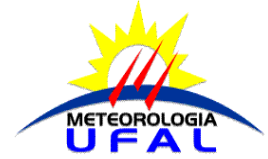




**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



EMERSON DAMASCENO DE OLIVEIRA

SIMULAÇÃO PALEOCLIMÁTICA COM ÊNFASE SOBRE A AMÉRICA DO SUL

MACEIÓ

2015

EMERSON DAMASCENO DE OLIVEIRA

SIMULAÇÃO PALEOCLIMÁTICA COM ÊNFASE SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Dissertação Apresentada à Universidade
Federal de Alagoas para obtenção do
título de Mestre em Meteorologia.

Orientador Prof. Dr^a Maria Luciene Dias de Melo

MACEIÓ

2015

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário Responsável: Valter dos Santos Andrade

- O48s Oliveira, Emerson Damasceno de.
Simulação paleoclimática com ênfase sobre a América do Sul / Emerson Damasceno de Oliveira. – 2015.
85 f. : il. tabs. e gráfs.
- Orientadora: Maria Luciene Dias de Melo.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Maceió, 2015.
- Bibliografia: f. 75-85.
1. Paleoclimatologia – América do Sul. 2. Holoceno. 3. Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). I. Título.

CDU: 551.583.7



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

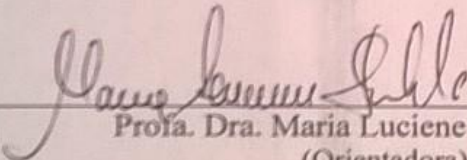
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-120.

"SIMULAÇÃO PALEOCLIMÁTICA COM ÊNFASE SOBRE A AMÉRICA DO SUL"

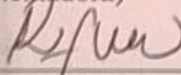
Emerson Damasceno de Oliveira

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

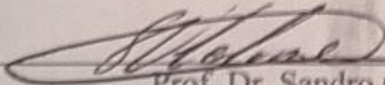
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



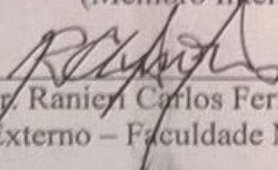
Prof.ª. Dra. Maria Luciene Dias de Melo
(Orientadora)



Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim
(Membro Interno)



Prof. Dr. Sandro Correia de Holanda
(Membro Interno)



Prof. Dr. Raniel Carlos Ferreira de Amorim
(Membro Externo – Faculdade Maurício de Nassau)

Março/2015

Dedico a minha amiga canina Talita

AGRADECIMENTOS

Aos meus Pais pela força e torcida nesses anos de vida acadêmica e a todos meus familiares que estiveram acompanhando e depositando sua fé e esperanças na conclusão deste trabalho.

A minha Orientadora Dr^a Maria Luciene Dias de Melo que desde a graduação vem me abrindo portas e me motivando a chegar cada vez mais longe. Obrigado pela confiança, paciência e torcida, serei eternamente grato.

A todos meus amigos que me incentivaram com esclarecimentos, palavras de apoio e sobretudo com as suas amizades. Dentre eles posso citar alguns como o professor de português Diogo, a Geógrafa Cássia Monalisa, os eternos amigos que iniciaram a graduação comigo: Carlos Denyson e Aribert Milhan, ao Meteorologista Adriano Marchi, Jedi do NCL Guilherme e a todos membros do alojamento do INPE pela hospedagem.

A minha namorada Daiane Barbosa pela paciência e grande torcida em todos desafios e obstáculos que tive de enfrentar ao longo dos últimos 2 anos, obrigado pelo companheirismo e pela compreensão.

Aos professores do ICAT que me proporcionaram novos conhecimentos e estiveram acompanhando e torcendo pela minha constante evolução. A UFAL por todas as coisas boas que aconteceram e vem ocorrendo desde o meu ingresso na graduação no ano de 2009.

Ao CPTEC e ao grupo PROJETA pela disponibilização do acesso interno ao Tupã, ao Adriano Marchi por permitir a utilização da sua conta e pelos esclarecimentos.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento de recursos para realização deste trabalho.

*“Descobrir consiste em olhar
para o que todo mundo está vendo
e pensar uma coisa diferente.”*

Roger Von Oech

RESUMO

Neste trabalho foram realizadas duas simulações climáticas utilizando o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC, onde objetivou-se reconstruir o clima através de simulações de 30 anos para o Holoceno médio (6K) e o presente (0K). Para realização das simulações foi ativada a parametrização de Berger (1978), onde foi calculada a insolação considerando-se as variações dos parâmetros orbitais (ciclo de Milankovich) entre os dois períodos. A concentração de CO₂ utilizada baseando-se nos resultados dessas simulações foram plotados campos de superfície das médias sazonais e anuais da diferença entre 6K e 0K, a fim de validar as simulações os resultados foram confrontados com os dados do Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP), indicadores paleoclimáticos e outros trabalhos. Neste trabalho também foi calculado o IOS a fim de determinar a frequência dos ENOS nas simulações, onde a determinação das fases da ODP se deu através do cálculo de uma média móvel de 24 meses e através dos campos de precipitação e linhas de corrente determinou-se indiretamente o Índice do Dipolo do Atlântico. Objetivando-se analisar a América do Sul (AS) com ênfase na região Nordeste do Brasil (NEB) e a Amazônica, foram analisadas as médias anuais e sazonais das variáveis precipitação, temperatura do ar, fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível e os campos de vortacidade e linhas de corrente nos níveis de 950, 500 e 200 hPa. Os resultados indicam que foi possível testar a sinergia dos parâmetros orbitais e do CO₂ nas duas simulações, onde foi possível identificar que o verão austral iniciou-se no mês de setembro. Foi possível verificar que a ocorrência dos ENOS foi mais intensa durante Holoceno médio (HM) e as fases da ODP foram menos duradouras. No atlântico foi identificado o posicionamento mais ao sul da ZCIT o que sugere que durante o HM o Dipolo apresentou uma maior frequência negativa favorecendo precipitações no norte do NEB e na Amazônia. Na AS notou-se uma redução significativa no regime pluviométrico sobre a região Amazônica e que entre os meses de dezembro e fevereiro o NEB esteve mais úmido quando comparado ao clima atual, também foi verificado que a ocorrência das ZCAS foi reduzida ou inexistente possivelmente devido a menor atuação durante o HM das correntes de jato de baixos níveis e a menor quantidade de calor latente em superfície sobre o Atlântico na costa Brasileira.

Palavras- chave: Paleoclimatologia. Holoceno. MCGA

ABSTRACT

In this work were performed two climate simulations using Atmosphere General Circulation Model (AGCM) from CPTEC, where the objective was to reconstruct the climate through 30 years for the mid-Holocene (6K) and the present (0K). To perform the simulations was activated parameter Berger (1978) which was calculated insolation considering variations in orbital parameters (Milankovich cycle) between the two periods. The CO₂ concentration 0K used in the simulation was 370 ppm while the 6K experiment was 280 ppm, based on the results of these simulations were plotted surface fields of mean monthly, seasonal and yearly difference between 6K and 0K, where in order to validate the simulations was confronted with the results of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project data (PMIP), paleoclimatic indicators and other works. This work was calculated ISO to determine the frequency of ENSO in the simulations where the determination of the phases of the PDO occurred by calculating a moving average of 24 months and through of the precipitation fields and current lines was determined indirectly the Atlantic Dipole Index. Aiming to quantify South America (SA) with emphasis on the Northeast of Brazil (NEB) and the Amazon were analyzed annual and seasonal averages of the variables rainfall, air temperature, latent heat flux and sensible heat flux and the vorticity field lines and current levels of 950, 500 and 200 hPa. The results indicate that it was possible to test the synergy of orbital parameters and CO₂ in the two scenarios, where we found that the austral summer began in September. We observed that the occurrence of ENSO was more intense during middle Holocene (MH) and the phases of the PDO were less durable. The Atlantic was identified positioning further south of the ITCZ which suggests that during the MH Dipole had a greater negative frequency favoring rainfall in northern NEB and the Amazon. In AS was noted that a significant reduction in rainfall over the Amazon region and between the months of December and February the NEB was wetter when compared to the current climate, it was also found that the occurrence of the SACZ was reduced or possibly nonexistent to a lower actuation during the MH jet streams of low level and the lowest amount of latent heat at the surface of the Atlantic coast of Brazil.

Keywords: Paleoclimatology. Holocene. AGCM

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Resumo dos Experimentos Realizados.....	44
--	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Perfil da temperatura na escala de tempo de milhões de anos com as respectivas Eras Geológicas indicando períodos de aquecimento e resfriamento.....	22
Figura 2 – Exemplos de Indicadores Paleoclimáticos que auxiliam nos estudos das variações climáticas. a) Anéis de Árvores; b) Pólen e c) Núcleos de Gelo.....	25
Figura 3 - (esquerda) Esquema da configuração orbital da Terra nos dias de hoje (0k) e no HM (6k). (direita) Ciclo sazonal da radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera (W.m-2) para 6k e 0k, nos trópicos ($0^{\circ} - 30^{\circ}$) do HN e HS.....	27
Figura 4 – Excentricidade, Obliquidade e Precessão da orbita terrestre segundo o Ciclo de Milankovich.....	28
Figura 5 – Esquema representativo da interação oceano-atmosfera no oceano pacífico em Condições Normais, de El Niño e de La Niña respectivamente.....	30
Figura 6 – Esquema representando a ocorrência da ODP em Escala Espacial à esquerda e Temporal à direita.....	31
Figura 7 – Série histórica dos valores normalizados do Dipolo do Atlântico a partir de 1964 até o presente momento.....	33
Figura 8 – Representação do Dipolo do Atlântico à esquerda fase Negativa e à direita fase Positiva.....	34
Figura 9 - Representação esquemática dos Sistemas Atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul.....	38
Fígura 10 – Campos das médias anuais das diferenças do HM e CP do AGCM-CPTEC. a) Pressão e b) Temperatura do ar em Superfície.....	49
Figura 11 - Campos das médias anuais das diferenças do HM e CP do AGCM-CPTEC. a) Precipitação e b) Fluxo de Calor Latente.....	50

Figura 12 – Campo médio das diferenças entre 6K e 0K para os meses de Dezembro, Janeiro, Fevereiro (DJF) do AGCM-CPTEC. a) Temperatura do ar, b) Precipitação, e c) FCL.....	51
Figura 13 - Campo médio das diferenças entre 6K e 0K para os meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS) do AGCM-CPTEC. a) Temperatura do ar, b) Precipitação e c) FCL.	53
Figura 14 – Médias anuais da Insolação no Topo da Atmosfera (W / m ²). a) Clima Presente (CP), b) Holoceno Médio (HM) e c) HM menos CP.....	54
Figura 15 – Campos sazonais médios das diferenças entre o HM e CP para o Fluxo de Radiação de Onda Curta Incidente no Topo da Atmosfera. a) Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF), b) Março, Abril e Maio (MAM), c) Junho, Julho, Agosto (JJA) e d) Setembro, Outubro e Novembro (SON).....	56
Figura 16 – Índice de Oscilação Sul simulados para o CP e HM. a) CP e b) HM.....	58
Figura 17 – Registro histórico do Índice de Oscilação Sul (IOS) de 1950 a 2014.....	58
Figura 18 – Campo das diferenças das médias de Precipitação (mm/dia) e Linhas de Corrente (m/s) para 1000 hPa (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita), sendoas figuras (a) e (b) as médias anuais, (c) e (d) Média de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS), (e) e (f) Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF).....	60
Figura 19 – Médias anuais das diferenças entre o HM e CP. a) Temperatura do ar a 2 metros (°C), b) Precipitação (mm/dia), c) Fluxo de Calor Latente (w/m ²) e d) Fluxo de Calor Sensível (w/m ²).....	62
Figura 20 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Temperatura do ar a dois metros da Superfície (°C). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....	64
Figura 21 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Precipitação (mm/dia). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....	66
Figura 22 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Fluxo de Calor Latente em Superfície (mm/dia). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....	68

Figura 23 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Fluxo de Calor Sensível (mm/dia). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.....69

Figura 24 – Linhas de Corrente e Vorticidade para AS. a) DJF 950hPa, b) JJA 950 hPa, c) DJF 500 hPa, d) JJA 500 hPa, e) DJF 200 hPa e f) JJA 200 hPa.....71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Aspectos Gerais do modelo AGCM do CPTEC.....	42
Tabela 2 – Parâmetros Orbitais para o Presente e o Holoceno Médio(6000 anos atrás).....	44

LISTA DE ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ANE	Ventos Alísios de Nordeste
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASE	Ventos Alísios de Sudeste
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BC	Baixa do Chaco
BNE	Baixa Térmica do Noroeste Argentino
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CNE	Cavado do Nordeste do Brasil
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere
CP	Clima Presente
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DPD	Desvio Padrão em Darwin
DPM	Desvio Padrão Mensal
DPT	Desvio Padrão em Tahiti
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FCL	Fluxo Calor Latente
FCS	Fluxo de Calor Sensível
FF	Frente Fria
FQ	Frente Quente
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
HM	Holoceno Médio
HN	Hemisfério Norte

HS	Hemisfério Sul
IOS	Índice de Oscilação Sul
IPCC	Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
JBN	Jato em Baixos Níveis
JJA	Junho-Julho-Agosto
JJAS	Junho-Julho-Agosto-Setembro
LI	Linhas de Instabilidade
LIP	Linhas de Instabilidade Pré-Frontal
MA	Média Móvel
MAM	Março-Abril-Maio
MCGA/AGCM	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (NCEP)
NEB	Nordeste Brasileiro
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
ONU	Organização das Nações Unidas
PMIP	Paleoclimate Modeling Intercomparison Project
PNM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PPD	Pressão Padronizada em Darwin
PPT	Pressão Padronizada em Tahiti
RC	Regiões Ciclogénicas
ROC	Radiação de Onda Curta
SON	Setembro-Outubro-Novembro
SSiB	Simplified Simple Biosphere Model
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ZCAS

Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT

Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	19
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.1	Paleoclimatologia.....	21
2.2	Fontes das Informações Paleoclimáticas (proxies).....	23
2.3	Modelagem em Pesquisas Paleoclimáticas.....	25
2.4	Clima no Holoceno Médio.....	26
2.5	Atuação dos ENOS e Dipolo do Atlântico.....	30
2.6	Climatologia da América do Sul.....	34
2.7	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC.....	39
2.7.1	AGCM COLA.....	40
2.7.2	AGCM CPTEC-COLA.....	40
2.7.3	AGCM CPTEC.....	41
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
3.1	Dados utilizados e simulações.....	43
3.2	Análise dos dados.....	45
3.2.1	Análise das médias anuais e sazonais.....	45
3.2.2	Análise dos casos de ENOS e do Dipolo do Atlântico.....	46
3.2.3	Fluxo de Radiação de Onda Curta incidente no topo da atmosfera.....	47
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	48
4.1	Análise das médias anuais e sazonais.....	48
4.2	Fluxo de Radiação de Onda Curta incidente no topo da atmosfera.....	53
4.3	Análise dos casos de ENOS e do Dipolo do Atlântico.....	57
4.3.1	Índice de Oscilação Sul.....	57
4.3.2	Análise das médias anuais e sazonais para o Atlântico.....	59
4.4	América do Sul.....	61

5	CONCLUSÕES.....	74
	REFERÊNCIAS.....	75

1 INTRODUÇÃO

Entender como se comportam as variações climáticas é uma tarefa complexa e desafiadora, é um trabalho que exige dos profissionais a manipulação de uma grande quantidade de dados instrumentais obtidos de forma direta ou indireta. A constante busca por prognósticos climáticos levou os climatologistas a focarem suas atenções nas mudanças climáticas naturais que ocorreram no passado, e devido à inexistência de uma série de dados instrumentais temos então a necessidade de considerar inúmeras evidências indiretas deixadas na natureza e nos manuscritos de antigas civilizações. Estas atribuições são da Paleoclimatologia, área da ciência responsável por investigar o clima em diferentes eras geológicas, uma importante tarefa da Paleoclimatologia é a reconstrução do clima utilizando hipóteses que representem as possíveis forçantes climáticas externas e internas.

Dentro da Paleoclimatologia um período muito estudado é o Holoceno Médio (HM) que se caracteriza por sua semelhança com o clima atual, onde as principais diferenças são as variações dos parâmetros orbitais e a redução da concentração de gases do efeito estufa. As evidências observadas sugerem que as forçantes climáticas induziram alterações no nível médio do mar, distribuição de chuvas e nos sistemas de grande escala como o El Niño Oscilação Sul (ENOS) (KEEFER et al, 2003). Há duas maneiras de reconstruir o clima passado, a partir de dados paleoclimáticos ou através de modelos climáticos (MELO, 2007). Para essa segunda é possível testar e ajustar hipóteses como a do Ciclo de Milankovich, que associa o início e a cessação das glaciações às variações dos parâmetros orbitais. As variações na taxa de concentração de CO₂ e sua relação com a temperatura média global é mais uma hipótese que pode ser testada nas simulações, pois o HM tem como uma de suas características uma menor concentração de CO₂ atmosférico comparado aos dias atuais, o que por sua vez segue a hipótese de que só passou a sofrer um aumento recentemente após ser iniciada a era industrial, ou seja, a fatores antropogênicos (ZHAO et al, 2005).

Na atualidade há uma crescente preocupação das organizações internacionais e dos chefes de Estado com a possibilidade de que as emissões de CO₂ aliadas a outras atividades poluentes alterem não só a paisagem como também o clima global (IPCC, 2014). No ano de 2014 a Organização das Nações Unidas (ONU) realizou em New York (EUA) a reunião da Cúpula do Clima que foi constituída por governantes de mais de 120 países, coincidentemente a National

Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) publicou resultados que afirmam ser o ano de 2014 o mais quente de toda história dos registros de dados.

Os efeitos desse expressivo aquecimento estão se tornando cada vez mais perceptíveis. Nos últimos anos o Brasil vem enfrentando períodos de estiagens que se alastram por todo país e castigam os cidadãos de todas as classes sociais, a região sudeste esta sendo uma das regiões mais afetadas e esteve prestes a sofrer com a total escassez de água e fornecimento de eletricidade (BBC BRASIL). Em vários países a situação é análoga, na Califórnia e nordeste da China, por exemplo, seus governantes afirmam que os prejuízos estão afetando todo setor econômico regional (NOTÍCIAS AGRÍCOLAS).

É fundamental compreender como se dão as mudanças no clima, tanto as naturais quanto as antropogênicas, pois assim será possível antever eventos extremos ou até mesmo minimizar seus efeitos. O conhecimento adquirido nas reconstruções do clima passado podem auxiliar os modelos de projeções climáticas do Painel Intergovernamental Sobre Mudanças Climáticas (do inglês IPCC), dando a eles mais confiabilidade e precisão, portanto é de grande importância explorar e testar várias hipóteses que venham a permitir a reconstrução e previsibilidade do clima global.

Sendo assim, o objetivo geral deste trabalho é realizar duas simulações, uma para o Clima Presente (0K) e outra para o Holoceno Médio (6K), considerando como os principais parâmetros a serem testados nas simulações o Ciclo de Milankovich (Parameterização de Berger, 1978) e a Concentração de CO₂.

Objetivos Específicos:

I – Avaliação dos campos meteorológicos gerados nas simulações e realização de comparações tanto entre elas quanto com as disponibilizadas pelo Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP).

II – Análise do comportamento dos ENOS e do Dipolo do Atlântico enfatizando a região da América do Sul.

III – Análise da Temperatura do ar, da Precipitação e dos Fluxos de Calor Latente e Sensível sobre o Nordeste e a região Amazônica.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Paleoclimatologia

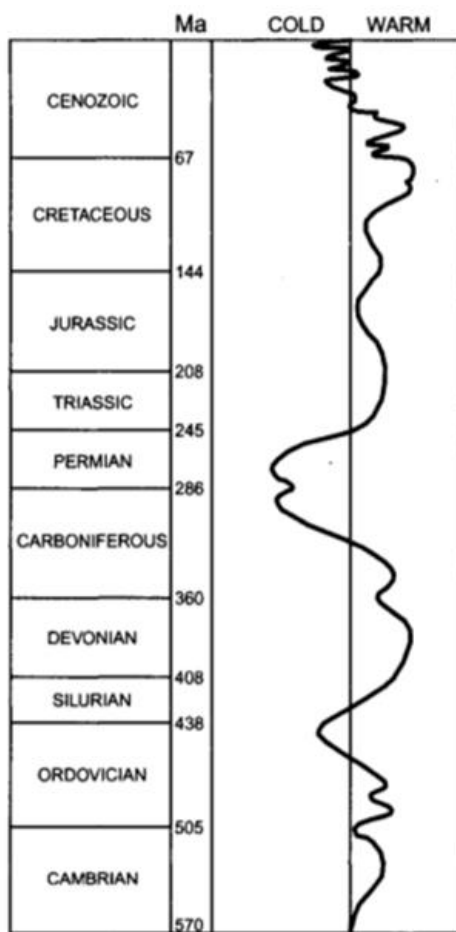
A paleoclimatologia é o estudo do clima antes do período de registros instrumentais. Os registros instrumentais explicam apenas uma pequena fração da história do clima terrestre e fornecem uma perspectiva totalmente insuficiente da variação e da evolução do clima atual. Uma perspectiva longa sobre a variabilidade climática pode ser obtida pelo estudo de fenômenos naturais que são dependentes do clima e que incorporam para sua estrutura uma medida desta dependência. Tais fenômenos fornecem um registro do clima e o estudo destes dados é no que esta fundamentada a paleoclimatologia. Com mais detalhes e dados confiáveis sobre as flutuações do clima passado é construída a possibilidade de identificar as causas e mecanismos do aumento das variações climáticas. Portanto, dados paleoclimáticos fornecem as bases para as hipóteses sobre as causas das mudanças do clima. Quando as causas das flutuações climáticas forem compreendidas a fundo será possível antecipar por completo ou prever as variações climáticas no futuro (BRADLEY e EDDY, 1991).

Segundo Bradley (1999) estudos do clima passado exigem uma compreensão dos tipos de dados disponíveis e dos métodos utilizados para estas análises. É preciso também ter consciência das dificuldades associadas com cada método utilizado e as suposições que cada um implica. Com tal base pode ser possível sintetizar diferentes linhas de evidências para poder compreender as flutuações climáticas e assim testar hipóteses sobre as causas das mudanças climáticas. Não há dúvidas de que uma compreensão das mudanças e variações do clima durante o período do Quaternário é imprescindível não somente para perceber muitas das características do ambiente físico atual como também determinar por completo o nosso clima atual. As diferentes componentes das mudanças dos sistemas climáticos e suas respectivas respostas para fatores externos em taxas diferentes permite entender o papel que tais componentes representam à evolução do clima e o quanto é importante possuir registros consideravelmente longos que permitam associar com mudanças significativas. Por exemplo, o crescimento e o decaimento das placas de gelo continentais podem levar dezenas de milhares de anos, portanto, para compreender os fatores associados com tais eventos e a relação que os mesmos possuem posteriormente sobre o clima, faz-se então necessário possuir em mãos um registro de dados consideravelmente grande

da criosfera (camada de gelo e neve) e as respectivas mudanças que cada uma destas representa sobre determinado lugar (FRAKES et al, 1992).

