



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

ENERGÉTICA ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL
E OCEANOS ADJACENTES E IMPACTOS CLIMÁTICOS DE
AGENTES NATURAIS

Lígia Alves da Silva

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Prakki Satyamurty.

INPE
São José dos Campos
2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Palavras-chave: Energética, clima, aerossóis vulcânicos, atividade solar, impacto.

Keywords: Energetic, climate, volcanic aerosols, solar activity, impact.

*“Sobre tudo o que se deve guardar, guarda o teu coração
porque dele procedem as fontes da vida”*

Provérbios 4:23

*A meu esposo Luís Eduardo Vieira, aos meus filhos Ícaro Vieira e
Isis Vieira e a meus pais Pedro Paulo e Lindalva Alves*

AGRADECIMENTOS

Agradeço em especial ao meu esposo Luis Eduardo Vieira por todo apoio em todas as fases deste trabalho.

Ao Dr. Prakki Satyamurty pela orientação.

Ao Dr. Johann Jungclaus pela supervisão durante o período de doutorado sanduíche no exterior.

À Dra. Renata Weissman pela colaboração no momento de desenvolvimento dos programas.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro através da bolsa de doutorado e de doutorado sanduíche no exterior.

Ao INPE e ao Instituto Max-Planck para Pesquisas do Sistema Solar (Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung) pela estrutura física e apoio técnico.

RESUMO

A variabilidade da circulação atmosférica sobre a América do Sul e os oceanos vizinhos é modulada pela circulação global, que é controlada tanto pela variabilidade da atividade solar, quanto por modos internos de oscilação da atmosfera. O acoplamento entre os oceanos e a atmosfera na região tropical desempenha um importante papel na modulação do clima do planeta em escalas de tempo inter-anual, decadal e glacial/inter-glacial. Um grande número de observações indica que o clima terrestre está mudando. O aumento da temperatura da superfície terrestre não é uniformemente distribuído, que indica uma evolução do sistema acoplado oceano-atmosfera para um padrão não uniforme de temperatura. O aumento da temperatura é atribuído principalmente a atividade humana que causa grandes mudanças na composição físico-química atmosférica e nas propriedades da superfície da Terra. No entanto, pode existir contribuição de forçantes naturais (e.g., variabilidade solar, aerossóis vulcânicos e precipitação de partículas energéticas no cinturão de radiação). Neste trabalho, investiga-se a evolução energética dos sistemas de grande escala sobre a América do Sul e oceanos adjacentes durante as últimas três décadas. Utiliza-se o ciclo energético de Lorenz para verificar tendências e oscilações quase-periódicas dos sistemas estudados. Todavia, as tendências e oscilações detectadas são então comparadas com a variabilidade de fenômenos geofísicos e solares. Enquanto, a resposta do El Niño Oscilação Sul (*El Niño-Southern Oscillation* - ENSO) nos sistemas meteorológicos de grande escala é investigada através do Índice de Oscilação Sul (*Southern Oscillation Index* - SOI), a resposta da atividade vulcânica é observada comparando a energética dos sistemas com a profundidade ótica da atmosfera em 550nm. Assim, foi observado que os valores máximos e mínimos das energias potencial e cinética dos sistemas tropicais ocorreram durante períodos de El Niño e La Niña, respectivamente. As mudanças na circulação atmosférica devido a injeção de aerossóis vulcânicos na troposfera e estratosfera das erupções do El Chichon e Mt. Pinatubo foram principalmente observados na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Um forte acoplamento energético entre os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e a ZCIT mostraram que a intensificação da ZCIT implica em intensificação do VCAN e vice-versa. Os processos de instabilidade baroclínica e estabilidade barotrópica predominam, em média, na ZCIT. A conversão negativa de energia cinética dos “eddies” em energia cinética zonal na região do VCAN sugere a predominância de processos de instabilidade barotrópica na região. Os valores da conversão de energia $A_E - K_E$ na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) indicam predominância de instabilidade baroclínica. As tendências de longos períodos também foram identificadas na energética dos sistemas estudados. A sensibilidade dos sistemas aos forçantes externos foi investigada utilizando o modelo de circulação global acoplado desenvolvido pelo *Goddard Institute for Space Studies* (GISS). Experimentos numéricos foram realizados para identificar as regiões potencialmente afetadas pela variabilidade da irradiância solar total e precipitação de partículas energéticas dos cinturões de radiação. Assim, foi encontrado que as forçantes externas afetam a ZCIT, a ZCAS e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), pelas mudanças induzidas na estrutura térmica e composição na média e alta atmosfera.

