



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFERICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-069

EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO LESTE DA AMAZÔNIA

ANTONIO JOSÉ DA SILVA SOUSA

MACEIÓ – AL, FEVEREIRO DE 2010



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFERICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de ordem: MET-UFAL-MS-069

EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO LESTE DA AMAZÔNIA

ANTONIO JOSÉ DA SILVA SOUSA

Dissertação de conclusão de curso apresentada ao Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas como requisito parcial para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia**.

Área de Concentração: Processos de Superfície Terrestre

Sub-área: Climatologia

Orientador: Professor Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD.

MACEIÓ – AL, FEVEREIRO DE 2010

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

S725e Sousa, Antonio José da Silva.
Eventos extremos de precipitação no leste da Amazônia / Antonio José da Silva
Sousa, 2010.
xv, 93f. : il., grafs., tabs.

Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) –
Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió,
2010.

Bibliografia: f. 80-88.
Anexos: f. 89-93.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Oceano Atlântico. 3. Oscilação Decadal do
Pacífico (ODP). 4. Eventos extremos. I. Título.

CDU: 551.501.86(1-928.8)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

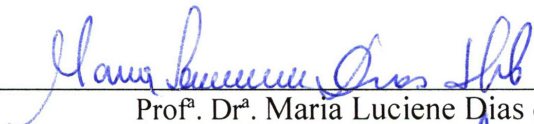
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-069.

“EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO LESTE DA AMAZÔNIA.”

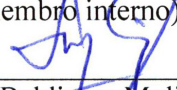
Antônio José da Silva Sousa

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

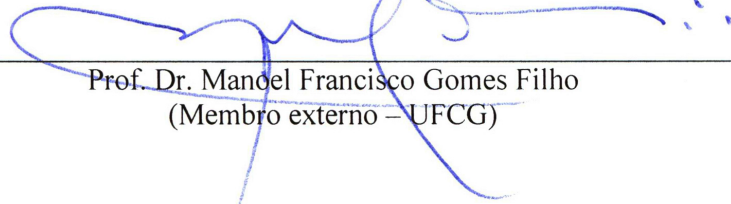
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof.ª Dr.ª Maria Luciene Dias de Melo
(Coordenadora e membro interno)



Prof. Dr. Luiz Carlos Balduino Molion
(Orientador)



Prof. Dr. Mandel Francisco Gomes Filho
(Membro externo – UFCG)

PENSAMENTO

Tente Outra Vez

Raul Seixas

Composição: Raul Seixas / Marcelo Motta / Paulo Coelho

Veja!

Não diga que a canção está perdida
Tenha em fé em Deus
Tenha fé na vida
Tente outra vez!...

Beba! (Beba!)

Pois a água viva ainda tá na fonte
Você tem dois pés para cruzar a ponte
Nada acabou!
Não! Não! Não!...
Oh! Oh! Oh! Oh!

Tente!

Levante sua mão sedenta e recomece a andar
Não pense que a cabeça agüenta
Se você parar
Não! Não! Não!
Não! Não! Não!...

Há uma voz que canta
Uma voz que dança
Uma voz que gira.....
Bailando no ar
Uh! Uh! Uh!...

Queira! (Queira!)

Basta ser sincero e desejar profundo
Você será capaz de sacudir o mundo
Vai!

Tente outra vez!

Humrum!...

Tente! (Tente!)

E não diga que a vitória está perdida
Se é de batalhas que se vive a vida
Han!
Tente outra vez!...

DEDICATÓRIA

A **DEUS**, por todas as conquistas e principalmente pelo aprendizado obtido nas derrotas, pois, à partir delas é que realmente se dá valor as vitórias.

Aos meus pais, **José Raimundo Abreu de Sousa** e **Antonia Wanderley da Silva**, por nunca terem medido esforços para que este momento se realizasse. A vocês dedico este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, José Raimundo e Antônia Wanderley, irmãos, sobrinhos e aos amigos em geral, pois todos têm uma porcentagem ímpar de contribuição nessa jornada.

Ao professor, orientador e hoje um amigo, Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pelos ensinamentos transmitidos, oportunidades criadas e principalmente, a paciência e confiança depositada nesses anos de orientação e convivência.

Aos professores e Drs. Manoel Francisco Gomes Filho e Maria Luciene Dias de Melo por comporem a banca examinadora.

Aos amigos da UFAL dos cursos de Graduação e Mestrado em meteorologia, Paulo José, Antonio Marcos (Sid Moreira), Alessandro, Gabriel, César, Marquinhos, Heriberto, Cristiano, Lincoln, Allan e em especial ao amigo Anderlam Siqueira pela ajuda nas horas necessárias. Por fim a todos que de certa forma contribuíram durante esses anos.

Aos professores e Drs. Everaldo Barreiros de Souza, João Batista Miranda Ribeiro (UFPA) e Manoel Toledo (UFAL) pela amizade e ajuda oferecida durante essa jornada.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em especial o 2º DISME na pessoa do coordenador, o Met. José Raimundo A. Sousa e os Srs. Carlos Sergio e Sandin, pelo empenho, colaboração e cessão dos dados de precipitação usados nesse trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo concedida.

A Renata Kelen por toda a paciência, compreensão e ajuda nos momentos necessários, em especial na 1º fase dessa jornada.

Muito Obrigado!

SOUSA, Antonio J. S; **EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO LESTE DA AMAZÔNIA**. Orientador: Luiz C. B. Molion, PhD. Maceió-AL: UFAL, 2010. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas. Fevereiro, 2010.

RESUMO

O objetivo principal desse estudo foi fazer a caracterização dos eventos extremos de precipitação no leste da Amazônia, a análise das condições oceano-atmosfera em escala global associadas a períodos com intensa ocorrência desses eventos, contribuir para a compreensão da variação temporal dos eventos extremos de chuva, assim como dos fenômenos determinantes para a sua ocorrência e fazer projeções futuras. Para tal, foram utilizados dados de precipitação pluviométrica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) das estações de Belém, Breves, Altamira, Tucuruí e Marabá e dados de precipitação mensal da Universidade de Delaware (UDEL). Em adição a isso, séries de variáveis meteorológicas disponíveis no ESRL/PSD, em especial, temperatura da superfície do mar, componentes u e v do vento, radiação de onda longa emergente, movimentos verticais atmosféricos, campos de divergência, imagens de satélite e índices climáticos oceânicos e atmosféricos, como a Oscilação Multidecadal do Atlântico, Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação do Atlântico Norte, Oscilação Sul e Índice Multivariado de ENOS. A metodologia incluiu técnicas estatísticas para análise e comportamento da precipitação, assim como os fenômenos que mais influenciam em seu regime anual, além dos diagnósticos dos eventos. Foi elaborada a distribuição de classes da precipitação diária em Belém (PA), leste da Amazônia, e ficou claro que os altos totais anuais de chuva nessa região foram decorrentes de eventos extremos de precipitação, que contribuíram, em média, com 37% do total anual de chuva. Esses eventos extremos representaram 10% dos totais de dias chuvosos. Houve uma tendência de aumento desses eventos nos últimos 10 anos, o que foi atribuído ao resfriamento da troposfera superior durante esse início da nova fase fria da ODP. Os índices oceânicos e atmosféricos do Oceano Pacífico, mostraram ser uma ferramenta valiosa para a previsão de períodos com ocorrência de eventos extremos. Os ventos Alísios, e principalmente a temperatura da superfície do mar, foram fatores determinantes para o desenvolvimento e ocorrência de eventos extremos no leste da Amazônia. A análise da Transformada de Ondeleta (TO) mostrou a energia e o ciclo anual presente no regime de precipitação dessa região, assim como a influência de fenômenos de alta frequência como o ENOS no período chuvoso das estações analisadas. As perspectivas climáticas indicaram que a ODP já está em sua nova fase fria. Não se sabe por quanto tempo a ODP irá permanecer em sua nova fase, muito menos as suas causas, porém, se ela perdurar por mais 15 a 20 anos, que é o esperado, certamente haverá um aumento nos eventos extremos de chuva na região Amazônica, devido ao paulatino resfriamento da troposfera superior, resultando em maior desenvolvimento vertical de nuvens tipo cumulonimbo, responsável pelos altos totais pluviométricos.

Palavras-Chave: Precipitação na Amazônia, Eventos Extremos, Oceano Atlântico, ODP.

SOUSA, Antonio J. S; **EXTREME EVENTS OF RAINFALL IN EASTERN AMAZON**. Adviser: Luiz C. B. Molion, PhD.

ABSTRACT

The aim of this study was to characterize the extreme events of rainfall in Eastern Amazon, to analyze on ocean-atmosphere conditions in global scale associated with intense occurrence periods of these events, to contribute for temporal variation comprehension of rainfall extreme events, as well as of determinant phenomena to its occurrence and to make further projections. For this purpose, Pluviometric Precipitation stations data from Brazilian National Institute for Meteorology (INMET) located in Belém, Breves, Altamira, Tucuruí and Marabá; and monthly data of precipitation from Delaware University (UDEL). In addition, available meteorological series at ESRL/PSD, particularly, sea surface temperature; u and v components; outgoing long wave radiation; atmospheric vertical movements; divergence fields; satellite images and oceanic and atmospheric climatic indices as Multidecadal Atlantic Oscillation, Pacific Decadal Oscillation (PDO), North Atlantic Oscillation, South Oscillation and Multivariated ENOS index. The methodology has included statistical techniques for rainfall analysis and behavior, as well as major phenomena that influence its annual regime, and events diagnostic as well. It was made class distribution of daily rainfall in Belém-PA, Eastern Amazon, and was clear that rainfall yearly total high values in that region were resulting from extreme events of rainfall that contributed, in average, with 37% from rain yearly total. These extreme events corresponded to 10% from total values of rainy days. There was a rising trend of these events in the last 10 years, attributed to upper troposphere cooling during that beginning of new PDO cold phase. Oceanic and atmospheric indices from Pacific Ocean have shown to be a valuable tool for prediction of periods with extreme event occurrences. Trade winds, and mainly the sea surface temperature, were determinant factors for extreme events occurrence and development in Eastern Amazon, wavelets transform analysis has shown the energy and annual cycle present in precipitation regime of this region, as well as influence of high frequency phenomena as ENOS at rainy season of analyzed stations. Climate perspectives indicated that PDO is already in the new cold phase and its permanence is not known, much less its causes. However, if that new phase remain for more 15 to 20 years, certainly there will be rise in rainfall extreme events in Eastern Amazon, due to slowly cooling of upper troposphere, resulting in most vertical development of cumulonimbus clouds, responsible by high total values of rainfall.

Keywords: Rainfall in Amazon, Extreme Events, Rainfall in Belém, PDO.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1– OBJETIVOS.....	3
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 – CIRCULAÇÕES DE GRANDE ESCALA.....	4
2.1.1 – CIRCULAÇÃO DE HADLEY-WALKER.....	4
2.1.2 – ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL (ZCIT).....	5
2.1.3 – ZONA DE CONVERGÊNCIA DA AMÉRICA DO SUL (ZCAS).....	7
2.2 – CIRCULAÇÕES REGIONAIS.....	12
2.2.1 – BRISA MARINHA, TERRESTRE E FLUVIAL.....	12
2.2.2 – LINHAS DE INSTABILIDADE (LI).....	14
2.2.3 – PERTURBAÇÕES ONDULATÓRIAS NOS ALÍSIOS (POAs).....	15
2.3 – INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA.....	22
2.3.1 – OCEANO PACÍFICO.....	22
2.3.1.2 – EL-NINO – OSCILAÇÃO SUL (ENOS).....	22
2.3.1.2 – OSCILAÇÃO DECADEAL DO PACÍFICO (ODP).....	24
2.3.2 – OCEANO ATLÂNTICO.....	25
2.3.2.1 – GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO.....	25
2.3.2.2 – OSCILAÇÃO DO ATLANTICO NORTE (OAN).....	27
2.3.2.3 – OSCILAÇÃO MULTIDECADAL DO ATLANTICO (OMA).....	28
3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	30
3.1 – MATERIAIS UTILIZADOS.....	30
3.2 – ÁREA DE ESTUDO.....	31
3.3 – SOFTWARES UTILIZADOS.....	32

3.4 – MÉTODOS UTILIZADOS.....	32
4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	36
4.1 – CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EM BELÉM – PA (LESTE DA AMAZÔNIA).....	36
4.2 – A PRECIPITAÇÃO E O CLIMA GLOBAL.....	43
4.3 – SELEÇÃO DE TRIMESTRE COM INTENSA OCORRÊNCIA DE EVENTOS EXTREMOS.....	48
4.3.1 – PERÍODO FEVEREIRO A ABRIL DE 1996.....	48
4.3.2 – PERÍODO MARÇO A MAIO DE 2009.....	58
4.3.2.1 – ANÁLISE DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ENTRE OS DIAS 30 DE MAIO E 3 DE JUNHO DE 2009.....	70
4.4 – ANÁLISE DAS ONDELETAS.....	72
4.5 – PERSPECTIVAS CLIMÁTICAS.....	75
5 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	78
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80
ANEXOS.....	89

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Diagrama esquemático da célula de Hadley – Walker (Fonte: Nobre e Molion – 1986).....4
- Figura 2:** Imagem do satélite Góes mostrando uma ocorrência de ZCAS (a) Linhas de corrente e Divergência horizontal do vento (b) da mesma situação da imagem (a).....7
- Figura 3:** Esquema da trajetória quase elíptica do centro da AB, este sistema não é necessariamente fechado (a) e (b) Linhas de Corrente em 250 hPa, média para o período de 1 a 11 de Jan/96, mostrando a Alta da Bolívia (AB) e o Cavado (CC).....9
- Figura 4:** Modelo de ondas nos ventos de leste: linhas de corrente em 4500 m de altura e o eixo do cavado da onda com inclinação horizontal de NE-SW. Adaptado de Riehl (1954).....16
- Figura 5:** Estrutura horizontal, em baixos níveis, de uma onda nos ventos de leste no HS. FONTE: Hall (1989, p.178).....17
- Figura 6:** Estrutura vertical de uma onda de leste no HS. A escala horizontal mostra o tempo aproximado em que a onda utilizou para atravessar a Ilha de Ascensão. FONTE: Hall (1989, p.178).....18
- Figura 7:** Altura A (em metros) da base da inversão dos Ventos Alísios, sobre o Atlântico Tropical. Fonte: Reihl, 1954.....18
- Figura 8:** Esquemática da Célula de Walker, (a) sob condições normais e (b) modificada, em associação as condições de El Niño. Fonte: Souza, 1998.....23
- Figura 9:** Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS (adaptada de Wolter e Timlin, 1998). <http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI/>.....23
- Figura 10:** Padrões de TSM e ventos associados às fases Quente e Fria da ODP. (Fonte dos dados: <http://www.esrl.noaa.gov>).....24
- Figura 11:** Interação da ZCIT com a TSM na estação chuvosa (a) e seca (b) no N e NE do Brasil. (Disponível em www3.funceme.br/.../bol_elnino_nov2002.htm).....26
- Figura 12:** Esquema da trajetória de sistemas frontais sobre influencia da OAN (a) positiva e (b) negativa. (Fonte: Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich - U.K.).....28
- Figura 13:** Serie temporal de Oscilação Mutidecadal do Atlântico (OMA) de 1856 – 2008. (Fonte dados:<http://www.esrl.noaa.gov>).....29
- Figura 14:**Mapa de localização dos postos pluviométricos do Estado do Pará.....31

Figura 15: Distribuição do total de dias pelos dias com e sem chuva e suas respectivas classes: 27% (0 mm), 31% (0,1 e 4,9 mm), 13% (5,0 e 9,9 mm), 15% (10,0 e 19,9 mm), 7% (20,0 e 29,9 mm), 3% (30,0 e 39,9 mm), 2% (40,0 e 49,9 mm) e 2% (igual ou superior a 50 mm) em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).....	36
Figura 16: Distribuição das classes de chuva dos dias chuvosos: 42% (0,1 e 4,9 mm), 18% (5,0 e 9,9 mm), 21% (10,0 e 19,9 mm), 9% (20,0 e 29,9 mm), 5% (30,0 e 39,9 mm), 2% (40,0 e 49,9 mm) e 3% (igual ou superior a 50 mm) em Belém – PA. (Fonte dos dados: INMET).	37
Figura 17: Distribuição mensal de frequência dos eventos de chuva igual ou acima de 30 mm por dia em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).....	38
Figura 18: Distribuição mensal de frequência dos eventos de chuva entre 0,1mm e 4,9 mm por dia em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).....	39
Figura 19: Total anual de precipitação (azul) e total de precipitação dos eventos extremos (vermelho), em mm. Os números indicam o percentual em relação ao total anual para os anos de 1989 a 2008 em Belém do Pará. (Fonte dos dados: INMET).....	40
Figura 20: Seção de Omega entre 1989 a 1998 em Pa.s-1, média para FMA na região compreendida entre 30°N- 30°S e 45°W-50°W. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA...41	
Figura 21: Seção de Omega entre 1999 a 2009 em Pa.s-1, média para FMA na região compreendida entre 30°N- 30°S e 45°W-50°W. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA...41	
Figura 22: Distribuição de frequência dos eventos extremos ocorridos em Belém - PA de 1989 a 1998 (vermelho) e 1999 a 2008 (azul). Os números representam o percentual dos períodos em relação ao total de eventos.....	42
Figura 23: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.....	43
Figura 24: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e o Índice de Oscilação Sul (IOS), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.....	44
Figura 25: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices da Oscilação do Atlântico Norte (OAN), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.....	45
Figura 26: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.....	46
Figura 27: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e o Índice Multivariado de ENOS, para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.....	47

Figura 28: Campos médios meteorológicos em superfície período FMA de 1996, (a) TSM (°C), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e campo de anomalia de ROLE (W/m-2) para com relação ao período 1979 a 1995. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	51
Figura 29: Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período FMA de 1996, (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	53
Figura 30: Diagrama Hovmoeller de anomalia de ROLE (W/m2), entre 5°S-5°N para o período FMA de 1996. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	53
Figura 31: Diagrama Hovmoeller de média do (a) vento zonal e (b) meridional em (m/s), entre 5°S e 5°N, para o período FMA de 1996. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	54
Figura 32: Distribuição dos totais diários de precipitação em Belém (PA) período FMA de 1996. (Fonte dos dados: INMET).....	55
Figura 33: Distribuição dos totais diários de precipitação em Altamira (PA) período FMA de 1996. (Fonte dos dados: INMET).....	56
Figura 34: Distribuição dos totais diários de precipitação em Marabá (PA) período FMA de 1995. (Fonte dos dados: INMET).....	57
Figura 35: Campos médios meteorológicos em superfície período MAM de 2009, (a) TSM (°C), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e campo de anomalia de ROLE (W/m-2) para com relação ao período 1979 a 1995. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	62
Figura 36: Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período MAM de 2009, (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	63
Figura 37: Diagrama Hovmoeller de anomalia de ROLE (W/m2), entre 5°S-5°N para o período FMA de 1996. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	64
Figura 38: Diagrama Hovmoeller de média do vento zonal (a) e meridional (b) em (m/s), para o período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	65
Figura 39: Distribuição dos totais diários de precipitação em Belém (PA) período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).....	66
Figura 40: Distribuição dos totais diários de precipitação em Breves (PA) período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).....	67
Figura 41: Distribuição dos totais diários de precipitação em Altamira (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).....	68

Figura 42: Distribuição dos totais diários de precipitação em Tucuruí (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).....	68
Figura 43: Distribuição dos totais diários de precipitação em Marabá (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).....	69
Figura 44: Campos de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 850 hPa de (a) a (f), para o período 29 de maio e 03 de junho de 2009 respectivamente. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	71
Figura 45: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Belém, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).....	72
Figura 46: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Altamira, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).....	73
Figura 47: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Marabá, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).....	74
Figura 48: Campo de anomalias de TSM período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998 e (c) 1999-2009 com relação ao período de 1971 a 2000. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	76
Figura 49: Seção de Omega média para FMA na região compreendida entre 30°N- 30°S e 45°W-50°W entre (a) 1948 a 1976, (b) 1977 a 1998, (c) 1989 a 1998 e (d) 1999 a 2009 em Pa.s-1., (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	77

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Estações meteorológicas das regiões selecionadas.....	31
TABELA 2: Valores e interpretação da correlação.....	33
TABELA 3: Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Extendida de ESRL/PSD/NOAA.....	33
TABELA 4 Valores dos desvios mensais de OAN, IOS, OMA, IME e ODP. (Fonte dos dados: www.cpc.ncep.noaa.gov e www.cdc.noaa.gov).....	48
TABELA 5: Valores dos desvios mensais de OAN, IOS, OMA, IME e ODP. (Fonte dados: www.cpc.ncep.noaa.gov e www.cdc.noaa.gov).....	58

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAN	ALTA DO ATLÂNTICO NORTE
AAS	ALTA DO ATLÂNTICO SUL
AB	ALTA DA BOLIVIA
EGO	ESPECTRO GLOBAL DE ONDELETAS
ENOS	EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL
EPO	ESPECTRO DE POTÊNCIA DAS ONDELETAS
GrADS	GRID ANALISYS AND DISPLAY SYSTEM
HN	HEMISFÉRIO NORTE
HS	HEMISFÉRIO SUL
IOS	ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL
LI	LINHAS DE INSTABILIDADE
NEB	NORDESTE BRASILEIROO
OAN	OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE
ODP	OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO
OMA	OSCILAÇÃO MULTIDECADAL DO ATLÂNTICO
POAs	PERTURBAÇÕES ONDULATÓRIAS NOS ALÍSIOS
ROLE	RADIAÇÃO DE ONFDAS LONGAS EMERGENTE
TO	TRANSFORMADA DE ONDELETA
TSM	TEMPERATURA DA SUPERFICIE DO MAR
U	COMPONENTE ZONAL DO VENTO
V	COMPONENTE MERIDIONAL DO VENTO
ZCAS	ZONA DE CONVERGÊNCIA DA AMÉRICA DO SUL
ZCIT	ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

1 – INTRODUÇÃO

Eventos extremos de precipitação são aqueles em que os totais de chuva num certo período - seja anual, sazonal, diário ou outro - apresentaram desvios muito superiores ou inferiores ao comportamento habitual da área no período analisado. Segundo Sarewitz et al (2000), pode-se defini-los como sendo uma ocorrência que apresenta uma incidência rara, se distanciando da média, variando em sua magnitude. Os eventos climáticos extremos são responsáveis pelas principais catástrofes naturais atuais.

Nos últimos anos, eventos extremos de chuva, tem sido um assunto muito propalado e preocupante no Brasil e no mundo. Altos valores de precipitação sempre ocorreram e muitas vezes foram observados, porém nos dias de hoje, tornam-se mais prejudiciais devido aos impactos sociais causados, em consequência do aumento na densidade demográfica, assim como a ocupação desordenada de áreas de risco e sujeitas a desastres naturais.

Os eventos extremos de precipitação fazem parte do ritmo climático de um lugar. Portanto, o conhecimento do comportamento das chuvas intensas é de fundamental importância para o planejamento do uso e ocupação da terra de forma a prevenir os impactos associados a esses episódios.

A Bacia Amazônica possui uma área estimada de 6,3 milhões de km², sendo aproximadamente 5,0 milhões em território brasileiro e o restante dividido entre os países da Bolívia, Colômbia, Equador e Peru. Essa região é limitada a oeste pela Cordilheira dos Andes (com elevações de até 6000 m), ao norte pelo Planalto das Guianas (com picos montanhosos de até 3000 m), ao sul pelo Planalto Central (altitudes típicas de 1200 m) e a leste pelo Oceano Atlântico, por onde toda a água captada na bacia escoar para o mar.

O clima atual da região é uma combinação de vários fatores, sendo o mais importante, a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia. Nos meses de dezembro a janeiro, recebe os valores máximos de energia no topo da atmosfera e entre junho e julho, os valores mínimos (Salati e Marques, 1984). Em consequência disso, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul (Rondônia e Mato Grosso). A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1-2 °C, situando-se os valores médios entre 24 e 26 °C.

Especificamente, Belém (PA) apresenta a temperatura média mensal máxima de 26,7 °C em abril e a média mínima de temperatura de 24,5 °C em fevereiro, segundo as normais climatológicas do INMET.

Albala-Bertrand (1993) considera a energia um dos aspectos fundamentais para o entendimento dos eventos climáticos extremos. A quantidade de energia liberada (magnitude) é um condicionante para o grau de impacto de um evento. Compreendendo o fluxo da energia em determinado local, haveria uma grande probabilidade de prever a ocorrência de eventos climáticos extremos e, dessa forma, a sociedade poderia adotar medidas preventivas. Porém, tal tarefa não é fácil, dada a complexidade dos sistemas atmosféricos e dos arranjos sócio-espaciais em constantes mudanças.

A energia que atinge a superfície terrestre é devolvida para a atmosfera na forma de fluxo de calor sensível (aquecimento) e latente (evapotranspiração). Dessa forma, o balanço de energia e umidade interagem, sendo o saldo de radiação particionado em termos de calor sensível e/ou latente, dependendo das condições ambientais e de água no solo.

A Região Amazônica também é conhecida pela grande quantidade de umidade disponível. Molion (1975) mostrou que a precipitação na Amazônia é constituída em média por mais de 50% originados da evapotranspiração da floresta (recirculação de umidade) e o percentual restante, pela convergência de umidade vinda do Oceano Atlântico. Buchmann et al. (1990 e 1995) mostraram também influências das águas do Atlântico Norte sobre a Amazônia.

Molion (1993) estudou as circulações de macro e mesoescala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação naquela área. Os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em três tipos: convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis; linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico; e, por fim, aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil, interagindo com a região Amazônica.

A precipitação na Amazônia, não apresenta a mesma homogeneidade espacial e sazonal da temperatura. Essa apresenta intensas variações, tanto temporal como espacial. A noroeste da Amazônia, os totais são acima de 3000 mm/ano, a parte central, em torno de 5°S, com precipitação de 2500 mm/ano, e o leste da Amazônia (região do estudo), próximo à Belém, com precipitação de 2800 mm/ano.

Sabe-se que os oceanos, em especial o Atlântico e o Pacífico, influenciam direta e indiretamente nas condições de precipitação na bacia Amazônica, com variações interanual e interdecadal, via teleconexões atmosféricas. Em situações favoráveis (desfavoráveis), a estação chuvosa pode apresentar aumento (redução) considerável nas chuvas. O El Niño de 1982-1983 é um exemplo disso, pois provocou um período extremamente seco (janeiro/fevereiro) durante a estação chuvosa na Amazônia. Manaus e Belém, por exemplo, sofreram reduções de 70% e 20%, respectivamente, nos totais de precipitação (Kayano e Moura, 1986).

1.1 – OBJETIVOS:

GERAL: O objetivo geral deste estudo é fazer a caracterização dos eventos extremos de precipitação no leste da Amazônia, assim como as condições oceano-atmosfera associadas a períodos com intensa ocorrência desse fenômeno.

ESPECÍFICOS:

- Detalhar os padrões dos eventos extremos de chuva na região, assim como os fenômenos determinantes para a sua ocorrência.
- Diagnosticar as condições climáticas apresentadas em escala global, fazendo composições para trimestres muito chuvosos, a fim de saber quais os fatores que tem maior influência sobre este tipo de fenômeno.
- Contribuir para a compreensão da variação temporal dos eventos extremos de precipitação e, se possível, fazer projeções futuras.

Para tal, foram utilizados dados de precipitação pluviométrica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) das estações de Belém, Breves, Altamira, Tucuruí e Marabá. Em adição, foram empregadas séries de variáveis meteorológicas disponíveis no ESRL/PSD (Earth System Research Laboratory, Physical Science Division) em especial, temperatura da superfície do mar, componentes u e v do vento, radiação de onda longa emergente, movimentos verticais atmosféricos, índices climáticos oceânicos e atmosféricos, além de imagens de satélite, para diagnóstico de eventos extremos de precipitação. Técnicas estatísticas foram usadas para análise e comportamento da precipitação, assim como fatores que influenciam em seu regime anual.

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As condições meteorológicas na Amazônia são afetadas por um amplo espectro de fenômenos que variam desde a escala de convecção-cúmulo até as configurações da circulação de escala global (Molion, 1987). Dentre eles, a seguir, serão descritos, Circulação Hadley-Walker, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Alta da Bolívia (AB), Sistemas Frontais de ambos os hemisférios, Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Brisas Marinha, Terrestre e Fluvial, Linhas de Instabilidade (LI) e as Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POAs).

2.1 – CIRCULAÇÕES DE GRANDE ESCALA.

2.1.1 – CIRCULAÇÃO DE HADLEY-WALKER.

A circulação Hadley-Walker é parte integrante da circulação geral atmosférica, isto é, movimentos de ar de grande escala na atmosfera e sua interação com a superfície. Envolve as correntes oceânicas, massas de ar, sistemas de alta e baixa pressão, corrente de jato e outros.

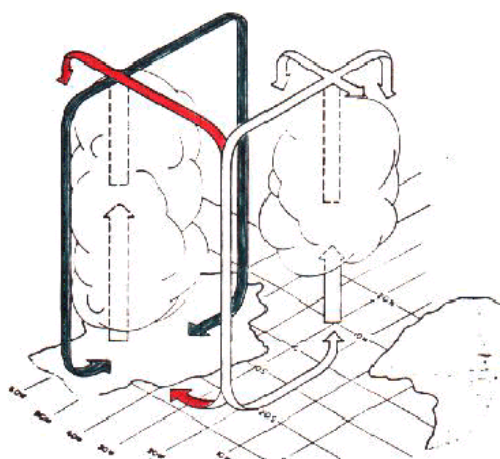


Figura 1. Diagrama esquemático da célula de Hadley – Walker (Fonte: Nobre e Molion – 1986).

Em particular na faixa equatorial, o aquecimento devido à radiação solar é bastante uniforme e intenso o que provoca baixas pressões à superfície, portanto os ventos alísios de sudeste vindos do Hemisfério Sul (HS) e os ventos alísios de nordeste

vindos do Hemisfério Norte (HN) convergem em baixos níveis. A ascensão desses ventos provoca um resfriamento em níveis mais altos, perdendo umidade por condensação e precipitação e ocorrerá em altitude um movimento em sentido contrário, contra-alísios, até a zona dos cinturões anticiclônicos, onde ocorre movimento subsidente aquecendo-se para formar novamente os alísios. Esta célula que se forma simultaneamente é chamada de Hadley-Walker. A circulação é dita de Hadley quando ocorre no sentido (norte-sul) e de Walker quando se faz no sentido (leste-oeste).

Estas duas circulações de escala planetária, em conjunto, são algumas das responsáveis pelas enormes variações espaciais do clima Amazônico. As variações sazonais da precipitação no Brasil estão associadas com o movimento meridional de uma célula de Hadley, a qual está sobre a Amazônia no verão e sobre a América Central durante o inverno (associada ao movimento do Sol). Por outro lado as variações inter- anuais da precipitação no Brasil estão relacionadas ao deslocamento zonal de uma célula de Walker ligadas ao fenômeno ENOS (El Niño - Oscilação Sul).

2.1.2 – ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL (ZCIT).

A Zona de Convergência Intertropical é caracterizada por uma banda de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do hemisfério norte com os ventos alísios do hemisfério sul, Nordeste e Sudeste respectivamente. De maneira simplista, pode-se dizer que a convergência dos ventos faz com que o ar, quente e úmido ascenda, carregando umidade do oceano para os altos níveis da atmosfera ocorrendo à formação das nuvens. Na ZCIT do Atlântico e Pacífico, predominam convergência na baixa troposfera, movimentos ascendentes na média troposfera, divergência na alta troposfera, bem como água precipitável concentrada em sua região durante o ano todo (CURTIS e HASTENRATH, 1999). É uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, associada com altos índices pluviométricos. A ZCIT é mais significativa sobre os Oceanos e por isso, a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) é um dos fatores determinantes na sua posição e intensidade.

Na escala planetária, a ZCIT é o ramo ascendente da Célula de Hadley, apresentando uma energética caracterizada pela importação de vapor d'água, concentrado nas camadas inferiores da atmosfera e exportação de energia geopotencial e calor sensível pela alta troposfera, que resulta na transferência de calor da zona do

cavado equatorial para altas latitudes, contribuindo para manutenção do balanço térmico global (HASTENRATH, 1985).

A ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude. No trabalho apresentado por Hastenrath e Lamb (1977) é mostrado que, durante os meses de verão no Hemisfério Norte (JJA), a zona de confluência dos alísios aparece sobre o cavado equatorial e as regiões de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa são quase coincidentes, localizando-se, aproximadamente, a três graus ao sul da ZCA. Nos meses de DJF, a zona de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa localiza-se ao norte da ZCA.

Dentre as principais características observadas da ZCIT, destacam-se as seguintes: está localizada na faixa tropical, onde existe a presença de fracos gradientes de pressão, predominância de ventos fracos e TSM elevada. O valor médio de pressão observada está em torno de 1.008 hPa, onde têm-se a presença de cúmulos e cumulonimbus, cujos topos vão além de 12.000m e altas camadas de cirros. Sobre os continentes, a ZCIT não é tão delineada quanto sobre os oceanos. É responsável por chuvas intensas sobre regiões tropicais como Brasil, África e Indonésia.

Em sua marcha anual, a ZCIT alcança sua posição mais ao norte, aproximadamente 15° N, durante o verão boreal, e a sua posição mais ao sul, aproximadamente 5° S, durante o mês de abril (CITEAU et al, 1988, HASTENRATH e HELLER, 1977, HASTENRATH e LAMB, 1977, HASTENRATH, 1985). Além dessa oscilação anual, a ZCIT apresenta oscilações com maiores frequências, com o período variando de semanas a dias. Seu posicionamento está associado à nebulosidade e a estação chuvosa na Região Norte do Brasil. Sobre o continente, a ZCIT migra com a latitude em função da estação do ano à medida que aumenta o aquecimento solar sobre a superfície (FISCH et al., 1999).

Em anos chuvosos sobre o Nordeste, nos quais também chove acima da média sobre a Amazônia e Atlântico equatorial, a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto, em anos de seca, a ZCIT retorna ao Hemisfério Norte, já em março. Há evidências observacionais de que os mecanismos responsáveis

pelo deslocamento latitudinal da ZCIT estejam associados a uma cadeia de processos de interação entre o oceano e a atmosfera, envolvendo o acoplamento lateral com distúrbios atmosféricos extratropicais de ambos os hemisférios.

2.1.3 – ZONA DE CONVERGÊNCIA DA AMÉRICA DO SUL (ZCAS).

Durante o período de primavera-verão no Hemisfério Sul, sistemas frontais posicionam-se preferencialmente sobre a parte central do continente sul-americano, com seu eixo no sentido noroeste-sudeste, de inclinação variável, associados a uma zona de convergência de umidade que, posteriormente, foi denominada de Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) (MOLION e BERNARDO, 2002) de grande importância no transporte de momentum, calor e umidade nos trópicos.