Além disso, os maiores períodos de congelamento e derretimento do gelo sobre o globo ocorreram quase periodicamente, pelo menos ao final do Quaternário (Figura 1) com um registro de tempo em cerca de dez mil anos. É necessário também determinar os fatores que causam estes eventos e enxergar o papel destes no clima atual, um registro paleoclimático detalhado acima dos últimos períodos do Quaternário é fundamental para uma melhor compreensão do clima moderno e as causas das variações e mudanças climáticas (KUTZBACH, 1976). Além disso, a não ser que a variabilidade natural do clima seja compreendida perfeitamente, será extremamente difícil identificar qualquer efeito antropogênico sobre o clima global de forma clara e isolada.

Figura 1 – Perfil da temperatura na escala de tempo de milhões de anos com as respectivas Eras Geológicas indicando períodos de aquecimento e resfriamento



Fonte: Raymond S. Bradley, 1999. p.3

É perceptível a partir dos registros Paleoclimáticos que ocorreram mudanças abruptas no sistema climático global em determinados momentos do passado. Aparentemente as respostas não lineares ocorreram como limites críticos para o passado. Os conhecimentos do que são estes limites é completamente insuficiente e não se pode afirmar que as mudanças antropogênicas no sistema climático irão nos levar inevitavelmente a atravessar um limite para além do qual poderia estar um estado climático futuro (BROECKER, 1987). Apenas com uma cuidadosa atenção para com os episódios passados será possível compreender completamente o potencial perigo das mudanças climáticas para o futuro, sendo esta devido a efeitos induzidos por ações humanas sobre o sistema climático global.

Modelos computacionais podem ser utilizados para estimar os padrões espaciais e temporais das mudanças do clima com o aumento da concentração dos gases de efeito estufa. Estes parâmetros fornecem um alvo sobre a mudança esperada que será confrontada com os dados contemporâneos observados. Se um sistema climático evolui para uma situação já esperada, pode-se então argumentar que os efeitos antropogênicos foram detectados em uma escala global (SANTER et al., 1996). Contudo a variabilidade natural pode não ser plenamente representada nas simulações do modelo, o que pode levar a uma confusão nos esforços para detectar o comportamento do clima. Qualquer que seja o efeito antropogênico sobre o clima, ele vai ser sobreposto pelo fundo subjacente da variabilidade climática natural, que pode ser variável sobre todas as escalas de tempo em resposta a diferentes fatores e forçantes. As pesquisas Paleoclimáticas fornecem a compreensão essencial da variabilidade dos sistemas climáticos, e sua relação tanto com os mecanismos das forçantes quanto com as retroalimentações pode amplificar ou reduzir as consequências diretas das forçantes (BRADLEY, 1999).

2.2 Fontes das Informações Paleoclimáticas (*proxies*)

Segundo Bradley (1999) muitos dos sistemas naturais são dependentes do clima, onde evidências de tais sistemas no passado ainda existem, isto pode ser possível derivando informações paleoclimáticas de tais sistemas. Por definição, todos estes dados climáticos contêm um sinal climático, mas este pode ser relativamente fraco, embutido em grande quantidade de estranhos ruídos decorrentes de outras influências que não as climáticas. Os dados atuam como

um filtro, transformando as condições climáticas em um ponto no tempo ou período, sendo um registro mais ou menos permanente, mas o registro é complexo e incorpora outros sinais que podem ser irrelevantes para o paleoclimatologista. Para extrair os sinais dos dados, primeiramente o registro deve estar calibrado. A calibração envolve modernos registros climáticos e utiliza materiais para compreender como, e para qual extensão os materiais são dependentes do clima. Podemos fazer uma associação da Paleoclimatologia com o princípio do Uniformitarismo de James Hutton, considerando que os acontecimentos do passado ocorreram devido a forças da natureza idênticas as existentes ainda hoje e que alteram o meio de forma lenta e gradual, assim as evidências Paleoclimáticas seguem este mesmo princípio. Toda pesquisa paleoclimática, portanto, é construída obrigatoriamente em cima de estudos da dependência do clima em fenômenos naturais. Estudos Dendroclimáticos (Figura 2a) estão beneficiando as pesquisas relacionadas ao crescimento das árvores e a sua relação com clima, que tem possibilitado aos modelos dendroclimáticos serem baseados em princípios ecológicos. Avanços significativos também estão sendo feitos em pesquisas Palinológicas, pois fornecem uma compreensão da relação entre o clima moderno e os grãos de Pólen (Figura 2b). Os núcleos de gelo (Figura 2c), por exemplo, registram a ocorrência de grandes erupções explosivas, onde no registro de sulfato de origem não marinha é devido a precipitação ácida após tais eventos. Mudanças na concentração de gases radiativamente importantes como (CO_2 , CH_4 , N_2O) também são registrados em bolhas de ar no gelo.

Ao analisar a resolução temporal dos dados também é importante notar que nem todas as fontes de registros irão fornecer uma distribuição de dados contínua, certos fenômenos fornecem informações descontínuas devido a episódios como os avanços glaciais que podem deixar evidências geomorfológicas da sua antiga extensão (BRADLEY, 1999). Os avanços do gelo podem destruir as principais evidências de avanços anteriores, de modo que o registro geomorfológico não seja só descontínuo como também incompleto. Segundo Kukla (1977) estudos de registros Paleoclimáticos contínuos podem ajudar a colocar essas informações sobre tais episódios em perspectiva e por este motivo os registros de sedimentos marinhos são comumente utilizados como uma ordem cronológica, pois são contínuos e funcionam como uma espécie de calendário Paleoclimático que serve de referência para as flutuações climáticas de longo prazo registradas em terra.

Figura 2 – Exemplos de Indicadores Paleoclimáticos que auxiliam nos estudos das variações climáticas. a) Anéis de Árvores; b) Pólen e c) Núcleos de Gelo



Fonte: Simple Climate

a)



Fonte: Archeology 's InteractiveDig

b)



Fonte: Earth Observatory / NASA

c)

2.3 Modelagem em Pesquisas Paleoclimáticas

Além dos estudos dos registros naturais a pesquisa paleoclimática também envolve modelos numéricos do sistema climático. Estes modelos são baseados em estudos do ambiente contemporâneo, mas são aplicados a períodos do passado, quando as condições de contorno eram diferentes das de hoje. Isto proporciona um teste da capacidade dos modelos para simular de forma distinta, diferentes estados do ambiente, proporcionando um banco de dados das condições ambientais do passado que eram bastante diferentes dos dias atuais. Por exemplo, modelos de circulação geral têm sido utilizados para produzir reconstruções paleoclimáticas globais em intervalos de 3 a 18 mil anos atrás, o que pode ser verificado (ou anulado) pela pesquisa em materiais de registros naturais (KUTZBACH, et al, 1993b). Os modelos também são usados para testar hipóteses sobre as causas das últimas alterações ambientais, quantificar a importância relativa de um fator de comparação para o outro, analisar a sensibilidade do sistema aos diferentes mecanismos de manipulação forçada. Se os modelos provam ser fieis em tais testes, mais confiança pode ser colocada sobre sua capacidade para prever futuras mudanças climáticas em resposta à força antropogênica (RIND, 1993).

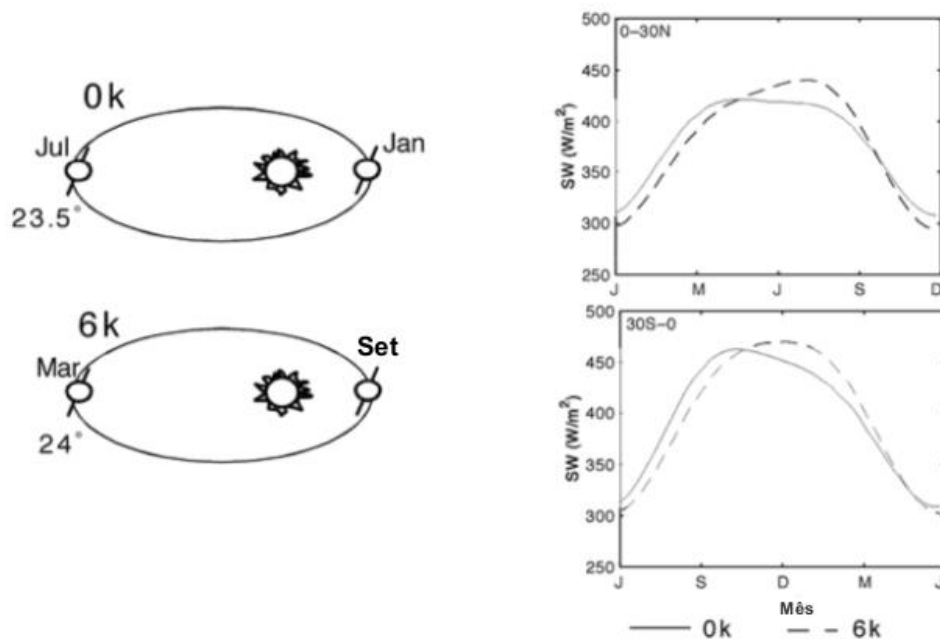
Modelos e dados de campo são utilizados de forma interativa para estimular novas hipóteses sobre a natureza e as causas das mudanças ambientais além de também avaliar a sua validade. Como exemplo deste processo evolutivo de coleta de dados e construção de modelos, consideramos a hipótese de que as variações orbitais foram as principais responsáveis pelo surgimento e cessação das principais glaciações durante o Quaternário tardio. Estudos de modelagem sugerem que as mudanças na radiação solar produzidas por variações orbitais eram insuficientes por si só para produzir as mudanças ambientais observadas. Outros processos ou feedbacks foram evidentemente envolvidos. Estudos de núcleos de gelo polares revelaram mudanças significativas em CO₂, aerossóis atmosféricos e CH₄ do interglacial para períodos glaciais; os níveis de CO₂ e CH₄ eram muito mais baixos durante a última glaciação e a carga de aerossóis na troposfera era muito maior (BRADLEY, 1999).

2.4 Clima no Holoceno Médio

Há 6.000 anos atrás durante o verão do Hemisfério Norte (aproximadamente agosto) a Terra esteve mais próxima do sol (periélio) do que no presente. Como resultado o ciclo sazonal

da insolação foi modificado. Portanto, no HM o máximo de insolação nos trópicos, ocorreu em agosto e o mínimo em fevereiro (figura 3). No Hemisfério Norte, esta mudança intensificou o ciclo sazonal da insolação. (LIU et al, 2004). Devido a isso, mais energia esteve disponível no Hemisfério Norte, naquele período. A mudança na insolação não é exatamente simétrica em relação ao equador, devido à inclinação do eixo rotacional da Terra (24,1 no Holoceno e 23,4 no Presente). A excentricidade também foi diferente durante o HM (0K - 0,016724 e 6K - 0,018682)(MELO, 2007).

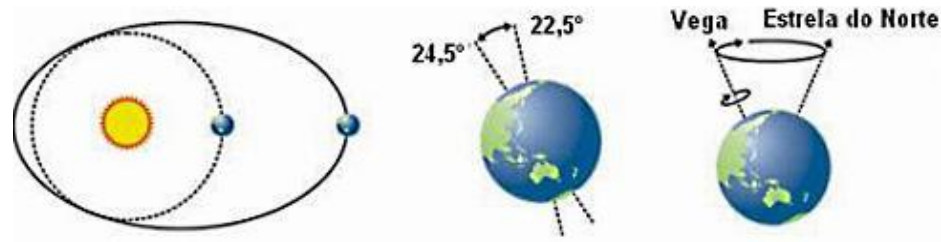
Figura 3 - (esquerda) Esquema da configuração orbital da Terra nos dias de hoje (0k) e no HM (6k). (direita) Ciclo sazonal da radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera ($W.m^{-2}$) para 6k e 0k, nos trópicos ($0^{\circ} - 30^{\circ}$) do HN e HS



Fonte: Liu et al, 2004. p. 159

A variação sazonal da insolação no período do HM pode ser explicada seguindo a hipótese do Ciclo de Milankovich (figura 4), onde atuam em conjunto três parâmetros orbitais: Precessão dos Equinócios, Obliquidade e Excentricidade da terra em relação ao sol. Mudanças sazonais de radiação solar que alcançam a superfície da Terra resultam das variações na excentricidade, mudanças na obliquidade e precessão (HARTMANN, 1994).

Figura 4 – Excentricidade, Obliquidade e Precessão da órbita terrestre segundo o Ciclo de Milankovich



Fonte: Skeptical Science

No Hemisfério Sul, reconstruções de temperatura na Antártica durante o Holoceno mostraram aquecimento entre 11.000 e 9.000 anos, seguidos de um esfriamento gradativo no Holoceno tardio (MASSON et al., 2000). No período de dezembro e fevereiro a insolação média teve um decréscimo de $19,0 \text{ W.m}^{-2}$, durante o Holoceno Médio em relação ao presente, houve a uma diminuição de 4,8% da insolação dos dias atuais (VETTORETTI, et al. 1998). Quanto à forçante antrópica, mudanças na concentração de CO_2 , que têm um grande impacto sobre a energética global, segundo Zhao et al. (2005), a diferença da concentração de dióxido de carbono entre o Holoceno Médio (HM) e o Clima Presente (CP) corresponde a uma forçante média adicional de $-0,88 \text{ W.m}^{-2}$, já o IPCC (2007) sugere que a mudança na forçante radiativa devido ao CO_2 é de $0,4 \text{ W.m}^{-2}$. A partir da análise de sedimentos oceânicos, Ruddiman e Mix (1993) e Morley e Dworetzky (2005) verificaram que as mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM), no período do Holoceno Médio, foram muito pequenas. Sendo assim, apenas a forçante radiativa teria maior contribuição para o período. Estudos paleoambientais usando indicadores paleoclimáticos têm sido realizados para diversas regiões da América do Sul e fornecem uma representação aproximada do clima no passado (MELO, 2007). Esses estudos revelaram um comportamento mais seco durante o HM sobre a região amazônica (TURCQ et al., 1998; BEHLING et al., 2000; TURCQ et al., 2002), sul e sudeste brasileiro (BEHLING, 2002; TURCQ et al., 2002). Além disso, Mayle et al. (2000) e Haug et al. (2001), analisando o norte e nordeste da América do Sul verificaram que no HM a região nordeste da Amazônia encontrava-se mais árida. Segundo Keefer et al. (2003), a partir da análise de dados paleoclimáticos da costa sul do Peru, verificaram que eventos severos de El Niño ocorreram durante todo o Pleistoceno e em duas ou três divisões do Holoceno, com frequências significativamente diferentes.

Segundo Jossaume et al. (1999) o clima em 6k, a partir da simulação de 18 modelos, confirmou o aumento da amplitude do ciclo sazonal da temperatura no Hemisfério Norte e a redução no Hemisfério Sul. Todos os modelos reproduziram o aumento da precipitação de monção, da Ásia e África, marcada por uma expansão para norte da zona de precipitação. Verificou que o aumento da precipitação no Sahel estaria relacionada ao deslocamento da monção para norte.

Existem evidências de “feedback” climático positivo na resposta observada a mudanças em parâmetros orbitais. Comparações entre modelos e entre modelos e dados paleoclimáticos têm sido feitas pelo PMIP (JOSSAUME e TAYLOR, 1995). Ainda que simulações para o HM, derivadas de modelos climáticos atmosféricos produzam uma intensificação nos sistemas de monções em resposta às mudanças nos parâmetros orbitais de 6.000 anos atrás, os modelos subestimam a precipitação (JOUSSAUME et al., 1999). Vários estudos de modelagem sugerem que a componente oceânica introduz um retardo na resposta da mudança da insolação no verão (KUTZBACK e LIU, 1997; HEWITT e MITCHELL, 1998; BRACONNOT et al., 2000, 2004). Já o efeito da vegetação aumenta a forçante de insolação nos trópicos (BRACONNOT et al. 1999). Zhao et al. (2005) analisou a resposta oceânica à mudança dos parâmetros orbitais, a partir de sete modelos atmosfera-oceano acoplados, com vegetação prescrita semelhante ao clima presente, e verificou que a componente oceânica introduz um retardo na resposta do ciclo sazonal. O resfriamento no inverno e o aquecimento no verão ocorrem com um ou dois meses de atraso sobre o oceano comparado ao continente, devido à inércia oceânica.

Segundo Valdes (2000) ao analisar os resultados de 19 modelos do PMIP verificou que, em geral, ocorre um resfriamento do continente sul-americano durante o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e um aquecimento em junho-julho-agosto (JJA), como esperado devido à variação dos parâmetros orbitais. Todos esses modelos foram integrados com as mesmas condições iniciais e de contorno. Foi observado que durante o verão austral houve resfriamento sobre a América do Sul, com máximo entre 30°e 40° S, e outra região secundária sobre o Nordeste brasileiro (NEB). No inverno, há aquecimento na região central e sudeste do Brasil. Jorgetti (2004) analisou resultados de um modelo atmosfera-oceano acoplados com uma forma simples de vegetação interativa, do IPSL, e identificou uma redução do ciclo sazonal da temperatura e um enfraquecimento do sistema monçônico durante o HM.

Quanto à precipitação foi sugerido um deslocamento para sul da ZCIT e o

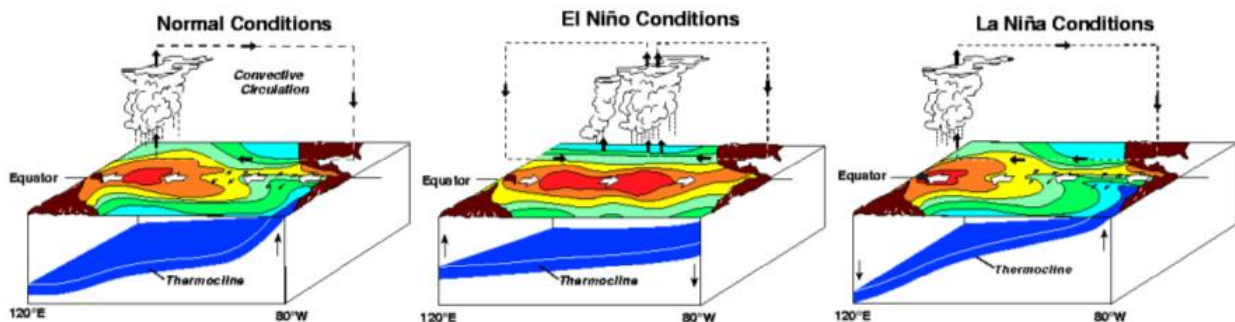
enfraquecimento da ZCAS. Também Dewes (2007), analisando os resultados de uma versão do modelo do IPSL-CM4, verificou enfraquecimento do sistema de monção da América do Sul, devido à diminuição do contraste térmico continente-oceano no HM. Simulações com o modelo global acoplado oceano-atmosfera, do Institut Pierre Simon Laplace da Universidade de Paris (IPSL), verificaram que a região nordeste do Brasil encontrava-se mais úmida e mais fria (principalmente no verão) e, em média, a estação seca era mais curta, durante o Holoceno Médio (SILVA DIAS et al. 2002).

Liu et al. (2004) e Harrison et al. (2003) verificaram também, que a monção da América do Sul é enfraquecida principalmente pela redução da insolação no verão e que o efeito da TSM não altera a resposta do sistema monçônico da América do Sul.

2.5 Atuação dos ENOS e Dipolo do Atlântico

O ENOS (Figura 5) apresentam impactos globais, manifestando maior força nos meses de inverno de ambos hemisférios. Anomalias de pressão ao nível do mar são muito maiores nos extratropicais, enquanto nos trópicos se observam maiores variações na precipitação (BJERKNES, 1969; CANE, 2005; AMBRIZZI et al., 2006).

Figura 5 – Esquema representativo da interação oceano-atmosfera no oceano pacífico em Condições Normais, de El Niño e de La Niña respectivamente



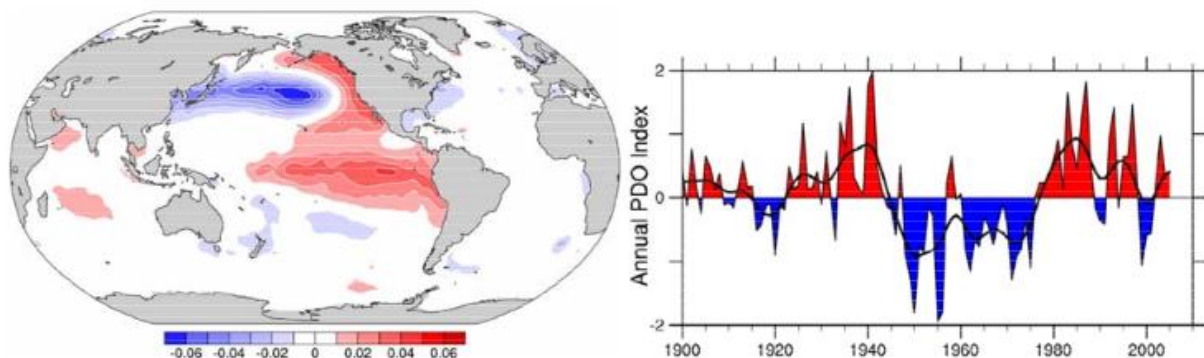
Fonte: Ambrizzi et al, 2006

Para diagnosticar a ocorrência dos eventos de maneira simples e confiável (pela natureza dos dados), e também para permitir um acompanhamento da intensidade e frequência dos eventos, a comunidade científica internacional definiu índices representativos das componentes atmosférica e oceânica do fenômeno. São eles: o Índice da Oscilação Sul (IOS) e o Niño3, respectivamente (DEWES, 2007). O Niño3 refere-se às anomalias de TSM com relação à média da região do Pacífico Central definida pelo quadrilátero 5°N–5°S e 150°–90°W (TRENBERTH, 1997). Já o IOS é definido como a diferença normalizada de PNM entre Tahiti, no Pacífico Central, e Darwin, na Austrália (TROUP, 1965; ROPELEWSKI e JONES, 1987).

O estudo de Wang e Wang (1996) levanta também a hipótese de uma variabilidade interdecadal modular no sinal do ENOS, porém não oferece explicações. Foi o trabalho de Mantua et al.(1997) que consagrou a existência de um padrão de flutuação interdecadal no Pacífico Norte, que mais tarde mostrou-se influente em toda a bacia oceânica.

A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), como ficou conhecida, tem como índice o coeficiente de expansão do primeiro modo de variabilidade das anomalias mensais de TSM do Pacífico ao Norte de 20°N (HARE, 1996). A ODP possui uma assinatura espacial bastante semelhante à do EN (Figura. 6), no entanto o seu padrão de TSM é menos confinado equatorialmente no Pacífico Leste e apresenta uma estrutura importante no Pacífico Norte Extratropical (ZHANG et al, 1997).

Figura 6 – Esquema representando a ocorrência da ODP em Escala Espacial à esquerda e Temporal à direita.



