



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

Nº de ordem: MET- UFAL-MS-046

**VARIABILIDADE DECADAL DA ZONA DE CONVERGÊNCIA
INTERTROPICAL E SUA INFLUÊNCIA NA PLUVIOSIDADE DA
REGIÃO NORTE DO BRASIL**

Lene da Silva Andrade

Maceió – AL

Março/ 2007



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

Nº de ordem: MET- UFAL-MS-046

**VARIABILIDADE DECADAL DA ZONA DE CONVERGÊNCIA
INTERTROPICAL E SUA INFLUÊNCIA NA PLUVIOSIDADE DA
REGIÃO NORTE DO BRASIL**

Lene da Silva Andrade

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**.
Professor Orientador **Luiz Carlos Baldicero
Molion**, PhD.

Maceió – AL

Março/ 2007

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

A553v Andrade, Lene da Silva.
Variabilidade decadal da zona de convergência intertropical e sua influência na pluviosidade da região norte do Brasil / Lene da Silva Andrade. – Maceió, 2007.
xv, 73f. : 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, 2007.

Bibliografia: f. 64-73

1. Meteorologia. 2. Precipitação (Meteorologia) – Brasil, Norte. 3. Zona de convergência intertropical. 4. Oscilação decadal do Pacífico. 5. Temperatura – Atlântico, oceano. I. Título.

CDU: 551.515.4(811)



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

"Variabilidade decadal da zona de convergência intertropical e sua influência na pluviosidade da região norte do Brasil"

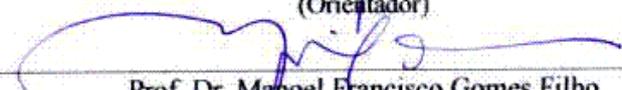
LENE DA SILVA ANDRADE

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. N.º de ordem: **MET-UFAL-MS-046.**

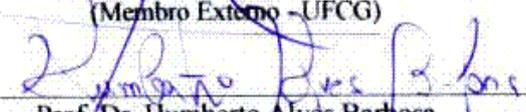
Aprovada pela Banca Examinadora composta por:



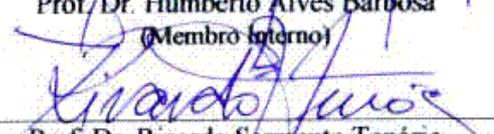
Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Orientador)



Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho
(Membro Externo - UFCA)



Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa
(Membro Interno)



Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
(Membro Interno)

- Maceió - Al -

Março/2007

“...Ainda que eu tenha o dom de profetizar e conheça todos os mistérios e toda a ciência, se não tiver amor nada disso me aproveitará.”

I Coríntios 13, 2

*Ao Espírito Santo de Deus e minha família
dedico.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, fonte de todo bem e sabedoria.

Aos meus amados pais, Andreelino e Raimunda Andrade, meus maiores incentivadores e exemplo em tudo na vida.

À minhas irmãs Luciene, Luciéte e irmãos Alan e Andreelino por todo incentivo, compreensão e carinho e também aos meus queridíssimos e amados sobrinhos que com alegria, inteligência e sagacidade me envolveram em questionamentos sobre o tempo e clima.

Ao meu Prof. Orientador Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion por sua orientação, paciência e expressiva contribuição no desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório por sua indispensável e significativa ajuda que permitiram a conclusão deste trabalho, agradeço.

A minha amiga, Msc. Márcia Moraes, pela amizade, sugestões e incentivo, em especial, nos momentos mais decisivos do desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Aos colegas de turma do mestrado-2003, pelo companheirismo no decorrer do curso, particularmente a duas grandes amigas, Ladicléia Sousa e Rita Cerqueira, pelo apoio, incentivo e amizade que transpôs os limites acadêmicos e me é muito cara.

A minha rara e brilhante amiga, Luciana Pereira, por todo incentivo e compreensão.

A equipe do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas- SIRMAL juntamente com toda equipe do Corpo de Bombeiros da defesa Civil, particularmente à Cb Angela, Aline, André, Luciano, Beto e Seu Abdias, por sua contribuição ainda que de maneira indireta.

Agradeço a minhas amigas Adriana e Cristiane, pelo apoio e incentivo.

A Cathy Smith e seus colegas, que mantêm o site de composições no CDC/CIRES/NOAA e ao INMET-PA, pela concessão dos dados pluviométricos.

A todos os Professores do Curso de Pós Graduação em Meteorologia – UFAL.

Ao Prof. Msc. Sérgio Bernardo pela ajuda no entendimento do software GrADS.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudos que possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

A PROPEP, na figura de seu Pró-Reitor, Prof. Dr. José Niraldo de Farias, pelo importante apoio a esta pesquisa.

A muitos que contribuiram, mesmo que indiretamente para a conclusão deste trabalho.

ANDRADE, Lene da Silva. VARIABILIDADE DECADAL DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E SUA INFLUÊNCIA NA PLUVIOSIDADE DA REGIÃO NORTE DO BRASIL. Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD. Maceió- AL: UFAL, 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

RESUMO

No presente trabalho dissertou-se sobre as possíveis influências da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) no posicionamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em seu ciclo anual sobre o Oceano Atlântico e seus impactos na precipitação do norte da América do Sul. Para tanto, foram utilizados os campos médios de radiação de ondas longas emergentes (ROLE), temperatura da superfície do mar (TSM), omega, vento meridional e precipitação, elaborados a partir do conjunto de dados de Reanalises do NCEP/NCAR, além de índices de ODP do ESRL/PSD/NOAA e séries temporais da precipitação média observada de postos pluviométricos (INMET and HIDROWEB) e a interpolada pela University of Delaware (UDEL) numa grade de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Os aplicativos disponíveis no site do ESRL/PSD/NOAA, bem como o GrADS, foram utilizados para visualizar os resultados das análises. O período de 1948 a 2005, correspondendo às fases fria (1948- 1976), quente (1977- 1998) e atual (1999-2005) da ODP, foi tomado como base, este último tendo sido utilizado para verificar tendências climáticas contemporâneas. Os resultados indicaram que, durante a fase fria da ODP, a ZCIT esteve mais ao norte de sua posição climatológica. O ramo ascendente da célula de Hadley permaneceu mais deslocado para norte e o descendente da circulação de Walker mais deslocado para oeste. Essa configuração foi responsável pelo decréscimo da precipitação observado em parte da Amazônia. Os índices de precipitação padronizada (IPP) mostraram redução (aumento) mais acentuada da chuva a oeste (leste) de $52^{\circ}W$, no Estado do Pará. Durante a fase quente da ODP, foram observadas configurações opostas e maior variabilidade climática interanual. De maneira geral, as análises mostraram que a ODP mudou a configuração das TSM no Atlântico e influenciou o posicionamento e intensidade da ZCIT. Sugeriram, também, que a ODP parece estar experimentando sua nova fase fria. Com base nesses resultados, espera-se que a ZCIT e a precipitação, apresentem variabilidade semelhante à fase fria anterior. Dessa forma, particular atenção, deve ser atribuída a regiões dos Estados de Roraima, Oeste do Amazonas, leste do Pará e Maranhão, além da Colômbia, Venezuela e nordeste da Bolívia, que deverão sofrer redução em sua precipitação média nos próximos 10 a 15 anos. Outro resultado relevante diz respeito aumento da convecção e precipitação que poderá ocorrer no Sul do Deserto de Sahara (Sahel), África, ao longo da atual fase da ODP. Nessa região, foi notado que choveu mais até 1975, quando o Golfo da Guiné apresentou anomalias negativas de TSM e a componente sul do vento esteve mais forte. Aparentemente, essas condições estão retornando.

Palavras-chave: ZCIT, ODP, TSM, Precipitação, Amazônia, Oceano Atlântico, Sahel.

ANDRADE, Lene da Silva. INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE DECADEAL VARIABILITY AND ITS IMPACT ON THE NORTHERN BRAZILIAN RAINFALL. Adviser: Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD. Maceió - AL: UFAL, 2007. Dissertation (Master Degree in Meteorology).

ABSTRACT

The present work focused on the possible influence of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) on the positioning and intensity of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) during its annual cycle over the Atlantic Ocean and its impact in the rainfall totals in the northern South American continent. For this purpose, the mean annual fields of outgoing longwave radiation (OLR), sea surface temperature (SST), omega (ω), meridional wind (V) and precipitation rate (P) of Reanalysis data sets (NCEP/NCAR) were analysed. In addition, observed rainfall monthly mean series (INMET and HIDROWEB), the University of Delaware (UDEL) rainfall, interpolated in a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid, and the PDO indices found in the NOAA/ESRL/PSD site were used to support the analyses. The results were visualized with applets available in the ESRL/PSD/NOAA's site as well as GrADS software. The records period 1948-2005 was divided into PDO cold phase (1948-1976), warm phase (1977- 1998) and current phase (1999-2005), which was used to verify the climate tendency of the last seven years. The results suggested that the ITCZ remained farther north of its mean position during the PDO cold phase. Apparently, the ascending branch of the Hadley Cell was displaced farther north and the descendent branch of the Walker Circulation positioned farther west of their normal positions. This pattern led to a rainfall reduction in parts of Amazonia. In the PDO cold phase, the normalized rainfall indices showed a more noticeable rainfall reduction (increase) western (eastern) of 52°W , in the State of Pará. In the PDO warm phase, opposite circulation patterns and higher climate variability were observed. The results suggested that the PDO, in general, modified the SST patterns in the Atlantic and, as a consequence, the positioning and intensity of the ITCZ. There are evidences that the PDO is experiencing a new cold phase. Thus, one expects that the ITCZ and the Amazonian rainfall present a similar behaviour of previous cold phase. Particular attention should be paid to the Brazilian States of Roraima and Maranhão, eastern Pará State and western Amazonas State, including Colombia, Venezuela e north-eastern Bolivia, that may experience a sensible rainfall reduction during the next 10 years. Another relevant result was relative to a possible enhancement of convection and rainfall over the southern Saharan region (Sahel), Africa, during the present PDO phase. It was noticed that it rained more in the region till 1975, when the SST anomalies of Equatorial Guinea Gulf were negative and the wind south component was stronger. These conditions seem to be returning.

Keywords: ITCZ, PDO, SST, rainfall, Amazonian Region, Atlantic Ocean, Sahel

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	vi
AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE SIGLAS	xv
1. INTRODUÇÃO	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. Circulação Geral Atmosférica	3
2.2. Configurações da Circulação Geral nos Trópicos	4
2.2.1. Anticiclones subtropicais	5
2.2.2. Zona de Convergência Intertropical	7
2.2.3. Ventos Alísios e perturbações ondulatórias no campo dos alísios	9
2.2.4. Alta da Bolívia	12
2.2.5. Zona de Convergência da América do Sul	14
2.3. Variabilidade da Circulação Tropical	15
3. DESCRIÇÃO DOS DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA	22
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	26
4.1. Dados de reanálises	26
4.1.2. Radiação de Ondas Longas Emergente	26
4.1.3. Temperatura da Superfície do Mar	29
4.1.4. Vento Meridional	34
4.1.5. Movimentos Verticais	37
4.1.6. Precipitação Pluviométrica	39
4.2. Dados de precipitação de estações pluviométricas	44
4.3. Tendências climáticas para as próximas duas décadas	50
5. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico **(a)** Norte e **(b)** Sul para o período de 1948-1998 (Molion et al., 2004).

Figura 2: Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano (modificada de Wells, (1998)).

Figura 3: Altura da base da inversão dos Alísios (Hastenrath, 1985).

Figura 4: Altura geopotencial e vetores de vento para 200 mb das observações da NASA/DAO (Lenters e Cook, 1997)

Figura 5: Circulação atmosférica tropical sobre o Oceano Pacífico durante condições **(a)** normais e **(b)** condições de El Niño. (W, quente; C, frio), adaptado de Wells (1998).

Figura 6: Série temporal do Índice Multivariado de ENOS. (Wolter e Timlin, 1998)

Figura 7: Oscilação Decadal do Pacífico **(a)** fase fria e **(b)** fase quente. (Molion, 2006).

Figura 8: Série temporal do Índice de ODP: 1900-2003. Fonte de dados: <http://tao.atmos.washington.edu/pdo>

Figura 9: Mapa de localização dos postos pluviométricos do Estado do Pará.

Figura 10: Desvios de Radiação de Ondas Longas emergentes (ROLE) das fases **(a)** fria e **(b)** quente, com relação a média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 11: Diferenças da média de Radiação de Ondas Longas emergentes ($W.m^{-2}$) da fase quente menos a da fase fria da ODP **(a)** março-maio e **(b)** junho-agosto. Fonte de dados NOAA/ESRL/PSD.

Figura 12: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação a média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 13: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998 para os meses de MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 14: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998 para os meses de JJA. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 15: Campo de vento meridional em 925 mb ($m.s^{-1}$) para os meses de MAM para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 16: Campo de vento meridional em 925 mb ($m.s^{-1}$) para os meses de JJA para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD

Figura 17: Seção Vertical de Omega (a) fase fria e (b) fase quente da ODP em $Pa.s^{-1}$, para a região compreendida entre 20°S e 30°N e 55°W e 45°W. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 18: Desvios de precipitação para os meses de MAM das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 19: Desvios de precipitação para os meses de JJA das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 20: (a) Diferença o total pluviométrico (cm/mês), fase quente menos fria da ODP e (b) correlação entre a série de ODP e o total pluviométrico anual, 1950-1999. Souza et al. (2004).

Figura 21: (a) Índices de Oscilação Decadal do Pacífico. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 22: Índices de precipitação padronizados (IPP) de Belém. Fonte dos dados: INMET- PA.

Figura 23: Índices de precipitação padronizados (IPP) de Óbidos no período de 1977-2005. Fonte dos dados: HIDROWEB.

Figura 24: Índices de precipitação padronizados (IPP) de Monte Alegre (Oeste do Pará) no período de 1977- 2005. Fonte dos dados: HIDROWEB.

Figura 25: Índices de precipitação padronizados (IPP) de Belterra (Oeste do Pará) no período de 1977- 2005. Fonte dos dados: HIDROWEB.

Figura 26: Índices de precipitação padronizados (IPP) de Santarém (Taperinha) à Oeste do Pará, para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP. Fonte dos dados: HIDROWEB e INMET.

Figura 27: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) em pontos de grade contendo a região de Belém (a) e Sudoeste do Pará (b) do período de 1999-2005, com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: UDEL.

Figura 28: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) do período 1999-2005, relativos à média de 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 29: Desvios de radiação de ondas longas emergentes ($W.m^{-2}$) do período 1999-2005 com relação ao período 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 30: Desvios de precipitação ($mm.dia^{-1}$) do período 1999-2005 com relação ao período 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados : NOAA/ESRL/PSD.

Figura 31: Correlação entre a TSM (MAM) e a série de ODP (JJA), para o período de (a) 1948-1976 e (b) 1977-1998, para um *lag* de 9 meses indicando que os índices de ODP lideram as TSM do Atlântico. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Figura 32: Correlação entre os totais anuais de precipitação e a série de ODP, do período de (a) 1950-1976 e (b) 1977-1999. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

LISTA DE SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
CGA	Circulação Geral Atmosférica
DAO	Data Assimilation Office's
DHM	Diretório de Hidrometeorologia
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ESRL	Earth System Research Laboratory
GHCN	Global Historical Climate Network
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IODP	Índice de Oscilação Decadal do Pacífico
IPP	Índice de Precipitação Padronizada
JJA	Junho-Julho-Agosto
MAM	Março-Abril-Maio
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação Madden-Julian
GAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
PNM	Pressão ao Nível do Mar
POAS	Perturbações Ondulatórias nos Alísios
PSD	Physical Science Division
ROL	Radiação de Ondas Longas
SEMARHN	Secretária Executiva de Meio Ambiente e Recursos Hídricos Naturais
SSAM	Sistema Sul-Americano de Monção
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UDEL	University of Delaware
WMSSC	World Monthly Surface Station Climatology
VCAN	Vórtices Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência da América do Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

1. INTRODUÇÃO

Alterações climáticas para as próximas décadas apontam que um de seus principais impactos negativos na Sociedade Humana venha a ser sobre os recursos hídricos. Atualmente, cerca de um terço da população mundial vive em regiões com escassez desses recursos. A construção de cenários hidrológicos em decorrência de previsão climática no horizonte sazonal, ou de alterações climáticas, em virtude do aquecimento (resfriamento) global do planeta no horizonte interdecadal, é uma necessidade cada vez mais premente para o planejamento e segurança da Sociedade.

Além disso, a hipótese de que atividades humanas possam estar causando mudanças no clima, por meio da intensificação do efeito estufa e do aquecimento global tem despertado preocupações dentro e fora do meio científico, devido a possíveis impactos ambientais e socioeconômicos provocados por essas mudanças. Isto tem levado a um crescente esforço para melhorar o conhecimento das complexas interações que ocorrem nas superfícies continentais e oceânicas, cuja variação influencia as circulações atmosféricas e oceânicas, modificando o balanço de energia à superfície e o ciclo da água.

Um fator que pode atuar significativamente na predição de dados hidrológicos e climatológicos tanto aos níveis regionais quanto globais, é a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Essa Oscilação, descrita em trabalhos como os de Mantua et al. (1997), Zhang et al. (1997), Zhang et al. (1998) apresenta comportamento semelhante ao já bastante conhecido e monitorado fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), e se caracteriza por apresentar um período de repetição de aproximadamente 20 a 25 anos, variando entre fases frias e quentes. Segundo Mantua et al. (1997), a última fase fria ocorreu entre os anos de 1948 a 1976, e a fase considerada quente da ODP teria ocorrido entre 1977 a 1998. Estudos, como os de Molion (2005), têm procurado chamar atenção para o fato de a ODP estar em uma nova fase fria, apontando para prováveis evidências, que podem estar se repetindo no momento atual. Tais evidências mostram a região este da Amazônia, que vivenciou um recente período de estiagem, como uma provável região afetada pela flutuabilidade climática da atual fase da ODP.

Nesse sentido, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é a mais relevante configuração da circulação atmosférica que atua no tempo e no clima dos trópicos e cujo deslocamento periódico entre os dois hemisférios reflete

significativamente no tempo e clima das regiões tropicais, foi analisada, com ênfase em sua estrutura em conjunto com a larga escala ambiental, sua variabilidade climática interdecadal e seu papel no clima do norte da América do Sul. A variabilidade climática da ZCIT em diferentes escalas de tempo foi estudada em detalhes no período de 1948 a 2005, com o propósito de mostrar a influência da ODP em sua variabilidade. Dessa forma, propôs-se estudar a tendência da precipitação durante as últimas fases fria e quente da ODP, tendo como base referencial o conjunto de dados de Reanálises do NCEP e séries observadas das precipitações ocorridas no Pará, visando a construção de cenários dessa variável, em condições de anomalias nos padrões da circulação global.

Neste trabalho foi feita, inicialmente, uma descrição dos mecanismos da Circulação Geral Atmosférica como uma revisão para tópicos subseqüentes e, mais detalhadamente, dos mecanismos atuantes na Circulação Tropical, englobando a variabilidade em distintas escalas de tempo, expostos na Seção 2. Na seção 3 descreveram-se os dados e a metodologia empregados, detalhando características das ferramentas utilizadas e das variáveis meteorológicas envolvidas. Os resultados obtidos formaram a Seção 4, onde dados de Reanálises do NCEP, dados interpolados de precipitação da University of Delaware (UDEL) e dados observados de postos pluviométricos, foram comparados a fim de estabelecer a variabilidade da ZCIT na escala de tempo decadal. Com base nos resultados buscou-se entender as tendências climáticas para os próximos 10 - 15 anos, encerrando esta Seção. Finalmente, na Seção 5, foram apresentadas as conclusões e considerações finais.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Circulação Geral da Atmosfera (CGA)

A Circulação Geral é um sistema de correntes de ar de macro escala que realiza trocas horizontais e verticais entre as massas de ar sobre a Terra, originadas de fatores astronômicos e geofísicos. A geometria orbital do sistema Terra-Sol é determinante na distribuição da radiação solar, enquanto a radiação terrestre ou radiação de ondas longas (ROL) é mais ou menos uniformemente distribuída. Tais fatores fundamentais permitem um transporte de calor para os pólos, por meio dos componentes fluidos do sistema climático que são a atmosfera e o oceano. Outras influências como o albedo da superfície e nuvens, são importantes como mecanismos de realimentação (feedback) no balanço de calor no globo nos contrastes do sistema climático.

Existem duas teorias que buscam explicar a Circulação Geral Atmosférica (CGA). A teoria térmica, que apresenta como causa principal o aquecimento da superfície na região do equador provocando a formação das células de Hadley e Ferrel, e a teoria dinâmica desenvolvida por Rossby, que propõe que a circulação geral seja observada pelo deslocamento do ar frio das regiões polares que provoca a formação de ondas com zonas frontais e, por fim, a convergência dos Ventos Alísios.

A Circulação de Hadley é dominante na larga escala em baixas latitudes, enquanto os vórtices transientes baroclínicos ajudados por ondas planetárias quase estacionárias no inverno do Hemisfério Norte, são dominantes em médias latitudes (TRENBERTH e SOLOMON, 1994). Como as altas subtropicais são regiões de alta evaporação no globo, parte dessa umidade é transportada para os pólos pelos vórtices transientes e para o equador pelo baixo ramo das Circulações de Hadley e Walker para ser convertida em calor latente de condensação na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (TRENBERTH e STEPANIAK, 2003a, 2003b).

Dentro dessa Circulação Geral, a região tropical tem uma função essencial, uma vez que compreende cerca de metade da superfície da terra, concentrando a maior parte da energia do Planeta, representando um papel importante na troca desta energia.

2.2. Configurações da Circulação Geral nos Trópicos

A circulação atmosférica tropical é dominada pelas células de altas pressões subtropicais, que apresentam um deslocamento sazonal e oferecem uma demarcação natural das latitudes tropicais, apresentando regimes de ventos de leste na baixa troposfera e duas células de Hadley termicamente direta, uma em cada hemisfério, sendo essas células responsáveis, pela maior parte do transporte de momento angular absoluto das baixas latitudes para os pólos.

O balanço de energia cinética dos trópicos durante o inverno é caracterizado por uma larga produção de energia cinética associada com a Circulação de Hadley e exportação dessa energia para latitudes extratropicais, enquanto, durante o verão, as taxas de geração e exportação de energia cinética são muito pequenas. Em termos mecânicos, a atmosfera tropical representa uma função vital na manutenção da circulação global (HASTENRATH, 1985). Já o armazenamento de energia potencial disponível é muito pequeno devido ao fraco gradiente de temperatura (com exceção da África equatorial) e de pressão (com exceção dos ciclones tropicais), sendo o calor latente a principal fonte de energia dos distúrbios tropicais (PALMER, 1952).

A atmosfera tropical é caracterizada por altas temperaturas e umidade abundante, com marcantes variações interanuais do sistema oceano-atmosfera e intensidade dos ventos à superfície sobre os oceanos equatoriais refletindo em mudanças na circulação oceânica e representando especial interesse na origem de anomalias climáticas.

A circulação nas superfícies dos Oceanos Atlântico e Pacífico são caracterizadas pela presença das altas subtropicais, que produzem fluxo predominantemente zonal na região equatorial, e as correntes oceânicas no oceano Índico são sujeitas a mudanças de regime de ventos de monções entre o verão e inverno.

Em períodos de ocorrência de fenômenos El Niño-Oscilação Sul (ENOS), vários mecanismos de Circulação Geral no Atlântico são afetados, como por exemplo, variações na posição do anticiclone subtropical nos sentidos norte-sul e leste-oeste e modificações nas posições das células de Hadley e Walker (VENEGAS et al., 1997). O posicionamento dessas estruturas da Circulação Geral é fortemente influenciado pelos gradientes de temperatura e pressão equador-pólo. Maiores detalhes sobre a variabilidade do posicionamento dos centros desses anticiclones podem ser obtidos em Molion et al. (2004).

No Hemisfério Sul durante o verão, o padrão do fluxo da baixa troposfera é caracterizado por fracos ventos de este sobre o Nordeste do Brasil e Amazônia, enquanto a circulação da alta troposfera é marcada por um intenso anticiclone sobre o altiplano boliviano-peruano, conhecido como Alta da Bolívia e também pelo desenvolvimento do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) sobre o Nordeste do continente. Durante o inverno no Hemisfério Sul, fortes Ventos Alísios de sudeste prevalecem no Nordeste do Brasil e na Amazônia com escoamento dos Alísios em baixos níveis e na alta troposfera prevalecendo ventos de oeste (CHU, 1981). Gandu e Silva Dias (1998) mostraram que, durante o verão austral, a atividade convectiva, tanto sobre o Pacífico Central e oeste e sobre a África, tem um impacto sobre a circulação troposférica de altos níveis e no padrão de subsidência na média troposfera sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. No entanto, a falta de observações e estudos na região tropical, e sobretudo a complexidade dos fenômenos que ocorrem nessas regiões, dificultam o conhecimento da dinâmica das regiões tropicais, não existindo ainda uma teoria unificada, como a teoria quase-geostrófica para as latitudes médias, que descreva a dinâmica tropical.

2.2.1. Anticiclones subtropicais

Os anticiclones subtropicais ou permanentes são sistemas de alta pressão, considerados os centros de ação da circulação nos trópicos, encontrados durante o ano todo em torno de 30° de latitude nos principais oceanos de nosso Planeta, principalmente sobre suas regiões orientais. No Hemisfério Norte, estão as altas do Atlântico Norte e do Pacífico Norte e no Hemisfério Sul, as altas do Atlântico Sul, do Pacífico Sul e do sul do Oceano Índico (HASTENRATH, 1985, MORAN e MORGAN, 1994). Nas regiões onde se situam essas altas, é observada divergência do vento caracterizada por calma e céu claro.

Esses anticiclones são sistemas constituídos por ar quente e, por isso, com a pressão atmosférica decrescendo lentamente com a altitude, porém mantendo circulações fechadas em todos os níveis, podendo se estender até a alta troposfera, com o eixo de circulação inclinado para noroeste com a altura (BASTOS e FERREIRA,

2000), consistindo em extensas áreas de ar subsidente, seco e quente. A existência desses anticiclones é explicada tanto pela teoria térmica clássica quanto pela teoria dinâmica de Rossby.