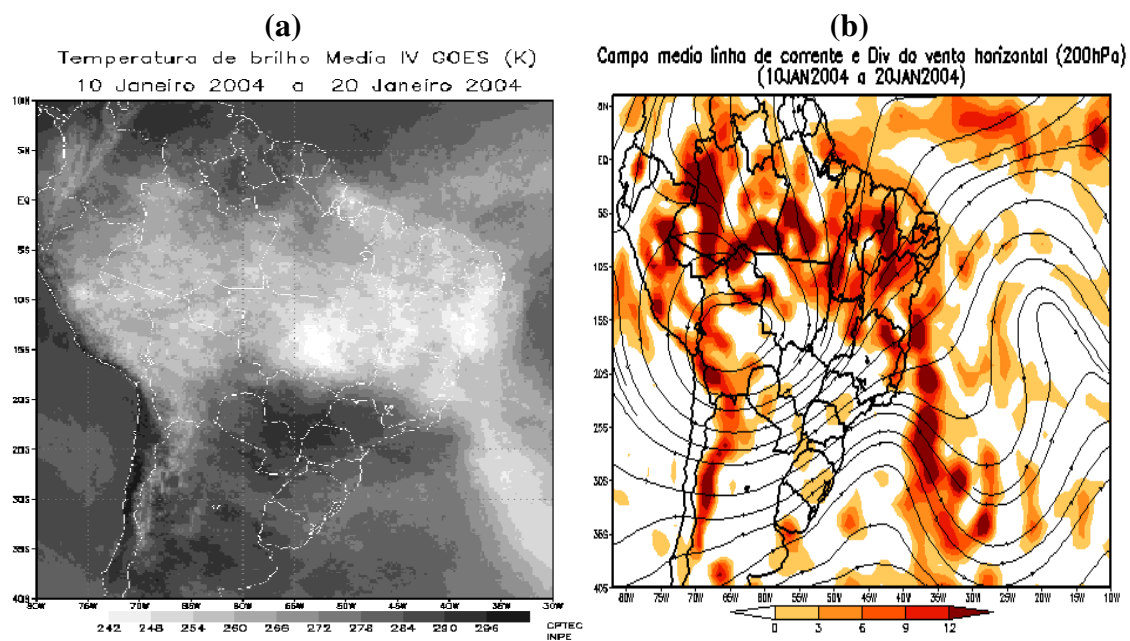


Figura 2: Imagem do satélite Góes mostrando uma ocorrência de ZCAS (a) Linhas de corrente e Divergência horizontal do vento (b) da mesma situação da imagem (a).

Difundida como Zona de Convergência do Atlântico Sul, embora se posicione sobre o continente, (sugerindo-se, a aplicação de termo mais conveniente-Zona de Convergência da América do Sul), essa zona tem sido subjetivamente definida como uma banda convectiva alongada na direção NW-SE, cuja área de atuação engloba o centro sul da Bacia Amazônica, Regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e se prolonga até o Oceano Atlântico Sudoeste.

É usualmente identificada pela convergência de umidade na baixa troposfera, penetração de ar frio ao sul da banda de nebulosidade; presença de um cavado a leste da Cordilheira dos Andes, associado a movimentos ascendentes, pela presença da Alta da Bolívia em altos níveis e um cavado sobre a região Nordeste do Brasil e, em determinadas situações, um vórtice ciclônico e uma faixa de vortacidade anticiclônica em altos níveis, (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; SANCHES e SILVA DIAS, 1996). Reflete uma interação entre os sistemas tropicais e extratropicais.

A formação da ZCAS depende tanto de forçantes locais quanto remotas. Localmente, a formação da ZCAS está associada com a convecção na Região Amazônica e Brasil Central e com a disponibilidade de umidade e baroclinicidade (FIGUEROA et al., 1995) que são determinantes para sua ocorrência, enquanto aparentemente as influências remotas, tal como a convecção na ZCPS (Zona de Convergência do Pacífico Sul), modula o início, duração e localização da ZCAS.

Ferreira et al. (2004) analisaram padrões atmosféricos dominantes em situações de ZCAS, a partir de uma técnica de composição, utilizando Reanálises do NCEP/NCAR para os meses de verão, bem como dados de radiação de onda longa emergente, para anos de El Niño e La Niña. Seus resultados evidenciaram maior variabilidade de ocorrência de ZCAS em anos de La Niña e uma tendência de ocorrer em média, três episódios em anos de El Niño assim como maior intensificação da convecção sobre o Oceano Atlântico sudoeste para anos de El Niño e maior sobre o continente em anos de La Niña.

Segundo Molion (2004) a convecção de verão na América do Sul, essencial para a formação da ZCAS, é decorrente de dois fenômenos. Um, essencialmente termodinâmico, resultante do aquecimento continental pelo Sol e calor latente (evapotranspiração), liberado nos movimentos ascendentes e a divergência que se estabelece nos níveis altos (AB). Outro fator, o dinâmico, está relacionado com a penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul (SFHS). Uma vez que a AB se estabelece termodinamicamente, os SFHS, que penetram no Brasil Central, são “ancorados” pela AB, permanecendo semi-estacionários e gerando a ZCAS que se intensifica devido a convergência do fluxo de umidade transportada pelos Alísios SE.

Durante os meses de verão na América do Sul, a alta troposfera (200 hPa), apresenta um sistema com movimento anticiclônico, chamado de Alta da Bolívia (AB), forma-se geralmente na primavera, atingindo sua intensidade máxima durante o verão da América do Sul, a partir da intensificação de um ciclone térmico à superfície,

conhecido como Baixa do Chaco, derivado do intenso aquecimento superficial da região do planalto, centrado sobre a Bolívia (Altiplano Boliviano), norte do Chile e Peru e, também, devido à forte convecção sobre a Região Amazônica. Surge, em média, em outubro e persiste até abril, sendo janeiro o período mais ativo.

A localização geográfica da AB apresenta variação intra-sazonal e interanual, descreve uma trajetória quase elíptica: em janeiro o centro encontra-se na região da Bolívia e gradualmente deslocando-se, atingindo em abril a região central da Amazônia, em julho, as regiões ao norte da Colômbia e em outubro as regiões na parte mais a oeste da Amazônia (Figura 3 (a)) essa trajetória se completa novamente quando o sistema atinge as regiões Bolivianas. Esse ciclo associa-se ao deslocamento latitudinal do Sol em relação à Terra.

Observações de Gutman e Schwerdtfeger (1965) mostraram que, no verão do Hemisfério Sul, a camada troposférica entre 200 e 500 hPa aumentava de espessura, devido à liberação de calor latente resultante da convecção profunda e também devido ao calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano.

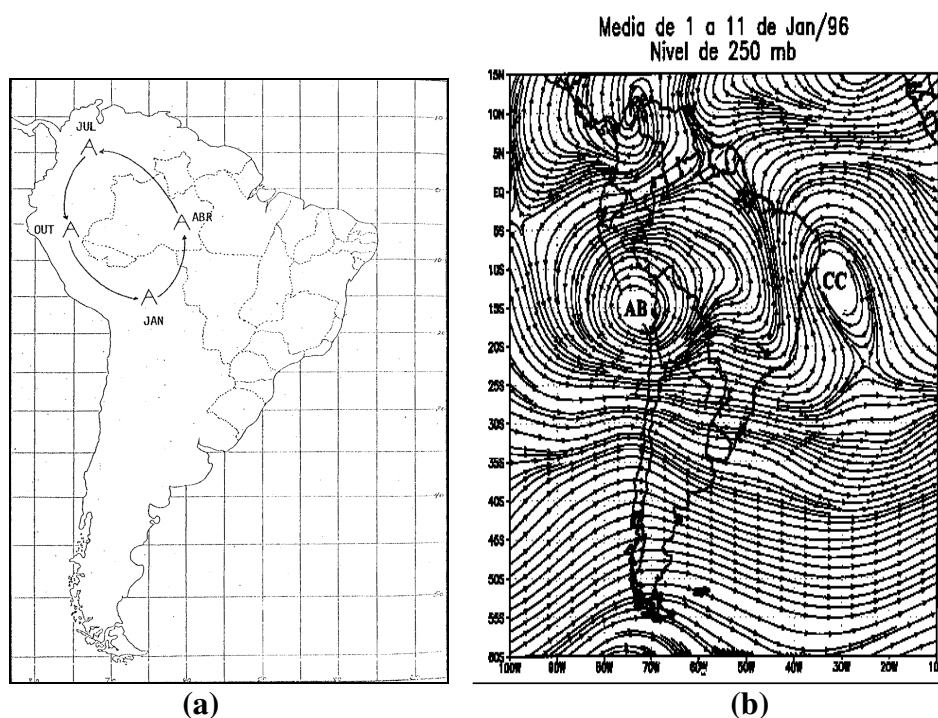


Figura 3: Esquema da trajetória quase elíptica do centro da AB, este sistema não é necessariamente fechado (a) e (b) Linhas de Corrente em 250 hPa, média para o período de 1 a 11 de Jan/96, mostrando a Alta da Bolívia (AB) e o Cavado (CC).

Análises de Modelos de Circulação Geral, feita por Lenters e Cook (1997), indicaram que a Alta da Bolívia e VCAN (Vórtice Ciclônico de Altos Níveis) sobre o

Nordeste, são gerados em resposta à precipitação sobre a Bacia Amazônica e Andes Central e devido à ZCAS. A intensa atividade convectiva e a conseqüente liberação de calor latente fornecem a energia necessária para manter a circulação anticiclônica em altos níveis.

O padrão de circulação de verão indica que, corrente abaixo da AB, forma-se uma circulação ciclônica em altitude (Figura 3 (b)) que também varia de posição e intensidade ao longo do verão, e cujo efeito mais marcante é a subsidência induzida em baixos níveis sobre a região Nordeste, NE. Carvalho (1989) mostrou a interação entre estes sistemas através de séries das médias espaciais da vorticidade relativa, calculadas ao longo de dez anos, na região do Cavado sobre o NE e da Alta da Bolívia. Estas séries mostram claramente que em termos de intensidade a correlação entre essas circulações é estatisticamente significativa.

Além do Cavado corrente abaixo, as variações na AB parecem estar vinculadas também às penetrações de sistemas frontais sobre o continente. Oliveira (1986) registrou nove casos de ocorrência da AB nos quais, a passagem de uma frente sob a parte central do continente, levava a Alta a deslocar-se para oeste. A advecção de vorticidade negativa associada à penetração do cavado frontal sobre o continente provavelmente diminui a vorticidade na região leste da Alta, provocando o seu deslocamento para oeste. Esse mecanismo depende da profundidade do cavado frontal e da inclinação do seu eixo em relação à Alta. Além disso, a posição do eixo do jato associado à frente também afetará o posicionamento da Alta. Climatologicamente a vorticidade anticiclônica associada ao cisalhamento do escoamento na região do jato subtropical intensifica a circulação na região da Alta (Carvalho, 1989). Entretanto, mesmo sem o efeito do jato, a circulação persiste sugerindo que a liberação de calor sob o continente é o mecanismo fundamental de manutenção da Alta.

Recentemente, tem sido comum referir-se à atividade convectiva profunda de verão austral, precipitação intensa, e características atmosféricas de circulação de grandes escala como Sistema Sul Americano de Monção (SSAM) (JONES e CARVALHO, 2002), sendo que a Alta da Bolívia seria modulada por esses sistemas. A variabilidade do SSAM estaria, aparentemente, ligada a flutuações dos Ventos Alísios sobre o Atlântico equatorial, que têm impacto significativo na interação ar-mar, ao ENOS, assim como variações de TSM interanual e interdecadal sobre o Atlântico. Contudo, pesquisadores como Molion, divergem sobre a aplicação desse termo (SSAM), discordando da existência de monções clássicas sobre a América do Sul.

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) são sistemas fechados de baixa pressão, de escala sinótica, que se formam na alta troposfera (Gan e Kousky, 1982). Precipitações intensas que ocorrem sobre a região Nordeste do Brasil (NEB), e região Norte, são fenômenos anômalos, que em muitos casos estão relacionados com os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN).

São comumente chamados na literatura de baixas frias, pois apresentam centro mais frio que a periferia. Seu tempo de vida médio é de aproximadamente sete dias. Apresentam máxima vorticidade ciclônica em 200 hPa e um centro de ar seco e frio subsidente que inibe a formação de nuvens. Além disso, apresentam movimento de ar ascendente quente e úmido na sua periferia, possuindo, portanto, uma circulação direta. Essas condições ocasionam transformação de energia potencial em energia cinética através do processo do abaixamento do ar no centro e levantamento na periferia. A liberação de calor latente nas torres convectivas permite manter o gradiente de temperatura e, conseqüentemente, o VCAN.

Os VCAN podem ser classificados em dois tipos: vórtices do tipo Pálmen, que se originam nas latitudes subtropicais e atuam nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, e os vórtices do tipo Palmer, que se originam em latitudes tropicais e que atingem a Região Norte e Nordeste do Brasil. VCAN do tipo Palmer, formam-se sobre o Oceano Atlântico a partir da amplificação da crista associada à Alta da Bolívia (AB) e o cavado corrente abaixo. Essa amplificação pode ser causada pela penetração de sistemas frontais de latitudes médias ou por cavados do Pacífico Norte ou do Atlântico Norte que se alinham com a AB na orientação aproximada NW-SE.

Estes VCAN do tipo Palmer, parecem precisar de algumas condições necessárias para seu desenvolvimento, como: presença de um sistema frontal do HS em baixas latitudes, a entrada de um sistema frontal do HN ou seus restos em convergência com os alísios de SE e a Alta da Bolívia intensa e posicionada no oeste/centro-oeste da América do Sul.

Geralmente, os VCAN se estendem para baixo até o nível de 500 hPa e raramente passam de 700hPa, inclinam-se para oeste com a altura e seu centro frio localiza-se a leste ou sudeste do centro do vórtice.

Ocorrem preferencialmente durante a estação seca entre os meses de novembro a março, sendo janeiro e fevereiro os meses de maior freqüência. Segundo Carvalho (1989) e Figueroa et al. (1995), a formação desses sistemas coincidem com a época do

ano onde o escoamento em altos níveis (200 hPa) apresenta componente meridional positiva (de sul a norte) nas regiões à leste do meridiano de 50° W.

Quando ocorre a penetração de um sistema frontal na Amazônia, o termo usado para descrever o abaixamento da temperatura decorrente da passagem deste sistema frontal é FRIAGEM. É uma forte entrada de ar frio vindo do sul o qual penetra nos trópicos e afeta a Amazônia (Serra & Rastibona, 1942).

Ainda são poucos os estudos feitos com o intuito de analisar o efeito destas invasões de ar polar na Amazônia. Marengo et al. (1997) observaram que o tempo para que as variáveis meteorológicas voltem às condições normais, durante um evento de friagem, varia em média, entre 5 e 6 dias. Fisch (1996) realizou uma estatística simples do número de eventos de Friagem na região do Sul do Pará durante os anos de 1992 e 1993 e obteve uma frequência de ocorrência de 7 casos por ano, durante os meses de maio à agosto.

Analisando o evento de uma Friagem que atingiu a região de Manaus (julho de 1969), Brinkman e Ribeiro (1972) mostraram que a temperatura mínima naquele evento foi de 12 °C menor do que a média climatológica, provocando ventos intensos.

Outras observações importantes são a de que ocorre uma mudança de direção do vento (de Norte para Sul), a cobertura de nuvens é total e que o evento se estende até 700 hPa (aproximadamente 3000 m), prolongando-se por 3 dias.

Marengo et al. (1996) analisaram a extensão espacial das modificações causadas por duas Friagens moderadas ocorridas em 1994, observando que os efeitos mais pronunciados foram obtidos na região do sul de Rondônia (Ji-Paraná), na qual a temperatura do ar atinge valores de 10 °C, aproximadamente 8 °C abaixo da média climatológica. Nas regiões, central e oeste da Amazônia (Manaus - AM e Marabá - PA, respectivamente), o decréscimo da temperatura do ar não foi tão grande, embora a quantidade de umidade atmosférica também tenha diminuído, induzindo que ocorreu a invasão de ar polar (frio e seco).

2.2 – CIRCULAÇÕES REGIONAIS.

2.2.1 – BRISA MARINHA, TERRESTRE E FLUVIAL.

São sistemas de circulações fechadas, termicamente forçada e que ocorrem próximos à costa. A brisa é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste

térmico entre água-terra, move-se em direção do continente durante o dia e vice-versa à noite. Ocorre mais frequentemente nos trópicos do que em médias ou altas latitudes. Em geral, a brisa marinha é mais intensa e mais persistente do que a brisa terrestre.

Nas primeiras horas do dia, a diferença de temperatura entre a terra e o mar é pequena, resultando em um escoamento praticamente nulo. À medida que o Sol se eleva, a terra se aquece mais rapidamente que o mar (conseqüência da maior capacidade calorífica da água), resultando na formação de uma baixa pressão sobre a terra. Conseqüentemente, o gradiente horizontal de pressão (temperatura) provoca um escoamento à superfície, do mar para a terra. Na região mais aquecida, a convecção dá origem a correntes ascendentes. Por continuidade de massa, fecha-se uma célula de circulação, caracterizando o escoamento da terra para o mar em níveis superiores e do mar para a terra próximo à superfície. Durante à tarde, quando a terra se resfria por perda de ROL e o contraste térmico desaparece, a brisa cessa. Durante a noite, como a taxa de resfriamento da superfície terrestre é maior que a marinha, inicia-se um novo contraste térmico, com o mar apresentando uma maior temperatura em relação ao continente, o gradiente térmico se inverte, ocorrendo a formação de uma célula com movimentos nos níveis superiores soprando do mar para a terra e, nos níveis inferiores, da terra para o mar (PETTERSSEN, 1968).

O ciclo diurno de aquecimento da superfície terrestre, devido à diferença na capacidade calorífica entre o solo (superfície) e o corpo d'água, pode produzir uma diferença de temperatura entre o continente e a superfície de água, especialmente sob condições de céu claro. Isto resulta em uma correspondente diferença entre a temperatura do ar, que na ausência de um forte fluxo gradiente pode gerar uma circulação atmosférica localizada. Esse fenômeno tem sido observado e é usualmente descrito como uma brisa marítima durante o dia e brisa terrestre à noite (Simpson, 1994).

A brisa marinha se desenvolve melhor num dia de tempo bom, onde a sua evolução é geralmente caracterizada pelo desenvolvimento do vento próximo à costa em superfície, fluxo de retorno em altitude, diminuição da temperatura em superfície e aumento da umidade.

Oliveira e Fitzjarrald (1993) comprovam a existência desta circulação fluvial nos baixos níveis (até 1500-2000 m), possuindo o sentido floresta/rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio/floresta) durante à tarde e início da noite. Observações radiométricas feitas por avião durante o experimento ABLE (Amazonian

Boundary Layer Experiment) observaram um gradiente térmico entre rio/floresta de -3 °C durante o dia e $+6$ °C à noite (Oliveira e Fitzjarrald, 1993). Certamente estas influências são mais intensas nas regiões em que a largura do rio é considerável, tais como próximo a Manaus (confluência os Rios Negro e Solimões), Santarém (Rios Tapajós e Amazonas) e Belém (Rios Tocantins e parte sul da Foz do Rio Amazonas).

Molion e Dallarosa (1990) mostraram que, considerando-se quatro postos pluviométricos (1978-1988) próximos à Manaus, o menor índice anual (1843 mm) foi o da estação instalada em uma ilha no Rio Negro, sendo o maior índice (2303 mm) na localidade distante cerca de 100 km.

2.2.2 – LINHAS DE INSTABILIDADE (LI).

Linhas de Instabilidade são bandas de nuvens normalmente do tipo cúmulos, organizadas em forma de linha e causadoras de chuva.

Huschke (1959) define LI como sendo uma banda de atividade convectiva organizada, não necessariamente contínua. Para Hamilton e Archbold (1945), uma Li tropical é uma linha de cumulonimbus que se forma ao longo da borda de uma ampla área de movimento descendente ou a porção dianteira de um distúrbio propagante em mesoescala, também chamado de squall system; ela consiste basicamente de Cbs e apresenta na sua retaguarda uma nuvem do tipo bigorna (anvil cloud) que em geral possui bastante precipitação.

As LI podem estar associadas às frentes, ciclones extratropicais ou áreas de grande convergência de ar nos baixos níveis da troposfera, entre outros. Seu tempo de vida varia de algumas horas a alguns dias e possuem escala horizontal de dezenas de quilômetros até 1500 km (Djuric, 1994). Os elementos convectivos são do tipo torres quentes e consistem em fluxos ascendentes por empuxo de ar úmido, movimentos descendentes carregam ar mais seco dos níveis médios para a camada limite. A bigorna, em contraste com a linha convectiva, tem uma estrutura predominantemente estratiforme, com precipitação e nebulosidade praticamente uniformes. Os movimentos verticais na retaguarda são para baixo, abaixo da base da bigorna e para cima na bigorna propriamente dita (os movimentos para cima não são tão convincentes como os para baixo, porém existem fortes evidências sobre sua existência).

As linhas de instabilidade que se forma na costa atlântica da Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próximas à costa dos estados do Pará e Amapá, bem como na Amazônia Central.

Cohen et al., 1989 mostraram que estas LI junto à costa atlântica (LIC) representam 62 % dos casos e as que se propagam para o interior da bacia amazônica, denominadas (LIP) ocupam 38 % dos casos. Segundo comunicação pessoal de Cutrin, dada a Cohen et al. (1989), essas linhas são responsáveis por cerca de 45 % da chuva ocorrida no período chuvoso na parte leste do Pará.

Molion e Kousky (1985) consideraram que as LI seriam determinantes na distribuição média mensal da precipitação no interior da bacia amazônica. Cavalcanti (1982) realizou um estudo climatológico e observou que a formação destas linhas posiciona-se ao sul da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), sendo o período de maior frequência das LI, é na época em que a ZCIT está mais organizada.

Molion (1987) descreveu a influência destas LI na distribuição de chuva da Amazônia Central, observando que, durante a noite e devido à diminuição do contraste térmico oceano-continente, estas LI praticamente se dissipam, para revigorarem-se no dia seguinte, com o aquecimento da superfície.

2.2.3 – PERTURBAÇÕES ONDULATÓRIAS NOS ALÍSIOS (POAs).

A região tropical é dominada pela presença de ventos alísios, tanto de nordeste presentes no hemisfério Norte, como os de sudeste, predominantes no hemisfério Sul. As perturbações mais comuns do regime dos ventos alísios são as ondas nos ventos de leste, que são distúrbios ondulatórios nos campos de vento e pressão, sendo mais freqüente no lado equatorial do cinturão subtropical e mais intenso na média troposfera.

Dunn (1940) foi um dos pioneiros na identificação desses distúrbios. Ao observar uma série de isalóbaras positivas e negativas sobre a região do Caribe, pôde constatar que a intensidade da convecção variava com a passagem sucessiva destes centros isalobáricos em superfície sobre algumas ilhas da região tropical.

Riehl (1945) notou que mudanças na direção do vento acompanhavam a formação e deslocamento de centros isalobáricos e que tais mudanças sugeriam que esses centros eram manifestações da propagação de ondas atmosféricas propagando-se de leste para oeste dentro da corrente de leste do estado básico e a nebulosidade associada a esses distúrbios são nuvens altas na forma de V-invertido. A partir de então

se definiu este tipo de sistema atmosférico como sendo uma *onda nos ventos de leste*. Posteriormente, mudou-se esta denominação para Distúrbios Ondulatórios de Leste ou Perturbações Ondulatórias nos Alísios.

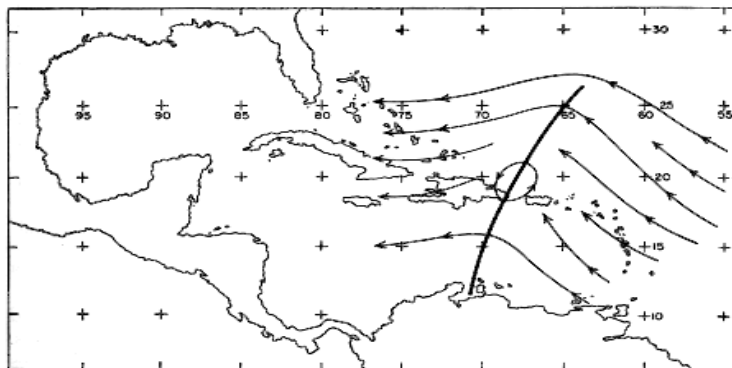


Figura 4: Modelo de ondas nos ventos de leste: linhas de corrente em 4500 m de altura e o eixo do cavado da onda com inclinação horizontal de NE-SW. Adaptado de Riehl (1954).

Em 1954 (Riehl) forneceu a primeira descrição 3-D detalhada dessas ondas. Segundo ele, essas ondas, são oscilações nos campos de pressão e vento, que se encontram em fase na superfície. O cavado estende-se em direção ao pólo; possui orientação NE-SW no HN (figura 4); e inclina-se para leste com a altura. Na dianteira do cavado, há divergência e movimento subsidente nos baixos níveis, com características de bom tempo; e na retaguarda há convergência nos baixos níveis com predominância de forte movimento ascendente e convecção profunda.

Merritt (1964) fez um estudo das ondas nos ventos de leste utilizando dados observados de superfície e ar superior e imagens de satélite, tendo como base o modelo original, proposto por Riehl (1954). Concluiu então que esses distúrbios tinham origem na Costa Oeste da África, no Atlântico Central e na Costa da América do Sul, na região da ZCIT. Ele então questionou em alguns aspectos o modelo de Riehl e sugeriu substituir o termo *ondas* por *Perturbações nos Ventos de Leste*, pois, segundo ele, existem outros tipos de distúrbios diferentes daquele originalmente proposto por Riehl. Neste estudo, utilizaremos o termo *PERTURBAÇÕES ONDULATÓRIAS NOS ALÍSIOS (POAs)*, a não ser quando o autor deixar claro sua posição em relação ao termo usado por ele.

A maior frequência dessas perturbações ocorre no HN, devido à assimetria da circulação geral da atmosfera, pois no HN existem maiores contrastes de temperatura entre os oceanos e continentes. Além disso, os alísios próximos à superfície se movem

com mais rapidez e mais intensidade do que as ondas de leste e na base da camada de inversão os alísios deslocam-se mais lentamente (Nieuwolt, 1978).

No entanto, há indícios, segundo Berry et al. (1945), de que estes fenômenos ocorrem em toda a baixa troposfera tropical, também no HS, inclusive no Pacífico e na costa leste da América do Sul, embora apresentem variações em tamanho e intensidade que dependem da época do ano e da região do globo.

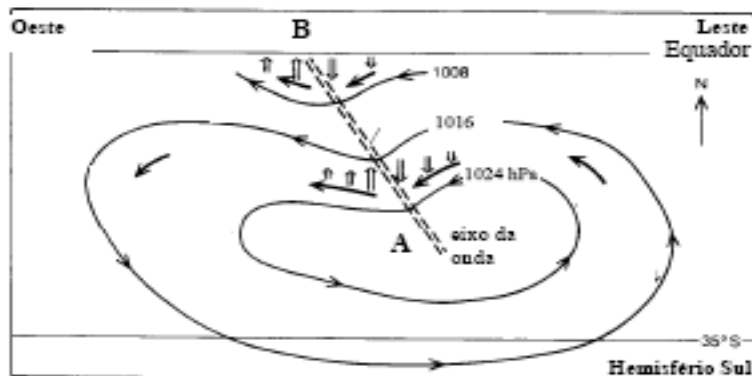


Figura 5: Estrutura horizontal, em baixos níveis, de uma onda nos ventos de leste no HS. FONTE: Hall (1989, p.178).

Hall (1989) sugeriu que características similares às ondas nos ventos de leste do hemisfério norte afetaram a ilha de Ascensão, localizada no HS, através de estudos de imagens de satélite e secções temporais do vento de ar superior; e que provavelmente tais distúrbios dispararam fortes sistemas precipitantes no período de suas passagens. Hall sugeriu também que a origem destes distúrbios estava na região equatorial da África Central e que a inclinação vertical do eixo da onda (depressão) é diferente entre os Hemisférios Norte (inclinação para leste, figura 4) e Sul (inclinação para oeste, figura 5). Isto se deve ao sistema de ventos, pois no HS é de leste-sudeste e no HN leste-nordeste, ocasionando assim essa diferença.

A Figura 6 mostra que a atividade convectiva nos casos estudados por Hall (1989) e conseqüentemente as nuvens, encontram-se próximo ao eixo da onda, sendo que a maior quantidade de chuva é exatamente sobre esse eixo. O desenvolvimento vertical das nuvens e a extensão destas também são maiores sobre a depressão. A passagem desses distúrbios, pela Ilha de Ascensão, tem duração em torno de 5 a 10 dias para a região tropical.

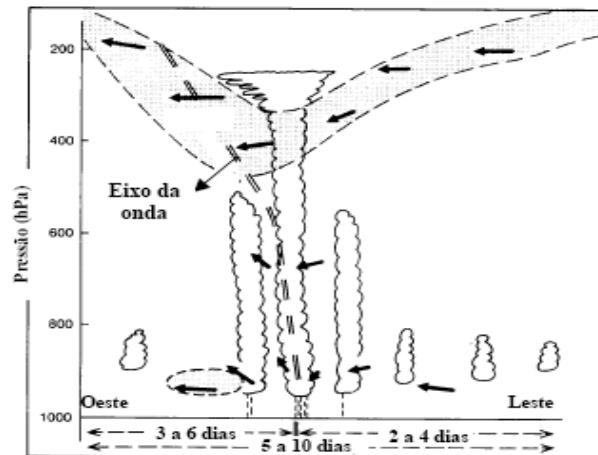


Figura 6: Estrutura vertical de uma onda de leste no HS. A escala horizontal mostra o tempo aproximado em que a onda utilizou para atravessar a Ilha de Ascensão. FONTE: Hall (1989, p.178).

No Atlântico Sul, a convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais, com os ventos de leste, provocam as POAs que se propagam para oeste imersas no campo dos alísios. Ocorrem principalmente nas áreas oeste do oceano, próximo à costa da América do sul, depois do período com excesso de radiação solar, quando a inversão psicotérmica dos alísios é fraca ou ausente e os ventos estendem-se além de 400 mb. A principal característica da camada de inversão dos alísios é atuar como um eficiente tampão que impede o movimento ascendente do ar, por este motivo é raro a precipitação nas regiões dos alísios, exceto onde a camada de inversão é levantada ou destruída (Figura 7). As POAs geralmente se desenvolvem próximo à costa, devido ao aumento da convergência do fluxo de umidade e o contraste térmico entre o continente e o Oceano.

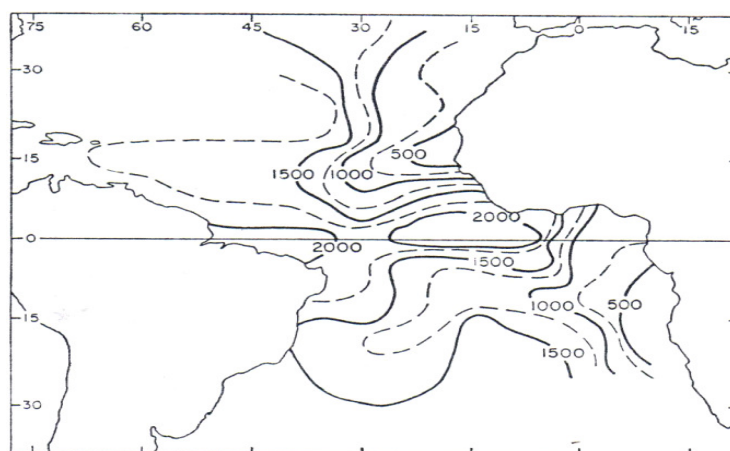


Figura 7: Altura (em metros) da base da inversão dos Ventos Alísios, sobre o Atlântico Tropical. Fonte: Riehl, 1954.

Além disso, as POAs também se originam quando a ZCIT se encontra com uma atividade acima da normal, favorecendo a formação de grandes complexos convectivos, com rajadas descendentes (“microbursts”), com massas de ar de características termodinâmicas distintas, que funcionam como mini-sistemas frontais gerando novas células e perturbação nos Alísios (MOLION, 1987). As POAs existem praticamente o ano todo, porém, dependendo do período em que se propagam e do seu tipo de formação, apresentam características distintas e variações em seu comprimento de onda.

Uma gama de estudos foram realizados com o intuito de determinar e classificar as características destas perturbações.

Yamazaki (1975) estudou a dinâmica das perturbações da região tropical do Atlântico Sul e costa Brasileira. Ele comparou os seus resultados teóricos com os obtidos de seções longitude-tempo para o inverno de 1967, na faixa de 5° e 10°, ele notou linhas de nuvens bem definidas com períodos de quatro dias, velocidade média de 10m/s e comprimento de onda de aproximadamente 4000 km. Ele concluiu que a elevada pluviosidade nos meses de inverno na costa do NEB poderia estar associada aos distúrbios de leste. Posteriormente Yamazaki e Rao (1977) ressaltaram que os aglomerados de nebulosidade propagam-se de leste para oeste desde a longitude de 10° E até aproximadamente 40°W.

A estrutura e as propriedades dos distúrbios ondulatórios de leste foram determinadas por Thompson et al. (1979) na ZCIT do Atlântico Leste através de uma ampla rede de dados da Fase III do GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE). Ao comparar estes distúrbios com aqueles da ZCIT do Pacífico Oeste, foram encontradas muitas similaridades nas estruturas das ondas entre as duas regiões. Porém, a principal diferença reside no campo da divergência horizontal e o campo de movimento vertical associado.

Kagano (1979) fez um estudo climatológico na Região da Amazônia, utilizando os dados de radiossondagem das estações de Manaus e Belém, no período de 1968 a 1976. Nesse estudo, ela observou variações quase periódicas nos campos de vento e umidade, nas duas estações. Ela observou uma periodicidade de 3 a 5 dias nos campos de vento, e regiões de máximas umidades próximos dos cavados, características similares àquelas apresentadas pelas Ondas nos Ventos de Leste descritas por Riehl anteriormente. Com isso, concluiu que esses sistemas também afetam o clima da Região Amazônica.

Para Barry e Chorley (1982), existem vários tipos de ondas viajando para oeste nas correntes de leste equatoriais e tropicais. As diferenças entre elas devem-se, provavelmente, às variações regionais e sazonais na estrutura da troposfera tropical. O comprimento dessas ondas estão, aproximadamente, entre 2000 e 4000 km, seu ciclo de vida de 1 a 2 dias e sua velocidade de 6 a 7° de longitude por dia.

A análise de características ondulatórias básicas de distúrbios equatoriais de leste no Atlântico Tropical Sul (ATS) para o ano de 1979, através de dados do National Meteorological Center (NMC) e dados de ROLE, realizada por Chan (1990), mostrava a propagação de distúrbios ondulatórios de leste por meio de diagramas tipo Hovmöller, com velocidade de fase entre 10 a 12 m s⁻¹, período de 5 a 6 dias e comprimento de onda entre 4800 e 6200 km, durante o ano todo. A análise de espectro de potência da componente meridional do vento, apresentou picos entre 3 e 5 dias em 5°S, enquanto que os espectros cruzados indicavam: entre março e maio, ondas propagando-se para oeste com velocidade de fase de 9,5 m s⁻¹ e comprimento de 3300 km; e entre junho e agosto, ondas propagando-se com velocidade de fase de 15 m s⁻¹ e comprimento de 5200 km.

As investigações de distúrbios ondulatórios de leste no Atlântico Tropical realizados por Espinoza (1996) para o período de 1980 à 1989 apresentaram, através de técnicas das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) e das Funções Ortogonais Empíricas Estendidas (EEOF) aplicadas na componente meridional do vento extraído das análises do ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting), distúrbios durante o ano todo, com características sazonais diferentes. Durante os meses de junho a agosto as ondas apresentaram: comprimento entre 3500 a 4000 km; velocidade de propagação de 10 a 13 m s⁻¹; inclinação horizontal de sudoeste para nordeste; e inclinação vertical para leste entre 1000 e 700 hPa e para oeste entre 700 e até 500 hPa.