ATMOSPHERIC ENERGY IN SOUTH AMERICA AND ADJACENT OCEANS AND IMPACTS OF CLIMATE NATURAL FORCINGS

ABSTRACT

The variability of the atmospheric circulation over South America and the adjacent oceans is modulated by the global circulation, which is driven by the solar activity and by internal oscillation modes of the atmosphere. Additionally, the coupling between the oceans and the atmosphere in the tropical region modulates the climate on inter-annual, decadal, and glacial/interglacial time scales. Several observations suggest that the Earth's climate is changing. The increase of the surface temperature is not uniformly distributed over the globe, which indicates that the evolution of the atmospheric-oceanic coupled systems leads to non-uniform patterns of temperature. The increase of temperature is mainly attributed to human activity that causes large changes in the atmospheric composition and Earth's surface properties. However, there might be a contribution from natural climate forcings (e.g. solar variability, volcanic aerosols, and particle precipitation from the radiation belts). In this work, the evolution of the energetics of the large-scale systems over South America and adjacent oceans during the last three decades is investigated. The Lorenz energy cycle is employed to identify trends and quasi-periodic oscillations of the synoptic systems. Moreover, the trends and oscillations identified are compared to the variability of geophysical and solar phenomena. While the response of the large-scale meteorological systems to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is investigated comparing the energetics of the systems with the Southern Oscillation Index (SOI), the response to volcanic activity is carried out comparing the energetics with the atmospheric optical depth at 500 nm. Maximum and minimum values of the energy components of the tropical systems occur during El Niño and La Niña, respectively. The changes of the atmospheric circulation due to the injection of volcanic aerosols into the troposphere and stratosphere from the El Chichón and Mt. Pinatubo eruptions were mainly observed in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). A strong coupling between the Upper Tropospheric Cyclonic Vortex (UTCV) and the Intertropical convergence zone was identified, where intensifications of the ITCZ lead to intensifications of the UTCV and vice-versa. The processes related to the baroclinic instability and barotropic stability predominate in the ITCZ. The negative conversion of the eddy kinetic energy to the zonal kinetic energy of the UTCV region suggests the predominance of the barotropic instability in this region. The large values of the A_E-K_E energy conversion of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) indicate the predominance of the baroclinic instability. In addition, long-term trends were also identified in the energy cycle of the synoptic systems studied. The sensibility of the systems to external forcings was investigated employing a general circulation model developed by the *Goddard Institute for Space Studies (GISS)*. A set of idealized experiments was realized to identify the regions that are potentially affected by the variability of the total solar irradiance and the high-energy particle precipitation from the radiation belts. The external forcings affect the ITCZ, the SACZ, and the South Pacific Convergence Zone (SPCZ), by inducing changes in the thermal structure and composition of the middle and upper atmosphere.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pag.</u>	
1.1	Temperatura superficial do planeta a partir do século 19 até os dias de hoje.....	6
1.2	Tendências de temperatura da superfície a partir de 1951 até 2009. O código de cores indica as tendências calculadas em cada região. Áreas cinza e escuras representam desvios negativos e positivos, respectivamente.....	7
1.3	Número de manchas solares (<i>Sunspots</i>) observado entre 1600-2000.....	7
1.4	Espessura ótica mensal média em 550nm entre 1850-2000.....	7
2.1	Reconstrução da irradiância solar total para o Holoceno. (a) Reconstrução a partir do ano 800 DC até o presente. (b) Reconstrução para todo o Holoceno.....	14
2.2	Índices utilizados para monitorar o ENSO.....	16
2.3	Distribuição global média de ROL para os meses de dezembro-março, para o período de 1979-2005.....	18
2.4	Alterações no conteúdo de vapor d'água na atmosfera associado à ocorrência de um vórtice ciclônico de altos níveis na Região Nordeste da América do Sul e região Tropical Sul do Oceano Atlântico.....	20
2.5	Componentes da radiação líquida global média anual da atmosfera.....	23
2.6	Fotografia da erupção vulcânica do Mt. Pinatubo, localizado em 15°N e 120°L, entrou em erupção em junho de 1991.....	28
2.7	(a) Estrutura interna do Sol, centro, zona radiativa e zona convectiva e estrutura externa, subsuperfície, fotosfera, cromosfera e coroa. (b) Células de convecção observadas na superfície solar pelo telescópio solar Hinode.....	30
2.8	Efeito da passagem de um grupo de manchas no disco solar.....	31
4.1	Esquema do ciclo de energia nos processos barotrópico e baroclínico.....	46
4.2	(a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Radiação de Onda Longa menor que 240 W/m ² com caixa representativa da região preferencial da ZCIT; (b) domínio utilizado para o cálculo da energética da ZCIT.....	48

4.3	(a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Vorticidade Relativa Negativa em 200 hPa < $-2,5 \times 10^{-5} s^{-1}$ com caixa representativa da região preferencial do VCAN; (b) domínio utilizado para o cálculo da energética do VCAN.....	49
4.4	(a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Radiação de Onda Longa menor que $200 W/m^2$ com caixa representativa da região preferencial da ZCAS; (b) domínios utilizados para o cálculo da energética da ZCAS.....	50
4.5	Domínio utilizado para o cálculo da energética do acoplamento entre a ZCIT, a ZCAS e o VCAN.....	51
4.6	Domínio utilizado para o cálculo da energética dos oceanos Pacífico Sul - OP e Atlântico Sul - OA.....	52
5.1	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).....	55
5.2	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , período de 1979-2007 (ZCIT).....	56
5.3	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (ZCIT).....	57
5.4	Energia A_Z referente ao período de 1980-2006 (ZCIT). Em azul os anos de El Niño e em vermelho os anos de La Nina e anos Normais.....	58
5.5	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , período de 1980-2006 (ZCIT).....	59
5.6	Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).....	61
5.7	Histogramas de frequências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).....	62
5.8	Decomposição da componente zonal da energia cinética, K_Z . Os painéis (a) e (h) apresentam o sinal de referência. (b) - (g) Mostram as reconstruções nos níveis 6 ao 11. (i) ao (n) Apresentam os detalhes do sinal dos níveis 6 ao 11.....	64
5.9	Tendências de longo prazo das componentes de energia no ciclo de Lorenz calculadas com os dados de re-análises (julho de 1979 a junho 2007). (a) Energia cinética zonal. (b) Energia cinética da perturbação. (c) Energia potencial zonal. (d) Energia potencial da perturbação. As linhas pretas apresentam as reconstruções no nível 8 e as vermelhas representam as linhas de tendências.....	66

5.10	Comparação das tendências de longo prazo da componente zonal da energia cinética (K_Z ; painel a), temperatura da superfície do mar (SST; painel b) e pressão ao nível médio do mar (SLP; painel c). As séries temporais correspondem as reconstruções no nível 8.....	68
5.11	Decomposição de ondeleta para a conversão de energia A_E - K_E . Os painéis (a) e (h) apresentam o sinal de referência. (b) ao (g) Mostram as reconstruções nos níveis 6 ao 11. (i) ao (n) Apresentam os detalhes do sinal nos níveis 6 ao 11.....	70
5.12	Tendências de longo prazo das conversões de energias do ciclo de Lorenz calculadas com dados de re-análises (julho de 1979 a junho de 2007). (a) Conversão de energia K_Z - A_Z . (b) Conversão de energia A_E - K_E . (c) Conversão de energia A_Z - A_E . (d) Conversão de energia K_E - K_Z . As linhas pretas apresentam as reconstruções no nível 8 (A_8).....	72
5.13	(a) Comparação entre o SOI e a reconstrução de K_Z no nível 8; (b) Comparação entre o SOI e a reconstrução de K_Z no nível 9; (c) Evolução da temperatura de brilho na baixa estratosfera (média global); (d) Espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha); (e) Diferença entre espessura ótica média mensal em 550nm observada no Hemisfério Norte e Sul.....	76
5.14	(a) Reconstrução do SOI no nível 9; (b) Espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha); (c) Diferença entre espessura ótica média mensal em 550nm observada no Hemisfério Norte e Sul; (d) Reconstrução da componente zonal de energia cinética (K_Z).....	78
5.15	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (VCAN).....	80
5.16	Conversão de A_Z - A_E , A_E - K_E , K_E - K_Z e K_Z - A_Z , período de 1980-2006 (VCAN).....	81
5.17	Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio da ZCIT (em azul) e ao domínio do VCAN (em verde), período de 1980-2006.....	83
6.1	Imagem de satélite (METEOSAT-9) do dia 04/02/2008 as 20:45 UTC, mostrando as interligações entre ZCIT, VCAN e ZCAS, através de bandas de nuvens. Fonte: INPE/CPTEC/DAS.....	85
6.2	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (ZCAS Continental).....	88
6.3	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (ZCAS da Costa).....	89
6.4	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (ZCAS Oceânica).....	90

