 | ANTENOR NAVARRO | 644 | 3827 | 1913 | 1994 | 82 |
| 40 | 3833554 | SOUZA | 645 | 3814 | 1910 | 1985 | 76 |
| 41 | 3834538 | POMBAL | 646 | 3749 | 1910 | 1990 | 81 |
| 42 | 3834894 | MALTA | 654 | 3732 | 1922 | 1993 | 72 |
| 43 | 3836715 | STA. LUZIA | 652 | 3656 | 1911 | 1993 | 83 |
| 44 | 3837028 | PICUI | 631 | 3622 | 1910 | 1993 | 84 |
| 45 | 3843667 | ITAPORANGA | 718 | 3810 | 1910 | 1993 | 84 |
| 46 | 3845448 | TEIXEIRA | 713 | 3716 | 1911 | 1993 | 83 |
| 47 | 3845583 | DESTERRO | 717 | 3706 | 1923 | 1993 | 71 |
| 48 | 3846434 | TAPEROA | 712 | 3650 | 1910 | 1993 | 84 |
| 49 | 3846894 | S. JOÃO DO CARIRI | 724 | 3632 | 1911 | 1983 | 73 |
| 50 | 3847188 | POCINHOS | 704 | 3604 | 1923 | 1993 | 71 |
| 51 | 3853499 | PRINCESA ISABEL | 744 | 3800 | 1911 | 1991 | 80 |
| 52 | 3789703 | PETROLINA | 923 | 4030 | 1911 | 1985 | 75 |
| 53 | 3845945 | S. JOSÉ DO EGITO | 728 | 3717 | 1914 | 1991 | 78 |
| 54 | 3852745 | S. JOSÉ DO BELMONTE | 752 | 3847 | 1911 | 1992 | 82 |
| 55 | 3853943 | SERRA TALHADA | 759 | 3818 | 1911 | 1991 | 81 |
| 56 | 3854571 | AFOGADOS DA INGAZEIRA | 745 | 3739 | 1914 | 1989 | 76 |
| 57 | 3860189 | PARNAMIRIM | 805 | 3934 | 1911 | 1986 | 76 |
| 58 | 3861178 | SALGUEIRO | 804 | 3907 | 1911 | 1989 | 79 |
| 59 | 3865149 | SERTANIA | 805 | 3716 | 1911 | 1988 | 78 |
| 60 | 3867324 | BREJO DA MADRE DE DEUS | 809 | 3623 | 1911 | 1988 | 78 |
| 61 | 3870634 | STA. MARIA DA BOA VISTA | 848 | 3950 | 1911 | 1986 | 76 |
| 62 | 3877028 | S. BENTO DO UNA | 831 | 3622 | 1920 | 1989 | 69 |

³ A ordem do posto corresponde a sua localização no mapa apresentado na Figura 3.2.

APÊNDICE D

RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES

TABELA D.1 - RESULTADO DA CORRELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE DIAS COM CHUVA, EM VÁRIOS INTERVALOS DA PRÉ-ESTAÇÃO, INDEPENDENTE DO LIMAR OBSERVADO, E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1963 A 1991⁴.

| PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA | CORRELAÇÃO |
|---------------------------|--------------|
| Agosto | 0,142 |
| Setembro | 0,129 |
| Outubro | 0,040 |
| Novembro | -0,129 |
| Dezembro | -0,054 |
| Janeiro | 0,655 |
| Agosto a Setembro | 0,157 |
| Setembro a Outubro | 0,115 |
| Outubro a Novembro | -0,041 |
| Novembro a Dezembro | -0,076 |
| Dezembro a Janeiro | 0,474 |
| Agosto a Outubro | 0,170 |
| Setembro a Novembro | 0,024 |
| Outubro a Dezembro | -0,051 |
| Novembro a Janeiro | 0,443 |
| Agosto a Novembro | 0,090 |
| Setembro a Dezembro | -0,006 |
| Outubro a Janeiro | 0,441 |
| Agosto a Dezembro | 0,040 |
| Setembro a Janeiro | 0,473 |
| Agosto a Janeiro | 0,497 |

⁴ Foram utilizados 47 postos pluviométricos, sem falhas nos dados diários.

TABELA D.2 - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1963 A 1991⁵.

| PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA | J* | AJ* | SJ* | OJ* | NJ* | DJ* |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Número de Dias com Chuva | 0,655 | 0,497 | 0,473 | 0,441 | 0,443 | 0,474 |
| Número de Dias com Chuva Superior a 10 mm | 0,674 | 0,502 | 0,479 | 0,448 | 0,450 | 0,483 |
| Número de Dias com Chuva Superior a 50 mm | 0,651 | 0,470 | 0,461 | 0,445 | 0,445 | 0,484 |
| Total de Precipitação | 0,647 | 0,497 | 0,486 | 0,480 | 0,473 | 0,499 |

TABELA D.3 - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1926 A 1955⁶.

| Pré-Estação Chuvosa | | 1926 a 1955 | | | |
|--------------------------|-------------------------------|-------------|-------------------|--------------------|------------------|
| Parâmetros | Limiares de Precipitação (mm) | Janeiro | Outubro a Janeiro | Setembro a Janeiro | Agosto a Janeiro |
| Número de Dias com Chuva | maior que 0 | 0,289 | 0,438 | 0,446 | 0,424 |
| | 1 | 0,292 | 0,430 | 0,441 | 0,424 |
| | 2 | 0,304 | 0,441 | 0,456 | 0,445 |
| | 4 | 0,294 | 0,424 | 0,442 | 0,438 |
| Total de Chuva | maior que 0 | 0,374 | 0,444 | 0,449 | 0,446 |
| | 1 | 0,374 | 0,458 | 0,471 | 0,474 |
| | 2 | 0,348 | 0,459 | 0,472 | 0,476 |
| | 4 | 0,348 | 0,457 | 0,470 | 0,474 |

⁵ Foram utilizados 47 postos pluviométricos, sem falhas nos dados diários.

⁶ Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

TABELA D.4 - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1926 A 1970⁷.

| Pré-Estação Chuvosa | | 1926 a 1970 | | | |
|--------------------------|-------------------------------|-------------|-------------------|--------------------|------------------|
| Parâmetros | Limiares de Precipitação (mm) | Janeiro | Outubro a Janeiro | Setembro a Janeiro | Agosto a Janeiro |
| Número de Dias com Chuva | maior que 0 | 0,374 | 0,495 | 0,515 | 0,508 |
| | 1 | 0,372 | 0,490 | 0,514 | 0,509 |
| | 2 | 0,388 | 0,503 | 0,530 | 0,531 |
| | 4 | 0,390 | 0,508 | 0,536 | 0,540 |
| Total de Chuva | maior que 0 | 0,443 | 0,518 | 0,517 | 0,513 |
| | 1 | 0,386 | 0,509 | 0,530 | 0,541 |
| | 2 | 0,386 | 0,509 | 0,530 | 0,541 |
| | 4 | 0,386 | 0,509 | 0,529 | 0,541 |

⁷ Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

TABELA D.5 - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1956 A 1985^a.

| Pré-Estação Chuvosa | | 1956 a 1985 | | | |
|--------------------------|-------------------------------|-------------|-------------------|--------------------|------------------|
| Parâmetros | Limiares de Precipitação (mm) | Janeiro | Outubro a Janeiro | Setembro a Janeiro | Agosto a Janeiro |
| Número de Dias com Chuva | maior que 0 | 0,710 | 0,649 | 0,671 | 0,699 |
| | 1 | 0,707 | 0,657 | 0,678 | 0,708 |
| | 2 | 0,706 | 0,662 | 0,681 | 0,713 |
| | 4 | 0,702 | 0,673 | 0,686 | 0,715 |
| | 6 | 0,686 | 0,665 | 0,675 | 0,702 |
| | 8 | 0,657 | 0,647 | 0,655 | 0,682 |
| | 10 | 0,638 | 0,640 | 0,644 | 0,670 |
| | 20 | 0,583 | 0,512 | 0,603 | 0,624 |
| | 40 | 0,489 | 0,559 | 0,570 | 0,575 |
| | 50 | 0,502 | 0,580 | 0,581 | 0,586 |
| | 100 | 0,176 | 0,247 | - | - |
| | 1 a 10 | 0,700 | 0,609 | 0,646 | 0,676 |
| | 1 a 80 | 0,635 | 0,633 | 0,647 | 0,672 |
| | 4 a 10 | 0,719 | 0,654 | 0,676 | 0,708 |
| 4 a 80 | 0,630 | 0,631 | 0,644 | 0,667 | |
| Total de Chuva | maior que 0 | 0,652 | 0,599 | 0,588 | 0,596 |
| | 1 | 0,626 | 0,636 | 0,648 | 0,669 |
| | 2 | 0,625 | 0,635 | 0,647 | 0,668 |
| | 4 | 0,622 | 0,634 | 0,645 | 0,664 |
| | 6 | 0,615 | 0,631 | 0,640 | 0,658 |
| | 8 | 0,604 | 0,623 | 0,632 | 0,649 |
| | 10 | 0,594 | 0,618 | 0,626 | 0,643 |
| | 20 | 0,556 | 0,591 | 0,601 | 0,614 |
| | 40 | 0,488 | 0,565 | 0,574 | 0,576 |
| | 50 | 0,497 | 0,575 | 0,580 | 0,584 |
| | 100 | 0,168 | 0,245 | - | - |
| | 1 a 10 | 0,734 | 0,648 | 0,681 | 0,712 |
| | 1 a 80 | 0,635 | 0,633 | 0,647 | 0,672 |
| | 4 a 10 | 0,751 | 0,674 | 0,700 | 0,729 |
| 4 a 80 | 0,630 | 0,631 | 0,644 | 0,667 | |

^a Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

TABELA D.6 - RESULTADO DA CORRELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE DIAS COM CHUVA SUPERIOR AO LIMAR DE 6 (SEIS) MM, EM VÁRIOS INTERVALOS DA PRÉ-ESTAÇÃO, E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1926 A 1985⁹.

| PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA | CORRELAÇÃO |
|----------------------------|-------------------|
| Agosto | 0,225 |
| Setembro | 0,323 |
| Outubro | 0,168 |
| Novembro | 0,168 |
| Dezembro | 0,245 |
| Janeiro | 0,558 |
| Agosto a Setembro | 0,358 |
| Setembro a Outubro | 0,277 |
| Outubro a Novembro | 0,238 |
| Novembro a Dezembro | 0,293 |
| Dezembro a Janeiro | 0,558 |
| Agosto a Outubro | 0,317 |
| Setembro a Novembro | 0,314 |
| Outubro a Dezembro | 0,335 |
| Novembro a Janeiro | 0,585 |
| Agosto a Novembro | 0,364 |
| Setembro a Dezembro | 0,390 |
| Outubro a Janeiro | 0,583 |
| Agosto a Dezembro | 0,435 |
| Setembro a Janeiro | 0,598 |
| Agosto a Janeiro | 0,615 |

⁹ Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

TABELA D.7 - RESULTADOS DAS CORRELAÇÕES ENTRE PARÂMETROS DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1926 A 1985¹⁰.

| Pré-Estação Chuvosa | | 1926 a 1985 | | | |
|--------------------------|-------------------------------|-------------|-------------------|--------------------|------------------|
| Parâmetros | Limiares de Precipitação (mm) | Janeiro | Outubro a Janeiro | Setembro a Janeiro | Agosto a Janeiro |
| Número de Dias com Chuva | maior que 0 | 0,542 | 0,557 | 0,572 | 0,581 |
| | 1 | 0,545 | 0,561 | 0,579 | 0,591 |
| | 2 | 0,557 | 0,572 | 0,591 | 0,606 |
| | 4 | 0,559 | 0,579 | 0,596 | 0,612 |
| | 6 | 0,558 | 0,583 | 0,598 | 0,615 |
| | 8 | 0,553 | 0,582 | 0,595 | 0,616 |
| | 10 | 0,549 | 0,578 | 0,589 | 0,607 |
| | 20 | 0,539 | 0,553 | 0,566 | 0,584 |
| | 40 | 0,488 | 0,543 | 0,554 | 0,564 |
| | 50 | 0,495 | 0,558 | 0,565 | 0,572 |
| | 100 | 0,288 | 0,360 | - | - |
| | 1 a 10 | 0,500 | 0,497 | 0,521 | 0,527 |
| | 1 a 80 | 0,544 | 0,559 | 0,576 | 0,589 |
| | 4 a 10 | 0,541 | 0,553 | 0,570 | 0,582 |
| 4 a 80 | 0,557 | 0,577 | 0,594 | 0,611 | |
| Total de Chuva | maior que 0 | 0,576 | 0,544 | 0,527 | 0,527 |
| | 1 | 0,547 | 0,577 | 0,591 | 0,606 |
| | 2 | 0,548 | 0,577 | 0,590 | 0,606 |
| | 4 | 0,546 | 0,577 | 0,589 | 0,604 |
| | 6 | 0,545 | 0,576 | 0,589 | 0,603 |
| | 8 | 0,542 | 0,574 | 0,586 | 0,601 |
| | 10 | 0,539 | 0,572 | 0,582 | 0,597 |
| | 20 | 0,525 | 0,556 | 0,567 | 0,581 |
| | 40 | 0,488 | 0,550 | 0,559 | 0,566 |
| | 50 | 0,495 | 0,558 | 0,565 | 0,569 |
| | 100 | 0,274 | 0,351 | - | - |
| | 1 a 10 | 0,533 | 0,539 | 0,565 | 0,578 |
| | 1 a 80 | 0,545 | 0,570 | 0,585 | 0,603 |
| | 4 a 10 | 0,543 | 0,552 | 0,578 | 0,594 |
| 4 a 80 | 0,594 | 0,569 | 0,584 | 0,602 | |

¹⁰ Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

TABELA D.8 - RESULTADO DA CORRELAÇÃO ENTRE A VARIABILIDADE INTERDIÁRIA DO TOTAL DE CHUVA DA PRÉ-ESTAÇÃO E O TOTAL DE CHUVA DA ESTAÇÃO CHUVOSA (FMAM) - ANOS DE 1926 A 1985¹¹.

| PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA | CORRELAÇÃO |
|----------------------------|-------------------|
| Agosto | 0,224 |
| Setembro | 0,291 |
| Outubro | 0,292 |
| Novembro | 0,116 |
| Dezembro | 0,202 |
| Janeiro | 0,491 |
| Agosto a Setembro | 0,348 |
| Setembro a Outubro | 0,367 |
| Outubro a Novembro | 0,273 |
| Novembro a Dezembro | 0,251 |
| Dezembro a Janeiro | 0,490 |
| Agosto a Outubro | 0,398 |
| Setembro a Novembro | 0,336 |
| Outubro a Dezembro | 0,336 |
| Novembro a Janeiro | 0,529 |
| Agosto a Novembro | 0,374 |
| Setembro a Dezembro | 0,380 |
| Outubro a Janeiro | 0,543 |
| Agosto a Dezembro | 0,398 |
| Setembro a Janeiro | 0,554 |
| Agosto a Janeiro | 0,562 |

¹¹ Foram utilizados 62 postos pluviométricos, com poucas falhas nos dados diários.