Fonte: Mantua et al., 1997

Análises observacionais e estatísticas realizadas por Hastenrath e Heller (1977) e simulações numéricas por Moura e Shukla (1981), Servaim (1991), Nobre e Shukla (1995), mostram um padrão de anomalias da TSM sobre o oceano atlântico tropical, comumente chamado de padrão de Dipolo do Atlântico, estando associados anomalias de precipitação sobre a região Nordeste e Norte do Brasil.

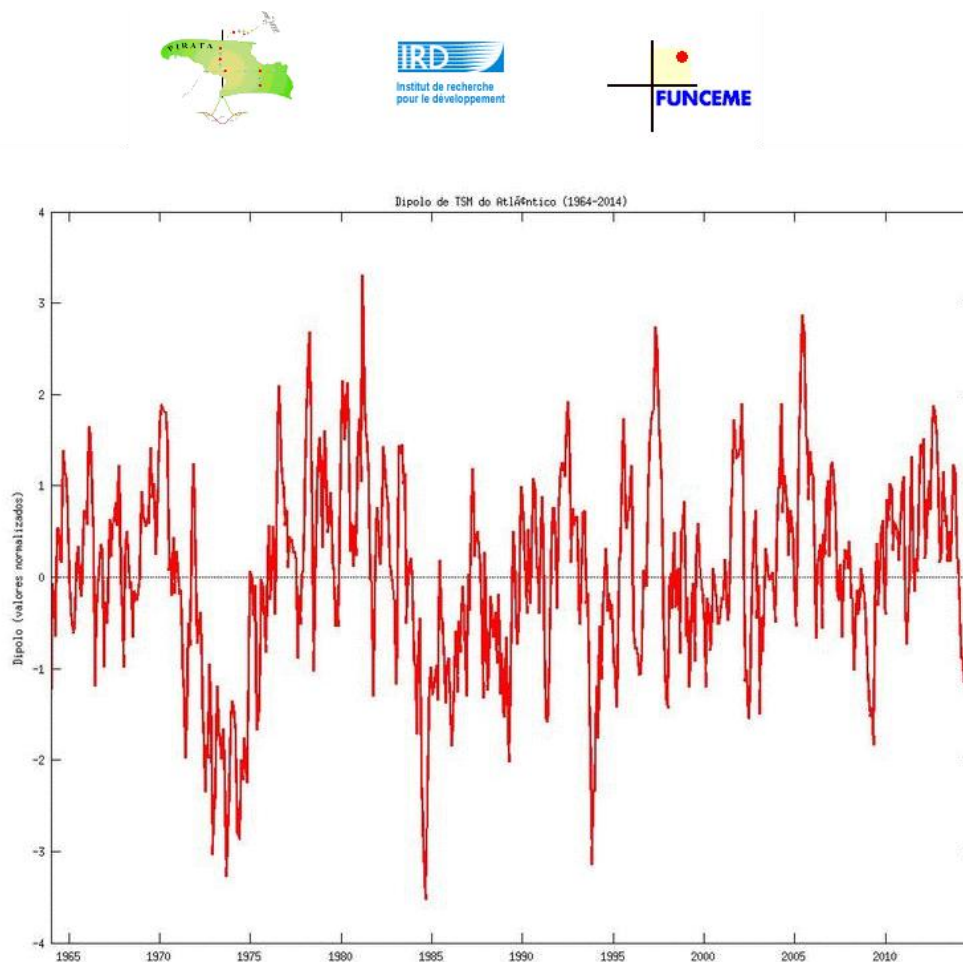
Dipolo do Atlântico é o fenômeno oceano/atmosférico que inibe ou aumenta a formação de nuvens diminuindo ou aumentando os índices pluviométricos no Leste da Amazônia/Litoral Norte Brasileiro. Esse fenômeno é identificado como uma mudança anômala na temperatura da superfície da água do mar no Oceano Atlântico Tropical, ou seja, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias existem movimentos descendentes transportando ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a Região Leste da Amazônia e Litoral Norte Brasileiro e em alguns países da África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação (Fase Positiva do Dipolo), podendo causar secas. Por outro lado, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes existem aumento nos movimentos ascendentes sobre o Leste da Amazônia Litoral Norte Brasileiro e países da África Ocidental, intensificando a formação de nuvens e aumentando os índices pluviométricos (Fase Negativa do Dipolo). Em algumas ocasiões provocam enchentes (ARAGÃO, 1996). O dipolo de TSM é definido como a diferença entre as anomalias normalizadas de TSM da bacia norte e as anomalias normalizadas de TSM da bacia sul (FUNCEME, 2015).

O padrão inverso de anomalias de TSM característico do Dipolo gera a manifestação de um gradiente térmico meridional e entre os hemisférios de baixos níveis troposféricos sobre o Atlântico equatorial (WAGNER, 1996). Esse gradiente térmico, agindo em conjunto com os padrões anômalos de vento e pressão a superfície, influenciam a intensidade e migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico Tropical (NOBRE, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996) e, portanto, influenciam o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes, tais como: as regiões do Sahel (PARKER et al., 1988) e Ghana (ANKOMAH e CORDERY, 1994) localizadas na África e, ainda, o Leste da Amazônia (ALVES e REPELLI, 1994; NOBRE e SHUKLA, 1996) e a região do Nordeste Brasileiro (NEB) (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981 ; HASTENRATH e GREISCHAR, 1993; NOBRE, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA,

1997) situadas na América do Sul.

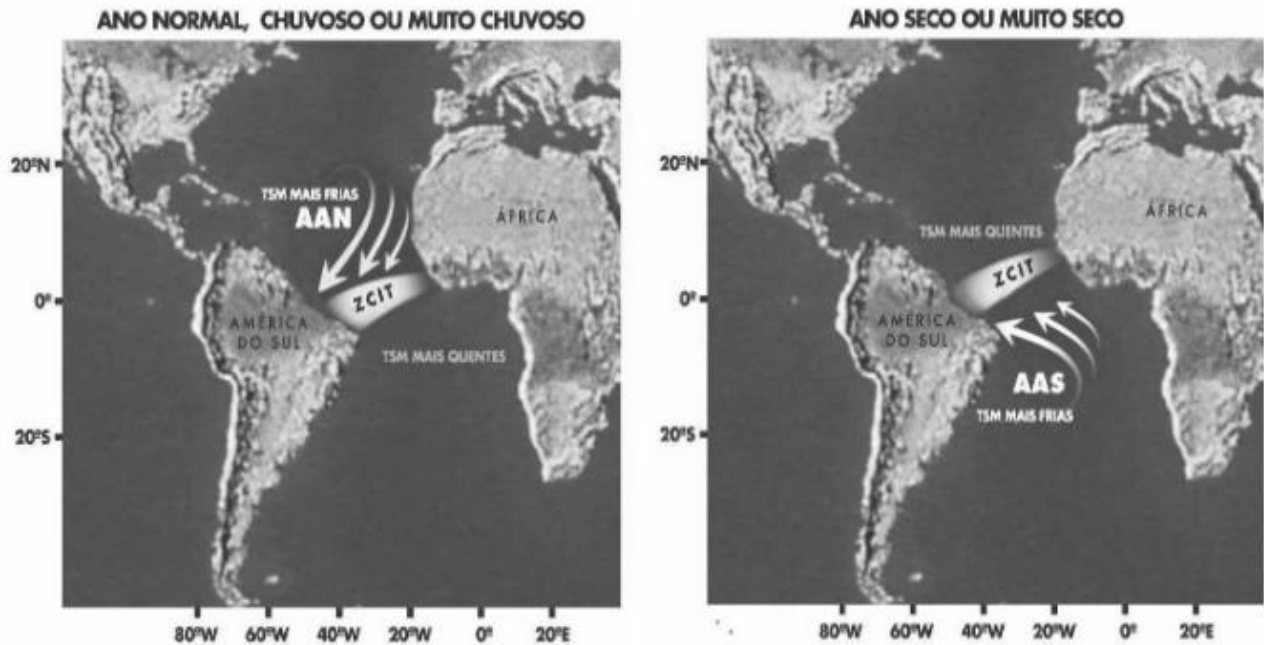
O Padrão de Dipolo, modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante da variabilidade climática interanual sobre a Bacia do Atlântico Tropical, durante o outono austral (NOBRE 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996), caracteriza-se pela manifestação de um padrão de anomalias de TSM, configurando-se espacialmente com sinais opostos sobre as bacias Norte e Sul do Atlântico.

Figura 7 – Série histórica dos valores normalizados do Dipolo do Atlântico a partir de 1964 até o presente momento.



Fonte: Funceme

Figura 8 – Representação do Dipolo do Atlântico à esquerda fase Negativa e à direita fase Positiva.



Fonte: Ferreira e Mello, 2005. p26

2.6 Climatologia da América do Sul

A região norte do Chile, noroeste e centro-oeste da Argentina se estendem por uma ampla faixa de latitudes, logo diferentes mecanismos explicam os baixos totais pluviométricos nos setores norte e sul desta região. No setor norte, os movimentos subsidentes do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul são responsáveis pela baixa taxa de precipitação (ACEITUNO, 1980) e, conseqüentemente, pela existência do deserto do Atacama (ACEITUNO, 1980) que é o mais árido do mundo (National Geographic Magazine, 2003). Nesta região, os gradientes meridionais de temperatura são relativamente intensos (PEIXOTO E OORT, 1992), propiciando a formação de sistemas frontais. Além disso, muitas vezes ao longo do ano, tal região é atingida por intensas massas de ar frio que se deslocam do pólo sul para latitudes mais baixas, o que também contribui para a formação de frentes frias. Outro fator para a formação ou intensificação de frentes na costa sudeste da Argentina é a confluência das correntes do Brasil (corrente quente) e das Malvinas

(corrente fria). No verão a confluência ocorre entre 40° - 46° S (LEGECKIS e GORDON, 1982) e o gradiente de temperatura da superfície do mar, em geral, é transferido para a atmosfera favorecendo a formação ou a intensificação de sistemas frontais. Com relação à gênese de ciclones, como regiões de gradientes de temperatura são propícias a ciclogêneses o sudeste da Argentina é, então, uma região favorável para esses sistemas. Outro fator é o aquecimento por compressão adiabática do escoamento proveniente do oceano Pacífico que cruza os Andes em direção ao oceano Atlântico. Hoskins e Hodges (2005) observaram que em 45° S há mais ciclogêneses no leste dos Andes do que ciclólises no lado oeste. Segundo os autores, isso indica que as ciclogêneses não se devem somente à regeneração de sistemas que cruzam a montanha. Reboita (2008) mostrou a importância dos Andes nas ciclogêneses ao comparar simulações numéricas com e sem topografia da América do Sul (AS). Os resultados indicaram redução da frequência de ciclones em toda a costa leste da AS quando a topografia foi excluída. Maiores detalhes sobre os mecanismos que contribuem para ciclogêneses na costa sudeste da Argentina são fornecidos em Reboita (2008).

A ocorrência de precipitação no Sudoeste do Continente da América do Sul é condicionada pela posição do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) (ACEITUNO, 1980). Este sistema é um centro de alta pressão semipermanente que deve sua existência ao movimento subsidente da célula de Hadley. No inverno, como o ASPS localiza-se mais ao norte (2°S – 90°W) do que no verão (33°S – 90°W), os ventos de oeste ao sul do ASPS atingem a Cordilheira dos Andes nas latitudes mencionadas, sendo forçados a ascender. Neste processo, o escoamento é resfriado adiabaticamente e favorece a precipitação (REBOITA et al, 2010).

Ainda segundo Reboita et al, (2010) os sistemas transientes (frentes e sistemas de baixa pressão) também se localizam mais ao norte no inverno, provocando chuvas ao cruzar as montanhas dessa região. Já no verão, como o ASPS localiza-se na sua posição mais austral. Com isso, os movimentos subsidentes do anticiclone inibem o desenvolvimento de nebulosidade e também, dificultam a passagem de sistemas transientes pela região, o que favorece a ocorrência de condições persistentes de bom tempo, e por consequência, menores taxas de precipitação nesta estação do ano. A região composta pelo oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai apresenta maiores totais pluviométricos nos meses de verão e menores nos de inverno. O total anual de precipitação varia de 350-700 mm, exceto no centro-leste da Argentina e Paraguai que varia de 700-1400 mm. Com relação ao centro-norte

Garreaud e Wallace (1997) verificaram que no verão há uma grande atividade convectiva devido ao efeito do levantamento orográfico do ar úmido (proveniente da bacia Amazônica) no setor leste dos Andes (LENTERS e COOK, 1995). De acordo com Aceituno et al. (1994), a convecção no altiplano andino é provavelmente relacionada com o ciclo diurno pronunciado nas condições termodinâmicas. No setor centro-sul da região, os complexos convectivos de mesoescala (CCMs) (VELASCO e FRITSCH, 1987; SALIO et al., 2007; SAULO et al., 2007), também contribuem para as elevadas taxas de precipitação na primavera e verão. Além desses, as frentes frias (SATYAMURTY e MATTOS, 1989; REBOITA et al., 2009a), ciclones extratropicais (REBOITA e AMBRIZZI, 2006) e vórtices ciclônicos em altos níveis (VCANs - FUENZALIDA et al., 2005; CAMPETELLA e POSSIA, 2006; REBOITA et al., 2009c) são sistemas que favorecem a precipitação no setor centro-sul, porém atuam em todas as estações do ano.

Os CCMs são conjuntos de cumulonimbus acompanhados por uma densa camada de cirrus, que podem ser facilmente identificados em imagens de satélites como sendo sistemas de nuvens com aparência aproximadamente circular e com um crescimento explosivo num intervalo de tempo de 6 a 12 horas (SILVA DIAS, 1987). De acordo com Velasco e Fritsch (1987), o elemento principal para a formação dos CCMs nos extratropicais da AS é a presença de um jato em baixos níveis (JBN) de norte, com máxima velocidade no nível de pressão de 850 hPa, o qual proporciona forte advecção de ar quente e úmido. Além disso, há a presença de um jato de oeste em altos níveis, localizado por volta de 5° ao sul da posição do CCM (SILVA DIAS, 1987). Na AS, o JBN é importante para o desenvolvimento de CCMs, nos extratropicais é o que se localiza a leste dos Andes, e transporta ar quente e úmido da região amazônica para o sudeste da AS (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006).

Como o jato transporta calor e umidade favorece a intensificação do distúrbio ciclônico que, por sua vez, contribui para a intensificação e sustentação do jato. É importante mencionar que experimentos numéricos com e sem a presença dos Andes mostram que o JBN existe mesmo na ausência dos Andes, porém, apresenta menor intensidade (GANDU e GEISLER, 1991). Já o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais é maior no verão (MARENGO et al., 2004). A região formada pelo sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai tem precipitação bem distribuída ao longo do ano (RAO e HADA, 1990) e com totais pluviométricos elevados: 1050-1750 mm/ano. Os totais ainda são maiores no oeste do sul do Brasil na fronteira com o Paraguai: 1750-2100 mm/ano. De acordo com o Climanálise (1986) e outros estudos, a precipitação na

região citada está associada com os sistemas frontais que atingem o nordeste do Brasil (KOUSKY, 1979; OLIVEIRA, 1986; RODRIGUES et al., 2004; ANDRADE, 2007). Os ciclones e frentes frias que se desenvolvem na região devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis sobre a costa oeste da América do Sul vindos do Pacífico (MIKY FUNATSU et al., 2004, IWABE e DA ROCHA, 2009) e as condições frontogenéticas e/ou ciclogênicas originadas na própria região (SATYAMURTY e MATTOS, 1989; REBOITA, 2008; REBOITA et al., 2009a); CCMs (FIGUEIREDO e SCOLAR, 1996; SALIO et al. 2007). Sistemas ciclônicos em altos e médios níveis conhecidos como vírgula invertida ou Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (BONATTI e RAO, 1987; HALLAK, 2000), (MARQUES e RAO, 1999 e 2000; NASCIMENTO e AMBRIZZI, 2002). Além disso, há a atuação de sistemas de circulação locais (brisas, ex. BRAGA e KRUSCHE, 2000) e a influência indireta da Zona de Convergência do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988, KODAMA, 1992, QUADRO, 1994, NOGUÉS-PEAGLE e MO, 1997; FERRAZ, 2004; CARVALHO et al., 2004), uma vez que este sistema apesar de atuar climatologicamente sobre o sudeste do Brasil pode gerar movimentos subsidentes intensos no sul (CASARIN e KOUSKY, 1986). Outra região importante abrange grande parte da AS, pois se estende desde o Equador e norte do Peru até o sudeste do Brasil. Nesta área, os totais pluviométricos são máximos no verão e mínimos no inverno. De acordo com Ramage (1971), a alta variabilidade sazonal de precipitação caracterizada por um período muito chuvoso e outro seco é uma das características do sistema de monção. As características gerais do sistema de monção sul-americano são descritas em Zhou e Lau (1998), Gan et al. (2004), Grimm et al. (2005) e Vera et al. (2006b). No verão austral, a principal zona de aquecimento radiativo da superfície migra para os subtropicais, e isso permite o desenvolvimento de atividade convectiva e também, a formação de um sistema de baixa pressão térmico (baixas térmicas) sobre a região do Chaco (centro-oeste da AS). Nesta época do ano, os ventos alísios de nordeste apresentam maior intensidade e transportam mais umidade do oceano Atlântico Tropical para a bacia Amazônica (DRUMOND et al., 2008; DURÁN-QUESADA et al., 2009). Uma parte da umidade da região Amazônica é transportada para os subtropicais pelo JBN a leste dos Andes (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a). Sobre o sudeste e centro-oeste do Brasil, o escoamento de noroeste do JBN pode convergir com o de nordeste induzido pela circulação do ASAS e ainda com os alísios de nordeste, resultando em uma banda de nebulosidade e intensificação da precipitação nestas regiões (LENTERS e COOK, 1995), caracterizando a ZCAS (KOUSKY, 1988;

KODAMA, 1992). Segundo Zhou and Lau (1998), que discutem que o seu desenvolvimento é primeiramente devido a um intenso aquecimento sobre o Altiplano Boliviano abaixo de 500 hPa, o qual resulta da intensa transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera, devido à maior quantidade de radiação solar incidente no solo. Então, precipitação se desenvolve sobre as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil e, assim, a liberação de calor latente associada à convecção profunda torna-se dominante intensificando mais o anticiclone. Rao e Erdogan (1989) também indicaram a importância da transferência do calor sensível no Altiplano, mostrando maiores valores no nordeste do Altiplano em 1979, do que os observados no setor leste do platô Tibetano, outra região elevada do planeta. A variabilidade sazonal da AB, tanto em intensidade quanto em posição, está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação na bacia amazônica (KOUSKY e KAYANO, 1981; LENTERS e COOK, 1997). O centro do VCAN geralmente não tem nuvens, já sua periferia (especialmente a norte) apresenta atividade convectiva (KOUSKY e GAN, 1981), o que significa que o ar subside no centro e se eleva na periferia do vórtice. A precipitação anual na região centro-oeste do Brasil excede a 1500 mm/ano. Os sistemas atmosféricos que atuam nesta região são tanto de origem tropical quanto extratropical (CLIMANÁLISE, 1986). A precipitação na região centro-oeste do Brasil é máxima no verão, pois também é afetada pelo sistema de monção da AS (VERA et al., 2006b).

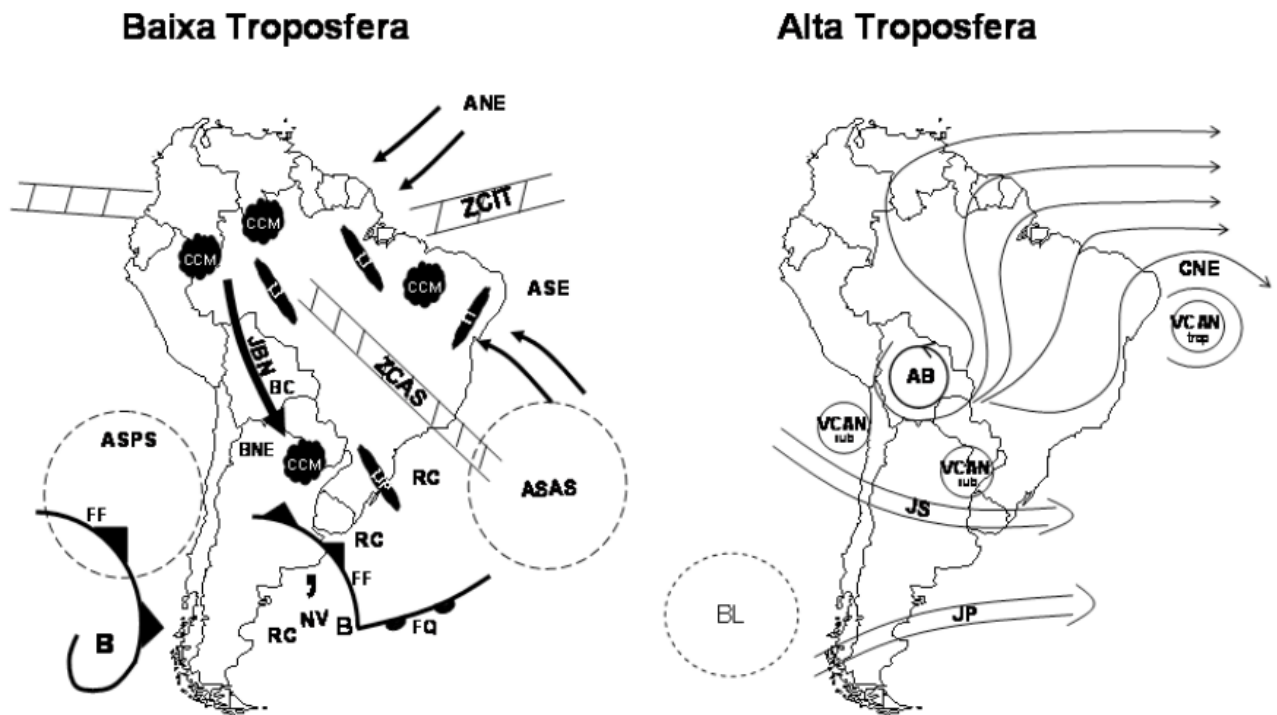
Devido a existência de uma serra no interior do continente que acompanha o litoral do nordeste do Brasil, os ventos de leste, ao encontrarem esta barreira topográfica, ascendem e favorecem a precipitação orográfica, portanto, tais ventos chegam secos na região do sertão nordestino. O norte da América do Sul apresenta precipitação elevada durante todo o ano, sendo superior a 1500 mm/ano. O ciclo anual mostra máximos de precipitação no inverno e uma redução no verão, como observado por Rao e Hada (1990). A estação quente é a época em que a ZCIT está deslocada para sul (4° S), portanto atua menos na região norte da AS. Além da ZCIT, ondas de leste, cavados em altos níveis (RIEHL, 1977), convecção local, CCMs, circulação de brisa e linhas de instabilidade são sistemas que contribuem para a precipitação no Norte da AS.

Figura 9 - Representação esquemática dos Sistemas Atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul

Figura 9, continuação.