A posição e a intensidade da alta subtropical do Atlântico Sul é mais fraca e distante do Continente Sul Americano durante o verão, parcialmente devido ao desenvolvimento da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), que modula, juntamente com padrões de circulação de grande escala, o transporte de umidade proveniente do Atlântico e da Amazônia o qual é canalizada pelos Andes, pelo planalto Boliviano a oeste e pelo planalto brasileiro a leste (SATYAMURTY et al., 1998). O Brasil Central e o Sul da Amazônia apresentam seus meses mais secos no período de junho-agosto, quando o centro das altas subtropicais se aproxima do Continente Sul-Americano devido ao deslocamento da Alta da Bolívia para noroeste do continente.

Molion et al. (2004), estudando o posicionamento do centro das altas subtropicais do Atlântico Norte e Sul no ciclo anual com dados de pressão ao nível médio do mar (PNM) do conjunto de Reanálises do NCEP para o período de 1948-1998, observaram que, em seu deslocamento latitudinal, o centro da Alta do Norte, deslocou-se de sua posição extrema norte (38°N ; 15°W) em outubro, para sua posição extrema sul (31°N ; 33°W) em março, retornando para completar o ciclo anual, seguindo a forçante solar com um atraso de cerca de 1 a 2 meses. (**Figura 1a**).

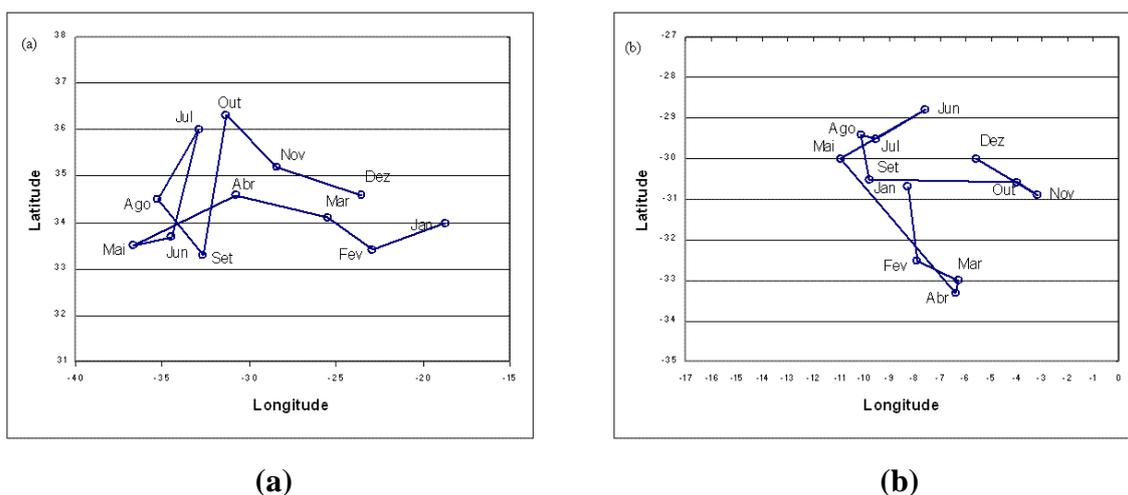


Figura 1. Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico (a) Norte e (b) Sul para o período 1948-1998. A posição média mensal do centro da Alta está representada pelas letras iniciais do mês correspondente (MOLION et al., 2004).

Observaram, também, que a amplitude latitudinal do centro da Alta do Atlântico Sul foi entre 29°S-33°S, centrado em 31°S, apresentando uma amplitude latitudinal cerca de 4°, e seu deslocamento longitudinal ficou confinado entre 3°W e 11°W (**Figura 1b**).

De acordo com esses autores, a variabilidade do centro dos anticiclones subtropicais pode estar relacionada à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) por meio de teleconexão, uma vez que o Oceano Pacífico ocupa um terço da superfície terrestre e que a configuração da temperatura da superfície do mar (TSM) é a condição de contorno inferior mais significativa para a atmosfera.

2.2.2. Zona de convergência Intertropical (ZCIT)

A confluência dos ventos de nordeste e sudeste originados dos anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Atlântico Sul caracteriza, uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, associada com altos índices pluviométricos. Essa estreita banda de convergência dos Ventos Alísios e fluxo de umidade se estende pela bacia oceânica inteira, com uma orientação, na sua maior parte, de sudoeste para nordeste, definindo a ZCIT (HASTENRATH, 1985).

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). 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), havendo interação de diferentes sistemas tais como: a Zona de Confluência dos Ventos Alísios do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, zona do cavado equatorial, zona de máxima TSM e a zona de máxima convergência e cobertura de nuvens convectivas (UVO, 1989). Esses sistemas localizam-se mais ao norte do equador geográfico, resultando de assimetrias climáticas proeminentes sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Tropical decorrente da interação

oceano-atmosfera e da desigual distribuição dos continentes (PHILANDER et al., 1996).

Os sistemas que interagem para produzir a ZCIT também possuem um deslocamento conjunto meridional no ciclo anual, decorrente do deslocamento relativo do sol entre os trópicos. Então, diferentes variáveis físicas são usadas com a finalidade de se fazer um estudo da localização da ZCIT, como a cobertura de nuvens, componente meridional do vento nos baixos níveis, pressão ao nível médio do mar. Estoque e Douglas (1978), analisando a estrutura vertical da ZCIT, observaram que ela apresenta uma variação de acordo com a zona do cavado equatorial e consideraram, como variável representativa da ZCIT, a região de máxima nebulosidade. Segundo Mendes et al. (2000, 2001), a temperatura de brilho e radiação de onda longa emergente (ROLE) são duas das mais importantes ferramentas para se obter o posicionamento médio da ZCIT.

Existem duas teorias que buscam explicar as causas da formação da ZCIT. A teoria térmica da CGA, que atribui a formação desse sistema ao aquecimento da superfície na região do equador, e a teoria dinâmica, que diz que a convergência dos Ventos Alísios provoca a convergência do ar e movimentos ascendentes sobre o equador como a resposta dos processos de formação das famílias dos ciclones e anticiclones nas regiões polares (FEDOROVA, 2001).

De acordo com Paegle (1987), a atividade da ZCIT apresenta uma taxa de aquecimento muito grande resultante da liberação de calor latente de condensação, podendo o aquecimento ser, localmente, muito maior do que os efeitos radiativos. Essa natureza da atividade convectiva da ZCIT parece estar fortemente ligada à atividade convectiva sobre a África. Durante o ano inteiro, sistemas frontais do Hemisfério Norte penetram no continente africano, dando origem a grandes complexos convectivos de escala subsinótica, que produzem grandes totais pluviométricos na faixa de 15° N e 5° S. As ondas de gravidade geradas por eles, deslocam-se sobre o Oceano Atlântico equatorial e subtropical e intensificam a ZCIT de forma pulsante (MOLION e BERNARDO, 2002).

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) e sofre variações sazonais com referência a sua posição geográfica, permanecendo perto do

equador geográfico nas longitudes predominantemente oceânicas, tais como os Oceanos Pacífico e Atlântico e mostrando somente pequenas variações sazonais, (Barai, 2005). 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. Além disso, 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. Esses contribuem para o aparecimento de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador com sinais opostos, formando, assim, um gradiente meridional de anomalias de TSM, responsável pelo deslocamento e permanência da ZCIT mais para o sul ou para o norte (NOBRE, 1996).

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 cumulonimbos, 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.

2.2.3. Ventos Alísios e Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (POAS)

Os Ventos Alísios originam-se no centro das altas subtropicais nos dois hemisférios, fluem para oeste em direção ao equador e conflui na zona do cavado equatorial, constituindo, na escala planetária, o ramo baixo da Circulação de Hadley. Ocupam aproximadamente metade da superfície do globo, funcionando como

acumuladores e exportadores de calor sensível e latente colhido da superfície oceânica e exportado para regiões extratropicais.

Na Figura 2, mostrou-se um diagrama esquemático de alguns elementos significantes do sistema de Ventos Alísios da sua jornada desde as massas de ar continentais subtropicais para a ZCIT, entre o noroeste da costa africana e o Oceano Atlântico Equatorial.

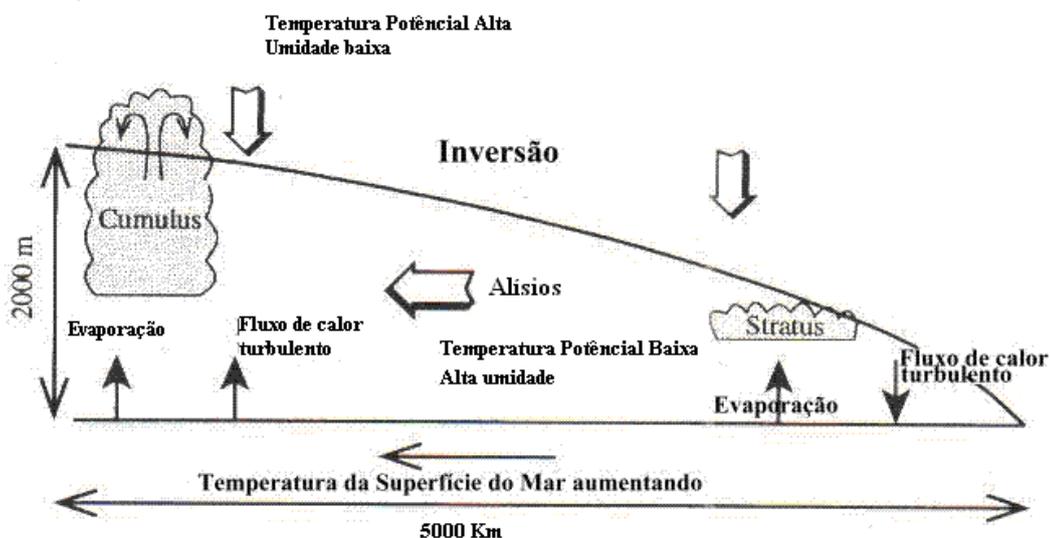


Figura 2: Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano, modificada de Wells (1998).

A base da inversão dos Alísios encontra-se na parte oriental dos oceanos a cerca de 500m de altura. Com o deslocamento dos Ventos Alísios para o equador a partir de 15° de latitude, a inversão se eleva para o equador e para oeste, chegando a mais de 2000m (**Figura 3**). A superfície de ar quente e seco do continente é rapidamente transformada pelo contato com a superfície de água fria na camada limite superficial. A umidade contida na camada limite aumenta rapidamente pela evaporação do oceano, enquanto o calor sensível é perdido do ar para o oceano por causa da inversão do gradiente vertical de temperatura. Em adição, o ar é resfriado pela emissão de radiação de onda longa para o espaço.

Sobre a camada limite marítima, o ar é potencialmente quente e muito seco devido ao ar descendente dos altos níveis troposféricos, associados com a subsidência nos anticiclones subtropicais. Assim, entre as duas massas de ar, uma forte inversão se forma, a qual tende a suprimir os movimentos verticais e a mistura. Como o ar nos

baixos níveis se move progressivamente sobre TSM mais altas, o fluxo de calor latente aumenta e o fluxo de calor sensível vem a ser do oceano para a atmosfera. O aquecimento e umidificação das massas de ar resultam em uma quebra de nuvens estratos e o desenvolvimento dos Ventos Alísios em nuvens cúmulos. A convecção de cúmulos rasos mistura a umidade do ar à superfície com o ar seco sobre a inversão, resultando em uma camada limite profunda. A convecção também carrega ar seco para a superfície que por sua vez, aumenta a evaporação do oceano na camada limite, alcançando uma profundidade de 2 a 3 Km, e a evaporação é cerca de três vezes maior que no leste da bacia oceânica.

Os Ventos Alísios têm uma velocidade típica de 6 m/s e, dessa forma, a massa de ar à superfície permite que ela permaneça na camada limite, atravessando uma distância superior a 5000 Km, entre a região fonte e a região equatorial, em aproximadamente de cinco dias (WELLS, 1998).

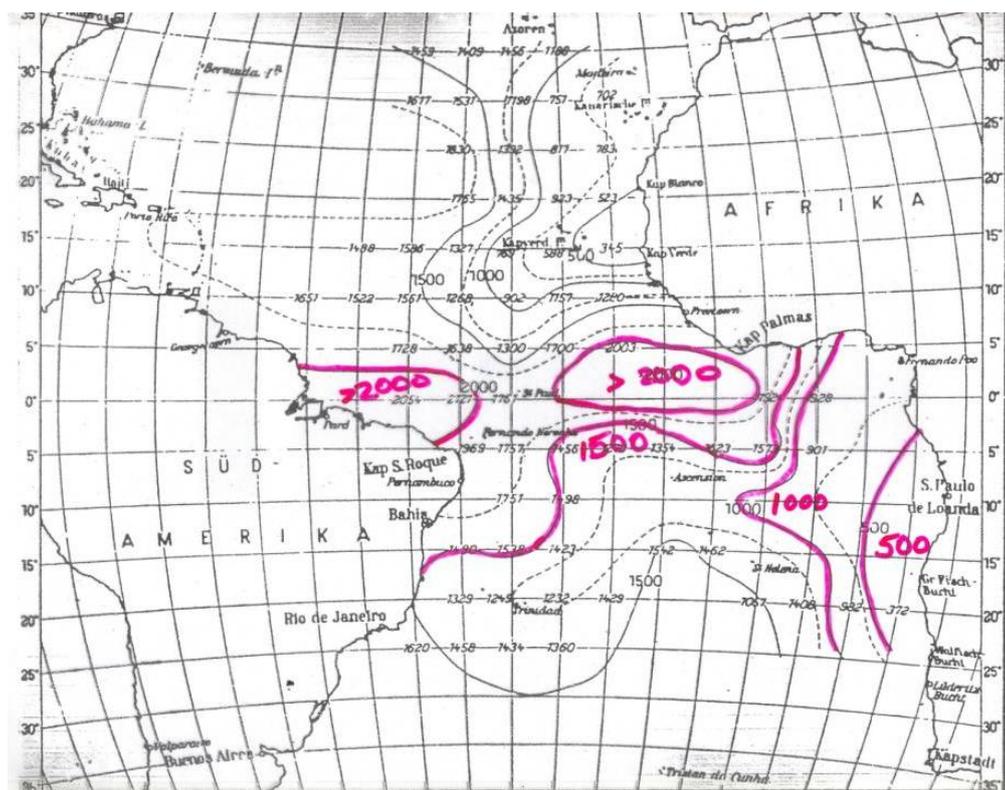


Figura 3: Altura da base da inversão dos Alísios (Hastenrath, 1985).

Freqüentemente, esse sistema de Ventos Alísios sofre perturbações provocadas principalmente pela incursão de sistemas frontais tanto do Hemisfério Norte como do Hemisfério Sul, gerando distúrbios ondulatórios, conhecidos como POAS.

As POAS são mecanismos de mesoescala que se propagam para oeste com velocidade de 6° a 8° de longitude/dia, porém não tem condições de se desenvolverem sobre o oceano, devido à forte inversão de temperatura e umidade, sempre presente no campo dos Alísios. Geralmente, se intensificam quando chegam à costa da América do Sul, devido ao aumento da convergência do fluxo de umidade e ao contraste térmico entre o continente e o oceano.

A penetração de sistemas frontais do Hemisfério Norte em latitudes equatoriais, sobre o Atlântico Norte ou sobre o Continente Africano, principalmente em anos de La Niña, no período de novembro-abril, e a penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul em latitudes equatoriais sobre o Atlântico Sul, no período de maio-agosto, são os principais mecanismos causadores dos distúrbios nos Alísios. Quando essas perturbações entram em fase com a brisa marinha, elas chegam a penetrar 300 km para o interior do continente. Se confluírem com a brisa terrestre, podem se intensificar sobre a costa e causar tempestades, com totais pluviométricos superiores a 50 mm/dia e rajadas de vento superiores a 50 km/h (MOLION e BERNARDO, 2002).

Além disso, 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.

2.2.4. Alta da Bolívia

A Alta da Bolívia (AB) é um sistema com movimento anticiclônico que se forma em altos níveis, 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, norte do Chile e Peru e, também, devido à intensificação da convecção sobre a Região Amazônica.

Surge, em média, em outubro e persiste até abril, sendo janeiro o período mais ativo. A localização geográfica da Alta da Bolívia apresenta variação intra-sazonal e interanual aparecendo em outubro sobre o oeste da Amazônia, posicionando-se sobre a Bolívia no verão e deslocando-se em abril para a Amazônia oriental. Esse ciclo associa-se ao deslocamento latitudinal do Sol em relação à Terra. Segundo Kreuels et al (1975), a AB é caracterizada por uma baixa de centro quente, inferior a 150 mb. As altas temperaturas se estendem da superfície e aumentam até cerca de 300 mb. Correspondentemente, anomalias geopotenciais são positivas em cerca de 500 mb, com um máximo entre 150 e 200 mb.

Diversos estudos observacionais têm mostrado uma relação entre a variação sazonal da precipitação da América do Sul e intensidade e posicionamento da Alta da Bolívia, e que há uma ligação dinâmica entre esse sistema e o cavado do Nordeste do Brasil (HOREL et al., 1989, KREUELS et al., 1975) que apresenta características opostas, com centro frio e topo quente.

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. Análises de Modelos de Circulação Geral, feita por Lenters e Cook (1997), indicaram que a Alta da Bolívia e VCAN sobre o Nordeste são gerados em resposta à precipitação sobre a Bacia Amazônica, Andes Central e devido à ZCAS. A intensa atividade convectiva e a consequente liberação de calor latente fornecem a energia necessária para manter a circulação anticiclônica em altos níveis.

Na **Figura 4** mostrou-se, para o nível de 200 mb, a climatologia da Alta da Bolívia, posicionada próximo de 19° S e 60° W. O fluxo anticiclônico ao redor da Alta é evidente, com ventos quase paralelos a seu contorno, exceto a oeste e norte de 10°S aproximadamente.

Segundo Molion (2004), a convecção de verão na América do Sul 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 dinâmico, relacionado com a penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul. Uma vez que a AB se estabelece termodinamicamente, os sistemas frontais do Hemisfério Sul, que penetram no Brasil Central, são “ancorados” pela AB, permanecendo semi-estacionários

e gerando a ZCAS pela intensificação da convergência do fluxo de umidade transportada pelos Alísios.

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 de SSAM estaria, aparentemente, ligada a flutuações dos Ventos Alísios sobre o Atlântico equatorial, que tem 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.

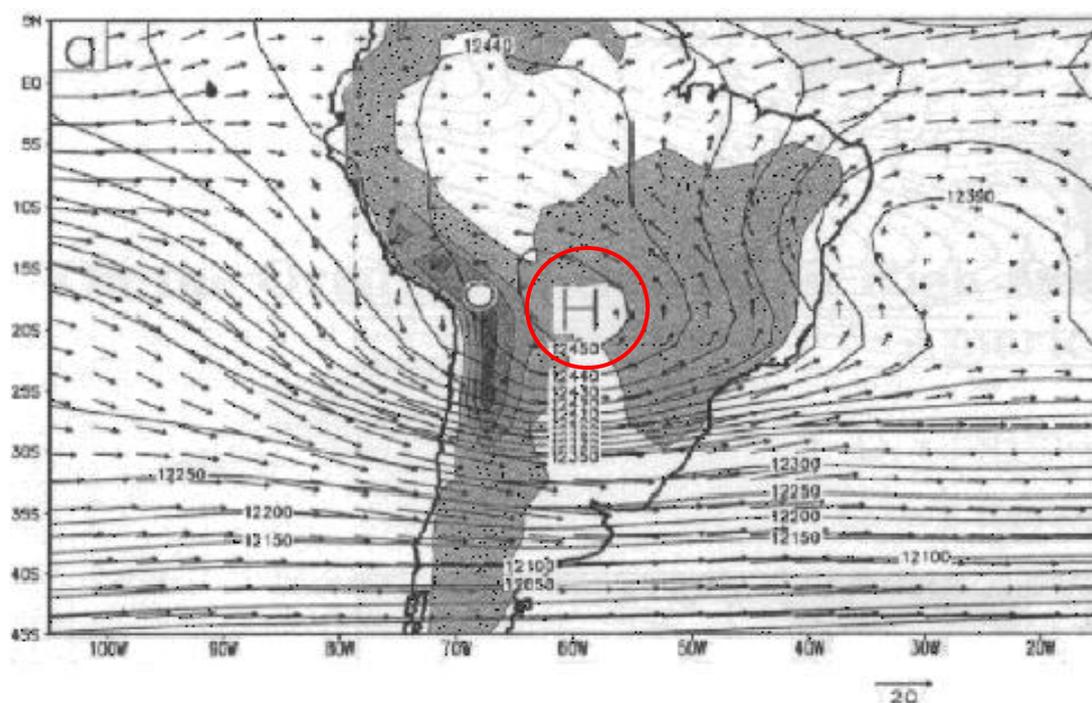


Figura 4: Altura geopotencial (máximo denotado por “H”) e vetores de vento para 200 mb das observações da NASA/DAO. Acima de 12 350 m, o intervalo do contorno é de 10 m, enquanto abaixo é de 50 m. A área sombreada representa intervalo dos contornos de 1000 m, começando em 250 m, e o vetor na baixa extremidade direita indica uma velocidade do vento de 20 m/s (LENTERS e COOK, 1997).

2.2.5. 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.

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, 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 e orientado na direção noroeste-sudeste em 500 hPa; 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 vorticidade 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, modula o início, duração e localização da ZCAS. De acordo com Barros et al. (2000), a configuração da TSM pode ser importante para o seu posicionamento e intensidade, embora não seja um fator fundamental em sua formação, sendo que a influência da TSM do Atlântico na ZCAS ainda não é muito conhecida.

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 Nina.

Para Molion (2004), a ZCAS se forma quando a AB (processo termodinâmico) já está bem desenvolvida e ocorre a penetração de um sistema frontal (processo dinâmico) que se acopla a AB e fica “ancorado” amplificando a atividade convectiva sobre a região.

2.3. Variabilidade da Circulação Tropical

Análises diagnósticas empíricas, há mais de três décadas passadas, foram progressivamente esclarecendo mecanismos de variabilidade climática da circulação tropical, onde elementos meteorológicos em regiões limitadas apresentaram-se particularmente como indicativos (HASTENRATH, 2002). Uma possível causa para essa variabilidade atmosférica seriam anomalias na TSM.

Essas anomalias influenciam a atmosfera pela alteração do fluxo de calor latente e sensível do oceano e, dessa forma, produzem padrões de aquecimento anômalo. Anomalias tropicais têm seus maiores efeitos no Pacífico Oeste, onde as médias de TSM são muito altas e, assim, uma pequena anomalia positiva pode gerar um grande aumento na evaporação, devido ao aumento exponencial da pressão de vapor de saturação com a temperatura. Por continuidade de massa, os movimentos ascendentes em convecção cumulonimbos requerem convergência nos baixos níveis e divergência nos altos níveis (HOLTON, 1992).

A posição e a intensidade da ZCIT sobre o Oceano Atlântico também é afetada por variações de padrões de TSM sobre os oceanos tropicais, influenciando a distribuição da pluviometria sobre a Bacia do Atlântico e Norte da América do Sul. Áreas costeiras adjacentes sentem o impacto da variação da temperatura do oceano como mudanças na distribuição regional e na intensidade de precipitação (SERVAIN et al. 1998). Particularmente, o leste da Amazônia é uma das regiões da América do Sul

mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical (MOLION, 1987, MOLION, 1993, NOBRE e SHUKLA, 1996).

A Bacia do Oceano Atlântico intertropical apresenta dois modos predominantes de variabilidade térmica. Um modo de variabilidade equatorial e acoplado com a atmosfera, com flutuações sazonais e interanuais, semelhantes a eventos de ENOS no Pacífico Tropical (CHANG, 1997, ZEBIAK, 1993) e com impactos no clima regional das Américas e África (WAGNER e da SILVA, 1994). E outro modo, cujos resultados de estudos mostraram que não tem analogia termodinâmica com o que ocorre na Bacia do Oceano Pacífico Tropical, o que é chamado “modo meridional”, caracterizado pelo gradiente norte-sul de anomalias de TSM, de sinais opostos nos setores ao norte e sul do equador, cujo desenvolvimento nem sempre é simultâneo (HUANG e SHUKLA, 1997, SERVAIN 1991). Esse gradiente foi apontado por Hastenrath e Greischar (1993) como o maior fator causal de anomalias climáticas regionais nos trópicos e, junto com o ENOS no Pacífico Equatorial, são apontados como os principais moduladores de grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul.

Estudos como os de Kiladis e Weickmann (1992), Nogués-Paegle et al. (2000), têm focado a variabilidade da precipitação de verão e dos mecanismos atmosféricos que produzem extremos de precipitação principalmente relacionados com a oscilação intrasazonal de Madden-Julian (OMJ). Essa variabilidade de curto prazo dominante nos trópicos ocorre com períodos de 30 a 60 dias e está associada com uma célula de circulação zonal, de escala global, que se propaga para leste (MADDEN e JULIAN, 1972, 1994), sendo o resultado da organização em grande escala da convecção das regiões do Oceano Índico, Indonésia e Pacífico oeste que se propaga para leste por toda faixa tropical. Associadas com a convecção são observadas anomalias nos campos de vento em baixos e altos níveis troposféricos, com convergência dentro da região de convecção e divergência fora dela nos baixos níveis, produzindo anomalias de pressão à superfície, de precipitação e de radiação entre outras variáveis meteorológicas. A OMJ tem sido relacionada às variações na posição e intensidade da ZCAS sobre a América do Sul (KOUSKY e KAYANO 1994).

Namias (1972), descrevendo os efeitos do ciclo sazonal sobre eventos de interação ar-mar no Oceano Pacífico, mostrou 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. Segundo

ele, uma anomalia de 1°C na TSM no verão se estendendo no verão para uma profundidade de 50 m, contém aproximadamente $2 \times 10^8 \text{ J.m}^{-2}$ de excesso de energia. Se essa energia é liberada nos meses seguintes, ela pode produzir uma fonte de calor anômala de cerca de 25 W.m^{-2} , comparado com um aquecimento normal de menos de 80 W.m^{-2} no outono normal no Pacífico nordeste.

