



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

Nº de ordem: MET- UFAL- 061

**VARIABILIDADE INTERDECADAL DA PRECIPITAÇÃO
NA AMAZONIA OCIDENTAL BRASILEIRA**

REGINALDO LUIZ FERNANDES DE SOUZA

**MACEIÓ – ALAGOAS
OUTUBRO DE 2009**



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

Nº de ordem: MET- UFAL- 061

**VARIABILIDADE INTERDECADAL DA PRECIPITAÇÃO
NA AMAZONIA OCIDENTAL BRASILEIRA**

REGINALDO LUIZ FERNANDES DE SOUZA

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

Área de Concentração: Processos de Superfície Terrestre

Sub-área: Climatologia

Orientador: Professor Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD.

**MACEIÓ – ALAGOAS
OUTUBRO DE 2009**

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

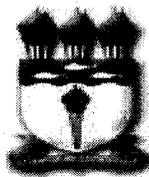
S729v Souza, Reginaldo Luiz Fernandes de.
Variabilidade interdecadal da precipitação na Amazônia Ocidental brasileira /
Reginaldo Luiz Fernandes de Souza, 2009.
xiv, 80 f. : il., grafs. tab.

Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) –
Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió,
2009.

Bibliografia: f. 72-80.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Variabilidade climática – Amazônia.
3. Oscilação Decadal do Pacífico. I. Título.

CDU: 551.577.3 (811.3)



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

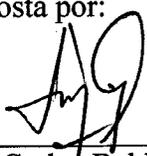
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-061.

***“VARIABILIDADE INTERDECADAL DA PRECIPITAÇÃO NA
AMAZÔNIA OCIDENTAL BRASILEIRA”***

Reginaldo Luiz Fernandes de Souza

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

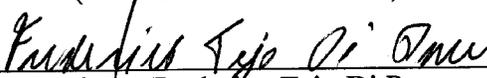
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Orientador)



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



Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace
(Membro interno)

Maceió - AL

Outubro/2009

PENSAMENTO

"Nunca desesperes face às mais sombrias aflições de tua vida,
pois das nuvens mais negras cai água límpida e fecunda."

Provérbio chinês

“A nossa maior glória não reside no fato de nunca cairmos,
mas sim em levantarmo-nos sempre depois de cada queda.”

Confúcio

DEDICATÓRIA

A **Deus**, pelas glórias alcançadas.

Aos meus pais, **Antonia das Graças Fernandes de Souza e Otávio Ferreira dos Santos**.

Ao meu filho, **Felipe Otaviano de Souza** e a minha esposa, **Rosana Garcia Ramos**.

A vocês dedico este trabalho

AGRADECIMENTOS

Ao meu Professor e Orientador Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion por sua orientação, paciência, compreensão e dedicação no desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Aos Professores Dr. Manoel Francisco Gomes Filho e Dr. Frederico Tejo Di Pace por participarem da Banca Examinadora.

Ao Professor Msc. Oziris Guimarães. Nascimento, diretor do Centro de Estudos Superiores de Tabatinga-UEA em 2007 e ao atual José Roberto de Faria e Faria, por me apoiarem nessa caminhada.

Aos meus colegas de trabalho do CSTB-UEA que me incentivaram.

Aos colegas de turma do Mestrado-2007, pelo companheirismo no decorrer do curso.

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

A Anderlan Siqueira, pela amizade, orientação e sugestões, em especial, nos momentos mais decisivos do desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

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

A muitos que contribuíram, mesmo que indiretamente para a realização e conclusão deste sonho.

Obrigado!

SOUZA, Reginaldo Luiz Fernandes de. VARIABILIDADE INTERDECADAL DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA OCIDENTAL BRASILEIRA. Orientador: Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD. Maceió- AL: UFAL, 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

RESUMO

No presente trabalho dissertou-se sobre a variabilidade interdecadal da precipitação na Amazônia Ocidental Brasileira com o objetivo de contribuir para melhorar esse conhecimento e, em adição, analisar, estudar e avaliar a variabilidade de baixa frequência no ciclo hidrológico dessa região. Para tal, foram utilizados dados observados de 5 estações pluviométricas convencionais, disponíveis no site do National Climatic Data Center (NCDC), dados de reanálises das seguintes variáveis meteorológicas: radiação de ondas longas emergente (ROLE), temperatura da superfície do mar (TSM), movimento vertical (Omega), vento zonal, como também dados da série do índice climático da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), e dados de precipitação do projeto da University of Delaware (UDEL), disponíveis no site do Climate Diagnostic Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (CDC/NOAA). Relacionou-se o clima local com o global, em particular com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Notou-se que na fase quente da ODP houve um aumento de 8,1% na precipitação em relação a fase fria, principalmente no eixo centro-sudoeste da Amazônia ocidental, enquanto no noroeste, bacia do Rio Negro, percebeu-se que na fase quente choveu 5,9% a menos quando comparado a fase fria. Evidências, indicam que desde 1999, a ODP tenha entrado em uma nova fase fria. Então, analisou-se a TSM do Oceano Pacífico para o período 1999-2008 e observou-se a nova configuração que deve perdurar pelos próximos 20 anos, possivelmente provocando mudanças significativas no regime pluviométrico desta região.

Palavras-chave: Variabilidade, Precipitação, ODP.

SOUZA, Reginaldo Luiz Fernandes de. INTERDECADAL VARIABILITY OF PRECIPITATION IN THE WESTERN BRAZILIAN AMAZON. Adviser: Luiz Carlos Baldicero Molion, PhD. Maceió - AL: UFAL, 2009. Dissertation (Master Degree in Meteorology).

ABSTRACT

The present work focused on the interdecadal variability of precipitation in the Western Brazilian Amazon in order to help improve this knowledge and, in addition, to analyze, study and evaluate the low-frequency variability of the hydrological cycle in this region. To this end, we used data collected from conventional rain gauge stations 5, available at the National Climatic Data Center (NCDC), reanalysis data of the following meteorological variables: long-wave radiation emerging (ROLE), temperature of the sea surface (SST), vertical motion (Omega), zonal wind, as well as data series of the climate index of the Pacific Decadal Oscillation (PDO), and rainfall data of the project at the University of Delaware (UDE), available at the Climate Diagnostic Center / National Oceanic and Atmospheric Administration (CDC / NOAA). Related to the local climate and the global level, particularly with the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and Pacific Decadal oscillation (PDO). It was noted that at the crucial stage of the PDO was a 8.1% increase in precipitation over the cold phase, mainly in the south-central axis of the western Amazon, while in the northwest basin of Rio Negro, it was noticed that at the hot rained 5.9% less when compared to the cold phase. Evidence indicates that since 1999, the PDO has entered into a new cold phase. Then, we analyzed the SST of the Pacific Ocean for the period 1999-2008 and observed the new configuration should last for 20 years, possibly causing significant changes in rainfall in this region.

Keywords: variability, rainfall, PDO.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Circulação Geral da Atmosfera (idealizada). (Fonte: http://snig.igeo.pt).....	04
Figura 02: Diagrama esquemático da célula de Hadley-Walker. (NOBRE e MOLION-1986).....	05
Figura 03: Distribuição zonal da pressão e ventos, mostrando as altas subtropicais (A). Modificada. (Fonte: http://www.fas.org)	06
Figura 04: Localização dos Anticiclones Subtropicais: (a) Janeiro. (b) julho. (Fonte: http://fisica.ufpr.br).....	08
Figura 05: Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico Norte (a) e do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (b) 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).....	09
Figura 06: A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no dia 28 de junho de 2007. Ela é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos. Modificada. (Fonte: http://www.nnvl.noaa.gov).....	10
Figura 07: Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano. Modificada (WELLS, 1998).....	13
Figura 08: Altura da base da inversão dos Alísios (HASTENRATH, 1985).....	14
Figura 09: 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).....	18
Figura 10: ZCAS de 12 (a) e 13 (b) de dezembro de 2005. (Fonte: www.simerj.com).....	19
Figura 11: Campo médio da radiação de onda longa (ROLE) sobre uma grande área da América do Sul referente aos dias 20 e 24 de Fevereiro de 2004. (Fonte: http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/0204/fig24d.html).....	21
Figura 12: Circulação atmosférica tropical sobre o Oceano Pacífico durante condições normais (a), condições de El Niño (b) e condições de La Niña (c). (BERLATO e FONTANA, 2003).....	26

Figura 13: Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS. Modificada. (Fonte: http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html).....	28
Figura 14: Oscilação Decadal do Pacífico na fase fria (a) e na fase quente (b) (MOLION, 2005).....	29
Figura 15: Série temporal do Índice de Oscilação Decadal do Pacífico (IODP): 1900-2008. Fonte: http://jisao.washington.edu/pdo/	29
Figura 16: Distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia. (FISCH <i>et al.</i> 1998).....	31
Figura 17: Anomalias normalizadas de chuva para Norte da Amazônia (a) e para o Sul da Amazônia (b) de 1929 a 1997. (MARENGO, 2004).....	32
Figura 18: Mapa da Amazônia Ocidental e localização da área de estudo que compreende as coordenadas 0° a 10° de Lat S e 63°W a 70° de Long W.....	34
Figura 19: Rede de Estações de Observação de Superfície Convencional do Inmet. (fonte: http://www.inmet.gov.br/sim/sonabra/convencionais.php).....	35
Figura 20: Desvios de Radiação de Ondas Longas (ROLE) na fase fria de novembro a março, estação chuvosa na Amazônia (a) e maio a setembro, estação seca (b) , com relação a média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	44
Figura 21: Desvios de Radiação de Ondas Longas (ROLE) na fase quente de novembro a março, estação chuvosa na Amazônia (a) e maio a setembro, estação seca (b) , com relação a media do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	44
Figura 22: Diferenças da média de Radiação de Ondas Longas ($W.m^{-2}$) da fase fria menos a da fase quente da ODP (a) novembro-abril e (b) maio-outubro. Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.....	46
Figura 23: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria (a) e quente (b) , com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	47
Figura 24: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria (a) e quente (b) , com relação à média do período 1948-1998 para os meses de Novembro a Março. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	48
Figura 25: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria (a) e quente (b) , com relação a media do período 1948-1998 para os meses de Maio a Setembro. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	49
Figura 26: Desvios anuais padronizados do Vento Zonal 850 mb no oeste da Amazônia de 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	50

Figura 27: Desvios médio do campo de vento zonal em 850 mb ($m.s^{-1}$) da ODP na fase fria (a) e fase quente (b) com relação a média do período de 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	51
Figura 28: Média do Perfil zonal da velocidade vertical Omega fase fria (a) e fase quente (b) da ODP em $Pa.s^{-1}$, para a região compreendida entre $30^{\circ}W$ e $30^{\circ}E$ e 0° e $10^{\circ}S$. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	53
Figura 29: Média do Perfil zonal da velocidade vertical Omega fase fria (a) e fase quente (b) da ODP em $Pa.s^{-1}$, para a região compreendida entre $20^{\circ}N$ e $30^{\circ}N$ e $63^{\circ}W$ e $70^{\circ}W$. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	54
Figura 30: Desvios de precipitação média para os meses de novembro a março da fase fria (a) e quente (b) da ODP, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	55
Figura 31: Desvios de precipitação média para os meses de maio a setembro da fase fria (a) e quente (b) da ODP, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	56
Figura 32: Diferença entre a média de precipitação da fase fria menos a fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.....	57
Figura 33: Estação pluviométrica de Rio Branco-AC, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	59
Figura 34: Estação pluviométrica de Humaitá-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	59
Figura 35: Estação pluviométrica de Fonte Boa-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	60
Figura 36: Estação pluviométrica de Uaupes-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	61
Figura 37: Estação pluviométrica de Taracuaá-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	61

Figura 38: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Rio Branco-AC no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	63
Figura 39: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Humaitá-AM no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	64
Figura 40: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Fonte Boa-AM no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	65
Figura 41: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Uaupes-AM com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	66
Figura 42: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Taracuí-AM no período de 1977-2005 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com 6 termos. Fonte dos dados: http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data	67
Figura 43: Anomalias da temperatura média anual da superfície do Pacífico no período 1999-2008 (°C), com relação à média do período 1977-1998. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA).....	68

LISTA DE TABELAS

- Tabela 01:** Estações pluviométricas selecionadas na região de estudo. Fonte: **35**
<http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>.....
- Tabela 02:** Correspondência entre IPP e Categorias de Clima. (Fonte: **38**
<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/maproom/.Global/.Precipitation/SPI.html>.....
- Tabela 03:** Maiores cheias registradas no Rio Negro Manaus (Fonte: **69**
<http://www.cprm.gov.br>).....

LISTA DE SIGLAS

ATSM	Anomalias de TSM
CGA	Circulação Geral Atmosférica
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
IPSS	Índice do Pacífico subtropical sul
IATN	Índice do Atlântico Tropical Norte
IPP	Índice de Precipitação Padronizada
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
OAN	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
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

SUMÁRIO

PENSAMENTO	iii
DEDICATÓRIA.....	iv
RESUMO.....	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE SIGLAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.2. A Circulação Geral da Atmosfera (CGA).....	3
2.3. Configurações da Circulação Geral nos Trópicos.....	5
2.3.1. Anticiclones Subtropicais	7
2.3.2. Zona de convergência Intertropical (ZCIT).....	10
2.3.3. Ventos Alísios	13
2.3.4. Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (POAS).....	15
2.3.5. Alta da Bolívia	16
2.3.6. Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS).....	18
2.3.7. A Oscilação Madden-Julian	23
2.4. Variabilidade da Circulação Tropical.....	24
2.5. Variabilidade da Precipitação na Amazônia.....	30
3. METODOLOGIA	34
3.1. Área de Estudo.....	34
3.2. Dados e Métodos	36
3.2.1. Índice de Precipitação Padronizada (IPP).....	38
3.2.2. Transformada de Ondeleta (TO).....	39

4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	43
4.1.	Dados de Reanálises	43
4.1.1.	Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE).....	43
4.1.2.	Temperatura da Superfície do Mar (TSM).....	46
4.1.3.	Vento Zonal (850 mb)	50
4.1.4.	Componentes Zonal e Meridional da Velocidade Vertical Omega	51
4.1.5.	Precipitação Pluviométrica	55
4.1.6.	Análise da Precipitação com Dados Observados.....	58
4.1.7.	Análise de Ondeleta	58
4.1.8.	Estações Pluviométricas.....	62
4.2.	Tendências climáticas	68
5.	CONCLUSÕES	70
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

1. INTRODUÇÃO

A atmosfera não é estática, ao contrário, está sempre em constante agitação. As características atmosféricas mudam de lugar para lugar em escalas de tempo que variam desde microssegundos até milhões de anos. Existem interações importantes dentro da atmosfera, que podem ser resultantes ou mesmo causadoras de tais mudanças. Segundo Ayode (2004), essas são apropriadamente denominadas mecanismos de feedback, pois não existem simples processos unidirecionais de causa e efeito, uma vez que os efeitos freqüentemente retornam para alterar suas causas. Assim, as mudanças dentro da atmosfera podem ser internamente induzidas dentro do sistema Terra-atmosfera ou externamente induzidas por fatores extraterrestres.

As mudanças climáticas são provocadas por modificações nas forçantes climáticas. Uma forçante é uma mudança imposta no balanço de energia planetária que, tipicamente, causa uma mudança na temperatura global e então, talvez, em todo o clima. Durante a história de 4,5 bilhões de anos do nosso planeta ocorreram várias mudanças climáticas. Longos períodos de clima estável foram sucedidos por glaciações e estes, por sua vez, por efeito-estufas. Estes períodos quentes ocasionaram até desertificações de amplas áreas continentais (EEROLA, 2003).

Os oceanos são um componente do sistema climático muito mais lento do que os continentes e a atmosfera. Camadas superficiais do oceano respondem a influências externas numa escala temporal de meses a anos, enquanto mudanças nas profundezas do oceano são muito mais lentas, podendo levar séculos para que mudanças significantes ocorram a grandes profundidades. Como a água têm uma capacidade calorífica muito mais elevada do que o ar, os oceanos guardam quantidades muito grandes de energia. Em grande escala, isto se reflete nas diferenças entre variações sazonais de temperatura dos hemisférios norte e sul. Em escalas menores, a proximidade do oceano é um fator que afeta o clima de uma região.

Atualmente, os oceanos cobrem 71% da superfície da Terra e desta forma desempenham um papel muito importante no balanço de energia. Os oceanos absorvem o

CO₂ atmosférico de diversas formas, entre elas esta a difusão direta na interface oceano-atmosfera. A mistura das águas oceânicas provoca a redistribuição do CO₂ absorvido. Nas latitudes polares, por exemplo, o carbono adicionado afunda junto com as águas superficiais frias naquela região, enquanto que nas latitudes mais quentes, as águas ricas em carbono deixam escapar o CO₂ para a atmosfera novamente. Como nos oceanos contém grandes quantidades de CO₂ em solução, mesmo uma pequena mudança no balanço de CO₂ oceânico pode ter profundas consequências para o balanço de radiação da atmosfera, e conseqüentemente para o clima.

Estudos sobre as temperaturas da superfície do Oceano Pacífico (TSM) demonstraram que as TSM apresentam uma configuração com variações de prazo mais longo, semelhante ao El Niño, denominada Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e descrita por Mantua et al. (1997). Os eventos ODP persistem por 20 a 30 anos, enquanto os El Niños por 6 a 18 meses. Da mesma forma que o El Niño, a ODP apresenta duas fases. A fase fria é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical, tanto Norte como Sul. A fase quente apresenta configuração contrária, com anomalias de TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical. Não se sabe ainda qual é a causa da ODP, tampouco seus impactos sobre o clima. Porém, considerando que a atmosfera terrestre é aquecida por debaixo, os oceanos são a condição de contorno inferior mais importante para o clima e certamente o Pacífico, por ocupar 1/3 da superfície terrestre, deve ter um papel preponderante na variabilidade climática interdecadal. No século passado ocorreram dois ciclos completos da ODP, sendo uma fase fria de 1890 a 1924 e novamente entre 1948 e 1976 enquanto uma fase quente perdurou de 1925 a 1947, seguida de outra entre 1977 a 1998.

Objetivo

O objetivo deste trabalho é estudar a variabilidade de baixa frequência na precipitação da Amazônia Ocidental Brasileira nos últimos 50 anos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.2. A Circulação Geral da Atmosfera (CGA)

Aristóteles foi o primeiro a atribuir ao aquecimento do sol os ventos globais, cerca de 2000 anos atrás, na sua “Meteorológica”. O Sol aquece toda a Terra, mas verifica-se uma distribuição desigual de energia na superfície do globo: as regiões, equatorial e tropical, recebem mais energia solar que as latitudes médias e as regiões polares. A energia radiante recebida nos trópicos é superior à que essa região é capaz de emitir enquanto as regiões polares emitem mais do que recebem. Se não se verificasse um transporte de energia dos trópicos para as regiões polares, a temperatura da região tropical aumentaria indefinidamente enquanto as regiões polares ficariam com uma temperatura cada vez menor. É este desequilíbrio térmico que induz a circulação da Atmosfera e dos Oceanos.

A Circulação Geral da atmosfera (CGA) 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 CGA manifesta-se, na região tropical, pelo cinturão de ventos de leste persistentes (trade winds) e, em latitudes temperadas, pelo cinturão de ventos predominantemente de oeste. Apesar das flutuações de longo prazo, este é um arranjo constante e indica a existência de uma ordem estrutural no padrão geral de circulação da atmosfera global ou na circulação geral (MUSK, 1988) (**Figura 01**).

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 e nos contrastes do sistema climático. Ayoade (2004), destacou ainda a topografia e a distribuição das superfícies continentais como outros fatores que influenciam a circulação atmosférica.

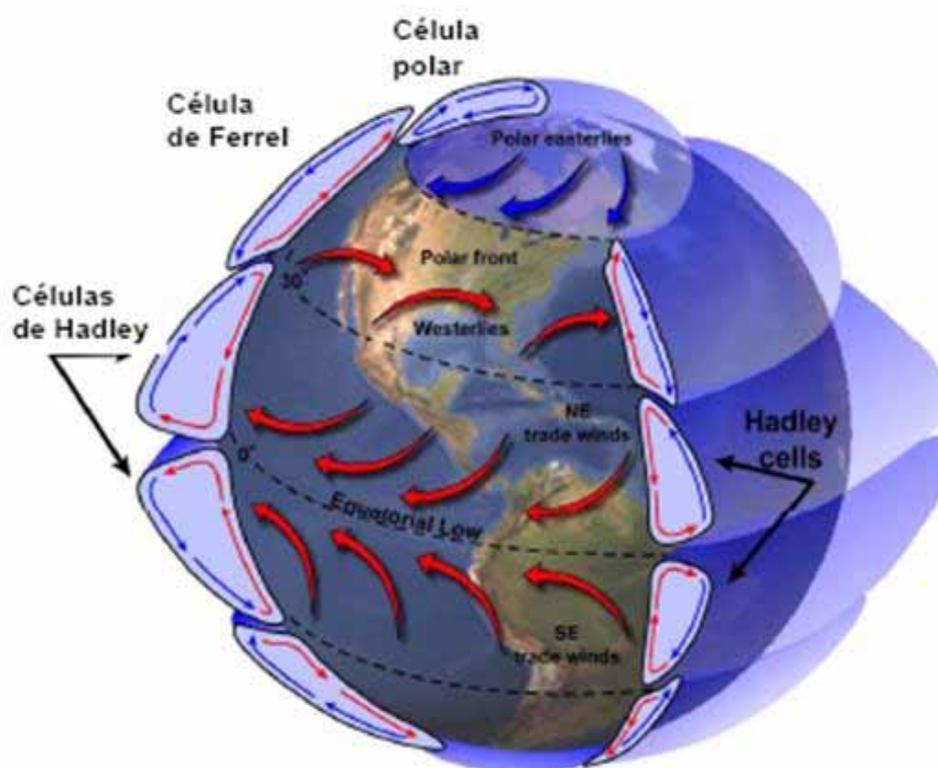


Figura 01: Circulação Geral da Atmosfera (idealizada). (Fonte: <http://snig.igeo.pt>)

Existem duas teorias que buscam explicar a 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 (**rever Figura 01**), 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 (**Figura 02**) 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).