ANE - Ventos Alísios de Nordeste
 ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
 B – Baixa Pressão
 BNE – Baixas Térmicas da Argentina
 FF – Frente Fria
 JBN – Jato de Baixos Níveis
 LIP – Linhas de Instabilidade Pré-Frontal
 RC – Regiões Ciclogênicas
 ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
 BL – Região de Bloqueio Atmosférico
 JS – Jato Subtropical
 VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ASE – Ventos Alísios de Sudeste
 ASPS – Alta Subtropical do Pacífico Sul
 BC – Baixa do Chaco
 CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala
 FQ – Frente Quente
 LI – Linhas de Instabilidade
 NV – Nuvem Virgula
 ZCAS – Zona de Convergência da América do Sul
 AB – Alta da Bolívia
 CNE – Cavado do Nordeste do Brasil
 JP – Jato Polar



Fonte: Satyamurty et al., 1998; pg. 125

2.7 Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC

O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (do inglês AGCM) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é um modelo baseado em Fortran 95 e fundamentado no

projeto AGCM CPTEC-COLA onde ocorreram várias melhorias, tanto nas parametrizações físicas, núcleo dinâmico, estrutura de código e paralelismo. O CPTEC-COLA AGCM, por sua vez, é uma versão modificada do modelo espectral AGCM COLA, que foi adaptado a partir do National Centers for Environmental Prediction (NCEP).

2.7.1 AGCM COLA

O modelo COLA foi concedido ao AGCM NCEP e foi inserido em 1985. O COLA tinha a missão de reforçar o modelo do NCEP, onde a inclusão de um módulo de terra/superfície (Simplified Simple Biosphere Model (SSiB)), que considera a influência da vegetação de uma forma sofisticado (XUE et al., 1991), bem como as interações com a radiação nas nuvens e o tratamento de difusão vertical. Estas modificações estão documentadas em Sato et al. (1989) e Hou (1990). Os processos dinâmicos e físicos no modelo COLA estão descritos em Kinter et al. (1988).

2.7.2 AGCM CPTEC-COLA

O CPTEC iniciou suas operações com o AGCM COLA versão 1.7 em 1994, fazendo melhorias locais como o tipo de truncamento, processos de dissipação e desempenho computacional, sofisticando o esquema de pós-processamento e o número de níveis verticais. O modelo de 1994 foi nomeado CPTEC-COLA.

O truncamento no AGCM COLA, foi alterado para grade triangular. Em um truncamento triangular a resolução horizontal na direção zonal e meridional é quase a mesma. Uma outra propriedade desejável é que a escolha do Pólo Norte não tem impacto sobre o filtro espectral para um modelo de alta resolução. Em um truncamento romboidal, a resolução latitudinal é a mesma para cada número de onda zonal. Em alta resolução, o truncamento triangular parece ser superior (HOLTON, 1992). Todos os códigos numéricos do modelo são reescrito considerando

truncamento triangular. A recodificação localizada para melhorar a vetorização reduziu substancialmente o tempo de execução do modelo no primeiro supercomputador do CPTEC (1994-1998), o NEC SX3. Naquela época foi usada a resolução de T062L28.

Por volta de 1998, o CPTEC-COLA foi atualizado com a inclusão da versão 1.12 COLA que trouxe algumas modificações. Enquanto isso, o CPTEC adquiriu seu segundo supercomputador. A inclusão do NEC na paralelização da memória compartilhada era obrigatória para explorar o paralelismo. Para evitar uma instabilidade computacional que surge a partir de ventos fortes, uma dissipação adicional (dissipação newtoniana) foi introduzida na tendência do vento estratosférico. Para fins de diagnóstico, a temperatura e a umidade no interior das montanhas foram calculadas utilizando uma superfície com umidade relativa constante em vez de uma taxa constante adiabática. A velocidade em campos potenciais foi ajustada para encerrar em coordenadas de pressão. Este modelo foi finalizado em abril de 2000, quando a resolução foi reforçada de T062L28 para T126L28.

2.7.3 AGCM CPTEC

Um projeto de modernização do modelo a um longo prazo foi iniciado em meados de 2000. Os objetivos do projeto foram avaliar a dinâmica de Euler para incluir a opção de uma dinâmica Semi-Lagrangeana. Os objetivos do projeto também incluíam a introdução de um novo ponto de grade como opção para a grade quadrática regular que é a original do modelo. O processo de recodificação incluía todas as dinâmicas e formulações de ponto de grade como opções de tempo de execução. O Modelo foi totalmente recodificado para Fortran 95, substituindo argumentos de procedimento e estruturação do código para módulos, permitindo um uso seguro e alcance da portabilidade sobre máquinas de memória compartilhada. Os novos recursos incluíam a conservação de massa, mantendo $\ln(P_s)$ constante, onde P_s representa pressão de superfície. Este código foi nomeado CPTEC Versão 1.

Por volta de 2004 o CPTEC adquiriu seu terceiro supercomputador, agora com doze nós, NEC SX6, apresentando memória distribuída sobre os nós e oito processadores vetoriais nas memórias compartilhadas para cada nó. Em abril de 2005, após 20 anos de trabalho, ocorreu a

transferência do CPTEC-COLA T126L28 para versão CPTEC 1 T213L42. De 2005 até 2008, uma nova versão do modelo foi desenvolvida, com os objetivos da introdução de memória distribuída, paralelismo MPI, bem como a convecção profunda de Grell (GRELL, 2002), a inicialização de umidade do solo e bem como a radiação de onda curta. O paralelismo MPI ficou destinado para até cem processos. A decomposição de domínio foi 1D no espaço espectral (através de ondas de Fourier) e 2D sobre os pontos da grade de superfície. Pelo projeto, misturando o modo MPI-OpenMP finalmente o paralelismo foi alcançado. Esta versão foi nomeada CPTEC 2. Em julho de 2007 o CPTEC 2 ficou ativo no NEC SX6, usando a grade reduzida Semi-Lagrangeana e a formulação da resolução T299L64.

Tabela 1 – Aspectos Gerais do modelo AGCM do CPTEC

ÍNDICES	I	II	III
Hidrodinâmica	<i>Equação do movimento</i>	<i>Discretização do modelo</i>	<i>Difusão Horizontal</i>
Radiação	<i>Ondas Curtas</i>	<i>Ondas Longas</i>	<i>Interação em Nuvens</i>
Física de Superfície	<i>Oceanos</i>	<i>Continente</i>	-
Camada Limite	<i>Difusão Vertical</i>	<i>Ondas de Gravidade</i>	-
Convergência de Umidade	<i>Condensação em Larga Escala</i>	<i>Convecção Profunda</i>	<i>Convecção Rasa</i>
Condições Iniciais	<i>Análise Espectral</i>	<i>Inicialização Não Linear</i>	-
Condições de Contorno	<i>Variáveis de Superfície</i>	<i>Variáveis na coordenada sigma</i>	<i>Ozônio e Dióxido de Carbono</i>

Fonte: Adaptado pelo Autor/ CPTEC

O modelo apresenta alguns esquemas como os de Grell et al, (2002); Kuo, (1965) e Arakawa-Schubert, (1974), que representam a convecção profunda no modelo, também há os esquemas de convecção rasa de Souza E.P., (1999) e tiedke (1984). Outros processos que representam, por exemplo, a camada limite planetária, são descritos por Mellor e Yamada (1982)

ou a radiação de onda curta por Lacis e Hansen (1974). Há um grande conjunto de parametrizações inclusas no modelo AGCM do CPTEC, entre elas, a parametrização de Berger (1978) é uma das mais recentes a integrar o modelo, é fundamentada em calcular a insolação a partir das variações dos parâmetros orbitais, sendo portanto uma das parametrizações de destaque em estudos Paleoclimáticos.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Dados utilizados e simulações

A insolação é o principal fator que difere o clima entre os dois períodos, sendo assim a principal característica do HM é a mudança dos parâmetros orbitais. E como o período não é caracterizado por grande aquecimento ou glaciação pode se utilizar a TSM do presente para representar o passado (MELO, 2007). Nesse sentido, foram realizadas duas simulações, uma para o presente (0K) e a outra para o Holoceno Médio (6K). Para poder representar a variação da insolação foi ativada a parametrização de Berger (1978), que calcula os valores dos parâmetros orbitais levando em consideração o ano da simulação (Tabela 2). Funciona a partir dos cálculos astronômicos de obliquidade, excentricidade e precessão. Estes são configurados com um chaveamento para que seja determinado o ano que se deseja inicializar a simulação, no caso os anos de 1950 para (0K) e -4050 para (6K).

A umidade do solo, albedo de superfície, e a profundidade de neve, são variáveis de superfícies prescritas. São médias mensais observadas climatológicas que foram introduzidas no início da simulação e são ajustadas e modificadas durante a integração. Tanto a temperatura da superfície do mar (TSM) que é uma variável de superfície prescrita com médias mensais observadas, e são utilizadas como condições de contorno, quanto às condições iniciais estas foram retiradas do estado da atmosfera estimado pelas análises operacionais do National Centers For Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). O Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) utilizado foi o do CPTEC com truncamento

triangular de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis sigma na vertical (T62L28), cuja resolução espacial é aproximadamente 200 Km² próximo ao equador. O valor atual da concentração de CO₂ utilizada no modelo é de 370 ppm. Embora estudos comprovem que esse valor já ultrapasse 400 ppm, utilizou-se 370 ppm para realização de comparação com simulações existentes (MARCHI, 2013).

As simulações foram processadas no supercomputador do CPTEC (TUPÃ), onde foram utilizados 24 nós e 1272 processadores, cada simulação dividiu-se em 3 estágios distintos: pré processamento, previsão e pós processamento. O acesso interno ao Tupã se deu através do computador Panamá do grupo PROJETA, onde o tempo de integração foi de aproximadamente 100 horas. As duas simulações tiveram como data inicial da rodada 01/12/1970 e a data final 01/01/2005, onde os primeiros 3 anos de integração foram desprezados por ainda sofrer influência das condições iniciais (período de spinup). Os dados gerados possuem formato GRIB1 e geraram saídas horárias, para viabilizar a análise climática foram criadas médias mensais entre os anos de 1974 e 2004.

Um resumo das Simulações pode ser visto no quadro 1 e tabela 2. As simulações foram processadas no supercomputador do CPTEC (TUPÃ), onde foram utilizados 24 nós e 1272 processadores, cada simulação dividiu-se em 3 estágios distintos: pré processamento, previsão e pós processamento e o tempo de integração foi de aproximadamente 100 horas. Foram realizadas duas simulações de 35 anos e os primeiros 3 anos de integração foram desprezados por ainda sofrer influência das condições iniciais (período de spinup)..

Tabela 2 – Parâmetros Orbitais para o Presente e o Holoceno médio (6000 anos atrás).

Parâmetros Orbitais	Clima Presente	Holoceno médio
Obliquidade	<i>23,440</i>	<i>24,105</i>
Excentricidade	<i>0,016724</i>	<i>0,018682</i>
Precessão dos Equinócios	<i>102,04</i>	<i>0,87</i>

Quadro 1 – Resumo dos Experimentos Realizados

Experimento	Parâmetros Orbitais	TSM	CO ₂
CP	1950	Atual	370 ppm
HM	-4050	Atual	280 ppm

Fonte: Melo, 2007

3.2 Análise dos dados

3.2.1 Análise das médias anuais e sazonais

Inicialmente foram gerados campos médios anuais das variáveis, a fim de verificar as diferenças entre os períodos quanto aos sistemas de grande escala existentes. Os resultados foram comparados com dados do PMIP I e II, indícios paleoclimáticos e outros trabalhos já realizados para região em estudo. Posteriormente os dados foram dispostos em médias anual, sazonal, DJF (Dezembro-Janeiro-Feveiro) e JJAS (Junho-Julho-Agosto-Setembro). Estas médias representam a diferença entre 6K e 0K para as seguintes variáveis: Fluxo de Calor Latente em Superfície, Precipitação, Pressão ao nível médio do mar, Concentração de Gelo no mar, Temperatura do ar em superfície, Temperatura da superfície do mar e Espessura da camada de mistura. A validação se deu através das médias sazonais a partir das duas simulações com o modelo AGCM do CPTEC, onde foram analisados os mesmos períodos do PMIP II e os campos das diferenças entre o HM e CP.

Para analisar a diferença entre as simulações CP e HM sobre a América do Sul (AS) utilizou-se a grade entre 30°W-85°W e 10°N e 55°S. Médias sazonais para os períodos de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), março, abril e maio (MAM), junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON) das variáveis: Temperatura do ar a 2m, Precipitação e Fluxos de Calor Latente e Sensível, foram analisadas. A Análise foi para toda América do Sul com ênfase sobre a região Nordeste e a Amazônia, onde para essa última análise a variável de

maior interesse foi o Fluxo de Calor Latente. A avaliação se deu também avaliando a circulação atmosférica sobre a AS em baixos, médios e altos níveis da atmosfera. Além da análise das variáveis já citadas anteriormente também foi abordada a atuação dos principais sistemas atuantes sobre a América do Sul onde o principal objetivo foi caracterizar as diferenças entre os períodos.

3.2.2 Análise dos casos de ENOS e do Dipolo do Atlântico

Os casos de El niño e La niña foram analisados a partir do cálculo do Índice de Oscilação Sul (IOS) e de uma média móvel de 2 anos. As análises foram para o Clima Presente (CP) e para o Holoceno Médio (HM) onde foram feitas comparações da frequência de ENOS nos dois períodos estudados. O método adotado para determinação do IOS foi extraído do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), onde foram consideradas as flutuações da pressão atmosférica entre as ilhas de Tahiti (149.6°W-17.5°S) e Darwin (130.9°E-12°S) num período de 30 anos o que possibilitou a averiguação do Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). O procedimento para obtenção do cálculo do IOS pode ser verificado em (<http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/>), de forma resumida é calculada da seguinte forma:

$$IOS = \frac{(PPT - PPD)}{DPM} \quad 01$$

$$PPT = \frac{(P_i - P_m)}{DPT} \quad 02$$

$$PPD = \frac{(P_i - P_m)}{DPD} \quad 03$$

$$DPM = \sqrt{\frac{\sum (PPT - PPD)^2}{N}} \quad 04$$

$$MA_n = \frac{\sum D_i}{n}$$

05

Para qual PPT é a Pressão Padronizada em Tahiti, PPD a Pressão Padronizada em Darwin e DPM é o Desvio Padrão Mensal, DPT é o Desvio Padrão em Tahiti e DPD o Desvio Padrão em Darwin. A Pressão atual é designada por (P_i) e a sua média por (P_m), ambas calculadas para Tahiti e Darwin. Na apresentação dos resultados também foram expostas outras medidas como a Variância e o Desvio Padrão de Tahiti e Darwin a fim de melhor explicar a significância dos dados. A equação 5 representa o cálculo da média móvel (MA), que foi inserida nos gráficos do CP e do HM, onde n é o número de períodos aplicados, no caso 24, que representa o número de meses em movimento. A variável D_i é dada para cada período variando dentro do somatório entre $i=1$ e $i=n$.

No oceano Atlântico a análise do Dipolo do Atlântico para o CP e o HM se deu através da análise dos campos de linhas de corrente e precipitação, onde o foco foi averiguar o posicionamento médio da ZCIT de modo a mensurar se a região Norte e Leste do NEB e o Norte da Amazônia foram mais secos ou úmidos no HM devido ao dipolo. O Cálculo do Índice do Dipolo do Atlântico não foi utilizado devido ambas simulações (0K e 6K) utilizarem a mesma TSM, logo o cálculo que depende da variável TSM foi inviabilizado para este índice, sendo portanto estimado através dos campos meteorológicos.

3.2.3 Fluxo de Radiação de Onda Curta incidente no topo da Atmosfera

A análise da quantidade de Radiação de Onda Curta (ROC) que chegou ao topo da atmosfera se deu através dos campos de superfície e de gráficos do tipo Hovmöller, onde foram construídas médias sazonais, mensais e anuais, tanto para o HM quanto para o CP, de forma distinta e também aplicando-se a diferença do HM pelo CP. Não há variação de um ano para

outro dentro de uma mesma simulação, portanto, torna-se desnecessário o cálculo de uma média da série temporal, sendo apenas necessária a utilização de um ano qualquer completo da série dentro da simulação escolhida. Devido as diferenças sazonais serem mais acentuadas latitudinalmente, foi calculada uma média longitudinal (zonal) e definida as latitudes de 80°S e 80°N, onde foram representadas graficamente a ROC no HM, no CP e a respectiva diferença.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

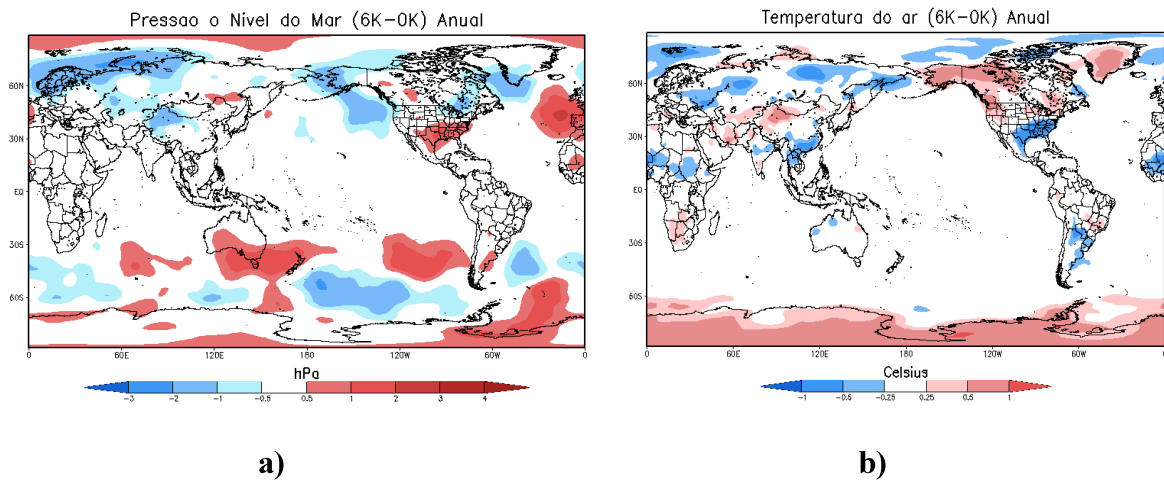
4.1 Análise das médias anuais e sazonais

Na Figura 10 foram analisadas as diferenças entre os períodos do HM e o CP (HM-CP) dos campos médios anuais de Pressão, Temperatura do ar, Precipitação e Fluxo de Calor Latente. Para o campo de pressão de um modo geral verifica-se um aumento do gradiente de pressão, pois a Figura sugere pressões mais altas nos polos no HM. Foram observadas também diferenças positivas e negativas localizadas entre os polos e as latitudes médias. Ainda sobre a figura 10a pode-se observar que sobre o oceano Atlântico sul a pressão próxima ao continente Americano foi menos intensa durante o HM em comparação ao presente, sugerindo que em média para esta região tivemos ciclones baroclínicos mais intensos no HM em comparação ao CP. No mar mediterrâneo a situação é inversa, a figura indica que na costa oeste da Europa a Pressão manteve-se mais intensa durante o HM, o que favorece situações de bloqueio atmosférico. No oceano pacífico sul há o predomínio de valores positivos, sugerindo que ao leste da América do Sul e sobre a Austrália durante o HM manteve-se atuante uma pressão atmosférica mais intensa no HM em comparação ao CP. Ainda sobre o oceano pacífico, é notado tanto ao sul quanto ao norte que durante o HM as regiões apresentaram valores de pressão abaixo do CP. Já sobre o continente, localidades como o norte da Rússia, Noroeste da China e Leste do Canadá indicam que a pressão atmosférica média anual foi menos intensa durante o HM, contudo os resultados para o sudeste dos EUA e leste da Argentina indicaram que a situação foi inversa, ou seja, que durante o HM predominaram maiores valores de pressão.

A figura 10b quando comparada as médias dos resultados do PMIP II indica que a média

anual da temperatura do ar em superfície na região equatorial manteve-se mais fria durante o HM em comparação ao CP, destacando-se o continente Africano, Oriente Médio, Ásia, América Central, México e os oceanos Pacífico, Índico e Atlântico. Na figura 10b é importante ressaltar que sobre os oceanos a Temperatura do ar ficou próxima da neutralidade devido a utilização da mesma TSM, porém os dados sobre os continentes indicam que há uma conformidade com os dados do PMIP II pois indicam que a Temperatura média anual sobre a região tropical esteve mais baixa durante o HM comparada ao CP, sendo também validado que houveram maiores temperaturas no Noroeste dos EUA, contudo os resultados apontam situação oposta sobre a Europa e Rússia.

Figura 10 – Campos das médias anuais das diferenças do HM e CP do AGCM-CPTEC. a) Pressão e b) Temperatura do ar em Superfície



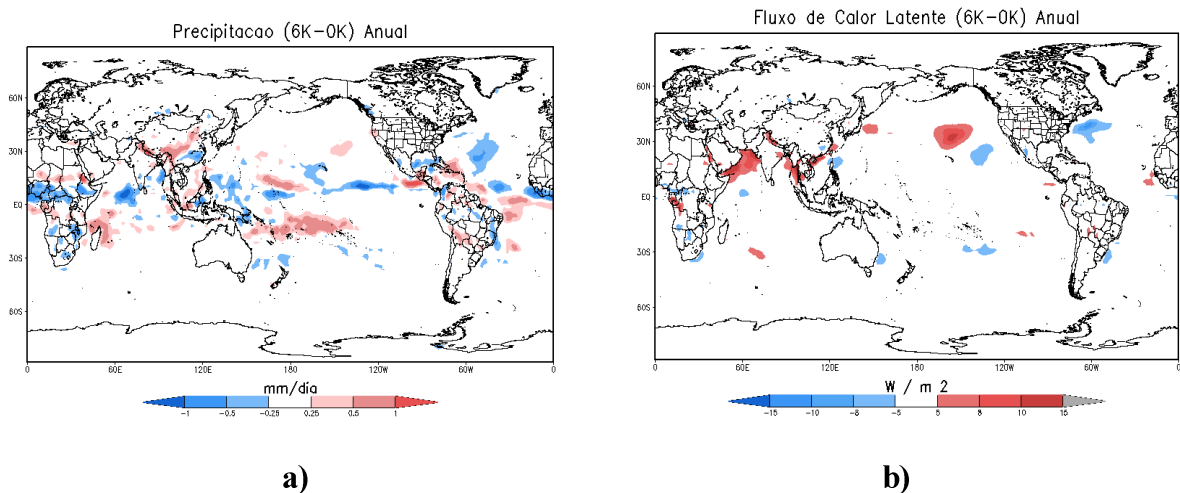
Fonte: Autor, 2015.

Fonte: Autor, 2015.