Machado et al. (1996) desenvolveram um estudo sobre a nebulosidade da América do Sul, utilizando dados de ROLE, dados nível B3 do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), visando estudar as flutuações de ROLE associadas com as escalas diurnas e interdiurnas. No caso específico destas variabilidades interdiurnas, os autores argumentam que a fonte destes eram os DOLs. A análise do espectro de potência dos dados de ROL, na costa litorânea do NEB, mostrou que existe um pico de energia associado aos fenômenos atmosféricos com escala de 4-5 dias, que é característica dos DOLs (Chan, 1990 e Machado et al., 1996).

Mota (1997) Utilizando dados de temperatura virtual (T_v), umidade relativa (UR) nos níveis padrões de 1000 à 300 hPa e componentes horizontais do vento (as componentes zonal u e meridional v) do National Meteorological Center (NMC), para o período de Junho a Agosto de 1994, encontrou um total de 13 distúrbios no NEB, onde esses 13 atuaram tanto no Equador como em torno de 5°S. Porém, em 10°S, 3 desses distúrbios se dissiparam, restando portanto 10 casos. O nível de 700 hPa mostrou-se ser aquele em que as oscilações apresentaram-se mais intensas durante o período investigado. Os parâmetros médios estimados entre as latitudes de 10°S a 0°, respectivamente, foram: período de 3,5 a 3,8 dias; velocidade de fase 9,8 a 11,6 m s⁻¹; e comprimento de onda 2900 e 3800 km.

Coutinho (2001) utilizou o método de mudança do sinal da componente meridional do vento, entre as camadas de 850-700, 700-500 e 850- 500 hPa, associada com alta umidade específica e usando dados das reanálises do European Centre Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), juntamente com as radiossondagens do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA) no Período de 1988 a 1997. Esse método revelou a presença de DOLs durante todo o ano com intervalo de tempo de 3-6 dias, ocorreram 64 eventos na camada de 850-700 hPa, 96 em 700-500 e 100 na camada de 850-500 hPa, onde todos apresentaram alta umidade específica, além de nebulosidade sobre Alcântara, com valores em torno de 80%.

Molion e Bernardo (2002), ao descrever a dinâmica das chuvas na Região NEB, propuseram que as POAs, fazem parte dos principais mecanismos dinâmicos de *mesoescala* produtores de chuva na Região. De acordo com esse estudo, os processos de formação dessas perturbações são: entrada de sistemas frontais (de ambos os hemisférios) em latitudes tropicais e complexos convectivos de mesoescala na Região da ZCIT e Costa Africana. Ambos os processos “perturbam” os Ventos Alísios e dão origem às POAs. Nesse estudo, eles deduziram que essas perturbações se propagam para oeste com velocidade de 6 a 8° de longitude por dia, resultado similar ao encontrado por Riehl (1954), Barry e Chorley (1982) e Chan (1990).

No mesmo estudo Molion e Bernardo observam que, algumas vezes, essas perturbações não se desenvolvem sobre o oceano por causa da inversão psicrotérmica presente sobre os Ventos Alísios. Entretanto, quando se aproximam da Costa do NEB, podem se desenvolver devido à intensificação da convergência do fluxo de umidade e ao contraste térmico entre oceano e o continente.

Alguns autores citam similaridades entre os fenômenos POAs (Perturbações Ondulatórias Nos Alísios) e as LI (Linhas de Instabilidade), porém existem algumas diferenças entre eles. As LI são sistemas que se originam próximo à costa e podem ou não adentrar o continente, causando precipitação. Já as POAs são sistemas que se desenvolvem no campo dos Alísios, após a ocorrência de perturbações em seu escoamento básico, geralmente são originados na costa oeste da África ou mesmo no Oceano Atlântico. Ganham força próximo ao continente, devido às condições favoráveis a seu desenvolvimento próximo à costa.

2.3 – INTERAÇÕES OCEANO-ATMOSFERA.

2.3.1 – OCEANO PACÍFICO

2.3.1.2 – EL NIÑO – OSCILAÇÃO SUL (ENOS).

O ENOS é um fenômeno de escala global relacionado a um forte acoplamento oceano-atmosfera, que se manifesta sobre o Oceano Pacífico, e causa variabilidade no tempo e no clima global em escalas interanuais, em diversas regiões, entre elas o Brasil. Consiste de duas componentes, uma oceânica e outra atmosférica.

A componente oceânica é representada pelo El-Niño (La Niña) que é o aquecimento (resfriamento) anômalo das águas superficiais no Pacífico Leste e a componente atmosférica, a Oscilação Sul (OS) (flutuação no campo de pressão entre as regiões da Alta Subtropical do Pacífico Sudeste e a Baixa Pressão da Indonésia). A medida da OS é dada pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que se caracteriza como uma "gangorra barométrica" é definido pela diferença normalizada no campo das pressões ao nível do mar (PNM) entre as estações de Tahiti no Pacífico Sul e Darwin no norte da Austrália. O ENOS possui duas fases opostas: a fase quente (El Niño) e fase fria (La Niña).

As condições associadas aos episódios El Niño caracterizam-se pela manifestação de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) positivas sobre o Pacífico centro-leste, Alísios mais fracos do que o normal e IOS negativo. Essas condições se invertem durante os episódios de La Niña, ou seja, observam-se anomalias negativas de TSM sobre o Pacífico centro-leste, Alísios mais intensos do que o normal e IOS positivo.

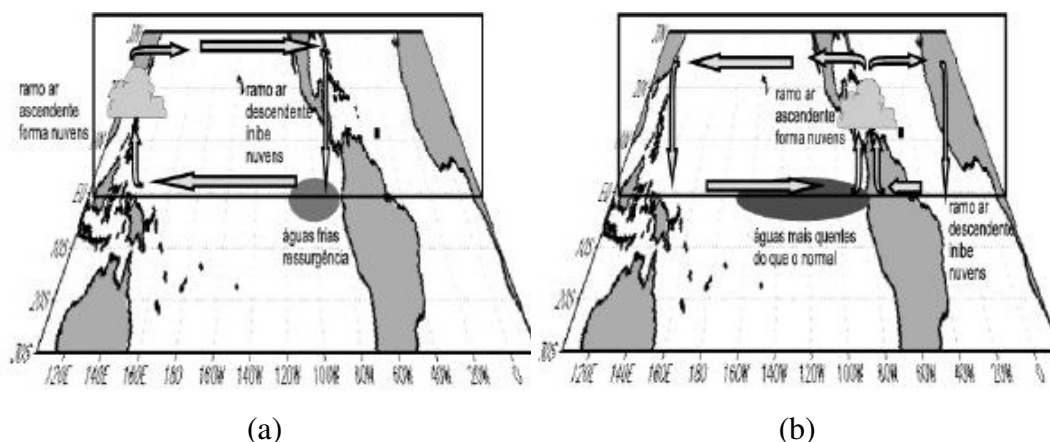


Figura 8: Esquemática da Célula de Walker, (a) sob condições normais e (b) modificada, em associação as condições de El Niño. Fonte: Souza, 1998.

Os eventos ENOS têm grande influência sobre os sistemas produtores de chuva já que afetam o posicionamento longitudinal dos ramos ascendentes da Célula de Walker (Figura 8). Em episódios de El Niño, seu ramo ascendente principal se posiciona sobre as águas aquecidas do Pacífico e causa subsidência e alta pressão sobre o Norte da América do Sul, bloqueando a ZCIT mais ao norte e os SFHS e ZCAS mais ao sul, o que provocam secas severas na Região. Já os eventos de La Niña, parecem estar associados á intensificação dos ramos ascendentes da Célula de Walker sobre os continentes, aumentando os totais pluviais.

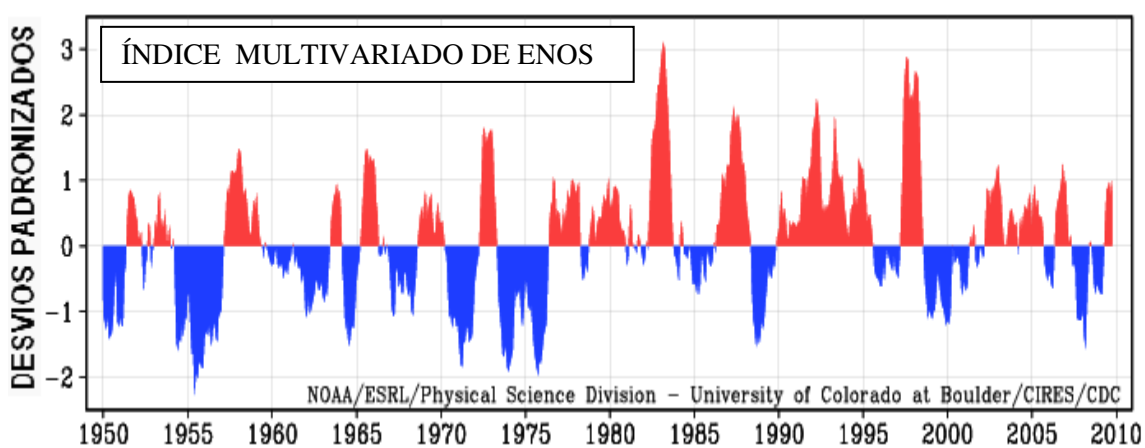


Figura 9: Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS (adaptada de Wolter e Timlin, 1998). <http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI/>

O IME (Índice Multivariado do ENOS) foi elaborado com o intuito de se fazer o monitoramento dos eventos de ENOS. Este índice é composto de seis variáveis principais observadas no Pacífico Tropical, são elas:

- PNM, TSM, Componente zonal e meridional do vento em superfície, Temperatura do ar em superfície e Fração de nebulosidade total do céu

O IME é computado separadamente para cada um dos doze meses do ano e pode ser expresso como médias bimestrais. A Figura 9 reproduz a variação com o tempo do Índice Multivariado de ENOS, descrito e elaborado por Wolter e Timlin (1998). Os valores negativos do IME representam a Fase Fria do ENOS (La Niña) e os valores positivos representam a Fase Quente do ENOS (El Niño).

2.3.1.2 – OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (ODP).

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) descrita primeiramente por Mantua et al. (1997) são oscilações nas temperaturas da superfície do mar do Oceano Pacífico Tropical que persistem em média por 20 a 30 anos. Apresentam duas fases (Figura 10), a fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios. A última fase fria ocorreu no período 1947-1976. Já a fase quente apresenta configuração contrária, com anomalias de TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical. No século passado, ocorreram duas fases quentes, uma entre 1925-1946 e outra entre 1977 a 1998. No que se refere à temperatura da superfície do mar, a ODP apresentou uma amplitude entre suas fases que não ultrapassou 2°C.

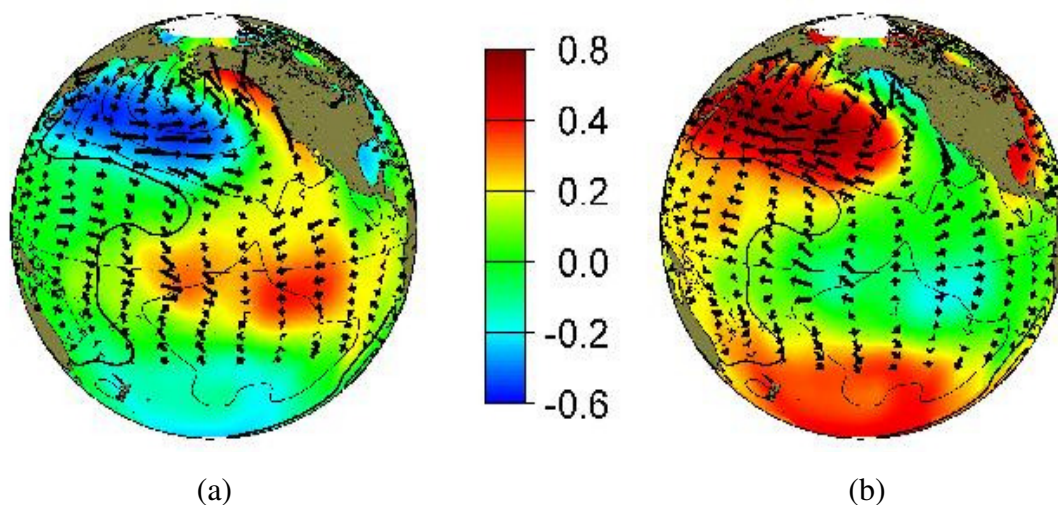


Figura 10: Padrões de TSM e ventos associados às fases (a) Quente e (b) Fria da ODP. (Fonte dos dados: <http://www.esrl.noaa.gov>).

Molion (2005) Observou uma maior frequência e intensidade dos eventos de La Niña (El Niño) entre 1947-1976 (1977-1998), fase fria (quente) da ODP, assim como uma redução (aumento) nas temperaturas médias globais.

Sousa et al. (2008) analisando dados diários de precipitação de 1941 a 2004 na usina Cruangi em Timbaúba, costa leste do NEB concluiu que esta região sofre grande influencia da ODP, onde, ficou claro uma redução nos totais anuais, mensais, desvio padrão anual, no período e até nos dias chuvosos na fase fria em relação à fase quente da Oscilação Decadal do Pacífico.

2.3.2 – OCEANO ATLÂNTICO

2.3.2.1 – GRADIENTE INTER-HEMISFÉRICO

O Oceano Atlântico Tropical tem demonstrado como uma de suas características, a influência no período chuvoso de suas regiões adjacentes. Uma dessas é conhecida como *Gradiente Inter-Hemisférico*, denominado primeiramente como Dipolo do Atlântico e posteriormente de Gradiente Inter-Hemisférico. Este fenômeno apresenta duas fases: Positiva e Negativa, estas fases “modulam” o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT. O eixo principal da ZCIT tende a posicionar-se, preferencialmente, sobre a região para onde está direcionado o gradiente térmico. Por exemplo, na fase positiva (anomalias positivas de TSM na Bacia Norte e negativas na Bacia Sul) o gradiente térmico aponta para o Hemisfério Norte, conseqüentemente, as anomalias positivas de precipitação associada à ZCIT posicionam-se, predominantemente, ao norte do Equador. Por outro lado, na fase negativa (anomalias negativas de TSM na Bacia Norte e positivas na Bacia Sul) o gradiente térmico aponta para o Hemisfério Sul, e as anomalias positivas de precipitação associada à ZCIT tendem a posicionar-se, predominantemente, ao sul do Equador.

Quando as águas no Atlântico Norte estão mais frias (quentes) que o normal, o sistema de alta pressão do Atlântico Norte e os ventos alísios de Nordeste intensificam-se (enfraquecem). Se neste mesmo período o Atlântico sul estiver mais quente (frio) que o normal, o sistema de Alta pressão do Atlântico sul e os alísios de Sudeste se enfraquecem (intensificam). Este padrão favorece o deslocamento da ZCIT para posições mais ao sul (norte) da linha do Equador (Figura 11), e é propício a ocorrência

de anos chuvosos ou muito chuvosos (secos ou muito secos) para parte do Norte e o Nordeste do Brasil.

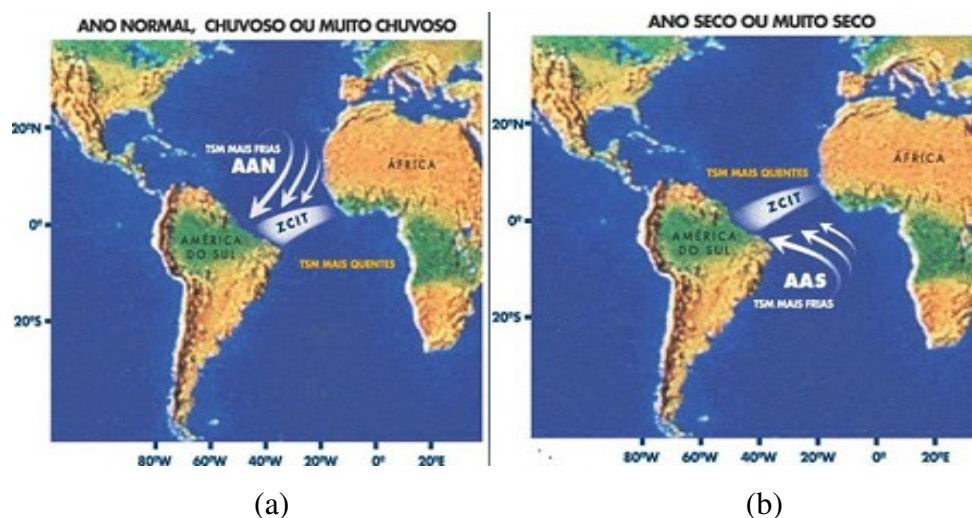


Figura 11: Interação da ZCIT com a TSM na estação chuvosa (a) e seca (b) no N e NE do Brasil. (Disponível em www3.funcceme.br/.../bol_elnino_nov2002.htm).

Segundo Wagner (1996) o padrão inverso de anomalias de TSM característico de um Dipolo gera a manifestação de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico em baixos níveis troposféricos sobre o Atlântico equatorial.

Moura e Shukla (1981), utilizando um MCGA (Modelo de Circulação Geral da Atmosfera) com resolução espacial de $4^\circ \times 5^\circ$ de latitude-longitude e 9 níveis na vertical) integrado por 3 meses com a condição de contorno inferior dada pelo campo de TSM em configuração de Dipolo, encontraram resultados que levaram os autores a postularem a existência de uma circulação anômala termicamente direta, no sentido meridional, com movimento anômalo ascendente sobre a região, contendo TSM anormalmente positiva (fonte de calor) e em contra-partida, movimento anômalo descendente sobre a região, contendo TSM anormalmente negativa (sumidouro de calor).

Andreoli & Kayano (2007) reexaminaram as anomalias de precipitação no NEB considerando os efeitos do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e do Atlântico Tropical (AT) na estação anterior à estação chuvosa do NEB. Na ausência de anomalias de TSM significativas no AT, durante a fase inicial e de desenvolvimento do ENOS, em dezembro, janeiro e fevereiro, entenderam que as anomalias na precipitação são ocasionadas, possivelmente, por padrões de teleconexões associados ao rearranjo

da célula de Walker, e em março, abril e maio, por padrões de teleconexões extratropicais. Simultâneos ENOS e anomalias de TSM significativas no AT atuaram para aumentar ou diminuir as anomalias de precipitação. Anomalias de TSM de mesmo sinal no ATS e Pacífico leste, enfraqueceram os padrões de precipitação no NEB.

Esse gradiente térmico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de vento e pressão a superfície, influenciam a intensidade e migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Tropical (Nobre e Shukla, 1996) e, portanto, influenciam o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes, tais como: as regiões do Sahel (Parker et al., 1988) e Ghana (Ankomah e Cordery, 1994) localizadas na África e, ainda, o Leste da Amazônia (Aves e Repelli, 1994; Nobre e Shukla, 1996).

2.3.2.2 – OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE (OAN)

A OAN é uma flutuação no campo de pressão ao nível do mar entre a Baixa da Islândia e a Alta Subtropical do Atlântico Norte (Alta dos Açores). Tem uma grande influência nas anomalias meteorológicas e na variabilidade no clima na Europa Ocidental, é considerada de alta frequência, pois sua variação dura questão de meses, é um modo dominante de variabilidade climática no inverno, estendendo-se da América do Norte central até a Europa, atingindo também o norte da Ásia.

A intensidade da OAN é descrita pelo índice de Oscilação do Atlântico Norte. O índice da OAN é a diferença de pressão ao nível do mar entre duas estações meteorológicas situadas perto dos centros da Baixa Pressão da Islândia e do Anticiclone dos Açores. A estação de Stykkisholmur (na Islândia) é usada como a estação a Norte, enquanto, que as estações de Ponta Delgada (Açores), Lisboa (Portugal Continental) ou Gibraltar podem ser utilizadas como a estação a Sul.

A OAN apresenta duas fases, positiva e negativa. A fase positiva Figura 12 (a) que tem como característica um centro de alta pressão subtropical mais intenso que o habitual e uma Baixa Pressão mais intensa que o normal sobre a Islândia. O aumento da diferença de pressão resulta num maior número e mais intensas tempestades de Inverno atravessando o Oceano Atlântico numa trajetória mais a meridional, atingindo o norte da Europa. Nestas condições, os invernos são mais quentes e úmidos na Europa e leste dos EUA e mais frios e secos no norte do Canadá e Groenlândia.

A fase negativa da OAN Figura 12 (b) apresenta o Anticiclone Subtropical e a Baixa da Islândia pouco intensos. A redução do gradiente de pressão resulta num menor número de tempestades, de menor intensidade e com trajetória mais zonal, atingindo o sul da Europa, mar mediterrâneo e norte da África. Neste caso têm-se invernos mais úmidos no Mediterrâneo e mais frios no norte da Europa e no leste dos EUA e temperaturas de inverno mais amenas na Groenlândia.

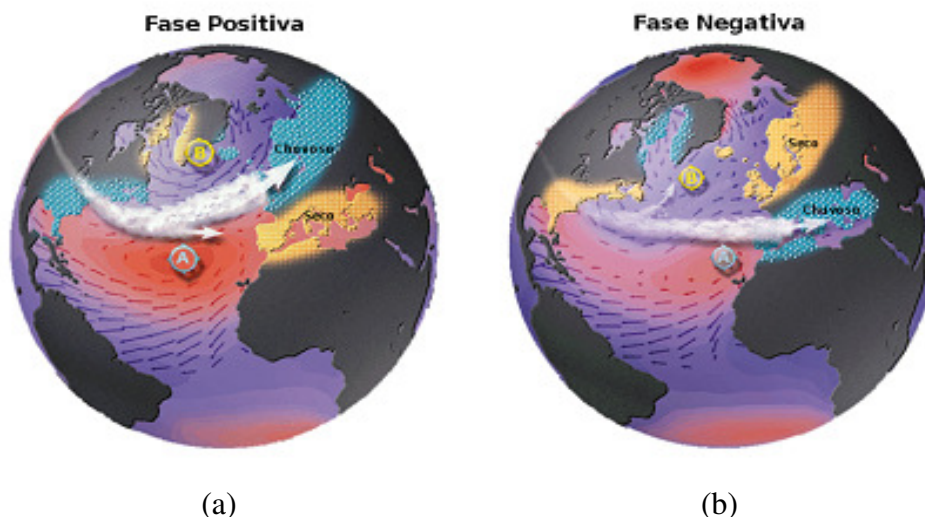


Figura 12. Esquema da trajetória de sistemas frontais sobre influencia da OAN (a) positiva e (b) negativa. (Fonte: Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich - U.K).

2.3.2.3 – OSCILAÇÃO MULTIDECADAL DO ATLÂNTICO (OMA)

A OMA é uma oscilação de baixa frequência que ocorre na TSM do Oceano Atlântico Norte, essas modificações ocorrem entre o equador (aproximadamente o Golfo do México) e a Groenlândia geralmente em torno de 0° N a 70° N. Apresenta duas fases (Figura 13), fase fria e fase quente, com uma duração característica de 20 a 40 anos cada uma, este fenômeno altera as temperaturas da superfície do mar, influenciando as correntes marítimas que levam calor dos trópicos à Europa.

Estudos indicam que a OMA tem afetado as temperaturas do ar e a precipitação sobre grande parte do Hemisfério Norte, em particular, na América do Norte e Europa. Ela está associada a mudanças na frequência de secas na América do Norte, quando a OMA está em sua fase quente, estas secas tendem a ser mais frequentes e prolongadas e vice-versa para situações em que a OMA esta em sua fase fria. Reflete-se também na frequência de furacões do Atlântico Norte, uma vez que em sua fase quente os furacões

tendem a aumentar o número de ocorrências assim como uma maior intensidade no Golfo do México, observando-se o contrário em sua fase fria.

Segundo D'aleo (2008) a diminuição da camada de gelo ocorrido na Groelândia, nos últimos anos, esta associada à fase quente da OMA, uma vez que o degelo observado a partir do fim da década de 90 se equipara ao ocorrido entre as décadas de 20 e 40 e evidencia que esse tipo de mudança no Pólo Norte é decorrente de causas naturais e não pela intensificação do efeito estufa decorrente da maior liberação dos Gases do Efeito Estufa. Este autor notou também, que quando o Atlântico Norte passa pela sua fase de aquecimento, como agora, aumenta a temperatura em Godthab Nuuk – capital da Groenlândia – e derretem as geleiras. Foi assim entre os anos 20 e 40 e está sendo assim nos últimos dez anos.

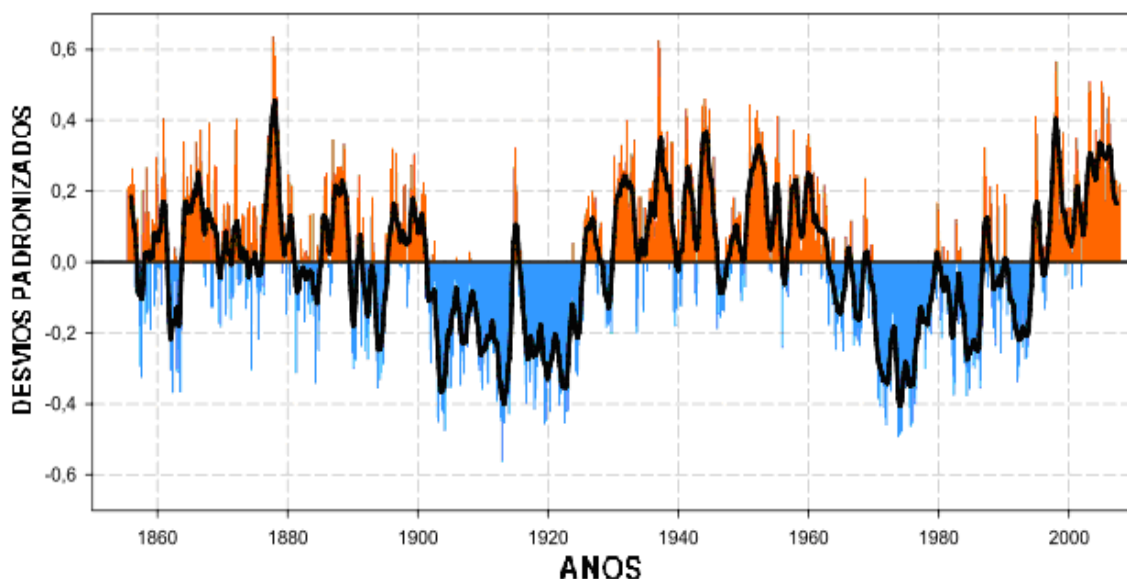


Figura 13. Serie temporal do Índice de Oscilação Mutidecadal do Atlântico (OMA) de 1856 – 2008. (Fonte dos dados: <http://www.esrl.noaa.gov>).

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 – MATERIAIS UTILIZADOS

Para o estudo de períodos com maior ocorrência de Eventos Extremos de Precipitação no Leste da Amazônia, foram utilizados:

- Dados de Precipitação observados em cinco estações de superfície (Belém, Breves, Altamira, Tucuruí e Marabá), pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no Estado do Pará.
- Em adição o conjunto de dados de precipitação da University of Delaware (UDEL), que agrupou registros de médias anuais e mensais de cerca de 1.100 a 14.800 estações pluviométricas de estações da Global Historical Climate Network (GHCN). Essa relativa densidade de dados observados de chuva permitiu sua interpolação em pontos de grade de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, centrados em 0.25° , utilizando um algoritmo baseado no método de atribuição de peso-distância (Shepard, 1968; Willmott et al., 1985) para o período compreendido entre 1950-1999.
- Dados de reanálises disponíveis no ESRL/PSD/NOAA (Earth System Research Laboratory, Physical Science Division, National Oceanic Administration Atmospheric) de: Anomalias de radiação de onda longa emergente (ROLE), em pontos de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Temperatura da superfície do mar (TSM), reconstruída com resolução de $2^\circ \times 2^\circ$, aproximadamente 220 km de distância. Componente dos ventos meridional e zonal em 1000 mb. Seções verticais de Omega em pontos de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, que correspondem a uma distância de 275 km aproximadamente. Linhas de corrente e divergência em 850 mb.
- Índices oceânico-atmosféricos da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), Índice de Oscilação Sul (IOS), Oscilação do Atlântico Norte (OAN) e Índice Multivariado de ENOS (IME). Disponível no Climate Predict Center/ National Centers for Environmental Prediction e Earth System Research Laboratory, Physical Science Division.
- Imagens do satélite MSG2 EUMETSAT, canal infravermelho, disponíveis na University of Dundee.

3.2 – ÁREA DE ESTUDO

A região de estudo está localizada no Estado do Pará, onde, selecionaram-se cinco estações de forma que fossem representativas de uma área que compreende o leste da Amazônia. A localização dessas estações está contida na Tabela 1 e exibidas na Figura 14, a seguir.

TABELA 1. Estações meteorológicas das regiões selecionadas

ESTAÇÃO	LAT.	LONG.
Belém	01°27'S	48°28'W
Breves	01°40'S	50°29'W
Altamira	03°12'S	51°12'W
Tucuruí	03°43' S	49°43'W
Marabá	05°21'S	49°09'W

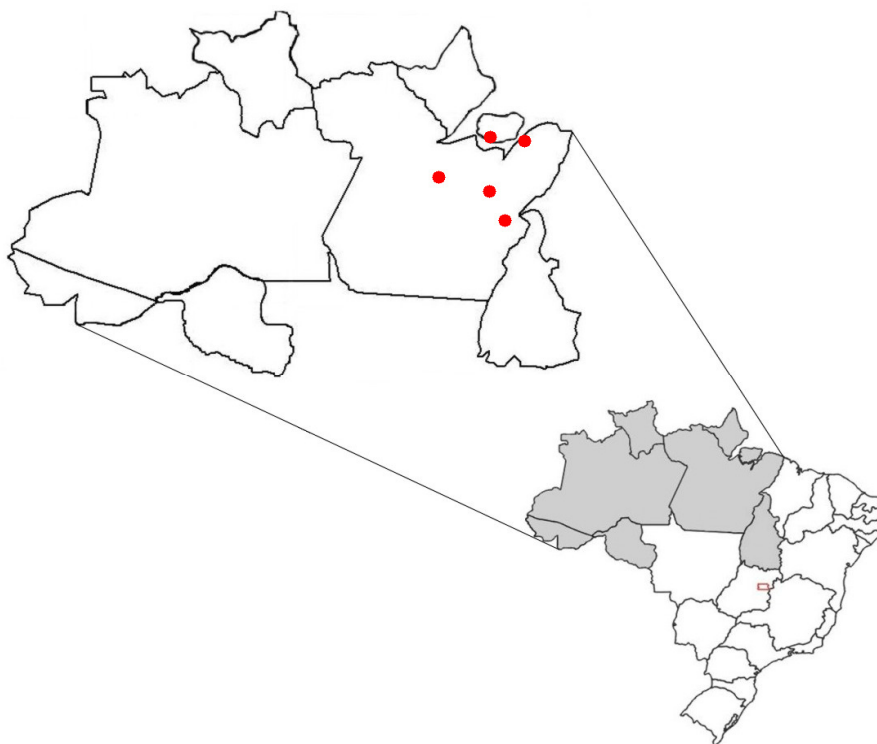


Figura 14. Mapa de localização dos postos pluviométricos do Estado do Pará.

3.3 – SOFTWARES UTILIZADOS

Para a construção dos gráficos de chuva, foi utilizado o software EXCEL na versão Open Office. Os campos das variáveis meteorológicas foram construídos utilizando o software meteorológico Grid Analysis and Display System (GrADS) e, para a geração dos gráficos relativos a análise espectral, foi utilizado o software estatístico adequado.

3.4 – MÉTODOS UTILIZADOS

Após a obtenção dos dados, foi feita a distribuição da precipitação diária em frequências, para a Cidade de Belém, permitindo assim analisar o padrão das chuvas e o período de maior ocorrência de Eventos Extremos de Precipitação. O valor considerado foi de totais diários iguais ou superiores a 30 mm, esse valor foi obtido a partir do decêndio superior dos dias chuvosos. Vale lembrar que esse valor é bastante representativo para eventos extremos de chuva, principalmente para esta região, uma vez que as características da precipitação são no estilo pancadas de chuva.

Foram feitas correlações simultâneas entre os índices da OAN, OS, OMA, ODP e IME. O coeficiente de correlação usado foi o de **Pearson**, que é conhecido como correlação ordinária ou correlação linear. É uma ferramenta simples e eficiente para estimar o grau de relacionamento entre variáveis quaisquer. Os valores da correlação estão limitados entre -1 e 1. Após algumas modificações, a seguir, a fórmula final do coeficiente de correlação de Pearson:

$$r = \frac{\sum_i^n (x'_i \cdot y'_i)}{\sqrt{\sum_i^n (x'_i)^2 \cdot \sum_i^n (y'_i)^2}}$$

Para qual, “i” é o ano inicial, “n” o ano final, “x’i” é o desvio do índice e “y’i” o desvio das grandezas meteorológicas.

A partir disso, se as duas variáveis correlacionadas apresentarem uma reta crescente (decrescente), a correlação é positiva (negativa), ao maior grau de associação,

é atribuído o valor 1 (-1). Para uma melhor interpretação foi criada a Tabela 02 onde são mostradas as diferentes classes com os valores de associação entre as variáveis e suas respectivas interpretações.

A correlação apenas dá uma noção do grau de relacionamento das variáveis, porém não implica uma relação de causa e efeito. Utilizou-se, então, um teste de hipótese para avaliar os valores das correlações e determinar a significância estatística dos resultados obtidos, isto é, o nível de significância dos coeficientes de correlação.

TABELA 2: Valores e interpretação da correlação.

Valor da correlação (+ ou -)	Interpretação
0,00 a 0,19	Muito fraca
0,20 a 0,39	Fraca
0,40 a 0,59	Moderada
0,60 a 0,89	Forte
0,89 a 1	Muito forte

Utilizou-se o método de Monte Carlo (LIVEZEY E CHEN, 1983) para se ter o campo da estatística da correlação, que é calculado a partir da relação entre o grau de liberdade (nesse caso, os anos) e os valores dos coeficientes das correlações. Essa técnica determina o quão significativos são os resultados. A Tabela 3 mostra os resultados do cálculo dos níveis de significância em relação aos valores das correlações e o grau de liberdade.

TABELA 3: Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Extendida de ESRL/PSD/NOAA.