6.5	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006 (ZCAS Continental).....	92
6.6	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006 (ZCAS da Costa).....	93
6.7	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006 (ZCAS Oceânica).....	94
6.8	Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS Continental).....	96
6.9	Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS da Costa).....	97
6.10	Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS Oceânica).....	98
6.11	Histogramas de frequências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS Continental).....	99
6.12	Histogramas de frequências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS da Costa).....	100
6.13	Histogramas de frequências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCAS Oceânica).....	101
6.14	Valores médios das componentes de zonal e da “eddy” da energia cinética e potencial da ZCAS Continental, ZCAS da Costa e ZCAS Oceânica.....	102
6.15	Valores médios das conversões de energia da ZCAS Continental, da Costa e Oceânica.....	102
6.16	Valores máximos das conversões de energia da ZCAS Continental, Costa e Oceânica.....	103
6.17	Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (Área total).....	105
6.18	Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006 (Área total).....	106
6.19	Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCIT (em verde), período de 1980-2006.....	108
6.20	Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio do VCAN (em verde), período de 1980-2006.....	109

6.21	Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCAS da Costa (em verde), período de 1980-2006.....	110
6.22	Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCAS Oceânica (em verde), período de 1980-2006.....	111
6.23	Coefficientes de correlação determinados entre cada tipo de energia do acoplamento e as respectivas energias de cada sistema (ZCAS Continental, ZCAS da Costa, ZCAS Oceânica, ZCIT e VCAN), período de 1980-2006.....	112
7.1	Climatologia da pressão ao nível médio do mar (<i>Sea Level Pressure</i> -SLP) entre 1948-2005. As linhas pretas representam a diferença entre a intensidade do campo geomagnético próximo a superfície entre 1948-2005.....	117
7.2	(a) Relação de dispersão da SLP versus a intensidade do campo geomagnético B. A linha preta contínua representa o melhor ajuste para a série de dados. A linha preta tracejada representa o erro do modelo 1-sigma. (b) Distribuição de frequência do erro do modelo. (c) Relação de dispersão da SLP versus a intensidade do campo geomagnético B referentes às regiões 3-9. A linha azul contínua representa o melhor ajuste dos dados. As linhas tracejadas azuis representam o erro 1-sigma. As linhas pretas são as médias corridas de 36 meses para as regiões 3-9.....	118
7.3	(a) Anomalia de temperatura global na baixa estratosfera. As erupções do El Chichon e Mt. Pinatubo são indicadas. (b) Observações da <i>Total solar Irradiance</i> - TSI.....	121
7.4	Climatologia da temperatura da baixa estratosfera no Hemisfério Sul referente ao período de 1979-2005. As linhas pretas superimpostas aos campos de temperatura mostram os contornos de iso-intensidade no campo geomagnético (Gauss) a 10km para o ano de 1990.....	123
7.5	Perfil longitudinal da temperatura de brilho na baixa estratosfera e a intensidade do campo geomagnético em novembro, para as latitudes de 80°S, 55°S, 42°S, 35°S. As observações mensais são observadas através do sinal “+”.....	124
7.6	Distribuição da abundância média da coluna de ozônio para o período de maio-outubro de 1983-2007.....	125
7.7	Configurações do ozônio estratosférico no Model E. (a) Distribuição assimétrica do ozônio. (b) Distribuição simétrica do ozônio.....	132
7.8	A SST média (30 anos) obtida através da diferença entre a configuração assimétrica e a simétrica.....	134

7.9	(a) A SST média (30 anos) obtida através da diferença entre configuração assimétrica e a simétrica. (b) SST média de dezembro/1997, evento de El Niño. (c) SST média de dezembro/2000, evento de La Niña.....	135
7.10	A temperatura da superfície média (30 anos) obtida através da diferença entre a configuração assimétrica e a simétrica.....	136
7.11	(a) Distribuição assimétrica do ozônio estratosférico no Model E. (b) Oscilação solar de 11 anos obtida através da variação da TSI para o período de 100 anos.....	137
7.12	A SST média (30 anos) obtida através da diferença entre anos de solar máximo e de solar mínimo.....	138
7.13	A temperatura da superfície média (30 anos) obtida através da diferença entre anos de solar máximo e de solar mínimo.....	138

LISTA DE TABELAS

	<u>Pag.</u>
5.1 Freqüência central aproximada do filtro passa-banda para as energias.....	65
5.2 Freqüência central aproximada do filtro passa-banda para as conversões de energia.....	69

LISTA DE SIGLAS E ABREVIÇÕES

AS	América do Sul
AO	Arctic Oscillation
APE	Available Potential Energy
BC	Black Carbon
B	Campo Geomagnético
CAN	Cavados de Altos Níveis
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CFCs	Clorofluorcarbonetos
CV	Coeficiente de Variação
DOE	<i>Department of Energy</i>
DT	Depressões Tropicais
DR	Dispersão Relativa
DAS	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EN	El Niño
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
EC	Energia Cinética
EP	Energia Potencial
GCM	General Circulation Model
G _E	Geração de Energia Dos “Eddies”
G _Z	Geração de Energia Zonal
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GHGs	Greenhouse Gases
HN	Hemisfério Norte
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
ISCCP	<i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
K	Energia Cinética
LN	La Niña
MJO	<i>Madden-Julian Oscillation</i>
MD	Mediana
MLS	<i>Microwave Limb Sounder</i>
MSU	<i>Microwave Sounding Units</i>
MO	Moda
MPTs	<i>Montreal Protocol on Trace Gases</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NEB	Nordeste do Brasil
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NAM	<i>Northern Annual Mode</i>
OA	Oceano Atlântico

OP	Oceano Pacífico
TOVS	<i>TIROS Operational Vertical Sounder</i>
OIT	Organic Carbon
OC	Oscilação Intra-Sazonal Tropical
OTGs	<i>Other Trace Gases</i>
PMOD	<i>Physicalisch-Meteorologisches Observatorium Davos</i>
QUS	<i>Quadratic Upstream Scheme</i>
RFCR	<i>Radiative Forcing and Climate Response</i>
ROL	Radiação de Ondas Longas
SLP	Pressão ao nível do mar
SST	Temperatura da Superfície do Mar
SHMA	<i>Southern Hemisphere Magnetic Anomaly</i>
SOI	<i>Southern Oscillation Index</i>
SAGE	<i>Stratospheric Aerosol and Gas Experiment</i>
TIMED	<i>Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics</i>
TSI	<i>Total Solar Irradiance</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UV	Ultra-Violeta
UARS	<i>Upper Atmosphere Research Satellite</i>
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VOCs	<i>Volatile Organic Compounds</i>
VEI	<i>Volcanic Explosivity Index</i>
WRC	<i>World Radiation Center</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