O campo de precipitação do PMIP apresentou resultados que indicam a ZCIT sobre o Atlântico com menor volume de precipitação média anual no HM e maior volume sobre a África equatorial, já o oceano Pacífico Central também apresentou menor volume durante o HM enquanto no Índico um maior volume. A figura 11a indica discordância dos resultados do AGCM-GLOBAL com os do PMIP, contudo, a figura 11a consegue indicar as localizações das principais diferenças encontradas nas figuras. Destacam-se as diferenças localizadas na Oceania,

África e ZCIT do Pacífico, também é perceptível que há uma boa concordância entre os dados sobre a Ásia. Analisando o Fluxo de Calor Latente (FCL) dos resultados do PMIP pode-se observar que durante o HM houve uma maior atividade do FCL sobre a África equatorial enquanto as demais regiões do globo mantiveram-se próximas da neutralidade, estando de acordo com a figura 11a que sugere maior volume de precipitação durante o HM na África equatorial. Já a figura 11b apresenta uma maior distribuição espacial das diferenças do FCL, destacando-se que as principais diferenças ocorreram sobre os oceanos em regiões costeiras como o Sul do Brasil, Leste dos EUA, Japão, Leste da Austrália e Arábia Saudita. Estas regiões indicaram que o FCL foi menos atuante durante o HM em comparação ao CP, ficando apenas Arábia Saudita e costa Asiática com valores do FCL superiores no período do HM. Segundo os modelos do PMIP as diferenças do FCL restringem-se a uma única região, estando as demais próximas da neutralidade, contudo o AGCM do CPTEC indicou diferenças em várias regiões do Globo, o que sugere que há uma maior sensibilidade do modelo para as mudanças dos parâmetros orbitais e CO₂ do que a média dos modelos do PMIP.

Figura 11 - Campos das médias anuais das diferenças do HM e CP do AGCM-CPTEC. a) Precipitação e b) Fluxo de Calor Latente.

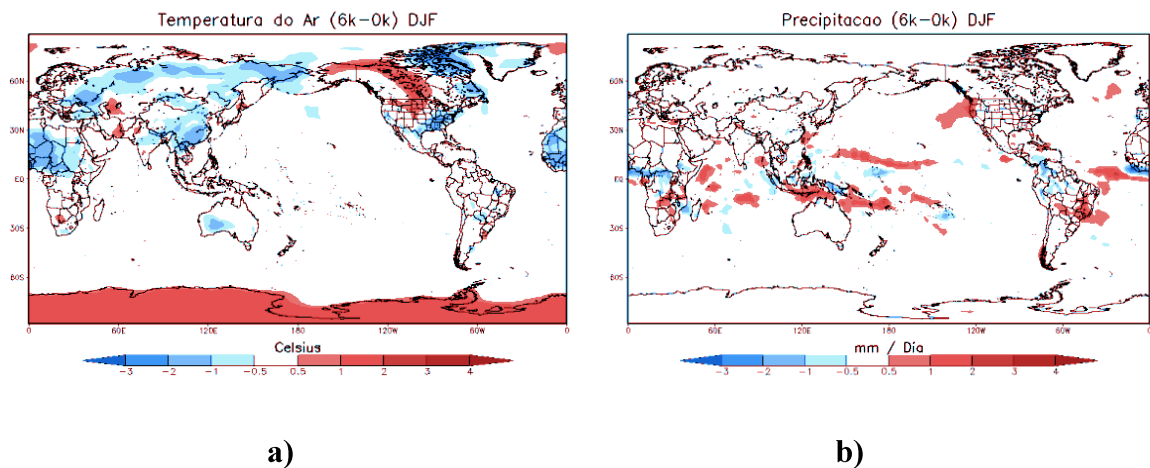


Fonte: Autor, 2015.

Fonte: Autor, 2015.

Analisando os campos de temperatura do ar para os meses de DJF pode-se concluir que há concordância entre os dados, onde prevalece que na região tropical durante o HM as temperaturas do ar foram mais baixas em comparação ao CP (figura 12a), contudo há discordância ao analisar-se os polos durante o HM, a região esteve mais quente ao norte segundo os resultados do PMIP enquanto as simulações com o AGCM do CPTEC sugerem que este mais quente ao sul (figura 12a). Para a precipitação nos meses de DJF sugere-se que há concordância entre os modelos do PMIP e o AGCM do CPTEC (figura 12b). Podendo-se destacar regiões como a ZCIT do Atlântico, a África equatorial e a Oceania. A principal divergência dos campos foi sobre o Brasil onde segundo o AGCM durante o HM houve mais precipitação na região Nordeste e Sudeste enquanto os modelos do PMIP indicaram menor atividade sobre o Nordeste e a Amazônia. O FCL (figuras 12c) indicou forte concordância em regiões costeiras como o Norte Africano, oceano Índico, Golfo do México e em praticamente todo o Oriente. As principais diferenças ocorreram sobre o oceano Pacífico Norte e no Atlântico Norte onde o FCL previsto pelo AGCM indicou que durante o HM houve uma maior predominância sobre estas regiões, o que não foi verificado nos modelos do PMIP.

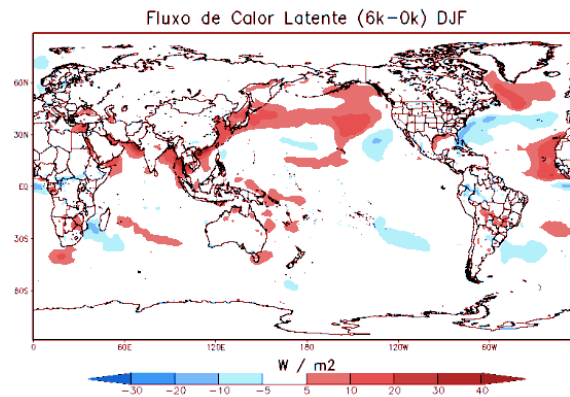
Figura 12 – Campo médio das diferenças entre 6K e 0K para os meses de Dezembro, Janeiro, Fevereiro (DJF) do AGCM-CPTEC. a) Temperatura do ar, b) Precipitação, c) FCL.



Fonte: Autor, 2015

Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 12

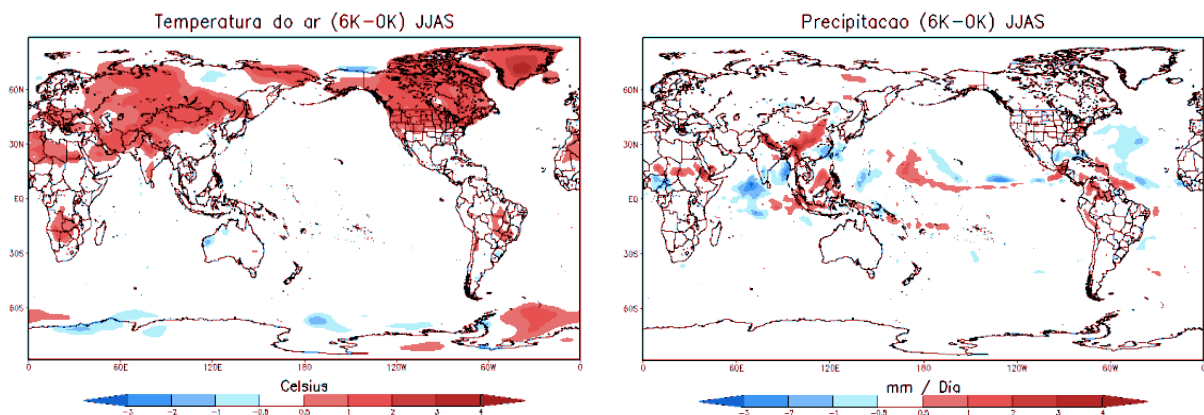


c)

Fonte: Autor, 2015.

A temperatura do ar (figura 13a) indica forte aquecimento no Hemisfério Norte (HN) durante o período do HM para os meses de JJAS. A variável Precipitação prevista pelo AGCM (figura 13b) sugere divergência com os resultados do PMIP e com (Joussame et al., 1999), onde as análises dos resultados de modelos para reconstruções do clima no HM indicaram que houve redução da precipitação. Os melhores resultados foram encontrados no Oceano Atlântico Norte, África equatorial e Leste Asiático, havendo discordância sobre o Pacífico e o Oceano Índico. Fluxo de Calor Latente para JJAS indica concordância para o HN (figura 13c), mais precisamente na América do Norte e Ásia. As simulações com o AGCM sugerem que durante o HM no sudeste do Brasil ocorreu uma redução na atividade do FCL, enquanto as simulações do PMIP indicaram uma maior intensificação sobre o Norte da América do Sul. No Atlântico Norte na região costeira Leste dos EUA, houve uma redução das atividades do FCL em relação ao CP o que por sua vez esta de acordo com o simulado pelos modelos do PMIP outra região que apresenta certa concordância é a da África equatorial indicando maior atividade do FCL durante o HM. Por fim, podemos observar que a região sudeste da África indicou um enfraquecimento do FCL, o que não foi verificado nas simulações do PMIP. Ao analisar-se as médias anuais e sazonais foi possível observar neste trabalho que os dados simulados pelo AGCM do CPTEC consegue representar as mudanças esperadas devido as mudanças dos parâmetros orbitais, o que significa que as simulações (6K e 0K) estão de acordo com trabalhos como o de Valdes (2000).

Figura 13 - Campo médio das diferenças entre 6K e 0K para os meses de Junho, Julho, Agosto e Setembro (JJAS) do AGCM-CPTEC. a) Temperatura do ar, b) Precipitação, c) FCL.

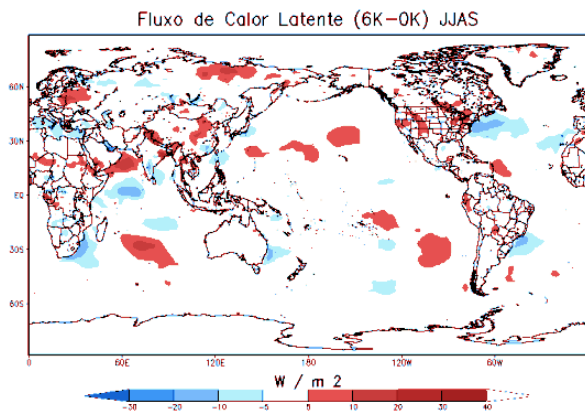


a)

Fonte:Autor, 2015.

b)

Fonte: Autor, 2015.



c)

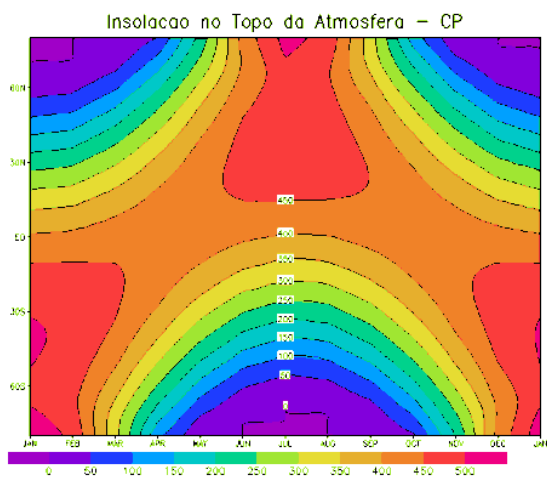
Fonte: Autor, 2015.

4.2 Fluxo de Radiação de Onda Curta incidente no topo da Atmosfera

A figura 14a representa a variação da ROC incidente sobre o topo da atmosfera terrestre no CP, o gráfico expõe os máximos e os mínimos tanto no HN quanto no HS, além de representar a variação sazonal. Pode ser observado através da figura 14a que no periélio o HS recebeu mais energia entre os meses de Dezembro e Fevereiro, o que está de acordo com os indicadores paleoclimáticos. É perceptível a ocorrência do máximo de ROC no HN ocorreu entre os meses de junho e agosto. O parâmetro orbital que mais influenciou as diferenças de radiação durante o HM comparando-se ao CP é a precessão dos equinócios (0,87 no CP e 102,04 no HM), o movimento dar-se de leste para oeste em uma escala de tempo de aproximadamente 26000 anos, ela ocorre em consequência das interações das forças gravitacionais do Sol e da Lua sobre a Terra. A figura 14b representa a variação da ROC incidente no topo da atmosfera durante o HM, pode-se observar na figura 18a que ocorreram máximos e mínimos no HN e HS, sendo dentro da escala adotada mais perceptível que o máximo para o HS ocorreu mais cedo e o máximo para o HN foi mais intenso se comparado ao CP. Segundo Liu et al (2004) há uma diferença de 4 meses entre o periélio do CP e o do HM, a terra se torna mais próxima do sol no mês de setembro, sugerindo uma mudança no padrão das estações. Na figura 14c evidencia-se melhor as diferenças existentes entre a ROC durante o HM e o CP pois a escala é de 5 W/m² em comparação aos 50 W/m², portanto nota-se uma diferença positiva entre agosto e meados de Janeiro sugerindo que durante o HM a quantidade de ROC que chegou ao HS foi maior em comparação ao CP, portanto está de acordo com Liu et al (2004) que afirma a ocorrência do periélio durante o mês de Setembro e o afélio em Março durante o HM. O Máximo de ROC ocorreu no mês de Novembro, enquanto o mínimo entre os meses de Fevereiro e Março, indicando conformidade os trabalhos de Melo (2007) e Marchi (2013). No HN o máximo de insolação ocorreu entre os meses de Junho e Setembro e portanto, para o HN o verão foi mais intenso durante o HM.

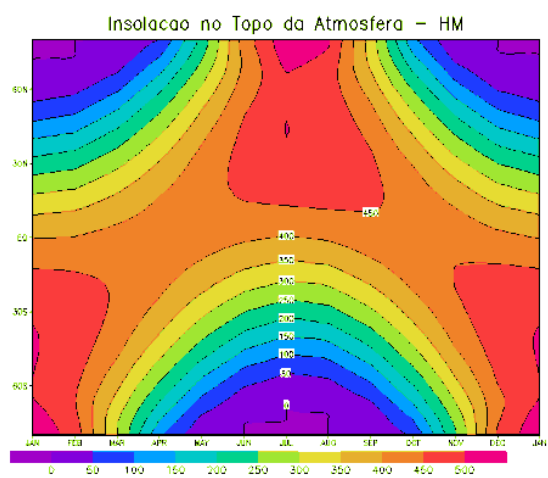
Figura 14 – Médias anuais da Insolação no Topo da Atmosfera (W / m²). a) Clima Presente (CP), b) Holoceno Médio (HM) e c) HM menos CP.

Continuação Figura 14



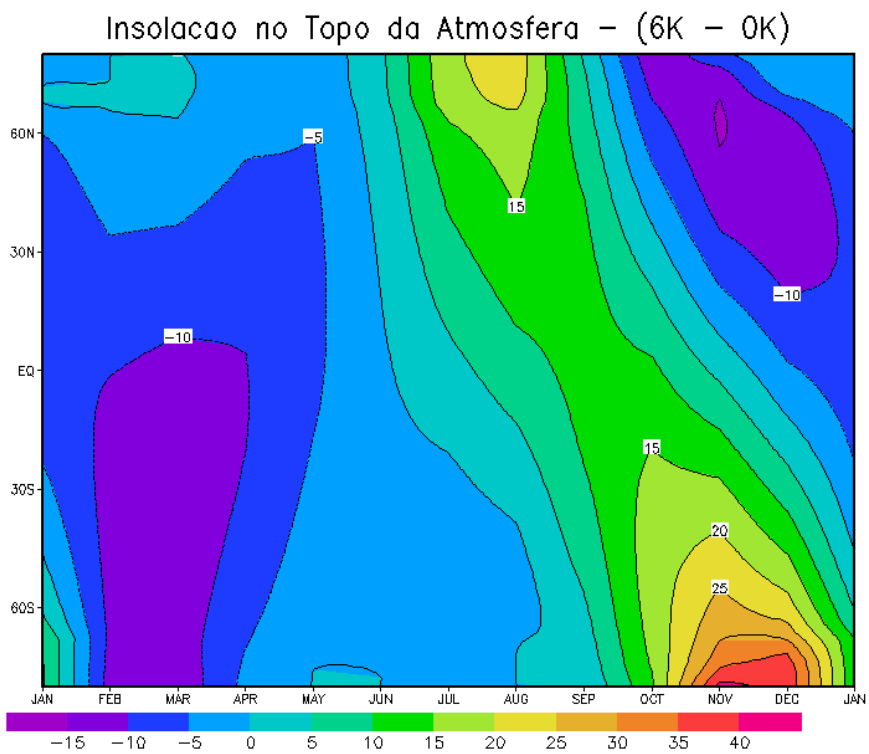
a)

Fonte: Autor, 2015.



b)

Fonte: Autor, 2015.

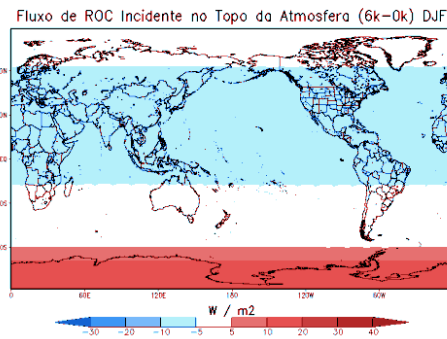


c)

Fonte: Autor, 2015.

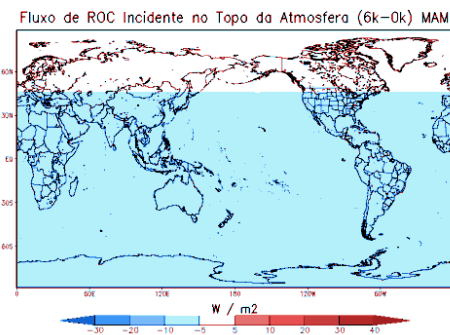
A figura 15 representa as médias sazonais do Fluxo de Radiação de Onda Curta e tem por finalidade apenas representar espacialmente as diferenças de ROC entre o HM e o CP. A figura 15d indica que no HS entre os meses de Setembro, Outubro e Novembro ocorreu o verão e a figura 15c que no HN em Junho, Julho e Agosto a ROC durante o HM manteve-se mais intensa. As figuras 15a e 15b sugerem que durante o HM nos meses de Março, Abril e Maio a quantidade de ROC que chegou ao topo da atmosfera terrestre foi inferior.

Figura 15 – Campos sazonais médios das diferenças entre o HM e CP para o Fluxo de Radiação de Onda Curta Incidente no Topo da Atmosfera. a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), b) Março-Abril-Maio (MAM), c) Junho-Julho-Agosto (JJA) e d) Setembro-Outubro-Novembro (SON).



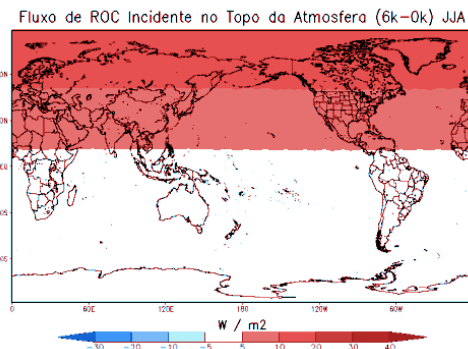
a)

Fonte: Autor, 2015.



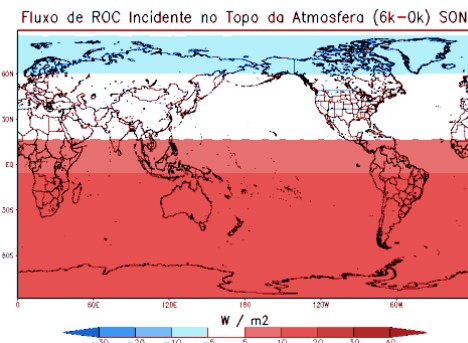
b)

Fonte: Autor, 2015.



c)

Fonte: Autor, 2015.



d)

Fonte: Autor, 2015.

4.3 Análise dos casos de ENOS e do Dipolo do Atlântico

4.3.1 Índice de Oscilação Sul

No Holoceno Médio (HM) foi encontrada uma pressão média em Tahiti de 1010,78 hPa cuja as medidas de dispersão foram 6,30 para a Variância e 2,5 para o Desvio Padrão enquanto em Darwin a pressão média foi de 1011,14 hPa, a Variância 7,05 e o desvio padrão 2,65. Estes resultados foram obtidos a partir de uma série de 360 meses. Para o Clima Presente (CP) a ilha de Tahiti apresentou uma média de 1013,77 hPa, uma Variância de 13,3 e um Desvio Padrão de 3,64 enquanto que para Darwin a média foi de 1013,96 hPa, a Variância de 15,6 e o Desvio Padrão de 3,95. A partir das médias para os dois períodos é possível concluir que para o CP em média a pressão atmosférica manteve-se mais elevada do que no HM e que as medidas de dispersão foram também superiores indicando que o HM apresentou uma menor variabilidade na série em relação a CP. Através da figura 17 é possível identificar os anos de ocorrência dos ENOS a partir dos cálculos do IOS feitos pela NOAA, onde também é perceptível a ocorrência da ODP. Sendo a série de 1950 até 2015, pode ser observado que nos primeiros anos da série há uma maior frequência de La Niña e que a partir da década de 80 até o final dos anos 90 houve uma maior frequência de El Niño, mantendo-se uma oscilação decadal.

Através da figura 16 pode-se comparar o IOS a partir das duas simulações com o AGCM do CPTEC. Analisando-se o CP (figura 16a) é possível concluir que a série mantém uma regularidade com relação a ODP assim como indica a Figura 17. Logo a validação da simulação para o CP é confirmada. Fazendo-se a análise para o HM nota-se uma maior alternância entre as ocorrências dos ENOS, logo a ODP sugere que durante o HM a persistência das fases quentes e frias foram inferiores as tendências do CP. A figura 16a apresentou duas fases quentes e duas fases frias enquanto o HM sugere a ocorrência de 6 fases, sendo duas das fases quentes de maior persistência. É possível afirmar que durante o HM tivemos mais casos de El niños fortes do que no CP, portanto há uma maior frequência de aquecimento e resfriamento anômalo das águas do Pacífico Sul.