Graus de Liberdade	0,900	0,950	0,980	0,990	1,000
2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
3	0,904	0,920	0,950	0,980	0,990
4	0,801	0,830	0,890	0,940	0,960
5	0,713	0,760	0,830	0,890	0,920
6	0,644	0,700	0,770	0,840	0,880
7	0,588	0,650	0,730	0,800	0,840
8	0,544	0,610	0,690	0,760	0,810
9	0,508	0,570	0,650	0,730	0,780
10	0,477	0,540	0,620	0,700	0,750
11	0,451	0,514	0,592	0,671	0,719
12	0,427	0,491	0,567	0,647	0,695
13	0,408	0,471	0,546	0,604	0,652

14	0,390	0,453	0,526	0,604	0,652
15	0,375	0,437	0,509	0,585	0,63
16	0,362	0,423	0,493	0,568	0,62
17	0,350	0,410	0,478	0,552	0,599
18	0,339	0,398	0,465	0,538	0,584
19	0,329	0,387	0,453	0,524	0,570
20	0,319	0,377	0,441	0,512	0,557
21	0,310	0,367	0,431	0,500	0,545
22	0,302	0,358	0,421	0,489	0,533
23	0,295	0,350	0,411	0,479	0,522
24	0,289	0,343	0,403	0,469	0,512
25	0,282	0,336	0,395	0,460	0,503
26	0,276	0,329	0,387	0,451	0,493
27	0,270	0,322	0,380	0,443	0,485
28	0,265	0,316	0,373	0,436	0,476
29	0,260	0,311	0,366	0,428	0,469
30	0,255	0,305	0,360	0,421	0,461
31	0,250	0,300	0,354	0,415	0,454
32	0,246	0,295	0,349	0,408	0,447
33	0,242	0,291	0,343	0,402	0,441
34	0,238	0,286	0,338	0,369	0,434
35	0,235	0,282	0,333	0,391	0,428
36	0,231	0,278	0,329	0,385	0,423
37	0,228	0,274	0,324	0,380	0,417
38	0,225	0,271	0,320	0,375	0,412
39	0,222	0,237	0,316	0,370	0,407
40	0,219	0,264	0,312	0,366	0,402
41	0,216	0,260	0,308	0,361	0,397
42	0,213	0,257	0,304	0,357	0,392
43	0,210	0,254	0,300	0,353	0,388
44	0,208	0,251	0,294	0,349	0,384
45	0,206	0,248	0,294	0,345	0,379

Por exemplo, dado o grau de liberdade, cerca de 39 anos, os testes do nível de significância indicaram que, para um coeficiente de correlação com valor em módulo de 0,37, tem-se uma significância de 99% de chance que as variáveis realmente estejam correlacionadas.

Após a seleção de trimestres com intensa ocorrência de Eventos Extremos de Precipitação, foram gerados campos de TSM, vento e anomalias de ROLE, de regiões representativas para a área de estudo. Em adição a isso, totais diários de chuva, registrados nas estações do INMET. Um estudo de caso foi selecionado com o intuito de se fazer o acompanhamento do sistema atuante entre os dias 29 de maio e 02 de junho de 2009

Por fim, usou-se a técnica de *Análise de Séries Temporais*, que consiste em um conjunto de técnicas ou métodos estatísticos utilizados para se entender uma série temporal ou compreender como foi formada e/ou estruturada. Existem várias técnicas para se fazer esse estudo, optou-se pela transformada de ondeletas (TO).

A transformada em ondeletas constitui em um instrumento matemático através do qual é possível projetar o sinal em diversas escalas (Daubechies, 1992). Existem dois tipos de funções ondeletas, a discreta e a contínua.

Dentre as ondeletas discretas mais conhecidas estão: a de Haar, Daubechies, Meyer, dentre outras. A ondeleta contínua mais conhecida é a de Morlet, a qual sendo complexa permite também a análise da fase e do módulo do sinal. A ondeleta do chapéu-mexicano, também é muito mencionada na literatura pelo nome de Derivada segunda da Gaussiana (pelo símbolo em inglês, *DOG*), mas geralmente é utilizada sem parte complexa.

Neste trabalho foi usada a ondeleta contínua de Morlet, que, foi escolhida, devido ser uma função complexa, que possui características semelhantes a dos sinais meteorológicos que se desejam analisar, e fornece muitas informações sobre o sinal, tais como o módulo com a densidade de energia, a fase em cada instante e a parte real dos coeficientes das ondeletas. A função de Morlet é descrita pela seguinte equação:

$$\psi(t) = e^{iK t} e^{-t^2 / 2}$$

Para qual “K” é a frequência adimensional Morlet e “t” é parâmetro adimensional no tempo.

Geradas as figuras da TO, foi feita a análise da precipitação mensal no período de 1989 a 2008, para Belém, Altamira e Marabá. Não foram geradas figuras da TO para as estações Breves e Tucuruí, devido às mesmas não conterem uma série contínua de dados de chuva nesse período.

4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EM BELÉM – PA (LESTE DA AMAZÔNIA).

Foi feita uma análise estatística da precipitação diária para a Cidade de Belém no período de janeiro de 1989 a junho de 2009, correspondente a 7.468 dias, que incluiu a distribuição de frequência em classes de precipitação, ou seja, dias sem chuva e dias chuvosos com totais entre as classes 0,1-4,9 mm, 5,0-9,9 mm, 10,0-19,9 mm, 20,0-29,9, 30,0-39,9 mm, 40,0 a 49,9 mm e igual ou superior a 50,0 mm.

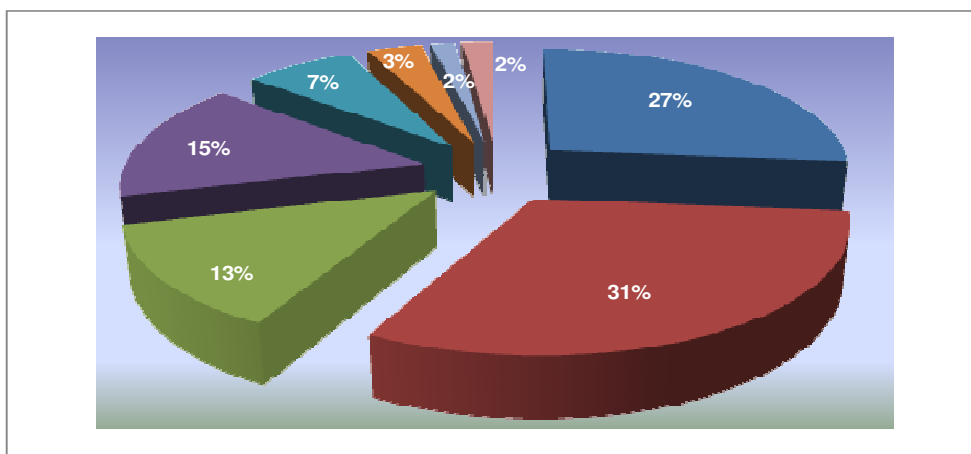


Figura 15: Distribuição do total de dias pelos dias com e sem chuva e suas respectivas classes: 27% (0 mm), 31% (0,1 e 4,9 mm), 13% (5,0 e 9,9 mm), 15% (10,0 e 19,9 mm), 7% (20,0 e 29,9 mm), 3% (30,0 e 39,9 mm), 2% (40,0 e 49,9 mm) e 2% (igual ou superior a 50 mm) em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 15 mostra a distribuição do total de dias sem e com chuva em suas respectivas classes. Observa-se que, em 27% dos dias, não ocorreu precipitação no período de estudo. Dentre os dias chuvosos, a classe 0,1 e 4,9 mm apresentou o maior percentual, com 31% do total, sugerindo que fenômenos de pequena escala, tais como convecção local e brisa, predominem nos dias chuvosos, particularmente durante o período de precipitação mais baixa, meses de junho a novembro. Outro aspecto interessante é que os dias com chuva entre 10,0 e 19,9 mm foram superiores aos dias com chuva entre 5,0 e 9,9 mm, com 15% e 13 %, respectivamente. Considerando que o total de dias de precipitação é grande, essa diferença é estatisticamente significativa ao nível superior a 90%. Isso sugere que exista uma preferência para convecção mais

desenvolvida, quando comparada com a convecção local, possivelmente associada a fenômenos de meso e macro escalas. Totais diários com valores iguais ou superiores a 30 mm, que é o valor de referência usado para o estudo, corresponderam a 7 % do total de dias.

Os dias chuvosos corresponderam a 5.490 eventos, ou seja, 73 % do total de dias na série. Na Figura 16, em que estão representadas as classes dos totais pluviométricos dos dias chuvosos, os dias com precipitação entre 0,1 e 4,9 mm corresponderam a 42% e, os da classe 10,0 mm a 19,9 mm corresponderam a 21%. Dias com totais superiores a 30 mm somaram 10%, sugerindo ocorrência de convecção profunda, possivelmente organizada por fenômenos de mesoescala, como as LI e POAs, e de macroescala, como a ZCIT.

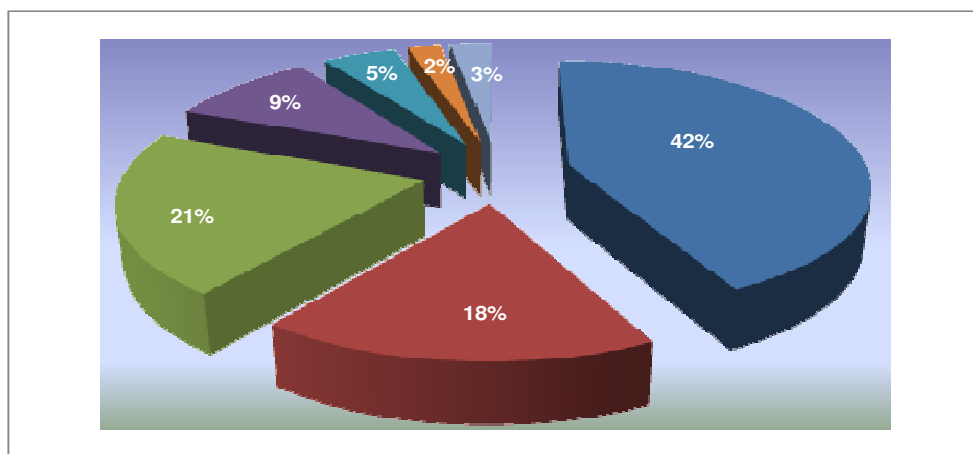


Figura 16: Distribuição das classes de chuva dos dias chuvosos: 42% (0,1 e 4,9 mm), 18% (5,0 e 9,9 mm), 21% (10,0 e 19,9 mm), 9% (20,0 e 29,9 mm), 5% (30,0 e 39,9 mm), 2% (40,0 e 49,9 mm) e 3% (igual ou superior a 50 mm) em Belém – PA. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 17 a seguir representa a distribuição mensal da frequência de eventos de precipitação igual ou superiores a 30 mm por dia. Os meses com maior ocorrência de chuvas dessa classe foram abril, com 95 casos, seguido de março, com 91, e fevereiro, com 78, ou seja, 264 casos, 51% num total de 517 eventos. Esse é o período do ano em que a ZCIT está no seu posicionamento extremo, mais ao sul do equador e é a responsável pela organização da convecção. Já, os meses que apresentaram menor número de eventos nessa classe foram julho a novembro com um total de 60 casos, o que correspondeu a 12% do total de eventos, destacando-se outubro, com apenas 9 casos.

Em seu regime anual, Belém mostrou duas estações ao longo do ano, o período chuvoso que compreende os meses de dezembro a maio e o período menos chuvoso entre os meses de junho a novembro. Esses dois períodos estão fortemente relacionados ao posicionamento da ZCIT. No período mais seco, como a ZCIT está deslocada para o norte, o ramo descendente da Circulação de Hadley no Hemisfério Sul é intensificado e a subsidência associada inibe a convecção profunda, prevalecendo a convecção rasa, presente o ano inteiro nessa região.

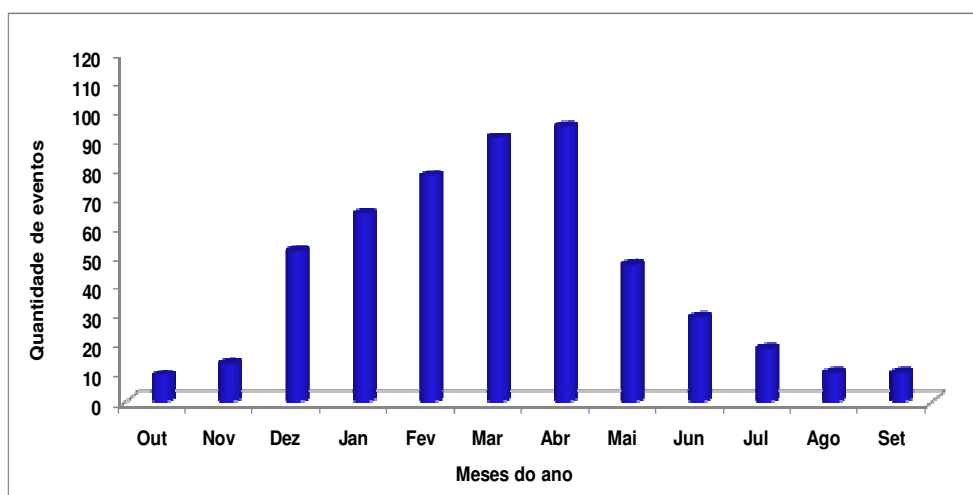


Figura 17: Distribuição mensal de frequência dos eventos de chuva igual ou acima de 30 mm por dia em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 18, a seguir representa a distribuição mensal da frequência de eventos de precipitação entre 0,1 mm e 4,9 mm por dia, entre 1989 e 2008, num total de 2291 eventos. Os meses com maior ocorrência de chuvas dessa classe foram maio, com 231 casos, seguido de setembro e junho com 213 e 212 casos, respectivamente. Esses 3 meses corresponderam a 29% dos casos. Já, os meses com menor ocorrência de chuvas dessa classe, foram fevereiro, com 155 casos, novembro com 168 casos e julho e agosto empatados com 181 eventos cada um. Somando-se fevereiro, novembro e julho ou agosto (apenas um, para que o cálculo seja trimestral) o total de eventos extremos ocorridos neste período é de 22%.

A distribuição quase-uniforme de chuvas nessa classe sugere que a presença de circulações regionais de microescala e escala local, tais como brisas e convecção local, ocorram durante o ano inteiro nessa região, devido ao aquecimento diferencial e à grande disponibilidade de energia. Por outro lado, a frequência maior nos meses de maio e junho é um indicativo que a subsidência, associada ao ramo descendente da

Célula de Hadley, predomine nesses meses e reduza as precipitações com altos totais pluviiais.

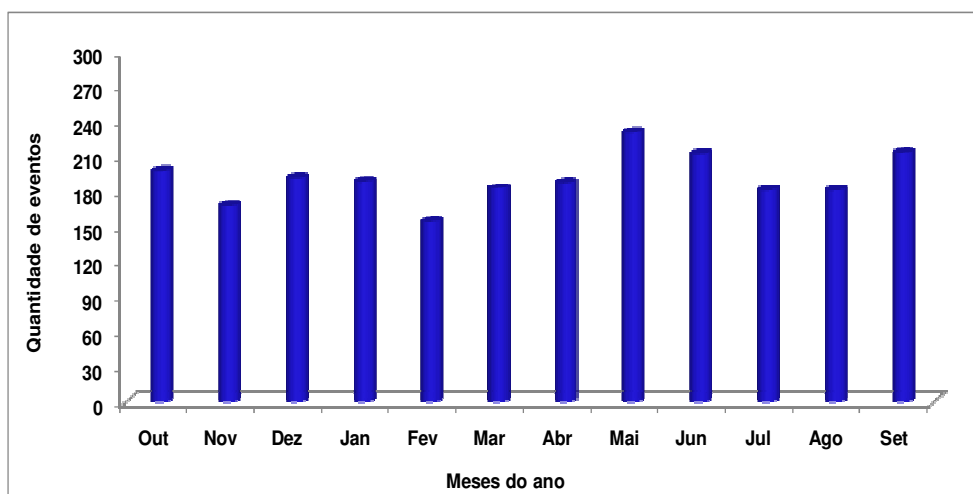


Figura 18: Distribuição mensal de freqüência dos eventos de chuva entre 0,1mm e 4,9 mm por dia em Belém - PA. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 19 representa o total anual de precipitação (azul) e total de precipitação dos eventos extremos (vermelho), em mm. Os números indicam seu percentual em relação ao total anual para os anos de 1989 a 2008.

Observa-se que, em média, essas precipitações extremas representaram 37% da chuva anual da cidade de Belém, chegando a 43% em 1992, com destaque para os anos de 1989 (ano mais chuvoso da série, com 3705,4 mm) e 2006 (segundo mais chuvoso, com 3663,8 mm) que apresentaram 42% e 41%, ou seja, totais de 1562,6 mm e 1516,4 mm respectivamente. O ano menos chuvoso foi 1991, com 2385,8 mm, no qual os eventos extremos contribuíram com 41% da precipitação, correspondente a 988,5 mm, seguido por 1990 com um total anual de chuvas de 2451,3 mm e uma contribuição de 576,4 mm decorrentes de eventos extremos, o que corresponde a 24% da precipitação anual desse ano.

Como visto na Figura 18, Belém apresentou um predomínio de chuvas de intensidade fraca, entre 0,1 e 4,9 mm, durante o ano todo, o que leva a conclusão que a ocorrência dos eventos extremos (10% do total de eventos) seja o principal responsável pelos elevados índices pluviométricos nessa região.

Aparentemente, a freqüência de eventos extremos parece ter aumentado nos últimos anos (Figura 19), observou-se que a partir de 2002, esse crescimento tem ocorrido de forma significativa, com exceção o ano de 2007, que em seu início, estava

sob efeito de um fenômeno El-Niño. Esse aumento de eventos extremos, provavelmente esta associado ao maior desenvolvimento de nuvens do tipo cúmulos e cumulonimbos, que são as responsáveis por chuvas desse tipo.

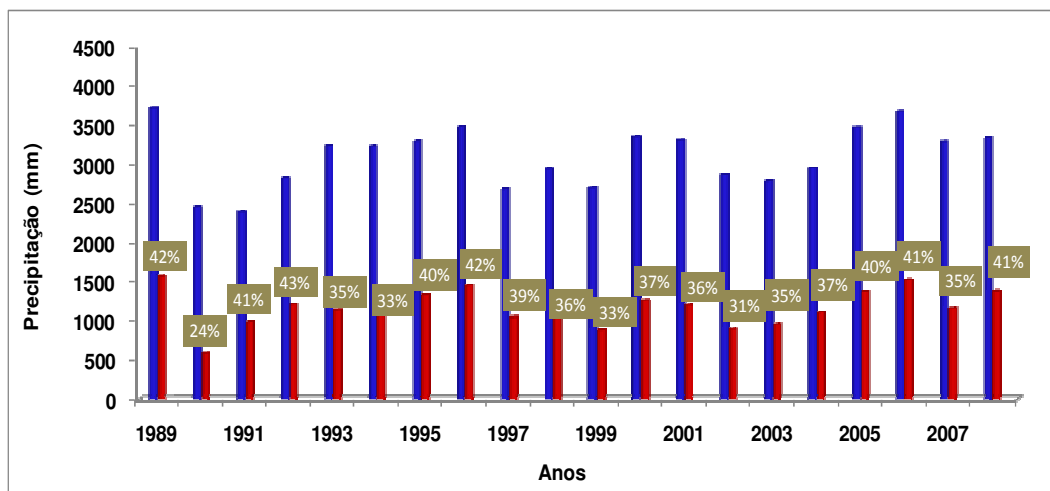


Figura 19: Total anual de precipitação (azul) e total de precipitação dos eventos extremos (vermelho), em mm. Os números indicam o percentual em relação ao total anual para os anos de 1989 a 2008 em Belém do Pará. (Fonte dos dados: INMET).

Angell (2009), usando dados de 63 estações de radiossondagem, da rede mundial para o período de 1958 a 2008, mostrou o resfriamento da alta troposfera tropical, notoriamente a partir do final da década de 90, com a camada entre 300-100 mb apresentando desvios negativos próximos a $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Devido ao paulatino resfriamento da alta troposfera, as nuvens de desenvolvimento vertical e convecção profunda, do tipo cumulonimbos, tendem a se desenvolver mais, com seus topos atingindo alturas mais elevadas relativamente a períodos mais quentes. Isso ocorre porque a diferença, entre a temperatura interna da nuvem e a do seu entorno mais resfriado, aumenta e a nuvem apresenta maior fluabilidade.

O campo médio dos movimentos verticais em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ para os meses de fevereiro a abril na seção compreendida entre $30^{\circ}\text{ N} - 30^{\circ}\text{ S}$ e $45^{\circ}\text{ W} - 50^{\circ}\text{ W}$, foi mostrado nas Figuras 20 e 21. Nessa seção está incluída a cidade de Belém, para a qual foram feitas as análises de distribuição e o padrão das chuvas entre os anos de 1989 e 2008. O período total foi dividido em dois, 1989-1998 e 1999-2009, cada um com 10 anos, e admitindo a hipótese que a ODP mudou de sua fase quente para a nova fase fria em

1999. Assim, se tem 10 anos de dados em cada fase. Para uma melhor visualização e localização, a linha branca tracejada corta o Estado do Pará ao meio, latitudinalmente.

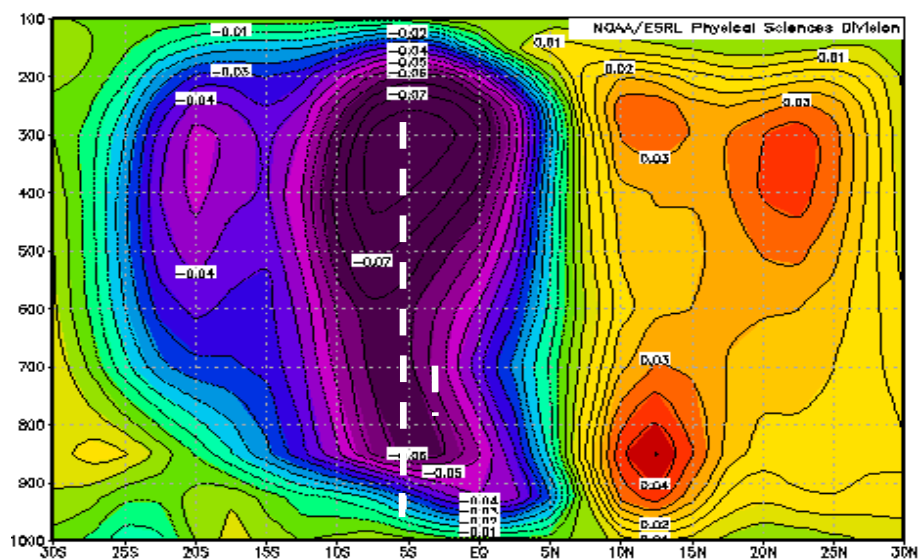


Figura 20: Seção de Omega entre 1989 a 1998 em Pa.s^{-1} , média para FMA na região compreendida entre 30°N - 30°S e 45°W - 50°W . Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

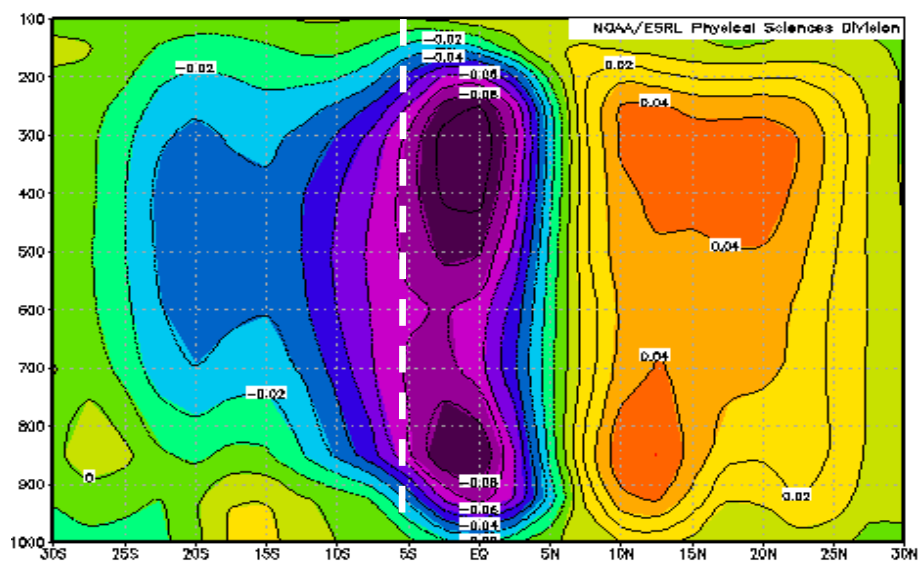


Figura 21: Seção de Omega entre 1999 a 2009 em Pa.s^{-1} , média para FMA na região compreendida entre 30°N - 30°S e 45°W - 50°W . Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

Os movimentos verticais ascendentes (valores negativos) estão diretamente ligados à formação de nuvens e, conseqüentemente à ocorrência de precipitação sobre a região. Observou-se que, em ambos os períodos, os movimentos ascendentes ultrapassam 200 hPa. Porém, entre 1989 e 1998, notou-se a presença de dois núcleos, em baixos níveis, com valores entre -0,06, e na alta troposfera com valores entre -0,07 e

-0,08, além de uma grande extensão desses movimentos. O período entre 1999 e 2009 mostrou maior intensidade desses movimentos, em baixos níveis, apresentou um núcleo de -0,08, e em altos níveis, -0,09, além de uma área mais extensa e com maior intensidade nos movimentos descendentes entre 10° N e 22° N, devido a movimentos compensatórios da dinâmica atmosférica. A maior intensidade dos movimentos no segundo período ocorreu também devido ao estreitamento na área de influência, uma vez que com uma área menor, os movimentos verticais se intensificam e são mais localizados.

Vale ressaltar que estudos recentes têm mostrado o aumento na ocorrência de descargas atmosféricas (raios) principalmente na região Amazônica nos últimos 10 anos. Isso provavelmente está associado à maior intensidade dos movimentos verticais ascendentes, assim como o maior desenvolvimento das nuvens cumulonimbus em períodos que o Oceano Pacífico apresenta-se mais frio.

As hipóteses levantadas a partir das análises das Figuras 19, 20 e 21, de que nos últimos anos o número de eventos extremos tem aumentado devido ao resfriamento da troposfera superior e à maior intensidade dos movimentos ascendentes, assim como a sua maior concentração, confirmou-se por meio da Figura 22, onde o número de eventos extremos ocorridos no período total foi de 517. No término da fase quente da ODP (1989-1998) ocorreram 245 eventos (47%) contra 272 (53%) eventos no início da nova fase fria (1999-2008). Essa diferença, embora pequena, é significativa estatisticamente a um nível superior a 90% e representa um aumento de três eventos extremos por ano, em média.

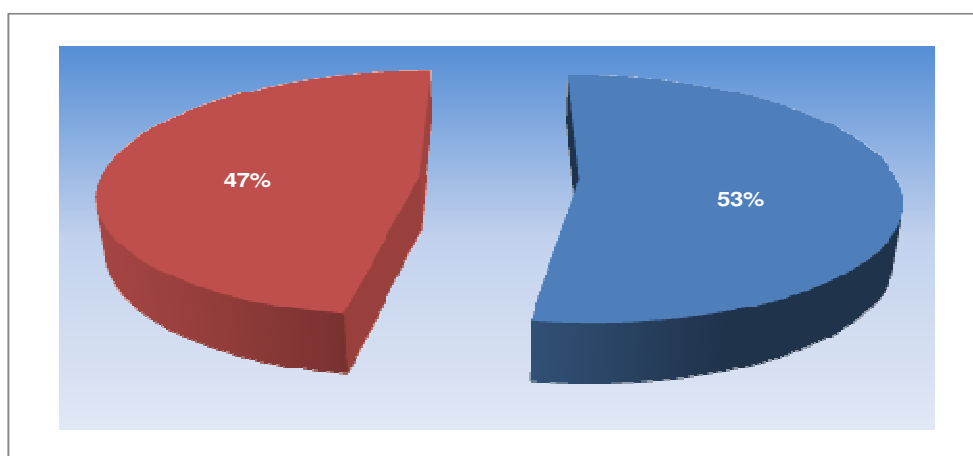


Figura 22: Distribuição de frequência dos eventos extremos ocorridos em Belém - PA de 1989 a 1998 (vermelho) e 1999 a 2008 (azul). Os números representam o percentual dos períodos em relação ao total de eventos.

4.2 – A PRECIPITAÇÃO E O CLIMA GLOBAL.

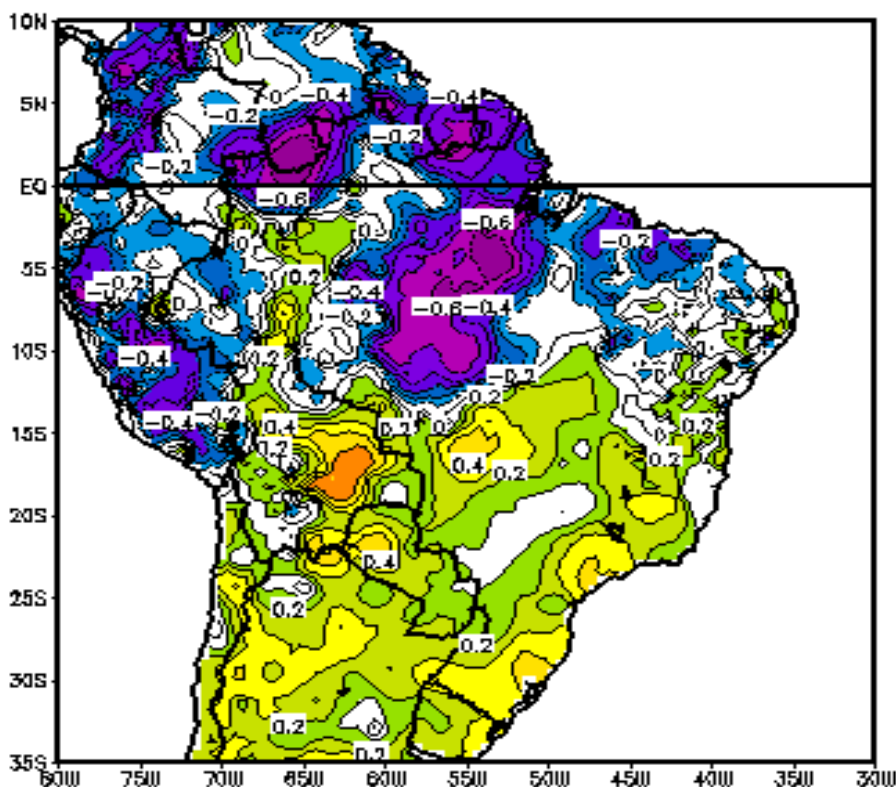


Figura 23: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A correlação entre a precipitação da UDEL e a ODP (Figura 23), para o período entre 1950 e 1999, mostrou variações significativas na América do Sul. Na fase fria da ODP (1950 a 1976), ocorreu em média aumento (redução) nos totais anuais de chuva nas regiões Norte e parte do Nordeste (regiões Sul e Sudeste), enquanto que, em sua fase quente (1977 a 1998), houve redução (aumento) da precipitação anual nas regiões Norte e parte do Nordeste (Sul e Sudeste).

É bom ressaltar que aumento (redução) na precipitação da região Amazônica, na fase fria (fase quente) da ODP, é representativo para os totais anuais. Os acréscimos (decréscimos) tendem a ocorrer no período chuvoso (seco), o mesmo acontecendo para as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Isso provavelmente ocorre devido o aumento dos eventos de La-Niña (El-Niño) na fase fria (fase quente) da ODP.

Os resultados obtidos indicaram que, na fase fria da ODP, houve aumento de eventos extremos de chuva, assim como maior freqüência de secas no período junho-novembro, no Leste da Amazônia.

Na Amazônia, a área de fronteira entre o NW do Estado do Amazonas, Roraima, Colômbia e a Venezuela, assim como a região no Centro-Leste, em especial a faixa entre 53° W e 60° W, são as que mostraram forte correlação (-0,6) com a Oscilação Decadal do Pacífico. Na fase fria da ODP, essas áreas apresentaram acréscimos nos totais pluviométricos anuais. Já, o extremo Leste da Amazônia (-0,2) e a área entre 63° W e 70° W (Oeste do Amazonas) (0,2) apresentaram correlação fraca à moderada com a ODP. Com 50 anos de dados, um coeficiente de correlação com módulo de 0,2 apresenta um nível de significância de 90%.

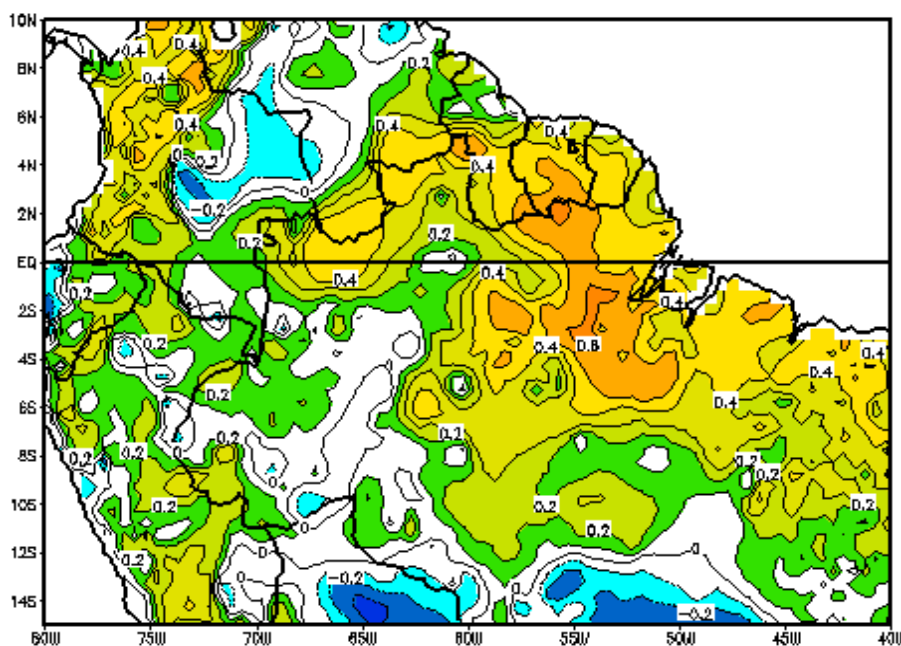


Figura 24: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e o Índice de Oscilação Sul (IOS), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A correlação entre a precipitação da UDEL e o IOS (Figura 24), mostrou que grande parte da Amazônia apresentou correlação com esse índice, principalmente o Estado do Pará e o Oeste do Maranhão, onde notou-se que entre as longitudes de 52° W e 57° W, as correlações atingiram valores superiores a 0,8 positivas, o que representa uma correlação forte, com nível de significância de 99,5%. Isto quer dizer que, em situações de IOS positivo (negativo), que representam condições de La-Niña (El-Niño), ocorre um significativo aumento (redução) nos totais de chuva, em especial no Leste da Amazônia.

O aumento nos totais pluviométricos nessa região ocorre, provavelmente, devido à intensificação do ramo ascendente da célula de Walker sobre a Amazônia. Isto, por

sua vez, acontece quando a Alta do Pacífico Sul e a Baixa pressão na Indonésia estão intensas, aumentando assim o gradiente de pressão horizontal entre elas, o que torna o índice positivo. Por outro lado, se os ventos Alísios de NE estiverem mais intensos no Atlântico Norte, acarretará um maior transporte de umidade advinda do Oceano Atlântico, o que intensifica a evaporação e da condição para a ocorrência de intensa convecção na região, assim como o posicionamento, mais na parte central do continente Sul-Americano, da subsidência associada aos ramos descendentes da célula de Hadley.