g	Aceleração da gravidade
A	Aproximações
τ_{asy}	Assimetria hemisférica da espessura ótica em 550nm
$\frac{\partial K_E}{\partial t}$	Tendência da energia cinética dos “eddies”
$\frac{\partial K_Z}{\partial t}$	Tendência da energia cinética zonal
$\frac{\partial A_E}{\partial t}$	Tendência da energia potencial dos “eddies” -
$\frac{\partial A_Z}{\partial t}$	Tendência da energia potencial zonal
^{10}Be	Berílio 10
^{14}C	Carbono 14
C_p	Calor específico a pressão constante
$R(n)$	Coefficiente de correlação
β	Coefficiente angular
α	Coefficiente linear
$(X)_\lambda$	Componente do “eddies” de uma variável
v	Componente meridional do vento
u	Componente zonal do vento
a, b, c	Constantes determinadas a partir do método dos mínimos quadrados
R	Constante do gás para o ar seco
K_E-K_Z	Conversão de Energia Cinética dos “Eddies” em Energia Cinética Zonal
K_Z-A_Z	Conversão de Energia Cinética Zonal em Energia Potencial Zonal
A_E-K_E	Conversão de Energia Potencial dos “Eddies” Em Energia Cinética dos “Eddies”
A_Z-A_E	Conversão de Energia Potencial Zonal em Energia Potencial dos “Eddies”
σ	Desvio padrão
D_Z	Dissipação de Energia Zonal
D_E	Dissipação de Energia dos “Eddies”

Ea	Eficácia da Forçante Radiativo Ajustado
Eg	Eficácia da Forçante Radiativa Computada Fixando a SST e a Temperatura de Áreas não Oceânicas
Ei	Eficácia da Forçante Instantânea
Es	Eficácia da Forçante Radiativa Computada Fixando a SST, Enquanto as outras Temperaturas se Ajustam a esta SST
K_E	Energia Cinética dos “Eddies”
K_Z	Energia Cinética Zonal
A_E	Energia Potencial dos “Eddies”
A_Z	Energia Potencial Zonal
SO_2	Dióxido de Enxofre
Fa	Forçante Radiativo Ajustado
Fg	Forçante Radiativa Computada Fixando a SST e a Temperatura de Áreas não Oceânicas
Fi	Forçante Instantânea
F_R	Forçantes Radiativas
Fs	Forçante Radiativa Computada Fixando a SST, Enquanto as outras Temperaturas se Ajustam a esta SST
f_i	Frequência de um valor de uma variável
P_i'	Frequência relativa de um valor
CO_2	Dióxido de Carbono
G_E	Geração de Energia Dos “Eddies”
G_Z	Geração de Energia Zonal
2H	Hidrogênio 2
1H	Hidrogênio 1
φ_1 e φ_2	Latitudes
λ_1 e λ_2	Longitudes
\bar{X}	Média de um conjunto
$[X]_{\lambda\varphi}$	Média sobre a área limitada pelas longitudes e latitudes
$[X]_{\lambda}$	Média zonal de uma variável
$([X]_{\lambda})_{\varphi}$	Media zonal subtraída da média na área
CH_4	Metano
X_1, X_2, \dots, X_N	N números

n	Número total de valores observados
ω	Velocidade vertical (Omega)
NO_x	Óxido de Nitrogênio
N_2O	Óxido Nitroso
^{16}O	Oxigênio 16
^{18}O	Oxigênio 18
O_3	Ozônio
$[\sigma]_{\lambda\phi}$	Parâmetro de estabilidade estática calculado na área
λ	Parâmetro de sensibilidade climática
S	Série de tempo
D	Sinal decomposto
T_g	Temperatura a Superfície Global Média
T	Temperatura do ar
$B\Phi_E$	Trabalho Exercido pela Componente dos “Eddies” na Fronteira
$B\Phi_Z$	Trabalho Exercido pela Componente Zonal na Fronteira
BK_E	Transporte de Energia Cinética dos “Eddies” Através da Fronteira
BK_Z	Transporte de Energia Cinética Zonal Através da Fronteira
BA_E	Transporte de Energia Potencial dos “Eddies” Através da Fronteira
BA_Z	Transporte de Energia Potencial Zonal Através da Fronteira
H_2O	Vapor de água
ΔT_g	Varição da temperatura a superfície global média
d	Variações aleatórias
σ^2	Variância
ζ	Vorticidade relativa

SUMÁRIO

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA.....	1
1.1 Visão Global.....	1
1.2 Objetivos.....	8
1.2.1 Objetivos Gerais.....	8
1.2.2 Objetivos Específicos.....	9
1.3.1 JUSTIFICATIVA.....	10
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	11
2.1 Registros Climáticos.....	11
2.2 A América do Sul e Oceanos Adjacentes.....	14
2.2.1 O El Niño Oscilação Sul (El Niño-Southern Oscillation – ENSO).....	15
2.2.2 A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....	17
2.2.3 A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).....	17
2.2.4 Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN).....	19
2.3 Energética Atmosférica.....	21
2.4 Radiação Atmosférica e Forçantes Radiativos.....	22
2.4.1 Forçantes de Origem Antrópica.....	26
2.4.2 Forçantes de Origem Natural.....	27
2.4.2.1 Forçantes de Origem Vulcânica.....	27
2.4.2.2 Forçantes de Origem Solar.....	29
3. DADOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	33
3.1.1 Dados.....	33
3.1.2 Análise Estatística.....	35
3.1.3 Análise Espectral.....	40
4. CÁLCULO DO CICLO ENERGÉTICO DE LORENZ.....	43
4.1 Equações do Ciclo Energético de Lorenz.....	43
4.2 Limites verticais para o Cálculo da energética.....	47
4.3 Definição dos Domínios e Regiões de Interesse.....	47
4.2.1 Domínios da ZCIT e do VCAN.....	47
4.2.2 Domínio da ZCAS.....	49
4.2.3 Domínio do Acoplamento entre a ZCIT o VCAN e a ZCAS.....	50
4.2.4 Domínio dos Oceanos Atlântico e Pacífico Sul.....	51
5. A ENERGÉTICA DE DOIS SISTEMAS TROPICAIS DE GRANDE ESCALA DA AMÉRICA DO SUL (ZCIT E VCAN).....	53
5.1 Energética da ZCIT.....	53
5.1.1 Análise Espectral e Detecção de Tendências da Energética da ZCIT.....	63