APÊNDICE E

ÍNDICES NORMALIZADOS DE PRECIPITAÇÃO

TABELA E.1 - ÍNDICES DE PRECIPITAÇÃO EQUIVALENTES À ALGUMAS DAS CORRELAÇÕES MAIS SIGNIFICATIVAS - ANOS 1927 A 1985

| ANO | C ₁ | C ₂ | C ₃ | C ₄ | C ₅ | C ₆ | Y | GRUPO |
|-----|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|-------|
| 27 | -0,86 | -0,98 | -0,68 | -0,84 | -0,85 | -0,90 | -0,33 | 1 |
| 28 | -0,53 | -0,62 | -0,34 | -0,57 | 0,53 | -0,62 | -0,36 | 1 |
| 29 | 0,18 | -0,01 | 0,06 | -0,13 | 0,19 | -0,05 | 0,41 | 3 |
| 30 | 0,41 | 0,24 | 0,05 | 0,23 | 0,42 | 0,31 | -0,68 | 1 |
| 31 | -0,40 | -0,49 | -0,76 | -0,39 | -0,39 | -0,36 | -0,39 | 1 |
| 32 | 0,32 | 0,06 | 0,02 | -0,13 | 0,33 | -0,50 | -1,00 | 1 |
| 33 | 0,23 | 0,08 | 0,11 | -0,04 | -0,24 | 0,08 | -0,17 | 2 |
| 34 | 0,12 | -0,16 | -0,06 | -0,20 | 0,14 | -0,11 | 0,59 | 3 |
| 35 | 1,03 | 0,93 | 0,10 | 0,91 | 1,02 | 1,00 | 0,71 | 3 |
| 36 | -0,47 | -0,71 | -0,26 | -0,73 | -0,47 | -0,74 | -0,37 | 1 |
| 37 | -0,87 | -0,98 | -0,20 | -0,83 | -0,87 | -0,91 | 0,10 | 2 |
| 38 | -0,27 | -0,38 | -0,17 | -0,46 | -0,26 | -0,44 | -0,12 | 2 |
| 39 | -0,56 | -0,83 | -0,28 | -0,81 | -0,55 | -0,81 | -0,14 | 2 |
| 40 | 1,66 | 1,26 | 0,76 | 1,17 | 1,65 | 1,29 | 0,90 | 3 |
| 41 | -0,45 | -0,69 | -0,11 | -0,70 | -0,44 | -0,68 | -0,26 | 2 |
| 42 | -0,36 | -0,78 | -0,21 | -0,74 | -0,35 | -0,69 | -1,09 | 1 |
| 43 | 0,29 | 0,33 | -0,12 | 0,32 | 0,29 | 0,33 | -0,57 | 1 |
| 44 | 0,09 | 0,00 | 0,16 | -0,04 | 0,10 | 0,00 | -0,32 | 1 |
| 45 | 0,18 | 0,24 | 0,00 | 0,33 | 0,18 | 0,31 | 0,08 | 2 |
| 46 | 0,68 | 0,87 | 0,14 | 0,64 | 0,68 | 0,72 | -0,30 | 1 |
| 47 | 0,15 | 0,46 | 0,40 | 0,52 | 0,15 | 0,55 | 0,45 | 3 |
| 48 | 0,06 | 0,33 | 0,20 | 0,29 | 0,05 | 0,26 | -0,09 | 2 |
| 49 | -0,54 | -0,70 | -0,29 | -0,73 | -0,53 | -0,75 | 0,15 | 2 |
| 50 | -0,04 | 0,26 | 0,33 | 0,44 | -0,04 | 0,39 | 0,49 | 3 |
| 51 | -0,59 | -0,57 | -0,06 | -0,47 | -0,59 | -0,55 | -0,83 | 1 |
| 52 | -0,65 | -0,52 | -0,15 | -0,34 | -0,65 | -0,41 | -0,10 | 2 |
| 53 | -0,83 | -0,69 | -0,02 | -0,51 | -0,83 | -0,61 | -0,61 | 1 |
| 54 | -0,72 | -0,55 | 0,07 | -0,36 | -0,72 | -0,44 | -0,11 | 2 |
| 55 | -0,19 | 0,10 | 0,26 | 0,13 | -0,19 | 0,14 | -0,02 | 2 |
| 56 | -0,66 | -0,65 | -0,10 | -0,64 | -0,66 | -0,69 | 0,16 | 2 |
| 57 | -0,01 | 0,27 | 0,24 | 0,12 | -0,01 | 0,10 | 0,37 | 3 |
| 58 | -1,07 | -0,99 | -0,35 | -0,78 | -1,07 | -0,86 | -1,08 | 1 |
| 59 | -0,45 | -0,17 | -0,11 | -0,07 | -0,46 | -0,14 | -0,33 | 1 |
| 60 | -0,87 | -0,73 | -0,38 | -0,68 | -0,87 | -0,74 | 0,06 | 2 |
| 61 | -0,23 | 0,30 | -0,21 | 0,55 | -0,24 | 0,48 | 0,31 | 3 |
| 62 | -0,66 | -0,65 | -0,44 | -0,54 | -0,65 | -0,58 | -0,49 | 1 |

| ANO | C ₁ | C ₂ | C ₃ | C ₄ | C ₅ | C ₆ | Y | GRUPO |
|-----|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------|-------|
| 63 | 0,25 | 0,59 | 0,02 | 0,54 | 0,23 | 0,40 | 0,42 | 3 |
| 64 | 1,35 | 2,07 | 0,98 | 1,98 | 1,33 | 1,92 | 1,12 | 3 |
| 65 | 0,27 | 0,21 | 0,26 | 0,16 | 0,27 | 0,19 | 0,38 | 3 |
| 66 | -0,37 | -0,49 | -0,07 | -0,48 | -0,36 | -0,46 | -0,18 | 2 |
| 67 | -0,17 | -0,22 | 0,03 | -0,42 | -0,17 | -0,40 | 1,04 | 3 |
| 68 | 0,34 | 0,45 | 0,29 | 0,52 | 0,33 | 0,52 | 0,35 | 3 |
| 69 | 0,26 | 0,39 | 0,32 | 0,34 | 0,26 | 0,35 | -0,02 | 2 |
| 70 | 0,03 | 0,11 | 0,25 | 0,15 | 0,02 | 0,12 | -0,52 | 1 |
| 71 | 0,22 | 0,15 | 0,18 | 0,07 | 0,23 | 0,12 | 0,50 | 3 |
| 72 | 0,20 | 0,08 | 0,09 | 0,03 | 0,19 | 0,08 | -0,20 | 2 |
| 73 | 0,80 | 0,84 | 0,48 | 0,78 | 0,79 | 0,80 | 0,32 | 3 |
| 74 | 1,32 | 1,66 | 0,79 | 1,85 | 1,31 | 1,93 | 1,51 | 3 |
| 75 | 0,64 | 0,65 | 0,29 | 0,55 | 0,63 | 0,58 | 0,50 | 3 |
| 76 | -0,13 | -0,24 | -0,27 | -0,35 | -0,12 | -0,30 | -0,38 | 1 |
| 77 | 0,97 | 1,02 | 0,03 | 0,92 | 0,97 | 0,96 | -0,07 | 2 |
| 78 | -0,23 | -0,27 | -0,63 | -0,13 | -0,24 | -0,23 | -0,12 | 2 |
| 79 | 0,08 | 0,01 | -0,08 | 0,01 | 0,07 | -0,08 | -0,35 | 1 |
| 80 | 0,14 | 0,01 | -0,01 | -0,03 | 0,14 | -0,01 | -0,24 | 2 |
| 81 | 0,28 | 0,09 | 0,05 | -0,05 | 0,28 | -0,03 | -0,14 | 2 |
| 82 | -0,16 | -0,13 | -0,08 | -0,13 | -0,16 | -0,11 | -0,40 | 1 |
| 83 | -0,22 | -0,39 | -0,09 | -0,41 | -0,22 | -0,39 | -0,58 | 1 |
| 84 | -0,42 | -0,67 | -0,64 | -0,75 | -0,41 | -0,75 | 0,50 | 3 |
| 85 | 1,41 | 1,22 | 0,22 | 0,93 | 1,41 | -0,99 | 1,56 | 3 |

APÊNDICE F

ANÁLISE DISCRIMINANTE

SAS

DISCRIMINANT ANALYSIS

| | | | |
|----|--------------|----|--------------------|
| 59 | Observations | 58 | DF Total |
| 2 | Variables | 56 | DF Within Classes |
| 3 | Classes | 2 | DF Between Classes |

Class Level Information

| RCLASS | Frequency | Weight | Proportion | Prior Probability |
|--------|-----------|---------|------------|-------------------|
| d | 20 | 20,0000 | 0,338983 | 0,338983 |
| n | 20 | 20,0000 | 0,338983 | 0,338983 |
| w | 19 | 19,0000 | 0,322034 | 0,322034 |

POOLED COVARIANCE MATRIX INFORMATION

| | |
|------------------------------|--|
| Covariance MatrixRank | Natural Log of Determinant of the Covariance Matrix |
| 2 | -4,4089649 |

Pairwise Generalized Squared Distances Between Groups

$$D^2(i,j) = (\bar{X}_i - \bar{X}_j)' \cdot \text{cov}^{-1} (\bar{X}_i - \bar{X}_j) - 2 \ln \text{PRIOR}$$

Generalized Squared Distance to RCLASS

| From RCLASS | d | n | w |
|-------------|---------|---------|---------|
| d | 2,16361 | 2,31938 | 4,64746 |
| n | 2,31938 | 2,16361 | 4,12245 |
| w | 4,54488 | 4,01986 | 2,26620 |

LINEAR DISCRIMINANT FUNCTION

$$\text{Constant} = -0,5 \bar{X}'_j \text{cov}^{-1} \bar{X}_j + \ln \text{PRIOR}_j \quad \text{Coefficient Vector} = \text{cov}^{-1} \bar{X}_j$$

RCLASS

| | d | n | w |
|-----------------|----------|----------|----------|
| CONSTANT | -1,25102 | -1,16663 | -1,61170 |
| C2 | -0,40770 | -0,91928 | 1,39894 |
| C3 | 1,35631 | 0,55366 | 0,84816 |

Classification Summary for Calibration Data: WORK,NORTH

Resubstitution Summary using Linear Discriminant Function

Generalized Squared Distance Function:

$$D_j^2(X) = (X - \bar{X}_j)' \text{cov}^{-1} (X - \bar{X}_j) - 2 \ln \text{PRIOR}_j$$

Posterior Probability of Membership in each RCLASS:

$$\text{Pr}(j | X) = \exp(-0,5 D_j^2(X)) / \sum_k \exp(-0,5 D_k^2(X))$$

Number of Observations and Percent Classified into RCLASS:

| From RCLASS | d | n | w | Total |
|--------------------|----------|----------|----------|--------------|
| d | 11 | 7 | 2 | 20 |
| | 55,00 | 35,00 | 10,00 | 100,00 |
| n | 5 | 11 | 4 | 20 |
| | 25,00 | 55,00 | 20,00 | 100,00 |
| w | 2 | 4 | 13 | 19 |
| | 10,53 | 21,05 | 68,42 | 100,00 |
| Total | 18 | 22 | 19 | 59 |
| Percent | 30,51 | 37,29 | 32,20 | 100,00 |
| Priors | 0,3390 | 0,3390 | 0,3220 | |

Error Count Estimates for RCLASS:

| | d | n | w | Total |
|---------------|----------|----------|----------|--------------|
| Rate | 0,4500 | 0,4500 | 0,3158 | 0,4068 |
| Priors | 0,3390 | 0,3390 | 0,3220 | |

Classification Results for Calibration Data: WORK,NORTH

Cross-validation Results using Linear Discriminant Function

Generalized Squared Distance Function:

$$D_j^2(X) = (X - \bar{X}_{(X)j})' \text{cov}_{(X)}^{-1} (X - \bar{X}_{(X)j}) - 2 \ln \text{PRIOR}_j$$

Posterior Probability of Membership in each RCLASS:

$$\text{Pr}(j | X) = \exp(-0,5 D_j^2(X)) / \sum_k \exp(-0,5 D_k^2(X))$$

Posterior Probability of Membership in RCLASS:

| YEAR | From RCLASS | Classified into RCLASS | | d | n | w |
|-------------|------------------------|-----------------------------------|---|----------|----------|----------|
| 27 | d | d | | 0,6263 | 0,3565 | 0,0173 |
| 28 | d | d | | 0,5228 | 0,4184 | 0,0588 |
| 29 | w | n | * | 0,3381 | 0,4133 | 0,2486 |
| 30 | d | w | * | 0,2964 | 0,3297 | 0,3739 |
| 31 | d | d | | 0,6655 | 0,2906 | 0,0439 |
| 32 | d | n | * | 0,3383 | 0,3798 | 0,2819 |
| 33 | n | n | | 0,3043 | 0,3832 | 0,3125 |
| 34 | w | n | * | 0,4055 | 0,4270 | 0,1676 |
| 35 | w | w | | 0,1732 | 0,1382 | 0,6887 |
| 36 | d | d | | 0,4755 | 0,4698 | 0,0547 |
| 37 | n | n | | 0,4659 | 0,5007 | 0,0334 |
| 38 | n | d | * | 0,4555 | 0,4322 | 0,1123 |
| 39 | n | d | * | 0,5012 | 0,4573 | 0,0416 |
| 40 | w | w | | 0,0261 | 0,0670 | 0,9070 |
| 41 | n | n | | 0,4279 | 0,5047 | 0,0673 |
| 42 | d | n | * | 0,4384 | 0,5109 | 0,0507 |
| 43 | d | w | * | 0,3382 | 0,2775 | 0,3843 |

| | | | | | | |
|----|---|---|---|--------|--------|--------|
| 44 | d | n | * | 0,2706 | 0,4337 | 0,2956 |
| 45 | n | w | * | 0,3343 | 0,3042 | 0,3615 |
| 46 | d | w | * | 0,1075 | 0,1294 | 0,7631 |
| 47 | w | w | | 0,1558 | 0,2864 | 0,5579 |
| 48 | n | w | * | 0,2358 | 0,2999 | 0,4643 |
| 49 | n | d | * | 0,5097 | 0,4370 | 0,0533 |
| 50 | w | w | | 0,2050 | 0,3647 | 0,4303 |
| 51 | d | n | * | 0,3783 | 0,5312 | 0,0906 |
| 52 | n | n | | 0,4450 | 0,4662 | 0,0888 |
| 53 | d | n | * | 0,3343 | 0,5906 | 0,0751 |
| 54 | n | n | | 0,3586 | 0,5328 | 0,1086 |
| 55 | n | n | | 0,2441 | 0,3865 | 0,3693 |
| 56 | n | n | | 0,4236 | 0,5028 | 0,0736 |
| 57 | w | w | | 0,2308 | 0,3435 | 0,4257 |
| 58 | d | n | * | 0,4817 | 0,4906 | 0,0277 |
| 59 | d | d | | 0,4212 | 0,4064 | 0,1724 |
| 60 | n | d | * | 0,5572 | 0,3981 | 0,0446 |
| 61 | w | d | * | 0,4591 | 0,2794 | 0,2615 |
| 62 | d | d | | 0,5634 | 0,3879 | 0,0487 |
| 63 | w | w | | 0,2681 | 0,2224 | 0,5094 |
| 64 | w | w | | 0,0027 | 0,0078 | 0,9895 |
| 65 | w | w | | 0,2337 | 0,3724 | 0,3939 |
| 66 | n | n | | 0,4096 | 0,4877 | 0,1027 |
| 67 | w | n | * | 0,3681 | 0,4724 | 0,1595 |
| 68 | w | w | | 0,1860 | 0,2778 | 0,5362 |
| 69 | n | w | * | 0,1841 | 0,2762 | 0,5397 |
| 70 | d | n | * | 0,2154 | 0,4103 | 0,3743 |
| 71 | w | n | * | 0,2699 | 0,3811 | 0,3490 |
| 72 | n | n | | 0,3127 | 0,3801 | 0,3072 |
| 73 | w | w | | 0,0874 | 0,1547 | 0,7578 |
| 74 | w | w | | 0,0115 | 0,0257 | 0,9628 |
| 75 | w | w | | 0,1537 | 0,2075 | 0,6388 |
| 76 | d | d | | 0,4965 | 0,3741 | 0,1294 |
| 77 | n | w | * | 0,1248 | 0,0457 | 0,8294 |
| 78 | n | d | * | 0,7758 | 0,1547 | 0,0696 |
| 79 | d | d | | 0,3913 | 0,3701 | 0,2386 |
| 80 | n | n | | 0,3640 | 0,3820 | 0,2540 |
| 81 | n | n | | 0,3292 | 0,3693 | 0,3015 |
| 82 | d | n | * | 0,4044 | 0,4056 | 0,1900 |
| 83 | d | n | * | 0,4111 | 0,4679 | 0,1209 |
| 84 | w | d | * | 0,7062 | 0,2833 | 0,0105 |
| 85 | w | w | | 0,0938 | 0,0805 | 0,8257 |