Na escala de tempo interanual, o fenômeno ENOS é considerado como o mais relevante sinal climático nos trópicos, com efeitos que se estendem do Pacífico Tropical para todo o globo (PHILANDER, 1990). A Oscilação Sul é uma flutuação no campo de pressão que apresenta uma variação de 2-10 anos, com dipolos sobre o Pacífico sudeste e grandes regiões da Indonésia-Austrália atravessando o Pacífico Tropical na direção leste-oeste (**Figura 5**).

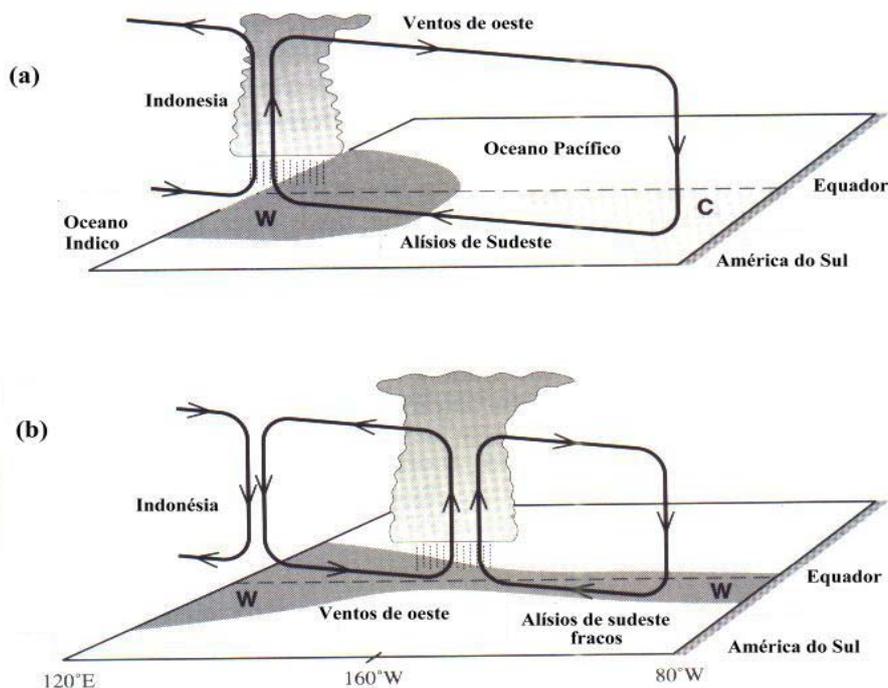


Figura 5: Circulação atmosférica tropical sobre o Oceano Pacífico durante condições (a) normais e (b) condições de El Niño. (W, quente; C, frio), adaptado de Wells (1998).

Embora essa variação de pressão de longo período em larga escala tenha sido estudada a mais de um século, sua relação com o fenômeno El Niño sobre a costa Oeste da América do Sul só foi reconhecida na década de setenta (HASTENRATH, 1985). Walker introduziu o termo “Oscilação do Atlântico Norte” (OAN), para denotar a variabilidade da pressão ao longo prazo entre a baixa da Islândia e a alta dos Açores (HASTENRATH, 2002).

A Oscilação Sul apresenta uma fase positiva (La Niña), caracterizada pela intensificação dos centros de pressão. O primeiro (alta pressão) localizado sobre o Pacífico Sudeste, onde as águas são particularmente frias. O segundo (baixa pressão) se apresenta fortemente desenvolvido sobre a Indonésia. Os Ventos Alísios se intensificam, percorrendo o Pacífico Equatorial, empilhando água em sua extremidade ocidental. Na atmosfera, a Circulação de Walker, ao longo do Pacífico Equatorial, é intensa, caracterizando não apenas um forte escoamento de superfície de este, mas também forte fluxo superior de oeste, assim como movimentos ascendentes e pronunciada convecção sobre o dipolo da Indonésia e marcada subsidência sobre o dipolo do Pacífico Este.

Durante a fase negativa da Oscilação Sul (El Niño), tanto a Alta do Pacífico Sudeste como a Baixa da Indonésia enfraquecem, e o gradiente de pressão zonal desaparece, ocasionando o enfraquecimento dos Alísios na zona equatorial. Esse enfraquecimento dos Ventos Alísios incita ondas oceânicas de Kelvin equatoriais, que se deslocam para extremidade este do Pacífico em um período de 2-3 meses, onde se manifestam no aquecimento da superfície oceânica, atingindo um pico máximo aproximadamente em março-abril na marcha anual (HASTENRATH, 1985).

Ao mesmo tempo, esse enfraquecimento do campo de ventos força uma onda de Rossby, fora dos trópicos, que se desloca para oeste do Pacífico seis meses depois. À medida que a onda de Kelvin se propaga eleva o nível do mar e aprofunda a termoclina no leste do Pacífico enquanto a onda de Rossby tem o efeito oposto, restabelecendo a termoclina. Essa é uma das possíveis gênese de um evento El Niño e a condição que precede o evento da onda de Kelvin parece ser o acúmulo de águas anormalmente quentes entre 150 -250m de profundidade no Pacífico Ocidental (CAVALCANTI, 2002).

A Circulação de Walker na atmosfera, ao longo do Pacífico Equatorial se desintensifica, manifestada no enfraquecimento dos Ventos Alísios e dos ventos superiores de Oeste. A convecção também é reduzida, assim como a precipitação e movimentos ascendentes sobre o dipolo da Indonésia, e a subsidência é menor sobre o Pacífico este.

Investigando o padrão de precipitação em escala regional e global que tinha associação com o ENOS, Ropelewski e Halpert (1987) observaram que quatro regiões na Austrália, duas na América do Norte, duas na América do Sul, duas na Índia, duas na África, e uma na América Central, apresentavam variações no padrão de precipitação

associadas a esse fenômeno. Sobre o Brasil, estudos indicaram que existem três áreas de atuação do El Niño, nas regiões do semi-árido do Nordeste, norte e leste da Amazônia e sul do Brasil. O norte e leste da Amazônia junto com o Nordeste são afetados pela diminuição da precipitação.

A **Figura 6** reproduz a variação, com o tempo, do Índice Multivariado de ENOS, descrito e elaborado por Wolter e Timlin (1993) de 1950 até o presente. Os números positivos (negativos) mostram as intensidades dos El Niños (La Niñas). Nota-se a predominância de eventos La Niña no período 1950 a 1976, em contraste com a alta frequência de eventos severos de El Niño entre 1977 e 1998.

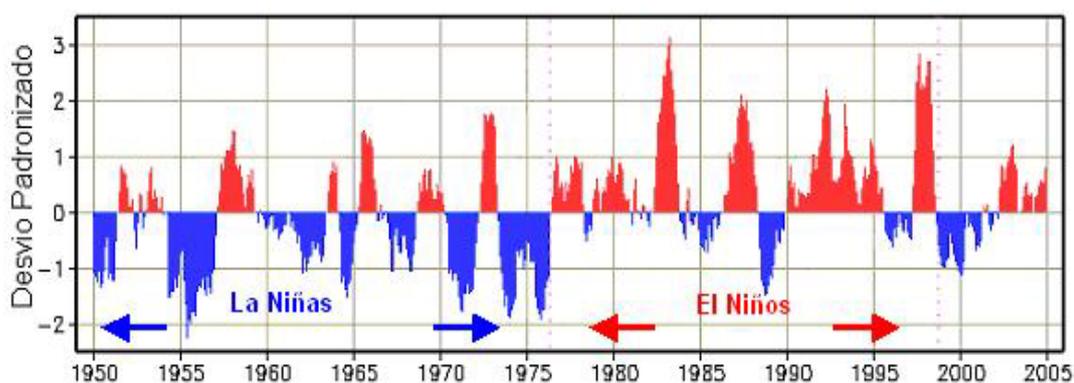


Figura 6: Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS, (adaptada de Wolter e Timlin, 1998).

Semelhante ao ENOS, a ODP (Oscilação Decadal do Pacífico) é uma flutuação da TSM do Oceano Pacífico, porém com um padrão de baixa frequência, variando em uma escala de tempo interdecadal, onde temperaturas da superfície do mar tornam-se mais frias e mais quentes a cada 20 a 30 anos (MANTUA et al, 1997), enquanto o El Niño varia dentro de uma escala interanual, de 6 a 18 meses. Da mesma forma que o El Niño existe duas fases da ODP. A fase fria, em que as anomalias da TSM no Pacífico Tropical são negativas e as do Pacífico extratropical Norte e Sul são positivas, e a fase quente que apresenta configuração contrária (**Figura 7**). A última fase fria ocorreu no período de 1947-1976, e a fase quente se estendeu de 1976-1998 sendo que, no período de 1974-1979, a ODP sofreu sua mudança de fase mais intensa do século XX. A partir de 1999, a ODP parece mostrar indícios de ter entrado novamente em sua fase negativa na qual, segundo Moilion et al. (2004), deve permanecer possivelmente até cerca de 2025, ou seja, pelos próximos 20 anos. A **Figura-08** mostra as fases frias que correspondem a valores negativos e as fases quentes correspondentemente a valores positivos

da ODP, de acordo com o IODP (Índice de Oscilação Decadal do Pacífico), descrito por Mantua et al (1997).

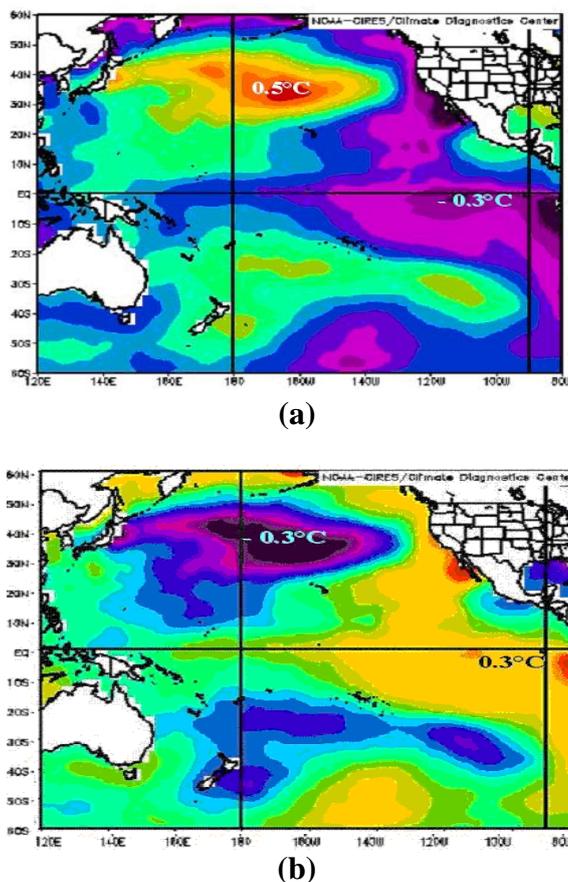


Figura-07: Oscilação Decadal do Pacífico (a) fase fria e (b) fase quente. (Molion, 2005).

Embora existam evidências e vários mecanismos tenham sido propostos para explicar essa variação climática, ainda não existe uma teoria definitiva que explique a sua geração e manutenção, nem há também um claro entendimento da sua relação ou interação com os trópicos e altas latitudes.

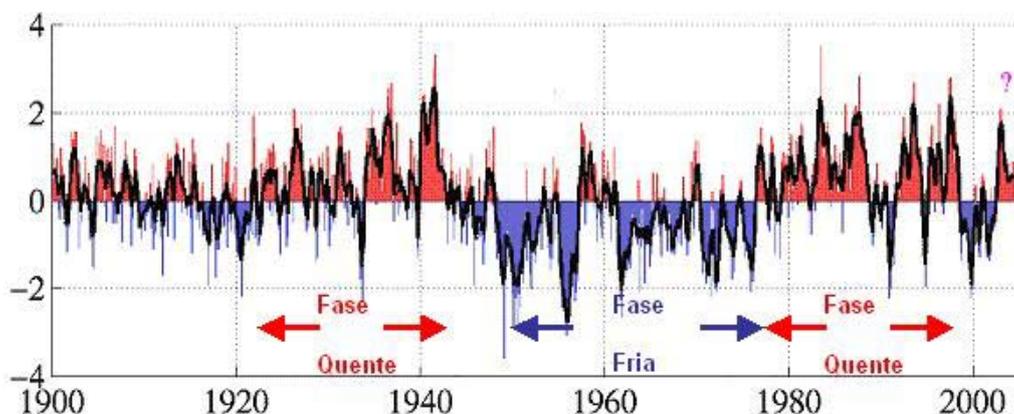


Figura-08: Série temporal do Índice de ODP: 1900-2003. Fonte: <http://tao.atmos.washington.edu/pdo/>.

3. DESCRIÇÃO DOS DADOS UTILIZADOS E METODOLOGIA

O *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) realizaram um projeto conjunto denominado Reanálises (Reanalysis) para produzir análises de quarenta anos, de 1957 a 1996, de registros globais de campos atmosféricos, para dar suporte às demandas da comunidade envolvida em pesquisas e monitoramento.

Esse projeto envolveu a recuperação de informações coletadas sobre a superfície terrestre e sobre os oceanos por navios, aviões, satélites, radiossondas e outros. Essas informações foram qualitativamente controladas por meio de um sistema de assimilação de dados, que foi mantido constante para o período de reanálise. Tal procedimento elimina possíveis erros associados com mudanças no sistema de assimilação de dados. O arquivo de dados é constantemente atualizado (Kalnay et al., 1996) e podem ser obtidos na home page do *Climate Diagnostics Centre* (CDC) no endereço <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.reanalysis>.

Assim, para o estudo da variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sobre o Oceano Atlântico foram utilizados dados de Reanálises dos campos de radiação de onda longa emergente (ROLE), temperatura da superfície do mar (TSM), reconstruída com resolução de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, vento meridional em 925 mb, seções verticais de Omega e precipitação, espaçados em pontos de grade de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, que correspondem a uma distância de 275 km aproximadamente.

Foi tomado, como base, o período que vai de 1948 a 2005, divididos em períodos correspondentes à fase fria (1948- 1976), quente (1977- 1998) e atual (1999-2005) da ODP, sendo esse último utilizado para estimar as tendências climáticas.

A ZCIT, climatologicamente, se posiciona mais ao sul nos meses de Março-Abril-Maio (MAM), atingindo sua posição extrema sul (cerca de 5°S) em Maio, quando então retorna para o Hemisfério Norte, seguindo a forçante solar e atingindo sua posição extrema norte no mês de Agosto (aproximadamente 15°N), coincidindo com as latitudes em que ocorrem as máximas TSM. Esse deslocamento da ZCIT está altamente associado com as estações chuvosas nas regiões tropicais (Vianello e Alves, 1991).

Dessa forma, para variáveis de ROLE foram calculados desvios médios das fases fria e quente, com relação à média do período de 1948-1998, para os meses de MAM e diferença da fase quente com relação à fase fria para os meses de MAM e

Junho-Julho-Agosto (JJA) para fins de análise da convecção associada à ZCIT de acordo com a sazonalidade.

Para o campo de TSM, foram gerados desvios médios da fase fria e quente, somente em torno da média de 1948-1998, para verificação de prováveis influências remotas da ODP sobre o Oceano Atlântico e, conseqüentemente, sobre a atividade convectiva da ZCIT em seu ciclo anual (Janeiro a Dezembro) e sazonal (MAM e JJA). Todos para a região compreendida entre 35° S 35° N e 80°W a 10°E.

Embora a região tropical esteja compreendida entre aproximadamente 23,5°S e 23,5° N, estendeu-se a região de estudo até 35° de latitude para que se pudesse ter uma visão mais ampla da configuração das variáveis, como TSM, ROLE e vento meridional, entre as diferentes fases da ODP. Além disso, embora a ZCIT, atue principalmente sobre as Regiões Norte e Norte do Nordeste, quando muito ativa, ela pode aumentar o gradiente de pressão entre o equador e os subtrópicos (Molion, 2002).

A análise da dinâmica atmosférica na região da ZCIT foi feita por meio da climatologia dos campos de vento meridional em baixos níveis para os meses de MAM e JJA das fases fria e quente da ODP (para o mesmo domínio espacial dos campos de ROL e TSM) e vertical, este último para a faixa compreendida entre 20°S e 30°N e 55°W e 45°W (abrangendo o leste da Amazônia e oeste do Pará).

Além das Reanálises da taxa de precipitação do NCEP, também foram usados 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), além de arquivos de Legates e Willmott (1990). Essa relativa densidade de dados observados de chuva permitiu sua interpolação em pontos de grade de 0.5° X 0.5°, 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. O domínio espacial para esse campo foi 35° S e 10° N e 80° W e 30° W e temporal de MAM e JJA para as fases negativa e positiva da ODP. A série temporal do índice de ODP (NOAA/ESRL/PSD) foi empregada nas análises de correlação das variáveis.

Também, registros da precipitação observada, na região metropolitana de Belém a leste do Pará, cedidos pelo *Instituto Nacional de Meteorologia* (INMET) e complementados por dados obtidos do site Hidroweb (<http://hidroweb.ana.gov.br>), que comporta informações hidrológicas da *Agência Nacional de Águas* (ANA), do *Diretório de Hidrometeorologia* (DHM) e da *Secretaria Executiva de Meio Ambiente e Recursos*

Hidricos e Naturais (SEMARHN) para as regiões de Óbidos Santarém, Monte Alegre e Belterra à Oeste do Pará foram utilizados. A localização dessas estações está contida na **Tabela 1** e exibidas na **Figura 9**.

TABELA 1. Estações meteorológicas das regiões selecionadas

PARÁ		
ESTAÇÃO	LAT	LONG
Belém	01°27'S	48°30'W
Óbidos	01°55'S	55°31'W
Santarém	02°25'S	54°42'W
Santarém (Taperinha)	02°53' S	54°28'W
Monte Alegre	02°00'S	54°05'W
Belterra	02°38'S	54°57'W

Localização espacial dos postos pluviométricos:

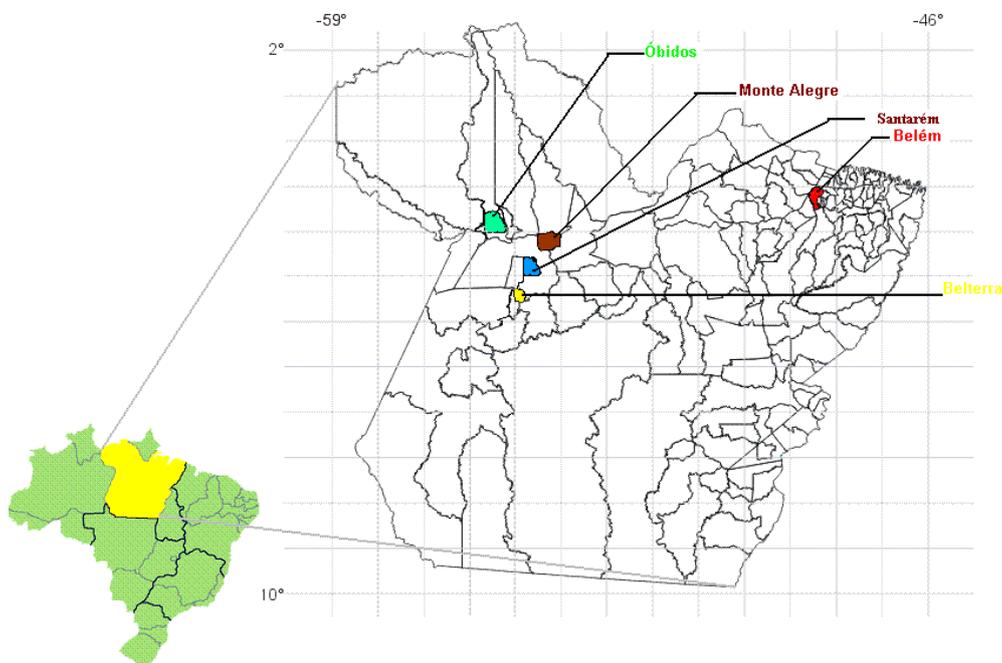


Figura 9: Mapa de localização dos postos pluviométricos do Estado do Pará.

Ainda para a precipitação, utilizaram-se, para efeito de comparação com as informações das estações pluviométricas, o conjunto de dados, em pontos de grade da UDEL, para o domínio espacial de 0,8°S e 2,8°S e 50,2°W e 47,2°W e outro compreendido entre 4,8°S e 9,8°S e 60,2°W e 50,2°W abrangendo respectivamente a região oeste e sudoeste do Pará.

Como séries temporais longas e confiáveis são raras ou muito difíceis de serem obtidas no Brasil, ou por não estarem disponíveis digitalmente ou, pelas falhas que apresentam, as séries pluviométricas de Óbidos, Monte Alegre e Belterra, implementadas da rede de dados pluviométricos da Hidroweb incluíram apenas o período de 1977 a 2005.

A série de Santarém, embora tenha apresentado descontinuidade nos dados em virtude da desativação de uma de suas estações, pôde ser reconstituída, utilizando-se dados disponíveis da série de Taperinha, localidade de Santarém, usada como representativa da climatologia pluviométrica da região. Assim estas séries ficaram divididas para o período de 1948-1977 e 1977- 2005.

Estes dados, de fato apresentaram falhas e houve a necessidade de se fazer o devido preenchimento para completar as séries. O método utilizado foi o de Ponderação Regional de acordo com Bertoni e Tucci (2002) que, a despeito de sua simplicidade, satisfaz plenamente as necessidades quando do preenchimento de valores mensais ou anuais. A Ponderação Regional é definida pela seguinte expressão:

$$Y = 1/3. (x_1/x_{m1} + x_2/x_{m2} + x_3/x_{m3}). y_m \quad (1)$$

Y = variável que guardará os dados corrigidos;

x₁, x₂, x₃ = precipitações médias mensais correspondentes ao ano que se deseja preencher, observadas em três estações vizinhas;

x_{m1}, x_{m2}, x_{m3}: precipitações médias mensais nas três estações vizinhas;

y_m: precipitação média mensal do ponto a ser estimado.

A partir do conjunto de dados observados, parâmetros estatísticos como a média (\bar{X}), desvio padrão (σ) e Índices de Precipitação Padronizados (IPP) e o Coeficiente de variação (CV), foram calculados para verificação de possíveis padrões de variabilidade e tendências nas fases da ODP, definidos respectivamente pelas equações abaixo.

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (2)$$

$n \rightarrow$ número de elementos da série;

$x_i \rightarrow$ cada elemento da série.

$$\sigma = \sqrt{\frac{n \sum X^2 - (\sum X)^2}{n(n-1)}} \quad (3)$$

$$IPP = \frac{X_{i,j} - \bar{X}_i}{\sigma_i} \quad (4)$$

$i =$ mês

$j =$ ano

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (5)$$

O caráter preditivo da influência da ODP nos trópicos, foi estimado, analisando-se o conjunto de dados do NCEP para ROLE e precipitação do período de MAM de 1999-2005, entre 15° S e 20° N e 80° W e 20° E, que foi comparado ao de 1948-1998. Foi incluída, também, a componente oceânica (TSM), para a faixa espacial entre 20°S e 30°N e 100°W e 20°E, porém para os meses de Jan-Dez, devido ao atraso na resposta dos oceanos a forçante solar.

Para essa mesma finalidade, utilizaram-se correlações entre a TSM do Atlântico e a ODP, com *lags* de 0 a 13 meses, sendo que os melhores resultados foram obtidos com lags de 7 a 9 meses (35° S e 35° N e 80° W e 0° E).

Também foram feitas correlações sem *lag* entre a precipitação e os índices de ODP (35° S e 10° N e 80° W e 30° W) para estimar a evolução dessa variável no domínio espaço-temporal. A significância das correlações, de acordo com seus respectivos graus de liberdade, está disponível na tabela de contingência da página do NOAA/ESRL/PSD (<http://www.cdc.noaa.gov/Correlation/significance.html>).

Todas as imagens dos campos utilizados foram geradas, pelos *applets* disponível na página do NOAA/ESRL/PSD (<http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/Composites/printpage.pl>), onde arquivos de dados de Reanálises em formato *.netcdf*, são gerados e podem ser visualizados no software *GrADS*. Apesar da simplicidade dessa ferramenta, ela auxilia extraordinariamente o desenvolvimento prático e avançado de pesquisas atmosféricas e oceânicas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1- Dados de Reanálises

4.1.1. Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)

Um bom indicador de chuva nos trópicos é obtido através da radiação de ondas longas emergentes (ROLE), pois é um indicador de convecção e, portanto, associado ao campo de movimento vertical, onde anomalias negativas indicam nuvens com grande desenvolvimento vertical e forte precipitação e valores positivos indicam o contrário.

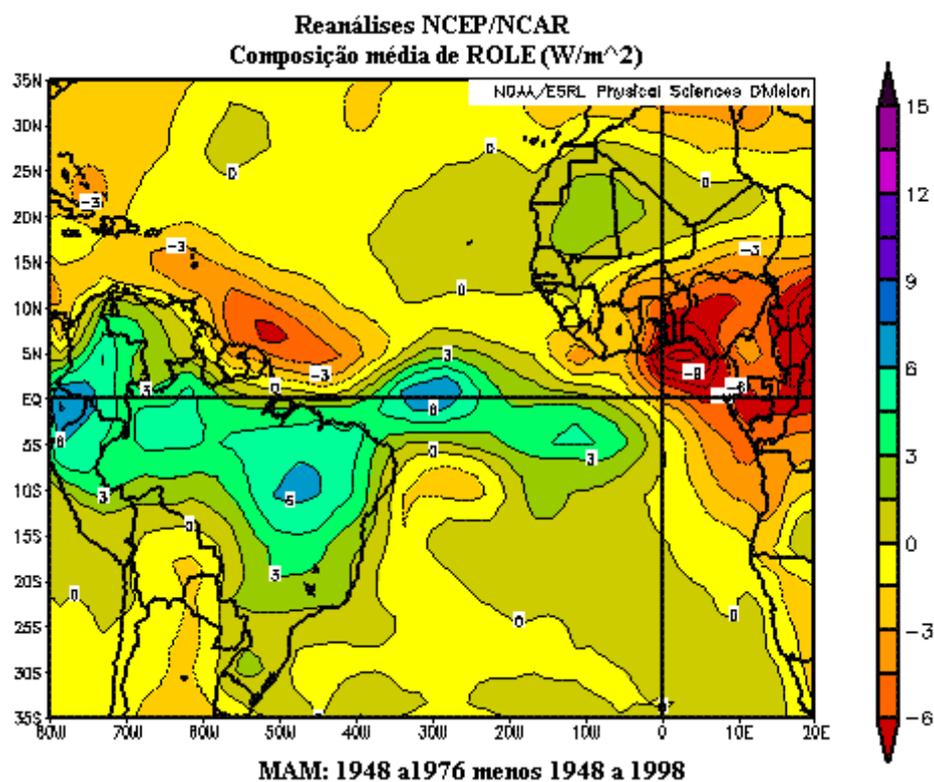
Dessa forma, análises para os meses de Março-Abril-Maio (MAM) - **Figura 10 (a e b)** - mostraram que a convecção manteve-se em média mais (menos) pronunciada durante a fase fria (quente) da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) sobre o Oceano Atlântico Tropical na região adjacente à costa noroeste das Guianas e Venezuela e sobre a África Tropical ocidental.