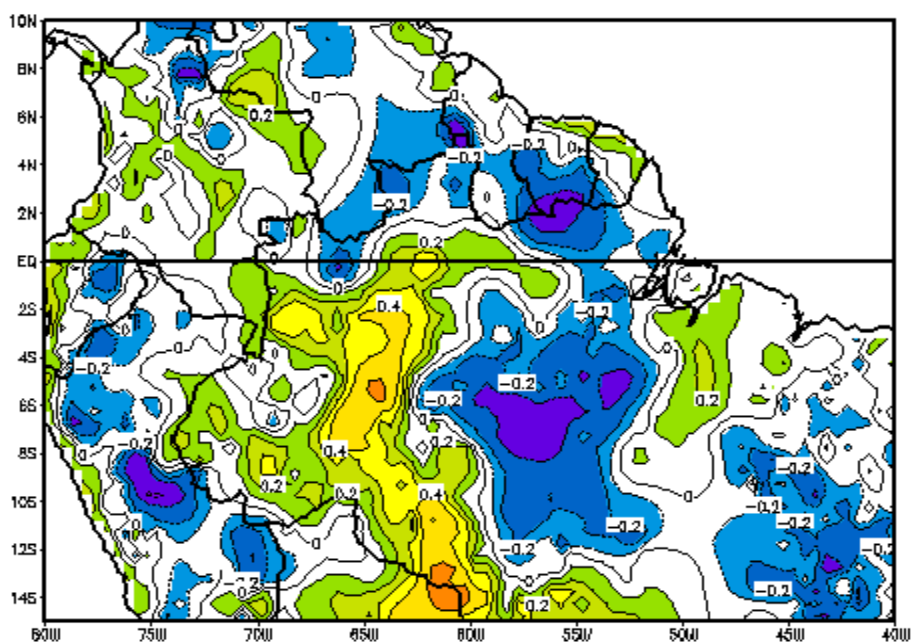


Figura 25: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices da Oscilação do Atlântico Norte (OAN), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A Oscilação do Atlântico Norte (OAN) demonstrou correlação de fraca à moderada com a precipitação na região Amazônica (Figura 25), observou-se que, novamente, a região mais ao Centro-Leste da Amazônia (Oeste do Pará), mostrou correlação oposta (-0,2) com o extremo Leste (0,2) e principalmente Oeste (0,2 a 0,4). Nessa área, a OAN mostrou relação inversa com totais pluviométricos, enquanto nas regiões Oeste e extremo Leste, a relação foi direta. Em outras palavras, a chuva na região central, tendeu a aumentar em episódios em que tanto a Alta dos Açores ou Alta do Atlântico Norte (AAN), quanto a Baixa da Islândia (BI) estiveram enfraquecidas. Já, quando esses dois sistemas estiveram intensos, houve um aumento nos totais anuais de precipitação para as regiões extremo Leste e, principalmente o Oeste da Amazônia.

Uma possível causa dessa relação se dá, de forma que, com a AAN e BI intensos (fase positiva da OAN), o ATN, em geral, está com TSM abaixo do normal, isto por sua vez, intensifica os Alísios de NE, que pode influenciar na penetração dos sistemas frontais em latitudes equatoriais do HN. Se em adição a isso, o ATS estiver com anomalias de TSM acima no normal, esses sistemas tendem a se aproximar da costa Norte da América do Sul. A faixa central da Amazônia demonstra ter grande sensibilidade a mudanças nos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrando assim a influencia através de teleconexões oceano-atmosfera. Por outro lado, com o enfraquecimento da AAN e da BI (fase negativa da OAN), os sistemas frontais se posicionam mais ao norte. Dessa forma, é possível que eles, com condições atmosfera-oceano favoráveis, interagem com a ZCIT que nessas condições, intensificam os pulsos de perturbações, do estilo linhas de instabilidade e POAs, que se propagam para o interior do continente e adentrem a parte central da Amazônia.

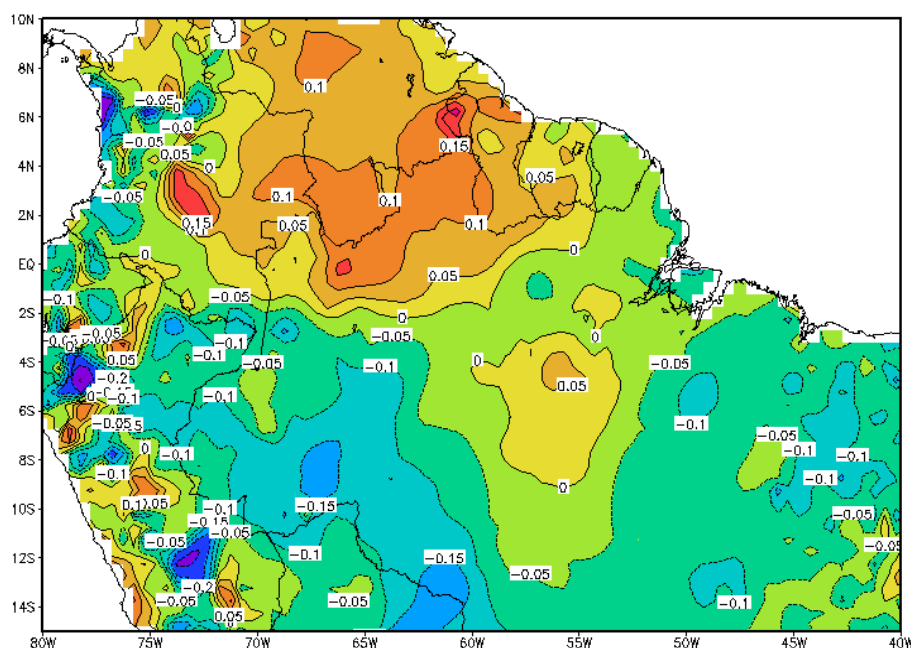


Figura 26: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e os índices da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A correlação entre a OMA e a precipitação na Amazônia foi mostrada na Figura 26, onde se notou que esse índice apresentou relação direta, baixa, com as chuvas dessa região. Os melhores coeficientes (entre 0,1 e 0,15) ocorreram na região de fronteira entre o Amazonas, Roraima, Guiana, Venezuela e Colômbia, porém, sem significância estatística. Por outro lado, o extremo Leste da Amazônia mostrou correlação inversa, ou

seja, indicativo de aumento da precipitação dessa região em associação com a fase fria da OMA. Alguns núcleos na Costa Oeste da América do Sul, apresentaram coeficiente com módulo superior a 0,2, com nível de significância de 90%.

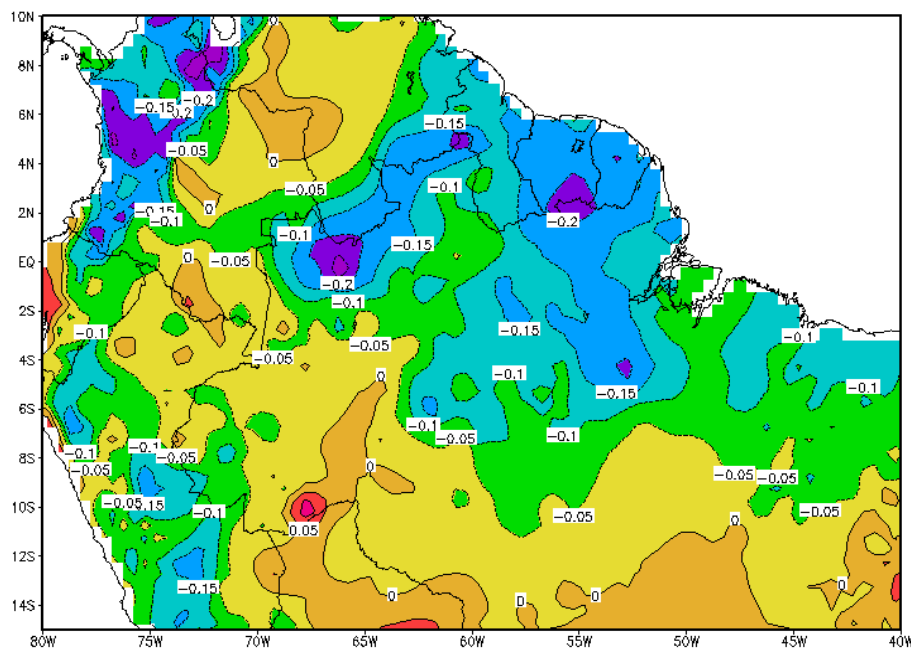


Figura 27: Correlação entre os totais anuais de precipitação da UDEL e o Índice Multivariado de ENOS, para o período entre 1950-1999. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A Figura 27 representa o mapa de correlação entre a precipitação na Amazônia e o IME. Em sua maior parte, os valores apresentaram correlação muito fraca, porém, observou-se que, em praticamente toda a região eles são negativos. Sabe-se que, valores negativos (positivos) de IME estão associados a eventos de La-Niña (El-Niño), o que em geral, causa aumento (redução) nos totais pluviométricos para a Amazônia. Alguns núcleos apresentaram coeficientes com módulo superior a 0,2 com nível de significância de 90%.

Estudo de correlações é uma medida de associação entre duas variáveis e não se permite tirar conclusões sobre relação de causa-efeito. Ou seja, tanto a OMA quanto a OAN e o IME, podem ter relação com as chuvas da Amazônia, porém, isso se daria de forma indireta, via teleconexões.

As correlações entre os índices climáticos e a precipitação foram simultâneas. Os índices podem ter caráter predictor. Porém, seria necessário usar correlações adiantadas no tempo com Lags de alguns meses, para constatar seu potencial como predictor, o que não foi feito neste trabalho.

4.3 – SELEÇÃO DE TRIMESTRE COM INTENSA OCORRÊNCIA DE EVENTOS EXTREMOS.

Há evidências observacionais e teóricas, além de resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, de que as condições oceânicas e atmosféricas no Atlântico e Pacífico influenciam fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Hastenrath & Heller, 1977; Moura & Shukla, 1981; Nobre & Shukla, 1996).

4.3.1 – PERÍODO FEVEREIRO A ABRIL DE 1996.

Na Tabela 4, mostraram-se, por meio dos índices climáticos de grande escala entre agosto de 1995, a abril de 1996, que representam as condições oceano-atmosfera predominantes na análise de eventos extremos de precipitação ocorridos durante o período fevereiro, março e abril de 1996.

TABELA 4: Valores dos desvios mensais de OAN, IOS, OMA, IME e ODP. (Fonte dos dados: www.cpc.ncep.noaa.gov e www.cdc.noaa.gov).

Anos	1995	1995	1995	1995	1995	1996	1996	1996	1996
Me s e s	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr
OAN	0,69	0,31	0,19	-1,38	-1,67	-0,12	-0,07	-0,24	-0,17
IOS	-0,10	0,50	-0,50	-0,10	-1,30	1,70	-0,20	1,20	1,10
OMA	0,23	0,10	0,14	0,16	0,07	0,03	0,00	-0,02	0,05
IME	0,07	-0,36	-0,44	-0,49	-0,50	-0,61	-0,62	-0,26	-0,52
ODP	0,21	1,16	0,47	-0,28	0,16	0,59	0,75	1,01	1,46

A OAN mostrou um padrão que iniciou com valores positivos, mudando para negativos em novembro de 1995 e permanecendo assim até o fim da série. Observou-se que, nos meses de novembro e dezembro, os desvios negativos foram bastante intensos, com -1,38 e -1,67 respectivamente, diminuindo de intensidade nos meses seguintes. Essa configuração mostrou que, nesse período, a AAN e a BI estiveram bastante enfraquecidas. Segundo visto anteriormente na Figura 25, o extremo Leste da Amazônia, apresentou coeficiente de correlação fraco (0,2) com relação à precipitação associada às fases da OAN.

Os valores de IOS foram negativos entre agosto e dezembro. Porém, entre janeiro e abril, ocorreram valores positivos e altos, indicando que tanto a Alta Subtropical do Pacífico Sudeste quanto a Baixa Pressão da Indonésia, estavam bastante intensas. Isso, por sua vez, aumenta o gradiente horizontal de pressão, intensificando os Alísios de SE, transportando águas mais quentes para a porção ocidental do Oceano Pacífico e intensificando os ramos ascendentes das células de Walker, em especial, sobre a Indonésia e a Amazônia. Na Figura 24, mostrou-se a forte correlação direta existente entre as fases do IOS e a precipitação, principalmente no Leste e Centro Leste da Amazônia, até aproximadamente a linha de 62° W, com coeficiente de correlação de até 0,8 positivos, e nível de significância superior a 99,5 %. O Índice de Oscilação Sul (IOS) positivo (negativo) é representativo de condições associadas a eventos La-Niña (El-Niño).

A OMA apresentou valores positivos em 80% da série, mostrando que a TSM ao longo do Oceano Atlântico Norte estava mais quente que o normal. Sabe-se que a OMA está atravessando uma fase positiva (Figura 13). Como citado anteriormente em relação à OAN, esse período mais quente no Atlântico Norte, enfraquece a AAN que, por sua vez, enfraquece os Alísios de NE, fatores que podem ser decisivos para posicionar a banda de nebulosidade associada à ZCIT mais ao norte do Equador. Porém, como visto na Figura 26, a OMA mostrou fraca correlação direta com as chuvas, principalmente no Leste da Amazônia.

O Índice Multivariado de ENOS (IME) foi elaborado com o intuito de se fazer o monitoramento dos eventos de ENOS. Para o período de estudo, o IME apresentou valores negativos em praticamente toda a série. Sabe-se, que valores negativos desse índice são representativos de condições de La Niña, o que tende a aumentar os totais pluviométricos para o leste da Amazônia.

O índice da ODP mostrou-se positivo, o que demonstra que nesse período a ODP estava em sua última fase quente observada. Segundo Molion (2005), na última fase quente da ODP 1977-1978 observou-se um maior número de eventos de El-Niño e de maior intensidade. Na Figura 23, a Amazônia apresentou redução nos totais anuais de chuva durante a fase quente da ODP, com exceção a faixa entre 65°W e 68°W que mostrou um coeficiente de correlação de 0,2. O extremo leste da Amazônia mostrou coeficiente de correlação igual a -0,2, com nível de significância de 90% para a redução dos totais anuais de chuva naquela região durante a fase quente da ODP.

A Figura 28 representa os campos médios meteorológicos em superfície no período FMA de 1996, (a) TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e (d) campo de anomalia de ROLE (W/m^2) esta com relação ao período 1979 a 1995.

Um bom indicador de chuva para latitudes tropicais é obtido através da radiação de ondas longas emergentes (ROLE), áreas com anomalias negativas de ROLE, indicam convecção profunda, aglomerados de nuvens com grande desenvolvimento vertical, que por sua vez, apresentam maior probabilidade de ocorrência de precipitações com elevados totais pluviométricos.

Vale lembrar que essa variável se baseia na temperatura da superfície dos alvos, devendo ser utilizada apenas nas regiões tropicais, pois a baixa temperatura da superfície terrestre das latitudes médias e altas, principalmente no inverno, propicia a interpretação errônea da presença de nuvens nessas regiões (Ohring et al., 1984).

Observou-se uma extensa faixa de águas aquecidas (28°C) que se estendeu por todo o Oceano Atlântico Tropical Sul (ATS) e atingiu a Costa do Brasil (Figura 28 (a)), desde a região SE até a região da ilha do Marajó. Essa faixa, certamente, intensificou a convecção próxima à costa. Baseado no campo de anomalia de ROLE (d) observou-se a convecção pronunciada em toda a região do Oceano Atlântico Tropical, uma vez que as anomalias chegaram a $-10 \text{ W}/\text{m}^2$, reduzindo para $-5 \text{ W}/\text{m}^2$, na costa leste do Brasil e sul do leste da Amazônia.

Havia a presença de aglomerados de cumulonimbos com anomalias de ROLE, chegando a $-10 \text{ W}/\text{m}^2$ na costa do Estado do Pará. Certamente, as águas em torno de 26°C nessa região, intensificaram a liberação de calor latente para a troposfera, somando-se à maior intensidade dos Alísios de NE em relação aos de SE com valores entre $-8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $-6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ respectivamente, assim como a intensa componente negativa do vento meridional, adentrando a costa norte da América do Sul com velocidades, em módulo, de $2 \text{ m}/\text{s}^{-1}$.

Segundo Namias (1972), os efeitos do ciclo sazonal sobre eventos de interação ar-mar mostraram que a quantidade de calor armazenado na camada de mistura oceânica durante o verão é um importante fator para a predição de eventos de interação ar-mar nas subseqüentes estações de outono e inverno, ou seja, nos oceanos tropicais, anomalias positivas de TSM relativamente pequenas, em torno de 1°C , podem induzir grandes anomalias na liberação de calor latente.

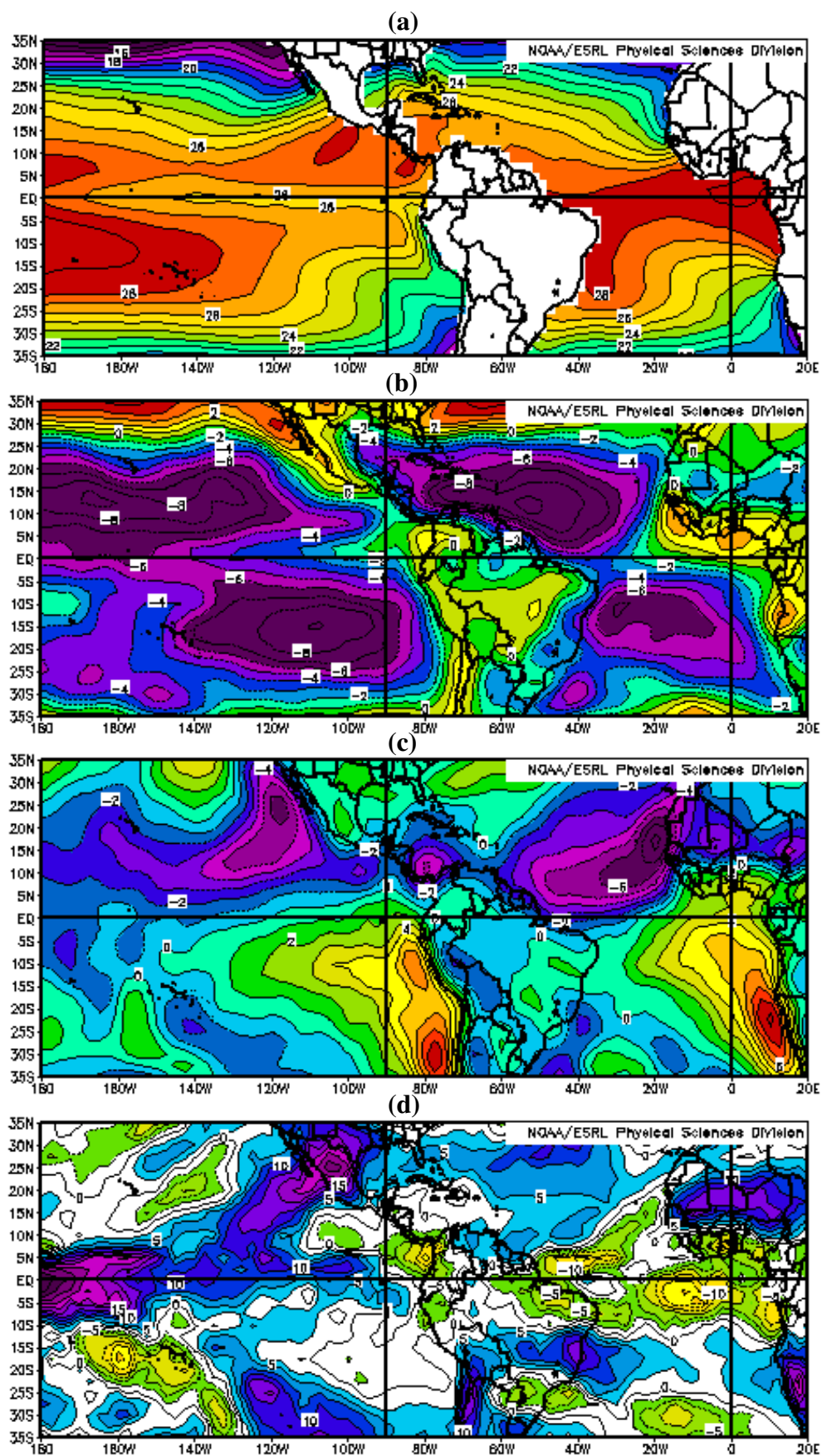


Figura 28: Campos médios meteorológicos em superfície período FMA de 1996, (a) TSM ($^{\circ}C$), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e (d) campo de anomalia de ROLE (W/m^2) esta com relação ao período 1979 a 1995. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

Algo interessante é a maior intensidade dos Alísios de NE, uma vez que os índices da OMA e da OAN mostraram que a Alta do Atlântico Norte (AAN) estava enfraquecida nesse período. Porém, os campos de TSM mostraram a porção norte do Atlântico Tropical com TSM relativamente menos aquecidas do que o ATS.

Logo, a maior intensidade dos Alísios de NE determinou o posicionamento da banda de nebulosidade e precipitação associada à ZCIT mais ao sul do equador. O que está de acordo com as afirmações de Namias (1972). Como observado no campo de TSM, ocorreu uma extensa faixa de águas mais aquecidas desde o litoral da África atravessando o Atlântico e se estendendo do SE do Brasil até a região do Marajó. Baseando-se na isolinha de zero, estima-se que a ZCIT se posicionou sobre a costa norte do continente Sul-Americano.

Ao longo do Pacífico Equatorial leste e central, os valores de ROLE foram positivos, indicando a presença de nuvens de topo baixo, devido à presença de águas mais frias nessa região.

O campo de vento mostrava a intensidade dos Alísios de NE e SE que por sua vez, transportaram águas mais quentes para a costa da Austrália, intensificando a convecção sobre a região e, por continuidade de massa, aumentando a divergência no Pacífico Central, o que por sua vez, também intensificou o ramo ascendente da célula de Walker aumentando a convecção na Amazônia, assim como a ressurgência na costa do Peru, mostrada pelas águas mais frias na corrente de Humboldt. Nessas condições ocorre o aumento do gradiente horizontal de pressão entre a alta Pressão na porção Leste e a baixa pressão na costa da Austrália, explicando, assim, os altos valores do Índice de Oscilação Sul nesse período.

A Figura 29 é representativa do Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período FMA de 1996. Notou-se que a AB estava deslocada para sudeste, na região entre o Paraguai e Bolívia, com velocidade de 2 m/s, o cavado em altos níveis associado a este sistema estava na parte leste do ATS. A área com divergência negativa em altos níveis (convergência) mostra a causa dos valores positivos das anomalias de ROLE (Figura 28 (d)) entre as latitudes de 10°S e 20°S, assim como os valores de divergência positiva em altos níveis (convergência em baixos níveis) e as anomalias negativas de ROLE, principalmente sobre o Oceano Atlântico entre 25°S e 30°S. O posicionamento da AB sobre o Paraguai favoreceu a divergência associada ao escoamento, a nordeste do anticiclone, o que inibiu a convecção profunda e favoreceu o desenvolvimento de nuvens com topos mais baixos.

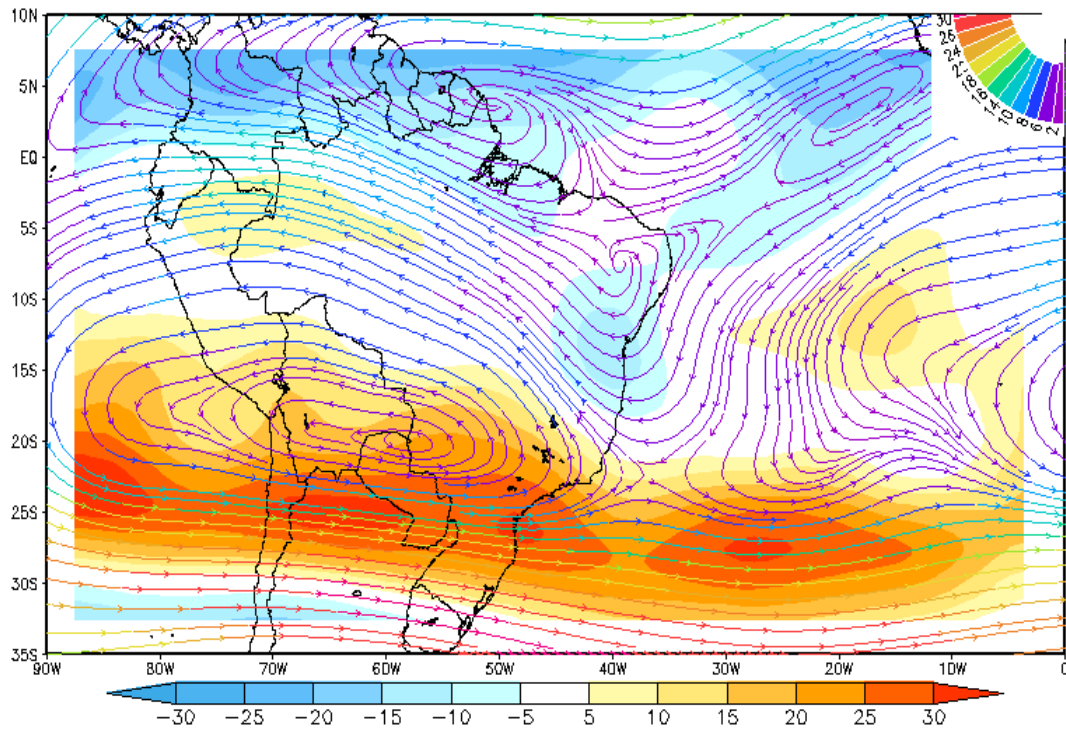


Figura 29: Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período FMA de 1996, (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

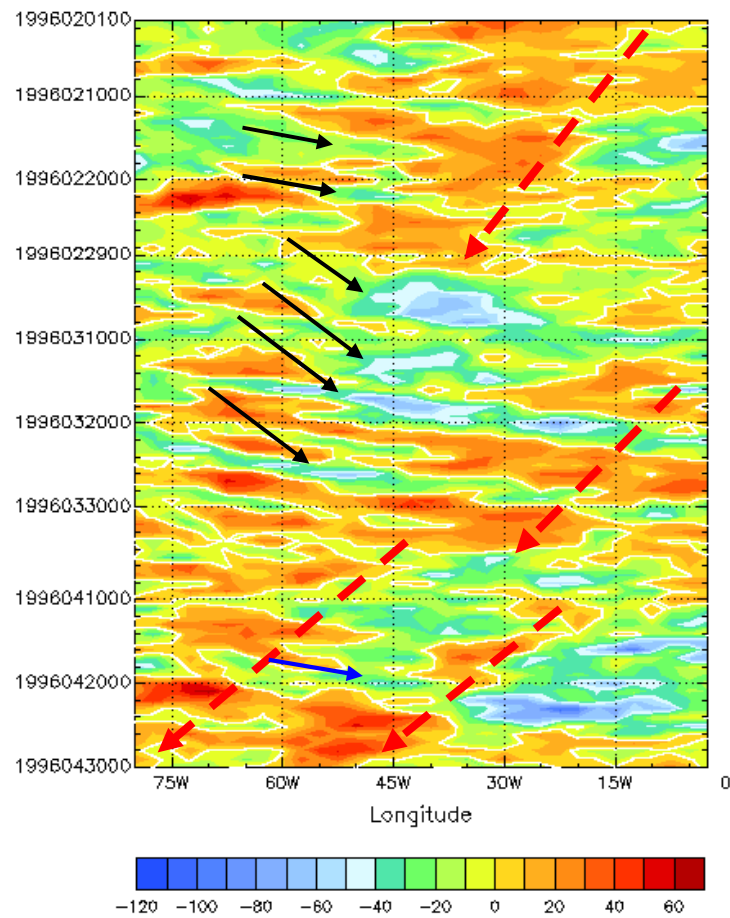


Figura 30: Diagrama Hovmoeller de anomalias de ROLE (W/m^2) de 0° a 80° W, média entre 5°S e 5°N para o período entre FMA de 1996. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

A Figura 30 é um diagrama Hovmoeller de anomalias de ROLE (W/m^2) de 0° a 80° W, média entre 5°S e 5°N para o período entre FMA de 1996.

Observou-se, na Figura 30, a grande presença de áreas secas (setas vermelhas tracejadas), principalmente nos meses de fevereiro, entre 15°W e 45°W , e abril, entre 40°W e 80°W . As anomalias negativas de ROLE estão mais evidentes no mês de março (setas pretas), entre as linhas de 30°W e 50°W . A área entre 45°W e 50°W (região central do estudo) mostrou núcleos com valores negativos de anomalias de ROLE, mais intensos, apenas no mês de março, particularmente entre 04 e 05, 12 e 15, 17 e 18 e 26 e 27 de março de 1996 representados pelas setas pretas.

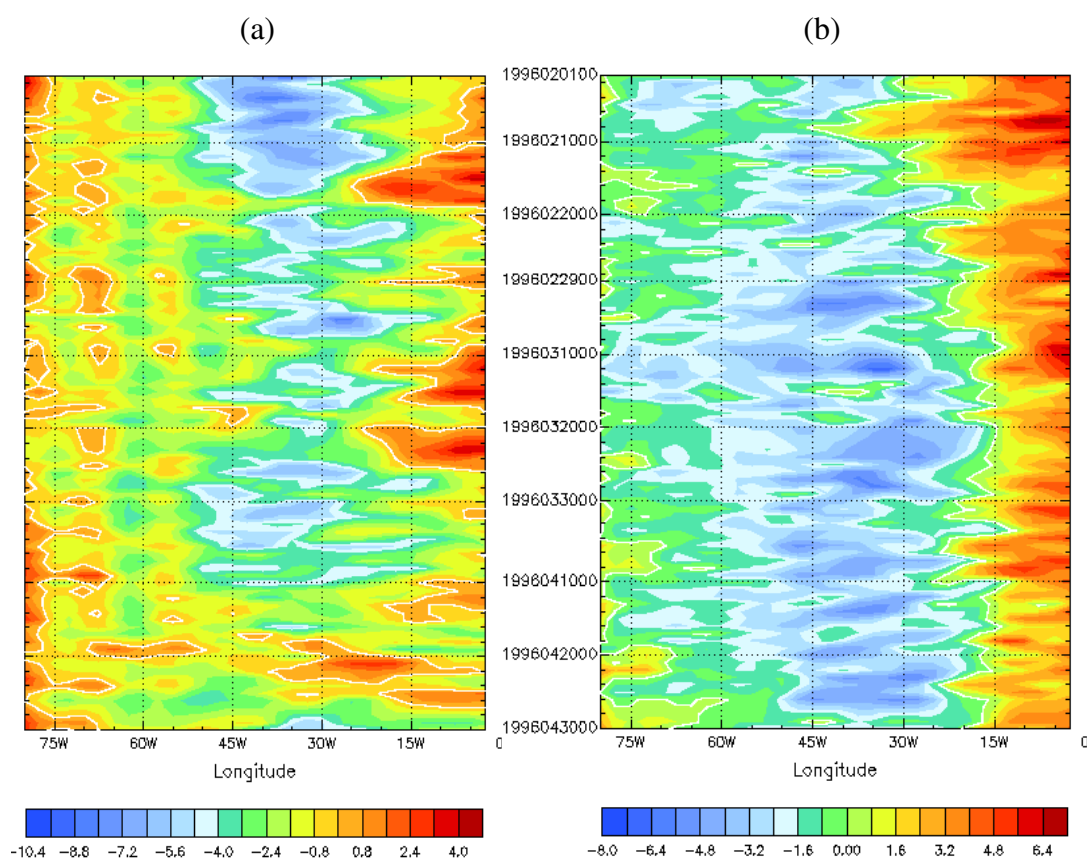


Figura 31: Diagrama Hovmoeller de média do (a) vento zonal e (b) meridional em (m/s), entre 5°S e 5°N , para o período FMA de 1996. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

Na Figura 31 estão os diagramas Hovmoeller representativos do deslocamento longitudinal de 0° a 80° W, média entre 5°N e 5°S , (a) zonal e (b) meridional do vento em (m/s) para o período FMA de 1996.

Na Figura 31 (a), notou-se a grande intensidade dos ventos Alísios, principalmente em fevereiro, perdendo intensidade em seguida, até virarem de oeste a

partir do dia 10 de abril. Esse primeiro núcleo de Alísios intensos, entre 30°W e 45°W, coincide com a região de anomalias positivas de ROLE na Figura 29. Notou-se, também, que a região de estudo 45°W e 50°W, apresentaram pouca intensidade da componente de leste em todo o período, com boa parte da série apresentando ventos de oeste.

A componente meridional Figura 31 (b) mostrou padrão contrário ao vento zonal, uma vez que os ventos de negativos se mostraram em todo o período estudado, ou seja, ventos intensos de norte atravessando o equador para o Hemisfério Sul. Essa intensidade da componente v está fortemente relacionada com a presença da ZCIT que está intensa nesse período. É possível que os pulsos na forma de LI e POAs, disparadas dentro da ZCIT, tenham atingido o leste da Amazônia, aumentando assim os totais de chuva nessa região.

Analisaram-se, a partir das Figuras 32, 33 e 34, os totais pluviométricos para o período FMA de 1996 em três estações localizadas em diferentes municípios do Estado do Pará, de forma que fossem representativas de uma área que compreende a região leste da Amazônia.

As Figuras compreendem o período 01 de fevereiro de 1996 e 30 de abril de 1996. A linha vermelha tracejada representa 30 mm (valor de referência usado para o estudo de eventos extremos de precipitação). As setas nessas figuras, apontando para as barras representativas dos totais diários de chuva, têm as cores e formas correspondentes aos sistemas em destaque na Figura 30.

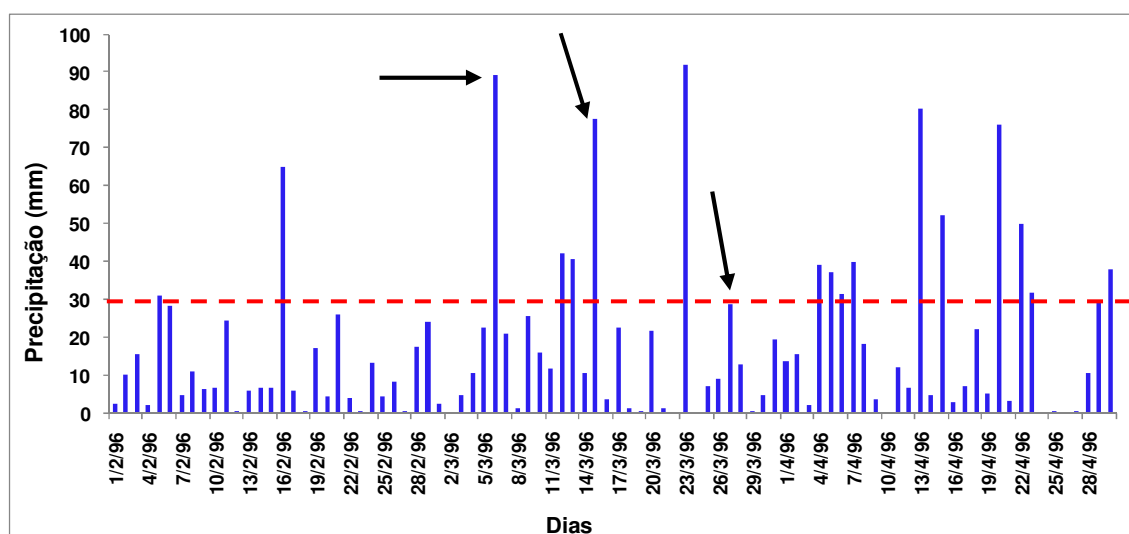


Figura 32: Distribuição dos totais diários de precipitação em Belém (PA) período FMA de 1996. (Fonte dos dados: INMET).

A precipitação em Belém, NE Paraense (Figura 32) para o trimestre FMA de 1996 apresentou um total pluviométrico de 1584,2 mm (131%, para um total de 1212,7 mm segundo as normais climatológicas do INMET). Destacou-se o mês de abril, quando, o total mensal foi de 633,0 mm (178% do total esperado para esse mês). Nesse trimestre o número de eventos extremos ocorridos foi de 17, evidenciando a intensidade dos eventos de precipitação nesse período.