* Misclassified observation

Classification Summary for Calibration Data: WORK,NORTH
Cross-validation Summary using Linear Discriminant Function

Generalized Squared Distance Function:

$$D_j^2(X) = (X - \bar{X}_{(X)j})' \text{cov}_{(X)}^{-1} (X - \bar{X}_{(X)j}) - 2 \ln \text{PRIOR}_j$$

Posterior Probability of Membership in each RCLASS:

$$\text{Pr}(j | X) = \exp(-0.5 D_j^2(X)) / \sum_k \exp(-0.5 D_k^2(X))$$

Number of Observations and Percent Classified into RCLASS:

| From RCLASS | d | n | w | Total |
|-------------|--------|--------|--------|--------|
| d | 8 | 9 | 3 | 20 |
| | 40,00 | 45,00 | 15,00 | 100,00 |
| n | 5 | 11 | 4 | 20 |
| | 25,00 | 55,00 | 20,00 | 100,00 |
| w | 2 | 4 | 13 | 19 |
| | 10,53 | 21,05 | 68,42 | 100,00 |
| Total | 15 | 24 | 20 | 59 |
| Percent | 25,42 | 40,68 | 33,90 | 100,00 |
| Priors | 0,3390 | 0,3390 | 0,3320 | |

Error Count Estimates for RCLASS:

| | d | n | w | Total |
|--------|--------|--------|--------|--------|
| Rate | 0,600 | 0,4500 | 0,3158 | 0,4576 |
| Priors | 0,3390 | 0,3390 | 0,3220 | |

APÊNDICE G

PARÂMETROS DE GRANDE ESCALA

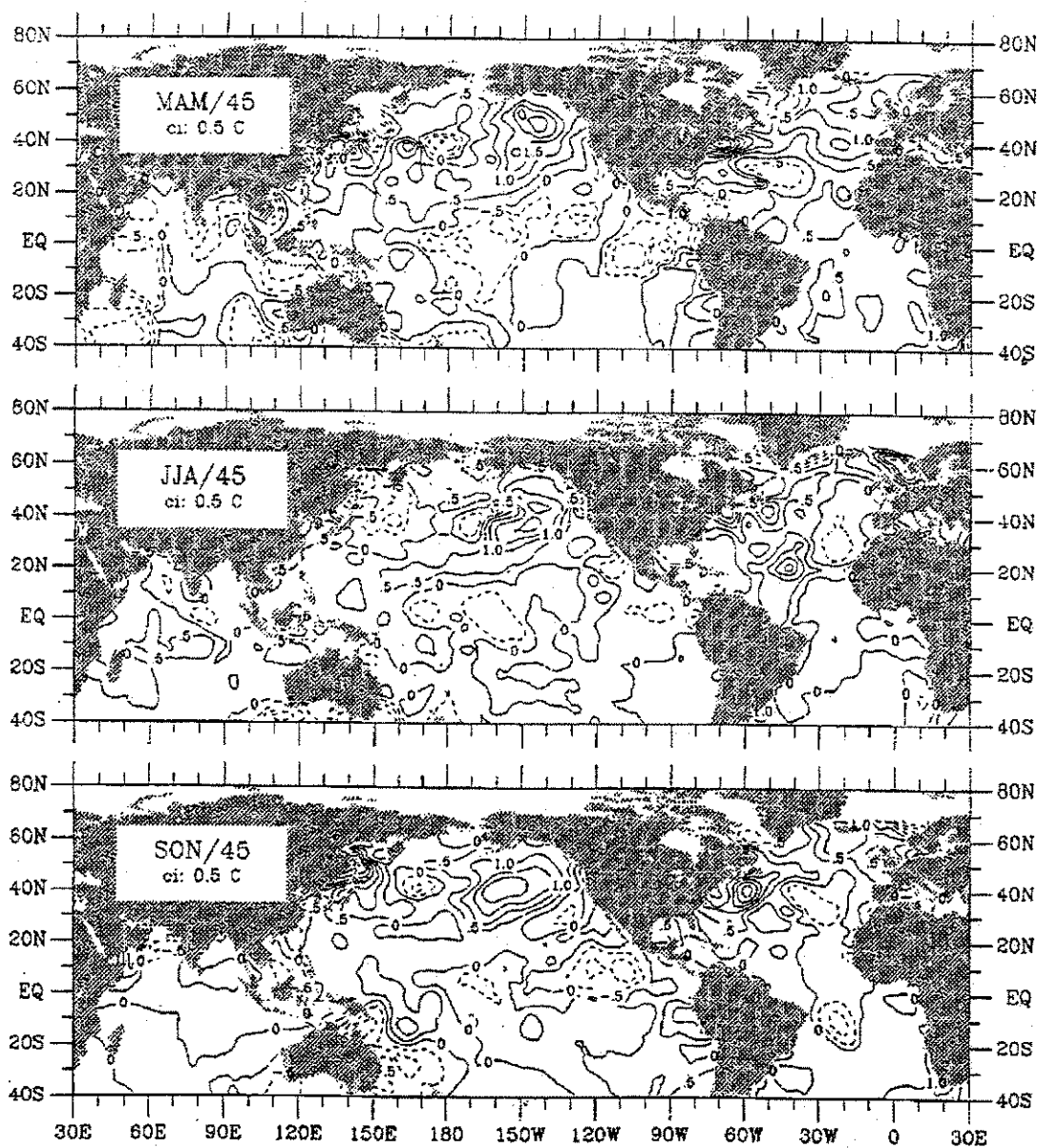


FIGURA G.1 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1945.

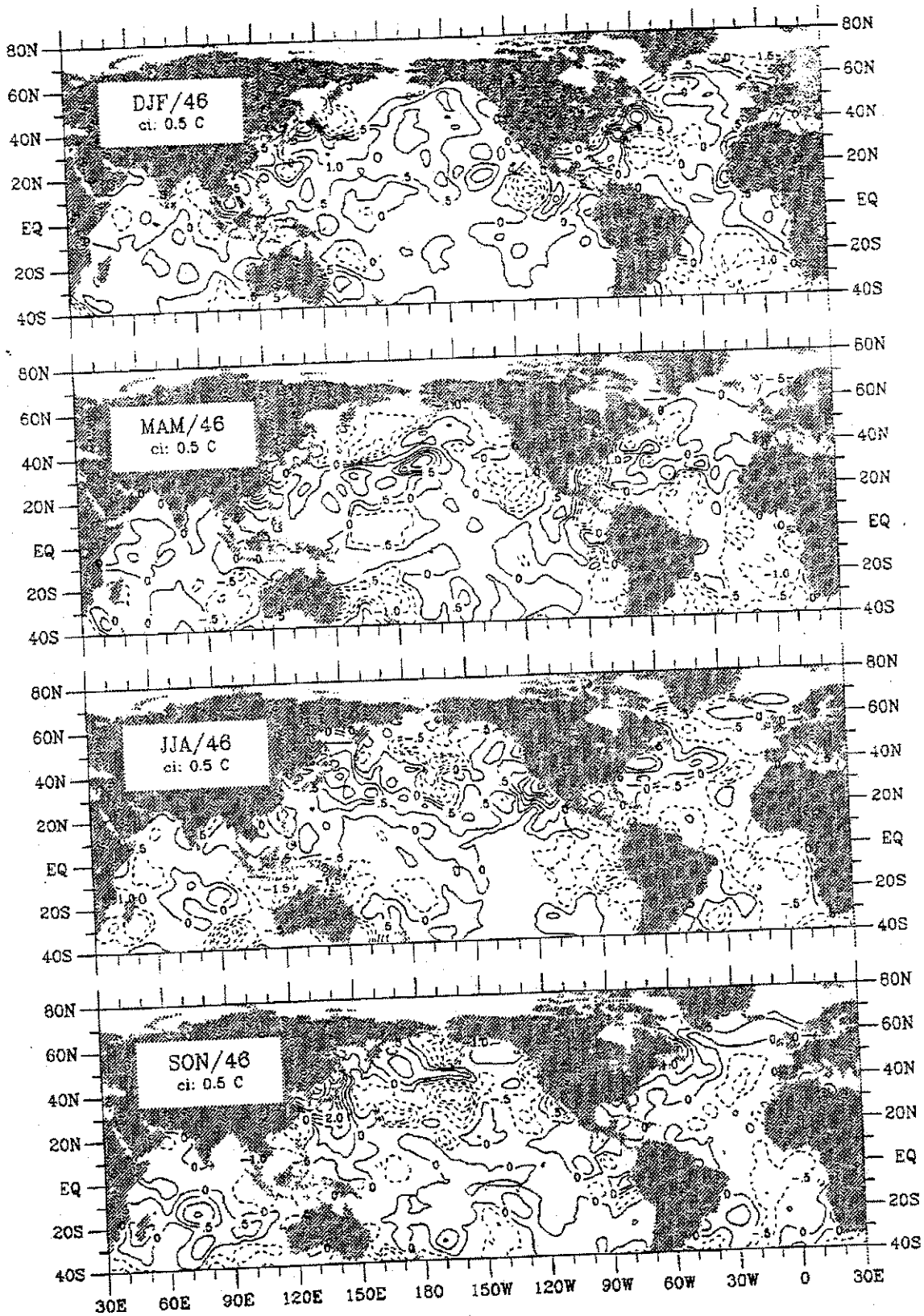


FIGURA G.2 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1946.

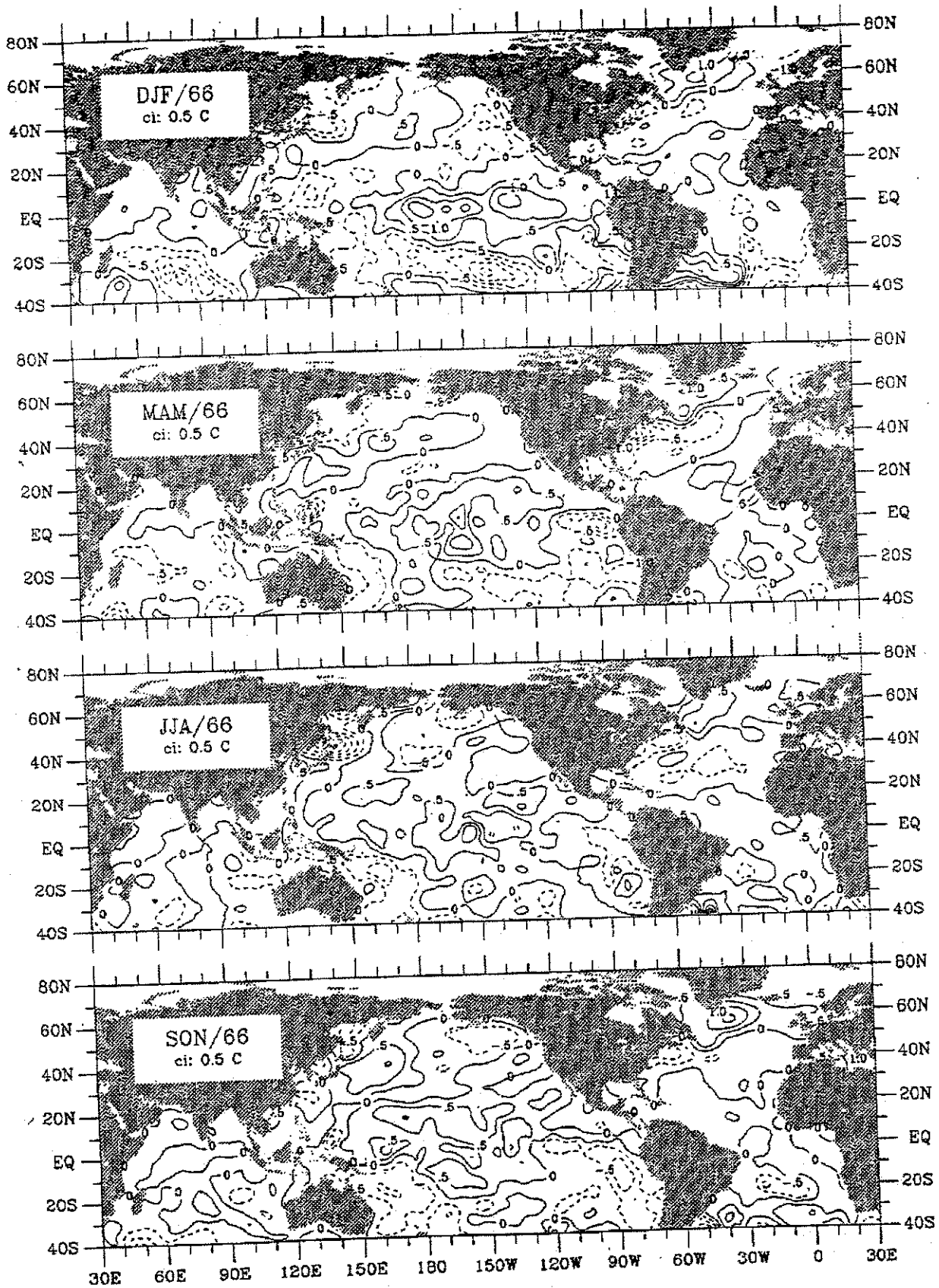


FIGURA G.3 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1966.