5.1.2	Relação entre a Energética da ZCIT e Fenômenos de Origem Natural.....	73
5.1.2.1	Comparação entre o SOI e o K_z	74
5.1.2.2	Reconstrução de Longo Prazo de K_z	77
5.2	Energética da Região do VCAN.....	79
5.3	Correlação entre os Domínios das Regiões Tropicais (ZCIT e VCAN).....	82
6.	A ENERGÉTICA DA REGIÃO DA ZCAS, DO DOMÍNIO QUE ABRANGE OS TRÊS SISTEMAS EM ESTUDO (ZCIT, VCAN E ZCAS) E DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO SUL.....	85
6.1	Energética da Região da ZCAS.....	86
6.1.1	Componentes de Energia.....	86
6.1.2	Conversões de Energias.....	91
6.1.3	Histogramas de Freqüências da Energética.....	95
6.2	Energética do Domínio Total (Acoplamento).....	103
6.3.1	Energética do Oceano Atlântico Sul e Pacífico Sul.....	112
7.	MODELAGEM NUMÉRICA.....	115
7.1	Fundamentação Teórica para o Estudo de Modelagem Numérica.....	115
7.1.1	A Influência Solar na Troposfera.....	116
7.1.2	A Influência Solar na Alta Atmosfera e Baixa Estratosfera.....	118
7.2	Modelagem Numérica.....	126
7.2.1	Introdução ao Model E.....	126
7.2.2	Descrição do Model E e Configuração Seleccionada.....	127
7.3	Experimentos numéricos Idealizados.....	131
7.3.1	Sem Oscilação Solar de 11 anos.....	131
7.3.2	Com Oscilação Solar de 11 anos.....	136
8.	CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	139
8.1	Conclusões.....	140
8.1.1	ZCIT e VCAN.....	140
8.1.2	ZCAS.....	143
8.1.3	Domínio Total.....	145
8.1.4	Efeitos do Ozônio e Ciclo Solar.....	145
8.2	Sugestões para Trabalhos Futuros.....	146
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	149
	APÊNDICE A – ARTIGOS PUBLICADOS E SUBMETIDOS.....	163
A.1	Da Silva, L. A. and Vieira, L. E., Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects. Geophysical Research Letters, Vol. 33, L14802, doi:10.1029/2006GL026389, 2006.....	158
A.2	Vieira, L. E.; Da Silva, L. A. and Guarnieri, F. L., Are changes of the	

	geomagnetic field intensity related to changes of the tropical Pacific sea-level pressure during the last 50 years? Journal of Geophysical Research, Vol. 113, A08226, doi:10.1029/2008JA013052, 2008.....	163
A.3	Da Silva, L. A. and Satyamurty, P., Evolution of the Lorenz energy cycle in the Inter-Tropical Convergence Zone in the South American sector of the Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research. 2010 (Submitted).....	172
A.4	Da Silva, L. A.; Vieira, L. E.; Echer, E. and Satyamurty, P., Longitudinal anomaly in the lower stratospheric temperature in the southern hemisphere: 1 effects of particle precipitation in the southern hemisphere magnetic anomaly? JASTP. 2008 (submitted).....	203

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO, OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

1.1 Visão Global

Observações de parâmetros atmosféricos e oceânicos sugerem que o clima da Terra tem experimentado constantemente alterações globais e regionais durante a evolução do planeta (JUNGCLAUS et al., 2010; RODBELL et al., 1999). Tanto fatores internos quanto externos contribuem para essa variabilidade. No entanto, o recente aumento global da temperatura parece ser excepcional (*Intergovernmental Panel on Climate change – IPCC, 2007*). Apesar da atividade humana ser reconhecida como o principal agente causador destas mudanças, o papel relativo as diferentes forçantes ainda não é bem compreendido. Isto ocorre porque existem grandes incertezas sobre a evolução dos forçantes naturais, tais como, a atividade solar e vulcânica. Além disso, os diversos elementos que compõem o sistema acoplado oceano-atmosfera respondem de maneira diferenciada aos forçantes. O propósito deste estudo é detectar tendências e oscilações no ciclo energético e verificar a sua variabilidade em escalas de dias a décadas. A resposta destes sistemas meteorológicos a forçantes naturais é investigada comparando a evolução do ciclo energético e “proxies” destas forçantes. Experimentos numéricos idealizados são utilizados para estudar a sensibilidade dos sistemas sobre a América do Sul e oceanos adjacentes.

O aumento da temperatura superficial do planeta é a manifestação mais evidente das mudanças climáticas ocorridas no último século. Desde o início do século XX foi observado um aumento de aproximadamente $0,7^{\circ}\text{C}$ (Figura 1.1; painel superior). Grande parte do aumento da temperatura global ocorreu nos últimos 25 anos ($0,46^{\circ}\text{C}$). Entretanto, o aumento da temperatura não foi uniforme. Como pode ser visto nos painéis central e inferior da Figura 1.1, a evolução da temperatura nos Hemisférios Sul e Norte foi diferenciada. Além disso, como pode ser visto na Figura 1.2, algumas regiões não apresentam esta tendência ou apresentam uma tendência de queda na temperatura da superfície. Isto se deve a resposta diferenciada dos diversos sistemas atmosféricos em escala regional. Outros parâmetros atmosféricos e oceânicos registram alterações dos padrões climáticos. Por exemplo, é observado o derretimento das geleiras, o aumento do nível do mar, a diminuição da espessura

do gelo no Ártico e um aumento na frequência de precipitação extrema em várias partes do mundo (*Intergovernmental Panel on Climate change – IPCC, 2007*).

A variabilidade da circulação atmosférica sobre a América do Sul e os oceanos vizinhos é modulada pela circulação global. A circulação global, por sua vez, é controlada tanto pela variabilidade de forçantes naturais (atividade solar, erupções vulcânicas) quanto por modos internos de oscilação da atmosfera. O acoplamento entre os oceanos e a atmosfera na região tropical desempenha um papel importante no balanço energético do sistema oceano-atmosfera em escalas de tempo inter-anual (1-3 anos), decadal (5-10 anos), e até glacial/inter-glacial (10^5 anos) (e.g., JONES et al., 2001; FEDOROV et al., 2000; TUDHOPE, 2001). Portanto, entender como o clima do planeta é modulado e quantificar a influência da variabilidade dos forçantes naturais sobre a circulação global é crucial para o entendimento das tendências climáticas presentes e futuras.