Maiores (menores) valores de ROLE foram observados sobre a Amazônia e leste do Nordeste, onde um núcleo mais significativo ($+5 \text{ W.m}^{-2}$) foi observado sobre o sudeste do Pará, indicando predominância de nuvens de topo mais baixo (alto) sobre estes setores durante a fase fria (quente).

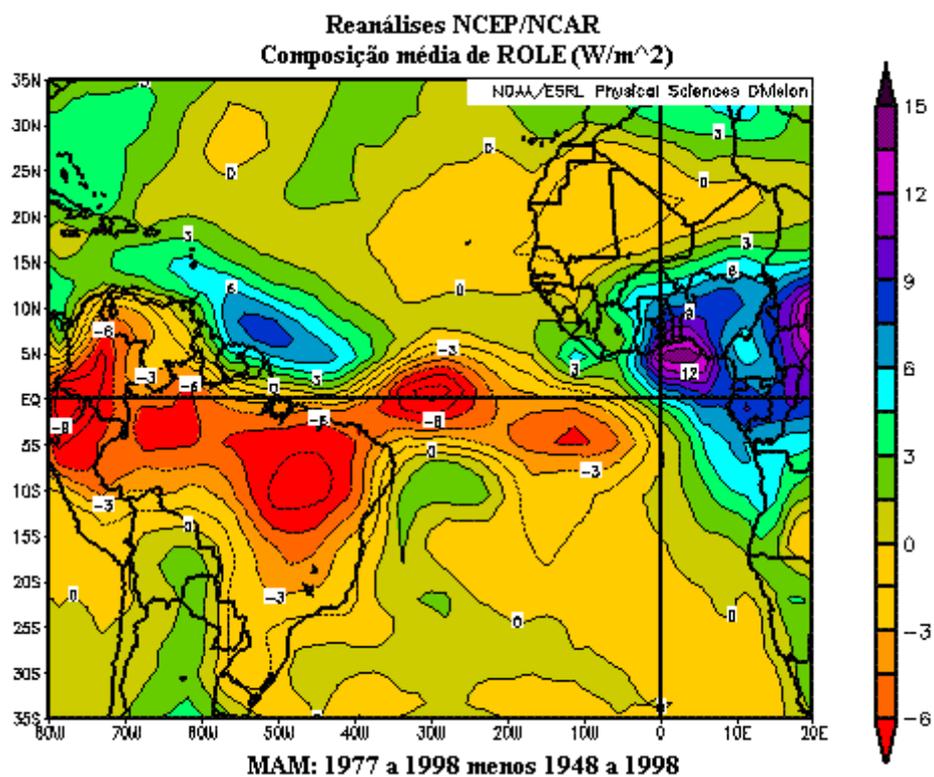
Sobre a região da bacia oceânica central do Atlântico, a convecção associada à ZCIT apresentou menores (maiores) valores na fase fria (quente). Essa distribuição espacial da convecção pode ser consequência de anomalias nas circulações de Hadley e Walker, provavelmente desencadeadas pelas variações da temperatura em escala decadal do Pacífico Tropical.

Assim, o ramo ascendente da circulação meridional de Hadley, mais intenso na costa noroeste da América do Sul, pode ter provocado a diminuição da convecção observada sobre a Amazônia por meio de movimentos compensatórios da dinâmica atmosférica, e a convecção mais intensa sobre a África pode ter favorecido a subsidência observada sobre o Oceano Atlântico Central por meio da Circulação de Walker.

Cook et al. (2004) atribuíram a mudanças na Circulação de Walker à influência do continente Africano sobre a América do sul, tanto no inverno como no verão.



(a)



(b)

Figura 10: Desvios de Radiação de Ondas Longas emergente (ROLE) das fases (a) fria e (b) quente, com relação a media do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Ao se analisar as diferenças da fase quente com relação à fase fria (**Figura 11a**) para o mesmo período de MAM, notou-se que a convecção foi, em módulo, ainda mais pronunciada na faixa de nebulosidade ao longo das latitudes equatoriais no período de MAM, cerca de 10 W.m^{-2} durante a fase quente.

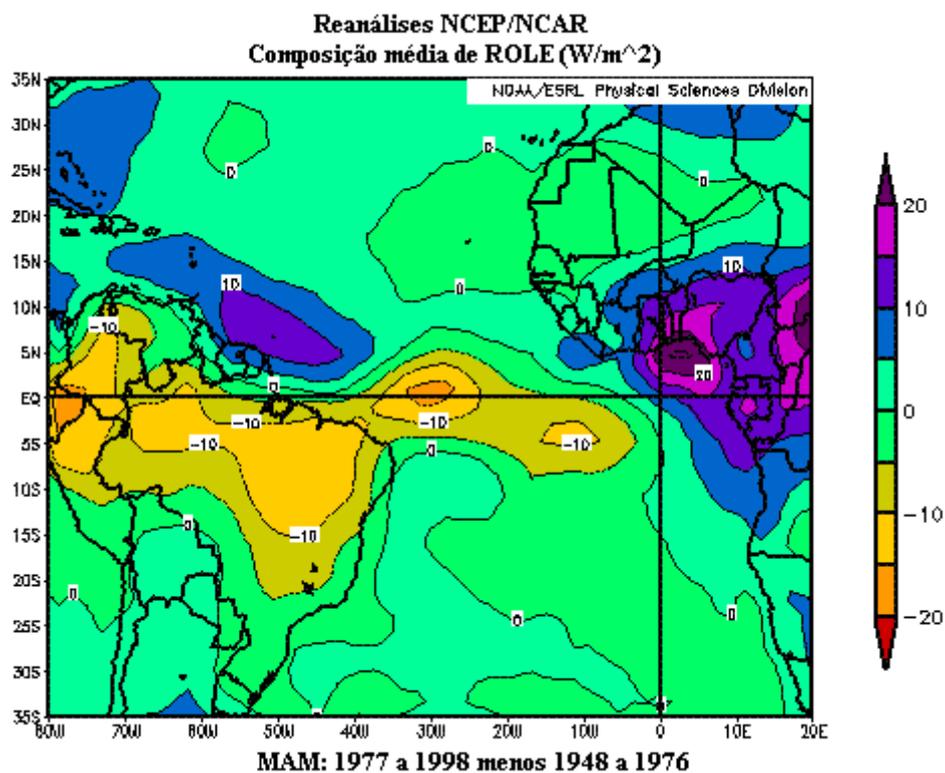
Na fase fria, porém, a convecção foi menos pronunciada, onde apresentou núcleos positivos em torno de 20 W.m^{-2} , indicando convecção rasa sobre a África nesta fase (sendo válido ressaltar, que esta, é a terceira região em convecção no globo).

A faixa com valores positivos indica nuvens menos desenvolvidas, portanto convecção mais fraca ao longo do equador. Já na costa noroeste das Guianas e Venezuela, aparece um núcleo negativo indicando o contrário.

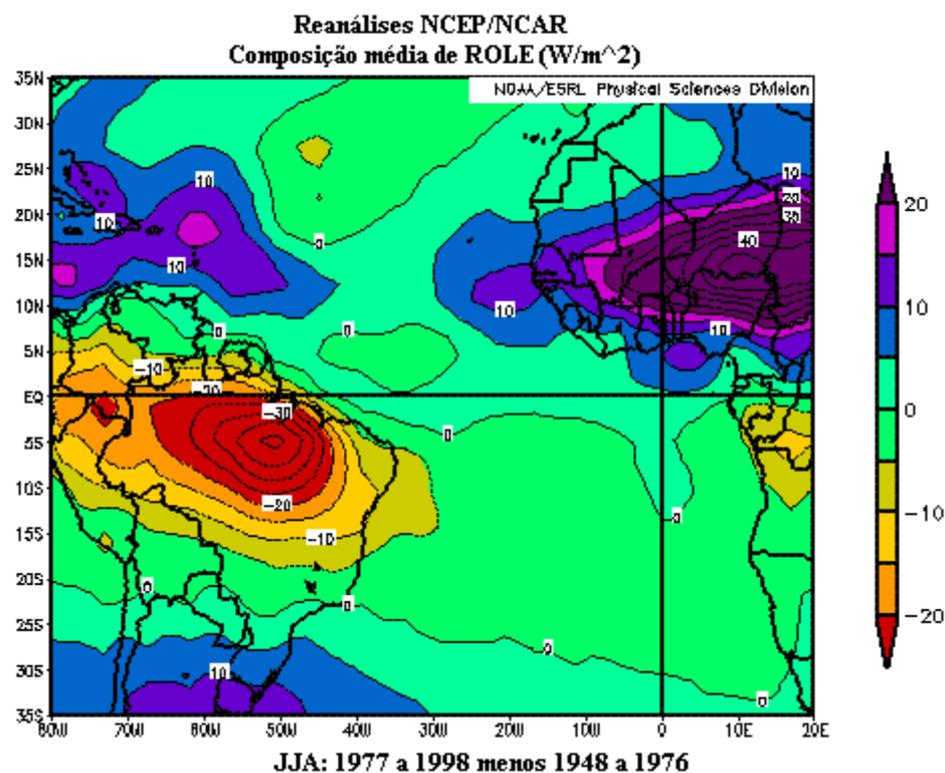
Na **Figura 10b**, a configuração é contrária, o a faixa de núcleos negativos indicaram maior atividade convectiva na fase quente. Isso sugere que a ZCIT tenha se posicionado mais ao norte (sul) de sua posição média durante a fase fria (quente).

Durante os meses de Junho-Julho-Agosto (JJA), (**Figura 11b**), quando a ZCIT atinge sua posição mais a norte de acordo com a climatologia, notou-se que ela permaneceu menos (mais) intensa, durante a fase quente (fria) da ODP. Tal desintensificação (intensificação) da ZCIT sobre o Atlântico pode estar relacionada à intensificação (desintensificação) da convecção observada, sobre a Amazônia e leste do Nordeste no decorrer do verão boreal desta fase por meio de mecanismos de teleconexões oceano-atmosférico.

Esse padrão de circulação se assemelha ao modo de dipolo do Atlântico com anomalias de TSM anti-simétricas em relação ao equador através de uma circulação meridional termicamente direta e conseqüente alteração na posição e intensidade da ZCIT.



(a)



(b)

Figura 11: Diferenças da média de Radiação de Ondas Longas emergente ($W.m^{-2}$) da fase quente menos a da fase fria da ODP (a) março-maio e (b) junho-agosto. Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.

4.1.2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Na **Figura 12** mostraram-se os desvios de TSM médios anuais da fase fria (1948-1976) e da fase quente (1977-1998) com relação à média do período 1948-1998.

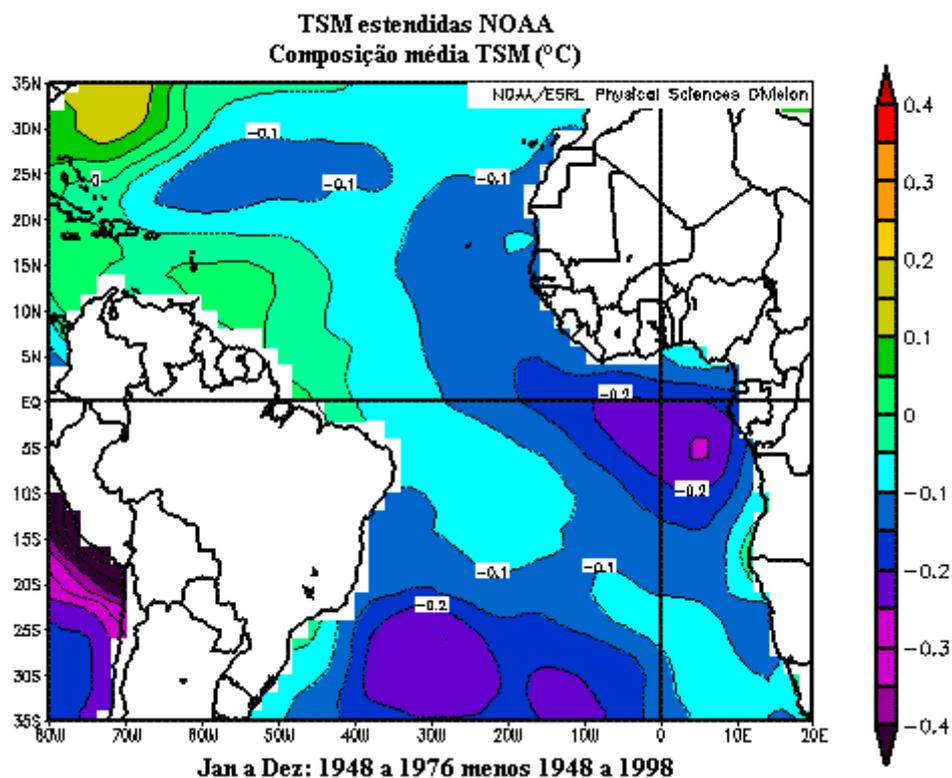
Puderam-se observar desvios negativos ao longo da Costa Africana, entre Angola (Corrente do Golfo da Guiné) e Mauritânia (corrente das Canárias), enquanto a Costa Norte da América do Sul, do Maranhão a Venezuela, apresentaram águas ligeiramente mais aquecidas durante a fase fria, chegando a 0.2° C no Golfo do México (**Figura 12a**).

Observou-se também um padrão de configuração de anomalias de TSM negativas no Atlântico Sul durante essa fase. As configurações opostas e um pouco mais intensas predominaram durante a fase quente (**Figura 12b**).

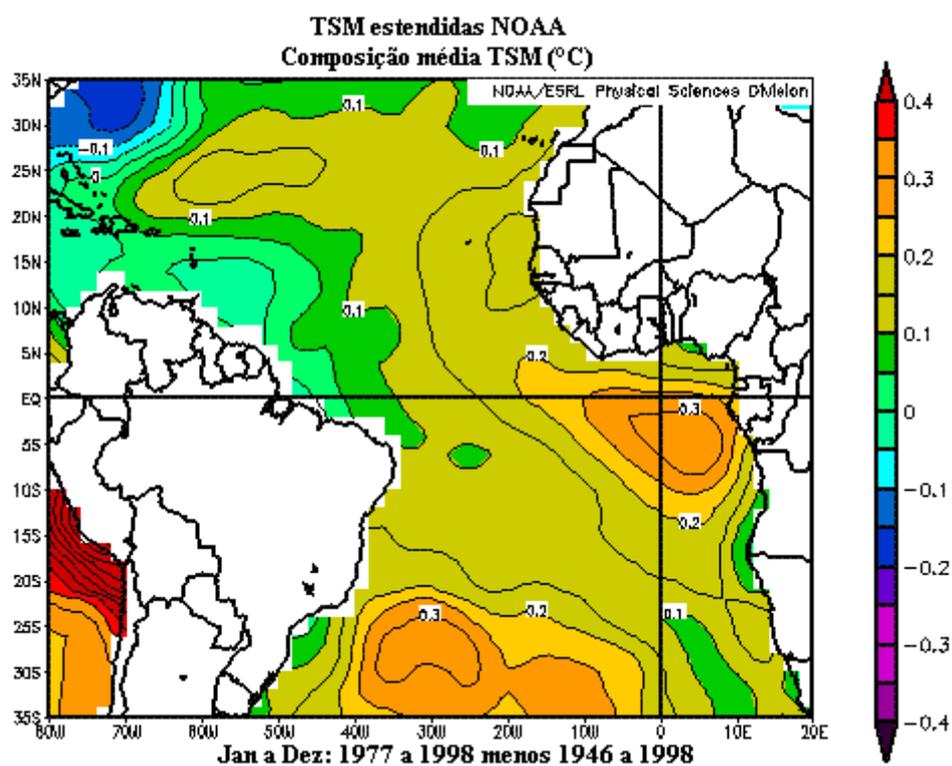
Rasmusson e Carpenter (1982) mostraram que dois dos maiores precursores do evento El Niño foram um aumento de 0.2° C da anomalia de TSM e, segundo Namias (1972), nos oceanos tropicais, anomalias de TSM relativamente pequenas, podem induzir grandes anomalias na liberação de calor latente. Logo, tais desvios positivos de TSM, durante a fase fria sobre a região das correntes oceânicas quentes do Golfo do México e Guianas-Brasil, ainda que relativamente pequenos, podem ter ancorado a ZCIT mais ao norte, quando comparado com seu posicionamento médio na fase quente.

Entretanto, desvios negativos (positivos) de TSM predominaram sobre a região do Golfo da Guiné e de alguma forma devem ter influenciado a convecção mais (menos) intensa observada nas cartas de ROLE emergente, sobre a África Ocidental Norte na fase fria (quente) da ODP. Como a ZCIT se posiciona preferencialmente sobre águas mais aquecidas, pode ser que esse resfriamento observado na fase fria tenha influenciado a permanência da ZCIT mais para norte.

Barai (2005), estudando a precipitação sobre a África Ocidental com dados observados do WMSSC (World Monthly Surface Station Climatology), no período de 1950-2000 e de Reanalises do NCEP/NCAR, estabeleceu uma relação em que, segundo ele havendo, uma anomalia negativa da TSM na região da Corrente de Benguela e Golfo da Guiné favorece o aumento da precipitação na região ocidental Norte da África.



(a)



(b)

Figura 12: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

De fato a nebulosidade associada à convecção, usando ROLE como indicador (**Figura 10**), sobre essa região africana, apresentou-se mais intensa quando da fase fria da ODP, em que as TSM do Atlântico foram predominantemente mais frias, sobre a Corrente de Benguela e Guiné. Janicot et al. (1998) mostraram, que um aquecimento das águas de superfície do Golfo da Guiné coincide com déficits pluviométricos ao Norte de 10°N e um excedente ao Sul, corroborando com as afirmações de Barai (2005).

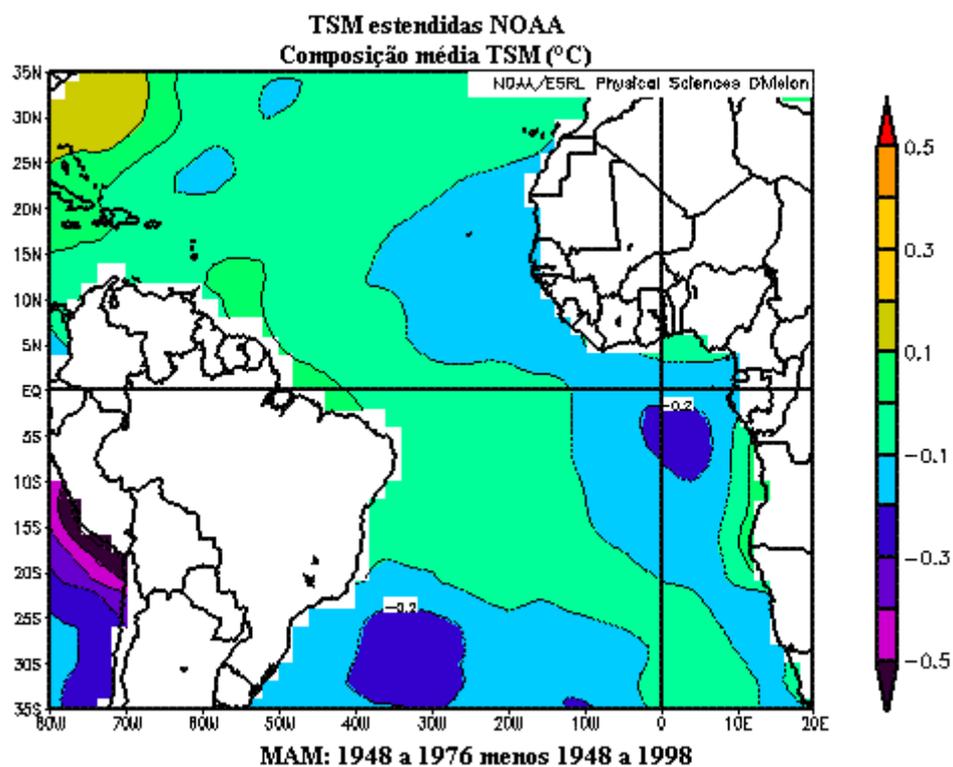
Durante o verão austral (MAM) na fase fria (**Figura 13a**), a Bacia do Atlântico, na Costa Leste do Norte e Nordeste mostrou relativa elevação de sua temperatura a partir da costa do Maranhão até as Guianas. Já, o setor sul do Atlântico esteve, em média, mais frio (cerca de 0.2°C), bem como a região oceânica adjacente ao continente africano (Golfo da Guiné). Configurações oceânica na fase quente (**Figura 13b**) mostraram mudança do sinal de temperatura, assim como em seu ciclo anual.

Desse modo, as anomalias de TSM negativas (positivas) no Atlântico tropical sul e anomalias positivas (negativas) no Atlântico tropical norte estariam associadas a atividade convectiva menos (mais) ativa, na faixa equatorial da América do Sul, observada nas cartas de ROLE durante a fase fria (quente) da ODP.

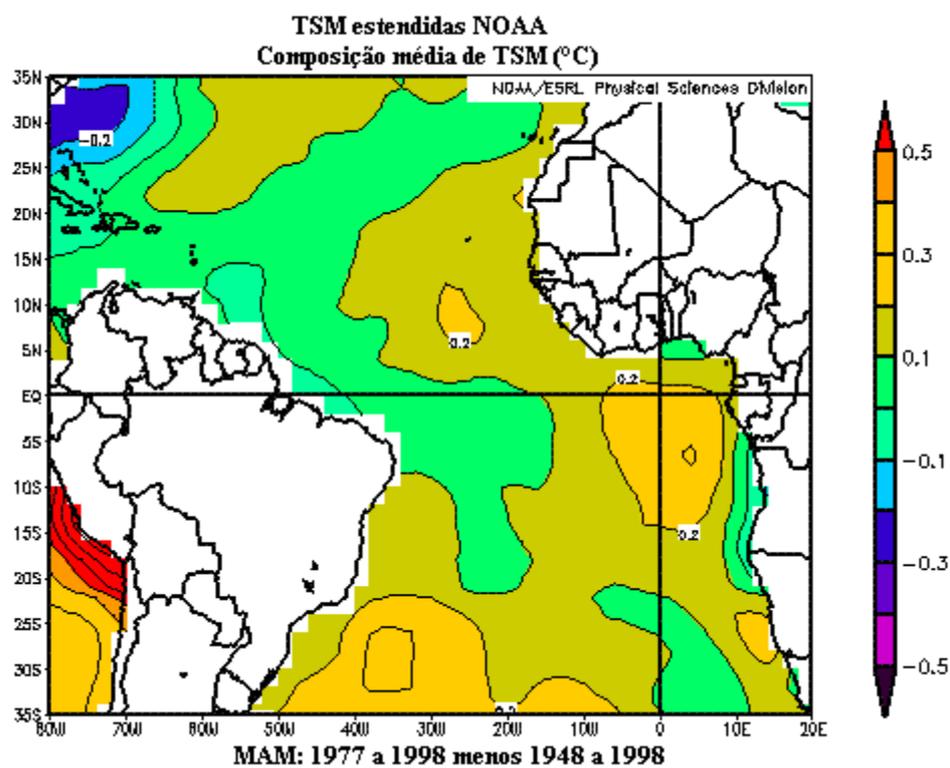
Hastenrath e Heller (1977) associaram anos secos com um enfraquecimento da parte equatorial da Alta Subtropical do Atlântico Norte, um deslocamento em direção ao equador da Alta Subtropical do Atlântico Sul, e posição da ZCIT mais ao norte de sua posição média. Padrões opostos foram observados para anos chuvosos.

Durante os meses de JJA, quando as correntes oceânicas mais frias atingem latitudes mais baixas do Hemisfério Sul, TSM abaixo (acima) da média foram predominantes por quase toda a bacia do Atlântico na fase fria(quente) da ODP (**Figura 14a e 14b**).

Nos trópicos, essa relação de resfriamento (aquecimento) dos oceanos está altamente associada à convergência do vento na superfície e formação de convecção rasa (profunda) o que influencia diretamente na redução (aumento) do calor disponível, via fluxo de calor latente e sensível para a ZCIT (FU et al., 1994 e ZHANG, 1993).