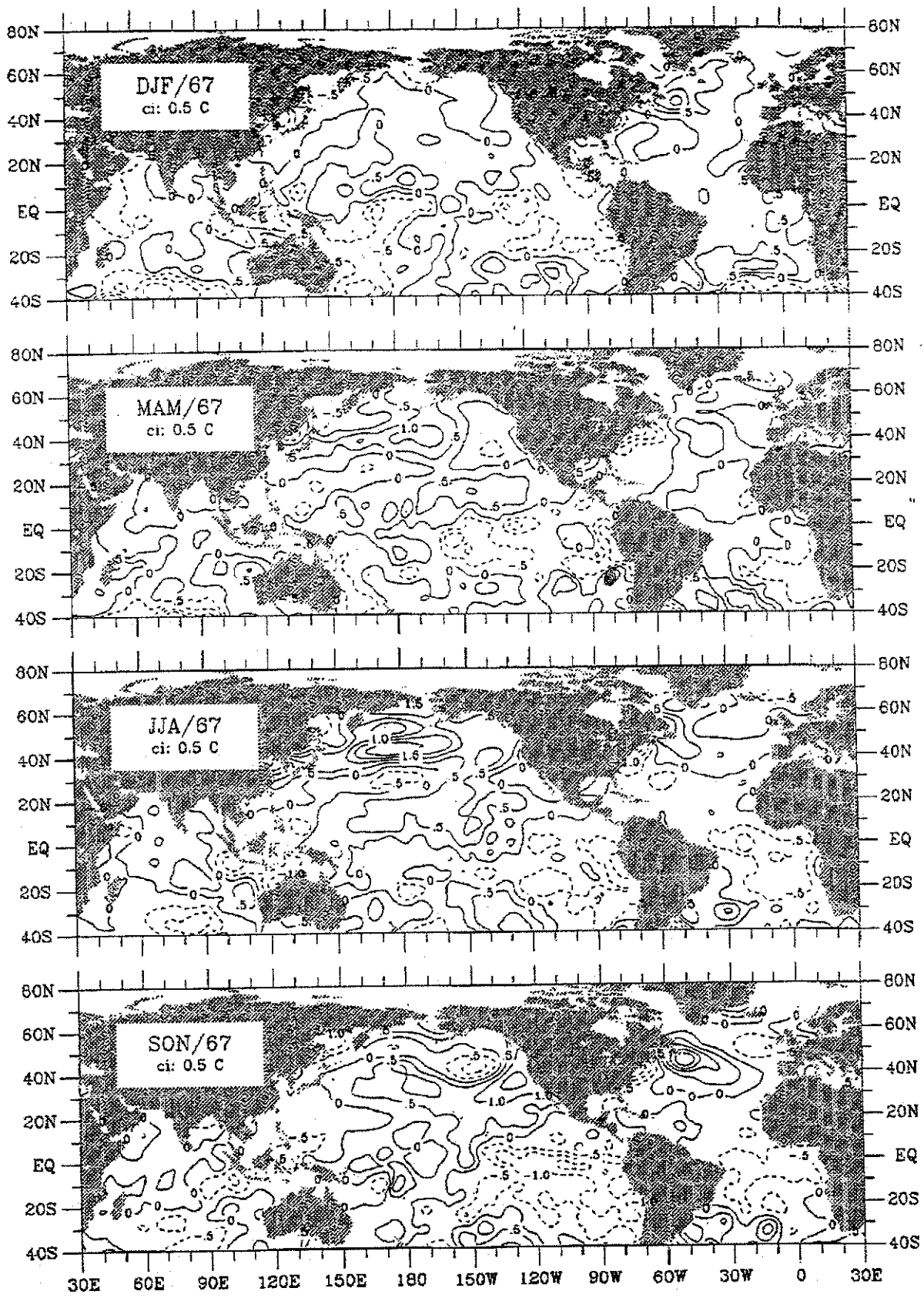


FIGURA G.4 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1967.

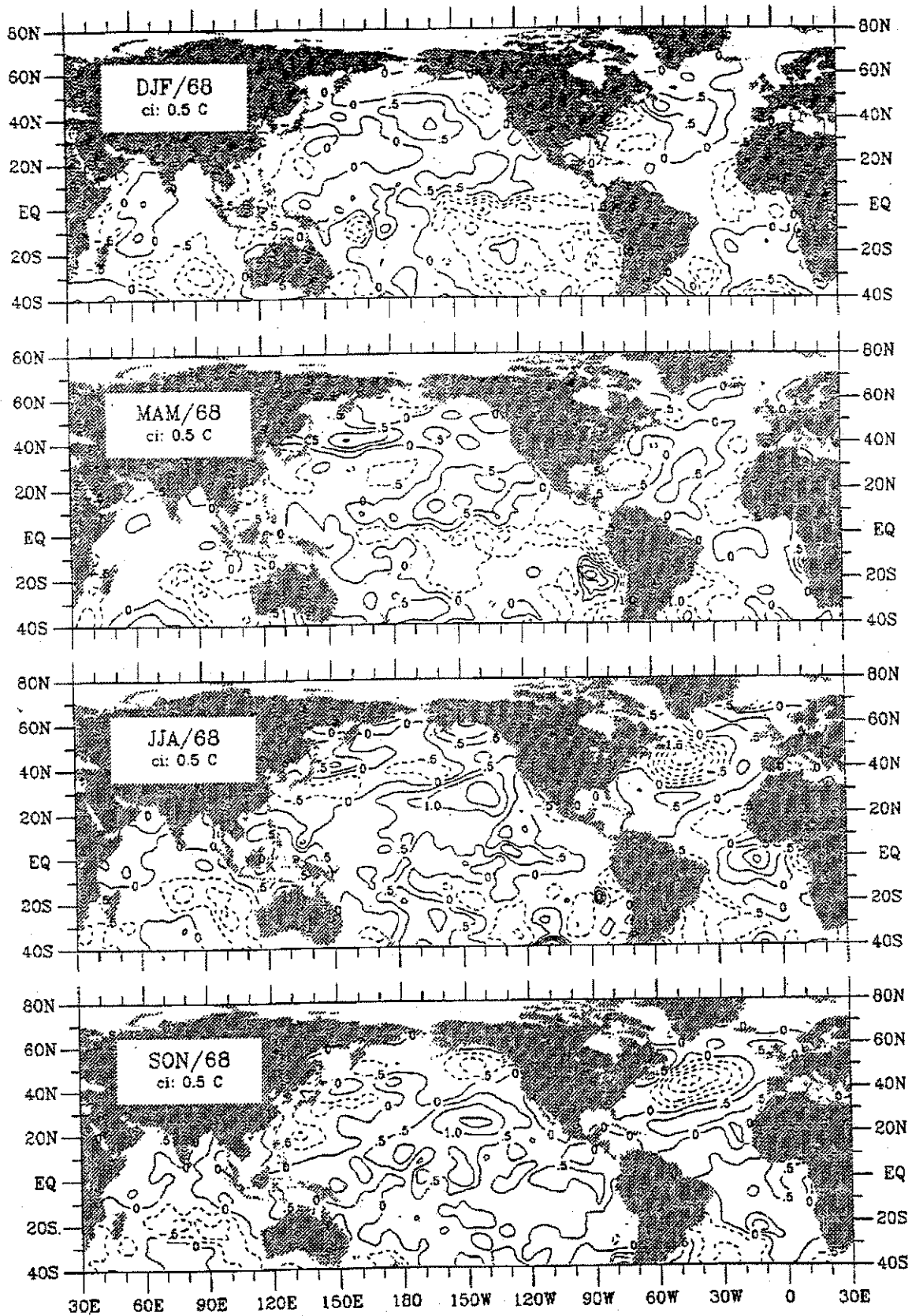


FIGURA G.5 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1968.

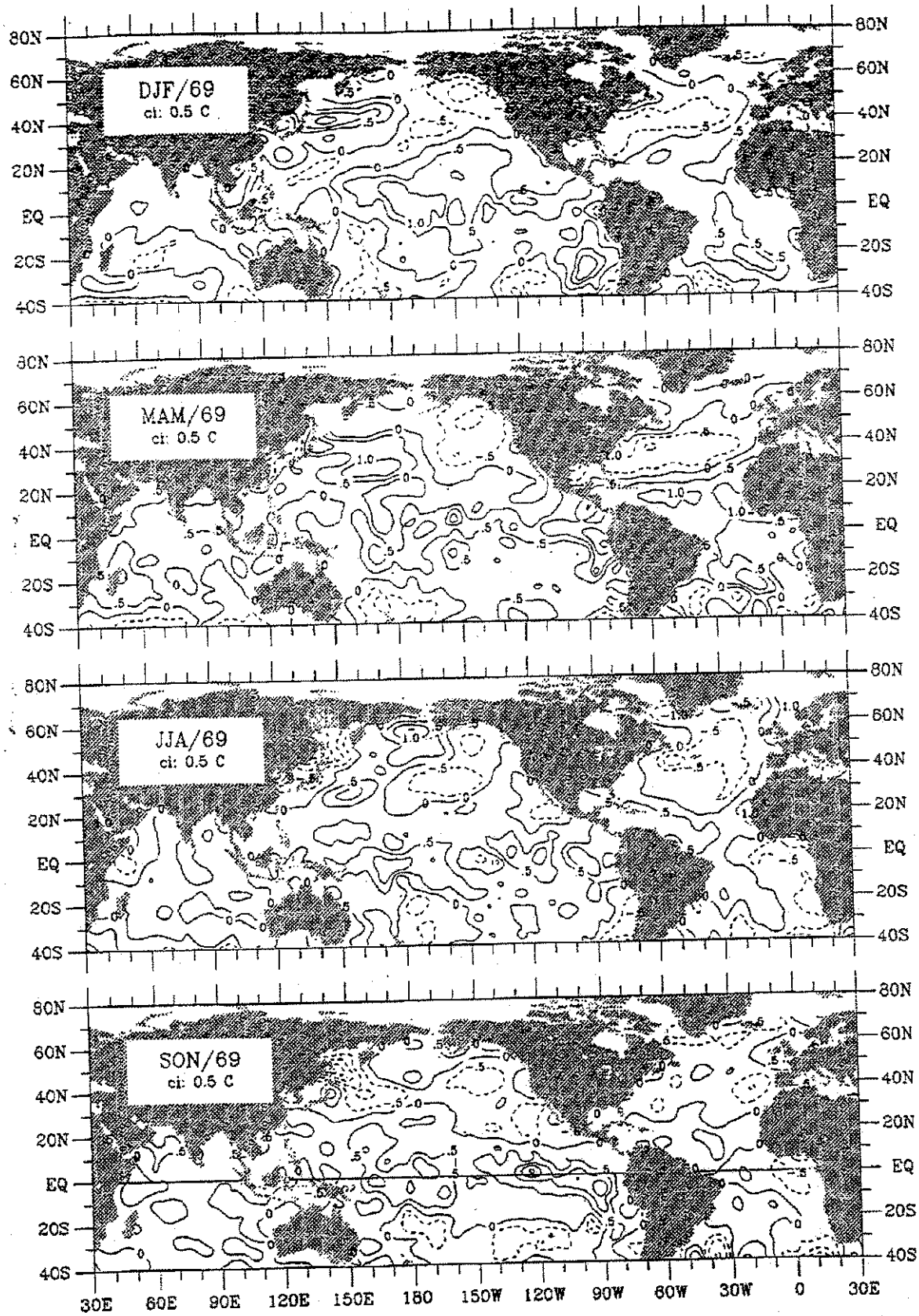


FIGURA G.6 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1969.