A emissão solar de radiação é a principal fonte de energia do sistema terrestre. A sua variabilidade afeta os componentes neutro e ionizado da atmosfera. As radiações emitidas pelo Sol apresentam variações em escalas de tempo de segundos a centenas/milhares de anos. As consequências para os seres humanos destas variações vão desde a influência no clima terrestre, a ocorrência de auroras, até danos significativos em sistemas tecnológicos que estão se tornando cada vez mais importantes para a vida cotidiana (JOSELYN, 1998). O principal parâmetro solar que afeta o clima terrestre é a irradiância solar, que é o fluxo total de energia solar no topo da atmosfera. A variabilidade da irradiância solar em algumas regiões do espectro tem chamado atenção devido a sua importância para a química e dinâmica da atmosfera terrestre. Enquanto, a irradiância solar total (isto é, integrada para todo o espectro, *Total Solar Irradiance -TSI*) varia cerca de 0,1% (FROHLICH, 2006) entre o máximo e mínimo solar, as emissões no Ultra-Violeta-UV variam de 3-4% em 200-300 nm até 100% próximo a linha de emissão Ly-alpha (121.6 nm) (FLOYD et al., 2003, KRIVOVA et al., 2006). A variabilidade no infravermelho é comparável ou menor que a variação da TSI. Na faixa entre 1500 e 2500 nm, isto é, nas vizinhanças da banda de absorção do vapor d'água, a variação ao longo do ciclo solar é reversa em relação ao ciclo da TSI (HARDER et al. 2009, KRIVOVA et al., 2009). Medidas confiáveis da variabilidade da irradiância solar realizadas utilizando plataformas espaciais, são disponíveis somente para as últimas três décadas. Para períodos anteriores, é necessário utilizar modelos da evolução da irradiância solar. Estes modelos assumem que a evolução da irradiância é diretamente relacionada à evolução

magnética das camadas externas da atmosfera solar. O fluxo radiativo é diretamente relacionado à presença de elementos escuros (“sunspots”) e brilhantes (“faculae”) na superfície solar. No entanto, ainda existem grandes limitações observacionais para detectar tendências em escalas de tempo de décadas a séculos. Os modelos recentes indicam que o aumento da irradiância solar a partir do fim do Mínimo de Maunder, que foi um período de baixa atividade solar, foi aproximadamente $1,3 \text{ W/m}^2$ (KRIVOVA et al., 2006). A evolução da atividade solar tem sido sistematicamente registrada através da contagem do número de manchas solares (*Sunspots*) desde a invenção do telescópio. A Figura 1.3 mostra o número de manchas solares para o período de 1600-2000. Observe que dois períodos de baixa atividade solar podem ser destacados. O primeiro, o Mínimo de Maunder, é coincidente com o período de baixas temperaturas na Europa, conhecido como pequena era glacial (*Little Ice Age*) (SCHRÖDER, 1992; LUTERBACH et al., 2001). O segundo, o Mínimo de Dalton, também é coincidente com registros de baixas temperaturas em algumas regiões, por exemplo, a Inglaterra (SCHRÖDER, 2005). Isto caracteriza uma provável relação entre a baixa atividade solar e mudanças climáticas regionais. No entanto, até o momento ainda não se sabe se a baixa atividade solar no século XVII e XVIII, também podem ter influenciado as temperaturas de outras regiões, como exemplo, da América do Sul, ou seja, ainda não é possível afirmar categoricamente se afeta o clima em escala global ou regional.

As erupções vulcânicas também apresentam uma forte relação com a variabilidade do clima terrestre. No entanto, esta relação depende fortemente das características e da localização geográfica do vulcão em questão. Alguns vulcões são capazes de lançar aerossóis até a estratosfera. Devido às características da circulação na estratosfera, estes aerossóis podem ser distribuídos por todo o globo. As plumas que alcançam apenas a troposfera se dissipam mais rapidamente sem atingir grandes áreas do globo. As grandes erupções vulcânicas emitem enxofre e poeira fina na estratosfera. Estes dois produtos (aerossóis) causam forte impacto nos processos radiativos e nos padrões de temperatura e vento da atmosfera terrestre (TIMMRECK et al., 2009). Os aerossóis vulcânicos são componentes ativos no sistema climático. Eles possuem um papel múltiplo na física e nas trocas biogeoquímicas entre a atmosfera, a superfície da Terra e os oceanos. O impacto dos aerossóis sulfurosos sobre o clima depois de uma erupção vulcânica tem sido sistematicamente estudado. Mesmo assim, muitos Modelos de Circulação Geral (*General Circulation Model* – GCM) utilizam distribuição global prescrita de aerossóis vulcânicos (OMAN et al., 2006; TIMMRECK et al., 2003, KIRCHNER et al., 1999; THOMAS et al., 2009). O segundo fato relevante é a

localização dos vulcões. Os vulcões localizados na região tropical podem produzir um impacto global sobre o clima. Enquanto que, os vulcões localizados em altas latitudes apresentam efeitos sobre o clima regional ou Hemisférico (TIMMRECK et al., 2009). Isto ocorre devido à distribuição média dos ventos, na qual o transporte dos produtos vulcânicos tropicais é influenciado pelas células de Hadley. Estas células transportam estes produtos para os dois Hemisférios. Enquanto que, os aerossóis dos vulcões de latitudes médias recebem grandes influências das células de Ferrell, as quais realizam transporte intra-hemisférico destes produtos.

A Figura 1.4 mostra a espessura ótica em 550nm. Observe que os picos são referentes aos períodos com erupções vulcânicas. Nota-se as duas erupções vulcânicas que produziram mudanças significativas na espessura ótica em 500 nm nos últimos trinta anos, a erupção dos vulcões El Chichon e Mt. Pinatubo que ocorreram em 1982 e 1992, respectivamente (Goddard Institute for Space Studies - NASA).

Além da atividade solar e das erupções vulcânicas, outros forçantes naturais podem contribuir para a variabilidade do clima terrestre. Por exemplo, a ionização provocada pelo fluxo de raios cósmicos pode afetar a formação de nuvens e alterar a composição da atmosfera em escala global. A precipitação de partículas aprisionadas nos cinturões de radiação também pode contribuir para alterações da composição e dinâmica da estratosfera e mesosfera na região auroral e na Anomalia Magnética do Hemisfério Sul (*Southern Hemisphere Magnetic Anomaly* – SHMA). Estes dois fatores mencionados são modulados pela evolução da atividade solar e da configuração do campo geomagnético. Os modelos mais avançados de circulação global que tratam evolução da química da atmosfera estão incorporando os efeitos da ionização decorrente da precipitação de partículas energéticas na atmosfera terrestre (SAUVAUD et al., 2008).

Desta forma, o sistema climático terrestre é influenciado por uma complexa combinação de fatores, que envolvem desde a dinâmica até a composição química atmosférica. As suas variações são determinadas por muitas interações complexas entre a própria atmosfera e os oceanos, a criosfera e a biosfera. Além disso, existem grandes incertezas quanto à evolução dos forçantes naturais do sistema. Neste contexto, a quantificação das influências naturais e antrópicas nas mudanças globais do clima não é uma tarefa simples e requer compreender como cada subsistema responde aos diversos forçantes (HANSEN et al., 2005, 2007 e outros).