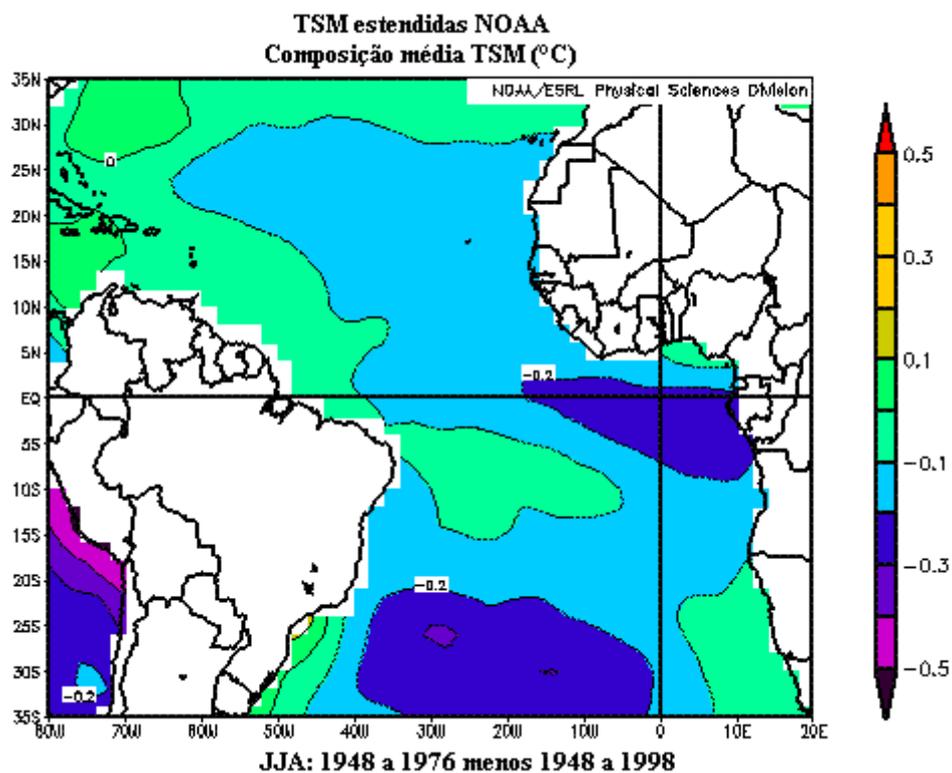


(a)

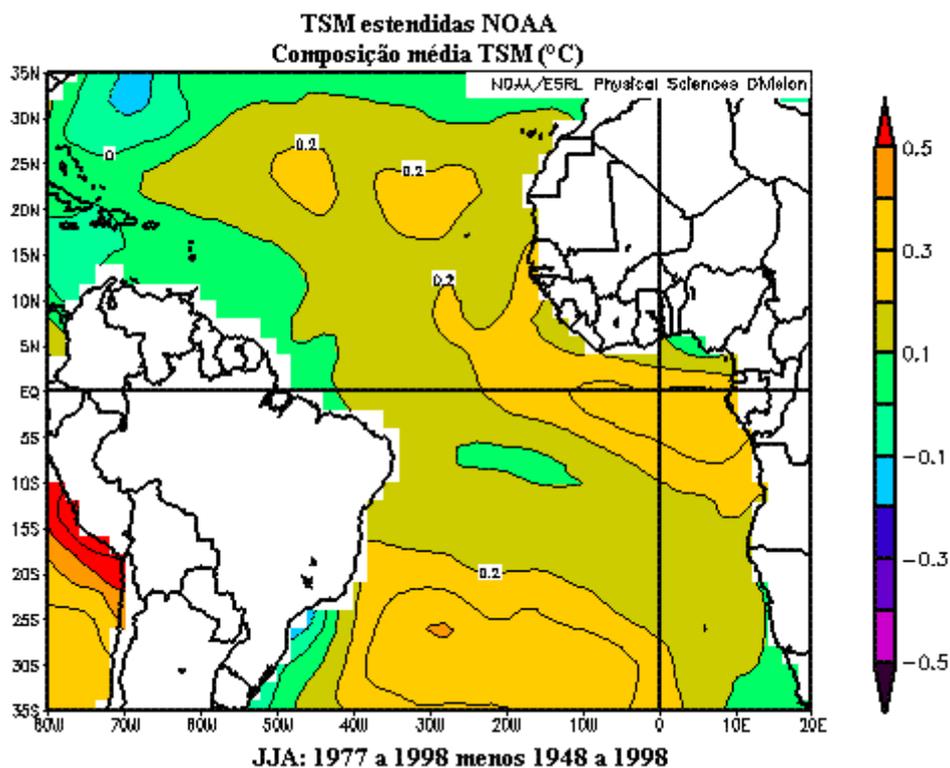


(b)

Figura 13: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação a média do período 1948-1998 para os meses de MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.



(a)



(b)

Figura 14: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998 para os meses de JJA. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

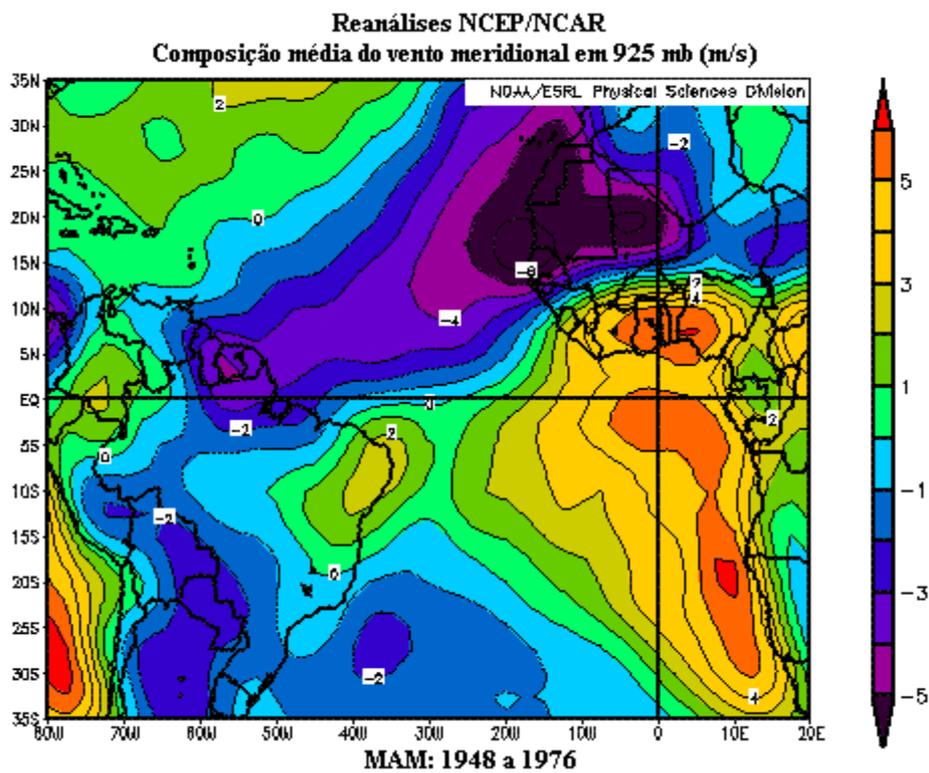
4.1.3. Vento Meridional (925 mb)

Na **Figura 15a** mostrou-se componente norte (valores negativos) do vento meridional em 925 mb durante a fase fria e quente para os meses de MAM, com padrão de persistência alguns graus mais deslocado para norte (sul), no continente sul americano. Esse deslocamento pode ser mais bem observado nesse período sobre as regiões do Marajó e Suriname, que apresentaram núcleos com maiores velocidades (4 m.s^{-1}). A posição da ZCIT, em princípio, é representada pela isolinha de 0 das componentes meridionais.

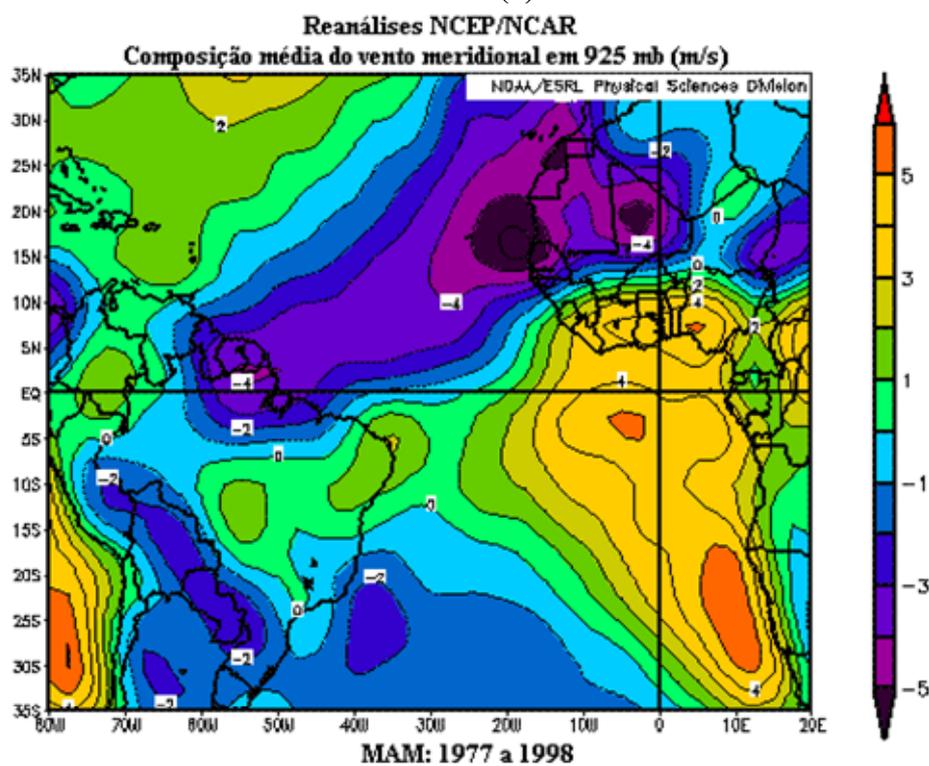
Observou-se que a componente de sul esteve mais forte (fraca) durante a fase fria (quente), sugerindo que a ZCIT esteve posicionada mais ao norte (sul) durante a fase fria (quente) da ODP. Particularmente a componente de norte, foi mais intensa sobre, a costa norte-central incluindo nordeste do Pará, Amapá, Guianas e parte do Maranhão.

As maiores velocidades médias foram observadas sobre a África do Norte entre 15° e 30°N , para esse período de MAM na fase fria. Ao mesmo tempo, constatou-se que a componente de sul também apresentou núcleos mais intensos (5 m.s^{-1}) ao longo da Costa Africana e adentrou mais para o continente sobre países como Nigéria, República de Benin, Togo, Gana passando por São Tomé e Príncipe. Além disso, observou-se das **Figura 13 (a e b)** que porções mais a norte e oeste do Atlântico Norte, apresentaram TSM relativamente mais elevadas que o setor mais a sul e leste. Assim, o vento de norte teria advectado ar mais quente e úmido encontrando ventos de sul mais arrefecidos o que teria contribuído para o desenvolvimento de gradientes mais intensos observados sobre a África durante a fase fria beneficiando a atividade convectiva mais intensa da ZCIT sobre o setor norte africano durante o verão austral. Esses fatores devem ter contribuído para a redução da convecção sobre o norte e nordeste da América do Sul, ancorando a ZCIT mais ao norte e intensificando a subsidência sobre a região.

Nos meses de JJA - **Figura 16 (a e b)** - no verão do Hemisfério Norte, observou-se maior penetração da componente de sul sobre a África durante a fase fria quando comparada à fase quente da ODP, tendo predominado sobre o leste da Região Norte e sobre o Nordeste, permanecendo sempre mais (menos) intensos durante a fase fria (quente) da ODP, forçando a ZCIT a permanecer mais ao norte e, conseqüentemente, diminuindo (aumentando) as precipitações no Norte e Nordeste do Brasil e norte da África ocidental durante a fase fria da ODP.

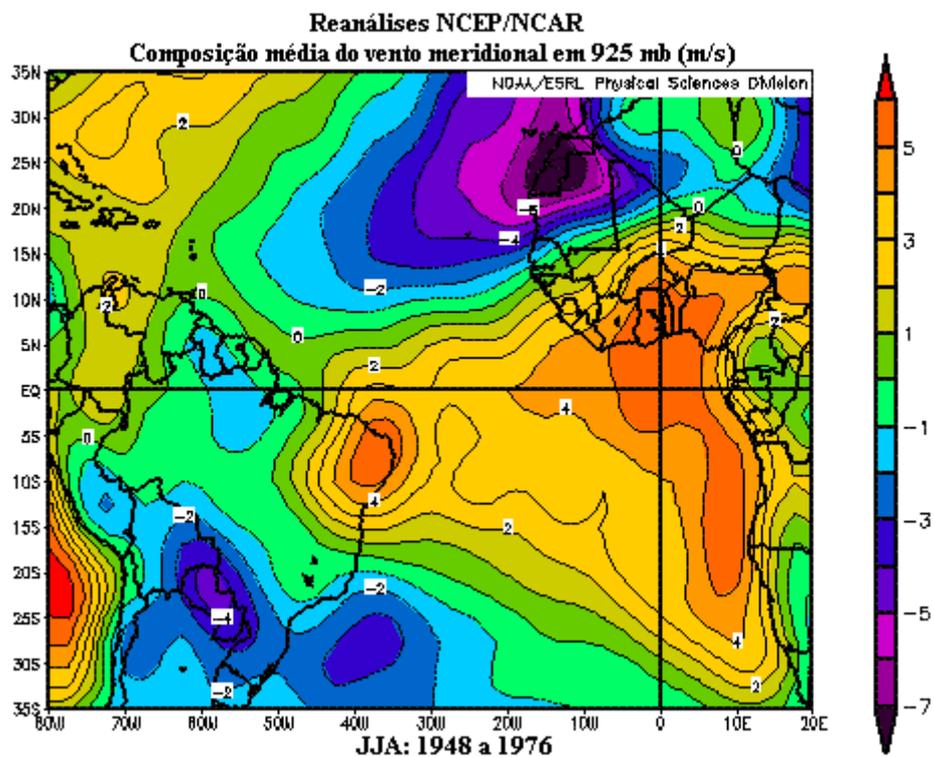


(a)



(b)

Figura 15: Campo de vento meridional em 925 mb ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para os meses de MAM para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.



(a)

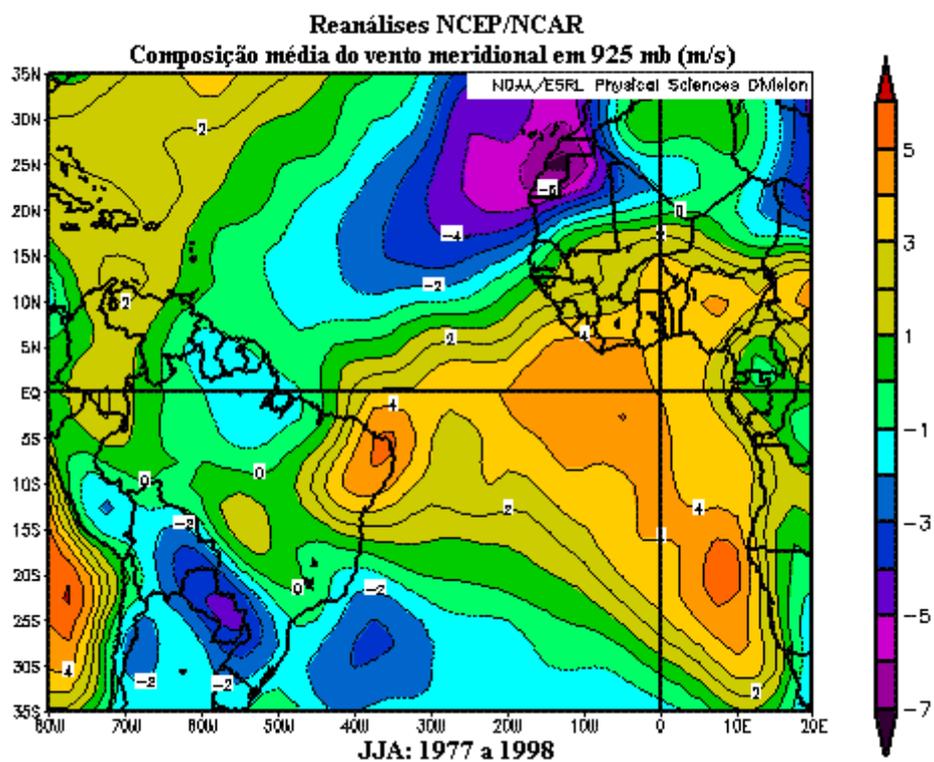


Figura 16: Campo de vento meridional em 925 mb ($m \cdot s^{-1}$) para os meses de JJA para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Esse resultado concordou com a hipótese de Namias (1972) de que variações dos Alísios de nordeste e sudeste parecem ser uma das causas das alterações da intensidade e posicionamento da ZCIT, estando relacionados à variabilidade dos centros dos anticiclones subtropicais que, por sua vez, parece estar relacionado à ODP por meio de teleconexões (MOLION et al., 2004).

O setor leste do nordeste apresentou mudanças quanto à magnitude do vento meridional, o qual esteve mais intenso durante a fase fria, indicando que, no inverno austral dessa fase, a ZCIT esteve em média, posicionada ainda mais para norte seguindo o deslocamento do Sol, e como ela tende a se localizar em regiões de ventos mais fracos, o Norte e Nordeste do Brasil registraram diminuição da precipitação possivelmente devido à intensificação do ramo descendente da Célula de Hadley.

4.1.4. Movimentos Verticais (Omega)

A média dos movimentos verticais em Pa.s⁻¹ para a seção compreendida entre 20° S e 30° N e 55° W e 45° W foi mostrada na **Figura 17**. Essa seção abrange importantes regiões do Estado do Pará, como Belém (1,38 S, 48,48 W), Santarém (2,43 S, 54,72 W), Marabá (5,33 S, 49,12 W), São Félix do Xingu (6,63 S, 51,98 W), e Altamira (3,20 S, 52,20 W), onde estão inseridos importantes afluentes da bacia hidrográfica do Rio Amazonas, como a bacia do Tapajós, Tocantins e Xingú. Esse último se destaca em importância, por conter a Volta Grande do Xingu, onde poderá vir a ser construída a Usina Hidrelétrica de Belo Monte (UHE-Belo Monte), além de aldeias indígenas, que representam uma das últimas reservas no País.

Dessa forma, diferenças observadas, pela climatologia dos movimentos verticais implicam diretamente na nebulosidade e precipitação e, conseqüentemente, para a vazão dos rios dessas regiões. Assim, notou-se que, durante a fase fria da ODP (**Figura 17a**), os valores negativos - que representam o ramo ascendente da circulação de Hadley (ZCIT) - mostraram-se menos intensos quando comparado à fase quente (**Figura 17b**). Para ambos os casos, a média dos valores mais elevados (da ordem de 0.05 Pa.s⁻¹, em módulo) ficaram centrados em 5° S, e durante a fase fria, ficaram limitados a 700 mb aproximadamente a Sul do Equador. Essa fase apresentou também um ramo secundário relativamente intenso (0.025 Pa.s⁻¹), situado sobre o Atlântico (centrado em 5° N).

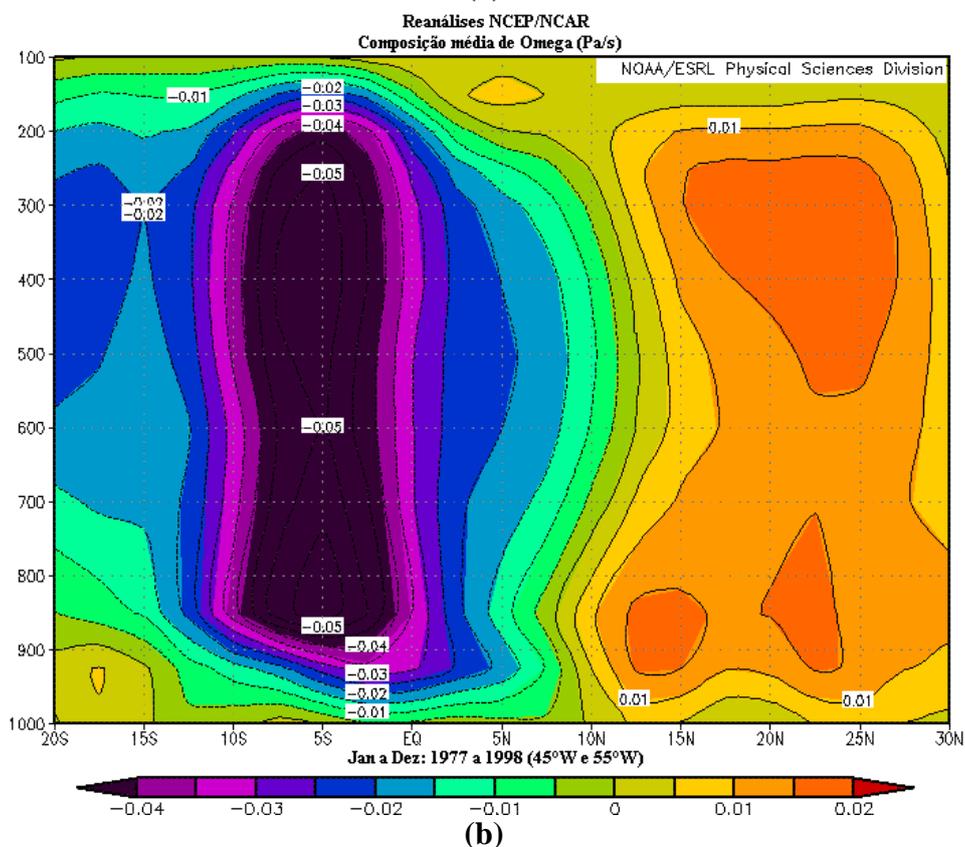
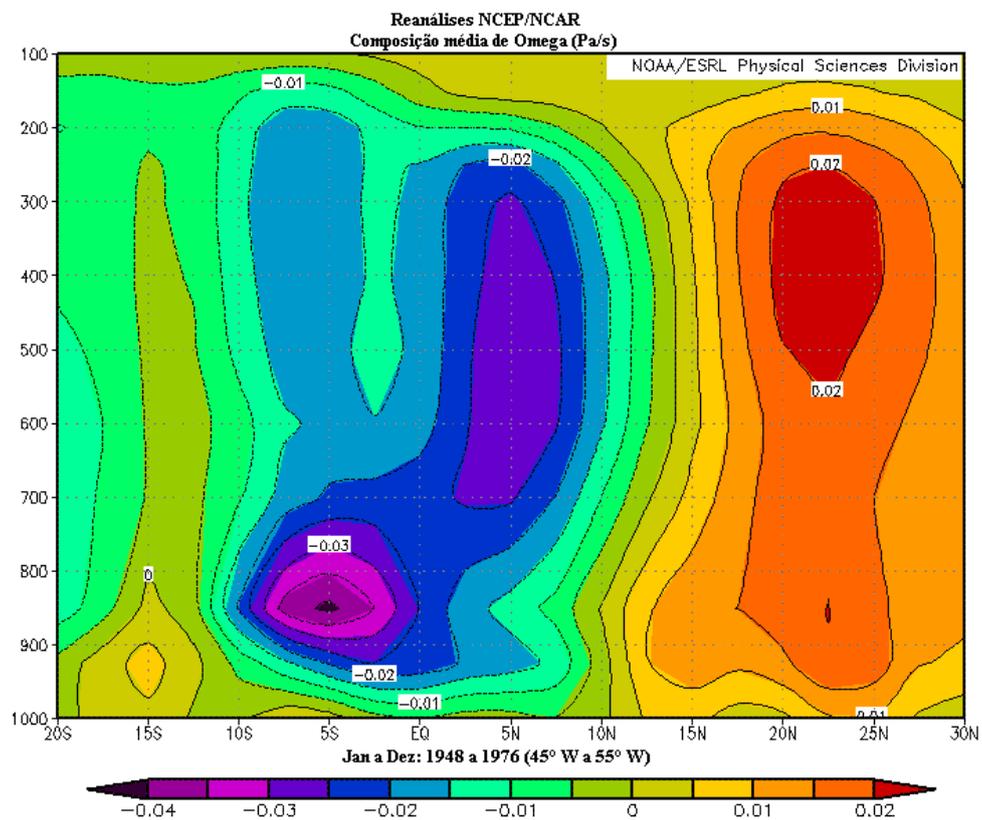


Figura 17: Seção Vertical de Omega (a) fase fria e (b) fase quente da ODP em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, para a região compreendida entre 20°S e 30°N e 45°W e 55°W. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Na fase quente, esses movimentos foram mais pronunciados, alcançando altos níveis troposféricos, cerca de 100 hPa, enquanto os movimentos verticais na fase fria (isolinha de $-0,02 \text{ Pa.s}^{-1}$) ficaram restritos ao nível de 250 hPa.

Esses resultados sugerem que a atividade convectiva da ZCIT foi mais fraca e posicionada mais ao norte na fase fria quando comparada com a da fase quente. Essa pode ter sido a causa da redução na precipitação, particularmente no sul da Amazônia, durante a fase fria.

4.1.5. Precipitação Pluviométrica

As diferenças dos totais da precipitação média anual entre as fases fria (**Figura 18a**) e quente (**Figura 18b**) com relação ao período total (1950-1998) de acordo com dados interpolados da UDEL mostraram mudanças bastante contundentes no sinal da precipitação de algumas regiões, entre as diferentes fases da ODP.

Desvios negativos de até 3 cm. mês^{-1} , representando decréscimos de 90 a 100 mm de chuva para o período de MAM da fase fria foram, em média, predominantes nas regiões de Roraima, Amazonas (entre as latitudes de 0° a 10°S e 65° e 70°W) e Bolívia, indicando diminuição na precipitação dessas regiões no período de verão que coincide com a estação chuvosa na Amazônia.

Desvios positivos (acima de 2 cm.mês^{-1}) foram observados na fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela, correspondendo a um aumento de aproximadamente 240 mm.ano^{-1} (o total anual pode ultrapassar 3.500 mm por ano) e sobre as regiões que circundam a faixa que vai da Guiana Francesa até aproximadamente a Costa Cearense e diminuindo gradativamente para o interior da Amazônia, indicando que houve acréscimo de chuva de quase 7% do total anual para essas regiões, durante o verão dessa fase. Na fase quente, notou-se comportamento inverso do sinal da precipitação para essas mesmas regiões.

Observou-se, também, que a mudança de fase da ODP exerceu influência significativa na Região Sul e Sudeste, com decréscimo de chuva na fase fria e aumento na fase quente.