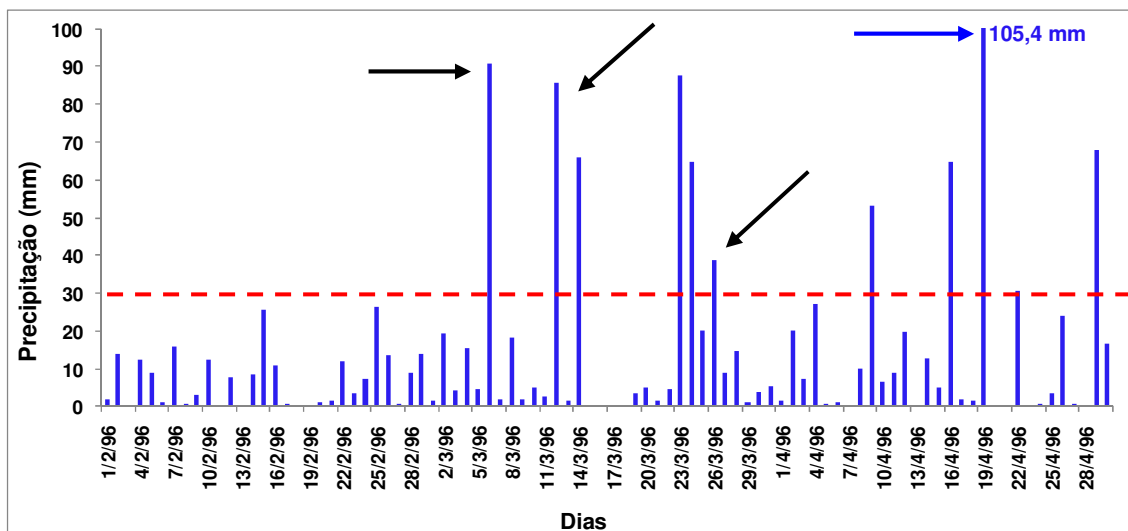


Figura 33: Distribuição dos totais diários de precipitação em Altamira (PA) período FMA de 1996. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 33 corresponde à Cidade de Altamira, região central do Estado do Pará, onde, entre FMA, o total de chuvas esperado é de 914,0 mm, porém, nesse mesmo período, em 1996, o total foi de 1287,1 mm, o que correspondeu a 141% do total esperado. Note que esse período apresentou um total de 11 eventos extremos. A maior anomalia ocorreu no mês de março, quando, choveu 580,5 mm (198% do total esperada para esse mês), ou seja, o dobro do esperado. A maior precipitação diária ocorrida nesse período foi de 105,4 mm, no dia 19 de março, o que corresponde à seta de cor azul na Figura 30.

A Figura 34 correspondente à Cidade de Marabá, localizada na parte do Estado regionalmente chamada de Sul do Pará, no trimestre FMA de 1996, essa localidade, apresentou um total de 12 casos de eventos extremos de chuva, acumulando um total de precipitação de 1031,4 mm, o que corresponde a 99% do total esperado para esse trimestre (1042,7 mm).

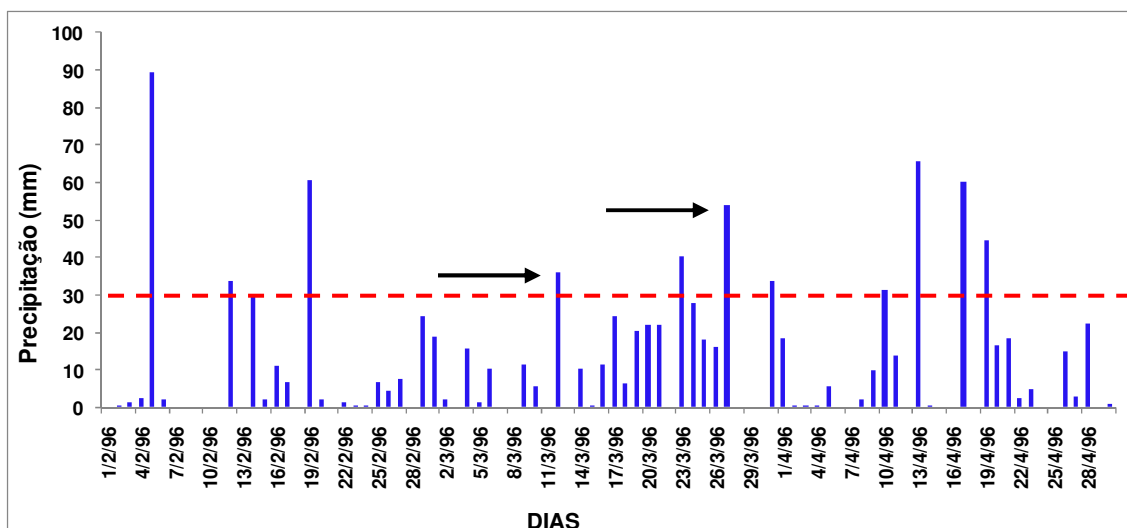


Figura 34: Distribuição dos totais diários de precipitação em Marabá (PA) período FMA de 1995. (Fonte dos dados: INMET).

As anomalias de ROLE em destaque (Figura 30) atingiram as três localidades. Porém, notou-se que os altos valores apresentados não foram produzidos apenas por esses sistemas, destacou-se os totais ocorridos em Marabá no dia 05 de fevereiro (89,2 mm) e Belém 05 e 06 de fevereiro (59,4 mm). Belém 23 de março (92,0 mm) e Altamira nos dias 23 a 25 de março (173,0 mm, 60% do total mensal). E, entre os dias 04 a 07 de abril em Belém, 147,2 mm. Esses resultados reforçam os comentários (Figura 16), sugerindo a ocorrência de convecção profunda, possivelmente organizada por fenômenos de mesoescala, como as LI e POAs, e de macroescala, como a ZCIT. Vale lembrar que os valores de ROLE são médias diárias, resultantes de duas observações (00 e 12 UTC) e que esses sistemas nem sempre são captados pelos sensores a bordo do satélite. Portanto, nessa região, eles podem se intensificar, precipitar e desaparecer em poucas horas.

4.3.2 – PERÍODO MARÇO A MAIO DE 2009.

Na Tabela 5, mostraram-se, através dos índices climáticos de grande escala entre setembro de 2008 e maio de 2009, as condições oceano-atmosféricas predominantes na análise de eventos extremos de precipitação ocorridos durante o período 1º de março a 3 de junho de 2009.

A OAN mostrou um padrão que no geral, iniciou com predomínio de valores negativos, mudando para positivos na maior parte do ano de 2009. Observou-se que os desvios negativos se afastaram pouco da média, com o valor mais significativo, em novembro de 2008, com -0,32. Por outro lado, os desvios positivos mostraram maior intensidade, como os do trimestre de estudo, no qual março e maio de 2009 mostraram desvios de 0,57 e 1,68 respectivamente. Nesse último mês, a AAN e a BI estiveram bastante intensas. Segundo visto anteriormente na Figura 25, e reafirmado nos comentários da tabela 4, o extremo Leste da Amazônia, apresentou coeficiente de correlação fraco (0,2) com relação à precipitação associada às fases da OAN.

Nessas condições, com a AAN intensa, é favorável a aproximação de sistemas frontais do HN no equador. Isto ocorre devido à intensificação dos Alísios de NE, que também pode posicionar a ZCIT mais ao sul de sua posição média.

TABELA 5: Valores dos desvios mensais de OAN, IOS, OMA, IME e ODP. (Fonte dos dados: www.cpc.ncep.noaa.gov e www.cdc.noaa.gov).

Anos	2008	2008	2008	2008	2009	2009	2009	2009	2009
Meses	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai
OAN	1,02	-0,04	-0,32	-0,28	-0,01	0,06	0,57	-0,20	1,68
IOS	2,40	2,20	2,40	2,50	1,90	3,00	-0,20	1,10	-0,70
OMA	0,25	0,15	0,05	0,07	-0,01	-0,11	-0,12	-0,08	-0,02
IME	-0,55	-0,73	-0,56	-0,63	-0,70	-0,73	-0,74	-0,19	0,34
ODP	-1,55	-1,76	-1,25	-0,87	-1,40	-1,55	-1,59	-1,65	-0,88

Como visto anteriormente, o Índice de Oscilação Sul (IOS) positivo (negativo) é representativo de condições associadas a eventos La-Niña (El-Niño). Os valores de IOS foram positivos e altos em aproximadamente 80% da série, indicando que tanto a Alta Subtropical do Pacífico Sudeste quanto a Baixa Pressão da Indonésia, estavam bastante intensas. Na Figura 24 mostrou-se a forte correlação direta existente entre as fases do

IOS e a precipitação, principalmente no Leste e Centro Leste da Amazônia, até aproximadamente a linha de 62° W, com coeficiente de correlação de até 0,8 positivos, com um nível de significância superior a 99,5 %.

Os Índices da OMA, entre setembro e dezembro de 2008, estiveram positivos, porém, mudaram e apresentaram valores negativos entre janeiro e maio de 2009, mostrando que a TSM ao longo do Oceano Atlântico Norte estava mais fria que o normal. Sabe-se que a OMA está atravessando uma fase positiva (Figura 13). Porém, esse período mais frio no Atlântico Norte, intensifica a AAN, intensificando os Alísios de NE. Estes trazem mais águas quentes para a costa norte e podem ser decisivos para posicionar a banda de nebulosidade associada à ZCIT mais ao sul do Equador.

Para o período de estudo, o IME, assim como o IOS, apresentou forte associação a eventos de La-Niña. Em 90% do período de estudo, setembro de 2008 a abril de 2009, os valores foram negativos, indicando condições favoráveis ao aumento dos índices pluviométricos para o norte da América do Sul.

Os valores do índice da ODP se mostraram todos negativos, o que confirma a ODP já estar em uma fase fria e se repetir o seu comportamento da fase fria anterior, anterior, espera-se um maior número de eventos de La-Niña e de maior intensidade durante a sua nova fase fria que pode perdurar pelos próximos 20 a 30 anos. Baseando-se nas figuras 19, 20, 21 e 22, espera-se também um aumento no número de eventos extremos de chuva na região Leste da Amazônia devido ao paulatino resfriamento da atmosfera superior observado nessa região, assim como a maior intensidade dos movimentos ascendentes. Como mostrado anteriormente na Figura 23, o extremo leste da Amazônia apresentou coeficiente de correlação igual a -0,2, com nível de significância de 90% para o aumento das chuvas naquela região durante a fase fria da ODP.

Baseando-se na análise desses índices, observou-se a alta e rápida resposta atmosférica imposta pelos oceanos, principalmente no Atlântico Norte, uma vez que, para uma mudança de fase da OMA, a resposta da OAN parece ser de um mês, tendo em vista a mudança da fase quente para fria da OMA, ocorrendo entre dezembro de 2008 e janeiro de 2009, e a mudança de negativa para positiva da OAN entre janeiro e fevereiro de 2009. A fase fria da OMA intensifica a AAN, que aumenta o gradiente horizontal de vento com a Baixa da Islândia, estabelecendo condições associadas à fase positiva da OAN como aumento da diferença de pressão e um maior número e mais intensas tempestades de inverno atingindo o norte da Europa. Por outro lado, essas

condições podem também ter retardado o deslocamento latitudinal da ZCIT em direção ao Hemisfério Norte, aumentando, assim, os totais pluviométricos, em especial na região Leste da Amazônia, nos meses de maio e junho.

Analisando os índices do Oceano Pacífico, percebe-se a ligação entre o IOS e o IME com a ODP, uma vez que nesse período, o oceano se mostrou com desvios de TSM abaixo da média e a pressão mais alta no Pacífico Central assim como uma baixa mais intensa no setor oeste, o que causou em geral, valores superiores a dois desvios padrão no IOS, com o IME se mostrando negativo nos meses de estudo. Essas condições intensificam o ramo ascendente das células Hadley-Walker sobre boa parte da Amazônia, aumentando, assim, a evaporação, convergência do fluxo de umidade e, conseqüentemente, a precipitação nessa região.

A Figura 35 é representativa dos campos médios meteorológicos em superfície no período MAM de 2009, (a) TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e (d) campo de anomalia de ROLE (W/m^2) com relação ao período 1979 a 1995.

A convecção na região Amazônica estava bastante intensa nesse período, uma vez que, a TSM próxima a costa, apresentava águas em torno de 28°C , em uma extensa faixa que se estendia desde o SE do Brasil até a costa norte (Estado do Amapá). A convecção estava mais (menos) pronunciada no ATS (ATN), com um núcleo em torno de $-15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Isso indica que, à banda de nebulosidade associada à ZCIT estava posicionada ao sul do equador e adentrando os Estados do Pará e Maranhão, favorecida pela maior intensidade dos Alísios de NE em relação aos de SE ($-8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $-6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ respectivamente).

No leste da Amazônia, as anomalias de ROLE ($-10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), indicavam a presença de aglomerados de nuvens convectivas com topo frio, favorecendo a ocorrência de eventos extremos de precipitação. Por outro lado, componente de norte do vento meridional no HN, adentrando a costa da África e com deslocamento até a costa norte da América do Sul, pode ter induzido a entrada de sistemas frontais do HN para o HS, que ao interagirem com a ZCIT causam chuvas torrenciais, principalmente na Amazônia.

Essa maior intensidade dos ventos Alísios de NE em relação aos de SE, confirmam o relatado anteriormente nos índices da OAN (Tabela 5), indicando que a AAN estava mais intensa que a AAS. Essa configuração de TSM menos aquecida (mais aquecida) no Atlântico Norte (Atlântico Sul), associado ao fortalecimento (enfraquecimento) da AAN (AAS), o que intensifica (desintensifica) os Alísios de NE

(SE), no período do Outono Austral, é típica de modo dominante do Gradiente Inter-Hemisférico, com sinal negativo, ou seja, apontando para o ATS. Nessas condições, as regiões norte e nordeste do Brasil têm anos com abundância de chuvas.

Observou-se no campo de ROLE, a faixa de nebulosidade convectiva com anomalias de radiação de onda longo de -10 W/m^{-2} alongada no sentido NW-SE (Figura 35 (d)). Essa configuração é típica dos eventos de ZCAS. Nessa época do ano, devido à intensificação da Alta da Bolívia (AB) nesse período, resultante do aquecimento continental pelo Sol e liberação de calor latente (evapotranspiração) nos movimentos ascendentes, associados à divergência que se estabelece nos níveis altos, só é necessário a penetração do sistema frontal do HS na região central do Brasil, para que ocorra o ancoramento corrente abaixo da AB e a intensificação da convergência do fluxo de umidade transportada pelos Alísios para o estabelecimento da ZCAS.

As águas mais aquecidas próximas à Costa da África Equatorial, através da intensa liberação de calor latente, assim como a presença de ventos com forte componente de oeste, adentrando o continente Africano provavelmente intensificaram a atuação da Frente Inter-Tropical (FIT), que por sua vez influenciaram na intensidade da ZCIT, através da liberação de pulsos ondulatórios no campo dos Alísios.

Algo digno de nota é a presença de uma situação semelhante a essa, de formação da FIT, ocorrendo na América do Sul, entre a Colômbia e Venezuela. Entretanto, essa zona de convergência pareceu não ter chegado a se estabelecer totalmente no período estudado, devido à falta de condições necessárias, como os Alísios, originalmente de SE, intensos naquela região do Oceano Pacífico. A pouca extensão de área continental, comparada à africana, pode ser um obstáculo para o desenvolvimento dessa Zona de Convergência da Amazônia (ZCAM).

O Oceano Pacífico mostrava os Alísios de NE mais intensos que os de SE, porém, ambos já mostravam uma área de atuação menor, possivelmente devido a redução no gradiente de pressão mostrada nos índices negativos de IOS (tabela 5), nos meses de março e maio. O campo de ROLE mostrava a presença apenas de nebulosidade baixa no Pacífico equatorial. Haja vista que, na porção oeste do Pacífico ainda havia o acúmulo de águas mais quentes, contribuindo assim para a intensificação do ramo ascendente da célula de Walker sobre a Amazônia.

A Figura 36 é representativa do Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período MAM de 2009.

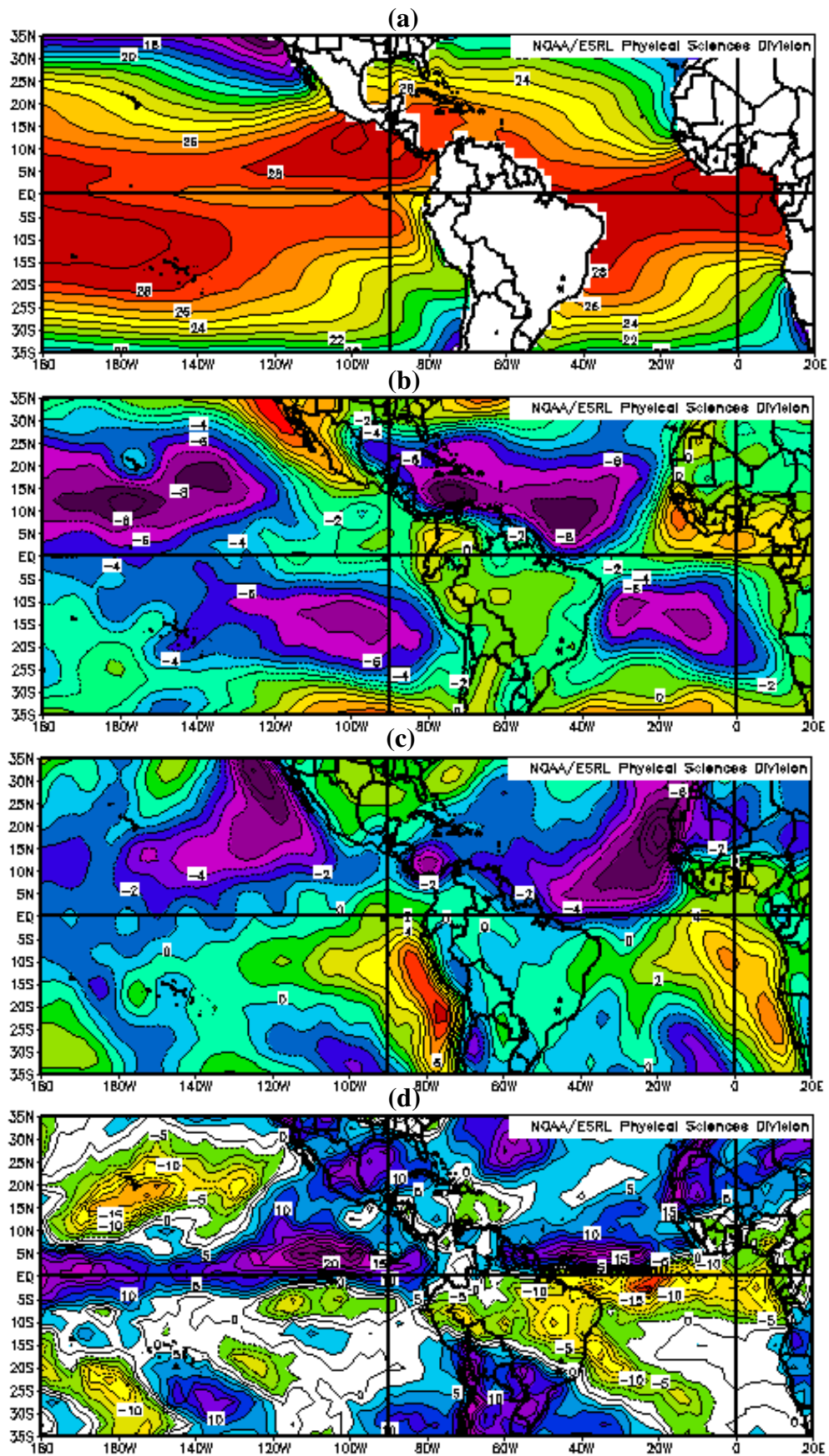


Figura 35: Campos médios meteorológicos em superfície período MAM de 2009, (a) TSM (°C), (b) vento zonal (m/s), (c) vento meridional (m/s) e (d) campo de anomalia de ROLE (W/m²) para com relação ao período 1979 a 1995. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

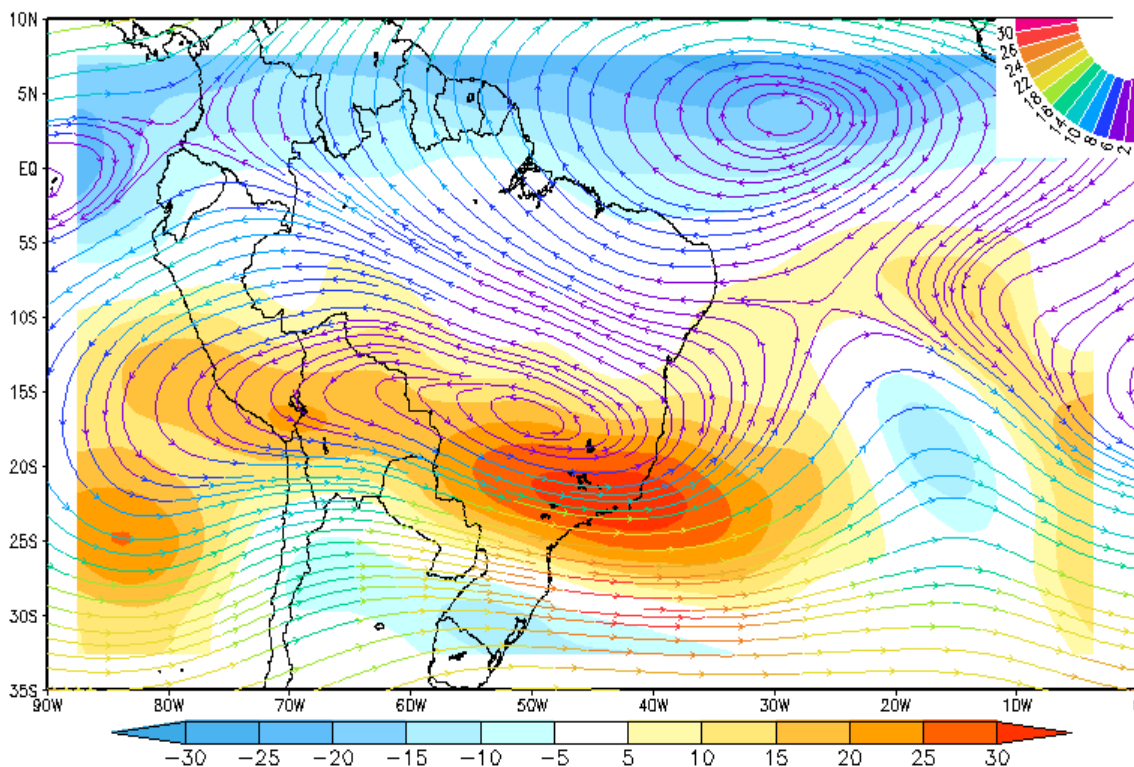


Figura 36: Campo médio de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 250 hPa período MAM de 2009, (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

Observou-se a posicionamento da AB sobre a região centro-oeste do Brasil com velocidade de 2 m/s, a região a leste/sudeste do anticiclone com forte convecção em baixos níveis, o que intensificou a ocorrência de eventos da ZCAS (Figura 35 (d)), devido a intensa liberação de calor latente associada ao estabelecimento da AB nessa região. Essa configuração confirma a hipótese de que para o estabelecimento da ZCAS é necessário a presença dos fatores termodinâmicos e dinâmicos, pois com a AB bem estabelecida ela ancora os SFHS que são alimentados pela convergência do fluxo de umidade decorrente dos alísios de SE.

A Figura 37 é um diagrama Hovmoeller de anomalias de ROLE (W/m^2) de 0° a 80° W , média entre 5° S e 5° N para o período entre 01/03/2009 e 03/06/2009.

Observou-se, na Figura 37, o intenso deslocamento de sistemas convectivos da costa da África até o norte da América do sul (setas vermelhas tracejadas), principalmente entre 0° e 35° W . Após essa latitude, alternam-se áreas sem a presença de nebulosidade e áreas com convecção profunda. Observou-se também que, a partir do início de abril, até os últimos dias de maio, a área entre 50° W e 60° W (retângulo tracejado azul), mostrou intensa presença de áreas secas, evidenciadas pelos núcleos positivos de anomalias. A área entre 45° W e 50° W (região central do estudo) mostrou

sucessão de núcleos com valores negativos e valores positivos de anomalias de ROLE, particularmente entre 29 e 31 de março, 04 e 06 de abril, 12 e 14 de abril, 14 e 16 de maio, 23 e 25 de maio (setas pretas) e 29 de maio a 02 de junho de 2009 (seta vermelha).

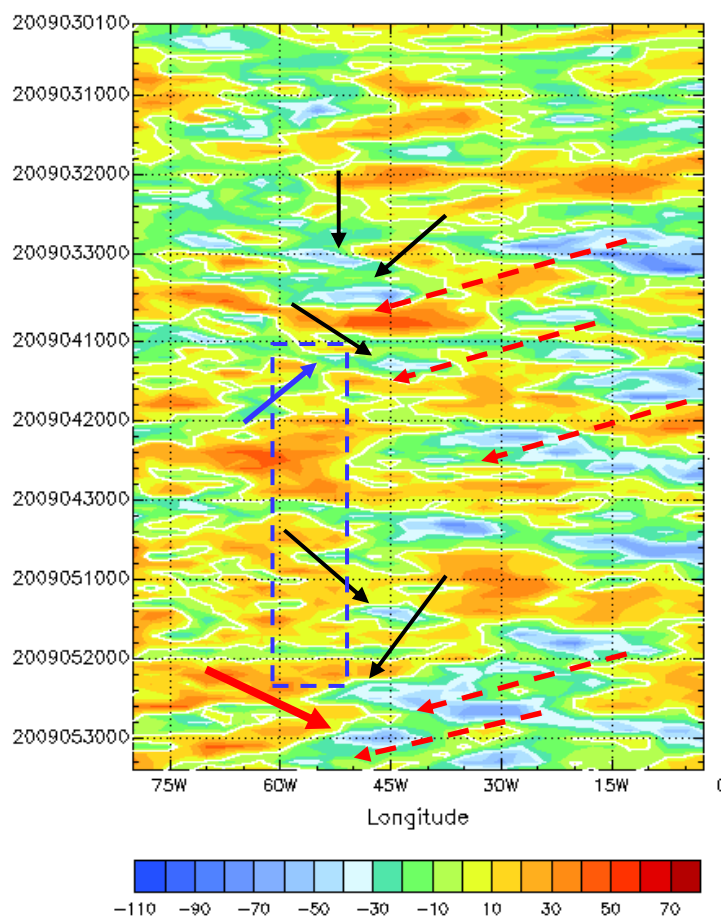


Figura 37: Diagrama Hovmoeller de anomalias de ROLE (W/m^2) de 0° a 80° W, média entre 5° S e 5° N para o período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

Na Figura 38 estão os diagramas Hovmoeller representativos do deslocamento longitudinal de 0° a 80° W, média entre 5° N e 5° S, (a) zonal e (b) meridional do vento em (m/s) para o período entre 01/03/2009 e 03/06/2009.

Na Figura 38 (a), notou-se a grande intensidade dos ventos Alísios, principalmente do início de março até o dia 20 de abril e de 14 de maio até o final da série, dia 03 de junho de 2009, com um padrão homogêneo em torno de todo o Oceano Atlântico. Vale observar, também, que os Alísios se reduziram drasticamente em cerca de 50° W virando, a seguir, para ventos de oeste a partir de 65° W.

A redução dos Alísios pode ser explicada pela maior rugosidade aerodinâmica do continente. A inversão para oeste seria por conta da Cordilheira dos Andes ou um escoamento associado à penetração de massas de ar polares já modificadas.

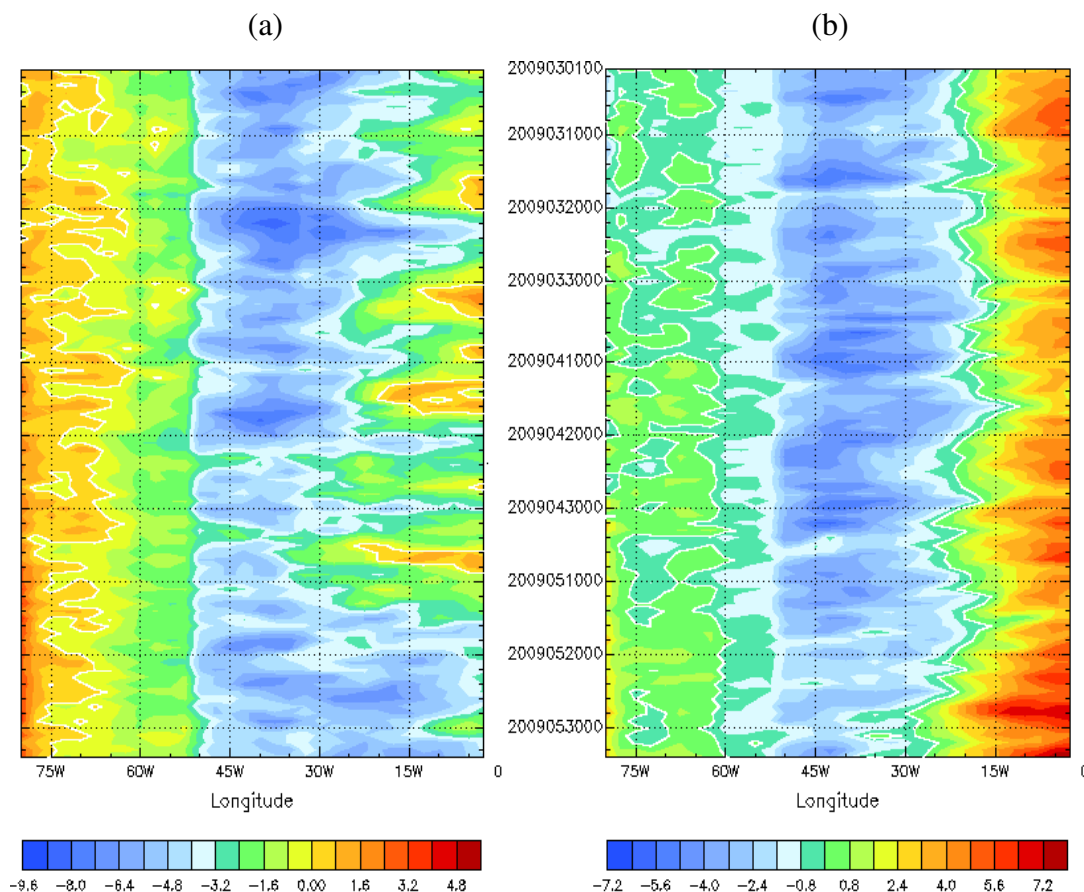


Figura 38: Diagrama Hovmoeller de média do vento zonal (a) e meridional (b) em (m/s), para o período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

A componente meridional Figura 38 (b) confirma o que foi visto no vento zonal, com forte componente negativa entre 25° W e 50° W, ou seja, ventos intensos de norte (negativos), atravessando o equador para o Hemisfério Sul. Essa intensidade de ventos nas componentes u e v estão fortemente relacionados com a presença da ZCIT que está intensa nesse período e em seu ponto mais extremo ao sul do equador.

A análise dos campos anteriores mostrou que as condições oceano-atmosfera eram propícias à ocorrência de intensa atividade convectiva e, conseqüentemente, de precipitação no leste da região Amazônica, uma vez que os altos valores de TSM na costa concomitantemente com a intensidade dos Alísios de NE e SE apresentados, são condições adequadas para a formação e desenvolvimento de sistemas precipitantes.

Analísaram-se, a partir das figuras 39, 40, 41, 42 e 43, os totais pluviométricos para o período do outono austral (MAM) em cinco estações localizadas em diferentes municípios do Estado do Pará, de forma que fossem representativas de uma área que compreende a região leste da Amazônia.

As Figuras, a seguir, compreendem os dias entre 01 de março de 2009 e 03 de junho de 2009. Esses três primeiros dias de junho foram acrescentados para analisar o comportamento espacial e temporal da precipitação no sistema mostrado na Figura 37, entre os dias 29 de maio e 02 de junho de 2009. A linha vermelha tracejada representa 30 mm (valor de referência usado para o estudo de eventos extremos de precipitação). As setas nessas figuras têm as cores e formas correspondentes aos sistemas em destaques na Figura 37.

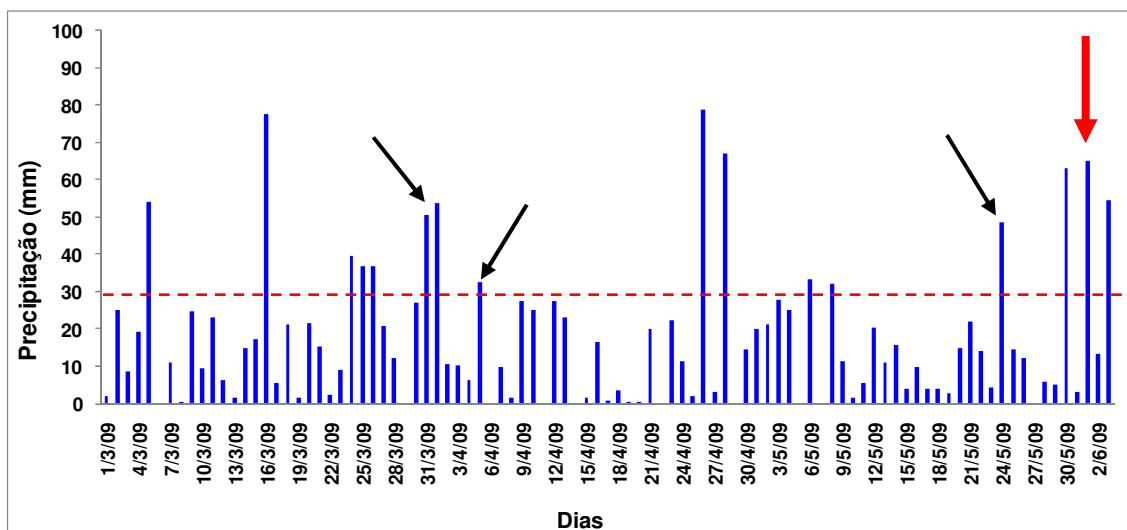


Figura 39: Distribuição dos totais diários de precipitação em Belém (PA) período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).

A precipitação em Belém, NE Paraense, (Figura 39) para o trimestre MAM apresentou um total pluviométrico de 1521,2 mm (139%, para um total de 1100,6 mm segundo as normais climatológicas do INMET) apenas o trimestre. Acrescentando-se os 3 dias de junho, esse valor sobe para 1654,0 mm, o que corresponde a 57% da precipitação esperada para o ano inteiro que é de 2893,1 mm. Note que apenas nos três primeiros dias de junho (seta vermelha) o total acumulado de chuva foi de 132,8 mm, 95% do total esperado para todo o mês, que é de 140,2 mm. O número de eventos extremos ocorridos entre MAM foi de 16, evidenciando a intensidade dos eventos de precipitação nesse período.

Situação anômala ocorreu em Breves (Figura 40), região do Marajó, onde os totais de chuva mostraram-se abaixo da média climatológica entre MAM. Espera-se em torno de 868,5 mm, enquanto, em 2009, o registrado foi de 684,3 mm (79%). Além disso, os dias chuvosos representaram apenas 46% do total, ou seja, ocorreram 50 dias secos de um total de 92, evidenciando o período de seca ocorrido. Os dias com chuvas acima de 30,0 mm foram 8 o que evidencia que, mesmo com o intenso período seco, 20% dos dias chuvosos, foram de eventos extremos.