Conforme descrito, o impacto dos agentes naturais (e.g., de origem solar e vulcânica) pode ocorrer tanto em escala global, como em escala regional. Neste trabalho, investiga-se o impacto em escala regional. A região em destaque refere-se à América do Sul e oceanos adjacentes. A escolha da região em estudo deve-se a vários fatores. O primeiro refere-se à presença de vários sistemas convectivos de grande escala, tanto tropicais como de latitudes médias. Ressalta-se que os sistemas que influenciam diretamente o continente Sul Americano recebem uma maior atenção neste trabalho.

Os sistemas estudados são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os Vórtices ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). O segundo fator refere-se à presença de dois grandes oceanos (oceano Atlântico Sul e Pacífico Sul), os quais interagem diretamente com a atmosfera, influenciando nas manutenções dos sistemas meteorológicos e climáticos do continente. Nesta região também ocorre o principal modo de oscilação da atmosfera terrestre, o fenômeno El-Niño - Oscilação Sul (ENSO – *El Niño-Southern Oscillation*), que por sua vez, influencia o clima de diversas partes do planeta. O fator geofísico também é considerado aqui, uma vez que, esta região apresenta uma anomalia no campo geomagnético, a qual possui várias características relevantes neste estudo. Isto porque a região tropical recebe a maior incidência de radiação solar do planeta refletindo no impacto da variabilidade da atividade solar. O foco deste trabalho é a evolução energética dos três sistemas convectivos de grande escala da América do Sul e dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul para os últimos 28 anos. Utiliza-se a evolução do ciclo energético de Lorenz com o intuito de verificar as tendências e as oscilações quase-periódicas dos sistemas estudados, e as relações com fenômenos geofísicos (e.g. ENSO e erupções vulcânicas) e solares (variação da emissão total de radiação).

A relação entre a variabilidade do ENSO e os sistemas meteorológicos, assim como, as alterações da circulação devido às duas erupções de vulcões tropicais (El Chichon e Mt. Pinatubo) que injetaram aerossóis na estratosfera, são investigadas através de comparação entre a energética dos sistemas e os “proxies”, do Índice de Oscilação Sul (*Southern Oscillation Index* – SOI) e da espessura ótica em 550nm. A resposta dos sistemas em estudo a atividade solar é investigada utilizando o modelo numérico de circulação global acoplado oceano-atmosfera desenvolvido pelo *Goddard Institute for Space Studies* (GISS Model E). Os experimentos idealizados reproduzem os períodos de baixa e de alta atividade solar, como, o

período do Mínimo de Dalton e da era atual. Estes experimentos nos permitem identificar as regiões que são potencialmente afetadas pela variabilidade solar.

O texto foi organizado da seguinte maneira. No Capítulo 2 os principais conceitos são revisados. No Capítulo 3 são apresentados os dados utilizados para este estudo e análise estatística. No Capítulo 4 é apresentado o cálculo do ciclo energético de Lorenz, incluindo as equações e a definição dos domínios. A análise da energética do ciclo de Lorenz desenvolvido para área limitada está apresentada no Capítulo 5 (ZCIT e VCAN), no Capítulo 6 (ZCAS, Domínio do Acoplamento e Oceanos Atlântico Sul e Pacífico sul). No Capítulo 7 é apresentado o estudo de modelagem numérica, abrangendo desde a fundamentação teórica e descrição do modelo até a montagem dos experimentos idealizados e os respectivos resultados das simulações. Por fim, no Capítulo 8 são apresentadas as conclusões e as sugestões para as próximas investigações.

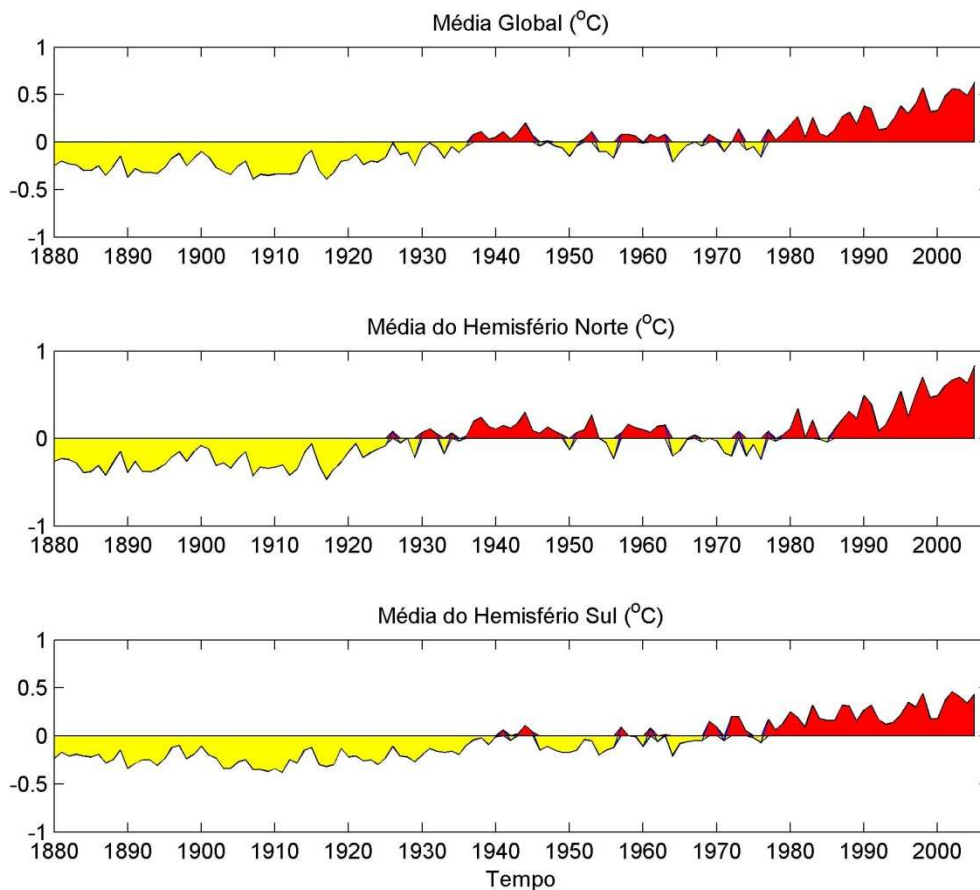


Figura 1.1: Temperatura superficial do planeta a partir do século 19 até os dias de hoje. Fonte: *Intergovernmental Panel on Climate change – IPCC. (2007)*