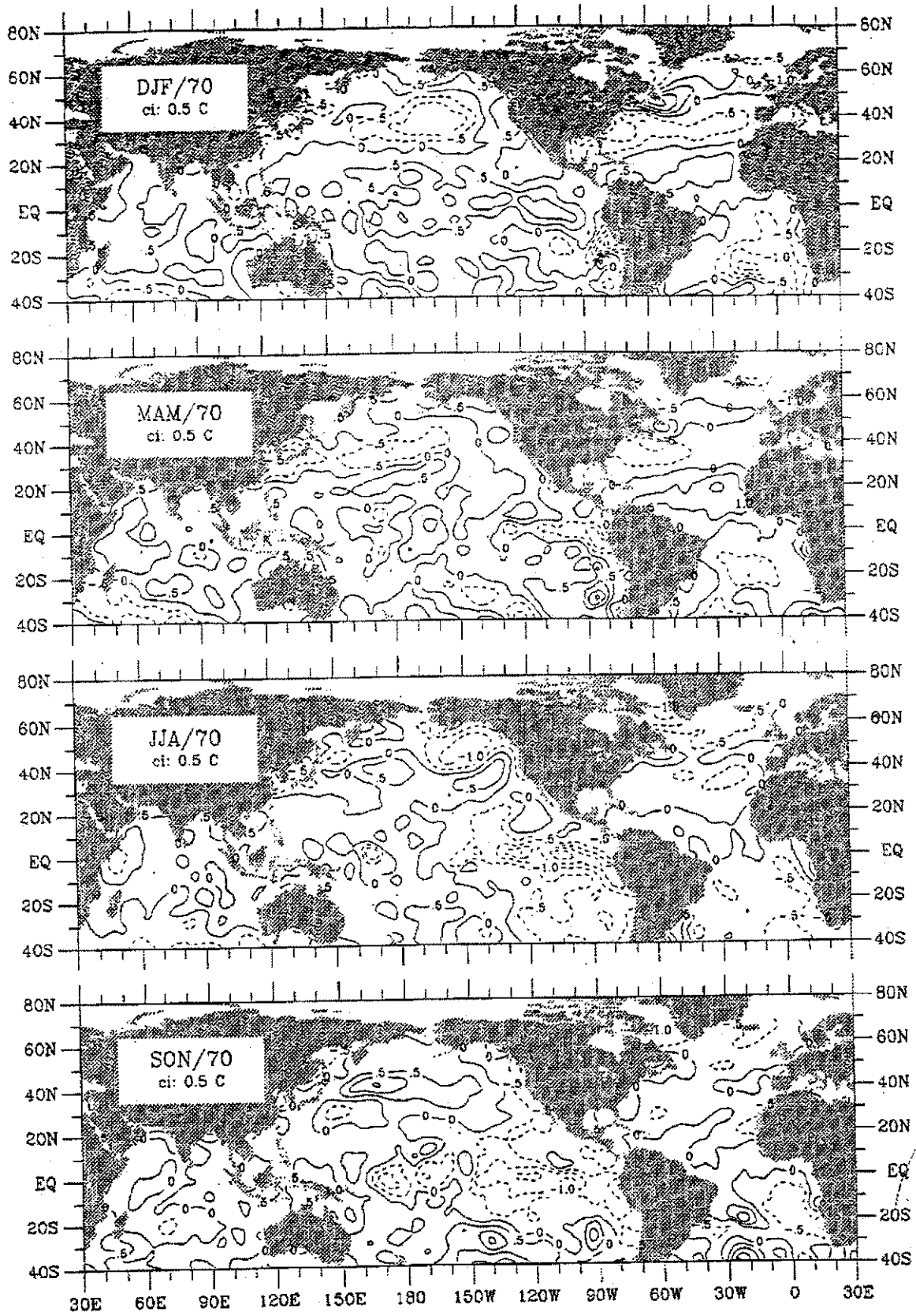


FIGURA G.7 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1970

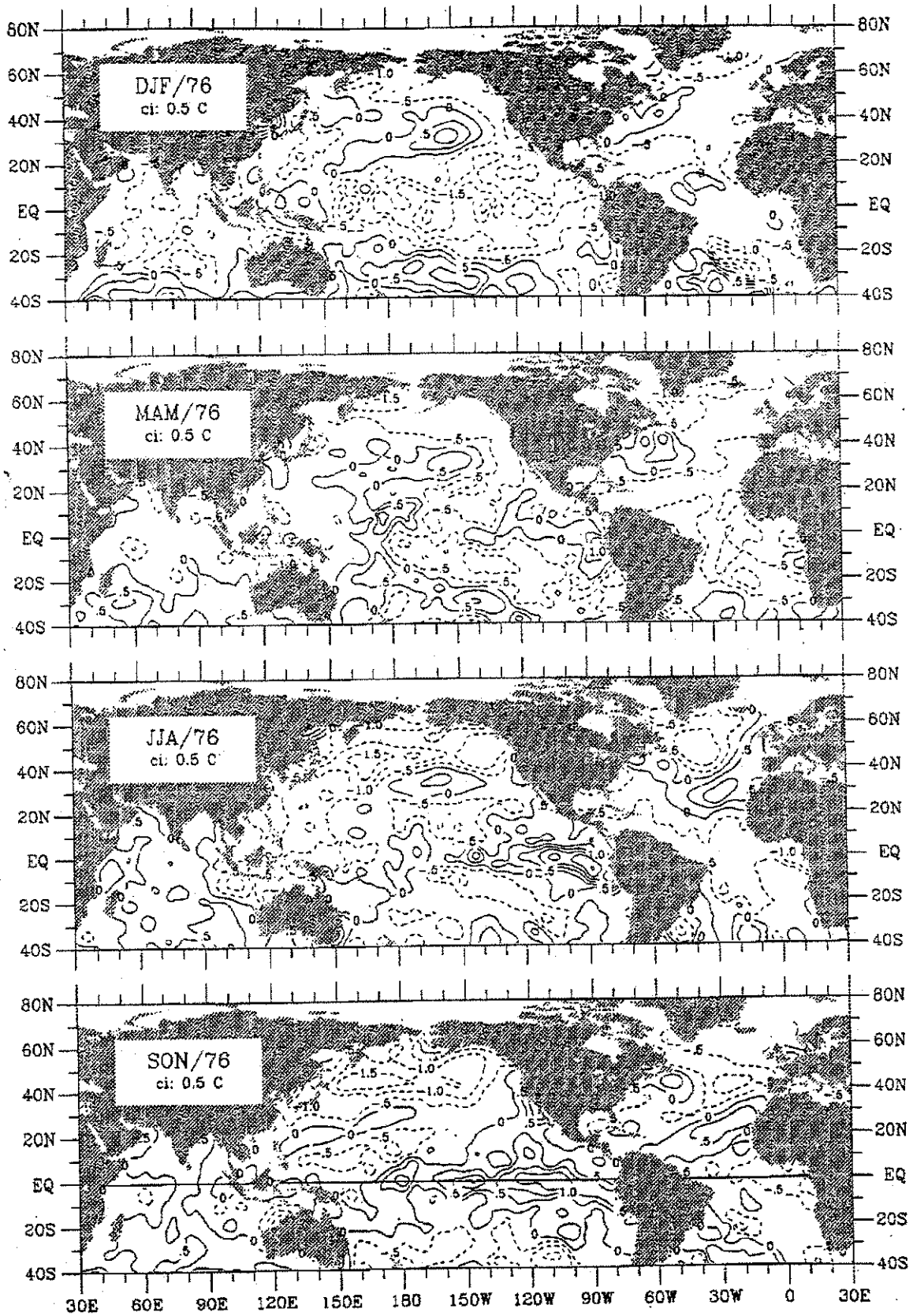


FIGURA G.8 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1976.

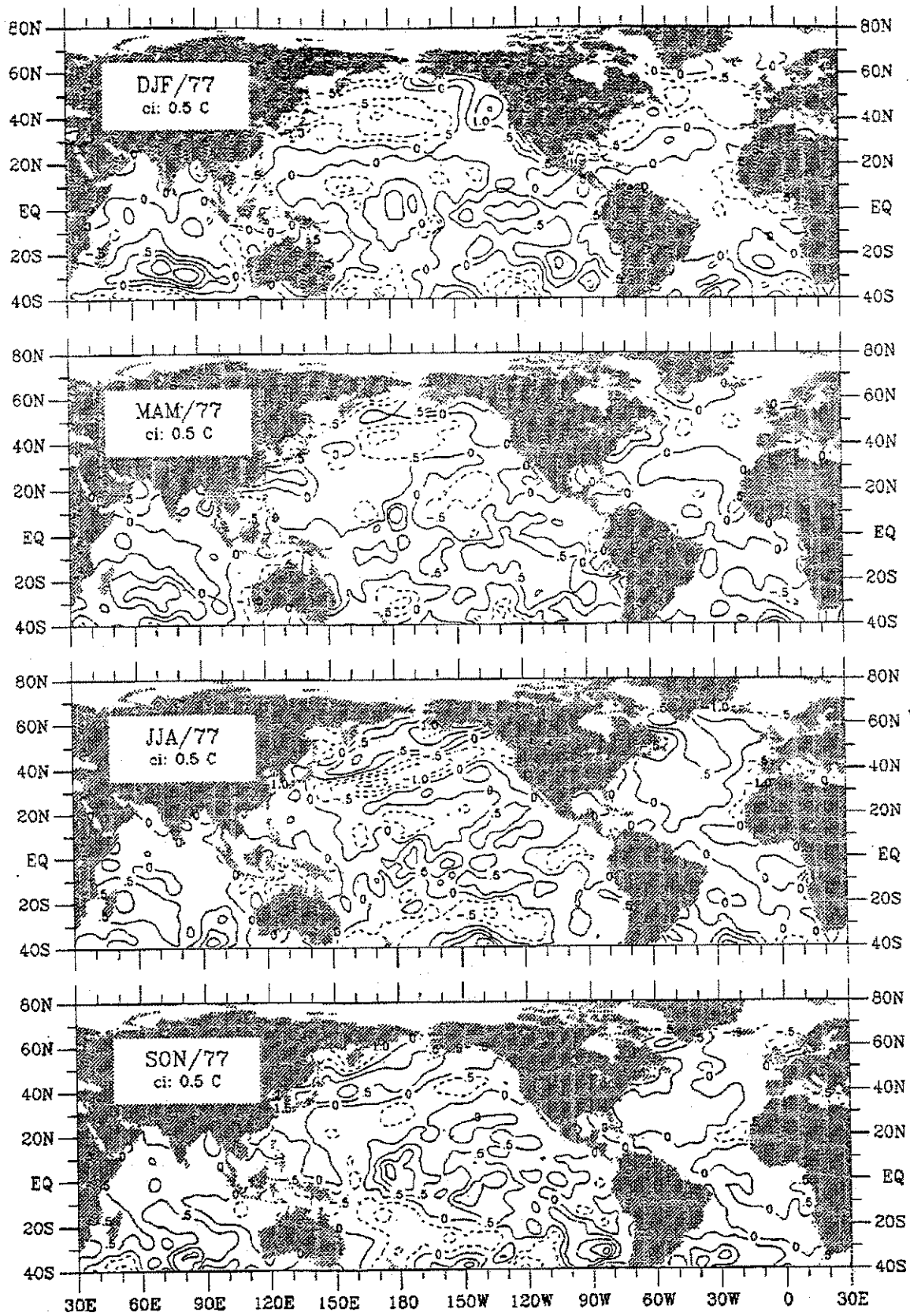


FIGURA G.9 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1977.

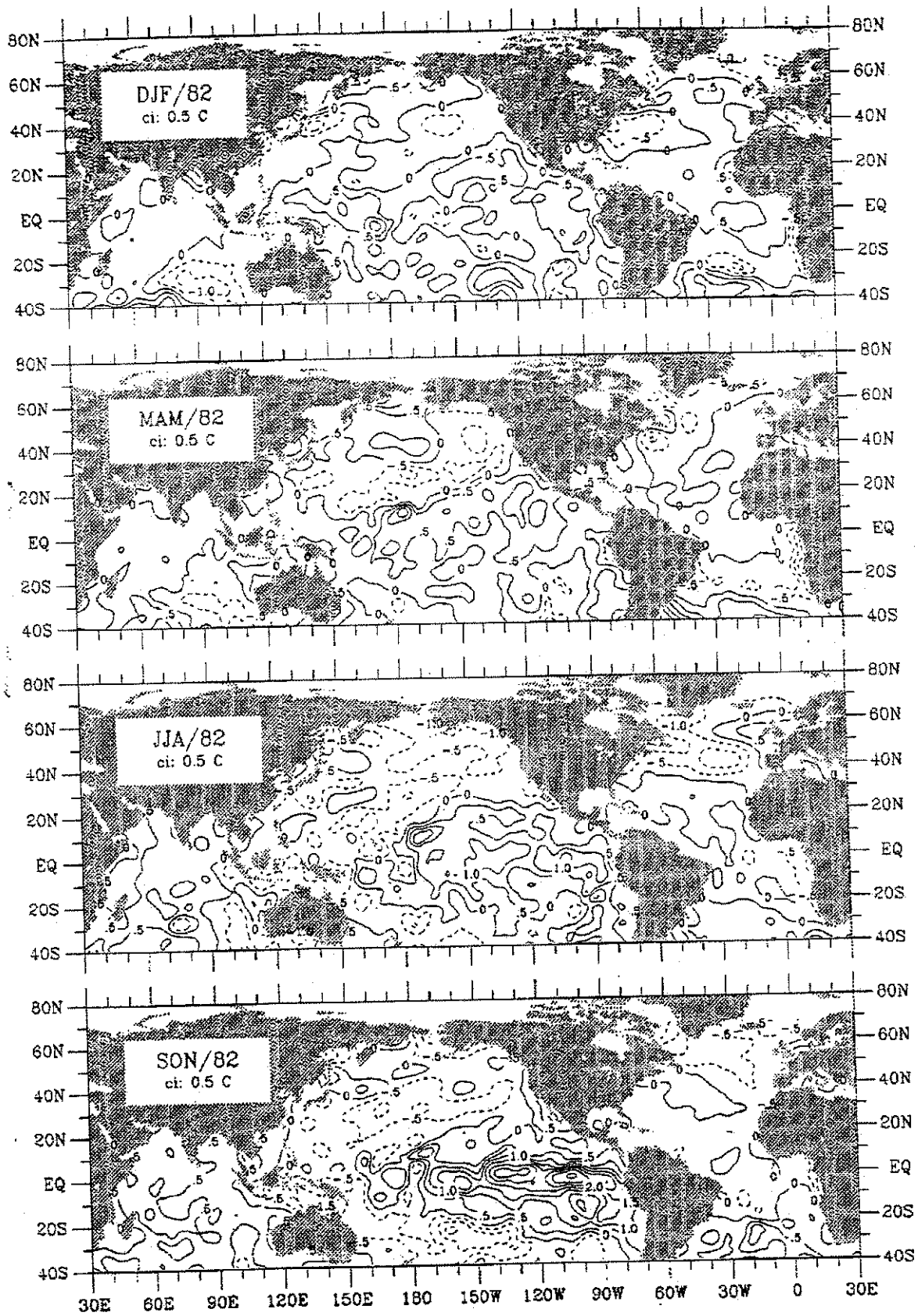


FIGURA G.10 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1982.

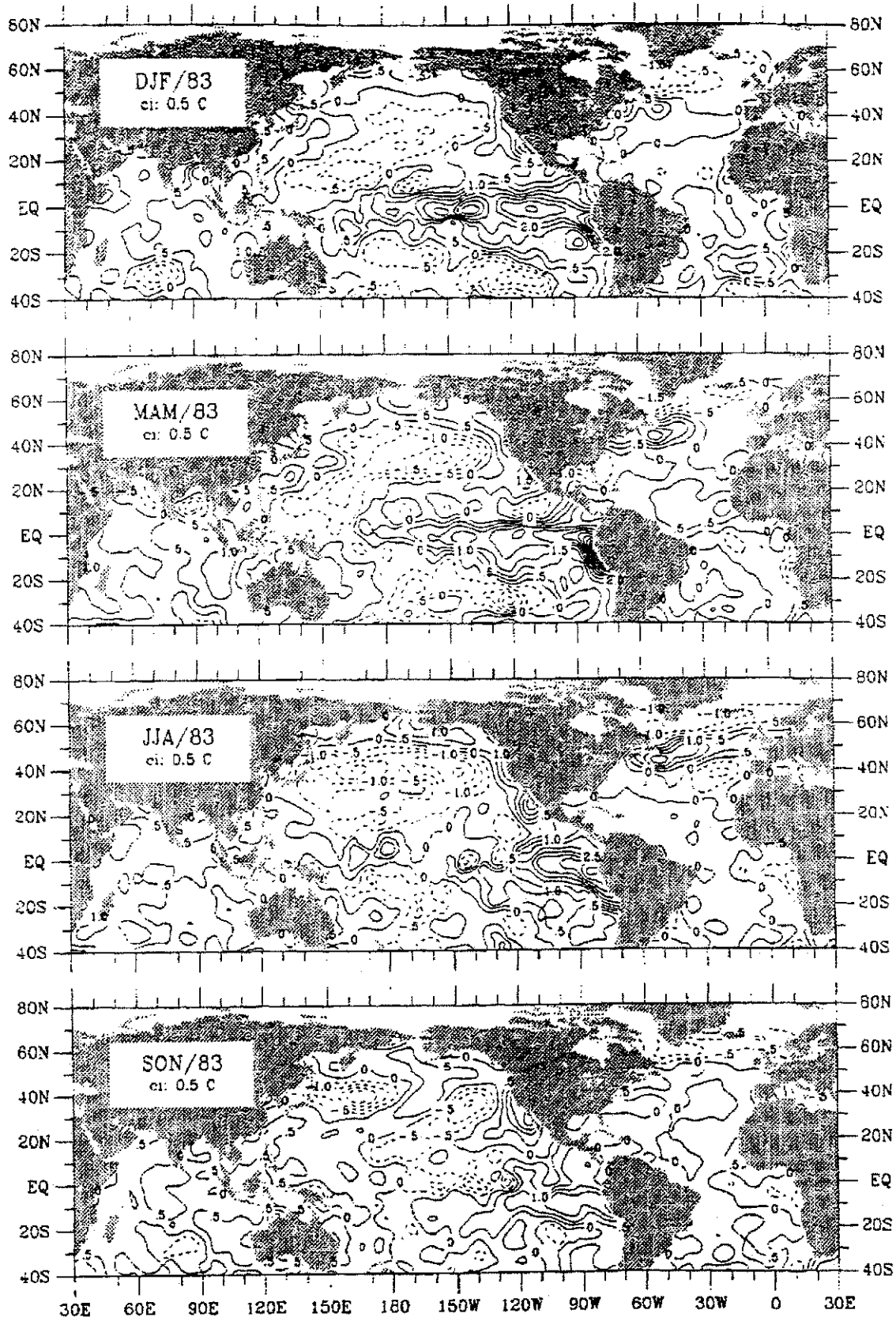


FIGURA G.11 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1983.