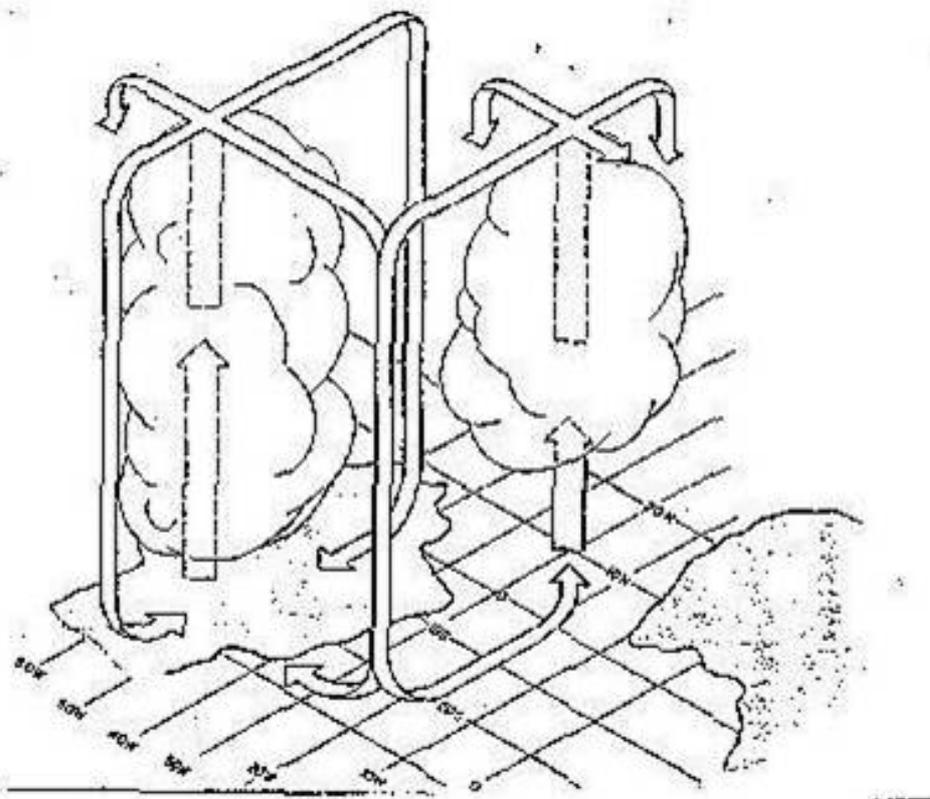


Figura 02: Diagrama esquemático da célula de Hadley-Walker.
(NOBRE e MOLION-1986)

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.

2.3. Configurações da Circulação Geral nos Trópicos

A circulação atmosférica tropical é dominada pelos centros de ação das 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 diretas, 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 (**Figura 03**), que produzem fluxo predominantemente zonal na região equatorial, e as correntes oceânicas no oceano Índico que são sujeitas a mudanças de regime de ventos de monções entre o verão e inverno.

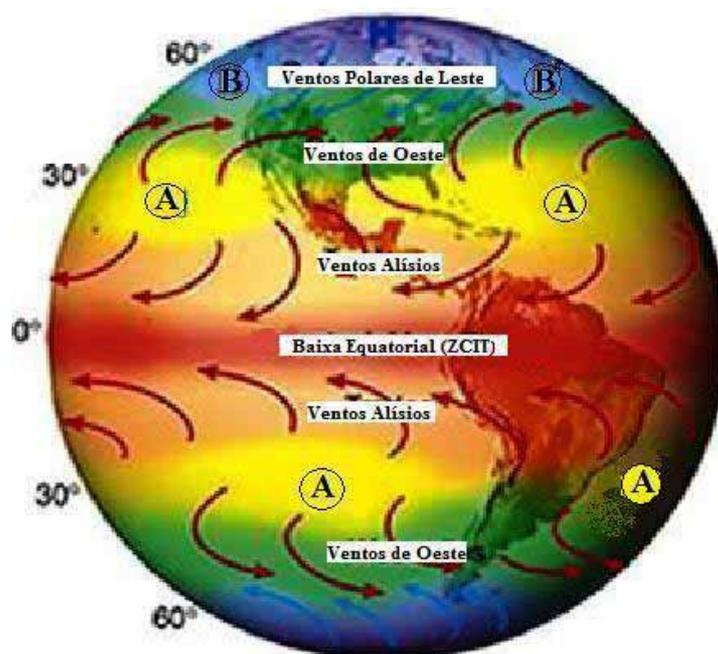


Figura 03: Distribuição zonal da pressão e ventos, mostrando as altas subtropicais (A). Modificada. (Fonte: <http://www.fas.org>)

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).

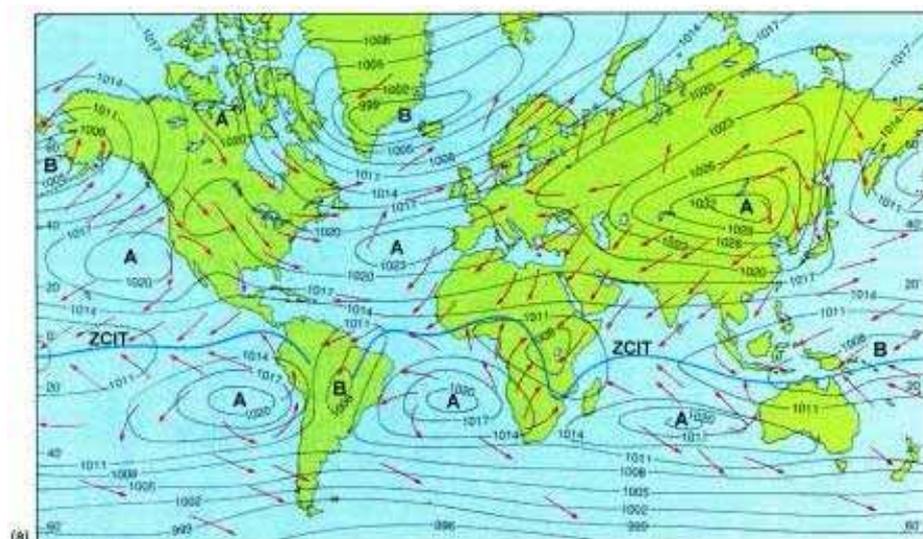
No Hemisfério Sul durante o verão, o padrão do fluxo da baixa troposfera é caracterizado por fracos ventos de leste sobre o Nordeste do Brasil e Amazônia, enquanto a circulação da alta troposfera é marcada por um intenso anticiclone sobre o altiplano boliviano-peruano, conhecido como Alta da Bolívia 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).

2.3.1. Anticiclones Subtropicais

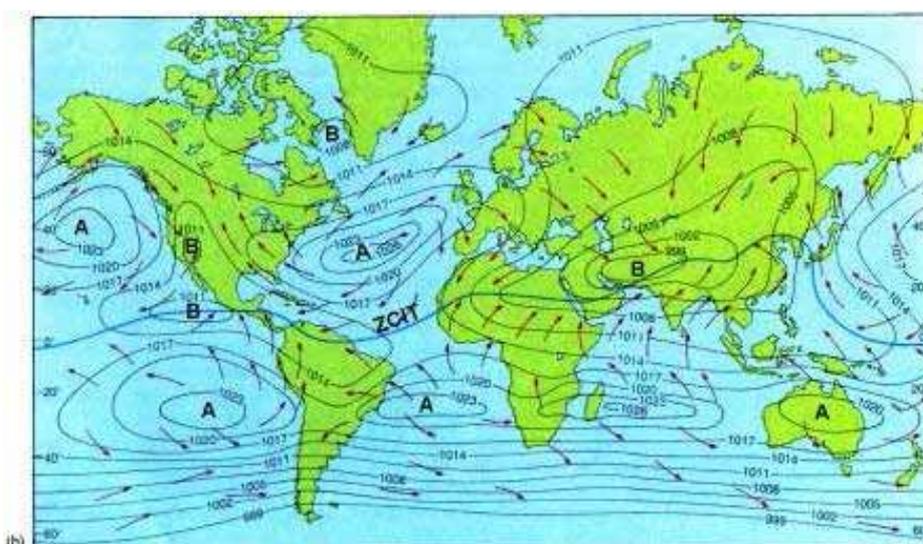
Os anticiclones subtropicais ou altas subtropicais são sistemas de alta pressão que estão localizados em torno de 30 graus de latitude nos principais oceanos de nosso Planeta (**Figura 04**). Eles estão associados à circulação média meridional da atmosfera, surgindo devido às células de Hadley. No Hemisfério Norte, estão os anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Pacífico Norte e no Hemisfério Sul, os anticiclones do Atlântico Sul, do Pacífico Sul e do sul do Oceano Índico (HASTENRATH, 1985, MORAN e MORGAN, 1994).

Nas regiões onde se situam esses anticiclones subtropicais, 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)



(b)

Figura 04: Localização dos Anticiclones Subtropicais: (a) Janeiro. (b) julho. (Fonte: <http://fisica.ufpr.br>)

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 canalizado 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 dos centros 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 05a**).

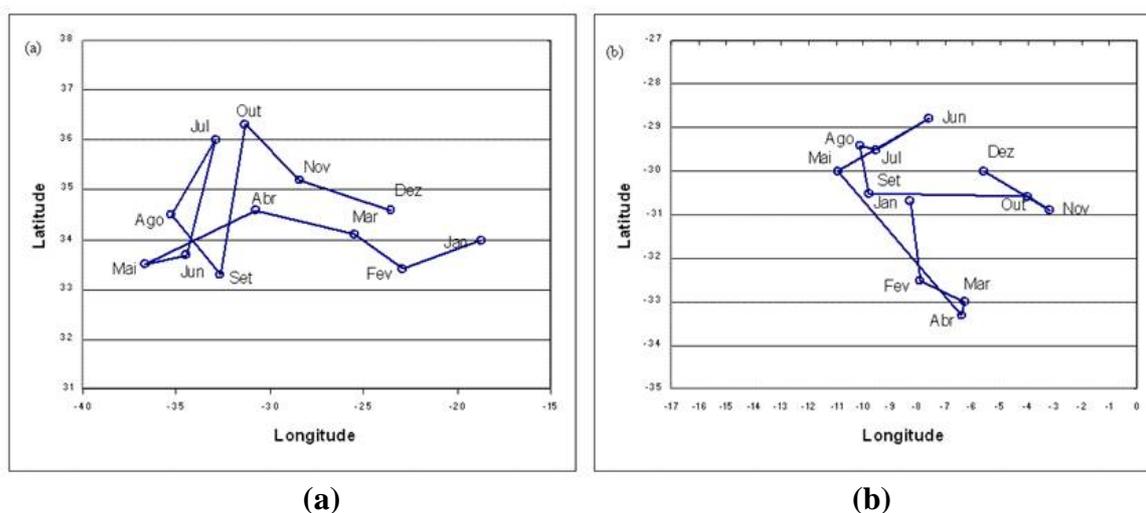


Figura 05. Ciclo anual do deslocamento do centro da Alta Subtropical do Atlântico Norte **(a)** e do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul **(b)** para o período 1948-1998. A posição média mensal do centro da Alta está representada pelas letras iniciais do mês correspondente (MOLION et al., 2004).

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 05b**).

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.

2.3.2. Zona de convergência Intertropical (ZCIT)

A confluência dos ventos de nordeste e sudeste oriundos 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) (**Figura 06**).

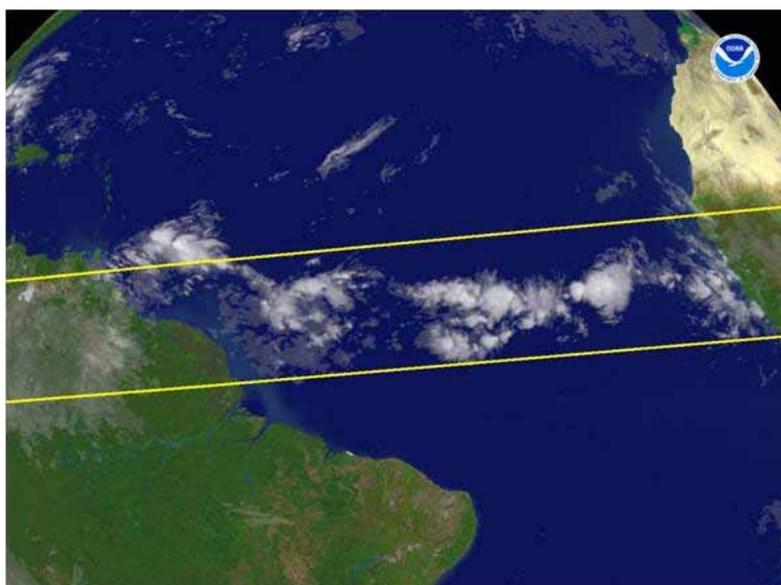


Figura 06: A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no dia 28 de junho de 2007. Ela é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos. Modificada. (Fonte: <http://www.nnvl.noaa.gov>)

Sobre os continentes, o posicionamento da ZCIT não costuma delinear-se tão claramente como costuma ocorrer sobre os oceanos vez que esta pode' acompanhar-se de grandes massas de nuvens, por vezes constituindo uma faixa muito larga e desorganizada, o que certamente se deve a influencia da continentalidade e aos efeitos da orografia.

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, 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, CURTIS e HASTENRATH, 1999). 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 representativo 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 (HASTENRATH e HELLER, 1977, HASTENRATH e LAMB, 1977, HASTENRATH, 1985, CITEAU et al, 1988) 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., 1998).

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).

2.3.3. Ventos Alísios

Os Ventos Alísios são ventos persistentes que sopram desde centros de alta pressão subtropical em direção ao cavado equatorial, ou Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). São ventos de baixos níveis atmosféricos caracterizados por grande consistência em sua direção, 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 07**, 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.

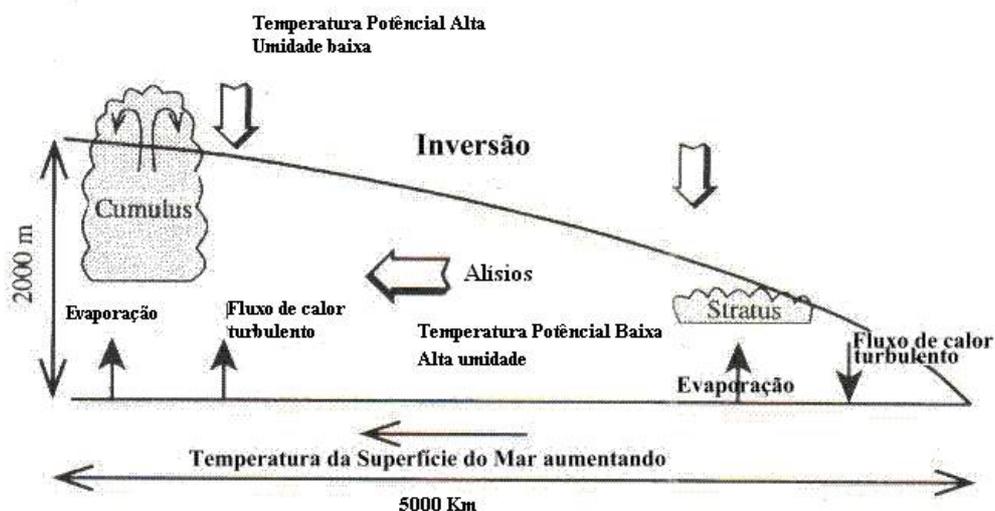


Figura 07: Diagrama esquemático da modificação dos Ventos Alísios sobre o oceano. Modificada (WELLS, 1998).

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 08**). 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 (ANDRADE, 2007).

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).

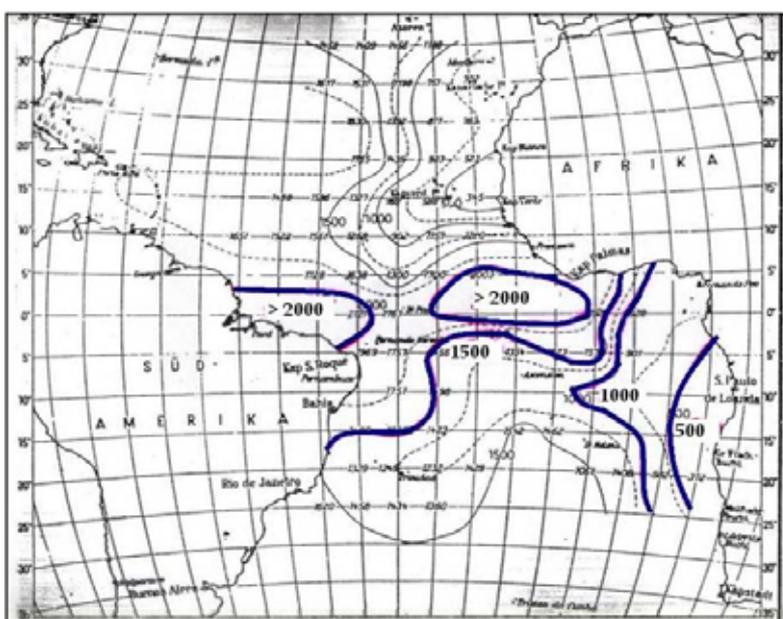


Figura 08: Altura da base da inversão dos Alísios (HASTENRATH, 1985).

2.3.4. Perturbações Ondulatórias no campo dos Alísios (POAS)

Frequentemente, o 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 (MOLION, BERNARDO, 2002 E SILVA, 2002).

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 (ANDRADE, 2007).

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.

2.3.5. Alta da Bolívia

A Alta da Bolívia (AB) é um sistema com movimento anticiclônico que se forma em altos níveis, geralmente em meados da primavera, atingindo sua intensidade máxima durante o verão austral 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. Durante a época de inverno, ocorre a desintensificação da AB, com o seu completo desaparecimento.

A AB surge em meados de outubro e persiste até abril, sendo janeiro o período mais ativo. A localização geográfica da Alta da Bolívia apresenta variação intrasazonal 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.

Durante os anos menos chuvosos na região Amazônica, os centros da AB eram menos intensos (SANTOS, 1986). Analisando anos de ocorrência de El-Niño, Jones e Horel (1990) reportam que, a AB localiza-se, em geral, à oeste de sua posição climatológica. Também foi observado por Carvalho (1989) que, para o evento do ENOS 82-83, a atividade convectiva e precipitação na Amazônia diminuiu com a desintensificação da AB. A manutenção deste centro quente anticiclônico é devido à convergência, em baixos níveis da umidade que vem de nordeste e de leste. Esta convergência provoca forte convecção, condensação e liberação de calor latente na média/alta troposfera, associada à atividade convectiva.

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 conseqüente liberação de calor latente fornecem a energia necessária para manter a circulação anticiclônica em altos níveis.

Na **Figura 09**, 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.

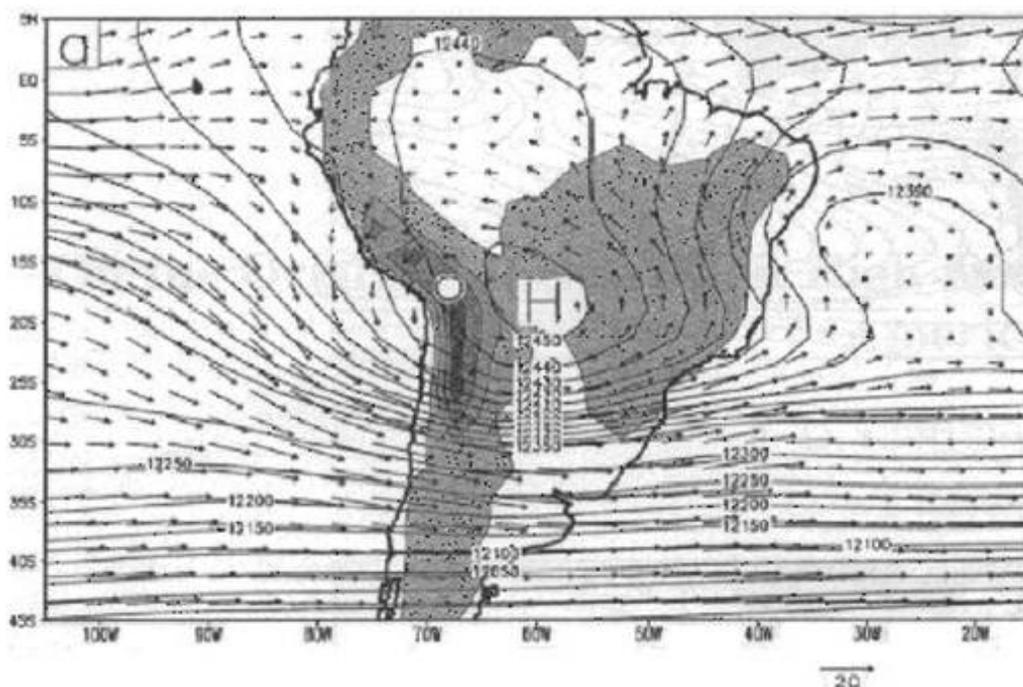


Figura 09: Altura geopotencial (máximo denotado por “H”) e vetores de vento para 200 mb das observações da NASA/DAO. Acima de 12 350 m, o intervalo do contorno é de 10 m, enquanto abaixo é de 50 m. A área sombreada representa intervalo dos contornos de 1000 m, começando em 250 m, e o vetor na baixa extremidade direita indica uma velocidade do vento de 20 m/s (LENTERS e COOK, 1997).

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.

2.3.6. Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS)

A Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) é um fenômeno típico de verão na América do Sul. 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 (**figura 10**), sua principal característica é a persistência de uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), frequentemente observada em imagens de satélite durante o verão austral com uma duração de pelo menos 4 dias seguidos (QUADRO, 1994), sua área de atuação engloba o centro sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e se prolonga até o sudoeste do Oceano Atlântico. A ZCAS exerce um papel importante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando altos índices pluviométricos e gerando graves problemas sociais e econômicos, principalmente nas regiões sul e sudeste do país.