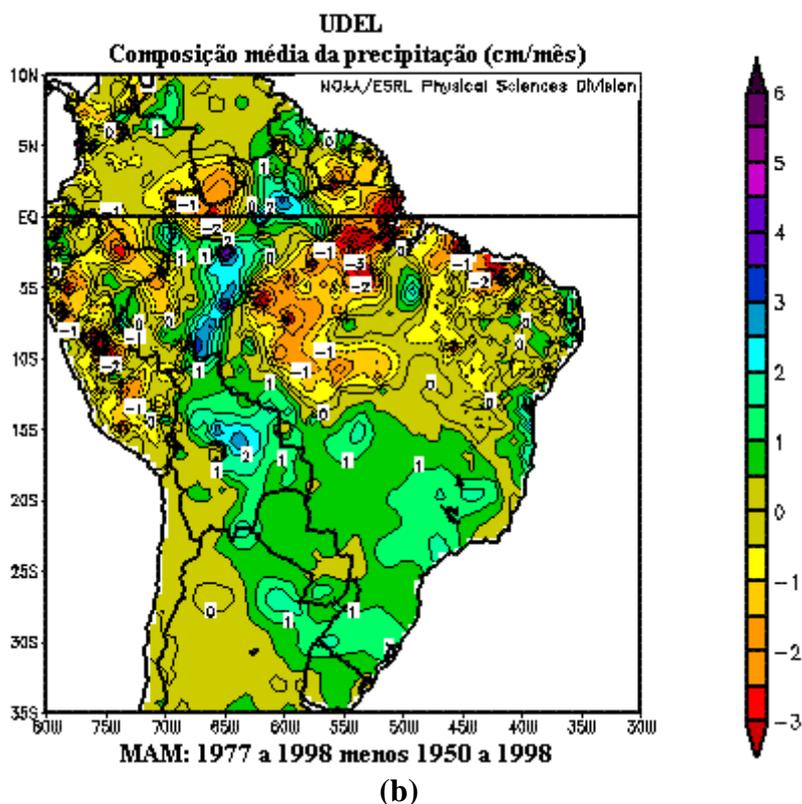
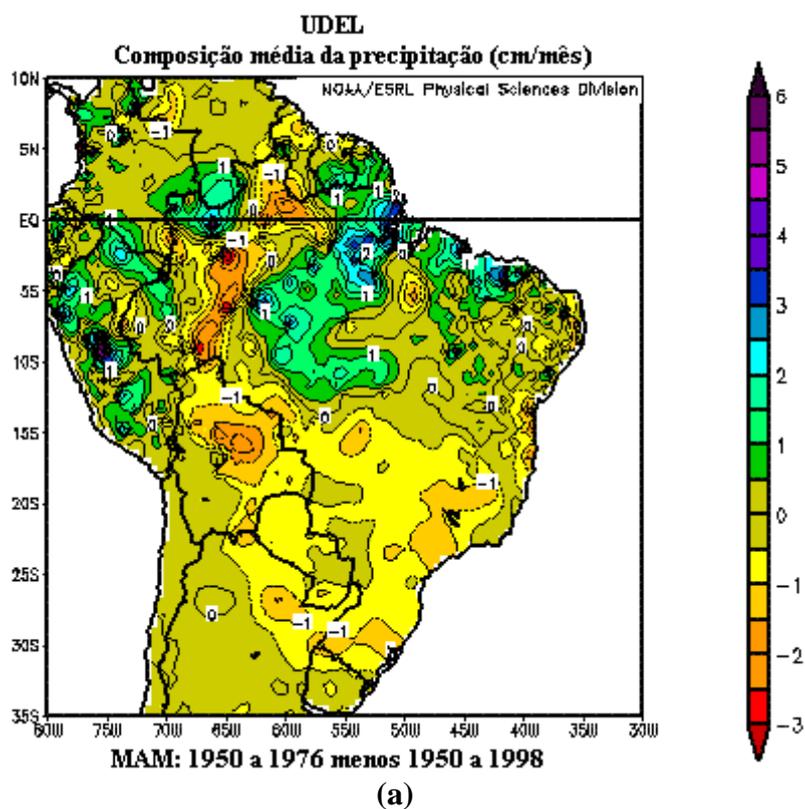


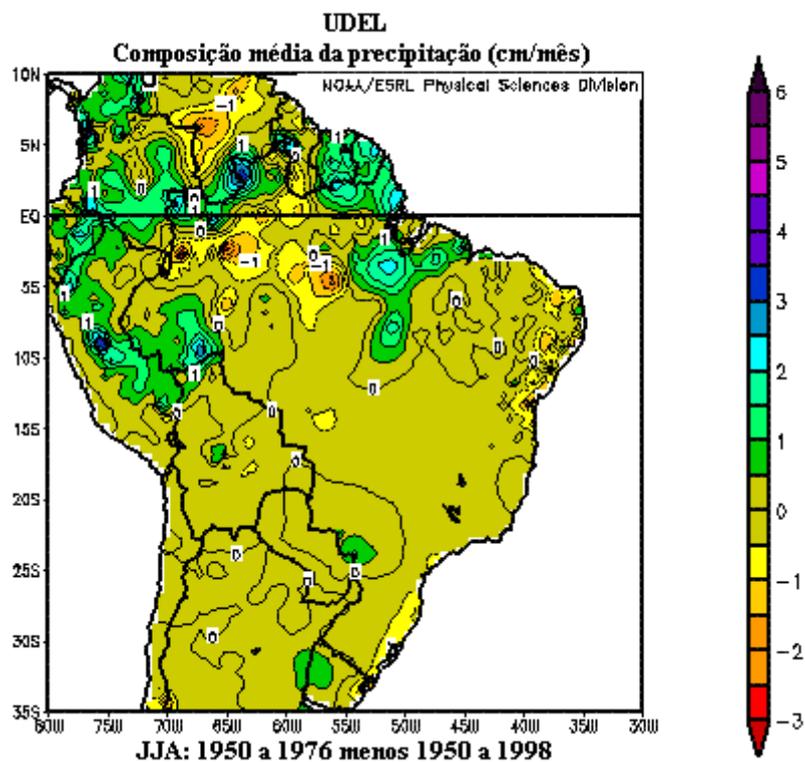
Figura 18: Desvios de precipitação média para os meses de MAM das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Nos meses de JJA, verão boreal (inverno austral), a ZCIT segue sua marcha anual, se deslocando sobre o continente de acordo com a posição solar e, climatologicamente, ocorre a estação menos chuvosa da Amazônia. A precipitação **Figura 19 (a e b)** pareceu apresentar-se distribuída meridionalmente em ambas as fases da ODP, com uma faixa de desvios positivos (negativos) durante a fase fria (quente) sobre regiões equatoriais norte, com exceção da Venezuela, que apresentou um núcleo de desvio negativo (positivo) (cerca de 2 cm.mês^{-1}), centrado em aproximadamente 67° W , na fronteira com a Colômbia, sobre a região onde confluem os Rios Orinoco e Meta.

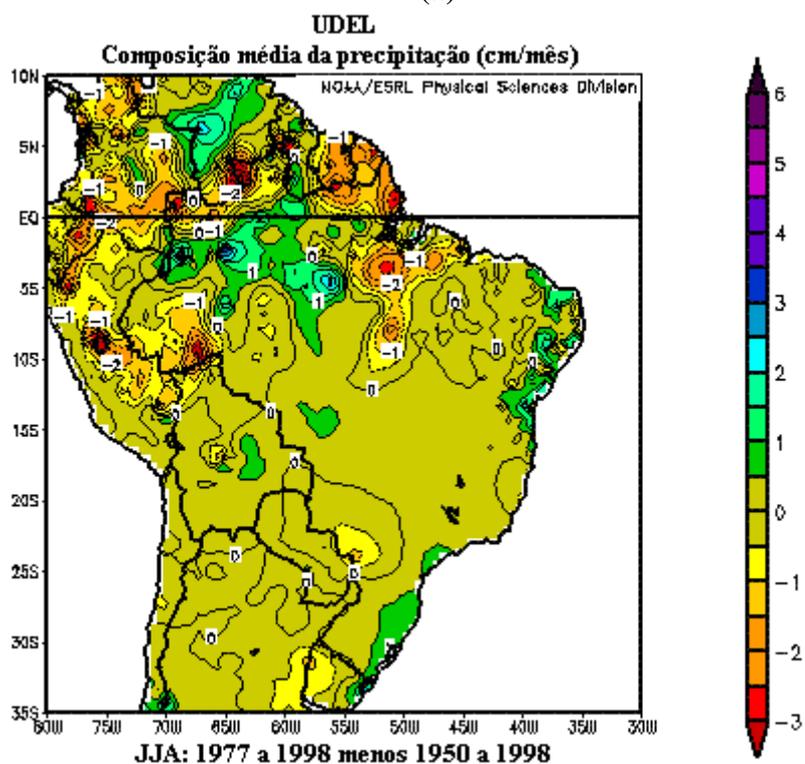
É válido ressaltar a importância do Rio Orinoco como principal eixo hidrográfico da Venezuela, o qual se estende por 2.360 Km com uma vazão média de $30.000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ e drena cerca de 4/5 da superfície total do país, além de apresentar ramificação desembocando no Rio Negro, um dos principais afluentes do Rio Amazonas.

Os padrões aqui obtidos mostraram que, quando o Pacífico Tropical esteve mais frio (quente), o Atlântico tropical norte esteve mais quente (frio) na sua porção adjacente à Costa Noroeste Sul-americana. O ramo ascendente da célula de Hadley esteve então mais deslocado para norte (sul) e o descendente da Circulação de Walker mais deslocado para oeste (leste), gerando o decréscimo (aumento) observado da precipitação na Amazônia Ocidental, entre os meridianos de 65° e 70° W aproximadamente e também em Roraima. Também ventos de norte em baixos níveis estiveram, em média, mais intensos sobre essas regiões com decréscimo de precipitação, e deslocados alguns graus mais para norte e com maior penetração na Amazônia setentrional durante a fase fria da ODP. Ao mesmo tempo, observou-se, das cartas de ROLE, que houve aumento (diminuição) da convecção no Norte da África Ocidental durante a fase fria (quente) da ODP. Esse fato é importante devido à natureza pulsante da ZCIT, fortemente ligada à natureza convectiva sobre a África e a conexão entre o continente Africano e Sul-americano, exercido por este mecanismo atmosférico.

Sousa et al. (2006), correlacionaram dados de precipitação da UDEL de 1950-1999 com os índices de ODP e mostraram que o Estado do Pará apresentou uma região a leste de 52° com coeficiente de correlação positivos e, a oeste, os coeficientes foram negativos. Em algumas áreas os coeficientes excederam 0,8 em módulo para um limite de confiança superior a 99,5% (**Figura 20**). Ou seja, parece haver um “dipolo” leste-oeste no Pará. Isso está de acordo com os padrões aqui analisados, provavelmente ligados as TSM mais elevadas do Atlântico Norte adjacente que teria também influenciado a faixa leste do Brasil até a costa do Ceará.

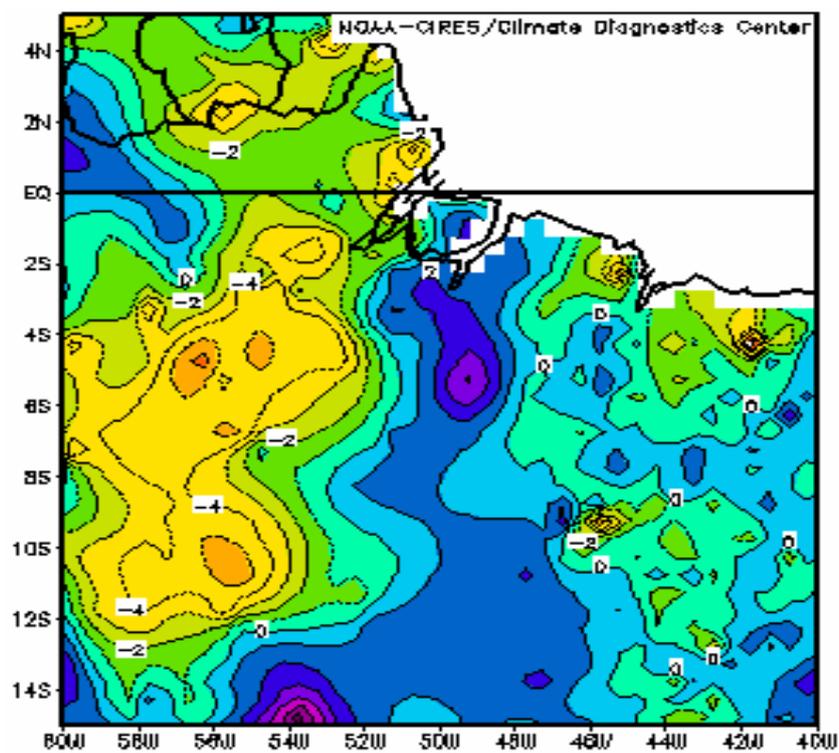


(a)

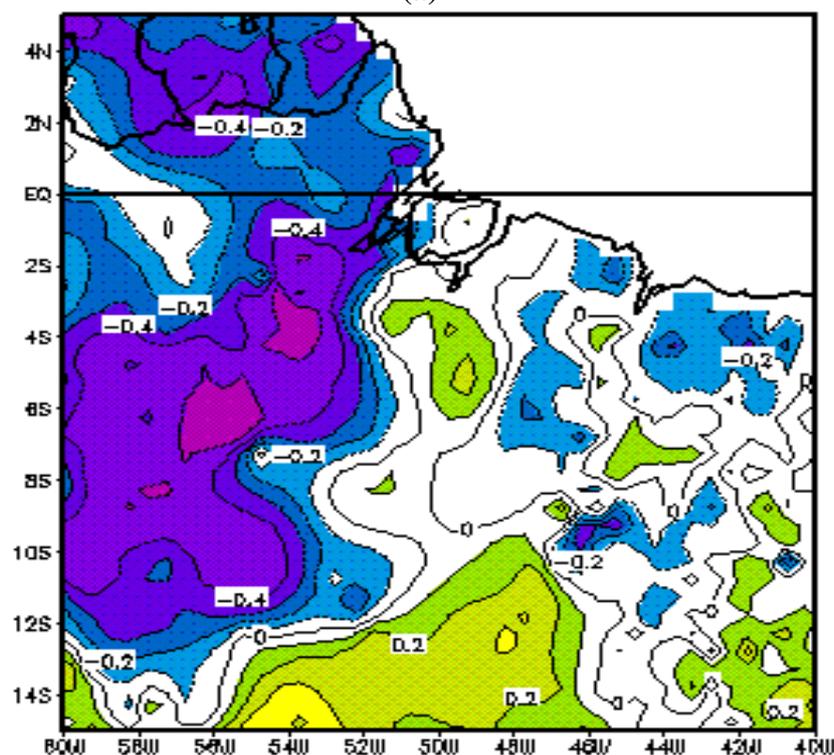


(b)

Figura 19: Desvios de precipitação para os meses de JJA das fases (a) fria e (b) quente, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.



(a)



(b)

Figura 20: (a) Diferença o total pluviométrico (cm.mês^{-1}), fase quente menos fria da ODP e (b) correlação entre a série de ODP e o total pluviométrico anual, 1950-1999. Sousa et al. (2004)

O extremo leste do Nordeste, que apresentou tendências positivas da fase fria para quente, mostrou climatologia dependente principalmente de fatores como TSM do Atlântico Sul que durante a fase fria (quente) permaneceu em média com temperaturas mais baixas (altas), favorecendo diminuição (aumento) de sua taxa evaporativa e conseqüente atenuação (aumento) da precipitação e de ventos de sul.

Rao et al. (2006) sugeriram que a tendência de aumento da precipitação no Nordeste do Brasil estaria relacionada à seca no sub-Saara, para o período compreendido entre 1948-75 e que a localização da ZCIT no Atlântico, mais a sul que o normal poderia ter sido a provável causa dessa tendência positiva (negativa) da precipitação sobre o Nordeste (sub-Saara).

4.2. Dados de precipitação de estações pluviométricas

A série temporal dos índices de ODP (**Figura 21**) apresentou grande similaridade com a série temporal dos índices de precipitação média mensal padronizada (IPP) em Belém (PA) (**Figura 22**), em geral, com valores negativos (positivos) durante a fase fria (quente). A série de IPP apresentou tendência positiva durante todo o período.

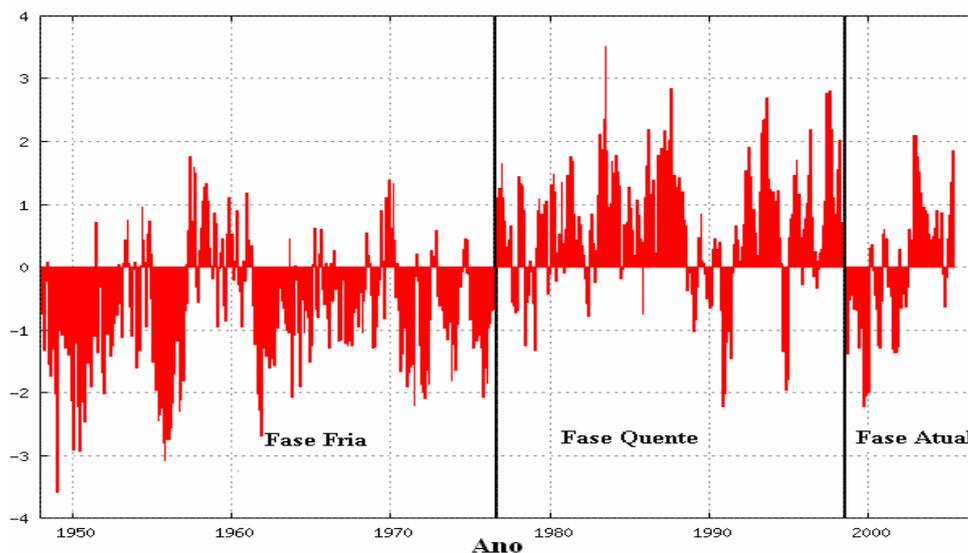


Figura 21: Índices de Oscilação Decadal do Pacífico. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

A média do total anual de precipitação foi igual a 2782,7 mm, com desvio-padrão igual a 372,4 mm na fase negativa da ODP e, na fase quente (1977-1998), igual a 3033,9 mm e desvio-padrão de 403,6 mm, com um acréscimo de 11% aproximadamente. O desvio-padrão maior na fase quente sugeriu que a variabilidade foi maior nessa fase. Molion (2005), analisando a variabilidade interdecadal e tendências climáticas para América do Sul, encontrou tendências semelhantes para o Norte e Nordeste do Brasil.

As análises das séries temporais para as localidades de Óbidos, Monte Alegre e Belterra no Oeste do Pará, no Baixo Amazonas, ficaram restritas à fase quente devido à indisponibilidade de dados nos anos da fase fria.

Observou-se que os IPP de Óbidos (**Figura 23**), assim como para Belém, ao leste no Pará, mostraram tendências de aumento de chuva durante o período de 1997-2005. A média do total anual de precipitação para a fase quente foi igual a 1765,1 mm, com desvio-padrão igual a 424,8 mm, e coeficiente de variação de 0.24.

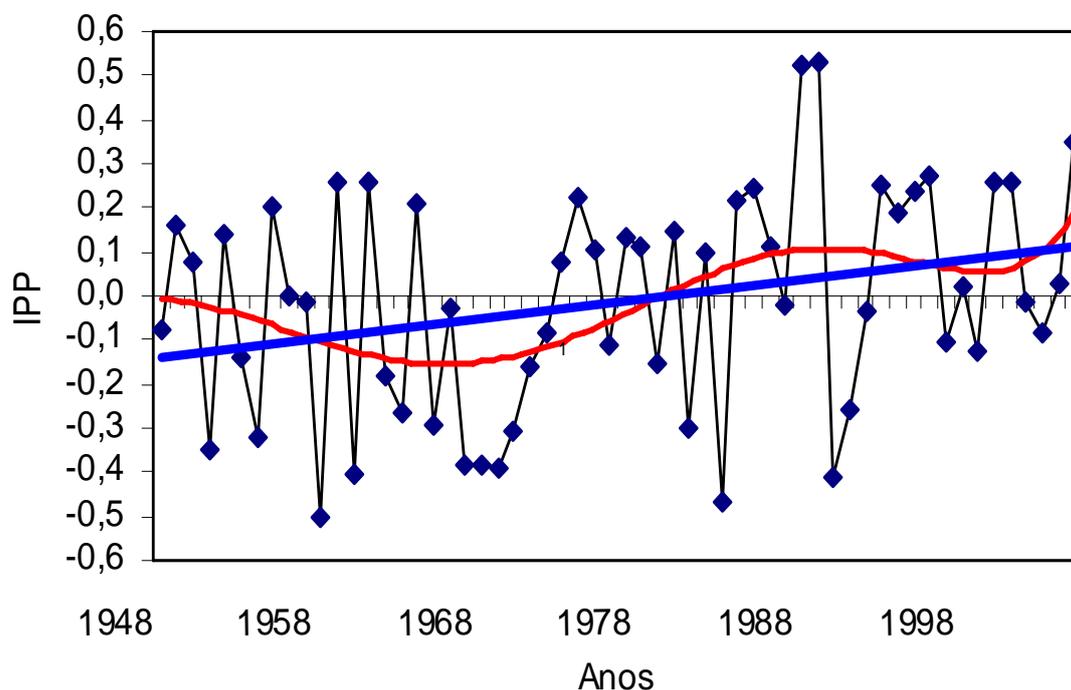


Figura 22: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Belém com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: INMET- PA.

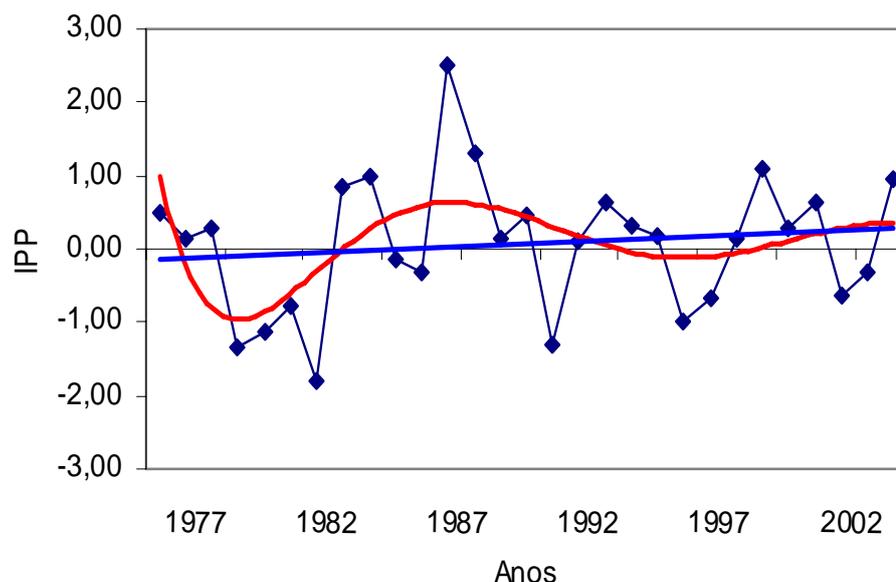


Figura 23: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Óbidos no período de 1977-2005 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: HIDROWEB.

Os desvios padrão dessa série, comparados aos de Belém, demonstraram que houve maior variabilidade para a região de Óbidos durante a fase quente da ODP, que apresentou picos negativos, coincidentes com anos de El Niño (1979-1980, 1982-1983, 1990-1993 e 1997) e positivos em anos de La Niña (1983-1984, 1988-1989), porém com desvios mais pronunciados (acima de 2,0) para anomalias de El Niño.

A série de IPP de Monte Alegre (**Figura 24**) apresentou total anual de precipitação média igual a 1584,2 mm, com desvio-padrão igual a 309,4 mm e coeficiente de variação igual a 0.2 na fase quente, com variabilidade ainda maior que o da série temporal de Belém e Santarém. Observou-se nessa série que os desvios positivos foram mais pronunciados que os negativos e acima de 2.0 coincidindo com anos em que ocorreram anomalias de El Niño, pressupondo-se, dessa forma que El Niños da fase quente foram mais atuantes sobre a precipitação da região oeste do Pará.

Para Belterra (**Figura 25**), o total anual de precipitação média foi igual a 1695,0 mm, com desvio-padrão igual a 414,3 mm e coeficiente de variação de 0.24. Observou-se que os coeficientes de variação aumentaram longitudinalmente na direção oeste, mostrando maior variabilidade de precipitação, Observou-se, ainda, que as médias anuais de precipitação durante a fase quente também diminuíram na mesma

direção, confirmando o decréscimo da precipitação observado nas cartas de dados interpolados.

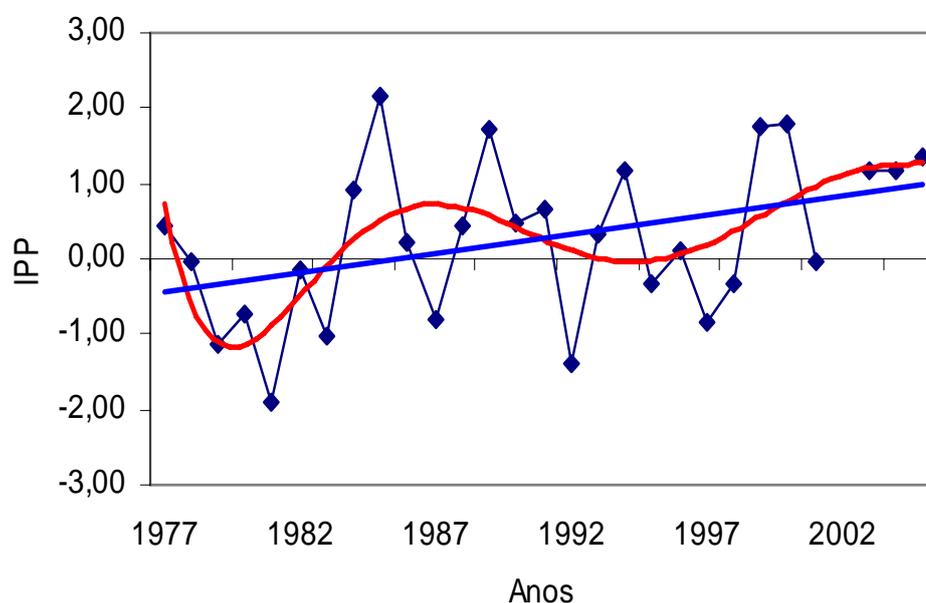


Figura 24: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Monte Alegre (Oeste do Pará) no período de 1977- 2005 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: HIDROWEB.