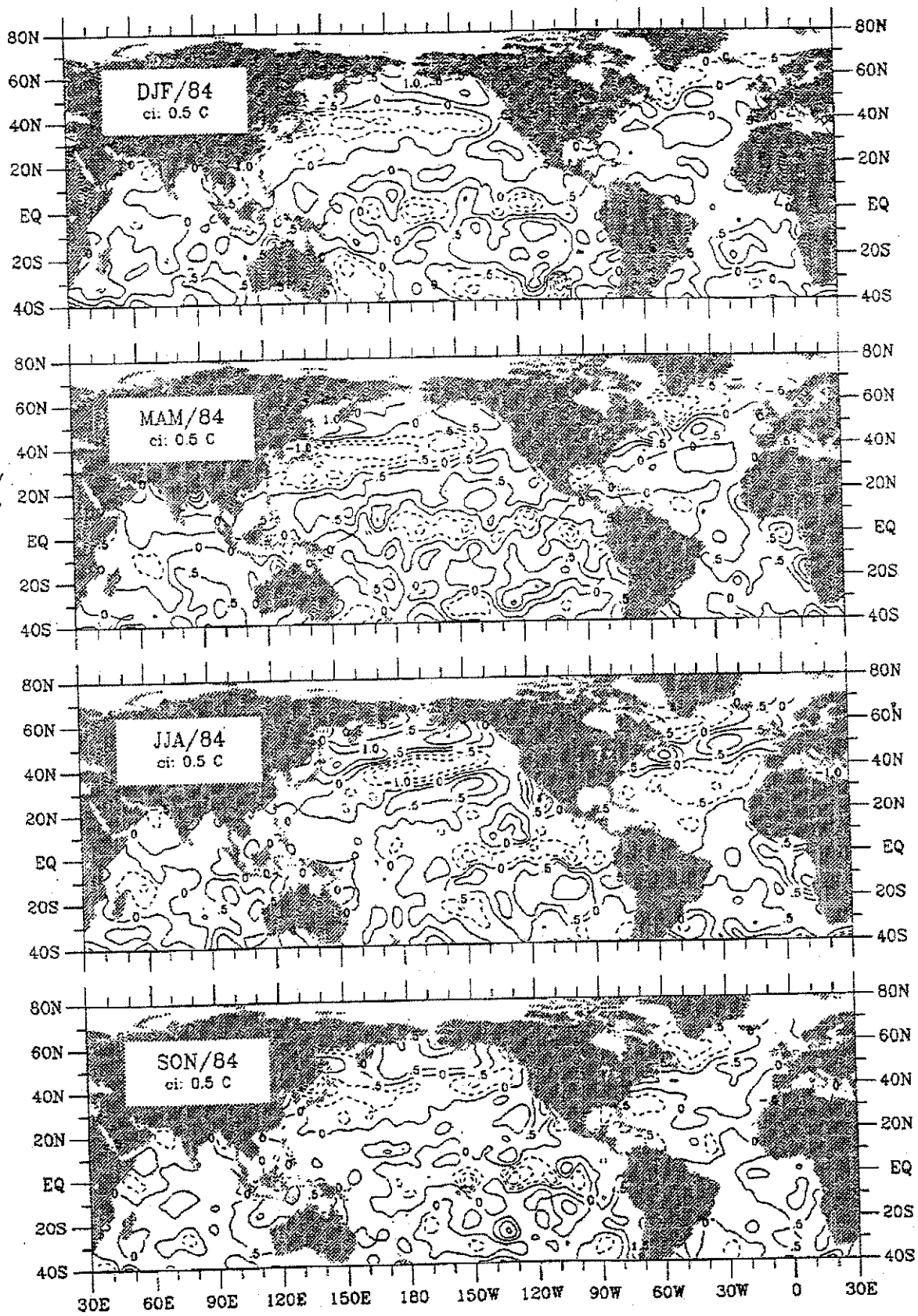


FIGURA G.12 - Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no ano de 1984.

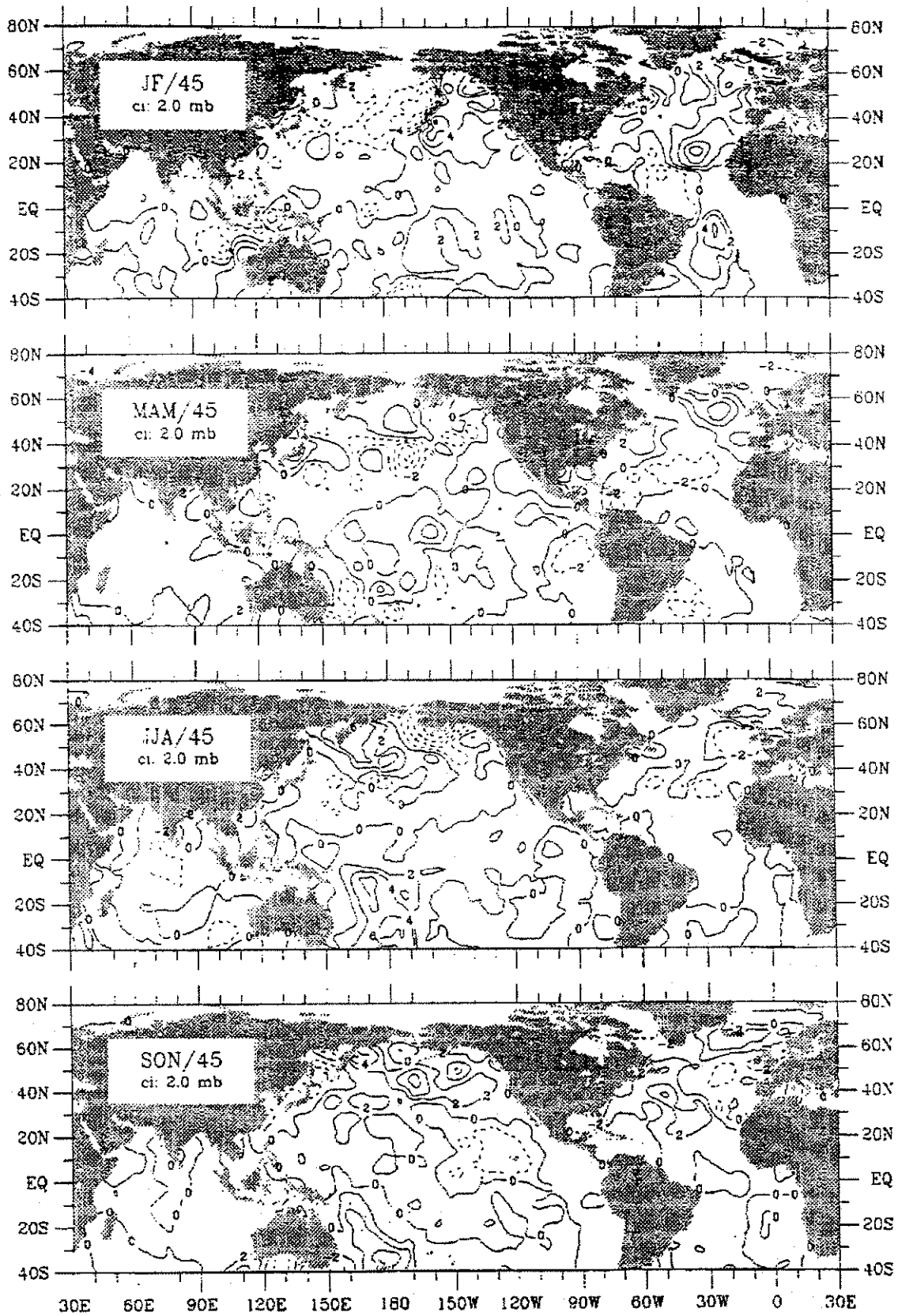


FIGURA G.13 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1945.

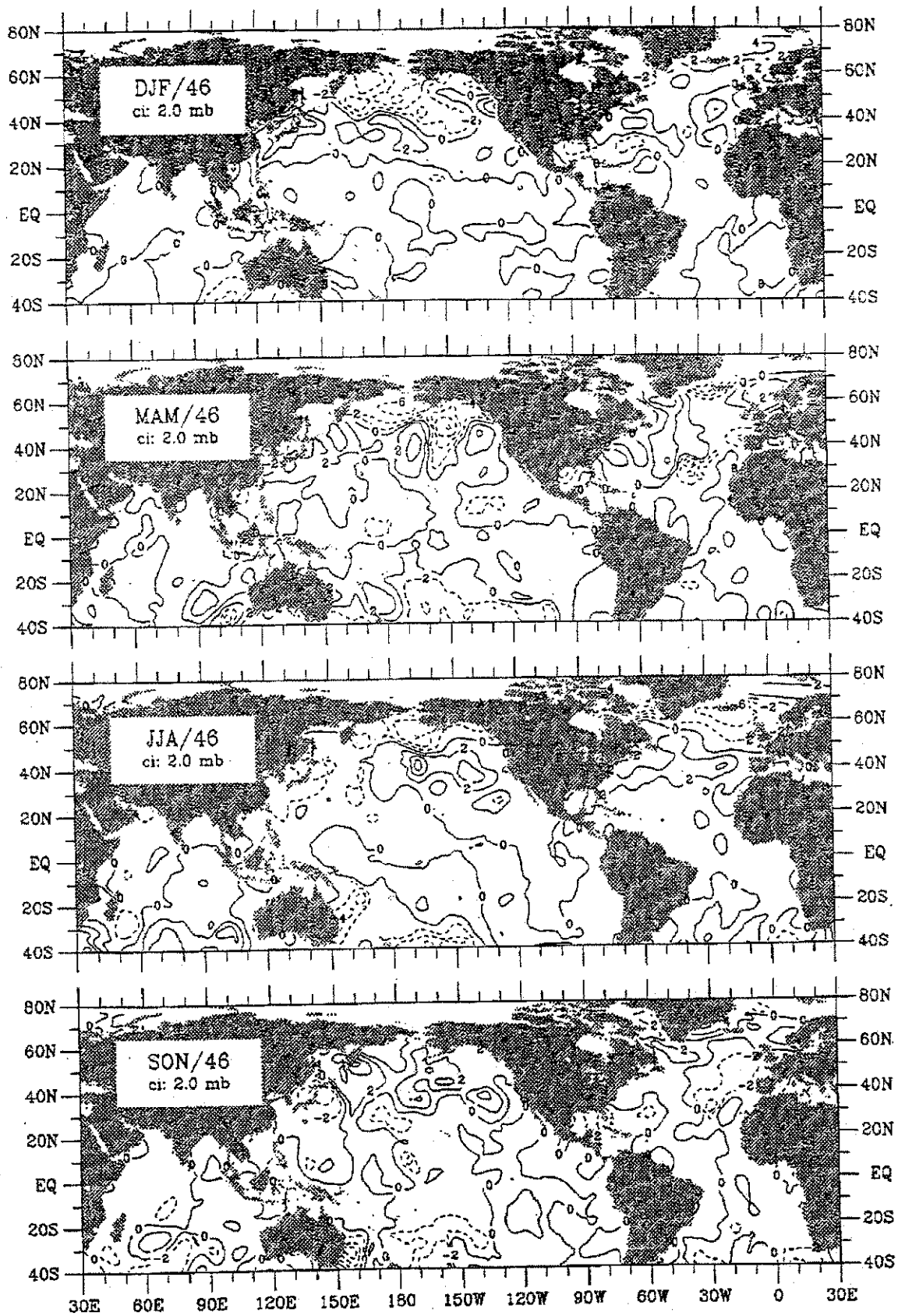


FIGURA G.14 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1946.

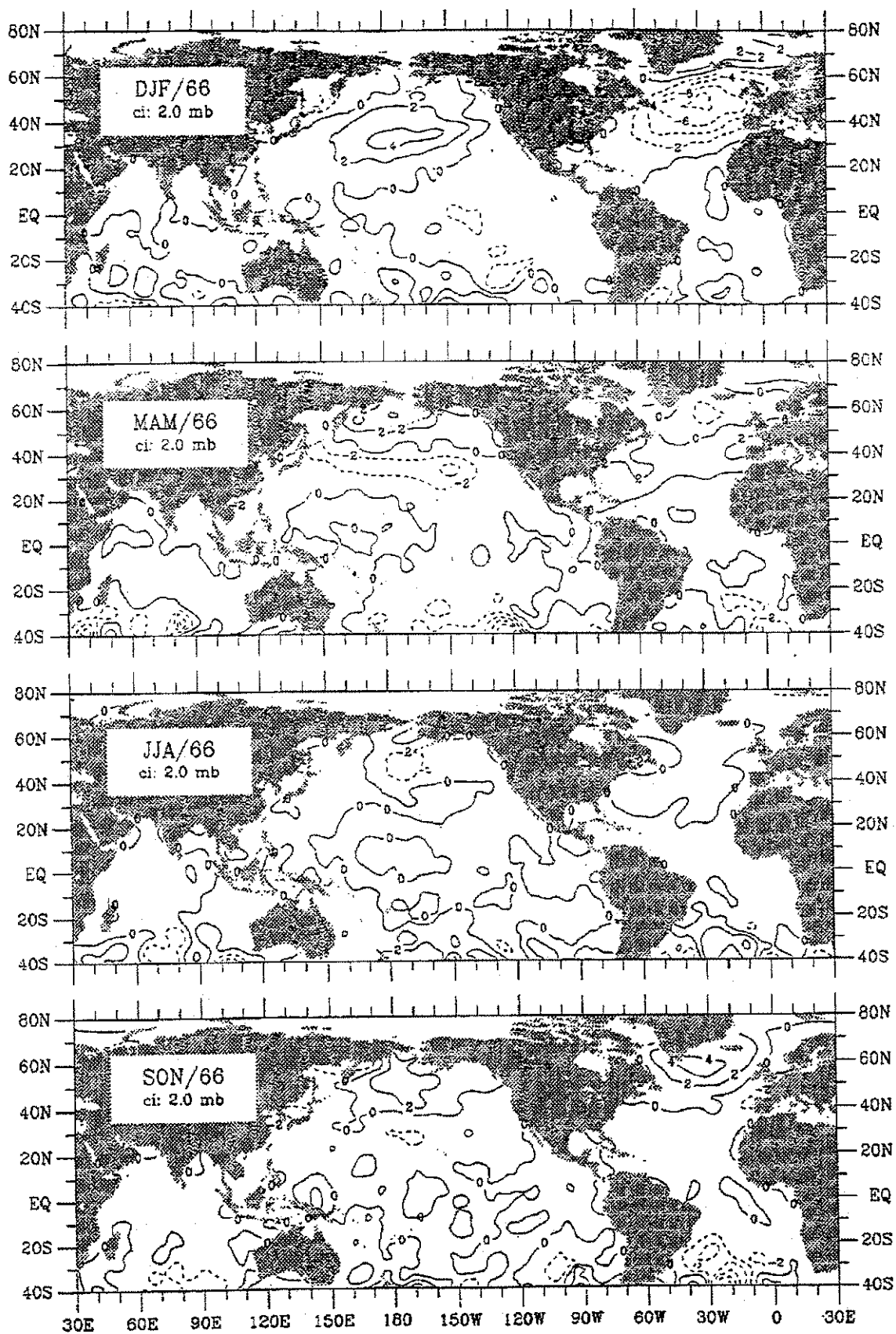


FIGURA G.15 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1966.