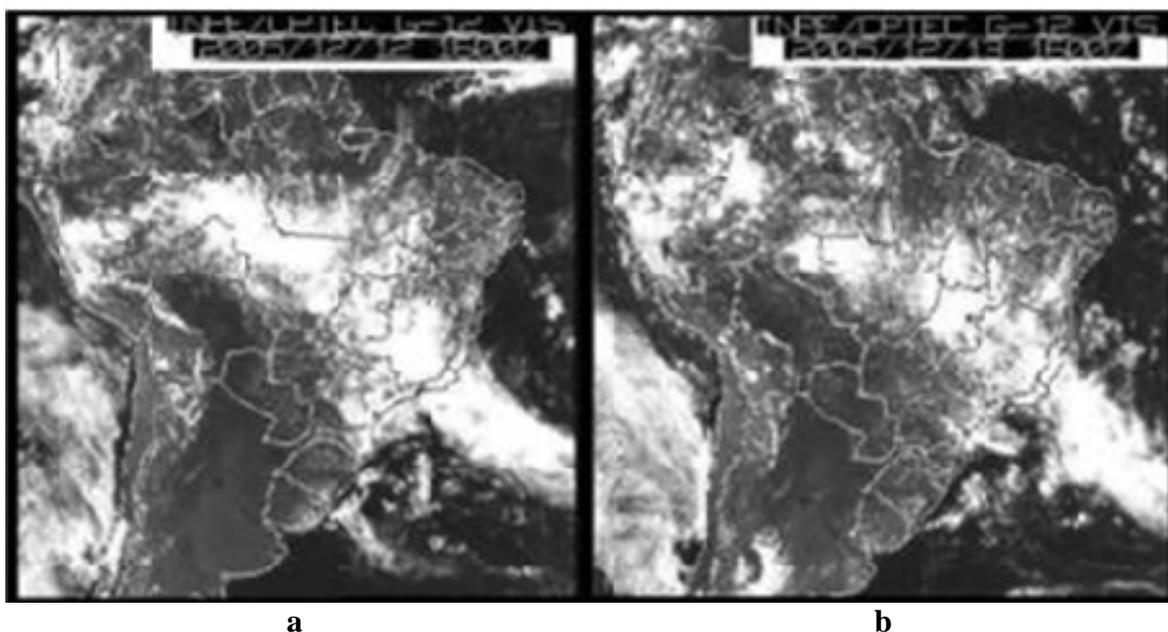


Figura 10: ZCAS de 12 (a) e 13 (b) de dezembro de 2005. (Fonte: www.simerj.com)

Os primeiros trabalhos referentes à ZCAS datam da década de 1970, Taljaard (1972), Streten (1973) e Yassunary (1977) realizaram os primeiros estudos destacando a persistência de uma banda de nebulosidade de natureza convectiva na América do Sul, atualmente conhecida como ZCAS.

Krishnamurty et al. (1973), através de estudo sobre uma onda quase-estacionária na América do Sul, mostrou a importância dessa banda no transporte de momentum, calor e umidade dos trópicos. Kodama (1992, 1993) estudou amplamente as características e condições que favorecem a formação das chamadas Zonas de Precipitação Subtropicais (ZPSs), tais como ZCAS, Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e Zona Frontal do Baiu (ZFB) esta última atuante na costa leste do continente asiático. O autor obteve que as ZPSs apresentam algumas características em comum, entre as quais pode-se citar que são:

- a) São sistemas quase-estacionários;
- b) Estão associadas à forte atividade convectiva no lado oeste e um centro de alta pressão subtropical no lado leste, bem como ao jato subtropical (30° - 35°);
- c) Verifica-se um forte gradiente de temperatura potencial equivalente e intensificação da convergência de umidade na região de convergência, associados a um escoamento de ar em direção aos pólos na baixa troposfera, a oeste da alta subtropical; e

d) Apresentam estrutura baroclínica e regiões convectivamente instáveis.

A formação da ZCAS depende tanto de forçantes locais quanto remotas. Trabalhos, como, por exemplo, o de Nogués-Paegle e Mo (1997), investigaram a correlação entre a convecção na ZCAS e na parte central do Oceano Pacífico. Segundo Figueroa et al., 1995, localmente, a formação da ZCAS está associada com:

- a) Convecção na região Amazônica e Brasil Central;
- b) Disponibilidade de umidade; e
- c) Baroclinicidade.

Aparentemente as influências remotas, tal como a convecção na ZCPS, modula o início, duração e localização da ZCAS. A influência da TSM do Atlântico na ZCAS ainda não é muito conhecida. A configuração da TSM não é um fator fundamental na formação da ZCAS, contudo pode ser importante para o seu posicionamento e intensidade (TEIXEIRA, 2000).

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 vortacidade anticiclônica em altos níveis (QUADRO, 1994, SANCHES e SILVA DIAS, 1996). Reflete uma interação entre os sistemas tropicais e extratropicais.

Carvalho et al. (2004) investigaram as relações entre a variabilidade intra-sazonal-interanual da atividade convectiva e extremos de precipitação e a circulação de grande escala associada a ZCAS durante o verão austral.

Um método objetivo foi desenvolvido para identificar a ZCAS e caracterizar sua intensidade, posição geográfica (continental ou oceânica), e persistência. Dentre os principais resultados, observou-se que a categoria ZCAS intensa está associada a anomalias negativas de radiação de onda longa (ROLE) sobre uma grande área da América do Sul tropical (**Figura 11**), estendendo desde o oeste da Amazônia até o Oceano Atlântico,

e que as características continental e oceânica da ZCAS estão relacionadas a padrões de trem de ondas em latitudes médias.

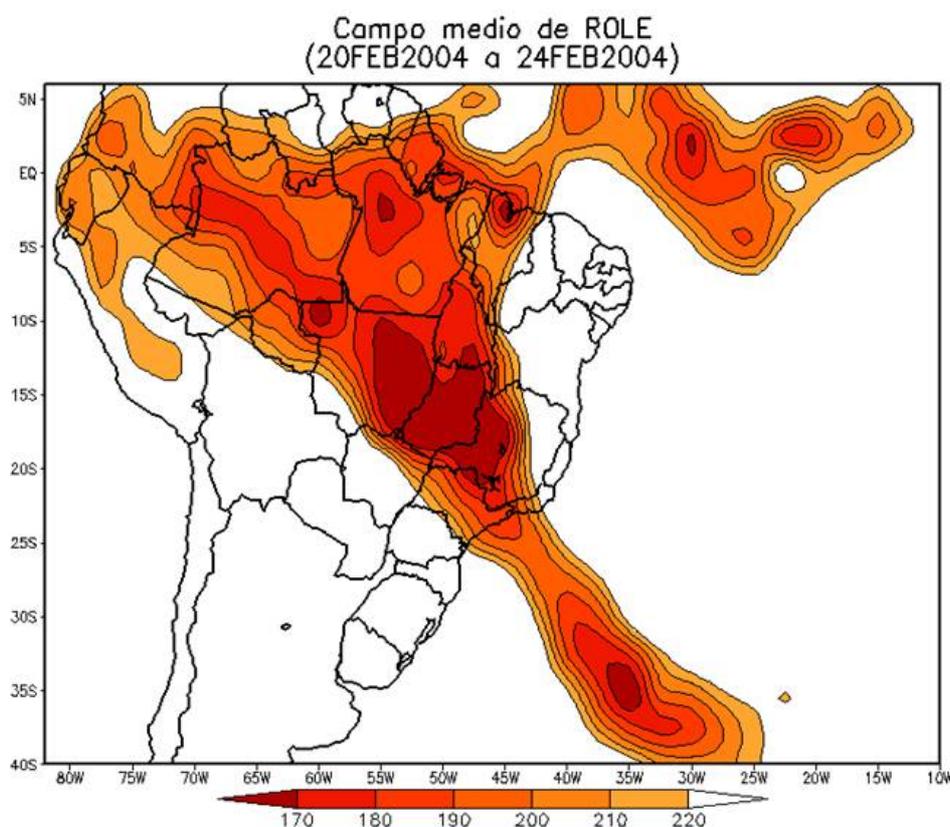


Figura 11: Campo médio da radiação de onda longa (ROLE) sobre uma grande área da América do Sul referente aos dias 20 e 24 de Fevereiro de 2004. (Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/0204/fig24d.html>)

Sanches (2002), utilizando-se as Reanálises do National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) para os meses de verão no período de 1980 a 2000, realizaram um amplo estudo sobre composição de todos os casos de ZCAS. Os resultados mostram que a atividade convectiva na parte continental da ZCAS é mais profunda que na região oceânica. Eles observaram em baixos níveis, sobre o norte da Bolívia, um núcleo com velocidade de ventos relativamente alta. Além disso, os autores sugerem que a parte oceânica da ZCAS tem um suporte dinâmico baroclínico. Por outro lado, no continente eles sugerem a existência de outros fatores favoráveis, tais como a Alta da Bolívia, topografia e a alta umidade.

Figueroa (1997) realizou um estudo observacional e de modelagem sobre os sistemas que atuam na América do Sul durante o verão. Seus resultados indicaram que a

ZCAS não depende da topografia dos Andes, da ZCIT, da ZCPS e da convecção sobre a África. Entretanto, na ausência de convecção tropical sobre a América do Sul não foi verificada a formação da ZCAS. Além disso, o autor obteve que o fator principal para a formação e manutenção da ZCAS é a interação entre a convecção tropical sobre a América do Sul e as ondas transientes de números de onda zonal 5 e 6, sendo os Andes, a ZCIT e a convecção da África, fatores secundários.

N-Paegle e Mo (1997), documentaram um padrão tipo gangorra na ZCAS com duração aproximada de 8 dias em cada fase. Nesse estudo, encontraram que eventos com atividade convectiva forte (fraca) sobre a ZCAS foram associados com anomalia negativa (positiva) de precipitação na região subtropical ao sul da ZCAS (Região Sul, por exemplo). Em adição, a variabilidade da gangorra convectiva é acompanhada por uma mudança na direção da circulação em baixos níveis nas latitudes continentais mais baixas, com o escoamento para leste (sudeste) em cerca de 20°S no caso de eventos de ZCAS fortes (fracos) e uma mudança para leste (oeste) da Alta Subtropical do Atlântico Sul.

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 (ROL), 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 sudoeste do Oceano Atlântico 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.

2.3.7. A Oscilação Madden-Julian

Entre os fenômenos meteorológicos de escala global a Oscilação 30-60 dias ou Oscilação de Madden & Julian (OMJ) tem grande importância, tendo em vista que influencia direta e indiretamente as chuvas em grande parte da América do Sul. Segundo Kayano e Kousky (1992), a OMJ é o principal fenômeno na escala intrazonal que pode causar variações de grande escala na convecção tropical. A Oscilação de 30-60 dias consiste basicamente da propagação de uma onda atmosférica na direção zonal (sentido leste) ao longo do globo terrestre e em torno do Equador. Em geral, observa-se uma perturbação nos campos de pressão e convergência de ventos nos baixos níveis, originando a formação de nuvens convectivas, cuja origem se dá sobre o Pacífico Oeste. Essas oscilações constituem-se no principal fenômeno de escala intrazonal capaz de ocasionar variações na convecção de larga escala no cinturão tropical (KOUSKY e KAYANO, 1994).

Os primeiros trabalhos que identificaram a Oscilação 30-60 dias datam do início da década de 1970. Madden e Julian (1971, 1972), analisando séries históricas de 10 anos de dados de radiossondagem em várias estações próximas da Indonésia (Pacífico tropical oeste) observaram que num período entre 30 e 60 dias os sistemas meteorológicos, que atuavam em diversos locais na região tropical, eram intensificados (inibidos) o que favorecia (desfavorecia) a precipitação. Eles verificaram que este comportamento estava associado à atuação de um sistema que se desloca de oeste para leste contornando o globo num período que varia entre 30 e 60 dias. A atividade desta célula ocorre mais intensamente durante o verão e outono austral. O período no qual esta onda convectiva completa uma circunferência pelo cinturão equatorial. Existem vários estudos observacionais acerca das OMJ, mas somente alguns destes estudos mostram um entendimento teórico da oscilação (VITORINO, 2003).

Lau e Peng (1987), propuseram duas hipóteses teóricas para a propagação da OMJ para leste. Uma delas sugere que existe uma fonte de calor oscilando no local e uma outra fonte de calor forçada internamente. A primeira hipótese sugere que a convecção associada com a oscilação de 40-50 dias está presente entre o oceano Índico e o Pacífico oeste, pois a fonte de calor é induzida por processos locais.

Como a fonte de calor associada com a oscilação está confinada dentro dos trópicos, os distúrbios de ondas transientes gerados por aquecimento são propagados para

longe da região de origem na forma de ondas equatoriais. A segunda hipótese sugere um distúrbio gerado próximo ao Equador que se dissipa fora de sua região de origem quando não ocorre aquecimento interno. Entretanto, a presença de um mecanismo de aquecimento interno poderá manter ou amplificar estes distúrbios fora de sua região de origem. Kayano e Kousky (1992), mostraram a importância do monitoramento das OMJ, pois estas fornecem importantes informações para o monitoramento climático e possivelmente a previsão de médio prazo para algumas regiões tropicais.

2.4. 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.

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-Australia atravessando o Pacífico Tropical na direção leste-oeste (**Figura 12**).

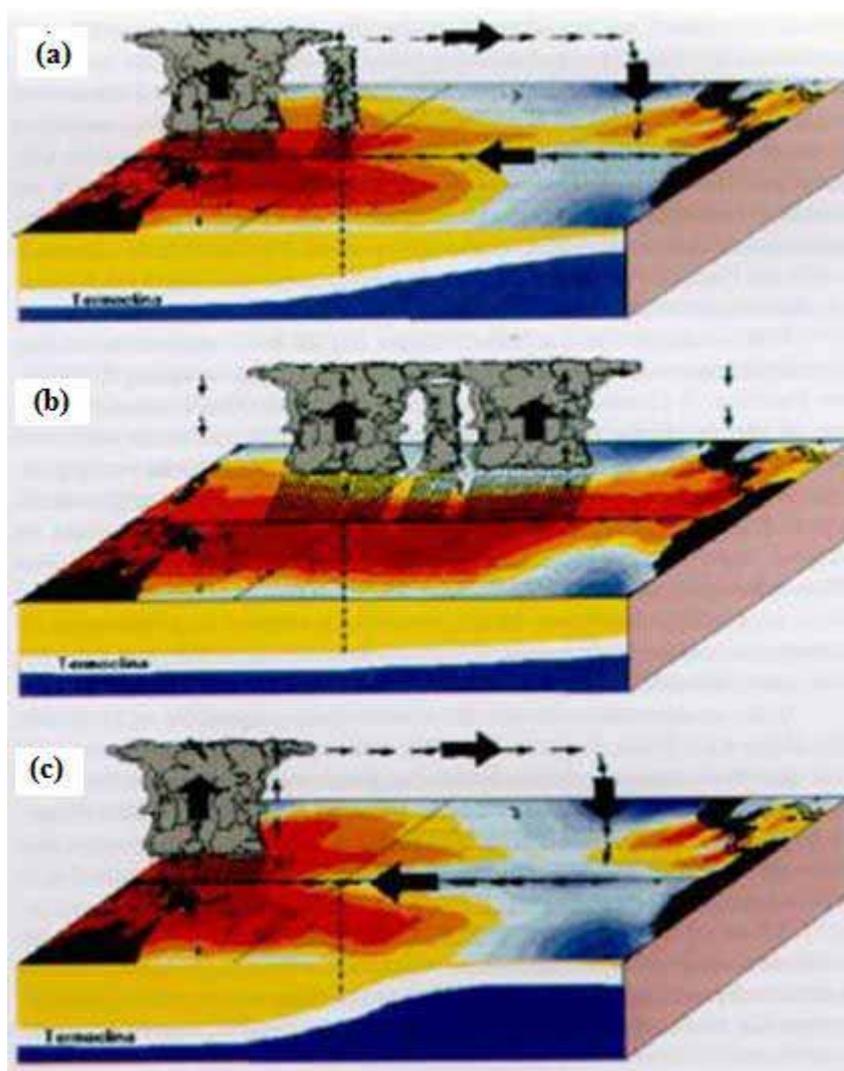


Figura 12: Circulação atmosférica tropical sobre o Oceano Pacífico durante condições normais (a), condições de El Niño (b) e condições de La Niña (c). (BERLATO e FONTANA, 2003)

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 leste, 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 gênesi 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 13** 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.

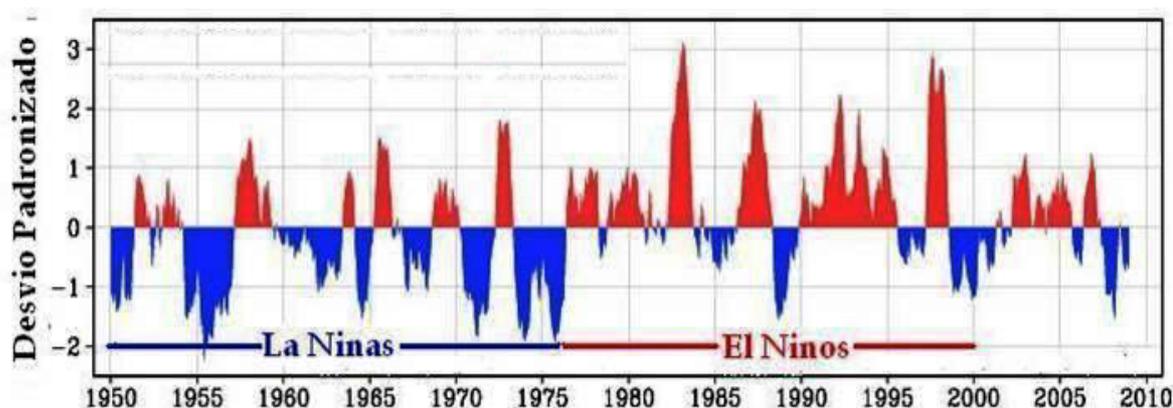


Figura 13: Serie temporal do Índice Multivariado de ENOS. Modificada. (Fonte: <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html>).

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 14**).

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 Molion et al. (2004), deve permanecer possivelmente até cerca de 2025, ou seja, pelos próximos 20 anos. A **Figura 15** mostra as fases frias que correspondem a valores negativos e as fases quentes correspondentes a

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

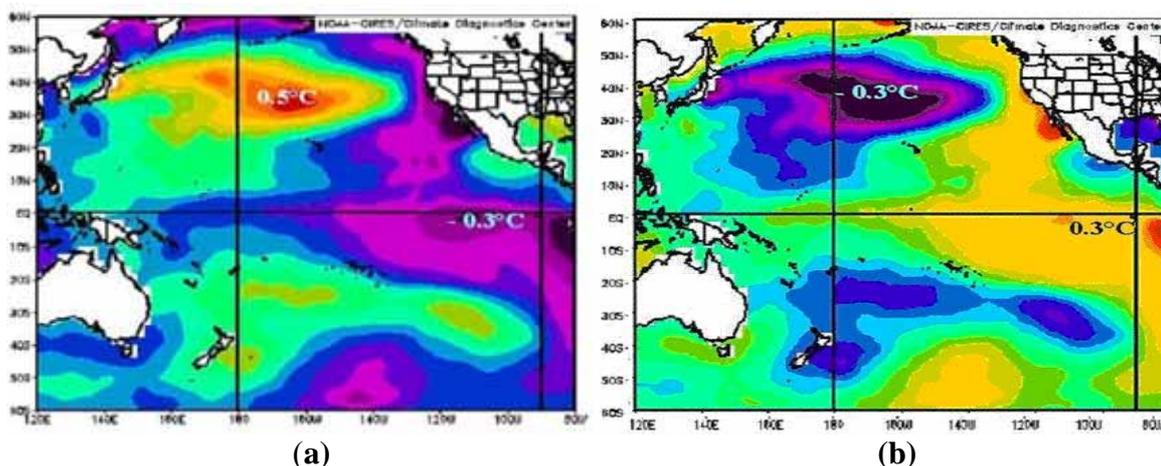


Figura 14: Oscilação Decadal do Pacífico na fase fria (a) e na fase quente (b). (MOLION, 2005).

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.

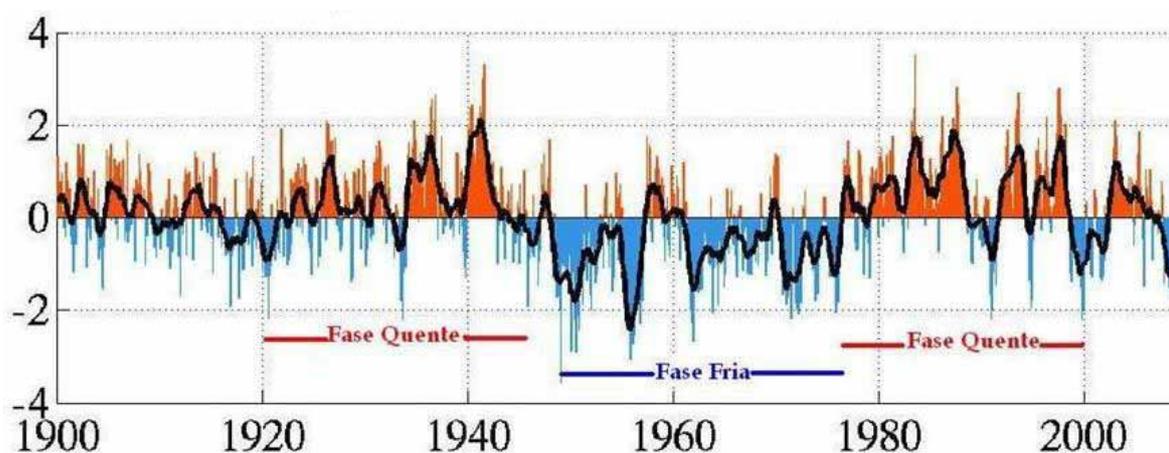


Figura 15: Série temporal do Índice de Oscilação Decadal do Pacífico (IODP): 1900-2008. Fonte: <http://jisao.washington.edu/pdo/>

2.5. Variabilidade da Precipitação na Amazônia

A bacia Amazônica, com aproximadamente 6,1 milhões de quilômetros quadrados é a maior bacia hidrográfica do planeta e ocupa área de nove países: Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Guiana Francesa, Peru, Suriname e Venezuela. No Brasil, ela ocupa aproximadamente de 63% do território. De dimensões continentais esta bacia está situada na zona intertropical, recebendo precipitações médias anuais de 2.300mm. Segundo Fisch *et al.*(1998), a precipitação é uma dos elementos climáticos com maior variabilidade espacial e temporal na região tropical. Molion (1987 e 1993), ao estudar os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação na Amazônia, classificou-os em:

- Convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis;
- Linhas de instabilidade originadas nas costa N-NE do litoral Atlântico; e
- Aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil e interagindo com a região Amazônica.

A distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia é apresentada na **Figura 16**. O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região Amazônica é compreendido entre novembro e março, sendo que o período de seca (sem grande atividade convectiva) é entre os meses de maio a setembro. Os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro. (FISCH *et al.*1998).

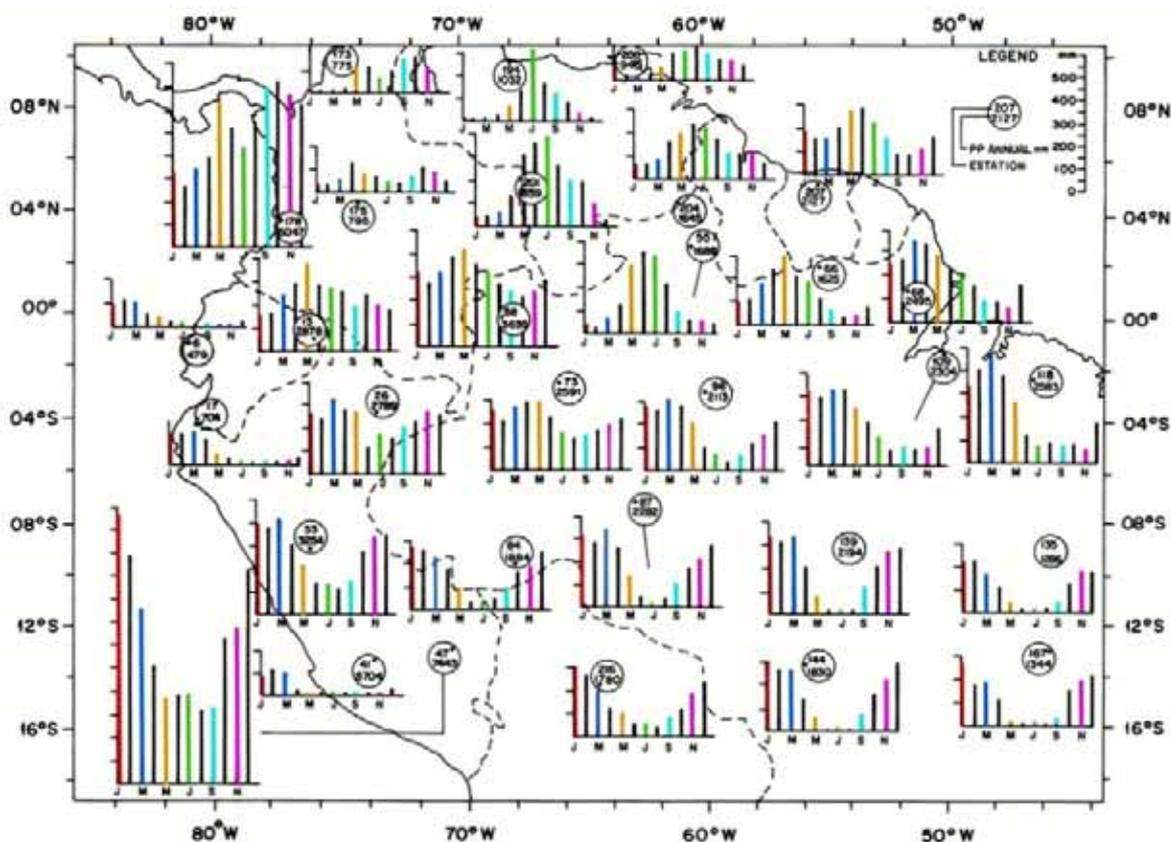


Figura 16: Distribuição espacial e temporal da precipitação na Amazônia. (FISCH *et al.* 1998).

Devido às suas dimensões geográficas, a bacia Amazônica é afetada por variações climáticas globais. Os efeitos dos fenômenos naturais de grande escala, como o ENOS na Amazônia, têm sido bem documentados, em particular as modificações via célula de Walker (SOUZA *et al.*, 2005; SOUZA e AMBRIZZI, 2002).

O oceano Pacífico possui papel de destaque, já que é a maior massa marítima do globo terrestre e ocupa sozinho, quase um terço da superfície terrestre. Nesse aspecto, considera-se que o Oceano Pacífico e suas flutuações oceânico-atmosféricas de larga-escala importam diretamente nas variabilidades intersazonais a decadais do clima sobre as áreas continentais. Segundo Kousky e Cavalcanti (1984), a variabilidade interanual da precipitação pluviométrica na América do Sul é modulada pelo ENOS e, na Amazônia, estudos indicaram desvios negativos de precipitação pluviométrica durante eventos de El Niño (KAYANO & MOURA, 1986; ACEITUNO, 1988; SOUZA *et al.*, 2000; CUTRIM *et al.*, 2000). Isto, porque eventos de El Niño, durante o período chuvoso na Amazônia Central, afetam o posicionamento dos sistemas dinâmicos geradores de chuva, reduzindo a

umidade do ar, inibindo a convecção e ocasionando períodos de seca e temperaturas acima da média em períodos climatológicos chuvosos. Em contrapartida, os eventos de La Nina, de acordo com as observações produzem maiores totais de chuva.

Na Amazônia, Chu *et al.* (1995), Zhou e Lau, (2001), Matsuyama *et al.* (2002), Bhatta *et al.* (2002), Chen *et al.* (2003), Marengo (2004), e outros têm identificado variações decadais e tendências na chuva e vazões na Amazônia.

Marengo (2004) identificou que a variabilidade interdecadal na chuva na bacia norte e sul da Amazônia mostra um comportamento contrastante (**Figura 17**). Na escala regional, a chuva na Amazônia apresenta uma fraca tendência negativa enquanto que a chuva na Amazônia Sul apresenta uma tendência positiva pronunciada.

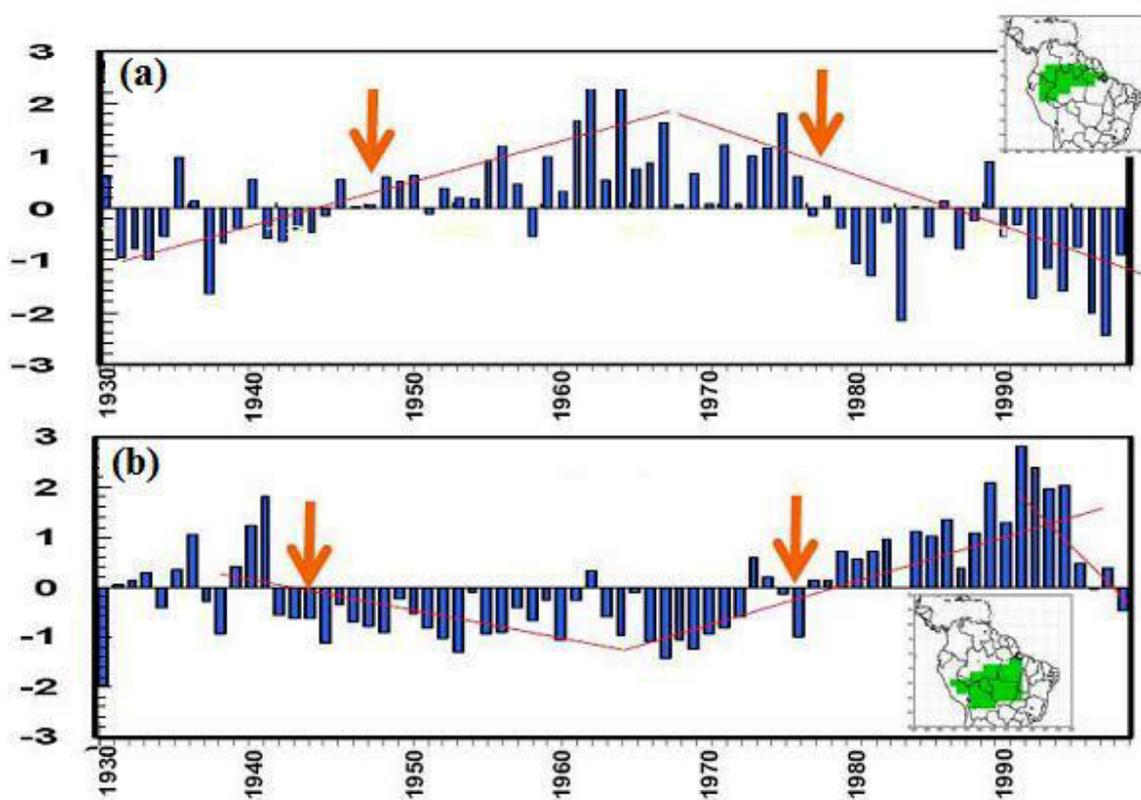


Figura 17: Anomalias normalizadas de chuva para Norte da Amazônia (a) e para o Sul da Amazônia (b) de 1929 a 1997. (MARENGO, 2004).

A Figura mostra mudanças de fase em meados da década de 1940 e 1970. Após 1975, a Amazônia do Norte/Sul apresenta relativamente menos/mais chuva, comparada com o período antes de 1975. Esta mudança de regime está associada a mudanças nos campos de circulação atmosférica e oceânica no Pacífico Central que aconteceu em 1975-76. O período relativamente menos chuvoso após 1975 na Amazônia do Norte possivelmente se estende até o início de 2000.

Silva (2006), estudando a relação entre os modos de variabilidade dos Oceanos tropicais Pacífico e Atlântico com as precipitações do Norte do Nordeste Brasileiro (NNEB), identificou padrões distintos de ATSM nas duas fases da ODP, onde esta interfere não somente no desenvolvimento dos episódios extremos do ENOS, mas também na sua intensidade. Em alguns casos pode-se notar que ENOS e a variabilidade de TSM do AT agiram no mesmo sentido, acentuando as anomalias de precipitação no NNEB, enquanto que em outros eles agiram em sentidos opostos atenuando ou até invertendo o sinal das anomalias de precipitação na região em questão.

Oliveira (2008), investigando a importância dos setores tropicais e subtropical sul do Atlântico e dos setores equatorial leste e subtropical sul do Pacífico na variabilidade interanual da precipitação considerando as fases da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), mostrou que ao se comparar o padrão de correlação total defasada do Índice do Pacífico subtropical sul - IPSS com a precipitação, que durante a fase fria da ODP, a região com correlações positivas se restringiu a um núcleo na Amazônia centrado em (2°S-67°W). Ao usar o Índice do Atlântico Tropical Norte – IATN, as áreas com correlações significativas foram maiores em particular em dois núcleos negativos, um no litoral do NEB e outro ao sul do Amazonas centrado em (7°S-67°W) durante a fase quente da ODP.

3. METODOLOGIA

3.2. Área de Estudo

A Amazônia Ocidental se localiza no centro geográfico da Amazônia Continental (Amazônia sul-americana), ocupando uma área de 2.194.599 km². Essa área corresponde a 25,7% do território brasileiro e 42,97% da Amazônia Legal. Possui 5.551.299 habitantes, segundo o censo demográfico de 2000 do IBGE e comporta aproximadamente 57% das florestas da região, o que a torna a parte mais preservada da região Amazônica, além de ser um estoque de biodiversidade sem igual no planeta, com várias espécies animais e vegetais ainda desconhecidas, foi criada pelo Decreto de lei 356/68, e se constitui dos estados de Amazonas, Acre, Rondônia e Roraima (**Figura 18**).

A área de estudo compreende, na Amazônia Ocidental Brasileira, as coordenadas 0° de Lat S a 10° de Lat S e 63° de Long W a 70° de Long W, de onde foram selecionados 05 postos pluviométricos com pelo ao menos 50 anos de séries de dados observados (**Tabela 01**).



Figura 18: Mapa da Amazônia Ocidental e localização da área de estudo que compreende as coordenadas 0° a 10° de Lat S e 63°W a 70° de Long W.

Tabela 01: Estações pluviométricas selecionadas na região de estudo.

ESTAÇÃO	LAT	LON
HUMAITÁ	07° 30' S	63° 01' W
FONTE BOA	02° 30' S	66° 05' W
RIO BRANCO	09° 58' S	67° 48' W
TARACUÁ	00° 04' S	68° 14' W
UAUPÈS	00° 07' S	67° 05' W

Fonte: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A despeito da quantidade de estações pluviométricas com 50 anos de dados, vale ressaltar que não há dados disponíveis nas regiões da Amazônia Boliviana, Peruana e Colombiana e o Oeste da Amazônia foi por vários anos uma das regiões menos monitoradas no mundo com relação a dados meteorológicos (**Figura 19**).



Figura 19: Rede de Estações de Observação de Superfície Convencional do Inmet. (Fonte: <http://www.inmet.gov.br/sim/sonabra/convencionais.php>)

3.3. Dados e Métodos

Foram verificados dados do conjunto de Reanálises do Climate Diagnostics Center, National Centers for Environmental Prediction (CDC/NCEP/NOAA) no período de 1948-1998 das seguintes variáveis associadas e seus respectivos domínios espaciais. Assim, para o estudo da variabilidade climática para o oeste da Amazônia, 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 zonal em 850 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 1950 a 2008, divididos em períodos correspondentes à fase fria (1950-1976), quente (1977- 1998) e atual (1999- 2008) da ODP, sendo esse último utilizado para estimar as tendências climáticas.

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

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 $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, centrados em $0,25^\circ$, 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 0° a 10° Lat S e 63° W a 70° W e temporal de Novembro a Abril (estação chuvosa) e Maio a Outubro (estação seca) para as fases negativa e positiva da ODP.

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° S e 10° S e 63° W e 70° W abrangendo a parte sudeste do Acre, a região oeste do Amazonas e norte noroeste de Rondônia.

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, somente foram selecionadas as séries pluviométricas de Humaitá-AM, Fonte

Boa-AM, Taracua-AM, Uaupes-AM e Rio Branco-AC que apresentaram série de dados com mais de 50 anos.

Os dados que apresentaram falhas, 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).

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.

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

n é número de elementos da série e x_i é cada elemento da série.

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

$$\text{IPP} = \frac{X_{i,j} - \bar{X}_i}{\sigma_i} \quad (3)$$

i = mês e o j = ano

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (4)$$

3.3.1. Índice de Precipitação Padronizada – (IPP)

O Índice de Precipitação Padronizada foi formulado por Tom Mckee, Nolan Doesken and John Kleist do Centro de Clima do Colorado em 1993. O objetivo é associar um valor numérico único à variável precipitação, que possa ser comparado entre regiões e períodos do ano de climas bastante diferenciados.

Tecnicamente, o IPP corresponde ao número de desvios padrão de que a precipitação cumulativa observada se afasta da média climatológica, para uma variável aleatória com distribuição normal. Como a precipitação não segue uma distribuição normal, aplica-se inicialmente uma transformação tal que os valores transformados têm distribuição gaussiana. Para isso é necessário que se disponha de séries de dados suficientemente longas (30 ou mais anos).

O IPP pode ser calculado para diferentes escalas de tempo, significando o período durante o qual se acumula o valor de precipitação. Assim, o IPP1 corresponde à precipitação mensal, o IPP3 corresponde à precipitação acumulada em períodos de 3 meses etc. É usual utilizar-se uma associação entre faixas de valores do IPP e categorias qualitativas de clima. A associação mais freqüente é a que vem sendo utilizada pelo utilizada pelo IRI - International Research Institute for Climate and Society, traduzida na **Tabela 02**.

Tabela 02: Correspondência entre IPP e Categorias de Clima.

Valores IPP	Categoria
IPP > +2	Extremamente Úmido
+1,99 a +1,50	Severamente Úmido
+1,49 a +1,00	Moderadamente Úmido
+0,99 a -0,99	Próximo ao Normal
-1,00 a -1,49	Moderadamente Seco
-1,50 a -1,99	Severamente Seco
<-2,00	Extremamente Seco

Fonte: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/maproom/.Global/.Precipitation/SPI.html>.

3.3.2. Transformada de Ondeleta (TO)

A transformada de ondeletas (TO) foi desenvolvida na década de 1980 por pesquisadores como Morlet, Meyer, Grossmann e Daubechies (FARGE, 1992), sendo originalmente empregada para a análise de sinais sísmicos. (DAUBECHIES, 1988). Trata-se de uma ferramenta matemática amplamente aplicada a análise de séries temporais obtidas de sistemas geofísicos como turbulência. Gamage e Blumen (1993) analisaram a frequência de frentes frias de baixos níveis através de três métodos de decomposição de sinais: as funções ortogonais empíricas, a transformada de Fourier e a transformada de ondeleta. Os autores fizeram uma comparação dos três métodos com o objetivo de apresentar as limitações e as vantagens de cada um na descrição dos fenômenos atmosféricos. Os resultados indicaram que a transformada de ondeleta se mostrou mais adequada na representação dos fenômenos frontais quando comparada aos outros métodos.

O grande destaque dessa técnica é a decomposição das séries temporais em tempo e frequência. A transformada de ondeleta apresenta vantagens em relação a outras metodologias de decomposição de sinal, como, por exemplo, a transformada de Fourier (TF). Enquanto a TF é aplicada a sinais estacionários fazendo uma análise global e uma reconstrução apenas total dos sinais das séries temporais, a TO é aplicada a sinais não-estacionários e as séries temporais são analisadas de forma global e local.

Ondeletas (“wavewlets”) são "ondas pequenas", funções obtidas a partir de uma função protótipo – a ondeleta-mãe (também chamada de analisadora ou básica) – $\psi(t) \in L^2(\mathbb{R})$, por meio de dilatações (contrações ou escalamento) e translações (deslocamentos). O objetivo primordial em se realizar essas operações é o de se obter uma família de funções-base para descrever outras funções $\in L^2(\mathbb{R})$. As ondeletas dilatadas e transladadas, derivadas da ondeleta-mãe, são chamadas de ondeletas-filhas ou, simplesmente, ondeletas.

A transformada de ondeletas contínua de um sinal $f(t)$ é definida como (FARGE, 1992; WENG e LAU, 1994):

$$w_{\lambda,t'}(f) = \int f(t)\psi_{\lambda,t'}^*(t)dt \quad (5)$$

onde λ é o parâmetro de dilatação, t' é o parâmetro de translação e ψ^* é o complexo

conjugado das ondeletas $\psi_{\lambda,t'}$. Sendo a forma geral de uma ondeleta escrita como:

$$\psi_{\lambda,t'}(t) = \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \psi\left(\frac{t-t'}{\lambda}\right) \quad (6)$$

A função $f(t)$ pode ser recuperada de $W_{(\lambda,t')}$ através da *resolução de identidade* de uma transformada ondeleta (contínua) inversa (TOCI), como abaixo:

$$f(t) = \frac{1}{C_\psi} \int \int W_{(\lambda,t')}(f) \psi_{\lambda,t'}(t) \mathbf{d}' \frac{d\lambda}{\lambda^2} \quad (7)$$

onde C_ψ é um fator de normalização.

A transformada de ondeleta contínua possui propriedades importantes que a caracterizam:

i) **linearidade:** a transformada de ondeleta é linear porque corresponde ao produto interno entre o sinal f e a ondeleta ψ .

ii) **covariância sob translação e dilatação:** a transformada de ondeleta contínua é covariante sob qualquer translação e dilatação.

iii) **conservação de energia:** a energia é conservada, tanto local quanto globalmente, o que garante não existir perda de informação quando se transforma o sinal, desde que a ondeleta-mãe satisfaça a condição:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 < \infty \quad (8)$$

iv) **localização espaço-escala:** a transformada de ondeleta permite a localização do sinal em ambos domínios de espaço e escala (número de onda) ou de tempo e escala (frequência), o que difere da transformada de Fourier, na qual se perde a localização.

v) **análise de regularidade local:** é uma das propriedades mais interessantes da transformada de ondeletas contínua, implícita por sua covariância sob dilatação.

Para uma função $\psi(t)$ ser uma ondeleta-mãe, ela está sujeita a algumas condições, entre elas:

i) **admissibilidade:** para uma função integrável, significa que sua média é nula:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (9)$$

ii) **similaridade:** a família de ondeletas é gerada por translação e dilatação de uma única função $\psi(t)$. Portanto, todas as ondeletas serão mutuamente similares;

iii) **inversibilidade:** possui, no mínimo, uma fórmula de reconstrução para que o sinal possa ser recuperado;

iv) **regularidade:** significa que a função $\psi(t)$ deve estar concentrada num domínio espacial finito.

A escolha da ondeleta-mãe deve ser feita de maneira que possua características similares ao sinal que se deseja estudar, tal como assimetria e variação brusca ou suave no tempo. Uma ondeleta, que é adequada para capturar variações nas propriedades dos sinais geofísicos, é a ondeleta complexa de Morlet (**Figura 18**) (WENG e LAU, 1994), pois essa possui um grande número de oscilações.

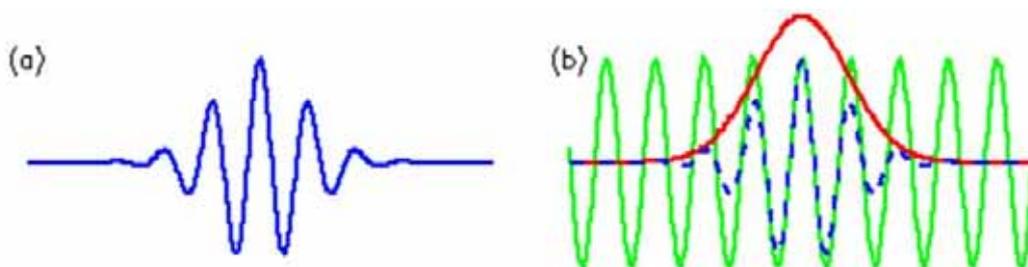


Figura 19: (a) Ondeleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária e (b) construção da ondeleta de Morlet (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde), modulada por uma curva gaussiana (vermelho).

A ondeleta complexa de Morlet é definida como uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano.

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-t^2/2} e^{i\omega t} \quad (10)$$

onde t é o tempo e ω é a frequência, para a qual deve ser adotado valor acima de 5 para satisfazer a condição de admissibilidade, sendo o valor 6 o que melhor satisfaz tal condição (TORRENCE e COMPO, 1998).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.2. Dados de Reanálises

4.2.1. Radiação de Ondas Longas Emergentes (ROLE)

Uma variável muito utilizada para a caracterização climática nos trópicos é a radiação de ondas longas Emergentes (ROLE), medida por satélites. Essa variável está relacionada à lei de Stefan-Boltzmann aplicada à temperatura da superfície terrestre, de acordo com a qual, quanto menor a temperatura da superfície, menor será a emissão de ondas longas.