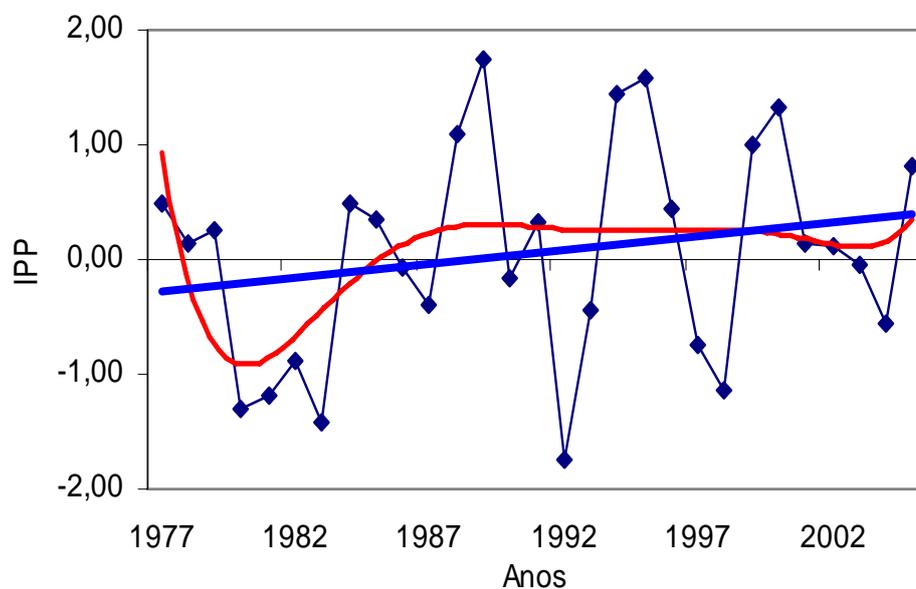


Figura 25: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Belterra (Oeste do Pará) no período de 1977- 2005 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: HIDROWEB.

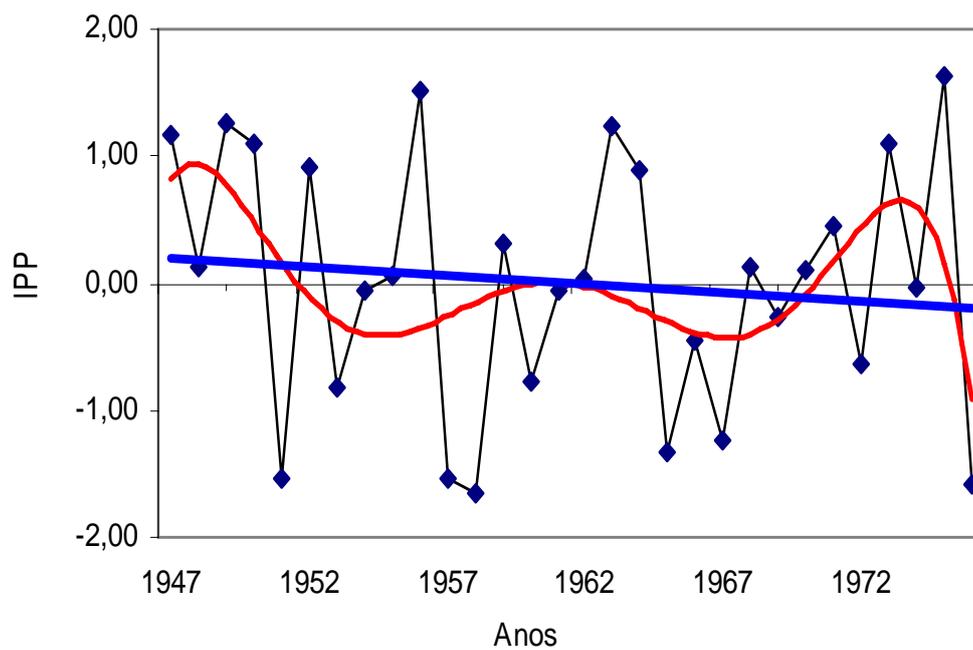
A padronização da precipitação para a série de Santarém (oeste do Pará) (**Figura 26**) apresentou tendências diferentes à de Belém, quando da fase fria da ODP, com a precipitação decrescendo durante a fase fria da ODP (**Figura 26a**) e aumentando na fase quente (**Figura 26b**).

A fase fria apresentou média anual de 2103,1 mm e a fase quente 2075,0 mm, com desvio-padrão de 595,81 e 305,3 e coeficiente de variação de 0,28 e 0,15 respectivamente, indicando maior variabilidade durante a fase fria, ao contrário de Belém.

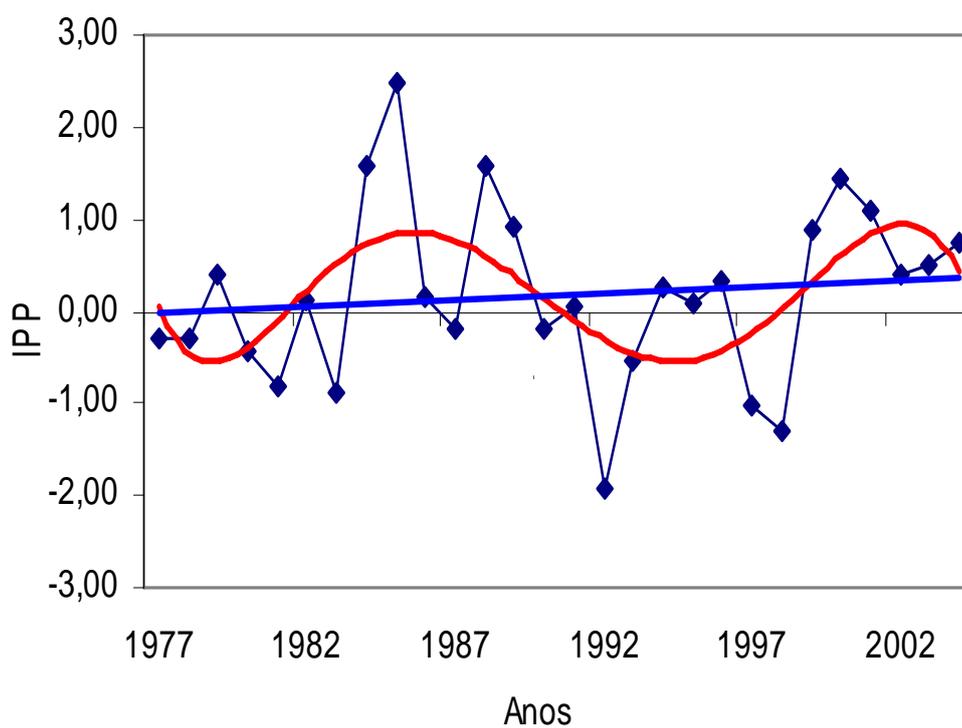
Notou-se, das séries de precipitação, que a região oeste do Estado do Pará foi mais susceptível aos El Niños da fase quente, onde os desvios padronizados indicaram maior redução de chuva quando comparados à série de Belém (leste do Pará). Molion (2005) mostrou que os El Niños e La Niñas apresentaram impactos regionais distintos na precipitação dependendo da fase da ODP. Em particular, os La Niñas da fase fria produziram, em média, menos precipitação que os La Niñas da fase quente.

Para avaliar a veracidade das tendências dos postos pluviométricos das 5 localidades citadas, que são dados pontuais, utilizaram-se os dados da UDEL gradeados para dois domínios geográficos distintos, um contendo a região de Belém entre as grades de latitude de $-0,8^{\circ}$ e $-2,8^{\circ}$ e longitude de $50,2^{\circ}$ e $47,2^{\circ}$ de longitude e outro a oeste do Pará entre as grades de $-4,8^{\circ}$ e $-9,8^{\circ}$ de latitude e $60,2^{\circ}$ e $50,2^{\circ}$ de longitude.

Na **Figura 27a** mostrou-se a série temporal para o primeiro domínio e, na **Figura 27b** para o segundo. Observaram-se, nesses gráficos, que as tendências temporais, agora em área, correspondem as tendências dos postos individuais, ou seja, tendência positiva no domínio próximo ao litoral e negativa no segundo domínio a sudoeste do Pará. Isso é mais um argumento que indica que a ZCIT esteve localizada, em média, mais ao sul sobre o domínio de nordeste enquanto o domínio de sudoeste foi submetido ao ramo subsidente da célula de Hadley com mais frequência.



(a)



(b)

Figura 26: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Santarém (Taperinha) à Oeste do Pará, para (a) fase fria e (b) fase quente da ODP com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: HIDROWEB e INMET

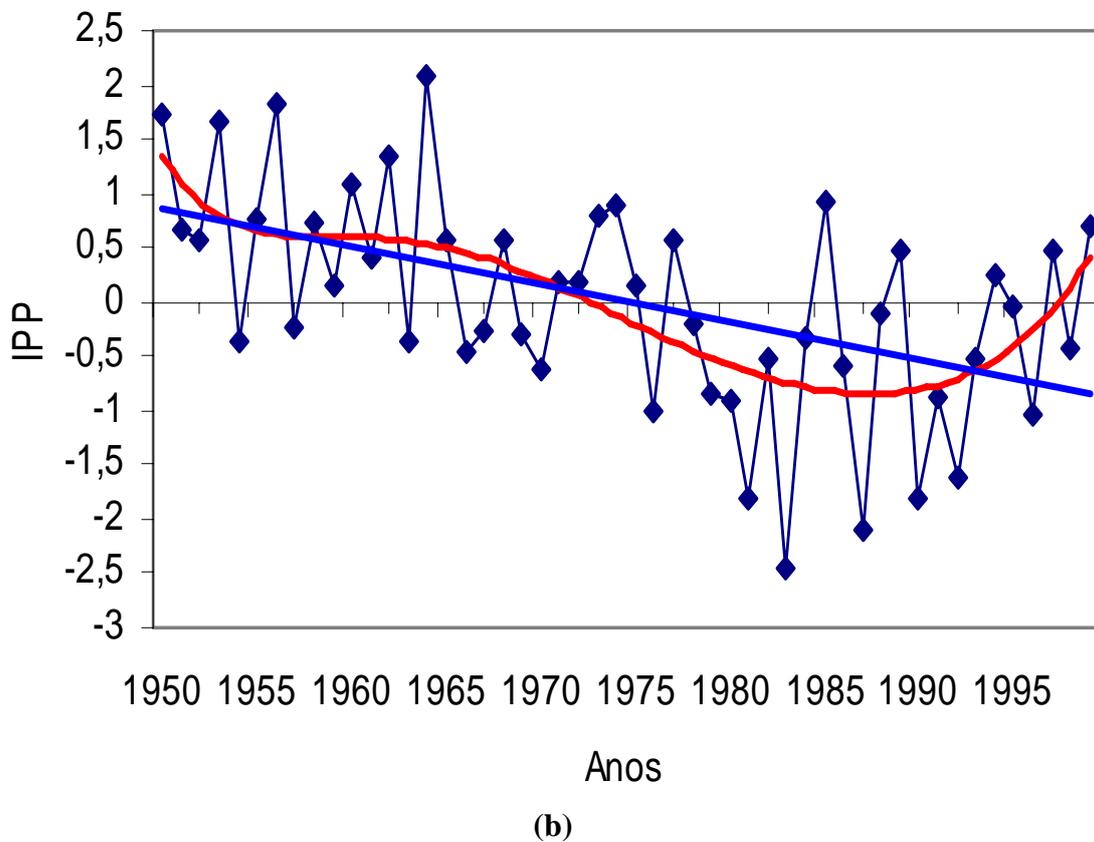
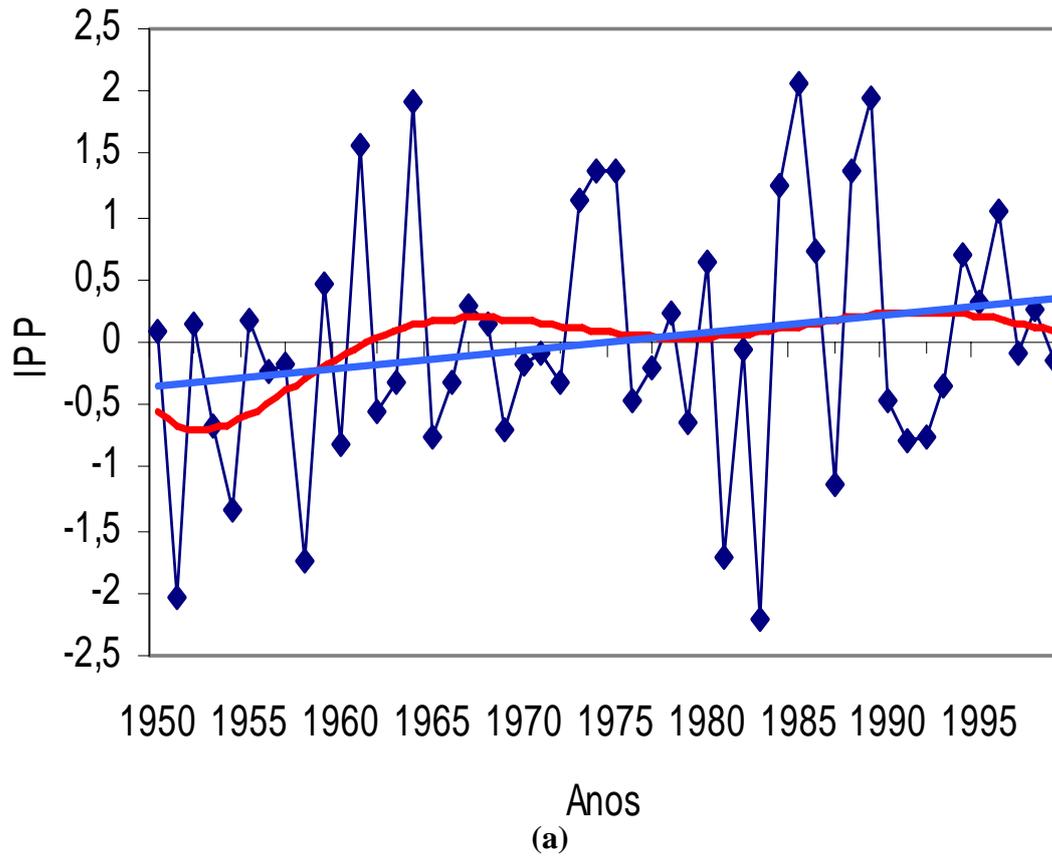


Figura 27: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) em pontos de grade contendo a região de Belém (a) e sudoeste do Pará (b) do período de 1999-2005, com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: UDEL.

4.3. Tendências climáticas para as próximas duas décadas

Existem evidências que, desde 1999, a ODP tenha entrado em uma nova fase fria. Para testar essa hipótese de que a ODP ou está entrando ou já entrou em sua nova fase, analisou-se o período de março-maio de 1999-2005, utilizando o conjunto de dados do NCEP para ROLE e precipitação, que foi comparado ao período 1948-1998 e TSM (Janeiro a Dezembro).

A **Figura 28** mostrou que no período contemporâneo (1999- 2005), no Pacífico, próximo à costa Oeste da América do Sul, as TSM já se apresentam negativas, com desvios médios de 0.2 °C em torno do período de 1948-1998. Embora ainda apresente temperaturas mais elevadas que as da última fase fria a atual fase mostra tendências de diminuição comparada à fase quente nesta região do Pacífico, concordando com Mantua (1997) e Molion (2005).

No Atlântico, a bacia oceânica tropical, mostrou-se de um modo geral, com desvios positivos, semelhante à fase quente anterior para o mesmo período (MAM). Entretanto a região localizada entre aproximadamente a costa maranhense e a costa das Guianas já apresenta TSM com desvios positivos de aproximadamente 0.3°C, como na última fase fria da ODP, porém, com maior amplitude.

A **Figura 28** mostrou ainda, dois núcleos de TSM com desvios positivos, pouco menores que 0.2 °C, um em cada hemisfério, no Atlântico Tropical. As TSM parecem diminuir dos Continentes para essas regiões com temperaturas menores formando esses bolsões com configuração mais meridional no Hemisfério Norte e zonal no Hemisfério Sul. Tal configuração está associada ao maior predomínio continental no Hemisfério Norte.

Além disso, sobre a região equatorial, na região do Golfo das Guianas, outro núcleo de 0.3°C, com águas adjacentes mais quentes, mostram indícios de que a TSM nessa região já está diminuindo, como na última fase fria.

Estes resultados mostraram que, a atual fase da ODP ainda não está configurada, estando ainda em um estado transitório, sendo natural, de certa forma, quando se leva em consideração que faz apenas sete anos, que as águas superficiais do Pacífico Tropical começaram a apresentar indícios de diminuição.

É oportuno comentar 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.

Na **Figura 29**, vê-se que as configurações de ROLE e totais pluviométricos permaneceram, de maneira geral, semelhantes à da fase quente para latitudes equatoriais, sugerindo que a ZCIT ainda esteja se posicionando mais ao sul. Porém, os totais pluviométricos no Nordeste do Brasil (cerca de 10°S; 40°W), sudeste do Pará e sul do Maranhão (**Figura 30**) apresentaram configuração semelhante à da fase fria anterior, com o núcleo de desvios negativos deslocado para leste.

Convém recordar que o sudeste da Amazônia sofreu uma seca severa em 2005, que pode ter sido um indício que a ODP já esteja em sua nova fase fria.

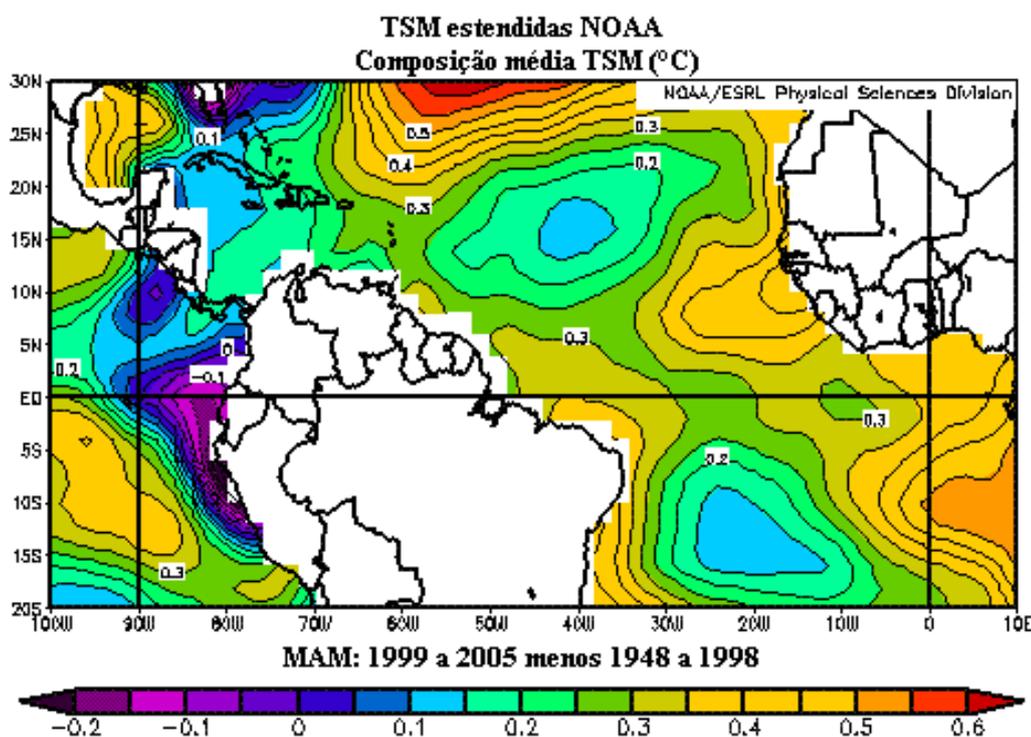


Figura 28: Desvios de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do período 1999-2005, relativos à média de 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

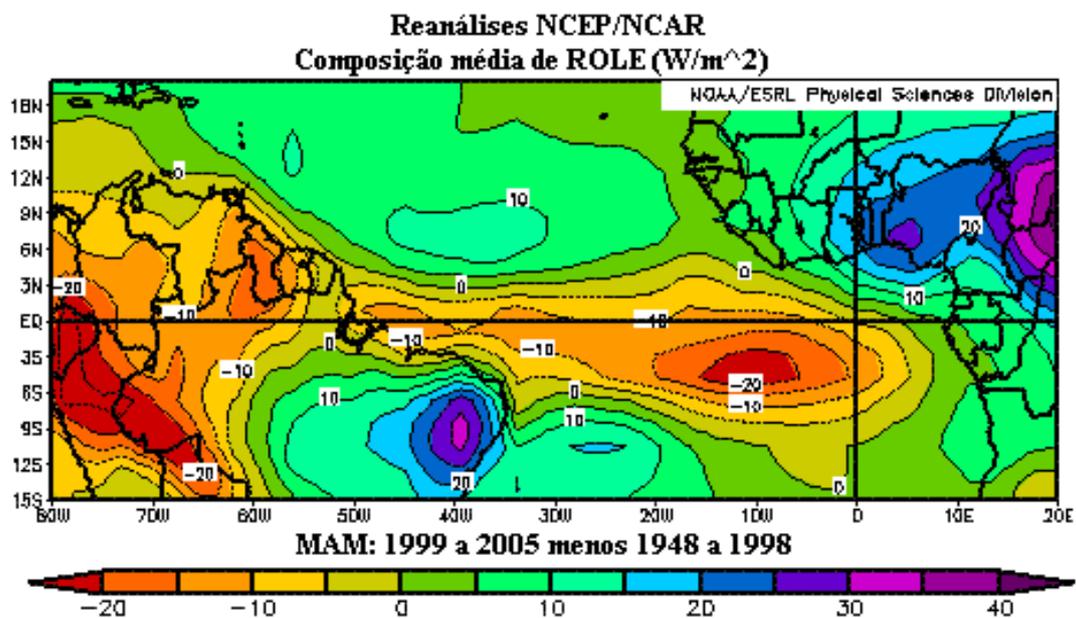


Figura 29: Desvios de radiação de ondas longas emergentes ($W.m^{-2}$) do período 1999-2005 com relação ao período 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

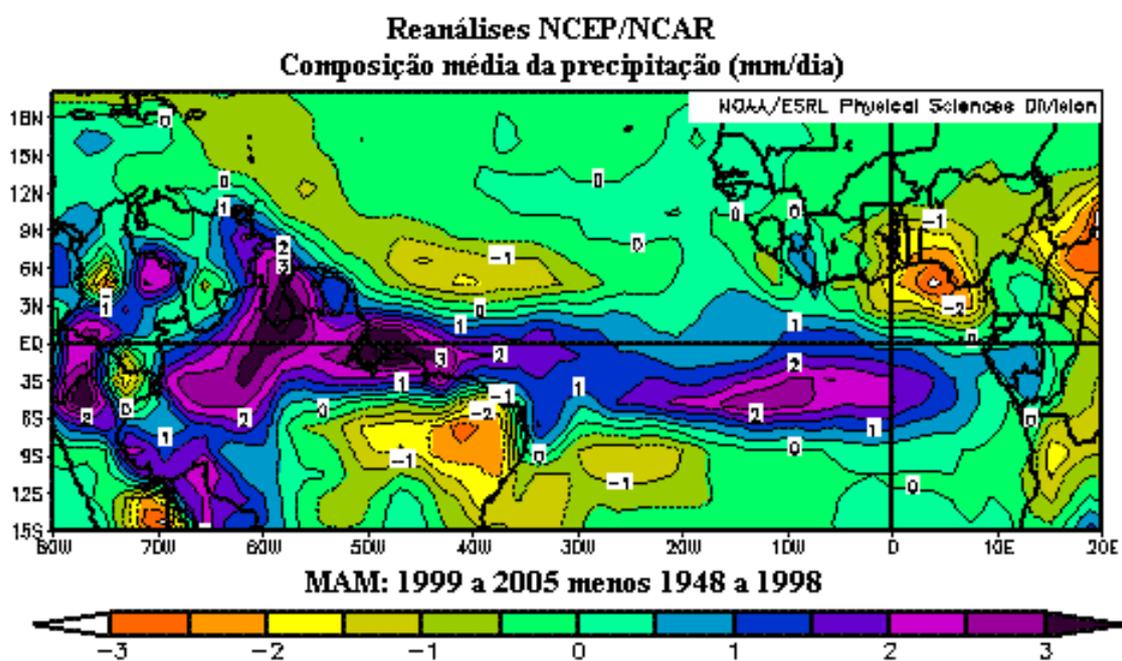


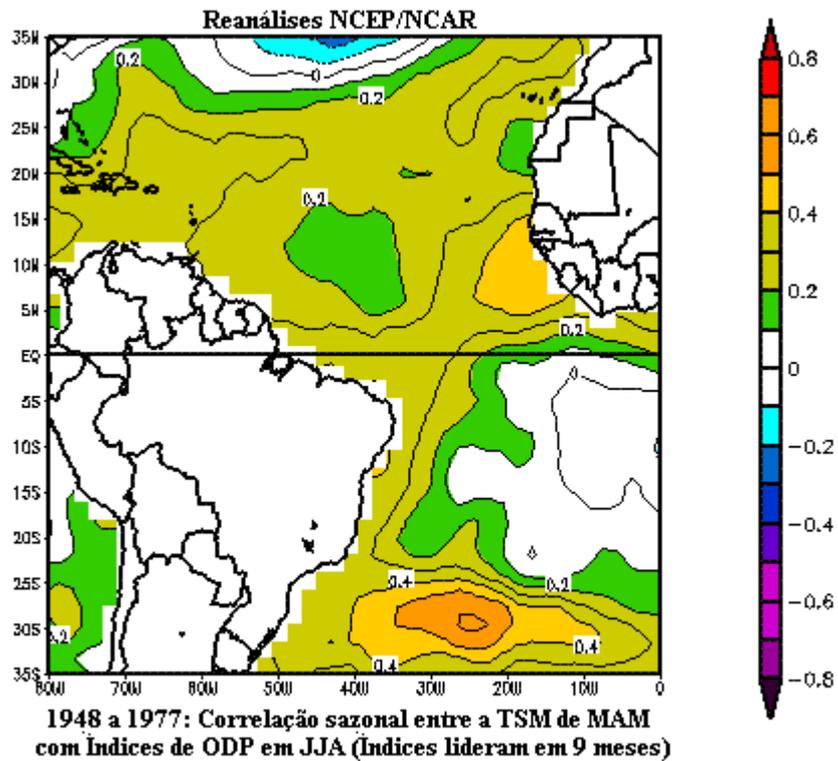
Figura 30: Desvios de precipitação ($mm.dia^{-1}$) do período 1999-2005 com relação ao período 1948-1998 para MAM. Fonte dos dados : NOAA/ESRL/PSD.