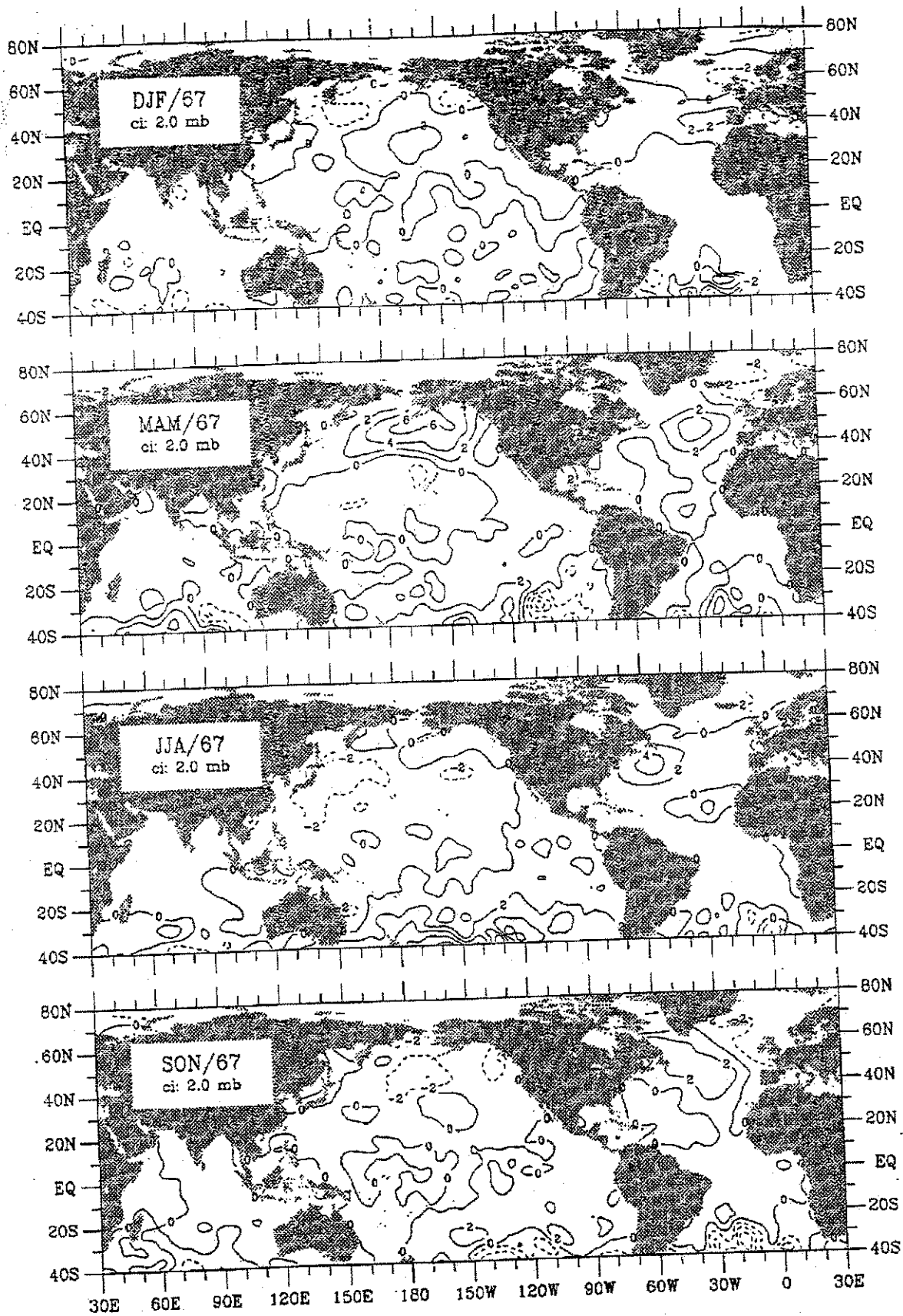


FIGURA G.16 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1967.

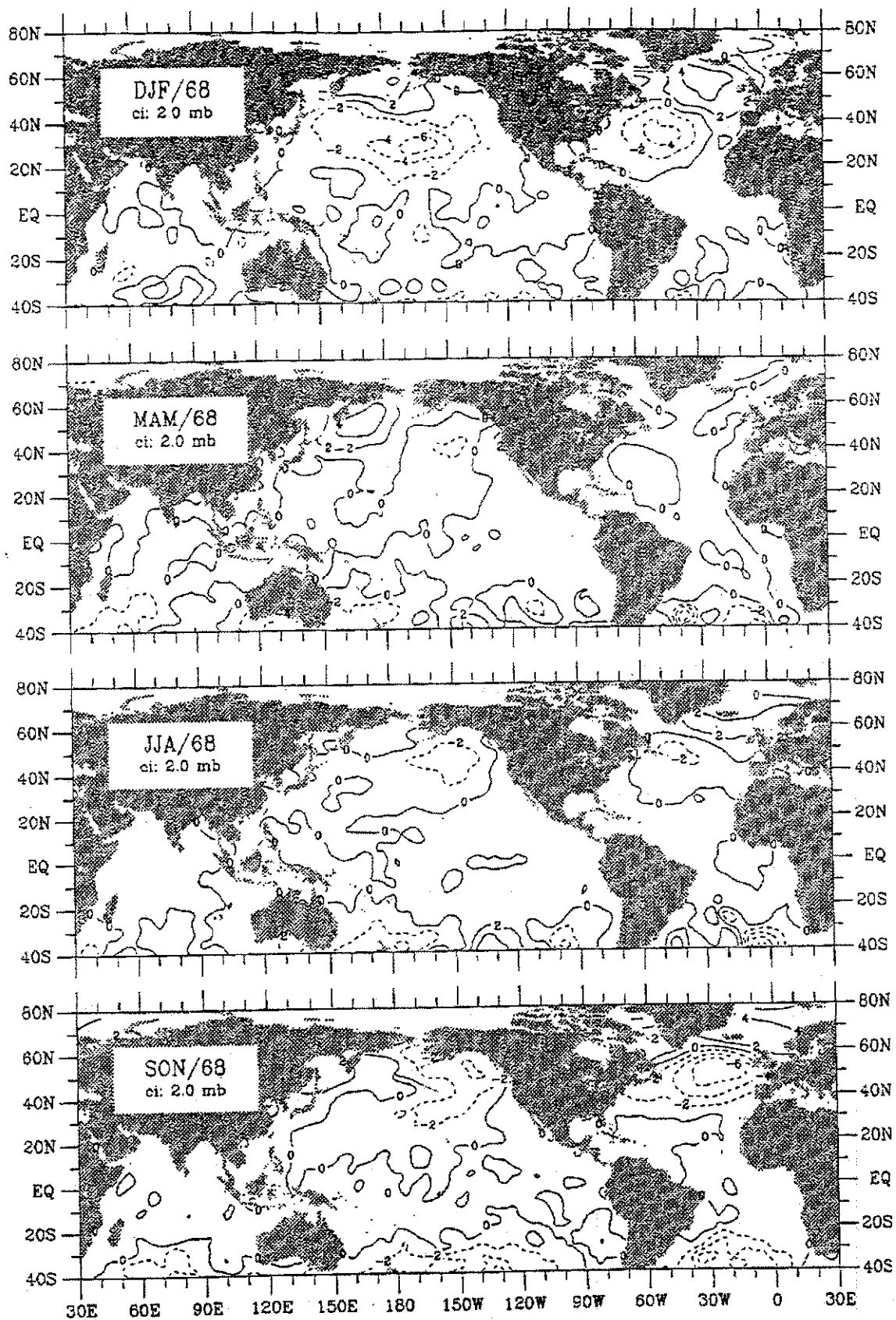


FIGURA G.17- Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1968.

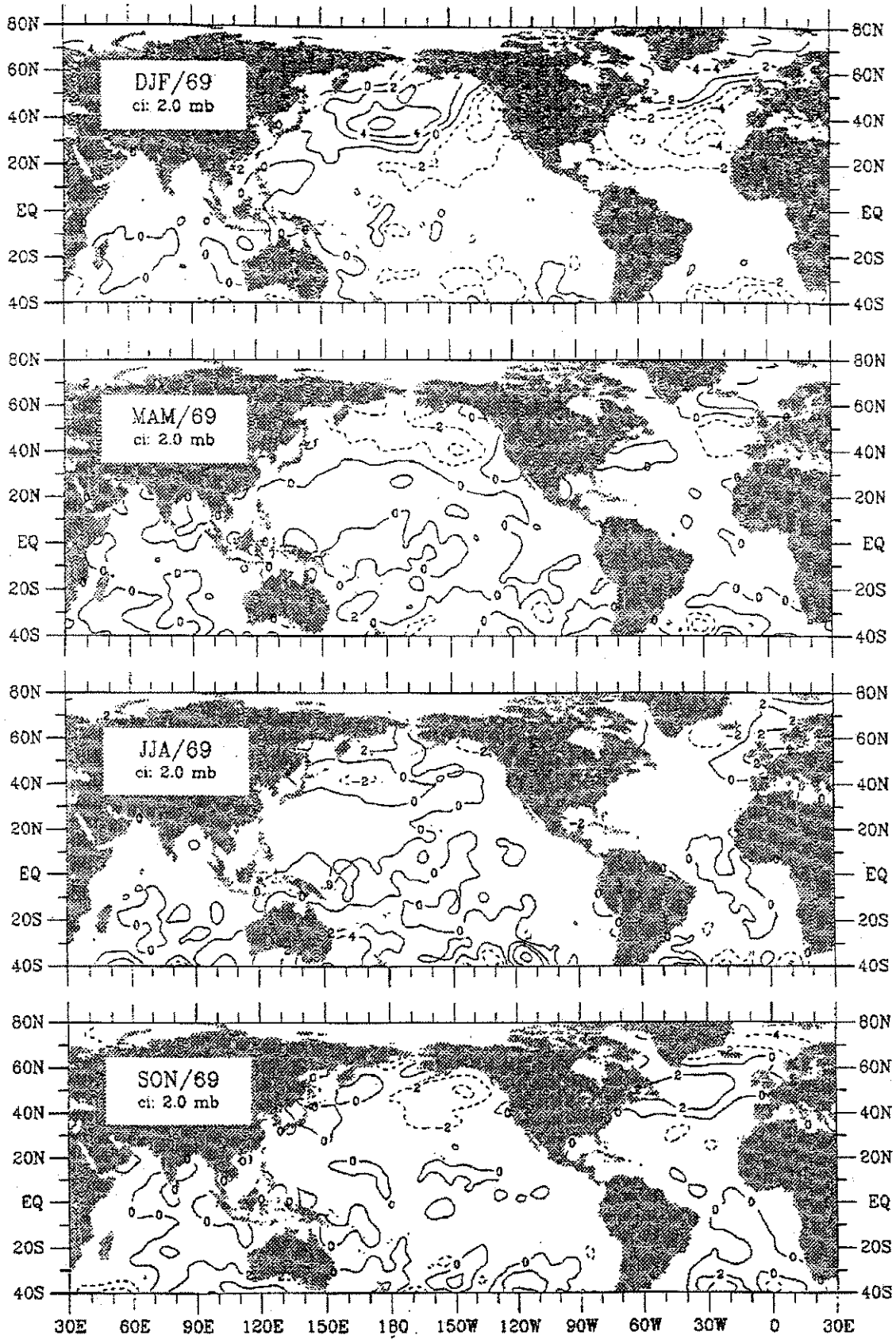


FIGURA G.18- Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1969.

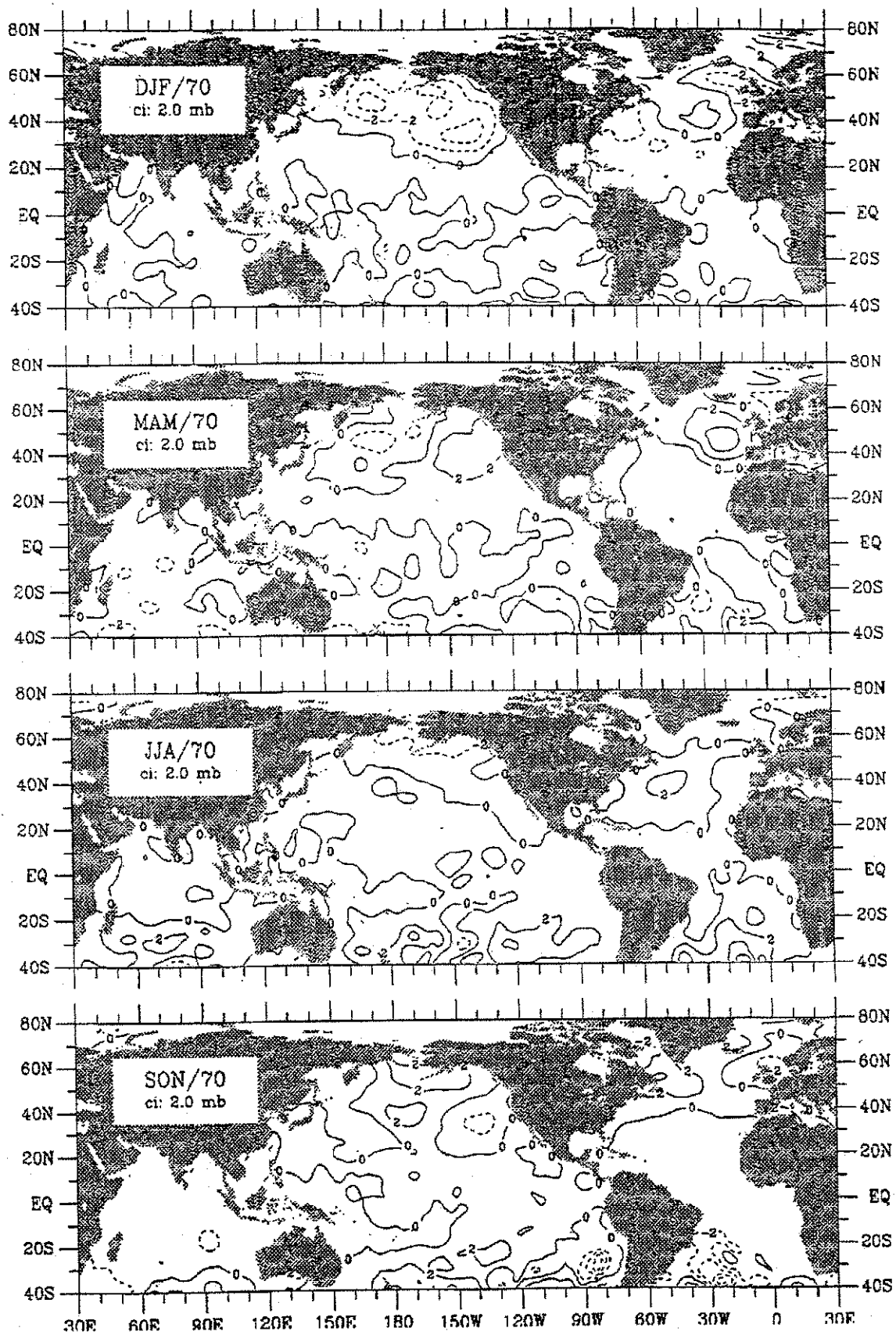


FIGURA G.19 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1970

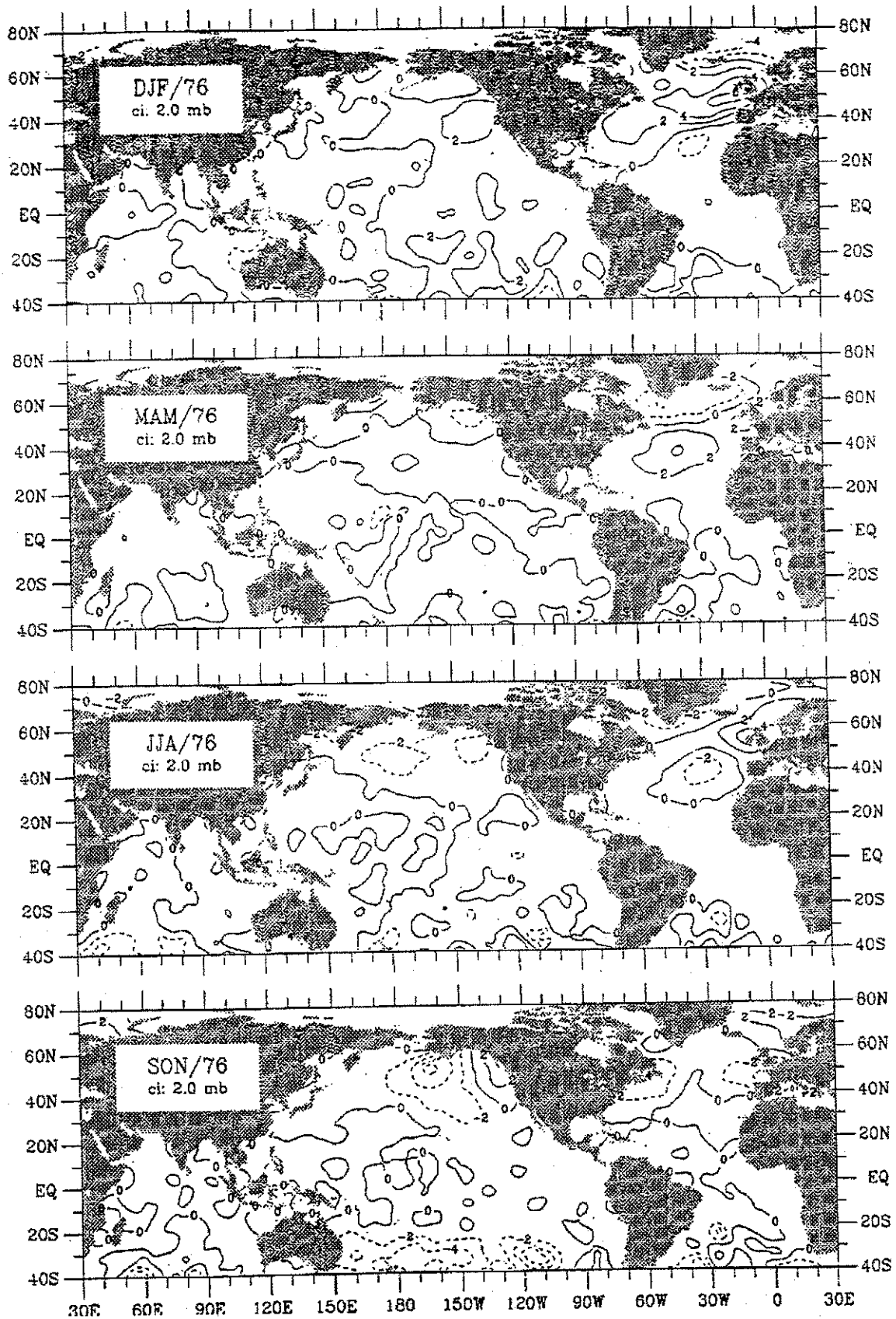


FIGURA G.20 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1976.