Em meteorologia, a ROLE é muito utilizada para indicar a presença de nuvens convectivas nos trópicos, cujos topos atingem altitudes elevadas e, normalmente, estão associadas à ocorrência de precipitação. Séries temporais destes campos permitem a análise climatológica da distribuição regional e da evolução da convecção. Os campos de ROLE estão associados ao campo de movimento vertical, onde anomalias negativas indicam nuvens com grande desenvolvimento vertical e forte precipitação e valores positivos indicam o contrário.

Ao analisar a ROLE para os meses da estação chuvosa na Amazônia (novembro a março), que são caracterizados por forte atividade convectiva e o período de seca (maio a setembro), que são caracterizados por fraca atividade convectiva na região (**Figura 20 a e b**) apresentam desvios de radiação de ondas longas na fase fria da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) de $+4 \text{ W.m}^{-2}$ no oeste da Amazônia durante a estação chuvosa e de $+6 \text{ W.m}^{-2}$ durante a estação seca, como destaque para o núcleo de $+12 \text{ W.m}^{-2}$ no leste da Amazônia. Essa configuração indica que durante a fase fria a convecção foi reduzida com nuvens de topo mais baixo sobre a Amazônia e redução da precipitação principalmente no leste da Amazônia.

Na fase quente da ODP (**Figura 21 a e b**), os desvios durante a estação chuvosa, mostram -6 W.m^{-2} no oeste da Amazônia e na seca de -8 W.m^{-2} . Em relação a estação chuvosa e seca da Amazônia, pode-se notar que durante a fase fria da ODP, no oeste da Amazônia, durante a estação chuvosa, houve redução da convecção e conseqüentemente da precipitação. Já na estação seca, houve uma sensível redução da convecção em toda a

Amazônia durante a fase fria da ODP, sendo mais marcante no leste da Amazônia, isso significa que durante a estação seca da Amazônia, choveu abaixo da média em toda a Amazônia, enquanto na fase quente da ODP, nesse período, houve um aumento da precipitação na região.

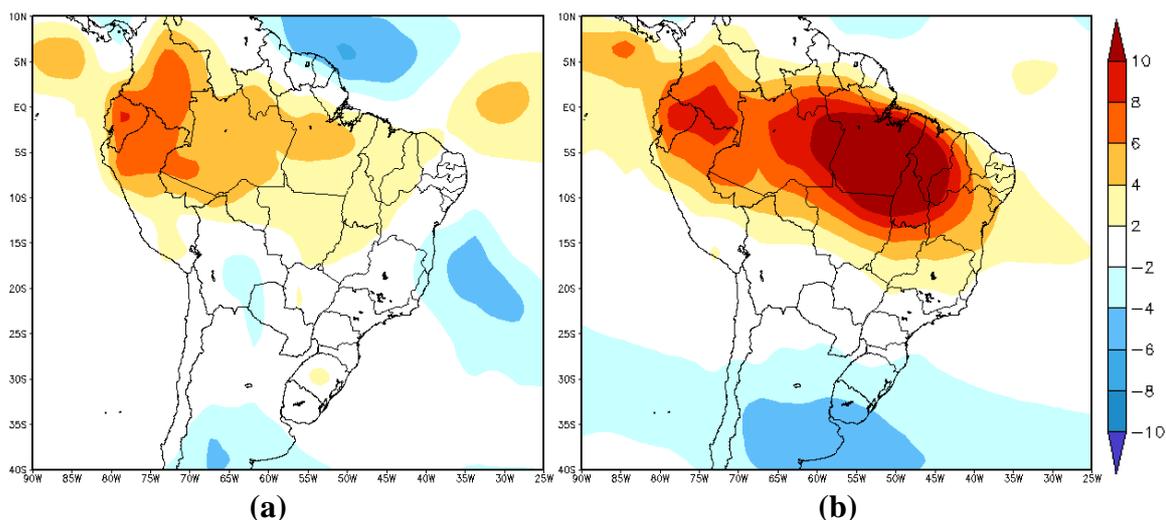


Figura 20: Desvios de Radiação de Ondas Longas (ROLE) na fase fria de novembro a março, estação chuvosa na Amazônia (a) e maio a setembro, estação seca (b), com relação a média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

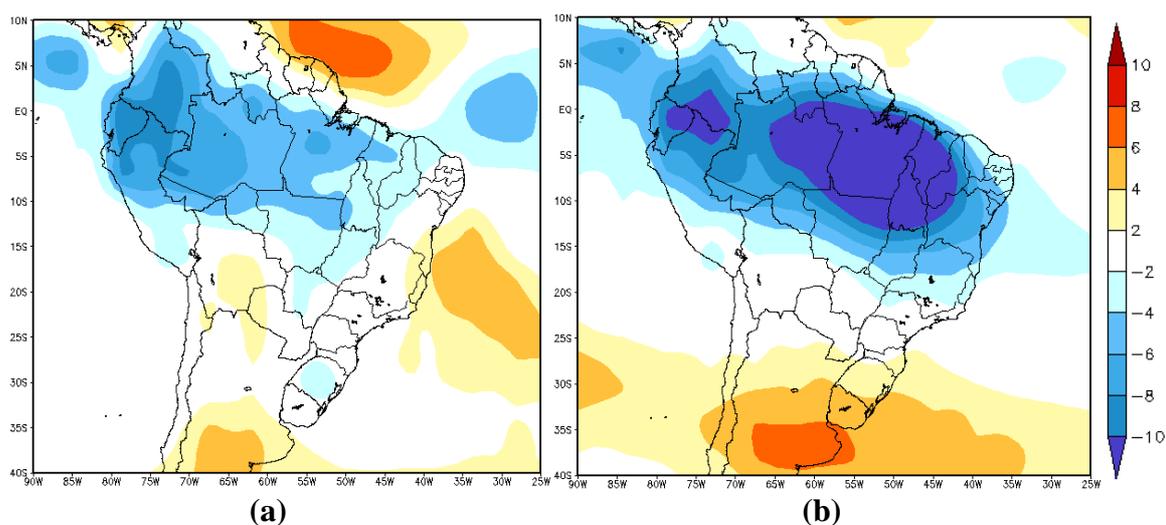


Figura 21: Desvios de Radiação de Ondas Longas (ROLE) na fase quente de novembro a março, estação chuvosa na Amazônia (a) e maio a setembro, estação seca (b), com relação a média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

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 (ANDRADE, 2007).

Ao se analisar as diferenças da fase fria com relação à fase quente (**Figura 22 a e b**) para estação chuvosa na Amazônia notou-se que a convecção foi menos pronunciada no oeste da Amazônia no período de novembro a abril, cerca de $+10 \text{ W.m}^{-2}$ durante a fase fria da ODP. Na estação seca, a convecção foi ainda menor no oeste da Amazônia com $+15 \text{ W.m}^{-2}$ e apresentou núcleos positivos em torno de $+20$ a $+25 \text{ W.m}^{-2}$ no leste da Amazônia. A faixa com valores positivos indica nuvens menos desenvolvidas, portanto convecção mais fraca durante a fase fria da ODP em toda a Amazônia.

Andrade (2007), estudando a posição da ZCIT, verificou que durante os meses de Junho-Julho-Agosto (JJA), quando a ZCIT atinge sua posição mais a norte de acordo com a climatologia, ela permaneceu mais intensa sobre o oceano Atlântico, durante a fase fria da ODP. Tal intensificação da ZCIT sobre o Atlântico pode estar relacionada à desintensificação da convecção observada, sobre a Amazônia no decorrer do verão boreal desta fase por meio de mecanismos de teleconexões oceano-atmosférico.

Isso sugere que durante a fase fria da ODP, a convecção foi reduzida, com nuvens de topo mais baixo e redução da precipitação tanto na estação chuvosa como na estação seca da Amazônia em relação à fase quente da ODP.

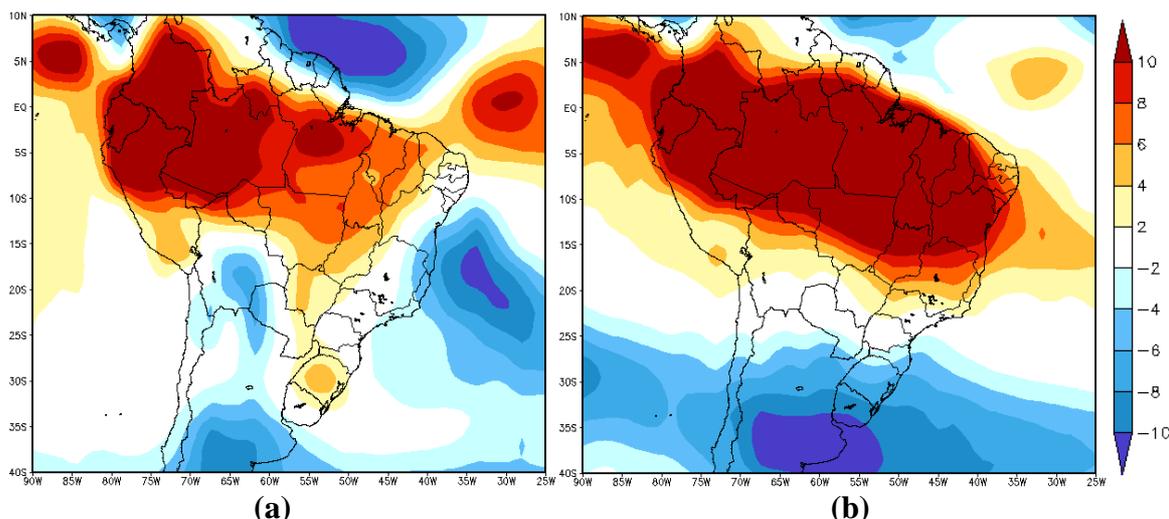


Figura 22: Diferenças da média de Radiação de Ondas Longas (W.m^{-2}) da fase fria menos a da fase quente da ODP (a) novembro-abril e (b) maio-outubro. Fonte de dados: NOAA/ESRL/PSD.

4.2.2. Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

A temperatura da superfície do mar (TSM) é de fundamental importância na modelagem do fluxo de energia à superfície e o entendimento da interação oceano-atmosfera. A TSM é amplamente aceita como um dos principais controladores e indicadores da variabilidade climática (Barton, 1995)

A TSM do oceano Atlântico tropical exerce influência no clima do Brasil. Há evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Namias, 1972; Hastenrath and Heller, 1977; Moura and Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Chu, 1984; Molion, 1987; Hastenrath, 1990; Molion, 1993; ; Rao *et al.*, 1993; Alves *et al.*, 1993; Nobre and Shukla, 1996)

As frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o Atlântico é largo, englobando a variabilidade intrasazonal, interanual e interdecadal das correntes oceânicas e do campo de temperatura das camadas superiores do mar.

Ao estudar 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, observam-se desvios

negativos de (-0.2°C) ao longo da costa oeste Africana, entre Gabão e Guiné e (-0.1°C) no Atlântico Norte e (-0.2°C) e no Atlântico Sul (**Figura 23a**). 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, chegando a (0.3°C) ao longo da costa oeste Africana e Atlântico Sul, predominaram durante a fase quente (**Figura 23b**). Segundo Namias (1972), nos oceanos tropicais, anomalias de TSM relativamente pequenas, podem induzir grandes anomalias na liberação de calor latente.

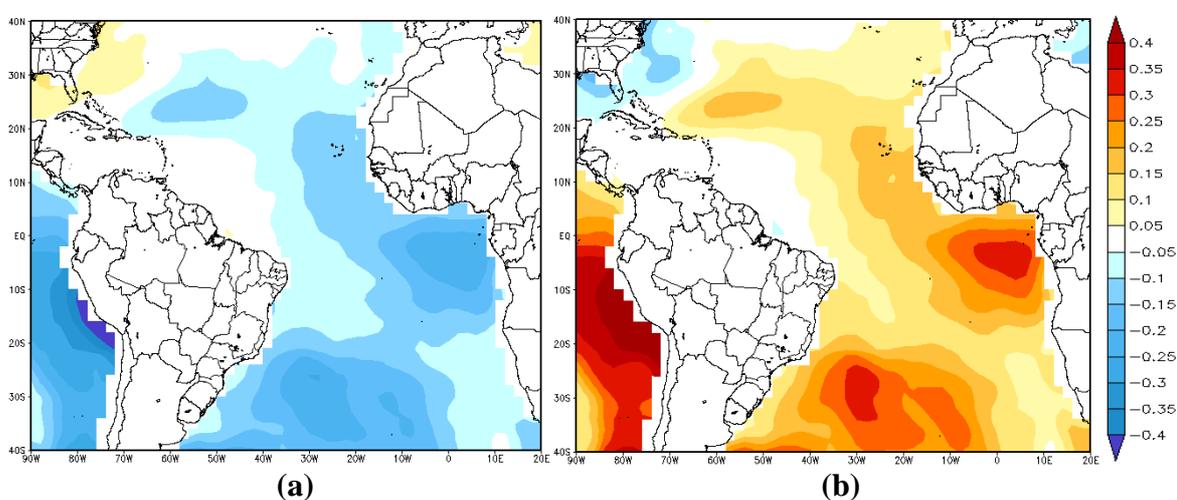


Figura 23: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria (a) e quente (b), com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Durante o verão e parte do outono austral, estação chuvosa para a Amazônia (Nov-Mar) na fase fria (**Figura 24a**), a Bacia do Atlântico, na Costa Leste do Norte e Nordeste do Brasil mostrou relativa elevação de ($0,05^{\circ}\text{C}$) sua temperatura a partir da costa do Maranhão até as Guianas. Já, o setor sul do Atlântico esteve, em média, mais frio (-0.2°C), bem como a região oceânica adjacente ao continente africano (Golfo da Guiné). Configurações oceânica na fase quente para o mesmo período (**Figura 24b**) mostraram mudança do sinal de temperatura, com destaque para o núcleo positivo de (0.3°C). Desse modo, as anomalias de TSM negativas no Atlântico tropical sul e anomalias positivas no Atlântico tropical norte estariam associadas a atividade convectiva menos ativa, na faixa equatorial da América do Sul durante a fase fria da ODP. Na fase quente da ODP, ocorre o contrário, com o aumento da atividade convectiva. Isso poderia explicar o aumento da

precipitação na Amazônia durante a fase quente e a redução na fase fria da ODP identificada nas cartas de ROLE .

Durante a estação seca na Amazônia de maio a setembro, quando as correntes oceânicas mais frias atingem latitudes mais baixas do Hemisfério Sul, TSM abaixo da média foram predominantes por quase toda a bacia do Atlântico na fase fria da ODP, com destaque para o núcleo de (-0.3°C) em frente ao Gabão, (-0.25°C) e no Atlântico sul (-0.1°C) no Atlântico norte. Na fase quente da ODP, as configurações são positivas em quase toda a bacia do atlântico, com desvios maiores que na fase fria da ODP, com destaque para o núcleo de (0.35°C) em frente ao Gabão, (-0.3°C) e no Atlântico sul (-0.15°C) no Atlântico norte (**Figura 25a e 25b**).

Nos trópicos, essa relação de resfriamento ou aquecimento dos oceanos está altamente associada à convergência do vento na superfície e formação de convecção rasa ou profunda o que influencia diretamente na redução ou aumento do calor disponível, via fluxo de calor latente e sensível para a ZCIT (FU *et al.*, 1994 e ZHANG, 1993). As águas com temperaturas abaixo da média, podem ter contribuído para a diminuição da precipitação na Amazônia, com o contrário ocorrendo na fase quente.

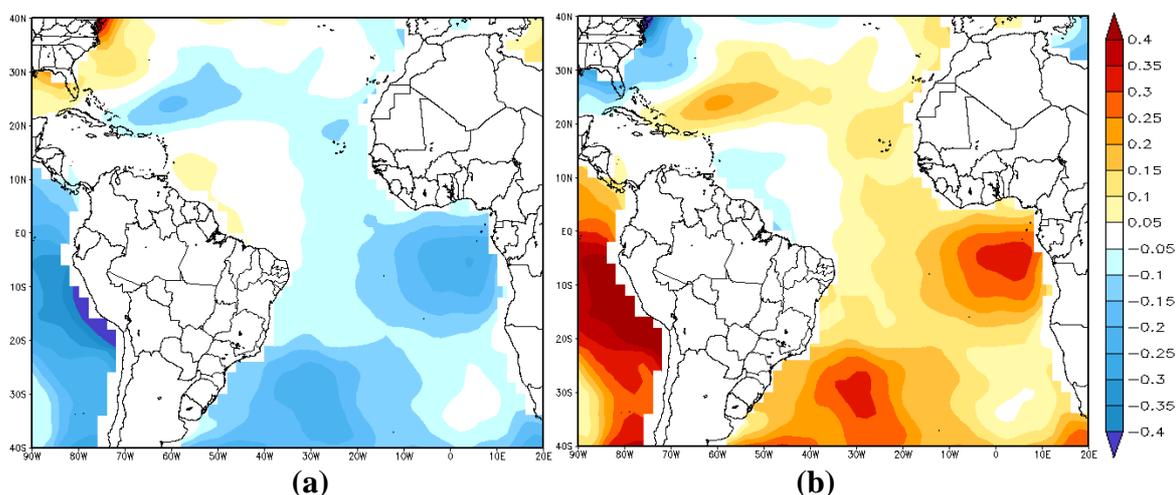


Figura 24: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria **(a)** e quente **(b)**, com relação à média do período 1948-1998 para os meses de Novembro a Março. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

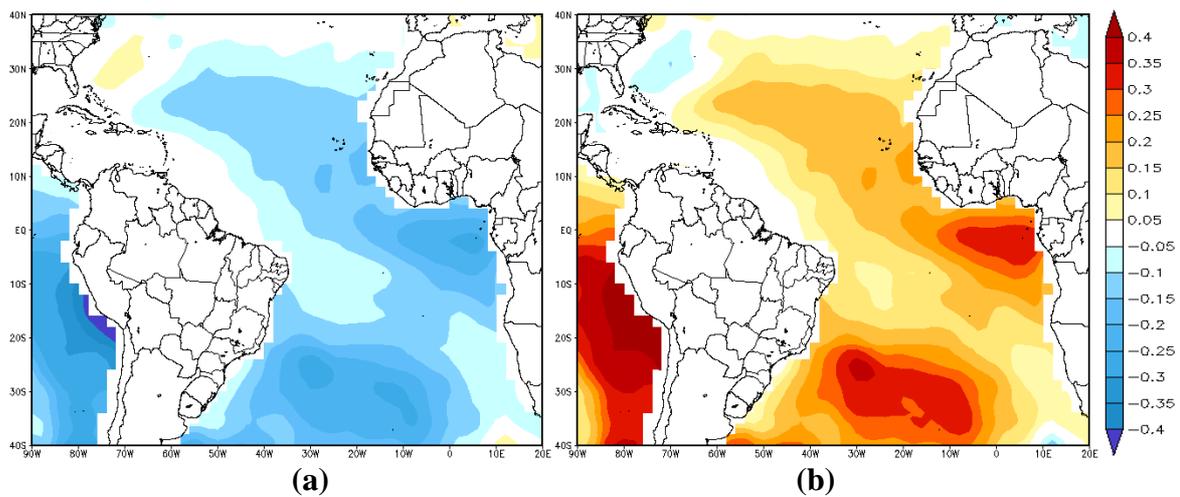


Figura 25: Desvios de temperatura da superfície do mar (TSM) das fases fria (a) e quente (b), com relação a média do período 1948-1998 para os meses de Maio a Setembro. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

4.2.3. Vento Zonal (850 mb)

Ao analisar o gráfico dos desvios da componente zonal dos ventos em 850 mb (**Figura 26**), pode-se perceber que durante a fase fria (quente) da ODP, os ventos de leste estiveram com sua velocidade abaixo da média, conseqüentemente, isso pode ter influenciado nos desvios de negativos (positivos) observados nas cartas de ROLE da Amazônia, que sugere que a durante essa fase da ODP, choveu abaixo (acima) da média nessa região.

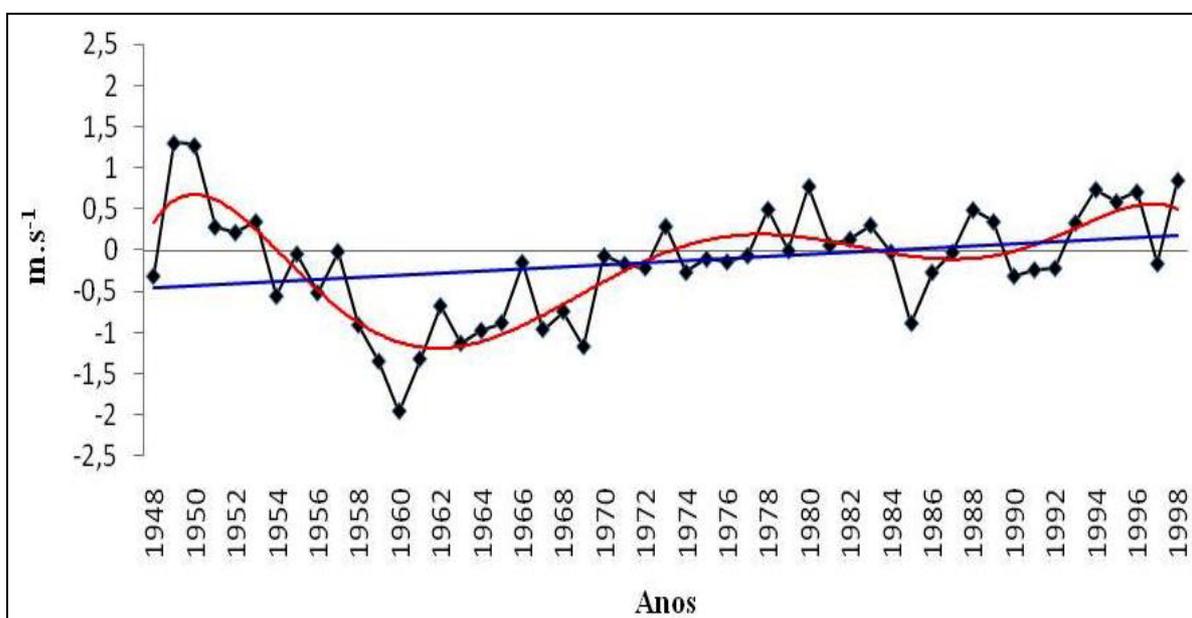


Figura 26: Desvios anuais padronizados do Vento Zonal 850 mb no oeste da Amazônia de 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Na **Figura 27**, mostrou-se os desvios da componente do vento zonal com relação à média do período de 1948-1998, valores negativos (positivos) durante a fase fria (quente) da ODP na Amazônia, pode significar que durante a fase fria (quente) da ODP os alísios estavam em média ($0,3 \text{ m.s}^{-1}$) mais fracos (fortes) no oeste da Amazônia.