Figura 16 – Índice de Oscilação Sul simulado para o CP e HM, Escala interna representa a média móvel e a externa o IOS

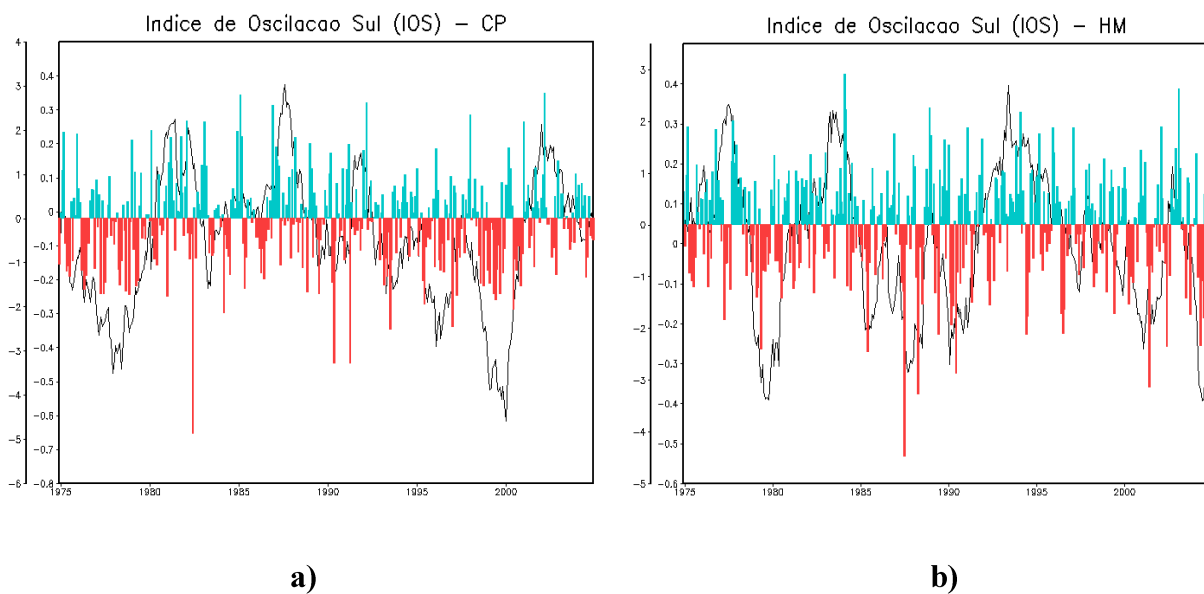
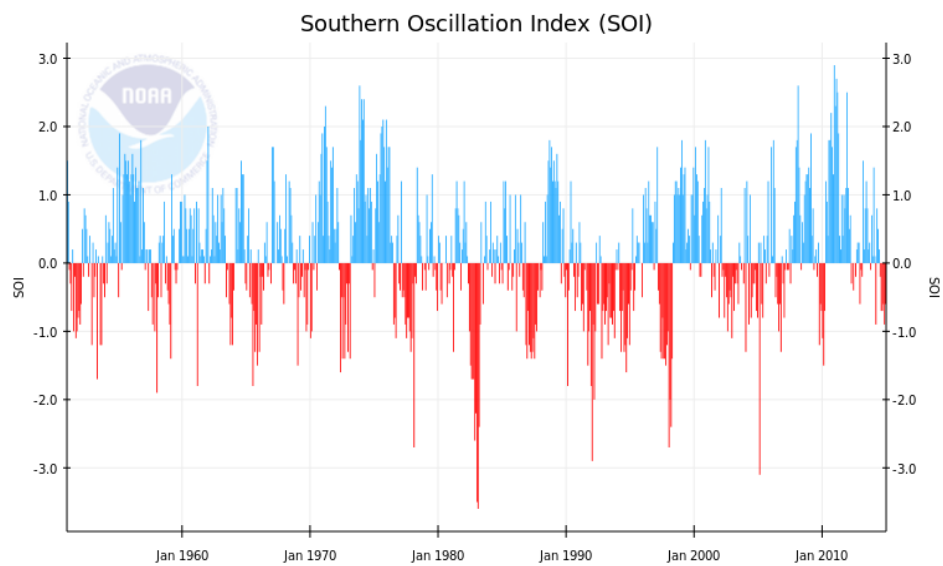


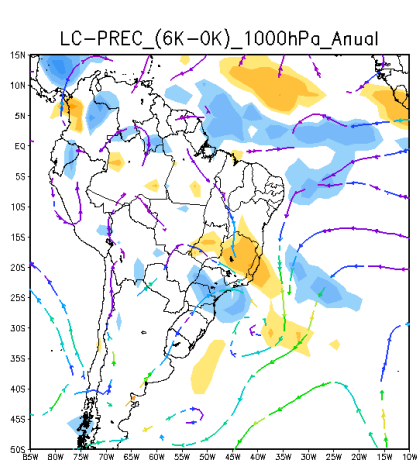
Figura 17 – Registro histórico do Índice de Oscilação Sul (IOS) de 1950 a 2014.



4.3.2 Análise das médias anuais e sazonais para o Atlântico

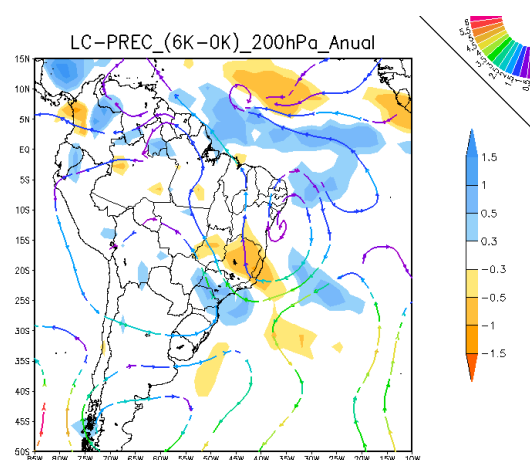
Na figura 18a esta representada a média anual da precipitação e o campo de linhas de corrente em 1000 hPa. A partir da figura 18a é possível identificar a ZCIT sobre o Atlântico, a imagem indica que ela esteve mais ativa durante o HM em comparação ao CP, as linhas de corrente estão seguindo a tendência de movimentação dos ventos alísios de Sudeste, que por sua vez determinam o posicionamento médio da ZCIT. É possível concluir que para uma média anual a ZCIT manteve-se mais ativa ao sul, sugerindo que os ventos alísios de Nordeste mantiveram-se mais intensos em comparação aos de Sudeste, portanto, pode ser admitida uma maior frequência de Dipolos Negativos. A figura 18b indica os mesmos valores de precipitação da figura 18a, diferenciando-se o campo de linhas de corrente, no caso em 200 hPa, é perceptível que na região próxima ao equador encontra-se uma confluência quase zonal dos alísios em altos níveis, pode ser destacado também que sobre o NEB manteve-se em média durante o HM a atuação de uma circulação ciclônica, o que sugere uma maior frequência de VCANs durante o HM. Já a precipitação média para JJAS (figura 18c) indica no Brasil não ocorreram significativas alterações no quadro de precipitações entre o HM e o CP, contudo a ZCIT esta menos atuante durante o HM e posicionada ao norte, sendo um indício de que houveram menos precipitações sobre o setor norte do Nordeste durante o HM. A figura 18d indica atuação da Alta da Bolívia (AB) e uma circulação ciclônica em altos níveis sobre o NEB, favorecendo movimentos ascendentes, a AB esta situada mais ao sul, estando próxima ao Norte Argentino. Na figura 18e predomina-se um maior volume de precipitação durante o HM sobre a região Sudeste, Centro-oeste e Sertão do Nordeste, porém destaque-se a abrangência da precipitação sobre o Atlântico, sugerindo que durante o período de DJF a precipitação foi mais acentuada no HM o que por sua vez reforça ainda mais a hipótese de que houve a predominância de Dipolos Negativos no Atlântico durante o HM. O campo de linhas de Corrente em 1000 e 200 hPa apresenta situação difusa, contudo é perceptível que em altos níveis o campo sobrepõe a precipitação até o Estado do Amapá. Portanto, o HM foi caracterizado por uma maior atuação do Dipolo do Atlântico com sinal Negativo e por um ciclo da ODP menos duradoura quando comparada ao CP.

Figura 18 – Campo das diferenças das médias de Precipitação (mm/dia) e Linhas de Corrente (m/s) para 1000 hPa (coluna esquerda) e 200 hPa (coluna direita), sendo as figuras (a) e (b) as médias anuais, (c) e (d) Médias dos meses de Junho-Julho-Agosto-Setembro (JJAS), (e) e (f) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF).



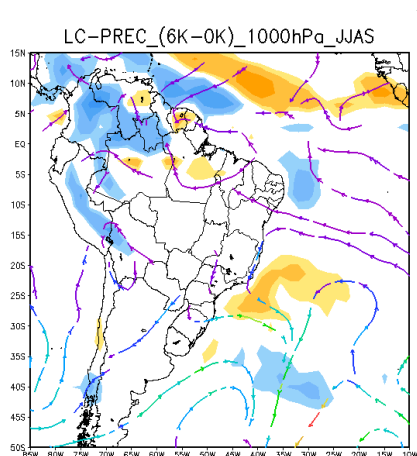
a)

Fonte: Autor, 2015.



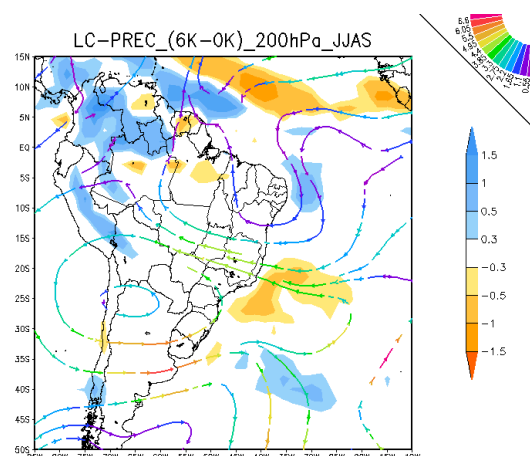
b)

Fonte: Autor, 2015.



c)

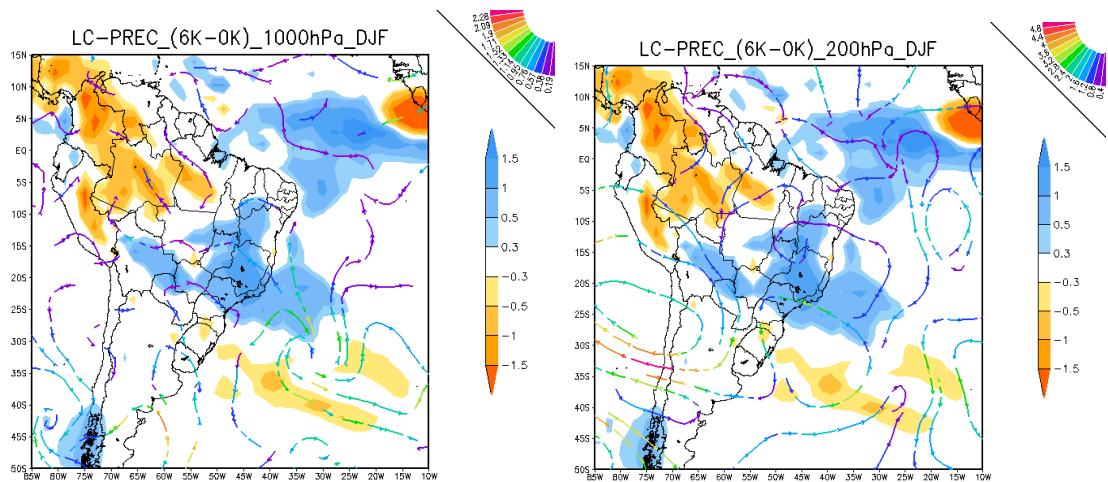
Fonte: Autor, 2015.



d)

Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 18



e)

Fonte: Autor, 2015.

f)

Fonte: Autor, 2015.

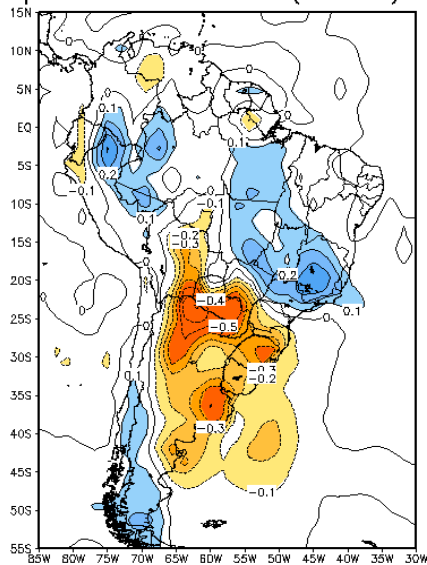
4.4 América do Sul

Na figura 19 estão os campos médios anuais da Temperatura do ar a 2 metros da superfície, Precipitação, Fluxo de Calor Latente e Sensível, todas para a América do Sul (AS). A figura 20a indica que a região central e sudeste do Brasil esteve mais quente durante o HM enquanto que sobre grande parte da Argentina e Sul do Brasil as temperaturas mantiveram-se mais baixas. No Sul do Chile e na Patagônia a temperatura manteve-se maior durante o HM assim como na Região Oeste da Amazônia. Já a figura 19b indica que no sertão nordestino e litoral sudeste do Brasil as precipitações foram menos atuantes durante o HM, a mesma configuração ocorreu no Estado do Pará e sobre a região central da Amazônia. Na Bolívia pode ser observada uma maior atuação da precipitação, o mesmo ocorre no Estado de Roraima e na região Sudeste do Brasil. Destaca-se que sobre a região costeira do NEB houve uma intensificação da precipitação sobre o Atlântico Sul. A figura 19c sugere que sobre a costa leste da AS (do Estado de Minas Gerais ao Uruguai) o FCL foi menos intenso durante o HM, o que

sugere a menor predominância da ZCAS sobre a região, em contrapartida na Bolívia houve uma intensificação do FCL o que esta em conformidade os dados de precipitação da figura 19b, nas demais regiões do continente não ocorreram mudanças significativas. As diferenças do Fluxo de Calor Sensível (FCS) (figura 19d) estão de acordo com os resultados encontrados nas figuras 19a 19b e 19c), correspondendo principalmente quanto a localização. Podem ser destacadas três áreas principais na análise das médias anuais, as baixas térmicas do Chaco e do Noroeste da Argentina, a região central do Estado do Pará e oeste da Amazônia.

Figura 19 – Médias anuais das diferenças entre o HM e CP. a) Temperatura do ar a 2 metros (°C), b) Precipitação (mm/dia), c) Fluxo de Calor Latente (w/m^2) e d) Fluxo de Calor Sensível (w/m^2).

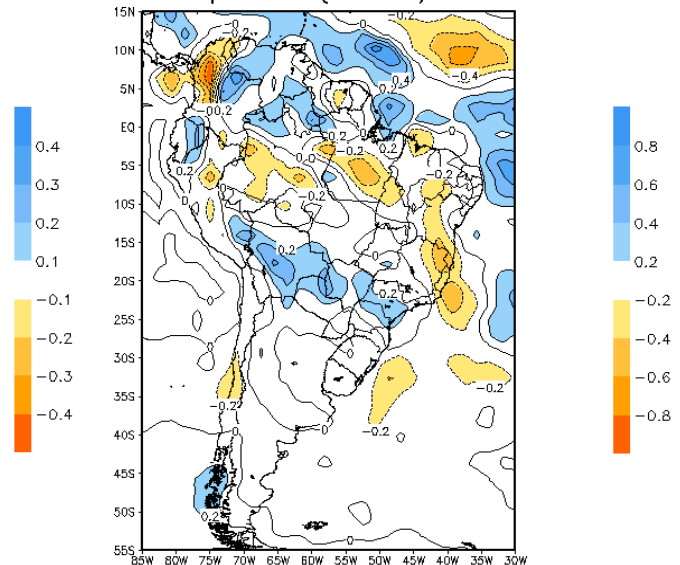
Temperatura do ar 2m (6K-0K) Anual



a)

Fonte: Autor, 2015

Precipitacao (6K-0K) Anual

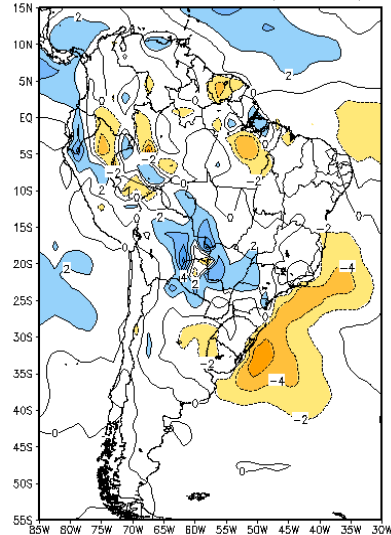


b)

Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 19

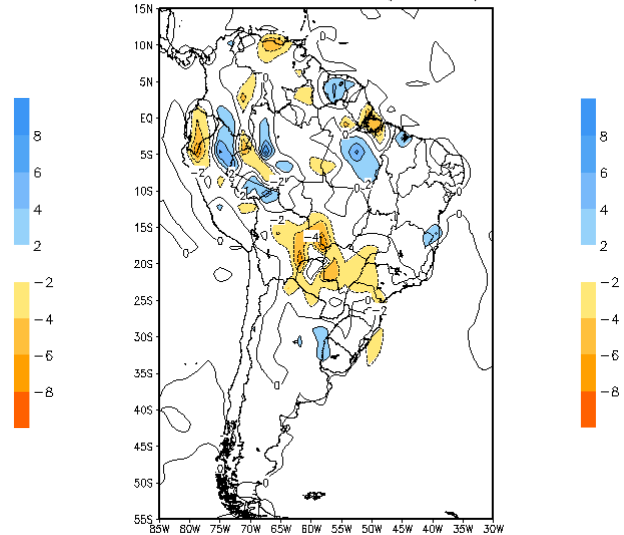
Fluxo de Calor Latente (6K–0K) Anual



c)

Fonte: Autor, 2015.

Fluxo de Calor Sensível (6K–0K) Anual



d)

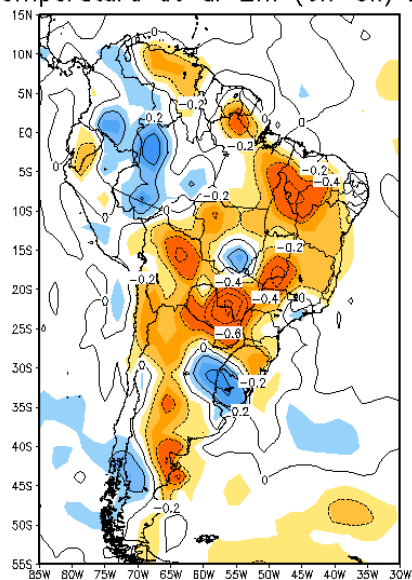
Fonte: Autor, 2015.

Ao analisar-se a figura 20 podem ser destacadas as variações sazonais de temperatura do ar sobre a AS, onde as médias dos meses de DJF (figura 20a) apresentaram uma diminuição significativa da temperatura do ar de aproximadamente $0,3^{\circ}\text{C}$ em quase todo o continente. O alto sertão nordestino, as Guianas, Venezuela, Centro-Oeste do Brasil, Sul do Brasil, Paraguai e Bolívia são as regiões onde as diminuições foram mais acentuadas, já o oeste da Amazônia assim como o nordeste Argentino apresentaram temperaturas mais elevadas. Para os meses de MAM (figura 20b) a redução da temperatura do ar na AS foi mantida mais ao Sul sobre a Argentina, Chile, Paraguai e Bolívia. Também foi possível notar uma diminuição da temperatura do ar sobre a região agreste do Nordeste de aproximadamente $-0,2^{\circ}\text{C}$ e no Leste do Estado da Amazônia, Pará e Roraima de aproximadamente $-0,1^{\circ}\text{C}$. Já as temperaturas mais elevadas durante HM restringem-se ao Centro-Oeste do Brasil, Rio Grande do Sul e Patagônia. Nos meses de JJA (figura 20c) a configuração se inverte e há um forte aquecimento sobre toda a AS durante o HM o que esta de acordos com os trabalhos de Liu et al (2004) e Hartmann (1994), sendo apenas o Estado do Rio Grande do Sul e a região Sul da Argentina que sugerem diminuição da temperatura

do ar para este período podendo-se observar sobre as Guianas um enfraquecimento da temperatura no HM. A figura 20d representa os meses de SON e pode-se observar que em relação a figura 20c surgiu uma zona com temperaturas mais baixas em relação ao continente, esta faixa de aproximadamente $-0,4^{\circ}\text{C}$ se estende do Noroeste ao Sudeste da AS e despertar atenção. Os resultados encontrados estão de acordo com os trabalhos de Valdes (2000), Dewes (2007), Melo (2008) e Marchi (2013), onde as principais características a serem destacadas foram um Nordeste mais frio durante o verão Austral do HM e a uma região Amazônica estando mais aquecida no HM em comparação ao CP.

Figura 20 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Temperatura do ar a dois metros da Superfície ($^{\circ}\text{C}$). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

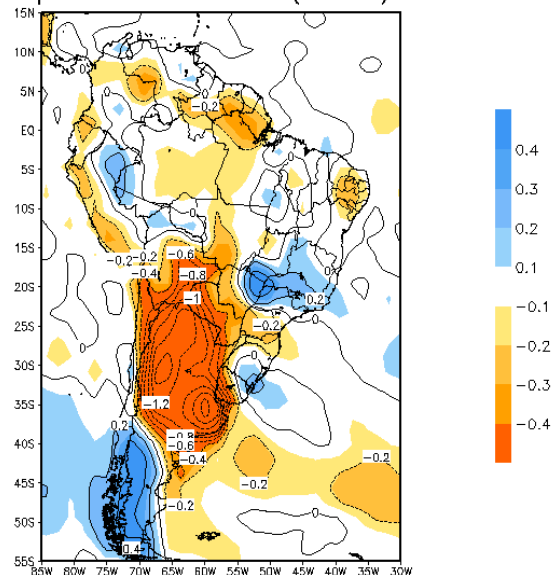
Temperatura do ar 2m (6k-0k) DJF



a)

Fonte: Autor, 2015.

Temperatura do ar 2m (6k-0k) MAM

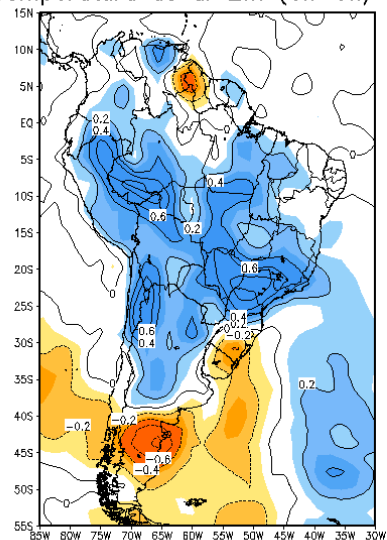


b)

Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 20

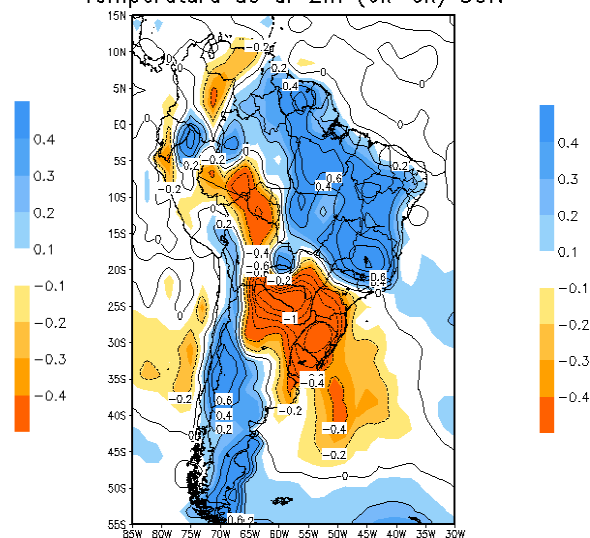
Temperatura do ar 2m (6k-0k) JJA



c)

Fonte: Autor, 2015.