É interessante observar que os sistemas em deslocamento, representados no diagrama Hovmoeller de anomalias de ROLE (Figura 37), causaram chuvas em Breves, porém, apenas três deles com totais diários acima de 30 mm. Destaca-se também o grande período seco mostrado na mesma figura (retângulo azul tracejado) entre o início de abril e 22 de maio, coincidente com um dos períodos de pouca chuva em Breves. Tudo indica que a redução sofrida pelos Alísios a partir da linha de 50°W influenciou na precipitação local.

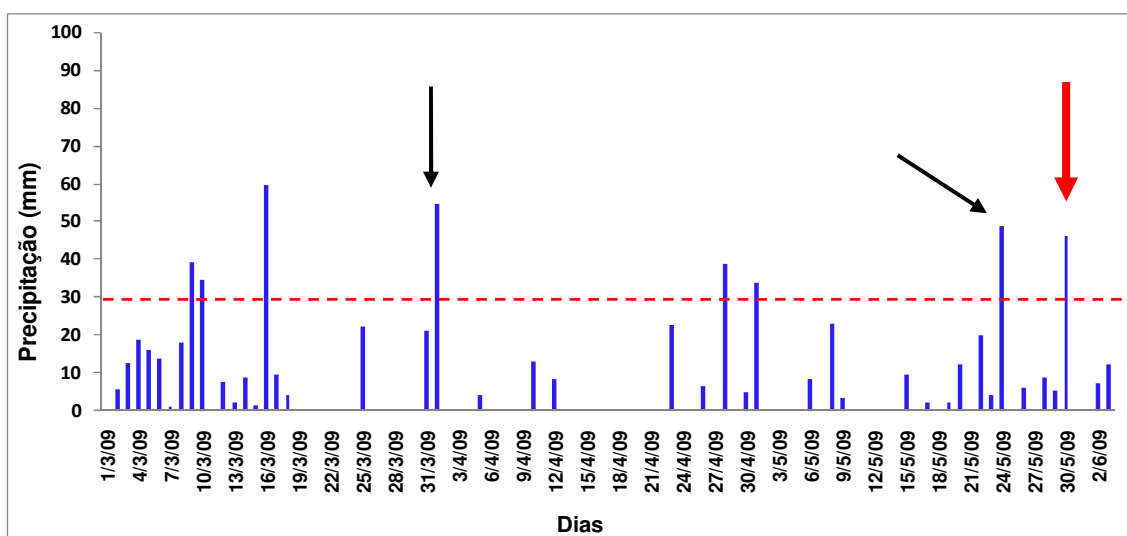


Figura 40: Distribuição dos totais diários de precipitação em Breves (PA) período entre 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).

A Figura 41 corresponde à Cidade de Altamira, região central do Estado do Pará, onde, entre MAM, o total de chuvas esperado é de 826,0 mm, porém, em 2009, o total foi de 1247,2 mm, o que corresponde a 151% do total esperado. Somados aos três primeiros dias de junho, esse total chegou a 1343,2 mm, ou seja, 68% do total médio anual ocorreram nesse período. Note que essa estação apresentou um total de 13 eventos extremos, muitos deles correspondentes, aos sistemas apresentados na Figura 35. Em

especial, os ocorridos entre, os dias 11 e 12 de abril de 2009 (seta Azul), responsável pelo maior total diário de chuva já registrado em Altamira, 225,0 mm, e o do início do mês de junho, com total pluviométrico de 96,0 mm, 87% do total médio para esse mês.

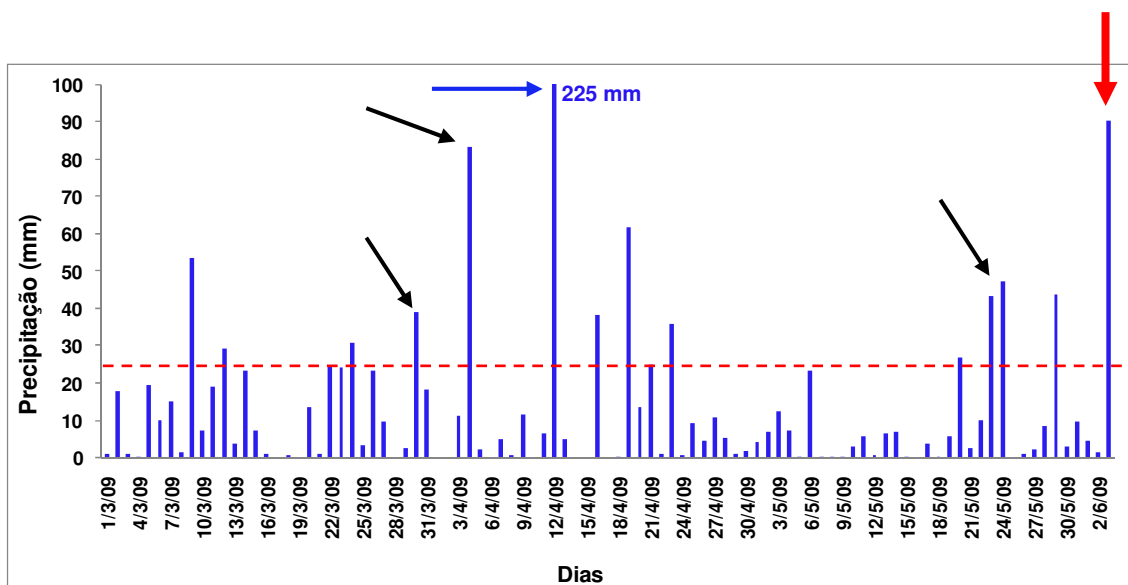


Figura 41: Distribuição dos totais diários de precipitação em Altamira (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).

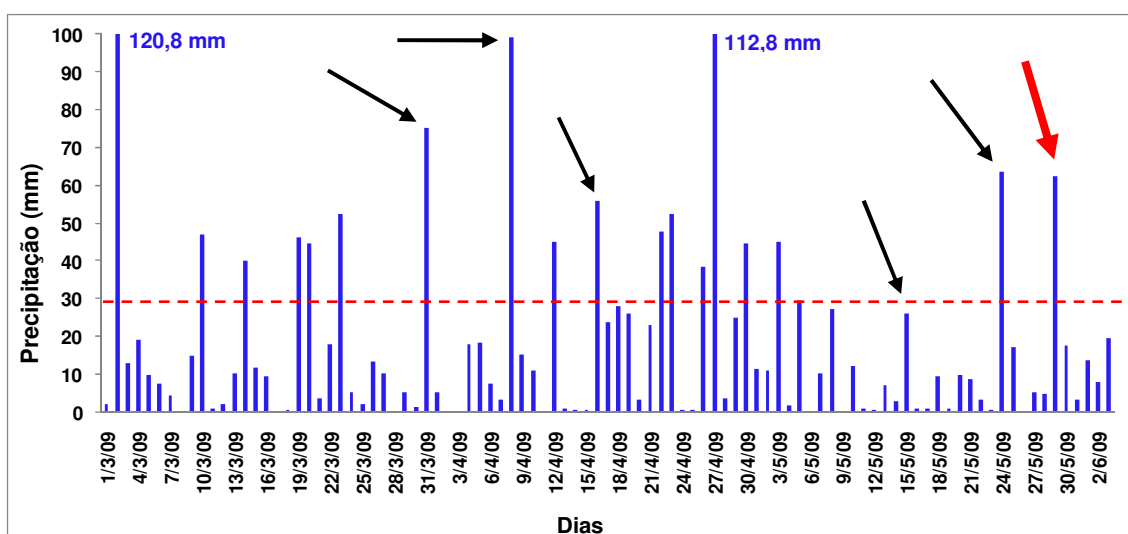


Figura 42: Distribuição dos totais diários de precipitação em Tucuruí (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).

A maior frequência de eventos extremos ocorridos (19) entre MAM de 2009 foi registrado em Tucuruí (Figura 42), centro leste do Estado, onde o total de precipitação registrado para esse trimestre foi 1693,3 mm para uma média de 1073,8 mm, 158% da média. Observou-se que Tucuruí experimentou do mesmo padrão de chuvas associadas

a sistemas de grande escala atuantes nas outras localidades estudadas, representadas pelas setas e demonstradas na figura 37. Porém, essa região também parece apresentar sistemas relacionados a circulações secundárias, tais como, complexos convectivos locais, o que provavelmente foram responsáveis pelas chuvas destacadas em azul na Figura 37.

A Figura 43 correspondente à cidade de Marabá, localizada na parte do Estado regionalmente chamada de Sul do Pará, apresentou um total de 12 casos de eventos extremos de chuva, acumulando um total de precipitação de 1081,0 mm entre MAM, o que corresponde a 140% do total esperado para esse trimestre (775,0 mm). As setas indicam a precipitação correspondente aos sistemas apresentados na Figura 37. O total registrado no dia 30 de maio foi de 50,2 mm (56% da média climatológica para o mês), mostrando que o sistema ocorrido entre 29 de maio e 02 de junho de 2009, também atingiu a cidade de marabá.

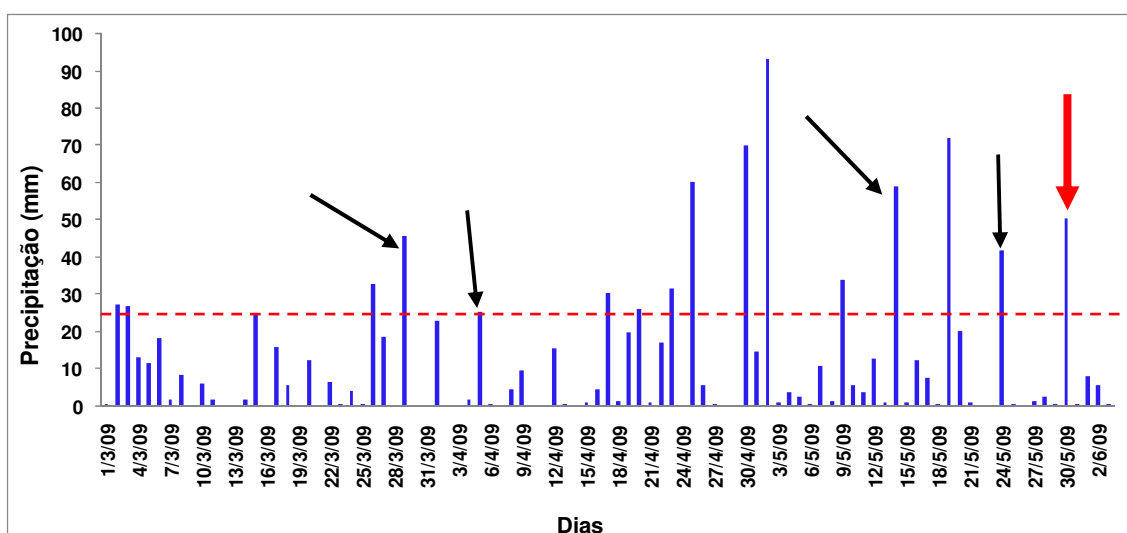


Figura 43: Distribuição dos totais diários de precipitação em Marabá (PA) para o período 01/03/2009 e 03/06/2009. (Fonte dos dados: INMET).

As figuras representativas dos totais pluviométricos para os meses de MAM confirmaram as condições favoráveis, observadas nos campos de TSM e ventos, a intensa ocorrência de precipitação, em especial no Estado do Pará. Com exceção de Breves, todas as outras localidades tiveram totais de chuva muito acima do esperado para o período de estudo, assim como intensa ocorrência de eventos extremos de precipitação.

É possível que haja um padrão de circulação secundário associado à precipitação na região de Tucuruí. Há quem defenda a hipótese que um lago grande como o de Tucuruí (~2400 km²) possa interferir na circulação local, criando brisas lacustres e intensificando a convecção. Esta, em condições de grande escala favoráveis, poderia produzir mais CCM locais.

4.3.2.1 – ANÁLISE DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ENTRE OS DIAS 30 DE MAIO E 3 DE JUNHO DE 2009.

O estudo de caso analisado a seguir, visa descrever as condições atmosféricas presentes entre os dias 29 de maio e 3 de junho de 2009. A partir disso, relatar quais foram os sistemas causadores desse evento extremo de precipitação, responsável por 204,0 mm de chuva (Belém), 152,4 mm (Altamira), 71,0 mm (Breves), 64,3 mm (Marabá) e 124,1 mm (Tucuruí).

Os campos de linhas de corrente e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 850 hPa de (a) a (f), para o período 29 de maio e 03 de junho de 2009 respectivamente, mostram a AAN intensa entre 30°N e 50°W (isso por sai vez intensificou os movimentos descendentes nessa região, evidenciados nas imagens da satélite (Anexo I) e no decorrer dos dias a aproximação e intensificação do centro Baixa Pressão, a interação entre esses centros, intensificou um sistema frontal do Hemisfério Norte, que adentrou o norte da África e em seguida se aproximou do equador e interagiu com a FIT, que por meio de pulsos de perturbações nos alísios interagiram diretamente com a ZCIT atingindo o nordeste do Estado do Pará.

Notou-se também nas imagens de satélite (Anexo I), a presença de um jato com movimentos descendentes ao seu entorno, ilustrados nos campos de divergência.

Essas configurações atmosféricas foram às responsáveis pelos elevados totais de chuva ocorridos entre os dias 30 de maio e 3 de junho de 2009.

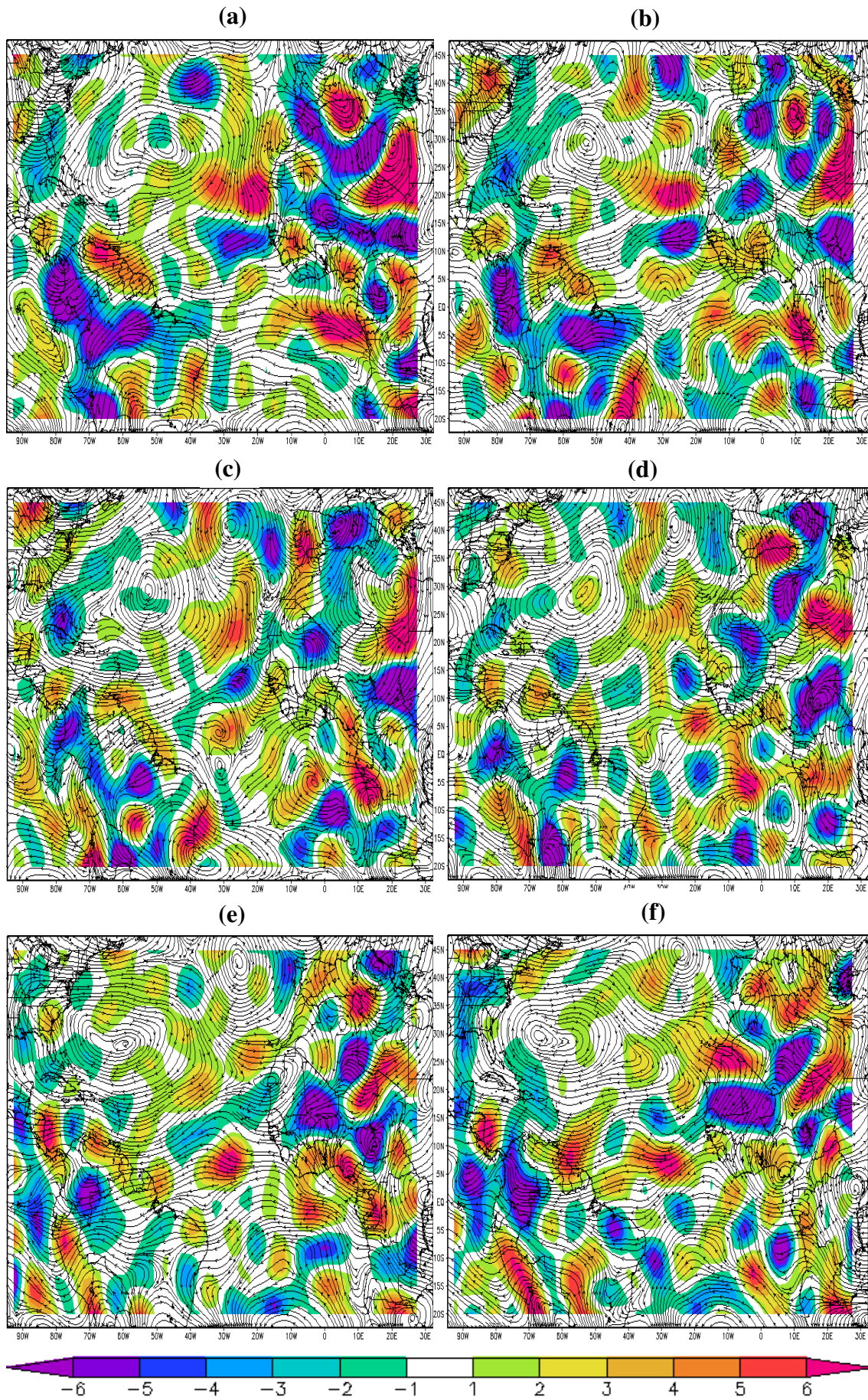


Figura 44: Campos de vento (linhas de corrente) e divergência (10^{-5} s^{-1}) em 850 hPa de (a) a (f), para o período 29 de maio e 03 de junho de 2009 respectivamente. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

4.4 – ANÁLISE DA TRANSFORMADA DE ONDELETAS (TO).

Na Figura 45 mostraram-se os resultados das análises da Transformada de Ondeletas para os totais mensais de Precipitação em Belém, durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2008, em (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

Na Figura 45 (a), as áreas sombreadas na escala de amarelo para vermelho são de variâncias normalizadas variando de 0 a 5 unidades, com o intervalo de contorno de 0,5, os contornos fechados são significativos ao nível de confiança superior a 95% e a curva tracejada que tem sua forma parecida à letra “U” representa o cone de influência, sob o qual o efeito de borda se faz importante. Em (b), tudo que estiver à direita da curva preta tracejada faz relação com o EGO indicando significância.

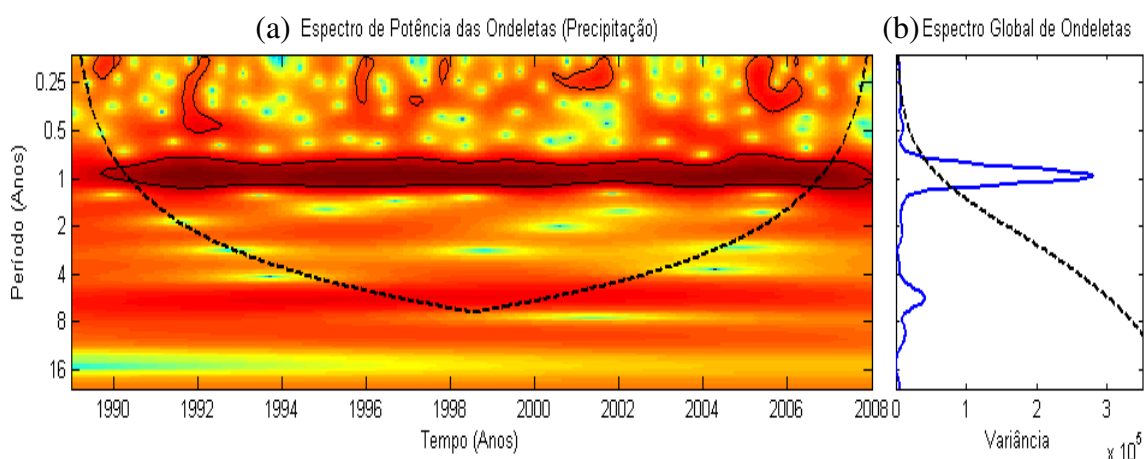


Figura 45: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Belém, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

O EPO 45 (a) ilustra a evidência mostrada no ciclo anual de chuva em Belém, período de um ano, cujo esse é o que tem maior contribuição no EGO, Figura 43 (b), com praticamente toda a energia significativa do Espectro Global de Ondeletas. O ciclo anual por sua vez, esta diretamente relacionado com o período chuvoso que é controlado pela migração da ZCIT nessa região.

Os ciclos sazonais, mostrados no período de 0,25 a 0,5 anos, contornado por linhas pretas, deixam claro que as chuvas em Belém sofrem influências das anomalias de TSM no Oceano Pacífico, pois, esses mesmos aparecem em anos de ocorrência do ENOS, uma vez que fica evidente a influência desse fenômeno no período chuvoso

dessa região aumentando ou diminuindo os totais mensais. Por outro lado, os contornos maiores podem ter influencia de condições favoráveis do Oceano Atlântico, intensificando ou inibindo a precipitação no leste da Amazônia.

As variabilidades mostradas nos períodos de 1 a 2 anos e 2 a 4 anos, mostram pouca significância no espectro de potencia, porém, parecem estar relacionados a periodicidade do ENOS.

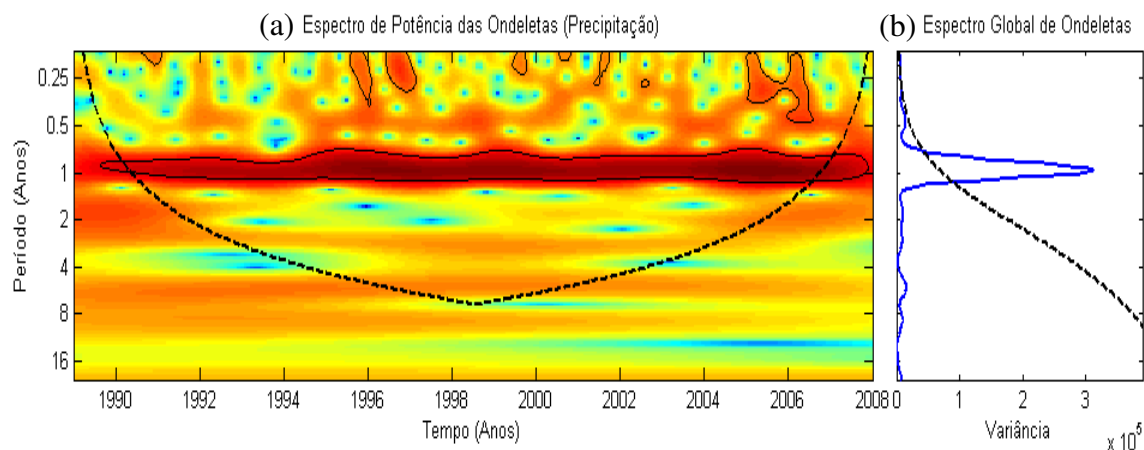


Figura 46: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Altamira, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

Na Figura 46 mostraram-se os resultados da análise da TO para os totais mensais de Precipitação em Altamira, durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2008, respectivamente, em Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

Em (a), as áreas sombreadas na escala de amarelo para vermelho são de variâncias normalizadas variando de 0 a 5 unidades, com o intervalo de contorno de 0,5, os contornos fechados são significativos ao nível de confiança superior a 95% e a curva tracejada que tem sua forma parecida à letra “U” representa o cone de influência, sob o qual o efeito de borda se faz importante. Em (b), tudo que estiver à direita da curva preta tracejada faz relação com o EGO indicando significância.

A Figura 46 (a) mostra o ciclo anual de chuva em Altamira, período de um ano, com contorno preto ao redor, sendo esse o que tem maior contribuição no EGO (Figura 46 (b)). Os ciclos sazonais (0,25 a 0,5) mostram representatividade, porém não com a mesma significância comprovada pela periodicidade dos eventos ENOS nas chuvas de Belém, uma vez que apenas os anos de 1991, 1996, 1997, 1999, 2000, 2001 e

2005/2006 mostram significância de 95%. Provavelmente a influência nessa região do ENOS, deva estar condicionada a intensidade do fenômeno.

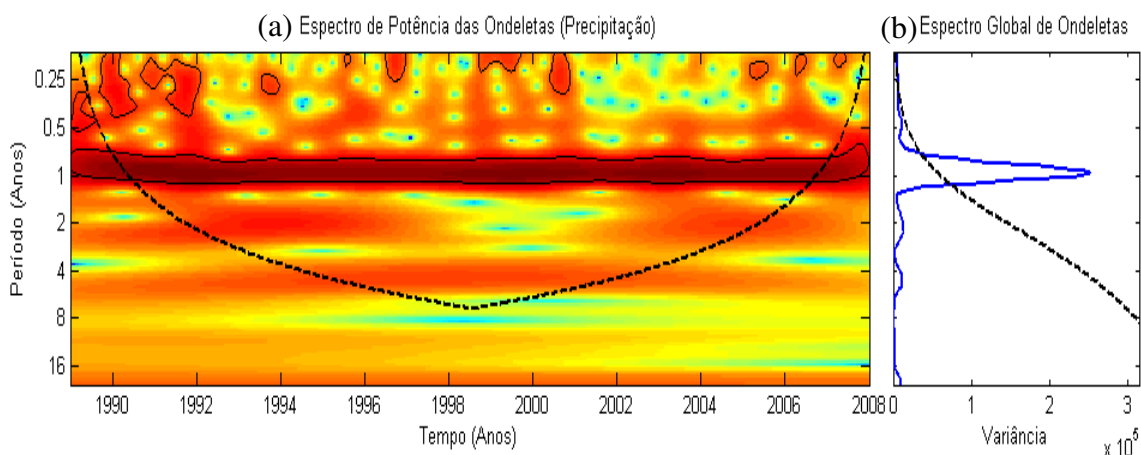


Figura 47: Espectro da TO para Precipitação Mensal em Marabá, (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

Na Figura 47 mostraram-se os resultados da TO para os totais mensais de Precipitação em Marabá, durante o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2008, em (a) Espectro de Potência (energia) das Ondeletas (EPO) e (b) Espectro Global das Ondeletas (EGO).

Em (a), as áreas sombreadas na escala de amarelo para vermelho são de variâncias normalizadas variando de 0 a 5 unidades, com o intervalo de contorno de 0,5, os contornos fechados são significativos ao nível de confiança superior a 95% e a curva tracejada que tem sua forma parecida à letra “U” representa o cone de influência, sob o qual o efeito de borda se faz importante. Em (b), tudo que estiver à direita da curva azul tracejada faz relação com o EGO indicando significância.

A figura 47 (a) mostra que no EPO, Marabá demonstra ter um ciclo anual pontual, uma vez que os contornos estão todos fechados até suas extremidades, evidenciando a variação anual do período seco e período chuvoso. Os contornos entre 0,25 e 0,5 na escala de período, mostram a característica relacionada a ciclos sazonais, como citados anteriormente, possivelmente ligados ao fenômeno ENOS e nessa região, também a influencia da passagem de restos de sistemas frontais.

4.5 – PERSPECTIVAS CLIMÁTICAS.

As evidências que, desde 1999, a ODP tenha entrado em uma nova fase fria, parecem se confirmar. É aceito, que o Oceano Pacífico, com sua área que ocupa aproximadamente 1/3 do planeta, influencie no clima global. Para comprovar essa hipótese, utilizaram-se dados de TSM e seções médios de movimentos verticais no período entre 1948-2009, com o intuito de fazer projeções para as próximas décadas.

A Figura 48 mostra os campos de anomalias de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998 e (c) 1999-2009 com relação ao período de 1971 a 2000. Notou-se que a configuração de 1999-2009 caminha em similaridade para a apresentada na antiga fase fria (1947-1976, Figura 48 (a)), uma vez que a configuração das anomalias negativas de TSM na figura (a) é idêntica a área de TSM neutra na Figura (c), haja vista que a partir do final da última fase quente (b), essa região do Pacífico está se esfriando lentamente, até adquirir as condições da fase fria anterior. No Oceano Atlântico (Figura (c)) o ATS mostra TSM mais frias que o ATN entre 1999 e 2009, analisando a fase fria anterior (Figura (a)), o ATS apresentou anomalias negativas, enquanto que o ATN mostrou neutralidade em sua maior parte. Vale ressaltar que a variabilidade dos oceanos é lenta devido a sua grande capacidade calorífica e que, possivelmente, existe um atraso de alguns anos na resposta do Atlântico em relação à forçante do Pacífico.

A Seção de Omega para FMA na região compreendida entre 30°N- 30°S e 45°W- 50°W entre (a) 1948 a 1976, (b) 1977 a 1998, (c) 1989 a 1998 e (d) 1999 a 2009 em Pa.s-1, é mostrada na Figura 49. Observou-se a semelhança entre as figuras (a) 1948-1976 e (d) 1999-2009 e entre as figuras (b) 1977-1998 e (c) 1989-1998, com os movimentos descendentes mais (menos) intensos e os movimentos ascendentes, concentrados próximos ao equador (5°S) respectivamente. Como citado anteriormente, durante a fase fria da ODP os movimentos verticais se tornam mais intensos assim como um estreitamento em sua área de influência.

A partir da análise das figuras 48 e 49 os resultados mostraram que, a atual fase fria da ODP está se configurando, estando em um estado transitório natural, haja vista, que se levando em consideração, ocorreram apenas onze anos, que as águas superficiais do Pacífico Tropical começaram a apresentar indícios de diminuição. Tomando por base a última fase fria da ODP, espera-se, que essa nova fase, perdure por mais quinze a vinte anos, o que provavelmente aumentará a ocorrência de eventos extremos de precipitação, assim como uma maior quantidade de descargas atmosféricas (raios) no

leste da Amazônia, isso, devido à maior intensidade dos movimentos verticais ascendentes, que acarretarão num maior desenvolvimento das nuvens cumulonimbus em períodos que o Oceano Pacífico apresenta-se mais frio.

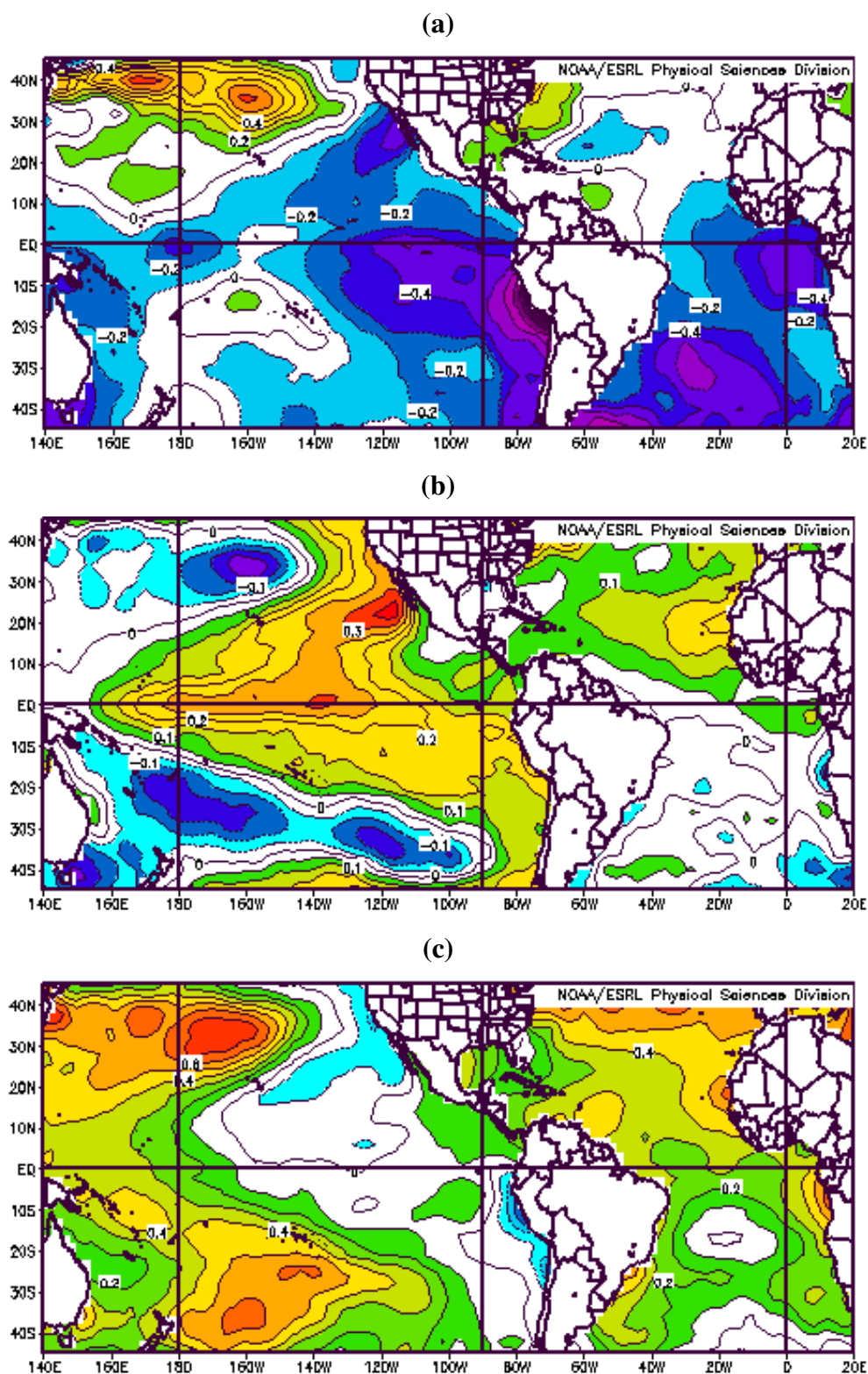


Figura 48: Campo de anomalias de TSM período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998 e (c) 1999-2009 com relação ao período de 1971 a 2000. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).

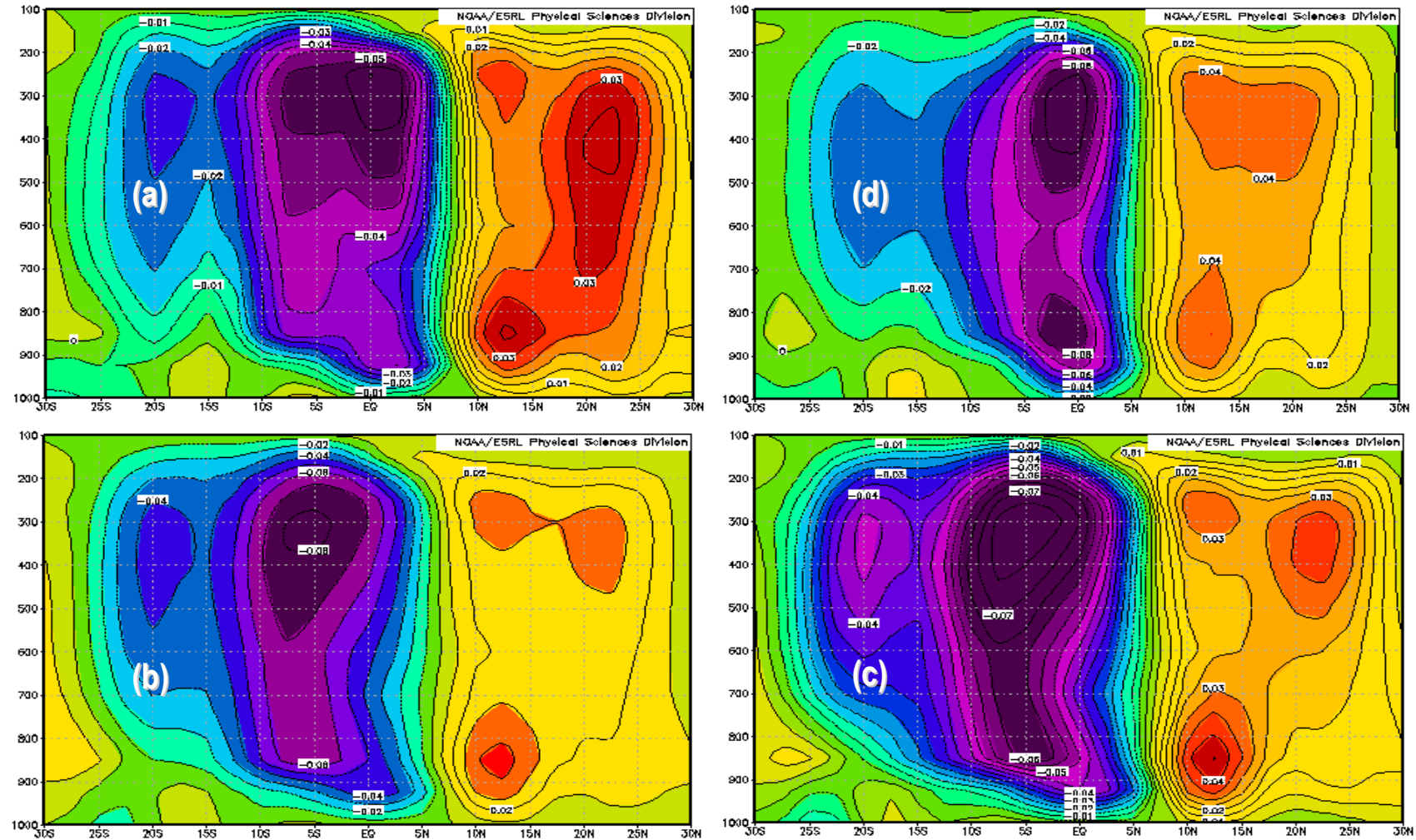


Figura 49: Seção de Omega média para FMA na região compreendida entre 30°N- 30°S e 45°W-50°W entre (a) 1948 a 1976, (b) 1977 a 1998, (c) 1989 a 1998 e (d) 1999 a 2009 em Pa.s-1., (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)

5 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo, procurou-se caracterizar os eventos extremos de precipitação no leste da Amazônia, assim como as condições oceano-atmosfera associadas a períodos com intensa ocorrência desses fenômenos.