A desintensificação (intensificação) do vento zonal durante a fase fria (quente) da ODP, associada a outros fatores, como a diminuição (aumento) da TSM no Atlântico sul favoreceu diminuição (aumento) do transporte de umidade do oceano para a região oeste da Amazônia.

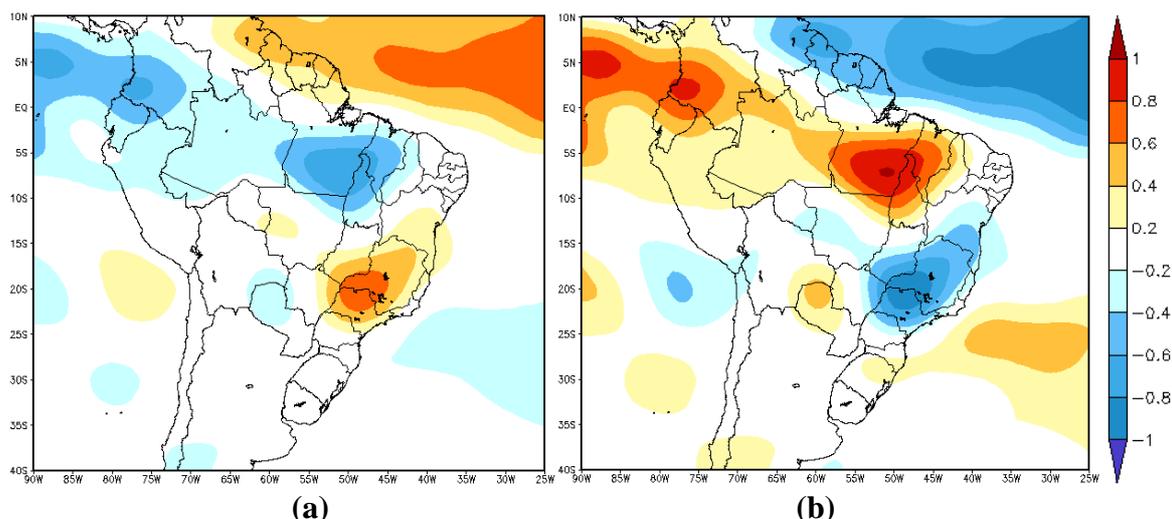


Figura 27: Desvios médio do campo de vento zonal em 850 mb (m.s^{-1}) da ODP na fase fria (a) e fase quente (b) com relação a média do período de 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

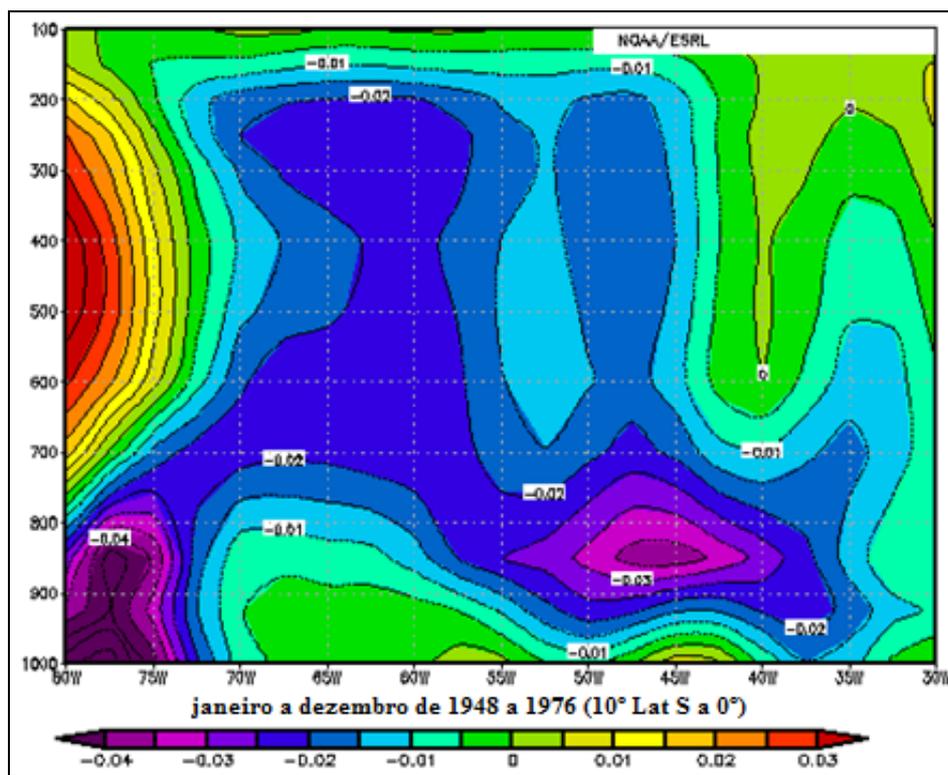
4.2.4. Componentes Zonal e Meridional da Velocidade Vertical Omega

As diferenças observadas dos movimentos verticais implicam diretamente na nebulosidade e precipitação. A seção vertical zonal da atmosfera (Célula de Walker) na área em estudo mostrou que o posicionamento médio dos movimentos ascendentes não apresentou deslocamento significativo entre as fases da ODP. Esses movimentos foram bastante profundos em praticamente toda a troposfera entre as longitudes 45°W e 70°W , atingindo a alta troposfera (**Figuras 28a e 28b**). No entanto, houve uma nítida diferença entre as fases fria e quente da ODP no que se refere à intensidade desses movimentos verticais na da Amazônia. Durante a fase fria, os movimentos verticais ascendentes foram menos intensos e apresentaram, em média, velocidades entre $-0,01 \text{ Pa.s}^{-1}$ no nível de 800 hPa e $-0,015 \text{ Pa.s}^{-1}$ na alta troposfera sobre uma faixa entre as longitudes de 60°W e 70°W , oeste da Amazônia. Durante a fase quente, ficou evidente a intensificação da convecção, com uma média de $-0,04 \text{ Pa.s}^{-1}$ até o nível de 200 hPa para as coordenadas anteriormente citadas.

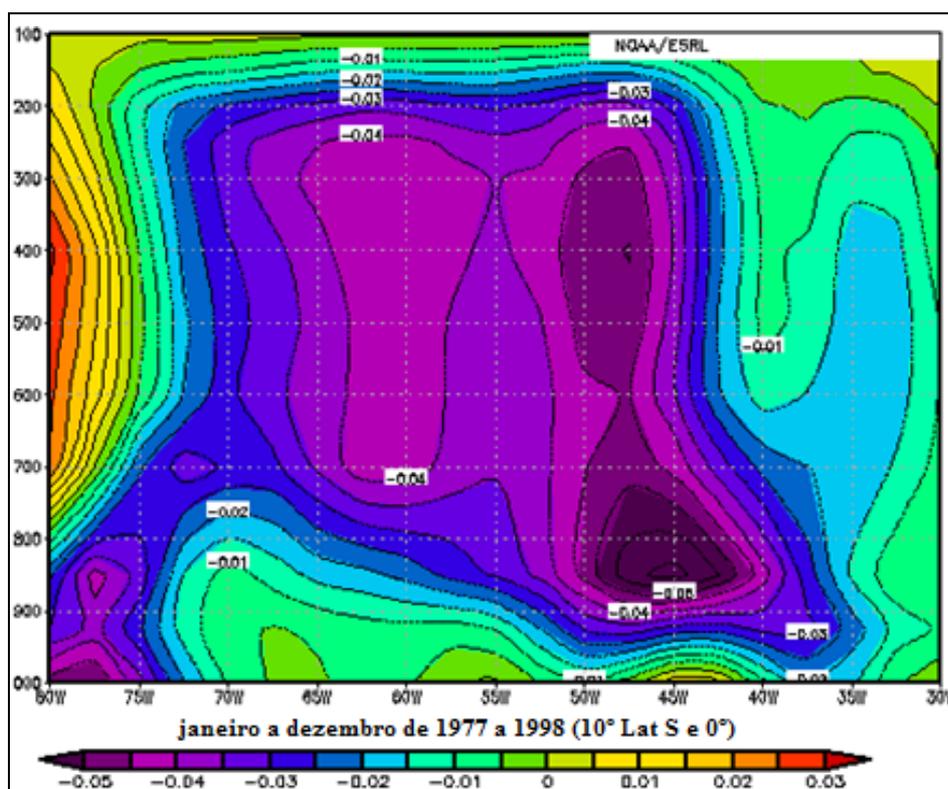
A intensificação da atividade convectiva sugere um aumento (redução) da precipitação na fase quente (fria) da ODP. Ou seja, em média, a Célula de Walker foi mais intensa e choveu mais na Amazônia durante a fase quente da ODP conforme consta nas

análises anteriores das cartas de ROLE.

Ao analisar a seção vertical meridional (Célula de Hadley), observou-se que a convecção na região equatorial entre as Latitudes 0° e 10°S, foi mais profunda durante a fase quente da ODP, chegando a $-0,04 \text{ Pa.s}^{-1}$ no nível de 200 hPa. Na fase fria da ODP, chegou a $-0,02 \text{ Pa.s}^{-1}$ no nível de 200 hPa, mostrando que relativamente à média de Omega, na fase quente a convecção foi mais pronunciada (**Figuras 29a e 29b**). Percebe-se que houve uma intensificação do ramo subsidente da Célula da Hadley entre 5°S-10°S, de $-0,005 \text{ Pa.s}^{-1}$ na fase fria, isso pode estar associado aos desvios negativos de precipitação naquela região durante a fase fria da ODP. Andrade (2007), ao estudar a variabilidade interdecadal da Zona de Convergência Intertropical, demonstrou que durante a fase fria da ODP a atividade convectiva da ZCIT foi mais fraca e posicionada mais ao norte quando comparada com a da fase quente da ODP. Essa pode ter sido a causa da redução na precipitação, particularmente no sul da Amazônia, durante a fase fria.

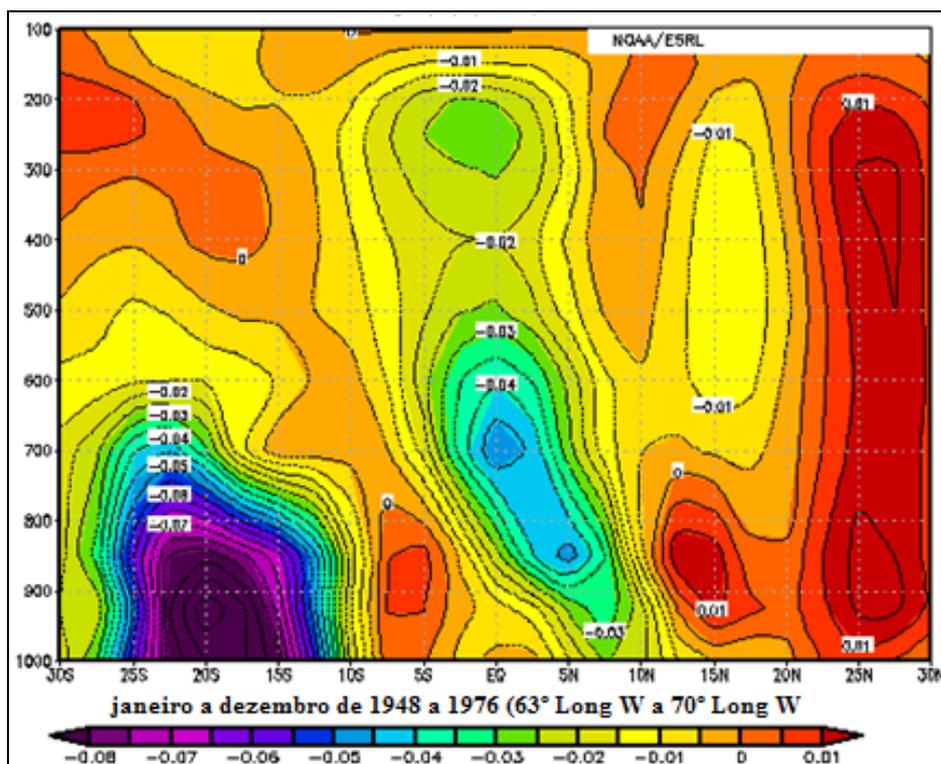


(a)

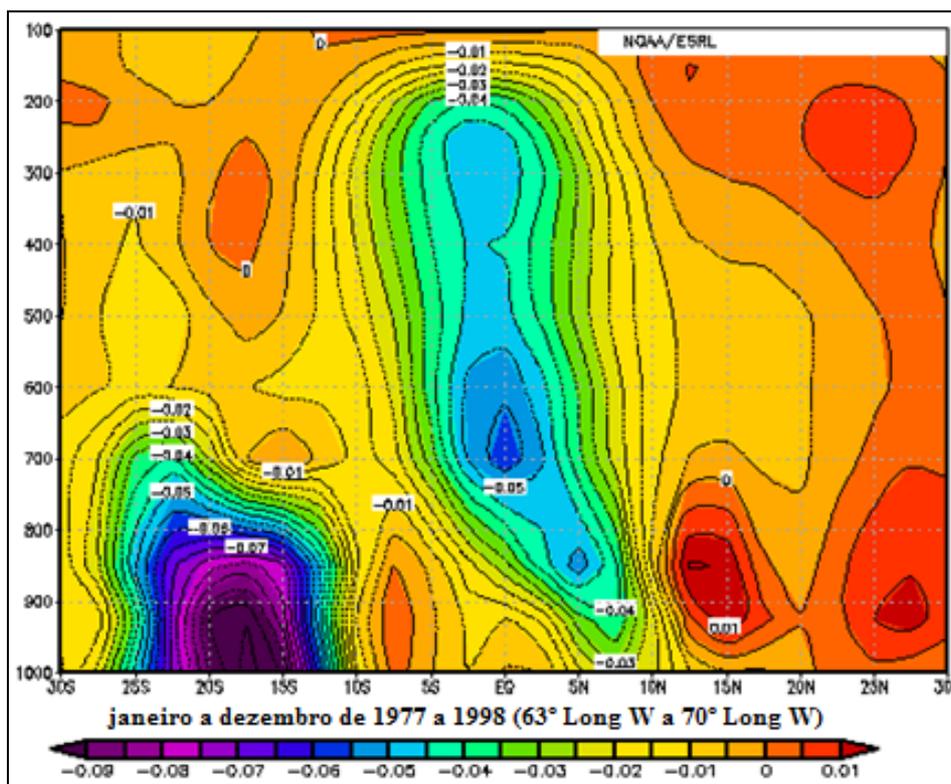


(b)

Figura 28: Média do Perfil zonal da velocidade vertical Omega fase fria (a) e fase quente (b) da ODP em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, para a região compreendida entre 30°W e 30°W e 0° e 10°S. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.



(a)



(b)

Figura 29: Média do Perfil zonal da velocidade vertical Omega fase fria (a) e fase quente (b) da ODP em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, para a região compreendida entre 20°N e 30°N e 63°W e 70°W. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

4.2.5. Precipitação Pluviométrica

A análise dos dados de Reanálises, mostraram desvios de precipitação significativos entre a fase fria e quente da ODP na área de estudo (**Figura 30 a e b**). Uma grande área de 2° Lat Sul até 10° Lat Sul apresenta desvios negativos (positivos) de 15 mm.mês⁻¹ (20 mm.mês⁻¹) com um núcleo significativo de 25 mm.mês⁻¹ (35 mm.mês⁻¹) centrado em Rio Branco-AC, representando decréscimos (acrécimos) médios de até 80 mm (100 mm) de chuva para a área durante a estação chuvosa de novembro a março na fase fria (quente) da ODP.

Nas Latitudes de 0° a 2° Sul, houve um aumento (diminuição) da precipitação nesse período em torno de 100 a 120 mm, desvios positivos (negativos) acima de 20 mm.mês⁻¹ foram observados no noroeste da Amazônia (bacia do Rio Negro) na estação chuvosa durante a fase fria (quente) da ODP.

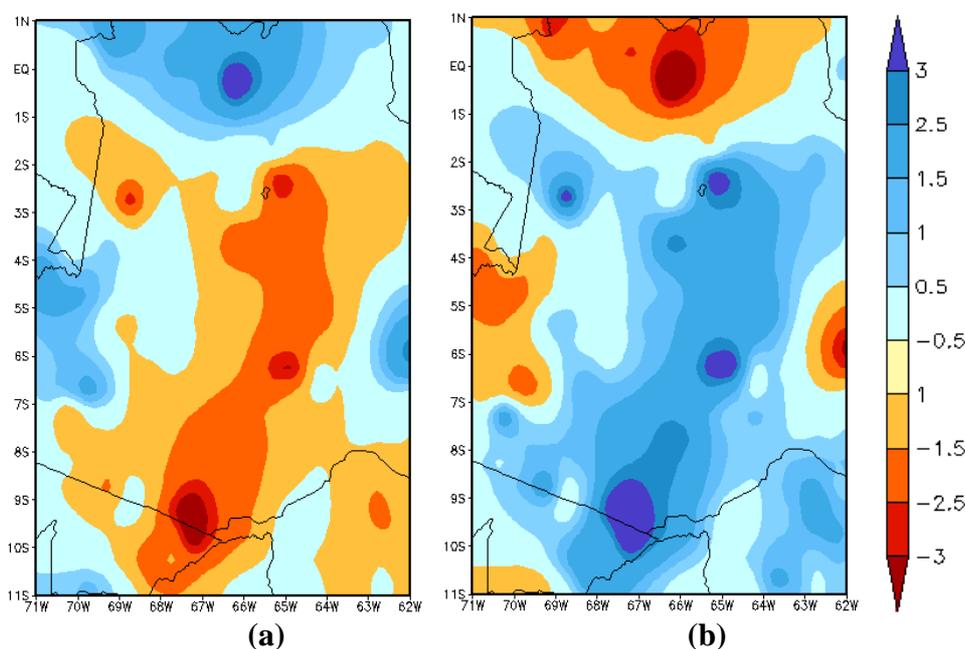


Figura 30: Desvios de precipitação média para os meses de novembro a março da fase fria (a) e quente (b) da ODP, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Durante os meses de maio a setembro, estação seca da Amazônia ou menos chuvosa, a precipitação (**Figura 31 a e b**) na fase fria (quente) da ODP teve uma redução (aumento) em torno de 10 mm.mês^{-1} (15 mm.mês^{-1}) entre 1°S e 7°S e 63°W e 66°W . No noroeste e sudoeste da Amazônia, na fase fria da ODP, apresentou um sinal contrário, com um aumento (redução) da precipitação cerca de 10 mm.mês^{-1} (10 mm.mês^{-1}).

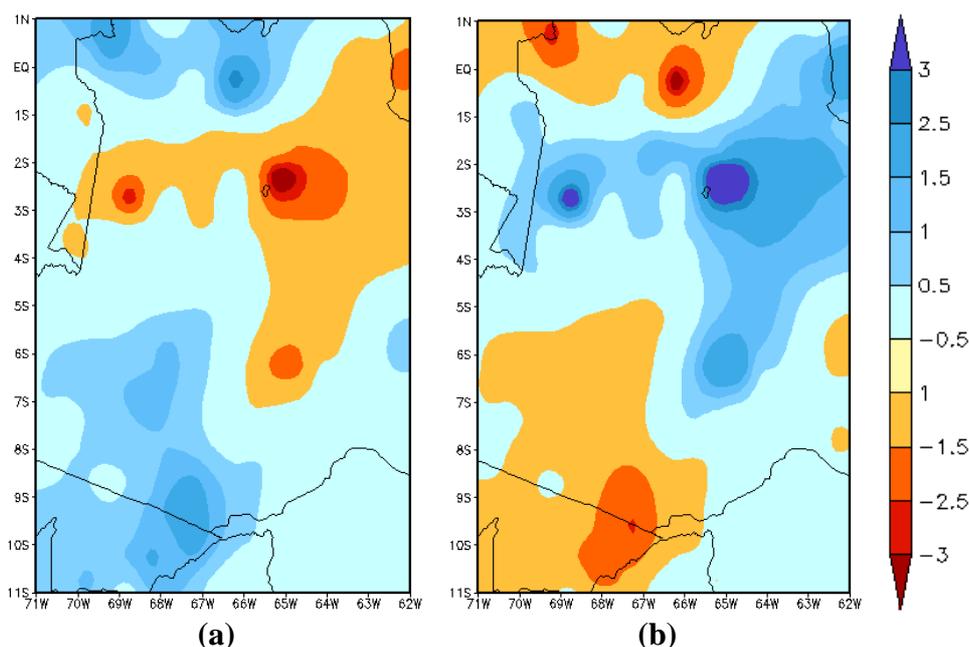


Figura 31: Desvios de precipitação média para os meses de maio a setembro da fase fria (a) e quente (b) da ODP, com relação à média do período 1948-1998. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

Ao analisar a média da fase fria da ODP em relação à média da fase quente (**Figura 32**), observa-se que durante a fase fria da ODP, choveu em média em cerca de 20 mm.mês^{-1} entre 2°S - 10°S e 63°W - 68°W , com núcleos negativos significativos centrados em 6°S e 65°W de 50 mm.mês^{-1} e 2°S e 65°W de 70 mm.mês^{-1} correspondendo a reduções na precipitação em torno de 600 e 840 mm.ano^{-1} respectivamente para essas áreas durante essa fase da ODP. No entanto no noroeste da Amazônia, apresenta-se um padrão contrário, com aumento da precipitação na fase fria em relação à fase quente da ODP, pois entre 0° - 1°S e 66°W - 68°W , pode-se notar um núcleo significativo de 40 mm.mês^{-1} o que demonstra um aumento de 480 mm.ano^{-1} da precipitação nessa região da Amazônia.