Um aspecto em que ainda não existe consenso, entre oceanólogos e meteorologistas, é o tempo de atraso na resposta, ou *lag*, que o Atlântico apresentaria, uma vez que uma nova fase da ODP se estabeleça. Para tanto foram feitas correlações espaciais entre os índices de ODP e a TSM do Atlântico, utilizando *lags* de 0 a 13 meses.

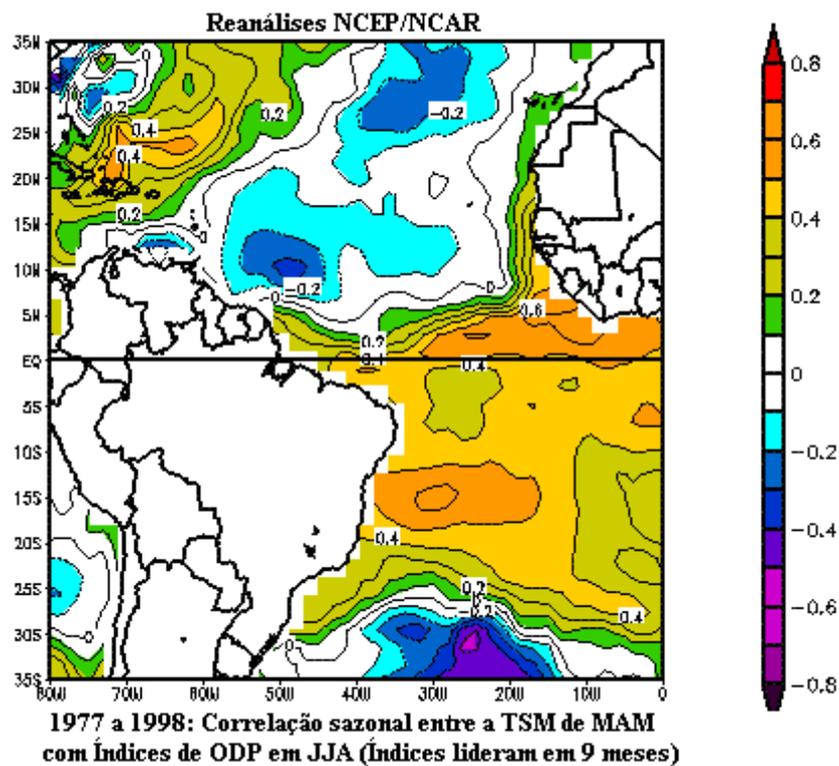
Os *lags*, que produziram os maiores coeficientes, em módulo, foram os de 7 a 9 meses. Na **Figura 31**, mostraram as cartas de coeficientes de correlação entre as TSM de MAM e os índices de ODP de JJA para as fases fria (**Figura 31a**) e quente (**Figura 31b**) da ODP. Dessa forma, observou-se que a TSM do Atlântico Equatorial nos meses de MAM apresentou resposta positiva à ODP dos meses de JJA, quando na fase fria, porém negativa para o Atlântico Equatorial Norte e positiva para o Sul na fase quente.

Na região da ZCIT, sobre o Atlântico Equatorial, foram observadas correlações positivas com valores mais altos (em torno de 0.4) situados em seu setor leste, litoral tropical norte Africano, sobre a região do Golfo da Guiné na fase fria (**Figura 31a**), se estendendo aproximadamente de 1° a 2° N até 15° norte. Coeficientes de correlação positivos (negativos) indicam que as anomalias de TSM são positivas (negativas) na fase quente (fria) da ODP.

O Golfo da Guiné mostrou configuração oceânica, deslocada para sul na fase quente (**Figura 31b**), entre a faixa de 0° e 10°N, com sua temperatura no verão austral, associada à ODP nos meses de inverno austral, apresentando alto grau de associação entre os dois parâmetros (da ordem de +0.6). Também, a região onde a corrente equatorial diverge entre as correntes das Guianas-Brasil na costa norte do Brasil, obteve-se menores correlações (cerca de + 0.4) e localizada mais ao sul com relação à fase quente. Notou-se que regiões de correntes convergentes (divergente), apresentaram maiores (menores) correlações, para ambas as fases, sendo, no entanto, mais significativa para a fase quente em módulo. De qualquer forma, ambas as fases da ODP mostraram alto grau de significância entre os parâmetros correlacionados, com 99% de confiança, do Atlântico com relação a flutuação da TSM do Pacífico Tropical, podendo ser utilizados como preditores do posicionamento e intensidade da ZCIT sobre o Atlântico na escala decadal, com até 9 meses de antecedência.



(a)



(b)

Figura 31: Correlação entre a TSM (MAM) e a série de ODP (JJA), para o período de (a) 1948-1976 e (b) 1977-1998, para um *lag* de 9 meses, indicando que os índices de ODP lideram as TSM do Atlântico. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

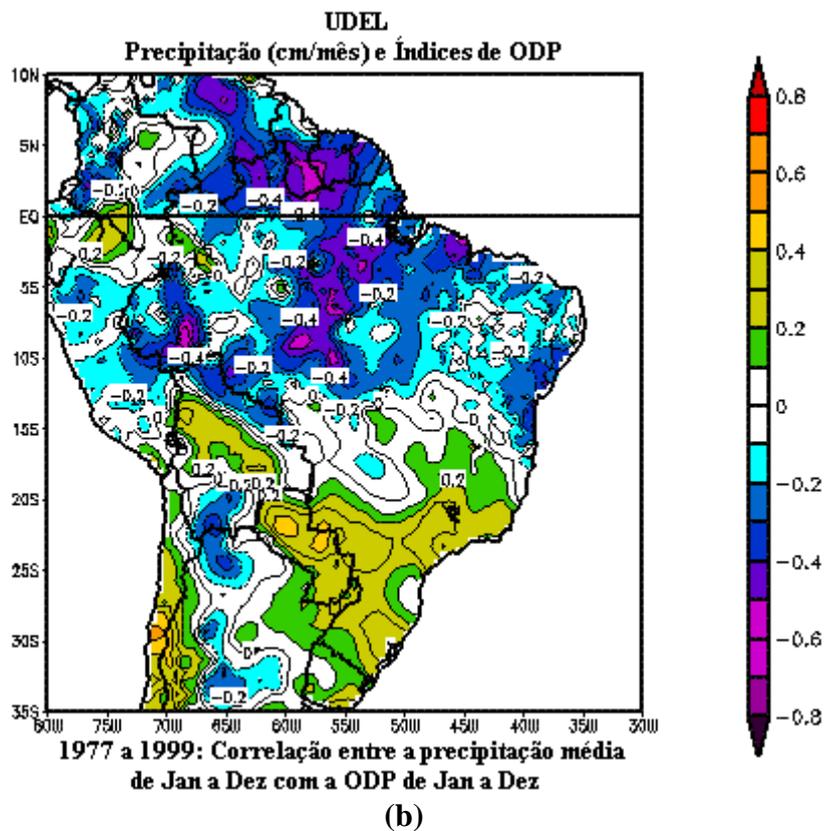
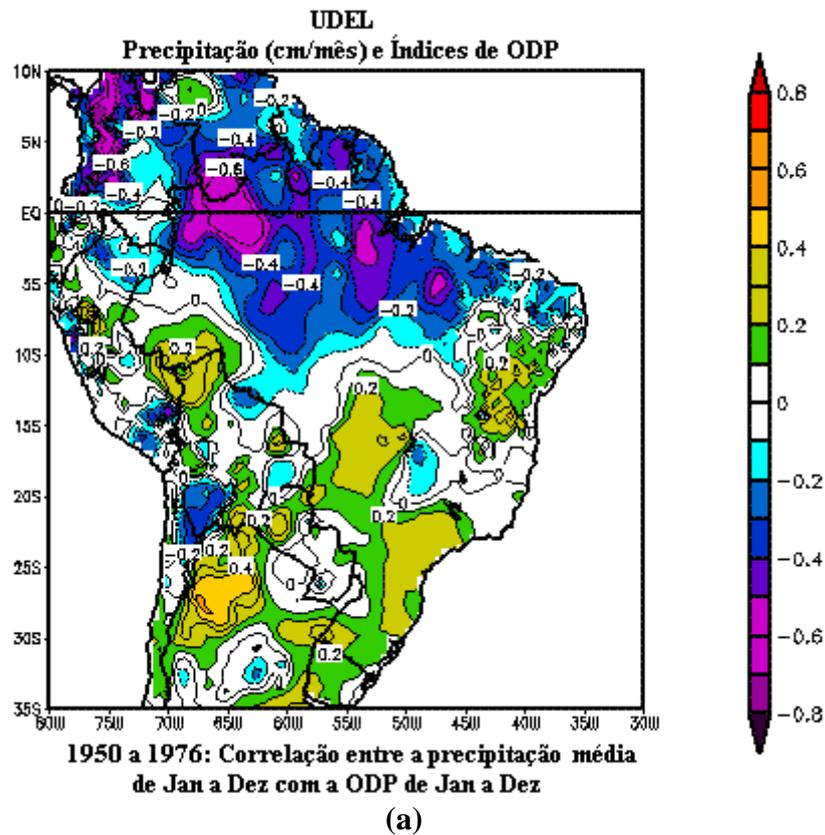


Figura 32: Correlação entre os totais anuais da precipitação e índices de ODP, do período de (a) 1950-1976 e (b) 1977-1999. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD

Os coeficientes de correlação entre a precipitação e ODP foram negativos durante toda a fase fria da ODP (**Figura 32a**), mostrando maior associação em módulo com a ODP (0.6) a noroeste da Amazônia, região que apresentou decréscimo de chuva nessa fase, e entre os meridianos de 53° e 55° a oeste do Pará. A fase quente (**Figura 32b**) apresentou precipitação menos dependente da ODP, com coeficiente de correlação negativo igual a 0.2, na faixa compreendida entre 60° e 70° W, aumentando em módulo na direção leste para 0.4, indicando que a ODP, apresenta maior grau de associação com a precipitação à leste do Pará, com significância superior a 99%.

Esse resultado sugere que outras variáveis, além da ODP, tenham papel significativo no leste da Amazônia e Nordeste do Brasil. Em particular, as anomalias de TSM do Atlântico Sul Equatorial e a convergência do fluxo de umidade do Atlântico, uma vez que a componente de leste dos ventos se intensificou durante a fase quente. Tais argumentos indicaram forte influência da ODP sobre as chuvas na Amazônia, com correlações negativas em sua maioria, indicando que a fase negativa da ODP reduziria as chuvas a noroeste da Amazônia, apresentando tendências de aumento na fase quente.

5. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho apresentou um estudo da circulação atmosférica na região da ZCIT e da precipitação nos últimos 50 anos, onde análises de vários parâmetros meteorológicos permitiram identificar a influência de anomalias da Circulação Geral Atmosférica (CGA) sobre o posicionamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico e também a identificação do padrão da precipitação no continente de acordo com as fases fria e quente da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

Os resultados obtidos mostraram que a ZCIT se posicionou mais ao norte (sul) de sua posição média em sua fase fria (quente), implicando em redução (aumento) da precipitação para o setor leste e sul da Amazônia.

As análises das configurações de ROL emergente, TSM, do campo de vento em baixos níveis, movimentos verticais e precipitação indicaram que a ZCIT esteve mais intensa e posicionada mais ao sul de sua média climatológica durante março-maio na fase quente (1977-1998) da ODP quando comparada a sua fase fria (1948-1976). Por outro lado, a análise do período junho-agosto mostrou que a ZCIT esteve posicionada ao norte durante a fase fria da ODP, evidenciado pelos valores positivos de desvios de ROLE sobre o Caribe e África Tropical. Essa configuração deve ter sido a causa do período chuvoso no Sahel anterior a 1975.

Desvios positivos de TSM, durante a fase fria sobre a região das correntes oceânicas quentes das Guianas-Brasil podem ter contribuído para o ancoramento da ZCIT mais ao norte quando comparado ao seu posicionamento médio na fase quente e desvios negativos sobre a região do Golfo da Guiné na fase fria podem ter influenciado sua permanência mais para o norte da África Ocidental.

Durante a fase fria (quente), o ramo ascendente da célula de Hadley esteve mais deslocado para norte (sul) e o descendente da Circulação de Walker mais deslocado para leste (oeste), contribuindo para o decréscimo da precipitação observado na Amazônia Oriental (Ocidental). Por outro lado, Roraima e as Guianas apresentaram redução (aumento) de precipitação durante a fase quente (fria).

A componente de norte dos Alísios em baixos níveis esteve, em média, mais intensa sobre essas regiões, com decréscimo de precipitação, e deslocada alguns graus mais para norte e com maior penetração na Amazônia setentrional durante a fase fria da ODP.

Na faixa de 45° W a 50° W, os movimentos verticais ascendentes médios foram intensos em toda a troposfera e centrados em 5° S durante a fase quente da ODP. Durante sua fase fria, porém, foram mais fracos e confinados à camada próxima à superfície, com um máximo secundário, que se estendeu até cerca de 250 hPa, posicionado entre 3° N -6° N. Isso indicou que a atividade convectiva na ZCIT esteve mais intensa sobre a Amazônia Oriental e Nordeste do Brasil durante a fase quente e está coerente com a tendência positiva da série temporal dos totais de precipitação observados em Belém (PA). Na fase quente, choveu cerca de 11% a mais que na fase fria.

As análises das séries temporais para as localidades de Óbidos, Monte Alegre e Belterra no Oeste do Pará, no Baixo Amazonas, ficaram restritas à fase quente devido à indisponibilidade de dados nos anos da fase fria, porém, mostraram que a região oeste do Estado do Pará foi mais susceptível aos El Niños da fase quente, com desvios normalizados em torno da média de precipitação indicando maior redução de chuva quando comparados à série de Belém (leste do Pará).

Ambas as fases da ODP mostraram alto grau de significância estatística entre os parâmetros correlacionados com índices de ODP, excedendo o nível de 99,5% de confiabilidade na maioria das análises. A variabilidade do Atlântico pareceu depender das flutuações da TSM do Pacífico Tropical, podendo estas ser utilizadas como preditores do posicionamento e intensidade da ZCIT sobre o Atlântico na escala decadal com cerca de 7 a 9 meses de antecedência.

Tais variações climáticas podem caracterizar não necessariamente anomalias, mas sim um padrão quase decadal da ZCIT de acordo com o aquecimento do Pacífico Tropical, onde essa configuração apresenta, em média, atividade convectiva mais intensa e deslocada para sul durante a fase quente da ODP e mais deslocada para norte e posicionada sobre o oceano na fase fria. Essa variação média em escala de tempo decadal da ZCIT deve afetar de maneira significativa o balanço radiativo da região tropical. Durante a fase quente, com a ZCIT posicionada mais ao sul, há o aumento da nebulosidade, reduzindo o fluxo de radiação solar que atinge a superfície terrestre e, durante a fase fria, estando mais ao norte e posicionada sobre o Oceano Atlântico, o fluxo de radiação solar aumenta e, com a redução de evapotranspiração, a temperatura do ar tende a aumentar. A redução da precipitação e o aumento da temperatura do ar no leste e sul da Amazônia geram uma frequência maior de estresse hídrico para a floresta, afetando seus diferentes ecossistemas, de terra firme e aquáticos.

Também há o fato de a solubilidade do CO₂ nos oceanos variar inversamente à sua temperatura. Então, durante a fase fria da ODP, com temperaturas mais baixas no Pacífico Tropical, menos CO₂ fica armazenado na atmosfera quando comparado com sua fase quente, diminuindo o efeito estufa. Além disso, existe também a inerente estabilidade da estratosfera observada na fase fria, que inibe o possível transporte vertical de aerossóis, fazendo com que esta se mantenha mais limpa e transparente. Assim, seu resfriamento provocaria um aumento de sua estabilidade, rebaixamento da tropopausa e redução de altura dos topos de nuvens convectivas tropicais, ou seja, os Cb's desenvolver-se-iam menos durante a fase fria da ODP e produziriam eventos extremos de precipitação menos severos que os da fase quente, quando ocorre o contrário.

As causas da ODP ainda não são compreendidas. No entanto, conjectura-se que ela possa estar relacionada a máximos e mínimos de manchas solares, que deverão sofrer redução nos próximos 22 anos, diminuindo a produção de energia solar. Em outras palavras, se a principal forçante da ODP for externa ao sistema terra-atmosfera-oceano, não se pode descartar a possibilidade de atmosfera tropical apresentar um comportamento interdecadal decorrente de uma dinâmica atmosférica determinística, excluindo-se os possíveis impactos antrópicos – como o desmatamento e queima de biomassa – que venham a atuar como mecanismos de *feedback*, intensificando ou reduzindo a variabilidade natural do clima. Parece ser um consenso que a ODP já tenha entrado em sua nova fase fria. Admitindo-se a hipótese e impactos, discutidos neste trabalho, que a ODP seja uma das principais forçantes do posicionamento das estruturas dinâmicas da atmosfera tropical, pode-se inferir que a Amazônia–ou a América do Sul Tropical de maneira geral – venham a passar por um período climático semelhante ao período de 1947-1976. Sugere-se, portanto, que os resultados aqui diagnosticados sejam levados em consideração no planejamento estratégico das atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos, uma vez que a nova fase fria da ODP deva perdurar pelos próximos 10 a 15 anos.

Encerram-se as considerações, concordando com Poncelet (1956), “...nenhuma causa invocada pode ser rejeitada *a priori*, mas nenhuma pode ser considerada satisfatória. Todas são, na escala de duração de nossa experiência científica, extremamente conjecturais. Sem dúvida, é preciso considerar que muitas dentre elas ajam simultaneamente e que as flutuações climáticas sejam resultantes de suas ações complexas”.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barai, E. **Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Continente Africano**, Évora, Portugal, Universidade de Évora (Dissertação de Mestrado), 2005.

Barros, V., González, M., B. Libmann, Camilloni, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133, 2000.

Bastos, C. C. e Ferreira, N. J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. 612-619, 2000.

Bertoni, J. C.; Tucci, C. E. M. Precipitação. In: Tucci, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH, 2001.

Cavalcanti, A. S. **Estudo de caso de precipitações anômalas do Nordeste brasileiro: O evento de Fortaleza- Abril/ 2001**. Maceió, AL, Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 2002.

Chang, P. L.; e LI, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, **385**, 516-518, 1997.

Cook, K, H., J. S. Hsieh, S. M. Hagos: The Africa-South America intercontinental teleconnection.. *J. Climate*, **17**,2851-2865, 2004.

Chu, P. S. **Diagnostics of climate anomalies in tropical Brazil**.. Department of Meteorology, University of Wisconsin-Madison, USA, (Ph.D. dissertation) 1981.

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.

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**, 863–876, 1999.

Estoque, M. A., Douglas, M. Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area. *Tellus*, **30**, **1**, 55-61, 1978.

Fedorova, N. **Meteorologia Sinótica**. Publicada pela UFPEL, **2**, p. 242, 2001.

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.

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.

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

Fu, R.; Del Genio, A.D.; Rossow, W.B. Influence of ocean surface conditions on atmospheric vertical thermodynamic structure and deep convection. *Journal of Climate*, Boston, **7**, **7**, 1092-1108, 1994.

Gandu, A. W. e Silva Dias, P.L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J. Geophys. Res.*, **103**, 6001-6015, 1998.

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.

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.

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

Hastenrath, S. e Druyan, L. Circulation anomaly mechanisms in the tropical Atlantic sector during the Northeast Brazil rainy season: Results from the GISS General Circulation Model. *J. Geophys. Res.*, **98** (D8), 14 917-14 923, 1993.

Hastenrath, S. e Greischar, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *.Geophys. Res.*, **98** (D3), 5093-5102, 1993.

Hastenrath, S. Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83, 5**, 735-738, 2002

Holton, J. R. **A Introduction to Dynamic Meteorology**. 3^a Edition. Academic Press. 511p, 1992.

Horel, J. D., A. N. Hahmann, J. E. Geisler. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Climate*, **2**, 1388-1403, 1989.

<http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/Composites/printpage.pl>. Acessado em Março/2006.

Huang, B. e Shukla, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1693-1712, 1997.

Janicot, S., Harzallah, A., Fontaine, B., Moron, V. West African monsoon dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970–88), *Journal of Climate*, **11**, 1874-1882, 1998.

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

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Societ, Boston*, **77**, .3, 437-471, 1996.

Kiladis, G; e Weickmann, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Monthly Weather Review*, **120**, 1900-1923, 1992.

Kousky, V. E. e M. T. Kayano. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *J. Climate*, **7**, 1131-1143, 1994.

Kodama, Y. Large- sacale commom 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.

Kreuels, R., K. Fraedrich, E. Ruprecht. An aerological climatology of South America. *Meteor. Rundsch.*, **28**, 17-24, 1975.

Legates, D. R. e Willmott, C. J. Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *International Journal of Climatology*, **10**, 111-127, 1990.

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.

Madden, A. R., Julian, P. R., , Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 Day Period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123, 1972.

Madden, R. A., e P. R. Julian. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 814-837, 1994.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhand, Y., Wallace, J.M., e Francis, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production: *Bull Am Meteorol Soc*, **78**, 1069–1079, 1997.

Mendes, D., Castro, C. A. C., Camargo JR., H., Sanches, M. B., de Calbete, N. O. Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho e radiação de onda longa (ROL). In: **Anais do IX Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia**, Buenos Aires, 2001.

Mendes, D., Veiga, J. A. P., de Moura, R. G., Gondim, M. A., Ceballos, J. Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. 3897-3901, 2000.

Molion, L. C. B. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **2**, 107-117, 1987.

Molion, L.C.B.. Micrometeorology of an Amazonian rainforest, in: *The Geophisiology of Amazonia*, Dickinson, R.E. (ed.), 255-270, UNU, *John Wiley and Sons*, 1987.

Molion, L. C. B. Amazonian rainfall and its variability. In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, 99-111, Cambridge University Press, Cambridge, 1993.

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, Pronostico climático como estrategia de desarrollo sostenible para los Países Suramericanos, **IX CONGREGMET**, Buenos Aires, 2 a 7 octubre, 2005

Moran, J. M. e Morgan, M. D. Meteorology - The Atmosphere and the Science of Weather. *Macmillan Publish. Co.*, 4th ed., 520p, 1994.

Moura, A. D., e Shukla, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2653- 2675, 1981.

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

Nobre, P. A Variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. *Climanálise*. 10 anos – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, CPTEC/INPE, 1996.

Nobre, P. e Shukla, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, **9**, 2464-2479, 1996.

Nogués-Paegle, J., Byerle, L. A. e Mo, K. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 837-850, 2000.

Paegle, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonian. In: *The Geophysiology of Amazonian*, cap. 17, 345-387, 1987.

Palmer, C. E. Tropical Meteorology. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, **18**, **1**, 126-164, 1952.

Philander, S.G.H., El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic Press, Inc., San Diego, 293p, 1990.

Philander, S.G.H., Gu, D., Lambert, G., Li, T., Halpern, D., Lau, N. C., Pacanowski, R. C.: Why the ITCZ is mostly north of the equator?. *J. Climate*, **9**, **12**, 2958-2972, 1996.

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.

Rao, V. B., Giarolla, E, Kayano, M.T., Franchito S.H. Is the recent increasing trend of rainfall over Northeast Brazil related to Sub-Saharan drought? *J. Climate*, **19**, **17**, 4448-4453, 2006

Rasmusson, E.M. e Carpenter, T.H. Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation-El Niño. *Monthly Weather Review*, **110**, 1982.

Ropelewski C. F. e M. S. Halpert.: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, **2**, 1606-1626, 1987.

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.

Satyamurty, P., Nobre, C., e Silva Dias, P. L. South America. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, D. J. Karoly e Vincent, D.G. Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 119-139, 1998.

Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res.*, **96**: 15137-15146, 1991.

Servain, J, I Wainer e A Dessier.. Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical. C. R. Academy of Sciences. *Sciences dela Terre et des Planètes*, Paris, **327**, 1-8, 1998.

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

Silva, A. B. P. **Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do nordeste do Brasil**. Maceió, AL, UFAL-MS/ 004. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 2002.

Sousa, J.R.A., Molion, L.C.B., Almeida, R.M.B. Variabilidade interdecadal e tendências climáticas no Pará. **Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006.

Trenberth, K. E. e D. P. Stepaniak. Covariability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual time scale. *J. Climate*, **16**, 3691- 37115, 2003a.

Trenberth, K. E. e D. P. Stepaniak. Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley Circulation. *J. Climate*, **16**, 3706- 3722, 2003b.

Trenberth, K. E. e A. Solomon. The global heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. *Climate Dyn.* **10**, 107- 1.34, 1994.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e sua relação com a precipitação na Região Norte do Nordeste Brasileiro.** São José dos Campos, SP, INPE.- 4887-TDL/ 378. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia), 1989.

Venegas, S.A., L.A. Mysak, D.N. Straub. Atmosphere-ocean coupled variability in the Southern Atlantic. *Journal of Climate*, **10**, 2904-2919, 1997.

Vianello, R. L., Alves, A. R. **Meteorologia básica e aplicações.** Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, Imprensa universitária, 449p, 1991.

Wagner, R. G. e da Silva, A. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *Int. J. Climatol.*, **14**, 179-199, 1994.

Wells, N. **The atmosphere and ocean: a physical introduction.** 2. ed. Chichester: *John Wiley & Sons*, 1998.

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

Wolter, K e Timlin, M.S. Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, **53**, 315-324, <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>, 1998.

Wolter, K., e Timlin, M. S. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, (OK), NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, 52-57, 1993.

Zhang, C. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate*, Boston, **6**, **10**, 1898-1913, 1993.

Zhang, Y., Wallace, J.M., Battisti, D.S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J. Clim.* **10**, 1004–1020, 1997.

Zhang, X., Sheng, J., Shabber, A. Modes of interannual and interdecadal variability of Pacific SST. *J.Clim.* **11**, 2556–2568, 1998.

Zebiak, S. E. Air-sea interactions in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, **6**, 1567-1586, 1993.