Foram usados totais diários de precipitação observados na estação do INMET em Belém do Pará, no período de janeiro de 1989 a junho de 2009, correspondente a 7.468 dias. A partir disso, foi feita a análise estatística da precipitação diária, que incluiu a distribuição de frequência em classes de precipitação a fim de se saber as características detalhadas das chuvas nessa região. Os resultados obtidos mostraram que 10% dos dias chuvosos em Belém são decorrentes de eventos extremos de precipitação e que esses eventos são os responsáveis pelos elevados índices pluviométricos da região, contribuindo, em média com 37% do total anual de chuva.

A ocorrência de eventos extremos no leste da Amazônia aumentou nos últimos 10 anos, o que é atribuído ao resfriamento da troposfera superior durante esse início de fase fria da ODP. Essa hipótese foi comprovada a partir da análise dos movimentos verticais, onde o período entre 1999 e 2009 mostrou maior intensidade dos movimentos ascendentes em relação ao período de 1989 a 1998, além de uma área mais extensa e com maior intensidade nos movimentos descendentes nas vizinhanças da região. Os movimentos verticais se intensificaram e se tornaram mais localizados. A maior atividade convectiva decorrente, também, parece ter sido a causa da maior ocorrência de descargas elétricas nos últimos 10 anos no leste da Amazônia.

Os índices oceânicos e atmosféricos do Oceano Pacífico, em especial o IOS e o Índice da ODP, mostraram ser uma ferramenta relevante para a previsão de períodos com ocorrência de eventos extremos. O IME, apesar de não ter apresentado uma forte correlação com a precipitação da UDEL na região Amazônica, mostrou valores que, no geral, acompanharam os valores do IOS e do índice da ODP, nos casos analisados, indicando que também é uma boa ferramenta diagnóstica. Os índices relativos ao Oceano Atlântico Norte (OAN e OMA), por sua vez, não mostraram o mesmo grau de correlação apresentado pelos índices relativos ao Oceano Pacífico, porém, devido terem apresentado correlação com nível de significância estatística de 90%, de certa forma, auxiliam nesse tipo de diagnóstico.

Tanto a OMA quanto a OAN e o IME podem ter relação com as chuvas da Amazônia, porém, isso se daria de forma indireta, via teleconexões atmosféricas. As correlações realizadas entre os índices climáticos e a precipitação foram simultâneas. Os índices podem, entretanto, ter caráter previsor. Porém, seria necessário usar correlações adiantadas no tempo com “lags” de alguns meses, para constatar seu potencial como previsor, o que não foi feito neste trabalho.

Os ventos Alísios, e principalmente a temperatura da superfície do mar, foram variáveis determinantes para o desenvolvimento e ocorrência de eventos extremos de precipitação no leste da Amazônia, em especial, por intensificarem e modularem os sistemas produtores de chuva nessa região, como a ZCIT, brisas e POAs.

A intensidade e o posicionamento da Alta da Bolívia (AB) foram fatores determinantes para o estabelecimento da convecção no período de verão e outono na América do Sul, uma vez que a energia necessária para o desenvolvimento dos sistemas produtores de chuva na região é advinda da intensa liberação de calor latente (evapotranspiração) para os níveis superiores da atmosfera, associada a AB.

A análise da Transformada de Ondeleta (TO) mostrou que a maior contribuição da energia esteve associada ao ciclo anual do regime de precipitação do leste da Amazônia, assim como a influência de fenômenos de alta frequência, como o ENOS no período chuvoso dessas regiões.

As análises dos campos de TSM mostraram que a ODP já está em sua nova fase fria. Em situações em que o Oceano Pacífico esteve mais frio, houve intensificação dos movimentos verticais e aumento atividade convectiva sobre a região. Não se sabe quais são as causas da ODP e por quanto tempo a ODP irá permanecer em sua fase fria, mas é possível que ela perdure por mais 15 a 20 anos, semelhante ao que ocorreu na fase fria anterior, entre 1947-1976. Nessas circunstâncias, espera-se um aumento na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação na região leste da Amazônia. O aumento populacional e a ocupação desregrada do espaço territorial aumentaram a vulnerabilidade da sociedade e os eventos extremos que venham a ocorrer poderão gerar catástrofes maiores que os de mesma intensidade produziram no passado.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBALA-BERTRAND, J.M. Political economy of large natural disasters: with a special reference to developing countries. New York: Oxford University Press, 1993. 259 p.

ALVES, J.M.B., REPELLI, C.A. As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes. In: VIII CBMet e II CONGRESSO LATINO- AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA. Belo Horizonte, 1994. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p- 14- 18, v. 2.

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

Angell, J.K. 2009. Global, hemispheric, and zonal temperature deviations derived from radiosonde records. In Trends Online: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi: 10.3334/CDIAC/cli.005

ANKOMAH, O.Y., CORDERY, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. J Atmos. Sci., v. 7, p. 551-558, 1994.

Berry Jr., F. A., E. Bollay e N. R. Beers, 1945: *Handbook of meteorology*. New York: McGraw-Hill, 1068p.

Barry, R. G. and Chorley, R. J. Atmosphere, weather and Climate. 4th edition. Methuen, New York, 407p, 1982.

Buchmann, J., 1990: The effect of tropical Atlantic heating anomalies upon GCM rain forecast over the Americas. J. Climate, 3, 189-208.

Buchmann, J., 1995: Further experiments on the effect of tropical Atlantic heating anomalies upon CGM rain forecast over the Americas. *J. Climate*, 8, 1217-1234.

Brinkman, W.L.F. e Ribeiro, M.N.G. Air temperatures in Central Amazônia. III Vertical temperature distribution on a clearcut area and in a secondary forest near Manaus (cold front conditions July 10th 1969). *Acta Amazônica*, 2(3): 25 - 29, 1972.

Carvalho, A. M. G., 1989: Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado/INPE, São José dos Campos, Fev., 1989.

Chan, C. S., 1990: Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul. São José dos Campos. 111p. Dissertação (Mestrado) - INPE. (INPE-5222-TDL/437).

Citeau, J; Bergés, J. C.; Demarcq, H.; Mahé, G. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. *Ocean-Atmosphere Newsletter*, 45, 1-3, 1988.

Cohen, J.C.P; Silva Dias, M.A.F; Nobre, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 4(11): 34 - 40, 1989;

COUTINHO, E.C. Estudo das características atmosféricas na região do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA). São José dos Campos. 1999. 141p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Curtis, S. e Hastenrath, S. Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans. *International Journal of Climatology*, 19, 863876, 1999.

DAUBECHIES, I.: Ten Lectures on Wavelets. SIAM, 357pp, 1992.

D'aleo, J. 2008. http://www.metsul.com/secoes/visualiza.php._texto=1020.

Djuric, D. **Weather analysis**. New Jersey: Prentice Hall, 1994. 304 p.

Dunn G.E.,1940: Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Society*, 21, 215-229.

Espinoza, E. S., 1996: Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical. São José dos Campos. 123p. Dissertação (Mestrado) - INPE.

Ferreira, N. J., Sanches, M., Silva Dias, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 19, 1, 89-98, 2004.

Figueroa, S. N., Satyamurty, P. e Silva Dias, P. L.S. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *J. Atmos. Sci.* **52**, 1573-1584, 1995.

Fisch, G. Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem. **Tese de Doutorado - INPE**, São José dos Campos, 171 p., 1996.

Fisch, G., Marengo, J. A. e Nobre, C. A. Clima da Amazônia. In: *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, CPTEC/INPE, 1999.

Gamache, J.F.; Houze Jr., R.A. Mesoscale air motions associated with a Tropical Squall line. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 2, p. 118–135, 1982.

Gan, M.A; Kousky, V.E, 1982. Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil. São José dos Campos, INPE. (INPE -2579-PRE/227)

Gutman, G.J. e Schwerdtfeger, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in Summer, *Jg. Heft*, 18, 3, Mai. 1965.

Hall, B.A., 1989: Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. *Meteorol. Mag.*, 118, 175-181.

Hamilton, R.A.; and J. N. Archbold, 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quart. J. Roy. Meteor.*

Hastenrath, S. **Climate and Circulation of the Tropics**. Atmospheric Sciences Library. Published by D. Reidel Publishing Company,. 455 p, 1985.

Hastenrath, S e Heller, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **103**, **435**, 77-92, 1977.

Hastenrath, S. e Lamb, P. J. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean. University of Wisconsin Press, Madison, 1977.

Huschke, R. E.; 1959, Glossary of Meteorology. Ed. 1970. American Meteorological Society Boston.

Jones, C. e Carvalho, L. M. V. Active and break phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate*,15, 905-914, 2002.

Kagano, M. T., 1979: Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém. São José dos Campos. 103p. Dissertação (Mestrado) - INPE. (INPE-1559-TDL/013).

Kayano, M.T.; Moura, A.D. O El-Niño de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, 4(1-2): 201 - 214, 1986;

Kodama, Y. Large- scale common features of Sub-tropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal of Meteorological Society of Japan*, **70**, **4**, 813-835, 1992.

Kousky, V. E., Gan, M. A. Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. **Tellus**, **33**: p.538-551, 1981.

Lenters, J. D. e K. H. Cook. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *J. Atmos. Sci.* 54, 656-677, 1997.

LIVEZEY, R. E.; CHEN, W. Y. Statistical Field Significance and its Determination by Monte Carlo Techniques. *Monthly Weather Review*, 111, 46-59. 1983.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS R.C: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*,v. 78, p. 1069-1079, 1997.

Machado, L.A.T.; Guedes, R.L.; Alves, M.A.S. Características estruturas de sistemas convectivos e forçantes da convecção na América do Sul, observados por satélites. *Climanálise Especial*, Out. 1996.

Marengo, J. Nobre, C.A., Culf, A.D. Climatic impacts of "Frigens" in forested and deforested areas of the Amazon Basin. submetido ao *Journal of Climate*, 1996.

Marengo, J.A; Nobre, C.A.; Culf, A.D. 1997. Climatic Impacts of "Frigens" in forested and deforested areas of the Amazon Basin. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 1553-1566.

Merritt, E. S. Easterly Waves and Perturbations: a reappraisal. *Journal of Applied Meteorology*, 3 : 367-382, 1964.

MOLION, L.C.B.. Amazon Basin water supply, storage and discharge according to regional hydrology, aerology, surface energy budget and climatology. First Annual AGU Midwestern Regional Meeting, *EOS Transactions*, AGU 59(9), 1975.

Molion, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2(1): 107 - 117, 1987;

Molion, L.C.B., 1993: Amazonia Rainfall and Its Variability. In: **Hydrology and Water Management in the Humid Tropics**. Bonnel, M.; Hufschmidt, M.M.;

Gladwell, J.S. (EDS). International Hydrology series, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 99-11.

Molion, L.C.B.; Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico, Climanálise, agosto, CPTEC/INPE, 2005. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/molion0805.pdf>

Molion, L. C. B. e Bernardo, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de meteorologia*, **17**, **1**, 1-10, 2002.

Molion, L. C. B., Bernardo, S. O., Oliveira, C. P., Variabilidade da Circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical. In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, 2004.

Molion, L.C.B. e Dallarosa, R.L.G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 5(3): 40 - 42, 1990;

Molion, L.C.B.; Kousky, V.E. Climatologia da dinâmica da troposfera tropical sobre a Amazônia. São José dos Campos: INPE, 1985. 21p. (INPE-3560-RPE/480).

Mota, G.V. Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro. São Paulo. 92p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico-USP, 1997.

MOURA, A.D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a GCM. *J. Atmos. Sci.*, v. 38, p.2653-2675, 1981.

Namias, J. Influence of Northern Hemisphere General Circulation on drought in Northeast Brazil. *Tellus*, 24, 1972.

Nieuwolt, S. Tropical Climatology. New York: John Wiley & Sons, 1978. 207p.

Nobre, C. A. e Molion, 1986: *Climanálise Especial*. Edição Comemorativa de 10 anos.

NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

Ohring, G.; Gruber, A.; Ellingson, R. Satellite determination of the relationship between total longwave radiation flux and infrared window radiance. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Boston, v.23, n.3, p.416-425, 1984.

Oliveira, A.P. de e Fitzjarrald, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. *Boundary Layer Meteorology*, 63(1-2): 141 - 162, 1993;

Oliveira, A. S., 1986: Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia. Dissertação de mestrado, São José dos Campos, INPE, 1986. (INPE-4008-TDL/239)

PARKER, D.E., FOLLAND, C.K., WARD, M.N. Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. *Nature*, v.3 10, p. 483-485,1988.

Petterssen, S. 1968. **Introducción a la Meteorología**. 4 ed. Madri: Espasa-calpe, 469 p.

Quadro, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. São José dos Campos, SP, PI (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 1994.

Riehl, H. Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics. Chicago Univ., Dept. of Meteorology, 1945 79p

Riehl, H. *Tropical Meteorology*. McGraw-Hill Book Company. 1954.

Salati, E. e Marques, J. Climatology of the Amazon region. In **The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984;

Sanches, M. B. e Silva Dias, M. A. F. Análise sinótica de verão. A influência da Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS). **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão, Rio de Janeiro, **1**, 439-443, 1996.

SAREWITZ, D. et al. Workshop: Extreme Events Developing a Research Agenda for the 21st Century. Bolder, 2000. disponível em <http://www.esig.ucar.edu/extremes/>.

Serra, A.; Rastibona, L. 1942. *As massas de ar da América do Sul*. Ministério da Agricultura, Serviço de Meteorologia. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 32p.

Shepard, D. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Proceedings, ACM National Conference, 517-523, 1968.

Simpson, J. E. 1994. *Sea breeze and local wind*. Cambridge University Press, Cambridge. 234p.

Sousa, A. J. S; Molion, L. C. B; Junior, S. B. S; Sousa, J. R. A; *COMPORTAMENTO DA PRECIPITAÇÃO EM TIMBAÚBA (NEB) E RELAÇÕES COM A OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO (ODP)*. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, 2008.

Souza, E. B.; Alves, J. M. B.; Repelli, C. A. *INFLUÊNCIA DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO NA ESTAÇÃO CHUVOSA DO SEMI-ÁRIDO NORDESTINO*. Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 6, n. 2, p. 277-283, 1998.

Thompson, R. M., Jr., S. W. Payne, E. E. Recker e R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 53-72.

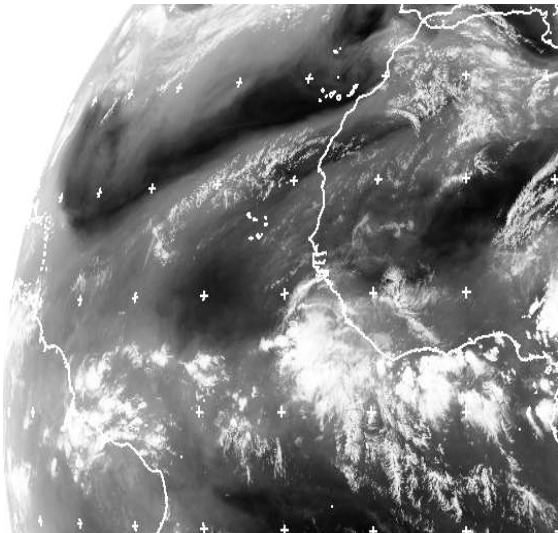
Yamazaki, Y., 1975: Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais. São José dos Campos. 46p. Dissertação (Mestrado) - INPE. (INPE-624-LAFE).

Yamazaki, Y. e V. B. Rao, 1977: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 205-207.

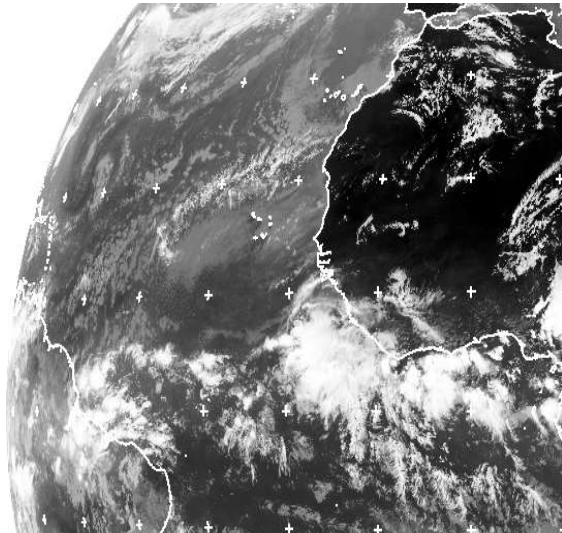
WAGNER, R.G Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. *J. Climate*, v. 9, p. 2010-2019, 1996.

Willmott, C. J., Rowe, C. M. e Philpot, W. D. Small-Scale Climate Maps: A Sensitivity Analysis of Some Common Assumptions Associated with Grid-point Interpolation and Contouring. *American Cartographer*, **12**, 5-16, 1985

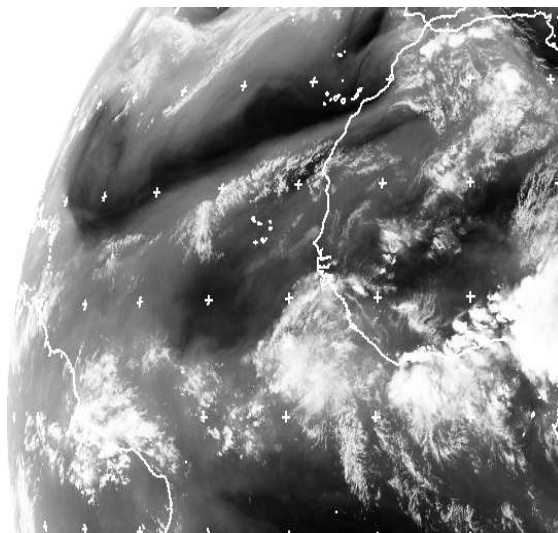
ANEXO I



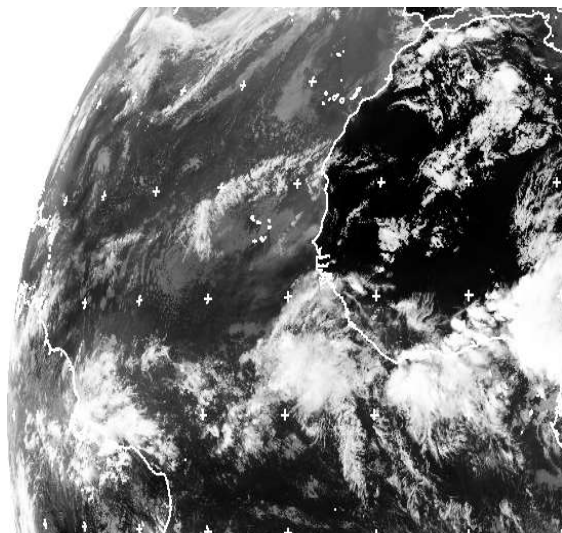
Vapor D'água as 12:00 UTC 29/05/2009



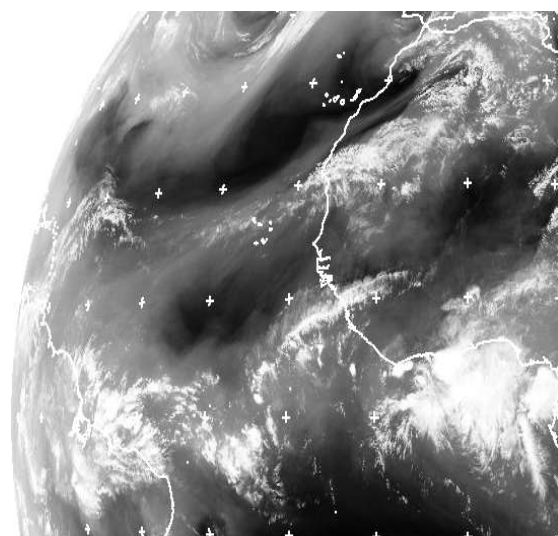
IR as 12:00 UTC 29/05/2009



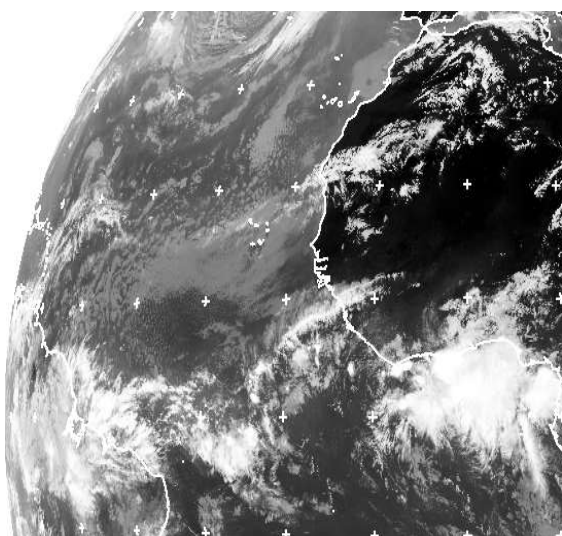
Vapor D'água as 18:00 UTC 29/05/2009



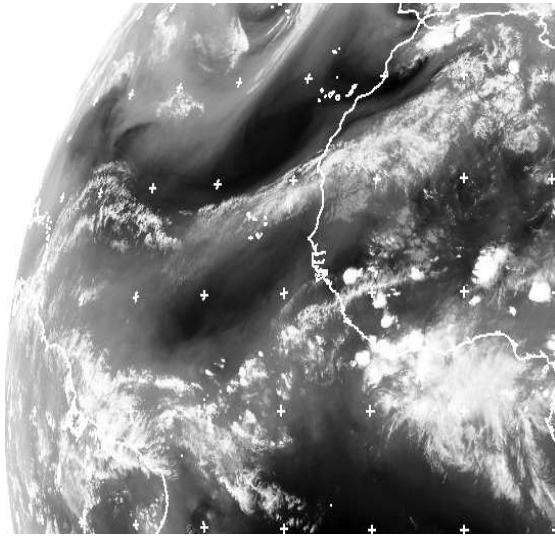
IR as 18:00 UTC 29/05/2009



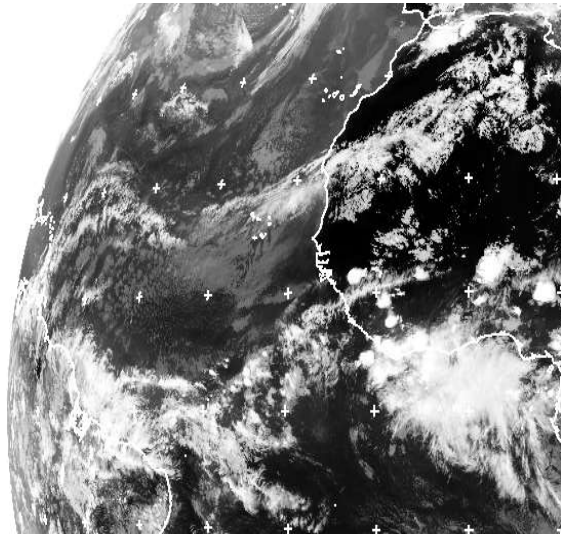
Vapor D'água as 12:00 UTC 30/05/2009



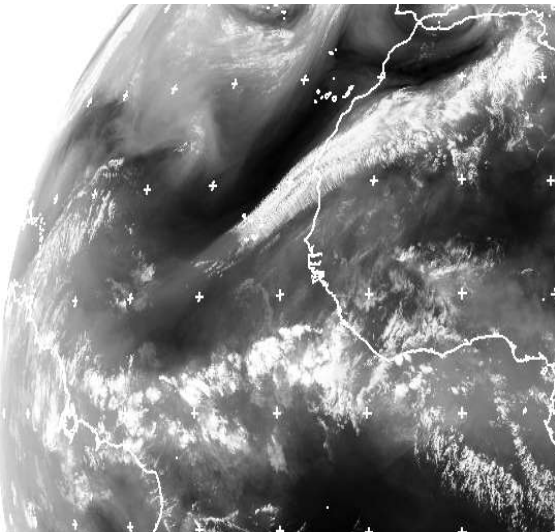
IR as 12:00 UTC 30/05/2009



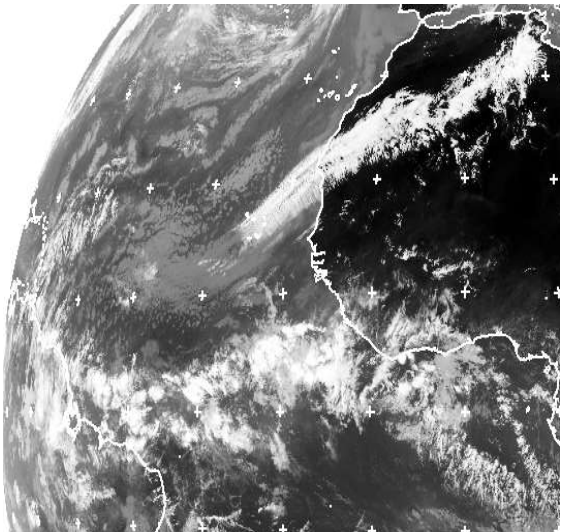
Vapor D'água as 18:00 UTC 30/05/2009



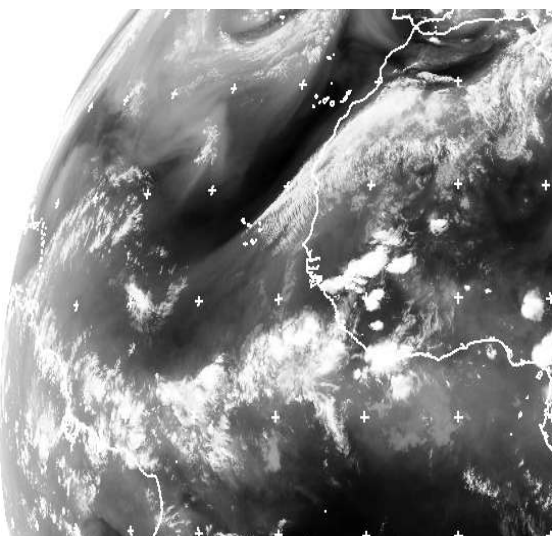
IR as 18:00 UTC 30/05/2009



Vapor D'água as 12:00 UTC 31/05/2009



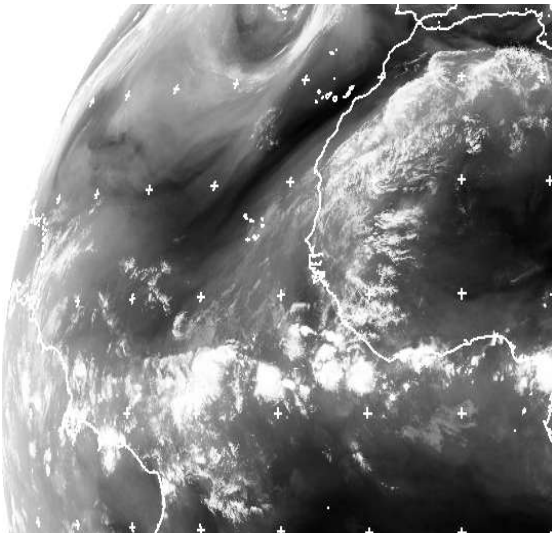
IR as 12:00 UTC 31/05/2009



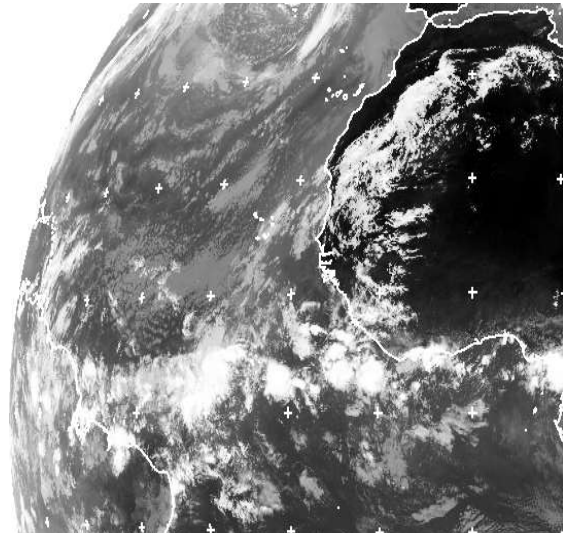
Vapor D'água as 18:00 UTC 31/05/2009



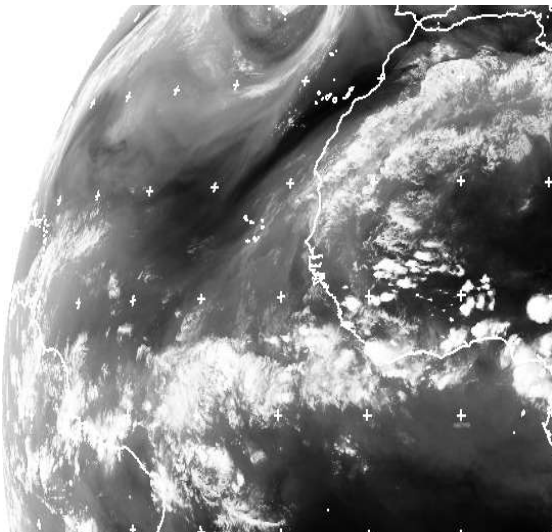
IR as 18:00 UTC 31/05/2009



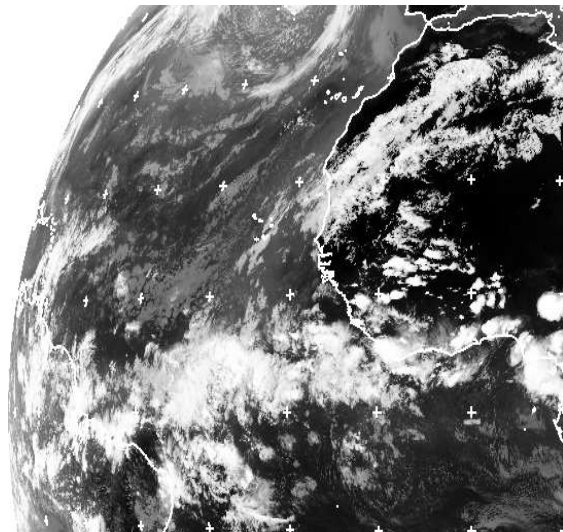
Vapor D'água as 12:00 UTC 01/06/2009



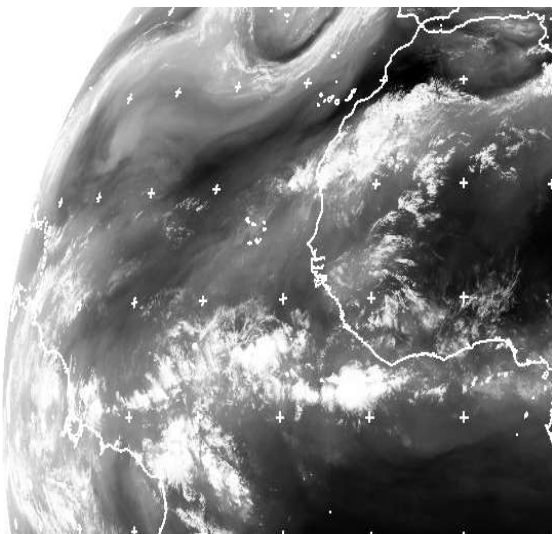
IR as 12:00 UTC 01/06/2009



Vapor D'água as 18:00 UTC 01/06/2009



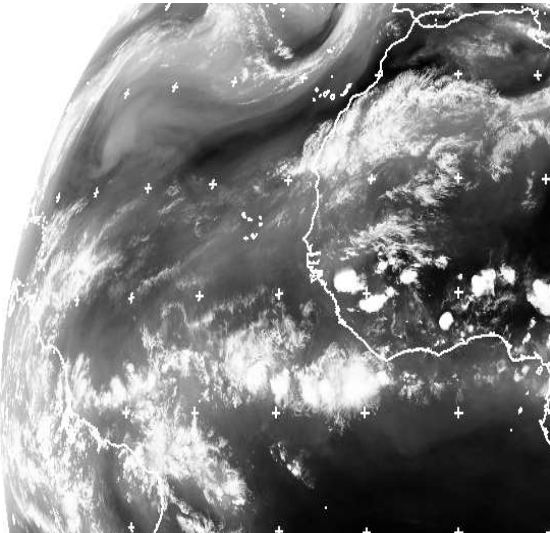
IR as 18:00 UTC 01/06/2009



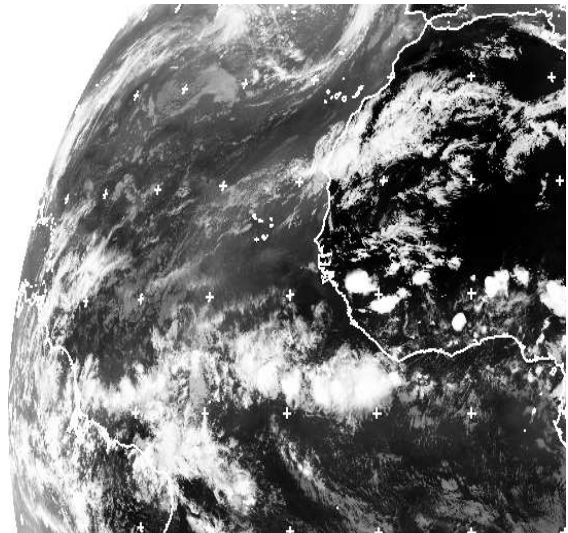
Vapor D'água as 12:00 UTC 02/06/2009



IR as 12:00 UTC 02/06/2009



Vapor D'água as 18:00 UTC 02/06/2009



IR as 18:00 UTC 02/06/2009