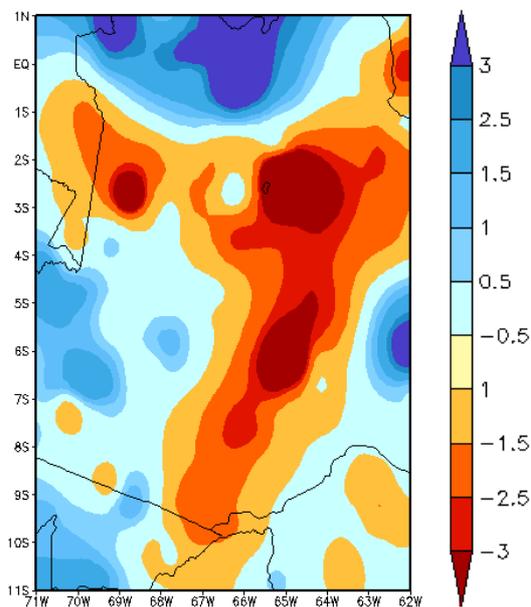


Figura 32: Diferença entre a média de precipitação da fase fria menos a fase quente da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.

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.

4.2.6. Análise da Precipitação com Dados Observados

A área de estudo não possui uma ampla rede de estações pluviométricas, como mostrado na metodologia, dentre as poucas unidades disponíveis, a grande maioria não possuía dados de precipitação com séries temporais de 50 anos ou mais para a análise das duas fases da ODP. Foi possível selecionar 05 estações pluviométricas que, depois de analisadas, mostraram grande similaridade com os dados de Reanálises.

4.2.7. Análise de Ondeleta

As Figuras 33, 34, 35, 36 e 37 mostram as Ondeletas para as séries históricas de precipitação mensal das estações em estudo. Nos painéis são apresentados os espectros de energia local da transformada de ondeleta contínua (EPO). No eixo horizontal é mostrado o comprimento temporal da série (1950-1998). As cores do gráfico representam o módulo da amplitude do sinal em cada escala de frequência, ou seja, representam a energia associada a cada frequência existente no sistema. As periodicidades estaticamente significativas com 95% de confiança são delimitadas por linhas de contornos contínuos pretos. A linha preta tracejada no periodograma representa o cone de influência. A análise do espectro de potência global (EPG) é importante para verificar a contribuição média dos picos espectrais considerando todo o domínio temporal do índice (TORRENCE e COMPO, 1998).

A análise do espectro global de ondeleta, na série temporal da estação pluviométrica de Rio Branco (**Figura 33**) apresentou maior energia, na escala anual, com um pico significativo. Esse pico anual refletiu a variância apresentada nos intervalos de 1951-1964, 1966-1977 e 1986-1998. Na escala de 2 a 4 anos, aparece um pico secundário que abrange 3 e 4 anos, sendo o de 3 anos bem fraco entre 1953 e 1956 e o de 4 anos situado entre 1986 e 1994. Na escala de 8 a 16 anos, temos um pico significante de 12 anos, já na escala de 16 a 32 anos o pico significante de 23 anos e na escala de 32-64 anos, apresenta-se ainda um pico de 48 anos que inclui toda a série temporal.

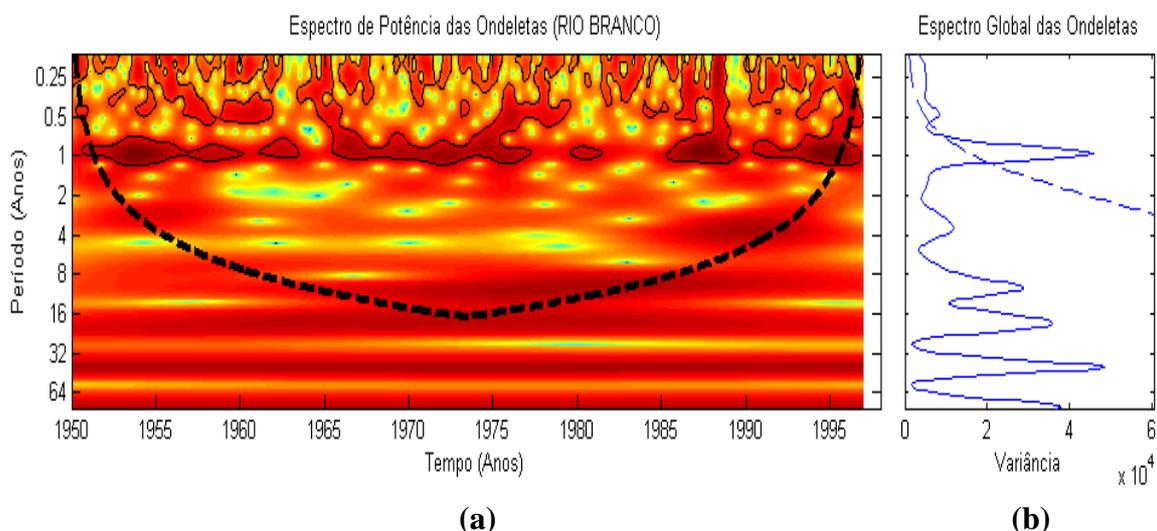


Figura 33: Estação pluviométrica de Rio Branco-AC, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A análise do espectro, na série anual de precipitação da estação pluviométrica de Humaitá (**Figura 34**), apresentou um pico dominante na escala anual, demonstrando grande variabilidade. Nas outras escalas, o grau de intensidade do espectro de potência da ondeleta (EPO) não se apresenta com sinal significativo para análise.

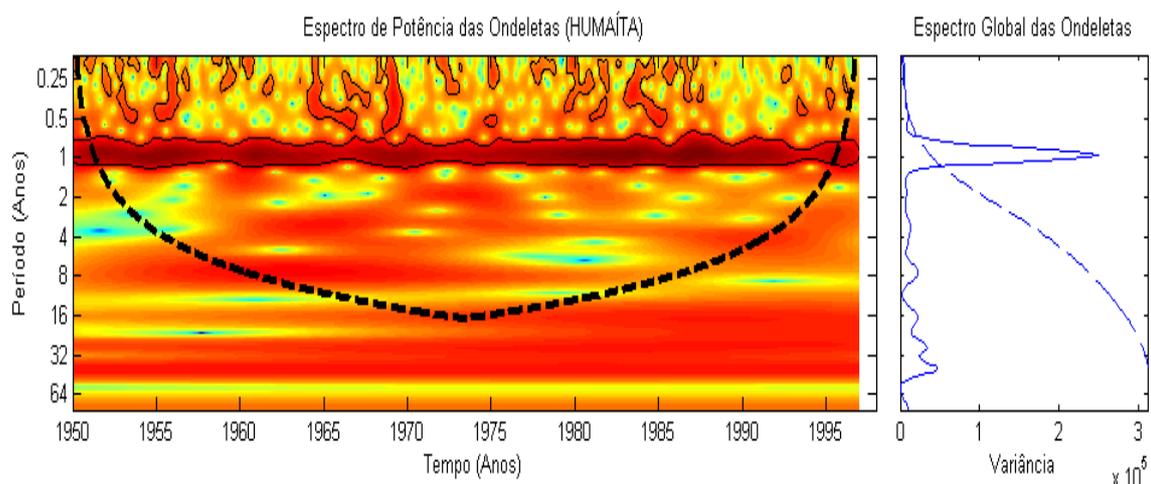


Figura 34: Estação pluviométrica de Humaitá-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

Na estação pluviométrica de Fonte Boa (**Figura 35**), a análise do espectro mostrou um sinal anual forte na fase quente da ODP (1976-1998) com um pico significativo. Na escala de 32 a 64 anos, apresenta-se com um pico secundário em 45 anos. Como na ondeleta da Humaitá, as outras escalas não estão bem nítidas em Fonte Boa.

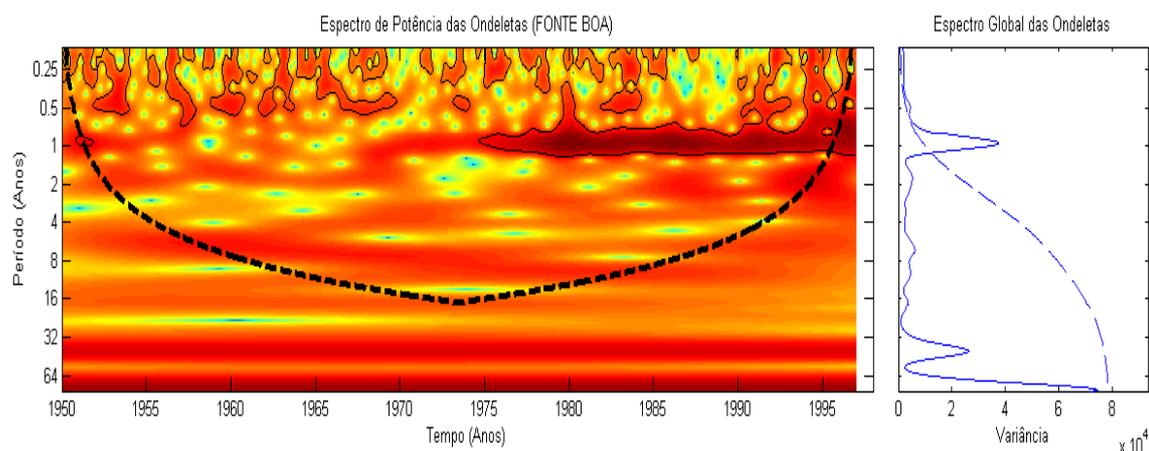


Figura 35: Estação pluviométrica de Fonte Boa-AM, **(a)** Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), **(b)** Espectro de Potência global (EPG). Em **(a)** A curva em forma de U representa o cone de influência. Em **(b)**, à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A série anual de precipitação da estação pluviométrica de Uaupés no noroeste da Amazônia (**Figura 36**) apresentou sinais significativos em diferentes escalas. Na escala anual pode-se observar sinais significativos entre 1950 a 1953, período que abrange duas La Niñas e índices elevados de precipitação. Na escala de 2 a 8 anos apresenta-se um pico de 7 anos de 1955 a 1965. De 16-32 anos, o pico é 23 anos. Houve, também, um pico secundário de 48 anos entre os intervalos 32-64 anos.

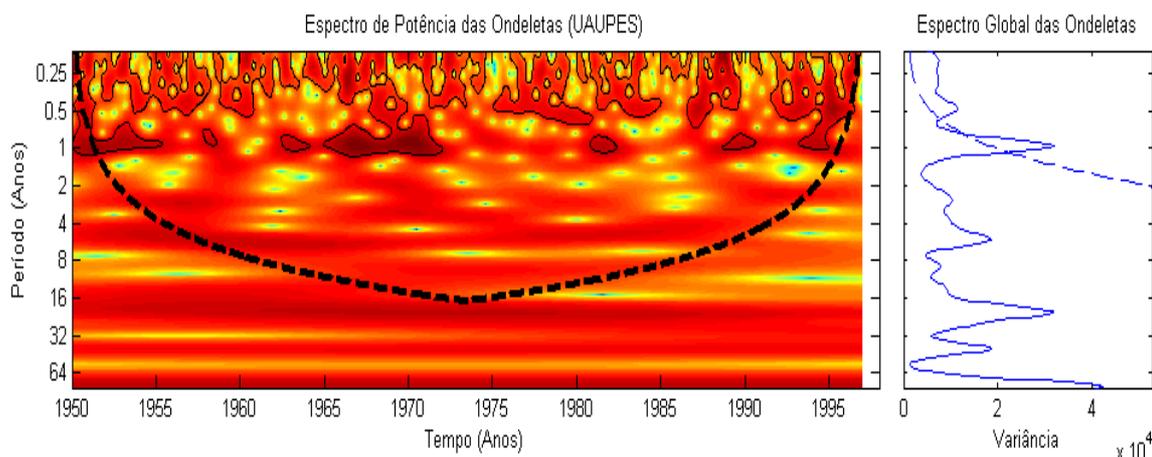


Figura 36: Estação pluviométrica de Uaupes-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A série observada em Taracuí-AM (**Figura 37**) apresentou maior energia (significância), na escala anual com um pico significativo. Na escala de 2 a 8 anos, observa-se um sinal forte de 4 anos entre 1950 e 1958. Entre 16 a 32 anos, pode-se observar um pico na escala de 23 anos e entre 32 a 64 anos a intensidade do sinal é fraca. Houve, ainda, um pico não significativo de 10 anos. O pico interanual reflete a variância significativa apresentada nos intervalos de 1950 a 1958, 1965 a 1976, 1982 a 1983 e 1989 a 1994.

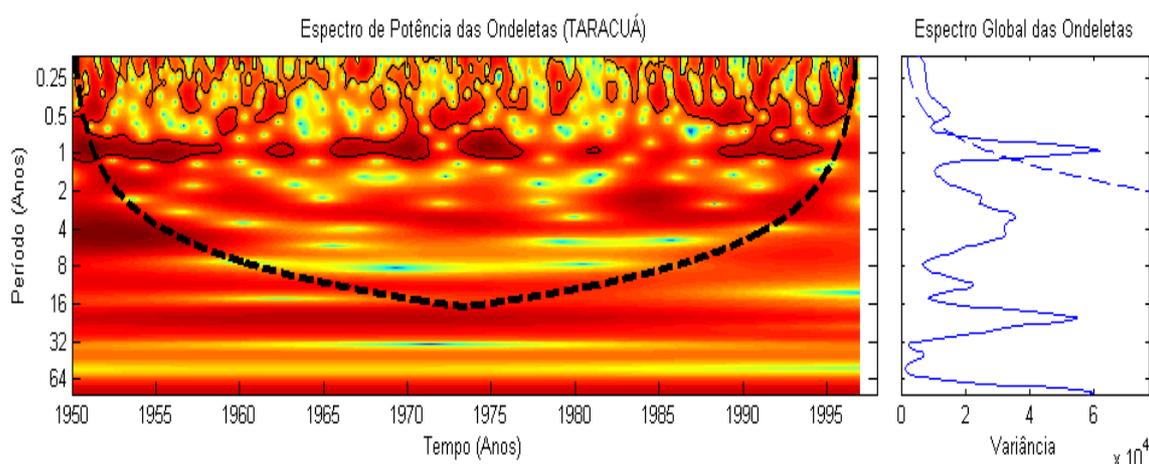


Figura 37: Estação pluviométrica de Taracuí-AM, (a) Espectro de Potência (energia) local da Ondaleta (EPO), (b) Espectro de Potência global (EPG). Em (a) A curva em forma de U representa o cone de influência. Em (b), à direita da curva tracejada indica que o (EPG) é significativo. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

Os picos de altas frequências anuais presentes nas séries, aparentemente estariam relacionados ao ciclo do fenômeno ENOS. Os de 23 anos poderiam estar relacionados ao ciclo de manchas solares (MOLION, 2006). Já os picos de baixa frequência 50 anos, podem estar relacionados a um ciclo completo da ODP.

Mesmo com essas observações, a análise de ondeletas para as cinco estações pluviométricas não deram resultados satisfatórios em relação às oscilações de baixa frequência.

4.2.8. Estações Pluviométricas

A série temporal dos índices de precipitação da média anual padronizada (IPP) durante 48 anos para Rio Branco-AC, localizada nas coordenadas (09° 58'S e 67° 48'W) e a 136 m acima do nível do mar, (**Figura 38**) apresentou, em geral, valores negativos (positivos) durante a fase fria (quente) com tendência linear positiva durante todo o período. Na fase fria da ODP (1950-1976), a média do total anual de precipitação foi igual a 1484,2 mm, com desvio-padrão igual a 206,1, e na fase quente (1977-1998), a média foi de 1710,6 mm e desvio-padrão de 257,3 mm o que representou um aumento de 15,2%. 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 Leste da Amazônia e Nordeste do Brasil.

Ao analisar o IPP e os eventos de El Niño e La Niña, pode-se observar que durante a fase fria (quente) da ODP, onde as La Niñas (El Niños) foram mais fortes, provocou, em geral, redução (aumento) nos índices pluviométricos na região. Isso merece atenção, pois o Rio Acre, que além de cortar a cidade, é um importante tributário da bacia do Purus e eventos extremos possuem grande importância socioeconômica em várias escalas.

Estação pluviométrica de Rio Branco - AC

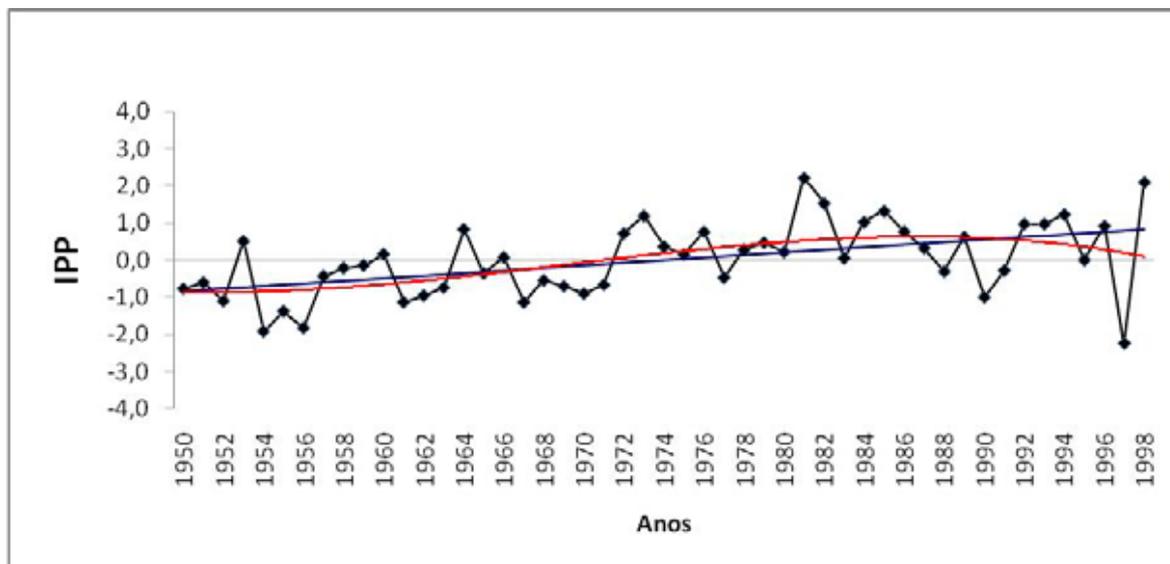


Figura 38: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Rio Branco-AC no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com três termos. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A análise da série temporal de Humaitá-AM (**Figura 39**), localizado na Microrregião do Madeira ($07^{\circ} 30'S$ e $63^{\circ} 01'W$), mostrou um aumento da precipitação durante a fase quente da ODP em comparação a fase fria. No entanto, esse aumento possui uma tendência linear bem menor do que a observada para a Estação de Rio Branco. A média do total de precipitação para a fase fria da ODP foi igual a 2214,7 mm, com desvio-padrão igual a 288,9 mm, enquanto para a fase quente a média foi de 2370,8 mm, com um desvio padrão de 410,7, o aumento da precipitação na fase quente foi de 7%. O detalhe é que esse aumento não foi significativo, o que corrobora com os dados de precipitação da UDEL que mostram essa região com pouca variabilidade de precipitação entre a fase fria e quente da ODP, a própria linha de tendência demonstra isso. Porém, o alto valor do desvio padrão indica que durante a fase quente da ODP ocorreram mais extremos de precipitação nessa região em relação à fase fria.

Estação pluviométrica de Humaitá - AM

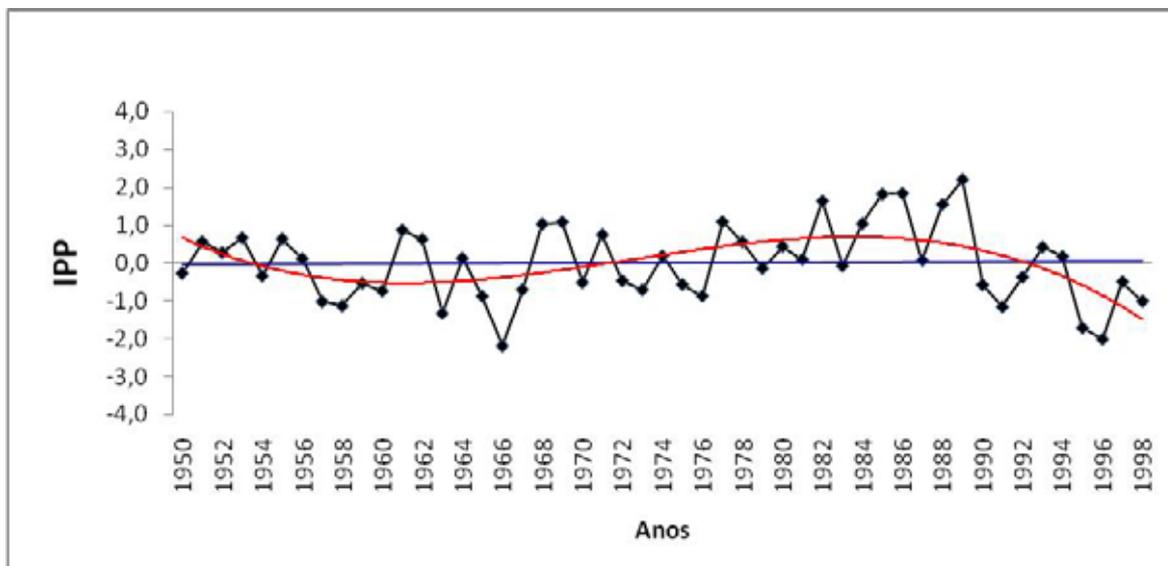


Figura 39: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Humaitá-AM no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com três termos. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A série de IPP de Fonte Boa, no Amazonas, cidade localizada na Microrregião do Alto Solimões nas coordenadas (02° 30'S e 66° 05'W) e a 62 m de altitude acima do nível do mar (**Figura 40**), apresentou total anual de precipitação média igual a 2724 mm, com desvio-padrão igual a 359,3 mm na fase fria da ODP e média de 2787 mm, com desvio-padrão de 401,2 mm, na fase quente com 2,3% de aumento na precipitação. Apesar de apresentar um aumento da precipitação na fase quente da ODP em relação à fase fria, a linha de tendência e a própria média das duas fases demonstra que foi um aumento pequeno, contudo houve uma tendência do aumento da precipitação nos eventos de La Niña para essa região na fase fria da ODP.