Temperatura do ar 2m (6k-0k) SON



d)

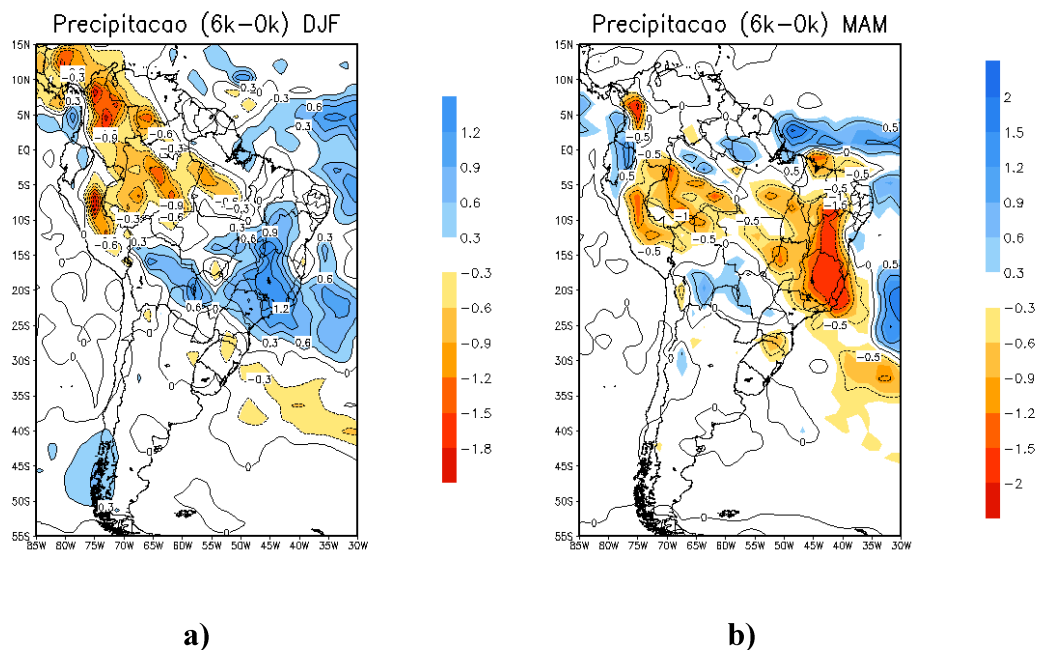
Fonte: Autor, 2015.

A figura 21 representa as médias sazonais da variável precipitação para a AS, pode-se observar para os meses de DJF (figura 21a) que o Sertão do NEB e o Sudeste do Brasil apresentaram totais pluviométricos superiores ao CP em cerca de 1,2 mm durante o HM, em contrapartida a região Amazônica apresentou uma redução na precipitação durante o HM de aproximadamente -0,9 mm. É notável também que sobre o oceano Atlântico nas proximidades da costa Leste e Norte do NEB a precipitação esteve mais atuante durante o HM indicando conformidade com o capítulo 4.2 deste trabalho, onde foi proposto que a ZCIT esteve atuante mais ao Sul durante o HM. A figura 21b expõe a faixa correspondente a ZCIT entre 0° - 5° N e uma faixa secundária no Leste do NEB, já em relação ao Sertão do NEB e parte do Sudeste Brasileiro a situação é oposta ao período de DJF, apresentando uma redução dos totais pluviométricos, o mesmo ocorre na Amazônia só que mais ao Sul. Na figura 21c nos meses de JJA sugere-se que sobre o continente a precipitação manteve-se sem alterações entre o HM e o CP, as exceções ocorreram principalmente sobre o oceano Atlântico, destacando-se uma redução pluviométrica sobre a bacia de campos e um aumento na costa leste do NEB, também é verifica-

se que embora a ZCIT tenha seguido mais a Norte devido o verão no HN ela esteve mais atuante ao sul influenciando os totais pluviométricos do Norte da Amazônia, Guianas, Venezuela e Colômbia. A figura 21d indica que a precipitação sobre o Atlântico nas proximidades da costa leste do NEB ficou neutra nos meses de SON, também é perceptível que a ZCIT posicionou-se mais ao norte e que ela esteve menos ativa durante o HM. Ainda sobre a figura 21d é notada uma maior atuação da precipitação na região Amazônica, no sudeste do Brasil e sobre o Peru, Bolívia e Colômbia.

Segundo Oliveira et al (1999) a partir de indicadores paleoclimáticos do lago Saquinho localizado no alto sertão da Bahia, observou-se que o mesmo esteve mais úmido durante o HM, contudo a partir da figura 19b verifica-se que em média anualmente a região esteve mais seca e que manteve-se mais úmida só durante o verão austral (figura 21a). Já segundo Turcq et al, (1998); Behling et al. (2000) e Turcq et al (2002) os indicadores paleoclimáticos indicam que a região Amazônica esteve mais seca durante o HM o que esta de acordo com as médias anuais e sazonais através das simulações, apenas nos meses de SON a Amazônia esteve mais úmida.

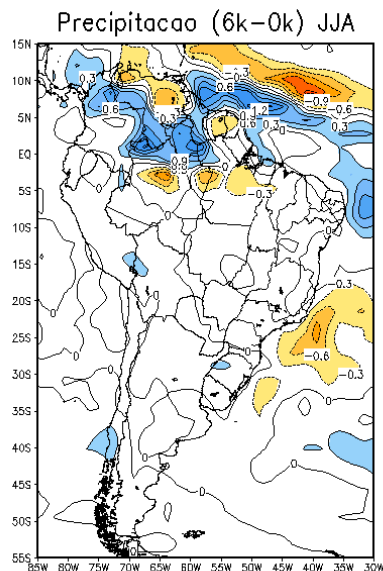
Figura 21 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Precipitação (mm/dia). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.



Fonte: Autor, 2015.

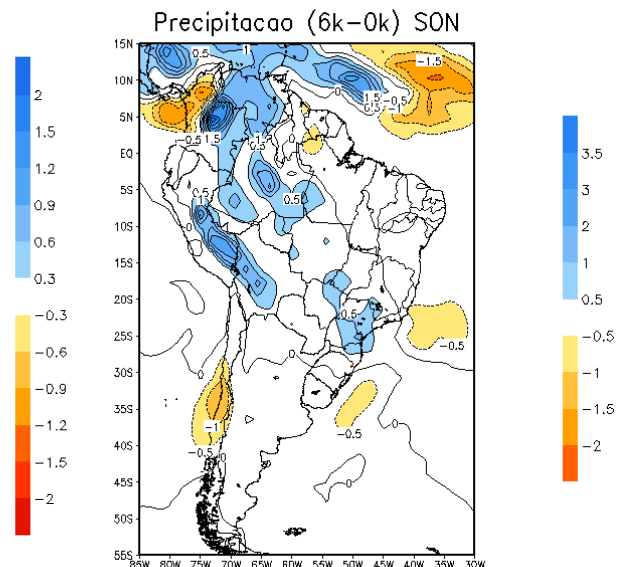
Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 21



c)

Fonte: Autor, 2015.



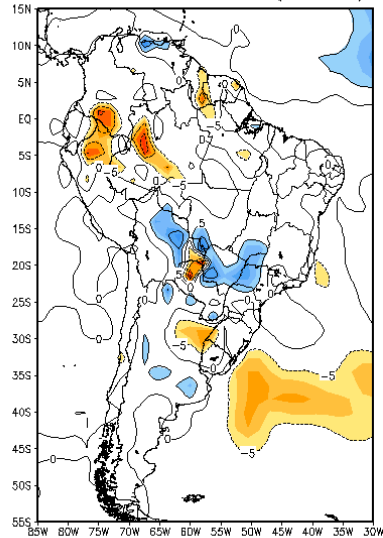
d)

Fonte: Autor, 2015.

Na figura 22 são analisadas as médias sazonais do FCL na AS. A figura 22a indica que na região central da AS nos meses de DJF o FCL esteve mais atuante durante o HM. Sobre o Atlântico é perceptível que o FCL manteve-se menos ativo na região ciclogênica onde atuam os ciclones baroclínicos. Para os meses de MAM figura 22b sobre o Atlântico ocorreu uma maior atuação do FCL durante o HM na região costeira do Sudeste e menor atividade sobre a região Amazônica. A figura 22c sugere que a costa da AS banhada pelo oceano Atlântico (entre o Estado de Minas Gerais e Uruguai) apresentou menor atuação do FCL, o que está em conformidade com a figura 21c, pois a menor atuação FCL sobre a superfície oceânica representa menos energia disponível para a evaporação e conseqüentemente menor atividade convectiva. Na figura 22d nota-se a manutenção de menor atividade do FCL durante o HM sobre o Atlântico. É também perceptível uma maior atividade sobre a região Amazônica nos meses de SON. A partir dos dados sazonais de precipitação e FCL verificou-se que o Nordeste esteve mais úmido durante o HM nos meses de DJF e a Amazônia nos meses de SON. O FCL sugere uma menor atividade convectiva sobre o Litoral Sul e Sudeste do Brasil, indicando uma menor frequência da ZCAS.

Figura 22 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Fluxo de Calor Latente em Superfície (W / m^2). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

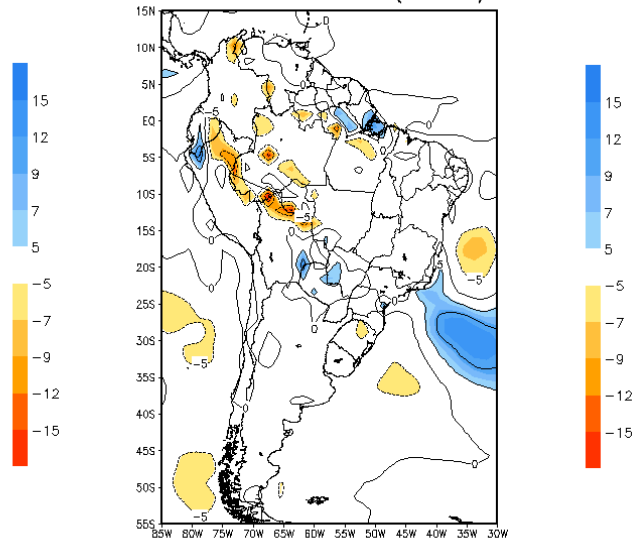
Fluxo de Calor Latente (6k-0k) DJF



a)

Fonte: Autor, 2015.

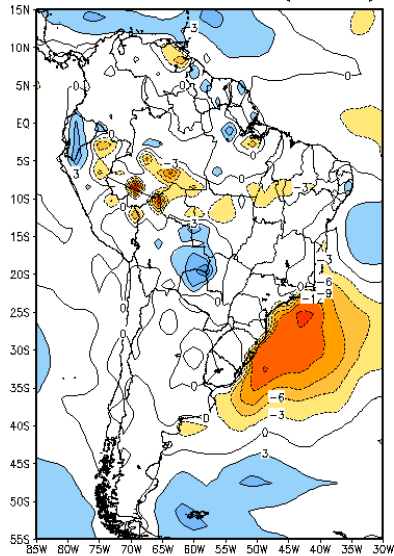
Fluxo de Calor Latente (6k-0k) MAM



b)

Fonte: Autor, 2015.

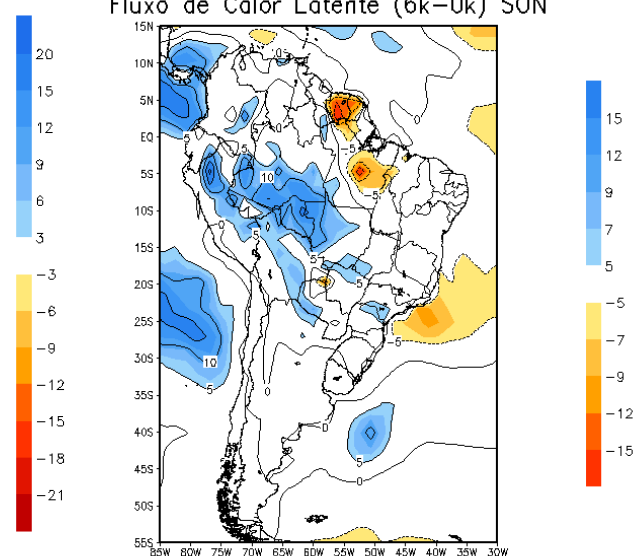
Fluxo de Calor Latente (6k-0k) JJA



c)

Fonte: Autor, 2015.

Fluxo de Calor Latente (6k-0k) SON



d)

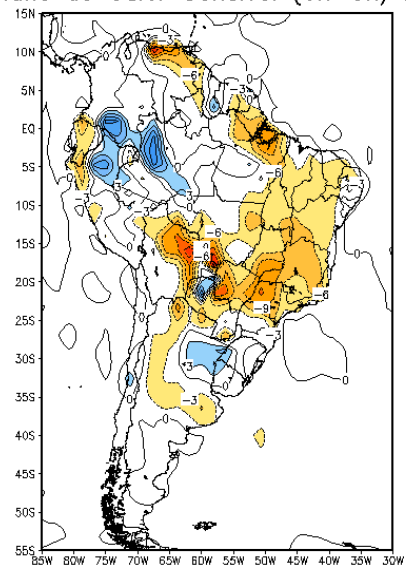
Fonte: Autor, 2015.

Na figura 23 estão dispostas as médias sazonais do Fluxo de Calor Sensível (FCS) sobre a AS, a figura 23a representa as médias dos meses de DJF e indicam que sobre quase todo o NEB e Sudeste o FCS esteve menos ativo durante o HM, sugerindo que as variações de temperatura sobre a região foram menos intensas conforme a figura 20a, já o oeste da Amazônia indicou um FCS mais atuante durante o HM o que sugere maiores variações da temperatura, as demais regiões da AS mantiveram-se sem mudanças significativas. A figura 23b indica que apenas nas proximidades das Guianas, no Altiplano Boliviano e sobre o Paraguai ocorreram variações do FCS, portanto nos meses de MAM as regiões citadas apresentam menor atividade do FCS durante o HM. A figura 23c também apresenta neutralidade, porém pode ser destacada a região costeira da AS que assim como na figura 22c sugere uma menor atuação, no caso do FCS, o que representa que sobre esta região do Atlântico as temperaturas estiveram mais baixas durante o HM, possivelmente em decorrência da intensificação da corrente oceânica Fria das Malvinas. Ainda sobre a figura 23c, o FCS foi mais intenso durante o HM sobre a região Amazônica. A figura 23d apresenta a média dos meses de SON e indica que houve forte atividade do FCS durante o HM sobre a AS, o que se deve ao fato da terra estar mais próxima do sol neste período durante o HM. Pode ser destacada a existência de um corredor neutro cruzando a AS de Noroeste a Sudoeste, este fato também consegue ser notado na figura 20d, a priori este caso pode ser atribuído a presença de precipitação na Amazônia e Sudeste do Brasil, contudo é necessária uma análise mais profunda a respeito.

Figura 23 – Médias Sazonais das diferenças entre o HM e o CP para a variável Fluxo de Calor Sensível (W / m^2). (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON.

Continuação Figura 23

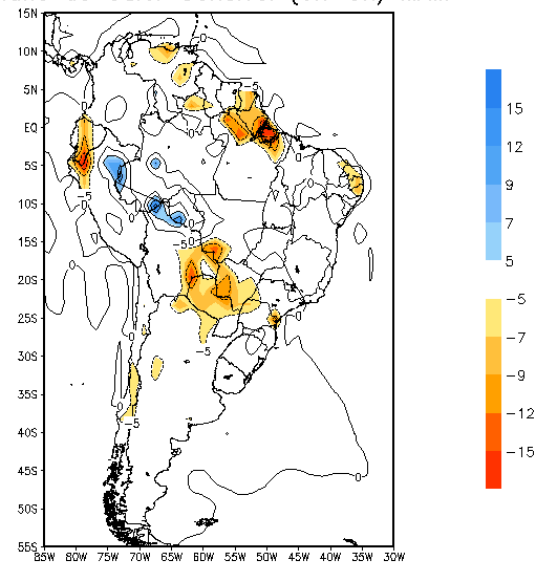
Fluxo de Calor Sensível (6k-0k) DJF



a)

Fonte: Autor, 2015.

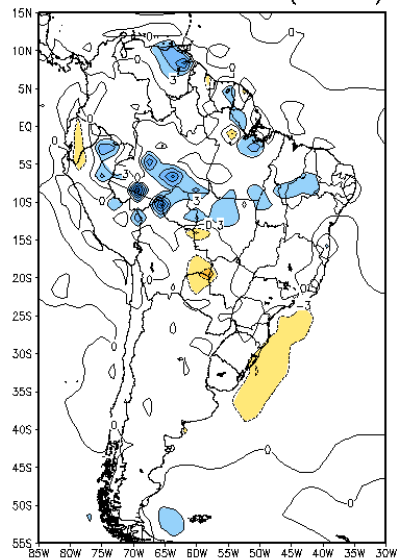
Fluxo de Calor Sensível (6k-0k) MAM



b)

Fonte: Autor, 2015.

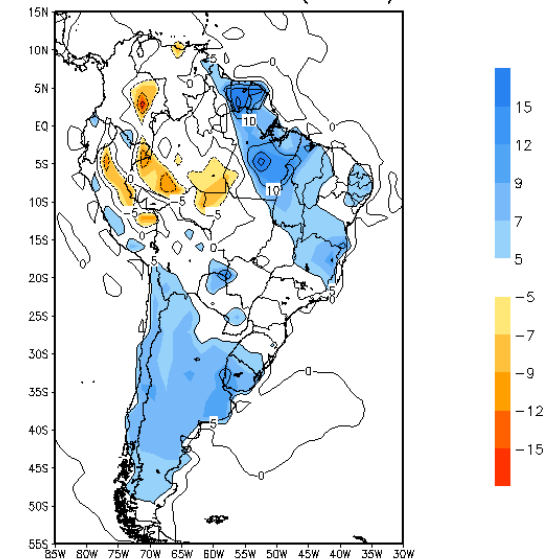
Fluxo de Calor Sensível (6k-0k) JJA



c)

Fonte: Autor, 2015.

Fluxo de Calor Sensível (6k-0k) SON



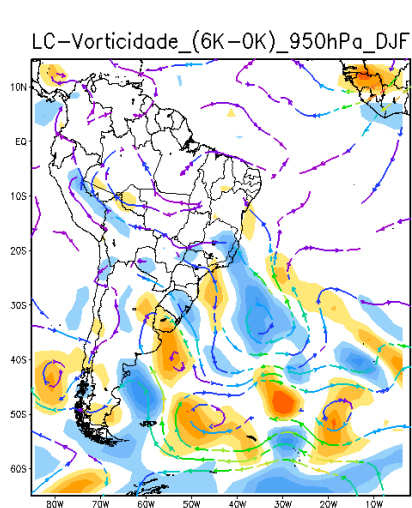
d)

Fonte: Autor, 2015.

A figura 24 apresenta o comportamento das Linhas de corrente em 950, 500 e 200 hPa, e também a Vorticidade, ambas são médias sazonais para os períodos de DJF e JJA. A figura 24a indica a atuação de vorticidade ciclônica e anticiclônica na costa da AS, podendo ser destacada a atuação de Vorticidade Anticiclônica onde climatologicamente situa-se a ZCAS, portanto nos meses de DJF, a figura 24a reforça o enfraquecimento da ZCAS. No mesmo nível de 950 hPa porém para os meses de JJA ainda persiste a atuação da Vorticidade Ciclônica sobre o Atlântico e sobre o sul do Brasil, também percebe-se uma intensa atividade Ciclônica sobre o Atlântico. A figura 24c indica que houve um neutralidade no período de DJF em 500 hPa enquanto que a figura 24d sugere uma forte atividade anticiclônica associada a uma crista cortando a região central da AS. Sobre a Amazônia a predominância é de uma circulação ciclônica. A figura 24e apresenta a situação dos meses de DJF, em altos níveis atmosféricos onde pode ser observada a AB deslocada mais a oeste e uma zona de transição entre circulação ciclônica e anticiclônica sobre o Atlântico e parte do continente. Já a figura 24f sugere uma forte atuação ciclônica em altos níveis sobre o Nordeste durante o HM e uma intensa circulação anticiclônica cruzando o continente. No Sul do Argentina e também no Atlântico Sul percebe-se que durante o HM entre nos meses de JJA em altos níveis a circulação foi predominantemente ciclônica. Portanto verifica-se o enfraquecimento da circulação do Jato em baixos níveis, no entanto, o aumento da precipitação na região sudeste, no HM, pode ser justificado pela intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que levaria mais umidade do oceano para o continente. Resultado semelhante foi encontrado por Melo e Marengo (2008). Em altos níveis, a AB encontra-se bem mais ao sul, no HM comparado a sua posição no CP e o sistema de vórtice, verificado no CP, não se observa tão bem configurado durante o HM.

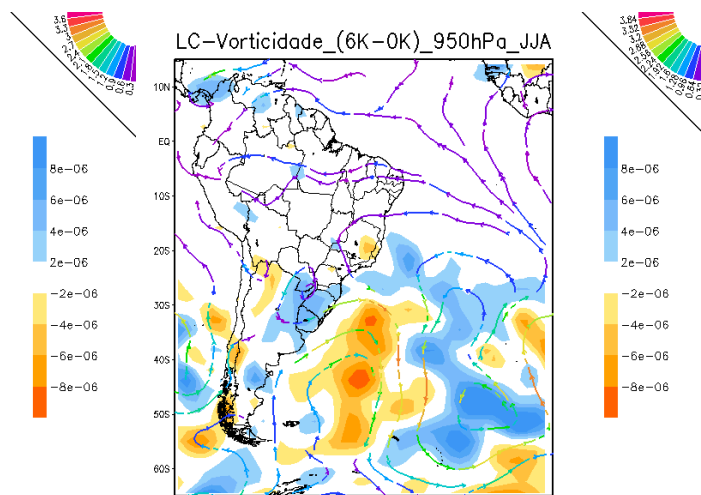
Figura 24 – Linhas de Corrente e Vorticidade para AS. a) DJF 950hPa, b) JJA 950 hPa, c) DJF 500 hPa, d) JJA 500 hPa, e) DJF 200 hPa e f) JJA 200 hPa.

Figura 24, continuação



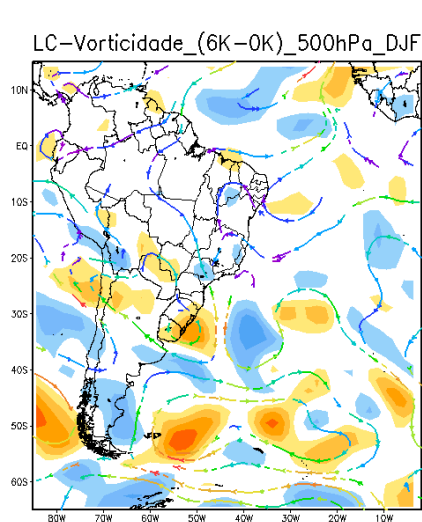
a)

Fonte: Autor, 2015.