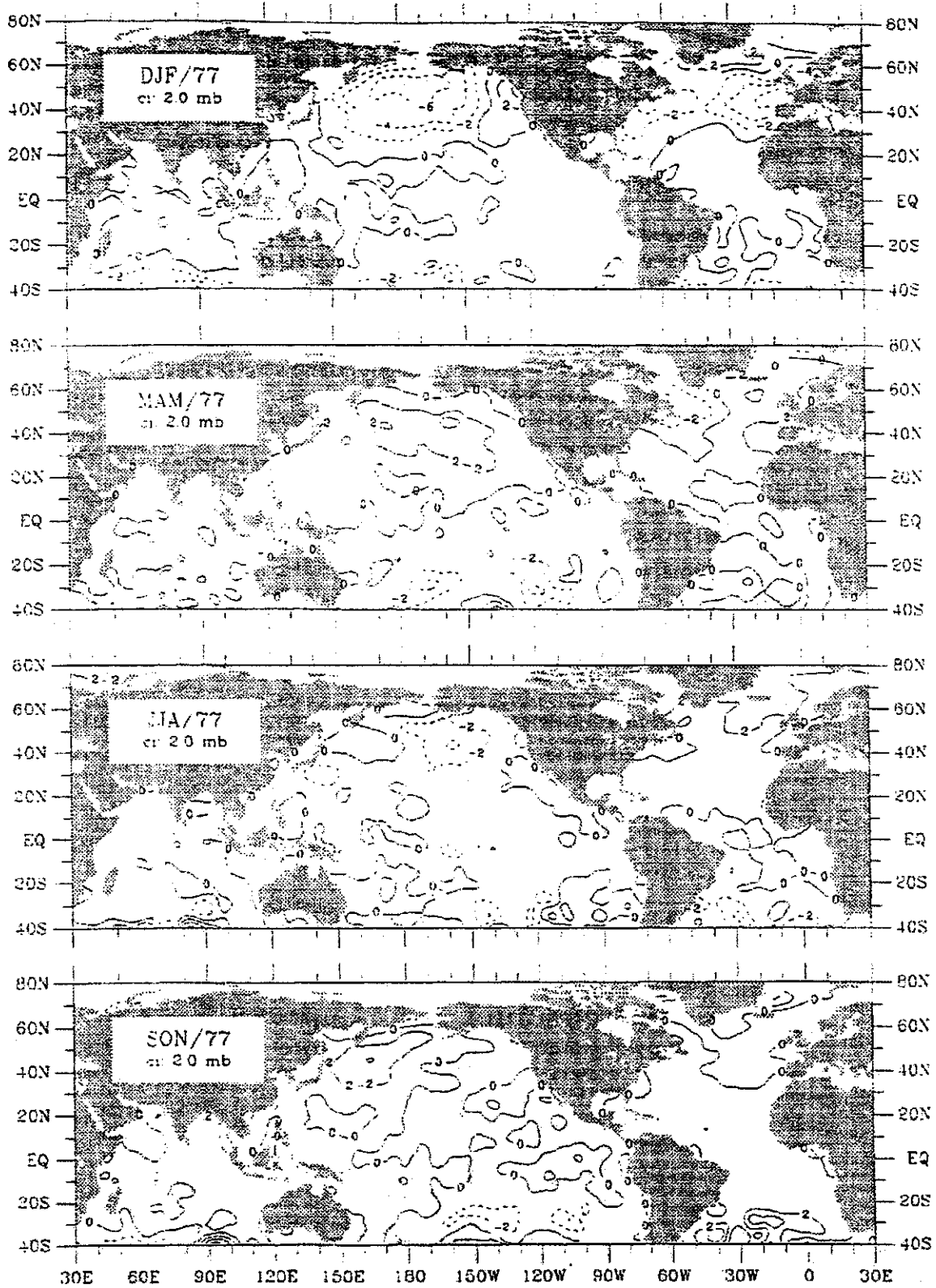


FIGURA G.21 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1977.

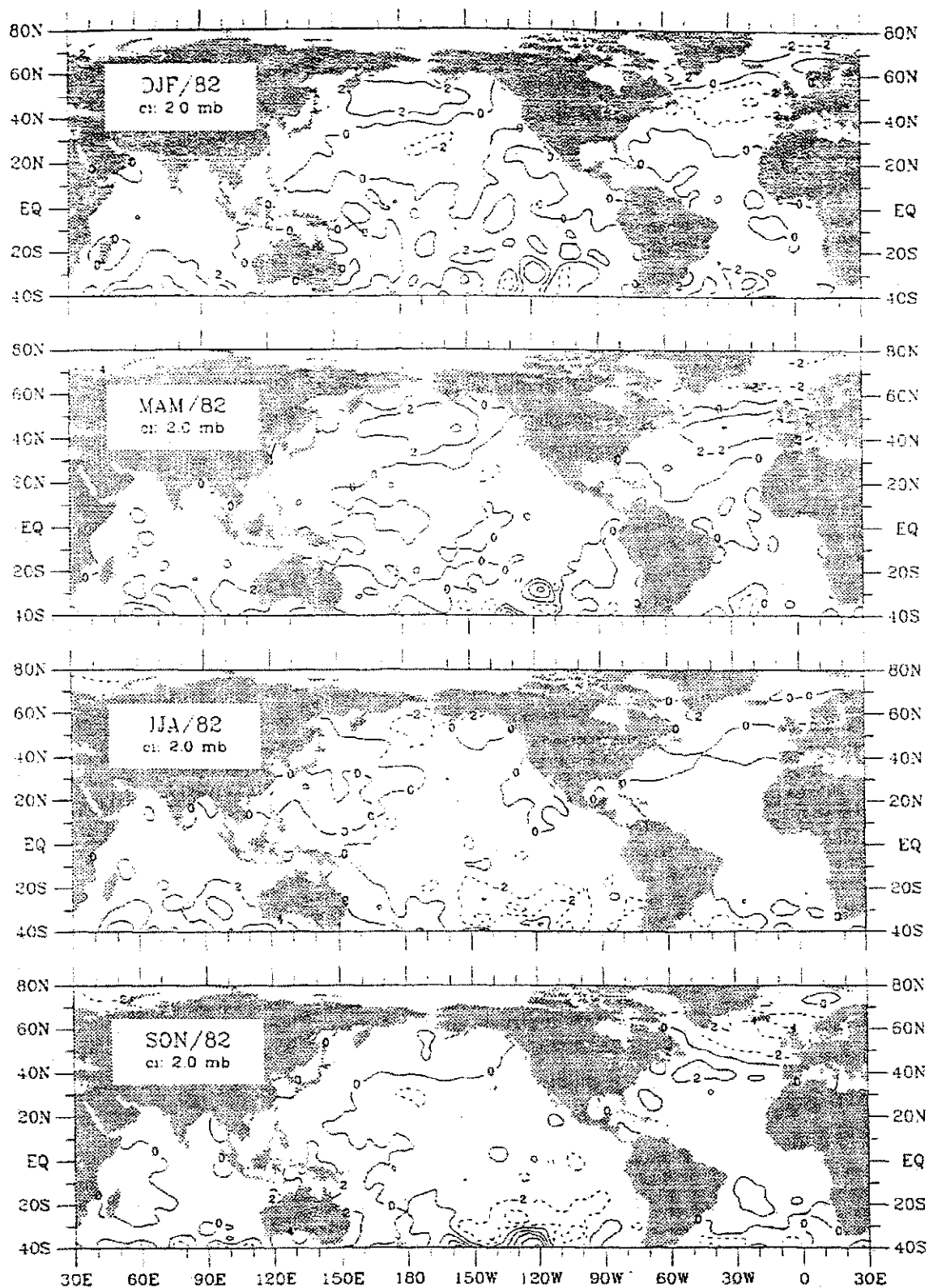


FIGURA G.22 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1982.

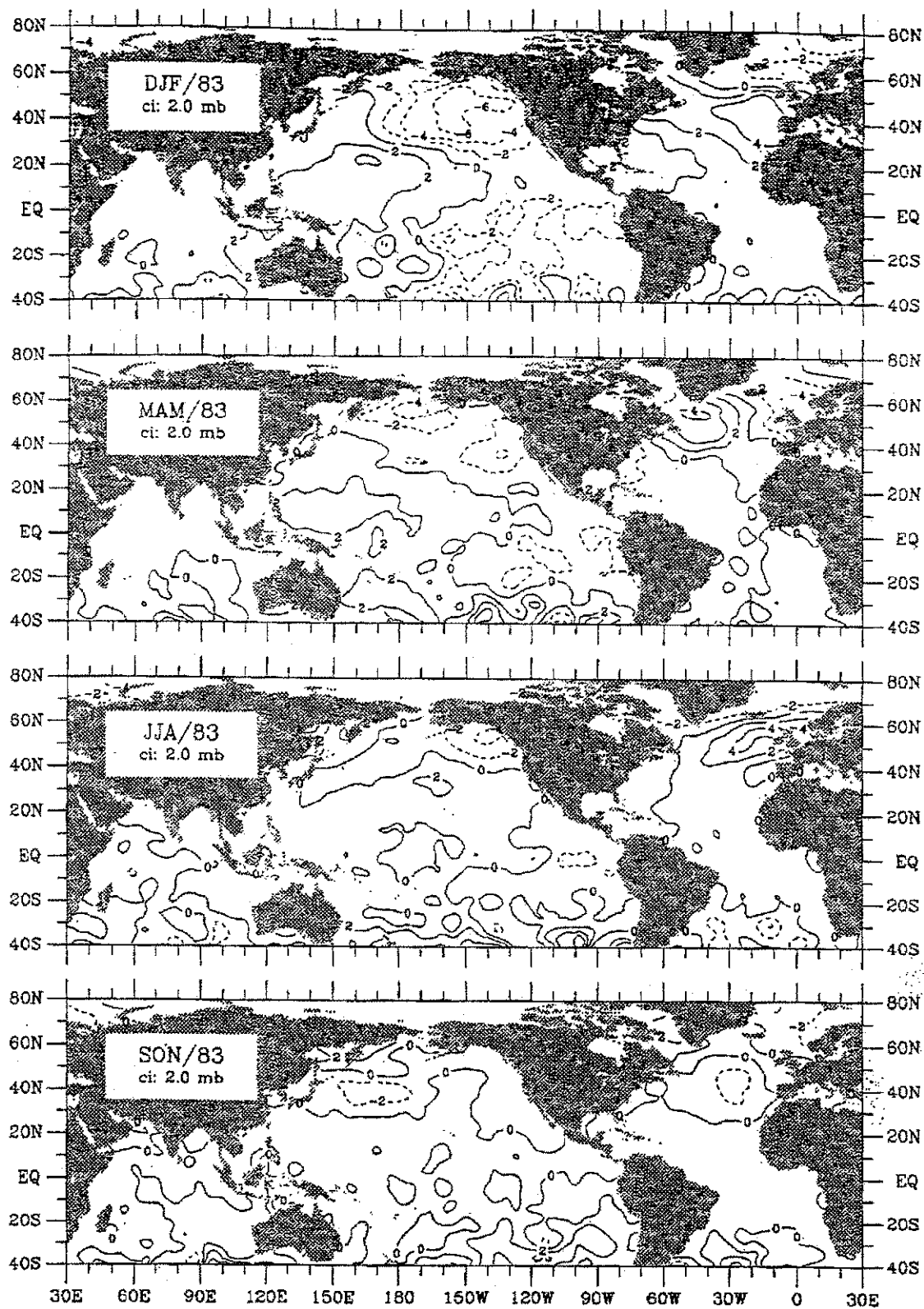


FIGURA G.23 - Anomalias da Pressão ao Nível do Mar (PNM) no ano de 1983.

APÊNDICE H

ANÁLISE DE COMPOSTOS

TABELA H.1 - LISTAGEM DOS ANOS UTILIZADOS NA ANÁLISE DE COMPOSTOS.

| Ordem | APC | APW | CPD | CPW | APS | APC |
|-------|------|------|------|------|------|------|
| 1 | 1927 | 1935 | 1927 | 1940 | 1927 | 1930 |
| 2 | 1928 | 1940 | 1928 | 1947 | 1928 | 1935 |
| 3 | 1931 | 1943 | 1931 | 1950 | 1931 | 1940 |
| 4 | 1936 | 1946 | 1958 | 1964 | 1936 | 1943 |
| 5 | 1937 | 1947 | 1960 | 1969 | 1938 | 1945 |
| 6 | 1938 | 1948 | 1962 | 1973 | 1939 | 1946 |
| 7 | 1939 | 1963 | 1978 | 1974 | 1949 | 1947 |
| 8 | 1941 | 1964 | 1984 | | 1959 | 1948 |
| 9 | 1942 | 1968 | | | 1960 | 1950 |
| 10 | 1949 | 1969 | | | 1961 | 1957 |
| 11 | 1951 | 1973 | | | 1962 | 1963 |
| 12 | 1952 | 1974 | | | 1976 | 1964 |
| 13 | 1953 | 1975 | | | 1978 | 1965 |
| 14 | 1954 | 1977 | | | 1979 | 1968 |
| 15 | 1956 | 1985 | | | 1984 | 1969 |
| 16 | 1958 | | | | | 1973 |
| 17 | 1960 | | | | | 1974 |
| 18 | 1962 | | | | | 1975 |
| 19 | 1966 | | | | | 1977 |
| 20 | 1983 | | | | | 1985 |
| 21 | 1984 | | | | | |