Estação pluviométrica de Fonte Boa - AM

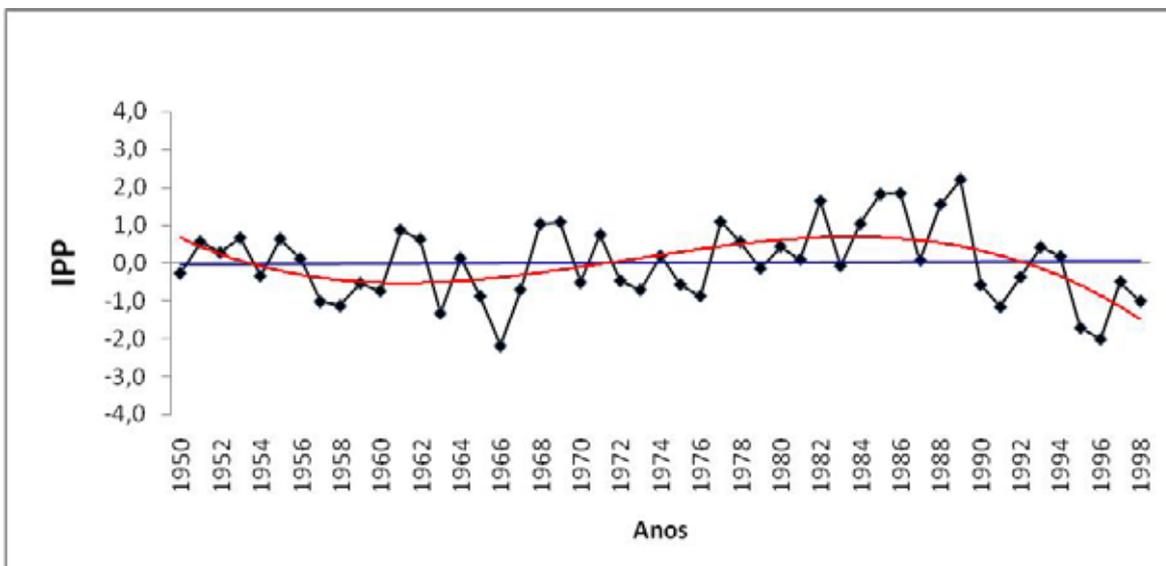


Figura 40: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Fonte Boa- AM no período de 1950-1998 com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com três termos. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A padronização da precipitação para as séries de Uaupés e Taracúá na Microrregião Rio Negro, noroeste da Amazônia, apresentaram tendências opostas as últimas estações analisadas, quando se compara a fase fria e quente da ODP, porém está de acordo com os dados de Reanálises. As duas estações estão localizadas no município de São Gabriel da Cachoeira, sendo que Uaupés situa-se na sede municipal a uma altitude de 90 m acima do nível do mar e Taracúá está localizada no Alto Rio Uaupés, no triângulo Tukano, região que dista 246 km da sede municipal.

A série de Uaupés (**figura 41**), na fase fria, apresentou média anual de 2949,9 mm e a fase quente 2784,2 mm, com desvio-padrão de 358,6 mm e 325,7 mm respectivamente. Choveu mais 5,9% a mais nessa região durante a fase fria da ODP, quando comparado a média da fase quente. Durante os eventos de La Niña, da fase fria, pode-se perceber um aumento da precipitação nessa região com desvios significativos, ao passo que os eventos de El Niño da fase quente reduziram a precipitação.

Estação pluviométrica de Uaupés - AM

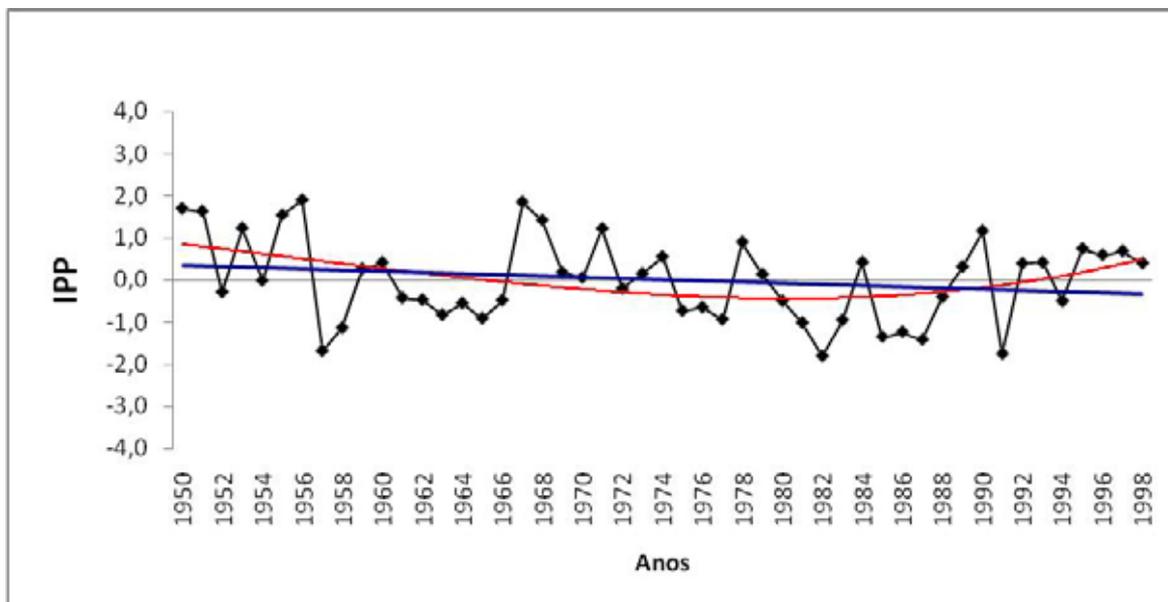


Figura 41: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Uaupés-AM com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com três termos. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

A série de Taracuí (**figura 42**) apresenta padrão semelhante à de Uaupés, na fase fria da ODP apresentou uma média anual de 3671 mm e 601,8 mm de desvio padrão, enquanto na fase quente a média foi de 3437 mm e desvio de 484,7. Pode-se perceber que durante as La Niñas, os totais pluviométricos foram maiores e, como elas foram mais atuantes na fase fria, contribuíram para o aumento da precipitação nessa fase da ODP. Isso é importante, pois essa região forma a cabeceira do Rio Negro e influência nos eventos de cheias na cidade de Manaus, as três maiores cheias da história do Rio Negro, estão dentro da fase fria da ODP. Molion (2005), mostrou que os El Niños e La Niñas apresentaram impactos regionais distintos na precipitação dependendo da fase da ODP.

Em geral, todas as séries temporais observadas das estações, tenderam a validar as cartas geradas no site do NOAA/ESRL/PSD as fases negativas e positivas da ODP na Amazônia Ocidental. Cabe observar que as reduções das precipitações, entre 1991-1993, mostradas em todos os gráficos, podem estar relacionadas com a erupção do Pinatubo em 1991, conforme descrito por Molion (2005).

Estação pluviométrica de Taracuí - AM

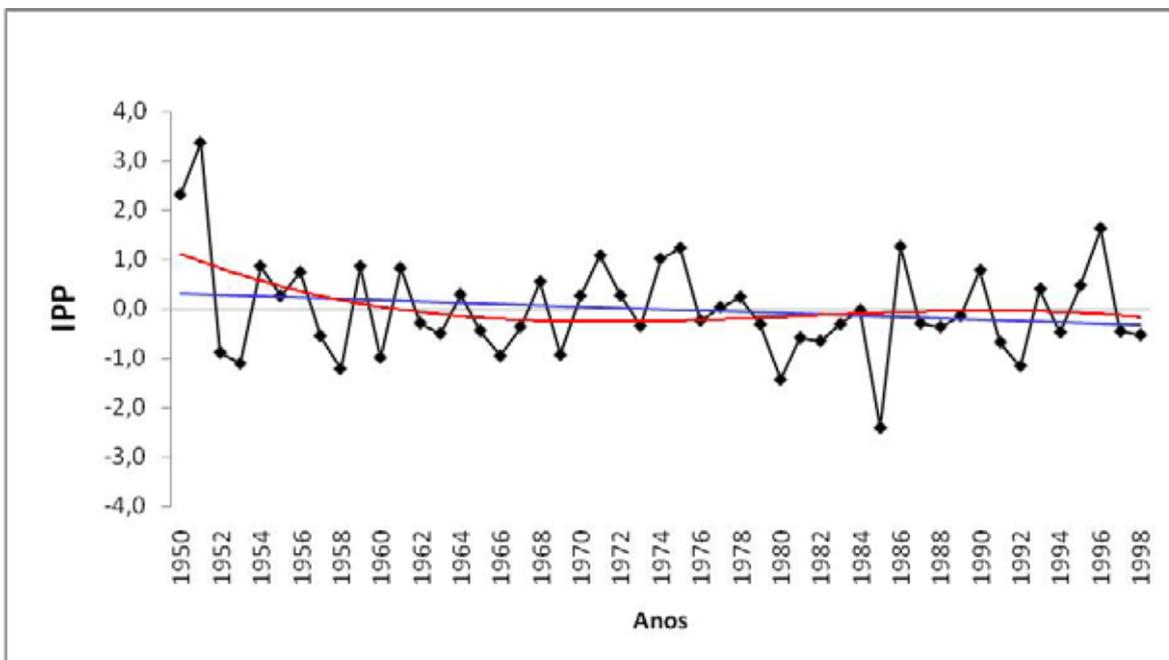


Figura 42: Índices de Precipitação Padronizados (IPP) de Taracuí-AM com duas linhas de tendência, uma linear e outra polinomial com três termos. Fonte dos dados: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data>

4.3. Tendências climáticas

Existem evidências que, desde 1999, a ODP tenha entrado em uma nova fase fria. As análises da temperatura da superfície do mar para o período 1999-2008, elaboradas com os dados do conjunto de Reanálises do NCEP/NCAR, mostram uma configuração semelhante à da fase fria anterior da ODP (1948-1976), sugerindo que o Pacífico já esteja em uma nova fase fria (**Figura 43**).

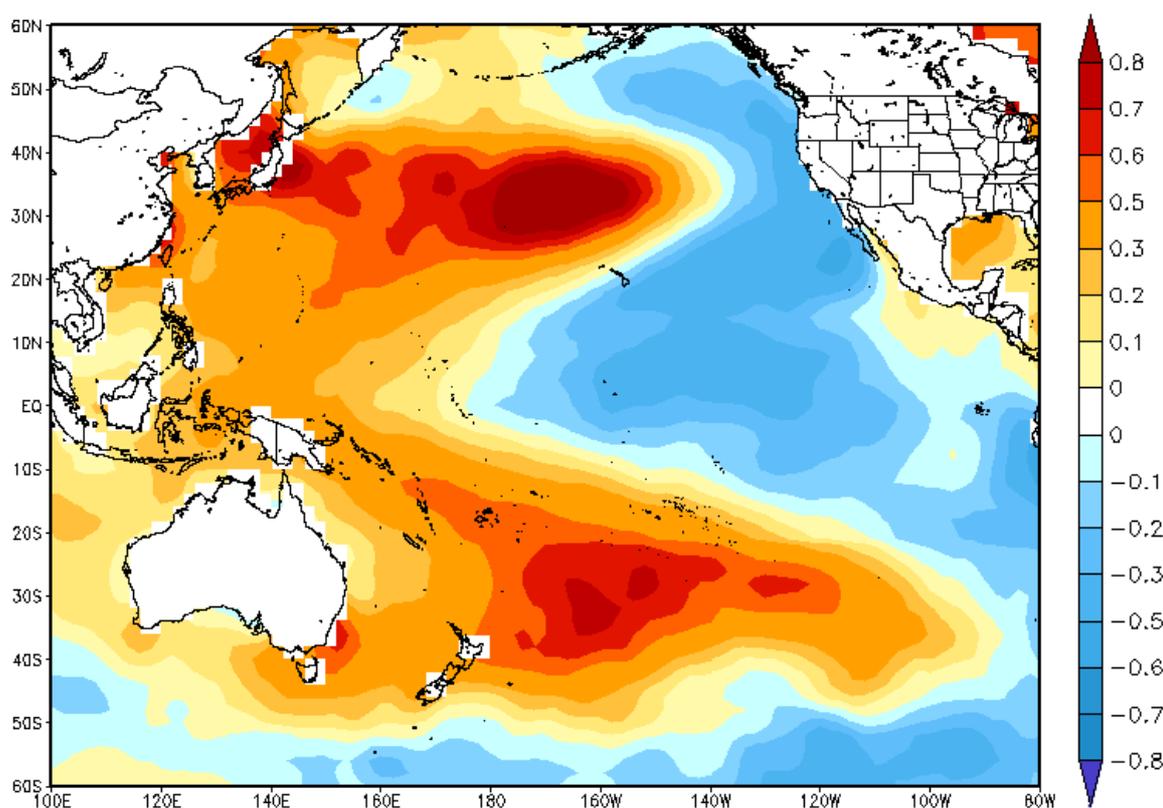


Figura 43: Anomalias da temperatura média anual da superfície do Pacífico no período 1999-2008 (°C), com relação à média do período 1977-1998. (Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA)

Segundo Molion (2007), além da nova da fase da ODP, o Sol está entrando num período de baixa atividade, um novo mínimo do Ciclo de Gleissberg, o que sugere uma atividade solar mais baixa nas próximas décadas, que juntamente com as condições climáticas globais possivelmente iguais a 1948-1976, a fase fria da ODP venha repetir com características semelhantes nos próximos 20 anos.

Como foi observado, na fase fria da ODP, tende a aumentar a precipitação na bacia do Rio Negro, noroeste da Amazônia. Ao analisar as maiores cheias da história em Manaus, pode-se verificar que elas estão relacionadas, na sua maioria, com a fase fria da ODP (**Tabela 03**).

Tabela 03: Maiores cheias registradas no Rio Negro

Nº de ordem	Ano	Cota máxima (m)	Fases da ODP
01	2009	29.75	Fria
02	1953	29.69	Fria
03	1976	29.61	Fria
04	1989	29.42	Quente
05	1922	29.35	Fria
06	1999	29.30	Fria

Fonte: <http://www.cprm.gov.br>

A cheia de 1989, apesar de não se situar dentro da fase fria da ODP, aconteceu em uma das La Niñas mais fortes da fase quente ODP.

5. CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou um estudo da variabilidade interdecadal da precipitação na Amazônia ocidental Brasileira. Os resultados obtidos mostraram diferenças significativas na modulação da precipitação entre a fase fria (1948-1976) e quente (1977-1998) da ODP, pois nas análises das configurações de ROLE, TSM, do campo de vento em 850 mb, movimentos verticais e precipitação indicaram que durante a fase fria, em geral, na Amazônia Ocidental, houve reduções da precipitação em relação à fase quente da ODP, porém no noroeste, pode-se perceber um padrão de precipitação oposto.

Na fase quente da ODP, houve um aumento de 8,1% na precipitação em relação a fase fria, principalmente no eixo centro-sudoeste da Amazônia ocidental, enquanto no noroeste, notou-se que na fase quente choveu 5,9% a menos quando comparado a fase fria. Marengo (2004), também encontrou diferentes comportamentos nas tendências pluviométricas para as regiões sul e norte da Amazônia.

Aparentemente cada parte da Amazônia, além do norte e do sul, tem um comportamento próprio com respostas particulares aos eventos de alta frequência, como o El Niño e La Niña e os de baixa frequência como a ODP.

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 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.

Admitindo-se que ODP já tenha entrado em sua nova fase fria e que a ODP seja uma das principais forçantes do posicionamento das estruturas dinâmicas da atmosfera tropical, pode-se inferir que o Oeste da Amazônia, de maneira geral, venha a passar por um período climático semelhante ao período de 1948-1976.

Sugere-se, portanto, que os resultados aqui diagnosticados sejam levados em consideração nos planejamentos que envolvam a Amazônia Ocidental Brasileira, uma vez que a nova fase fria da ODP deva perdurar pelos próximos 20 anos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P. On the functioning of the southern oscillation in the South America sector - Part I: surface climate. *Monthly Weather Review*, 116 (3): 505 - 524, 1988.

Andrade, L. S.. Variabilidade decadal da zona de convergência intertropical e sua influência na pluviosidade da região norte do Brasil – Dissertação de Mestrado em Meteorologia – UFAL – Maceió, 2007

Alves, J. M. B., C. A. Repelli, and N. G. Mello,. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 8, 22-30. 1993.

Ayoade, J. O. Introdução à Climatologia para os Trópicos. 10ª edição. São Paulo: Bertrand Brasil, 2004.

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

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.

Barton, I. J., Satellite-derived sea surface temperature: Currents status. *J. Geophys. Res.*, 100(C5), 8777-8790. 1995.

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, 2002.

Botta A, Ramankuttym N, Foley J. A. Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin. *Geophysical Research Letters* 29. 2003.

Carvalho, A.M.G. Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos, São Paulo, Out. 1989.

Carvalho, L.M.V. et al. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. *J. Climate*, v.17, p.88-108, 2004.

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.

Chen TC, Takle ES, Yoon JH, St Croix KJ, Hsieh P. Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation. In Proceedings of the *7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Wellington, New Zealand. Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 92-93. 2003.

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

Chu, P. S., Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil - tropical Atlantic sector. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 62, 363-370. 1984.

Chu, P. S., Yu, -P., Hastenrath, S., Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone?. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 75, 579-583. 1995.

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.

Cutrim, E. M. C.; Martin, D. W.; Butzow, D. G. Pilot analysis of hourly rainfall in central and eastern Amazonia. *Journal of Climate*, v. 13, n. 7, p. 1326-1334, Apr. 2000.

Daubechies, I. Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets. *Commun. Pure Appl. Math.* v. 41, p. 909-996., 1988.

Eerola, Toni Tapani. Mudanças Climáticas Globais: Passado, Presente e Futuro. Artigo apresentado no Fórum de Ecologia, organizado pelo Instituto de Ecologia Política na UDESC, Florianópolis, 2003.

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

Farge, M.. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, v. 24, p. 395-457, 1992.

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.

Figueroa, S.N.: Estudos dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e suas Simulações com Modelos Numéricos. *Tese de Doutorado em Meteorologia*, INPE – São José dos Campos (SP), 191p, 1997.

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.

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.

Fisch, G., Marengo, J. A. e Nobre, C. A. Clima da Amazônia. In: *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, CPTECINPE, 1998.

Gamage, N. and Blumen, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: wavelet, Fourier and empirical orthogonal function decompositions. *Mon. Wea. Rev.*, v. 121, p. 2867-2878. 1993.

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., Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1097-1107. 1984.

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

Hastenrath, S., Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Climate*, 3, 893-904. 1990.

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.

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.

Jones, C.; Horel, J.D. A note on the upper level divergence field over South America during the summer season. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 5(2): 411 - 416, 1990.

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

Kayano, M. T. & V. E. Kousky, Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 7. 593-602, 1992.

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

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.

Kousky, V.E.; Cavalcanti, I.F.A., Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. *Ciência e Cultura*, 36(11), 1888-1889. 1984.

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

Kodama, Y., Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 581-610. 1993.

Krishnamurti, T. N. et al. Tropical east-west circulations during the northern winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 30, p. 780-787, 1973.

Lau, K. M.; Peng, L. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 44, n. 6, p. 950-972, 1987.

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, R.A. & P. R. Julian, Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708. 1971.

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.

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.

Marengo, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.* Doi 10.1007/s00704-004-0045-8, 2004.

Matsuyama, H., Marengo, J., Obregon, G, Nobre, C. A. Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation. *Int. J. Climatol.* 22, 175-195, 2002.

McKee, T.B., N. J. Doesken, and J. Kliest, The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference of Applied Climatology*, 17-22 January, Anaheim, CA. American Meteorological Society, Boston, MA. 179-184, 1993.

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 Geophysiology 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. Aquecimento global, El niños, Manchas solares, Vulcões e Oscilação decadal do pacífico. CEPTEC/INPE. *Revista Climanalise* número 1. Ano 3. 2005.

Molion, L. C. B ; *Aquecimento global: natural ou antropogênico?* Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, Cidade Universitária – Maceió, Alagoas, 2007.

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.

Musk, Leslie. *Weather Systems*. Cambridge University Press: 1988.

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.

Noguès-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, (125): 279-291. 1997.

Oliveira, Cristiano Prestrelo. Influência do Pacífico e Atlântico na variabilidade interanual da precipitação sobre América do Sul. São José dos Campos: Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE, 2008.

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., M. C. d. Lima, and S. H. Franchito,. Sesasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. *J. of Climate*, 6, 1754-1763, 1993.

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. Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição. 2002. 95f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, S.P. 2002

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.

Santos, I.A. Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, 95 p., 1986

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, L. F. Precipitação do norte e nordeste brasileiro e padrões de temperatura da superfície e pressão ao nível do mar: relações com as fases do El Niño/oscilação sul e oscilação decadal do pacífico – São José dos Campos: INPE, 2006.

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.

Souza, E.B.; Kayano, M.T.; Ambrizzi, T. Intraseasonal and Submonthly Variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the Autumn Rainy Season. *Theoretical and Applied Climatology*. 81: p 177-191. 2005.

Souza, E.B.; Ambrizzi, T., ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. *Atmósfera*, 15, 105-120. 2002.

Souza, E. B.; Kayano, M. T.; Tota, J.; Pezzi, L.; Fisch, G.; Nobre, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole Pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

Streten, N. A. Some characteristics of the satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 101, n. 6, p. 486-495, June 1973

Taljaard, J.J. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. In: NEWTON, C.W.(Ed.). *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston: American Meteorological Society, 1972.

Teixeira, F. V. B., Estudo da Zona de Convergência do Atlântico Sul com Simulações Estendidas do Modelo Regional Atmosférico RAMS. Tese de M.Sc. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.

Torrence C. & Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78, 1998.

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.

Vitorino, M.I. Análise das Oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos Adjacentes utilizando a Análise de Ondeletras. Tese de Doutorado em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE 9822 - TDI/865, São José dos Campos, SP, 2003.

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.

Weeng, H., and K. M. Lau., Wavelets, Period Doubling, and Time-Frequency Localization with Application to Organization of Convection over the Tropical Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 51 (17), 2523-2541. 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. 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.

Yassunary, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zonal revealed from average brightness charts. *Journal of Meteorological Society of Japan*, v. 55, p. 274-285, June 1977.

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

Zhou J, Lau KM. Principal modes of interannual and Decadal variability of summer rainfall over South America, *Int J Climatol* 21: 1623-1644. 2001.