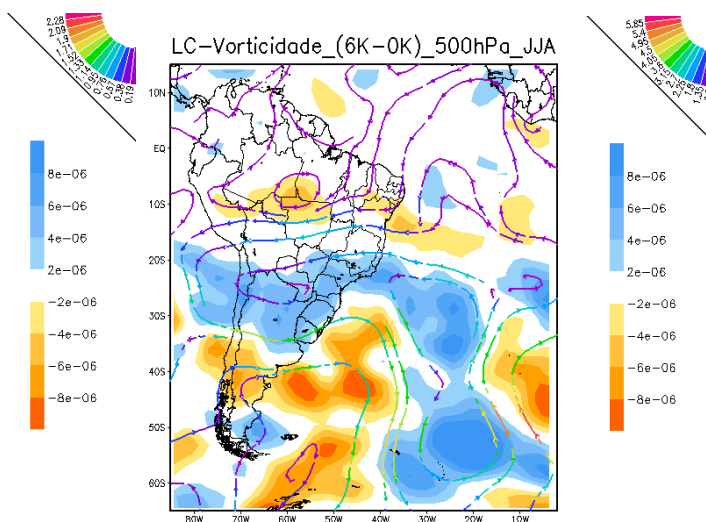
b)

Fonte: Autor, 2015.



c)

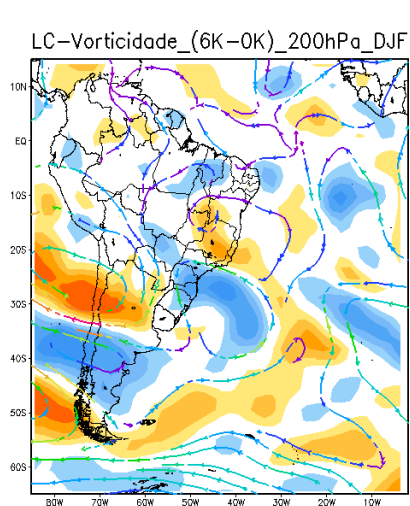
Fonte: Autor, 2015.



d)

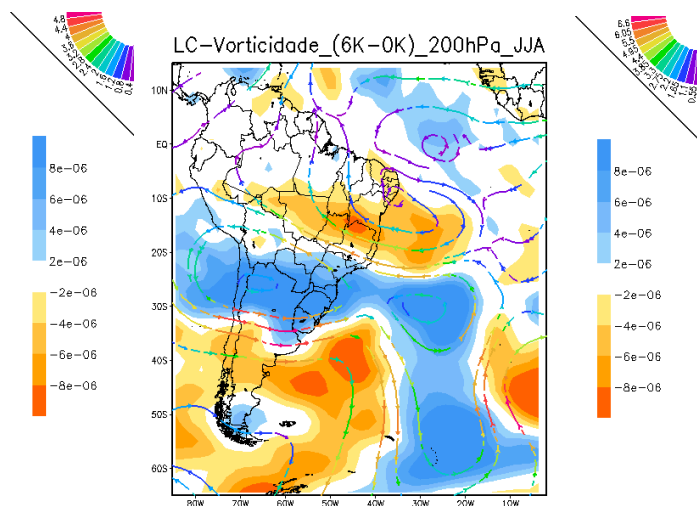
Fonte: Autor, 2015.

Continuação Figura 24



e)

Fonte: Autor, 2015.



f)

Fonte: Autor, 2015.

5 CONCLUSÕES

A partir da realização de simulações com o modelo atmosférico global do CPTEC foi possível testar a sinergia entre as forçantes orbitais (Ciclo de Milankovich) e a concentração de CO₂. A partir daí verificou-se que o período do Holoceno Médio (HM) foi marcado por uma intensificação do ciclo sazonal de insolação no HN e que o máximo de insolação no HS ocorreu em setembro-outubro-novembro, no período do HM, comparado ao CP. Essa mudança na Radiação de Onda Curta no topo da atmosfera somada a redução da concentração de CO₂ (de 370ppm atual para 280ppm no HM) sugere que a costa leste do NEB encontrava-se ligeiramente mais úmida e fria, a 6.000 anos atrás comparado ao clima atual. Já a Amazônia encontrava-se ligeiramente mais quente e com indícios de redução da precipitação no HM. O cálculo do IOS para o HM e o CP indicou que no HM houve uma maior alternância no ciclo da ODP, ocorrendo cerca de 6 fases, no período de 30 anos, enquanto que no CP a duração das fases foi mais longa, apresentando 4 fases, para o mesmo período. Ainda é possível concluir que no HM os eventos de El Niño simulados foram mais intensos em comparação ao CP. O Dipolo do Atlântico foi estimado através do posicionamento médio da ZCIT, portanto foi possível concluir que em média durante o HM a ZCIT esteve posicionada mais ao sul, indicando que ocorreram mais fases negativas do Dipolo. Verificou-se, no HM, uma bifurcação da ZCIT com um ramo mais ao norte e outro mais ao sul e o enfraquecimento, comparado ao clima atual, ou não existência da ZCAS, que pode ser devido a redução do fluxo do Jato em Baixos Níveis, que levaria umidade da região Amazônica para o Sul e Sudeste do Brasil e da diminuição do FCL e da menor atuação do FCS na costa oeste do Atlântico Sul. Em altos níveis a Alta da Bolívia esteve situada, no HM, mais ao sul da sua posição climatológica atual, o que também corrobora os resultados do não aparecimento da ZCAS. Diante disto, conclui-se que o modelo do CPTEC foi capaz de reproduzir o clima no Holoceno Médio, e como também já foi validado para o clima atual, pode ser uma boa ferramenta para realização simulação de clima futuro.

REFERÊNCIAS

- ACEITUNO, P. F; FUENZALIDA, H; RUTLLANT, J. **Meteorological field experiment “Visviri I” in the South American Altiplano.** In: 19 th Annual Climate Diagnostics Workshop, College Park, M D, NMC/NOAA, p. 267-270, 1994.
- ACEITUNO, P. **Relation entre la posicion del anticiclone subtropical y la precipitación en Chile.** Relatório do Projeto n.º E.551.791 do Departamento de Geofísica da Universidade do Chile. 14 p., 1980.
- ALVES, J.M.B; REPELLI, C.A. **As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes.** In: VII CBMet e II CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA. Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p- 114- 118, v. 2. 1994.
- AMBRIZZI, T; RUTLAND, J; KAYANO M, SILVA DIAS, P. L. **South America present climate. In: Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects.** IAI SGP-078 Final Scientific Report. 192p. 2006.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE -14056-TDI/1067, 2007.
- ANKOMAH, O.Y., CORDERY, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. **J Atmos. Sci.**, v. 7, p. 551-558, 1994.
- ARAGÃO, J. O. R.. **A influência dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a chuva na região semi-árida do nordeste do Brasil: Simulação e Observação.** SBMET, anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, campos do Jordão – SP. 1996.
- ARAKAWA, A; W. H. SCHUBERT. Interaction of a Cumulus cloud ensemble with the large – scale environment. Part I. **J. Atmos. Sci.**, v.31, 674 – 701, 1974.
- BBC Brasil – Disponível em http://www.bbc.co.uk/portuguese/noticias/2015/02/150201_entrevista_graziano_jf (Acessado em 02 de Fevereiro de 2015)
- BEHLING, H; NEGRET, A. J; HOOGHIEMSTRA, H. Holocene Amazon rainforest-savanna dynamics and climatic implications: High-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. **Journal of Quaternary Science**, v. 15, n. 7, p. 687-695. 2000.
- BEHLING, H. **South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 177, p. 19-27, 2002.
- BERGER, A. L. Notes and Correspondence: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. **Journal of Atmospheric Science**. v. 35, p. 2362-2367. 1978.
- BJERKNES J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, 97: 163-172. 1969.

BONATTI, J. P.; RAO, V. B. Moist baroclinic instability of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2657-2667, 1987.

BRACONNOT, et al. **Evaluation of coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene**. In: Batterbee et al (ed) Past climate variability through Europe and Africa . Dordrecht: Kluwer, 2004.

BRACONNOT, P et al. **Mid-holocene and Last Glacial Maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project**. Global and Planetary Change, v. 26, n. 1-3, p.51-66. 2000.

BRACONNOT, P. et al. Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. **Geophysical Research Letters**, v. 26, p. 2481–2484. 1999.

BRADLEY, R.S. AND EDDY, J.A. **Records of past global changes**. In: Global Changes of the Past (R.S. Bradley, ed.). Boulder: University Corporation for Atmospheric Research, 5-9. 1991.

BRADLEY, S. R. **Paleoclimatology, Reconstructing Climates of the Quaternary**. Second Edition. University of Massachusetts. v. 68 International Geophysics series. 1999.

BRAGA, M. F. S; KRUSCHE, N. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica, Rio Grande**, v. 22, p. 27-40, 2000.

BROECKER, W. S. **The salinity contrast between the Atlantic and Pacific Oceans during glacial time**. Paleooceanography, 4, 207-212. 1989.

BROECKER, W. S. **Unpleasant surprises in the greenhouse?** Nature, 328, 123-126. 1987.

CAMPETELLA, C.; POSSIA, N. Upper-level cut-off lows in southern South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 1-2, p. 181-191, 2006.

CANE, M. A. 2005. **The evolution of El Niño, past and future**. Earth and Planetary Science Letters, 230: 227-240. 2005.

CARVALHO, L. M. V; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004.

CASARIN, D. P; KOUSKY, V.E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CLIMANÁLISE: **Boletim de Monitoramento e Análise Climática- INPE/CPTEC**. Número especial. CPTEC-INPE, 125p., 1986.

DEWES, C. F. **Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6 ka AP** . Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – USP. 2007.

DRUMOND, A et al. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547, 2008.

DURÁN-QUESADA, A. et al. **The role of the tropics in the global water cycle: Precipitation and moisture transport in Tropical America**. In: ESA-ESRIN CONFERENCE: Earth Observation and Water Cycle Science: “towards a water cycle multi-mission strategy”, Frascati, Itália, 2009.

Earth Observatory - Disponível em http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Paleoclimatology_IceCores/ (Acessado em 14 de Janeiro de 2015)

ERA, C et al. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006b.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrasazonal da Precipitação sobre o Sudeste Brasileiro**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG-USP, 2004.

FERREIRA, A. G; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Vol 1, Nº 1. P 26. 2005.

FIGUEIREDO, J. C; SCOLAR, J. **O Tempo de Vida Médio dos Sistemas Convectivos de Mesoescala na América do Sul**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Anais . Campos de Jordão, SP, p. 984-986.

FRAKES, L.A; FRANCIS, J.E; SYKTUS, J.L. **Climate Modes of the Phanerozoic**. Cambridge: Cambridge University Press. 1992.

FUENZALIDA, H; SÁNCHEZ, R; GARREAUD, R. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. **J. Geophys. Res.**, v. 110, p. 1-10, Sept., 2005.

FUNCEME - Disponível em http://www.funceme.br/produtos/manual/oceanografia/Campos_TSM/dipolo.htm (Acessado em 14 de Janeiro de 2015)

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROUPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A Primitive Equations Model Study on the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 48, n. 16, p. 1822-1836, 1991.

GARREAUD, R. D; WALLACE J. M. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 3157-3171, 1997.

GRELL, G. A; DEVENYI, D. A generalized approach to parametrizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, p. 14, 2002.

GRIMM, A. M; VERA, C. S; MECHOSO, C. R. **The South American Monsoon System**. In: CHANG, C.-P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Org.). *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, WMO/TD N° 1266 (TMRP Report N° 70) Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWMIII), 2 –6 November 2004, Hangzhou, China, p. 219–238, 2005.

HALLAK, R. **Aspectos dinâmicos e simulação numérica da formação e evolução de um vórtice de ar frio**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG–USP, 2000.

HARE S. R. **Low frequency variability and salmon production**. Tese de Doutorado, University of Washington, USA. 306p. 1996.

HARRISON, S. P; et al. Mid-Holocene climates of the Americas: a dynamical response to changed seasonality. **Climate Dynamics** , v. **20**, p. 663-688. 2003.

HARTMANN, D. L. *Global physical climatology* . Academic Press, p 410. 1994.

HASTE; NRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. Q. J. R. **Meteor. Soc.**, v. **107**, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S., AND L. HELLER: Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. Quart. J. R. **Meteor. Soc.**, **110**, 411-425. 1977.

HASTENRATH, S; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **J. Geophys. Res.**, v.**98**, n. D3, p. 5093-5 102, 1993.

HAUG, G. H.; HUGHEN, K. A.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. **Science** , v. **293**, p. 1304--1308, 2001.

HEWITT, C. D; MITCHELL, J. F.B. A fully coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. **Geophysical Research Letters**, v. **25**, p. 361–364, 1998.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 1992.

HOSKINS, B. J; HODGES, K. I. A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. **18**, p. 4108-4129, 2005.

HOU, Y. T. *Cloud-Radiation-Dynamics* University of Maryland, p209. 1990.

Interactive Archaeology – Disponível em <http://interactive.archaeology.org/sagalassos/field08/palynology.html> (Acessado em 12 de Janeiro de 2015).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. *Climate Change 2001: the scientific basis* IPCC WG I TAR. Cambridge: Cambridge Univ. Press. p.881, 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC. *Climate Change 2007: the physical scientific basis* IPCC AR4 WG I. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2007. p.498.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE IPCC, Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 pp. 2014.

IWABE, C. M. N; da ROCHA, R. P. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. **114**, 2009.

JORGETTI, T. **Análise de uma modelagem do clima tropical atual da América do Sul e em 6.000 BP**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo – USP. 2004.

JOSSAUME, S; TAYLOR, K. E. Status of the paleoclimate modeling intercomparison project . In: INTERNATIONAL AMIP SCIENTIFIC CONFERENCE, WCRP (WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAMME), Monterey. Proceedings Monterey: WMO, p. 425 – 430. **Journal of Climate**, v. **10**: 1004-1020. 1995.

JOUSSAUME, S ; TAYLOR, K.E; BRACONNOT, P; et al. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). **Geophysical Research Letters**, v. **26**, n. 7, p. 859-862. 1999.

KEEFER, D. K.; MOSELEY, M. E. AND de FRANCE S. D. A 38000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of the Southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. **194**, n.1, p. 41-77. 2003.

KINTER III, J. L. J; SHUKLA, L. MARX; E. K. SCHNEIDER. A simulation of the winter and summer circulations with the NMC global spectral model. **J. Atmos. Sci.**, v. **45**, 2486-2522, 1988.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. **70**, p. 813–835, 1992.

KOUSKY, V. E; KAYANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the LEGECKIS, R; A. GORDON, L. Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. **29**, p. 375-401, 1982.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. **107**, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. **3**, p. 217-231, 1988.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. **36**, n. **6**, p. 538-551, 1981.

KUKLA, G. J. Pleistocene land-sea correlations. I. Europe. **Earth Science Reviews**, v. **13**, 1977.

- KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, p.40-63, 1965.
- KUTZBACH, J. E et al. Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments. In: *Global Climate Since the Last Glacial Maximum* (H.E. Wright, J.E. Kutzbach, T. Webb, III, W E Ruddiman, EA. Street-Perrott, and P.J. Bartlein, eds.). Minneapolis: University of Minnesota Press, 24-93. 1993b.
- KUTZBACH, J. E. The nature of climate and climatic variations. **Quaternary Research**, v.6, 471-480. 1976.
- KUTZBACH, J. E; LIU, Z. Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. **Science**, v. 278, p. 440–443.
- LACIS, A; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **Journal Atmospheric Society**, v.31, p. 118-133, 1974.
- LEGECKIS, R; A. GORDON, L. Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. 29, p. 375-401, 1982
- LENTERS, J. D; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 656-677, 1997.
- LIU, Z et al. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 157-182. 2004.
- MANTUA, N. J et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, 1069-1079. 1997
- MARCHI, A. C. **Simulação do Clima para o Holoceno Médio usando o modelo ETA**. Dissertação de Mestrado, UFAL, p25-28. 2013.
- MARENGO, J. A et al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.
- MARQUES, R. F. C; RAO, V. B. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, vol. 127, p. 1761-1776, 1999.
- MARQUES, R. F. C; RAO, V. B. Interannual variations of blocking in the Southern Hemisphere and their energetics. **Journal Geophysical Research**, vol. 105, p. 4625-4636, 2000.
- MASSON, V et al. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. **Quaternary Research**, v.54 (3): p. 348-358. 2000.
- MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. **Science**, v. 290, p. 2291-2294, 2000.
- MELLOR, G. L; AND T. YAMADA, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, 851–875.

MELO, M. L. D. **Simulações de clima para o Holoceno Médio usando o MCGA do CPTEC, com ênfase sobre a América do Sul.** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Tese. 2007.

MELO, M. L. D. Simulações de clima para o Holoceno Médio usando o MCGA do CPTEC, **Meteorological Society**, v. **87**, p. 63–77, 2006a.

MIKY FUNATSU, B; GAN, M. A; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. **17**, n. **2**, p. 91-113, 2004.

MORLEY, J. J; DWORETZKY, B. A. Holocene temperature patterns and the South Atlantic, Southern and Pacific oceans. WRIGHT. H. E. et al. (eds.). *Global climates since the last glacial maximum*. Minnesota: University Press, p.125-135. 1993. *mosoon during the mid- Holocene. Climate Dynamics*, v. **25**, p. 777 – 800, 2005.

MOURA, A. D., AND J. SHUKLA. 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.

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

NASCIMENTO, E. L; AMBRIZZI, T. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. **80**, n. 2, p. 139-159, 2002.

NATIONAL GEOGRAPHIC MAGAZINE. The driest place on earth. Disponível em (<http://ngm.nationalgeographic.com/ngm/0308/feature3/index.html>). (Acesso em 20 janeiro de 2015).

NOBRE, P; AND J. SHUKLA. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, in press. , 1996.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin.** Ph.D. Thesis, University of Maryland a College Park, 1 993.

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

NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, vol. **125**, p. 279-291, 1997.

Notícias Agrícolas - Disponível em <http://www.noticiasagricolas.com.br/noticias/agronegocio/144127-china-pais-tem-pior-seca-em-63-anos-e-grande-area-agricola-afetada.html#.VPgMgjVmrSM> (Acessado em 02 de Fevereiro de 2015)

OLIVEIRA P. E; BARRETO A. M. F; SUGUIO, K. **Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River.** *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 152:319–337. 1999.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE-4008-TDL/239, 134 p., 1986. p. 2607-2627, 1998.

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

PEIXOTO, J. P; A. H. OORT: **Physics of Climate**. American Institute of Physics, 520-498. 1992.

QUADRO, M. F. de L. **Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 1994.

RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, New York, 296 pg., 1971.

RAO, G. V; ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. **Boundary Layer Meteorology**, v. 46, p. 13–33, 1989.

RAO, V.B; HADA K. **Characteristics of Rainfall over Brazil Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation**. Theoretical and Applied Climatology, v. 42, p. 81-91, 1990.

REBOITA, M. S et al. Regimes de Precipitação na América do sul Uma Revisão Bibliográfica. (DCA/USP). (INPE/CPTEC) **Revista Brasileira de Meteorologia** .v.25, n.2, 185-204, 2010.

REBOITA, M. S; AMBRIZZI, T; DA ROCHA, R. P. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009a.

REBOITA, M. S; AMBRIZZI, T. **Monitoramento dos Ciclones Extratropicais no Hemisfério Sul**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006,

REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 359 pg., 2008.

Research and Forecast, WMO/TD N° 1266 (TMRP Report N° 70) **Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWMIII)**, 2 –6 November 2004, Hangzhou, China, p. 219–238, 2005. Research, v. 92, D8, p. 959-9613,1987. Research, v. 92, D8, p. 959-9613,1987.

RIEHL, H. Venezuelan rain systems and the general circulation of the Summer tropics II: Relations between low and high latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 105, n.11, p. 1421-1433, 1977.

RIND, D. **How will future climate changes differ from those of the past? In: Global Changes in the Perspective of the Past** (J.A. Eddy and H. Oeschger, eds.). Chichester: Wiley, 39-49.1993.

RODRIGUES, M. L. G; FRANCO, D; SUGAHARA, S. Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.22, n. 2, p. 135-151, 2004.

ROPELEWSKI, C. F; JONES, P. D. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115: 2161-2165. 1987.

RUDDIMAN, W. F; MIX, A. C. **The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 years B.P.** In: WRIGHT, H. E. et al., (eds.). *Global climates since the last glacial maximum*. Minnesota: University Press, 1992. p. 94-124.

SALIO, P; NICOLINI, M; ZIPSER, J. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, v. **135**, p. 1290-1309, 2007.

SANTER, B.D. **Detection of climate change and attribution of causes.** In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* (J.T. Houghton, L.G. Meirho Filho, B.A. Callendar, A. Kattenberg, and K. Maskell, eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 407-443. 1996.

SATO, N et al. Effects of implementing the Simple Biosphere Model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782. 1989a.

SATO, N. **Implementing the simple biosphere model in a general circulation model: Methodologies and results.** NASA Contractor Report 185509, 76 pp. 1989b.

SATYAMURTY, P; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Monthly Weather Review*, v. **117**, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SAULO, C; RUIZ, J; SKABAR, Y. G. Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. *Monthly Weather Review*, v. **135**, p. 1310-1326, 2007.

SERVAIN, J. Simple Climate indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978 – 2012).

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. **2**, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, P. L et al. **Evaluation of model simulation of 6k and present climate in South America** . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. Anais... São Paulo: USP, 2002.

Simple Climate - Disponível em <https://simpleclimate.wordpress.com/category/arctic/page/2/> (Acessado em 16 de Janeiro de 2015)

Skeptical Science - Disponível <http://www.skepticalscience.com/translation.php?a=7&l=10> (Acessado em 20 de setembro de 2014)

SOUZA, E. B. **Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical.** São José dos Campos, 1994. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica.** 1999.

- TIEDTKE, M. **The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model.** Proc. Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Models, Reading, United Kingdom, ECMWF, 297–316. 1983.
- TRENBERTH KE. The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, **78**: 2771-2777. 1997.
- TROUP, A. J. The Southern Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, **91**: 490-506. 1965.
- TURCQ, B; ALBUQUERQUE, A. L. S; CORDEIRO, R. C et al. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology** , v. **148**, p. 319-342, 2002.
- TURCQ, B. Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7000 years. **Ambio** , v. **27**, n. **2**, 139-142, 1998.
- TURCQ, B. et al. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary geology**, v. **148**, 319-342, 2002.
- TURCQ, B. et al.. Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7000 years. **Ambio**, v. **27**, n. **2**, 139-142, 1998.
- VALDES, P. J. South American paleoclimate model simulations: how reliable are the models? **Journal of Quaternary Science** , v. **15**, n. **4**, p. 357-368, 2000.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Américas. **Journal of Geophysical Research**, v. **92**, D8, p. 959-9613, 1987.
- VERA, C. S et al. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. **87**, p.63–77, 2006a.
- VETTORETTI, G. and PELTIER, W. R. Simulations of Mid-Holocene Using an Atmospheric General Circulation Model. **Journal of Climate** , v. **11**, p. 2607-2627, 1998.
- WAGNER, R.G Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **J. Climate**, v. **9**, p. 2010-2019, 1996.
- WANG, B; WANG, Y. Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. **Journal of Climate**, 9 : 1586-1598. 1996.
- XUE, Y et al. A simplified biosphere model for global climate studies. **J. Climate**, 4, 345-364. 1991.
- ZHANG, Y. J. M; WALLACE. S. B. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93, **J. Climate**, **10**, 1004–1020, 1997.
- ZHAO, et al. A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid- Holocene. **Climate Dynamics** , v. **25**, p. 777 – 800, 2005.

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