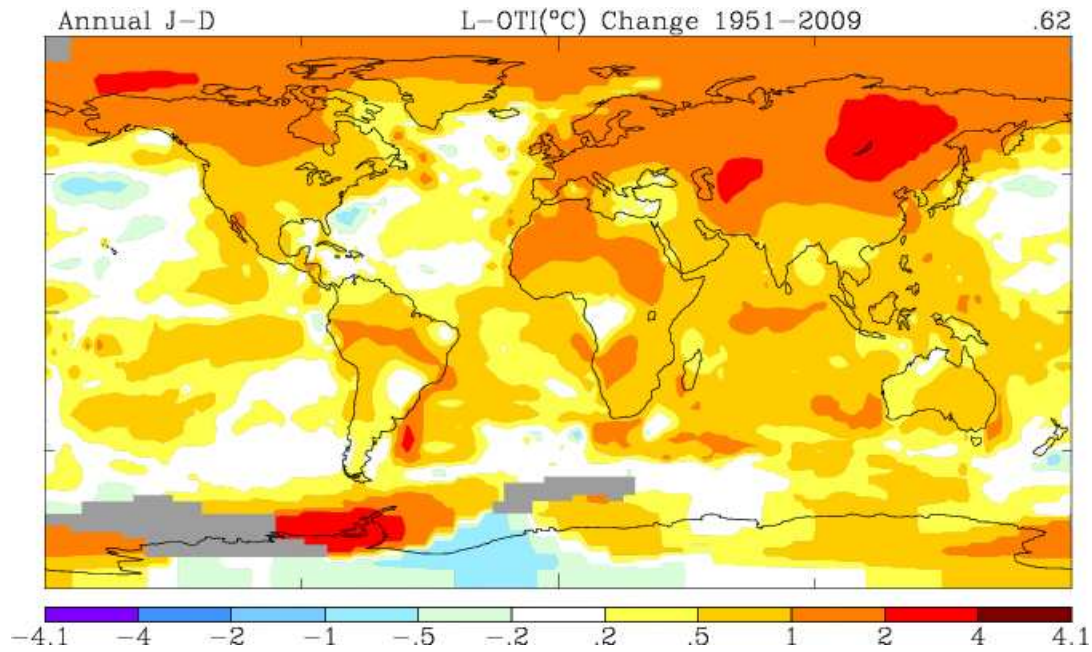


Figura 1.2: Diferença de temperatura à superfície a partir de 1951 até 2009. O código de cores indica as tendências calculadas em cada região. Fonte: *Goddard Institute for Space Studies*. (2010).

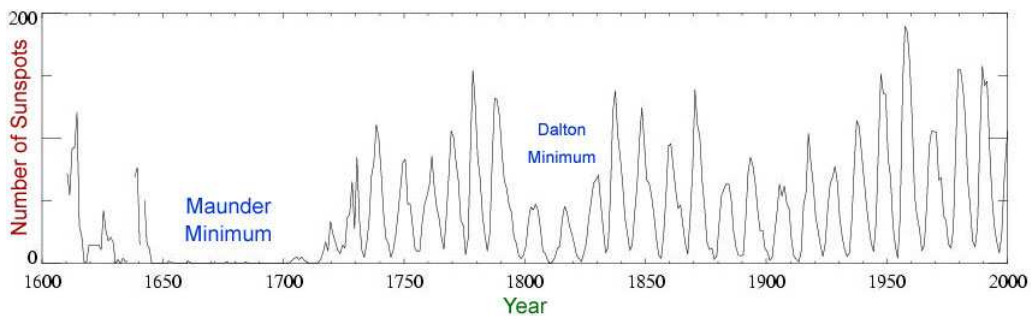


Figura 1.3: Número de manchas solares (*Sunspots*) observado entre 1600-2000. Fonte: *Goddard Institute for Space Studie*. (2009).

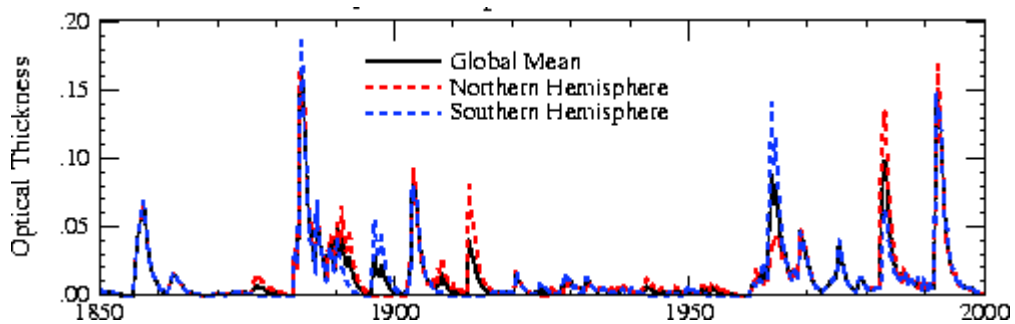


Figura 1.4: Espessura ótica mensal média em 550nm entre 1850-2000. O eixo y refere-se à espessura ótica em nm. Fonte: *Goddard Institute for Space Studies*. (2010).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos Gerais

O principal objetivo deste trabalho é estudar a evolução do ciclo energético de Lorenz e o acoplamento dos principais sistemas de grande escala que atuam na América do Sul para os últimos 28 anos. A variabilidade e as tendências observadas são discutidas levando em conta as forçantes solares, geofísicas e antrópicas.

O segundo objetivo é verificar a sensibilidade destes sistemas a variações da forçante solar em escalas de séculos. Este estudo é baseado em simulações numéricas idealizadas capazes de reproduzir o comportamento médio de alguns parâmetros meteorológicos na região de interesse. Estas simulações devem reproduzir pelo menos dois períodos de atividade solar diferenciada. O Mínimo de Dalton e a era atual. A inclusão e exclusão da variabilidade solar de 11 anos também são consideradas nos experimentos. Assim, é possível observar se a atividade solar pode causar impactos de escala regional e entender como a distribuição do ozônio estratosférico pode ser importante num modelo de circulação global, assim como, a variabilidade da Irradiância Solar Total (*Total solar Irradiance* – TSI), indiretamente.

1.2.2 Objetivos Específicos

O estudo tem os seguintes objetivos específicos:

- Determinar o posicionamento médio do VCAN, da ZCAS e da ZCIT, definindo os domínios a serem utilizados no estudo da energética dos sistemas e do acoplamento energético entre estes sistemas.
- Calcular a energética do VCAN, da ZCAS, da ZCIT, e do acoplamento entre os três sistemas de acordo com os domínios definidos, e determinar o coeficiente de correlação existente entre as energias destes domínios.
- Identificar as relações existentes entre os extremos de ENSO e as energias calculadas de cada sistema tropical estudado.
- Determinar a variação do ciclo de energia do oceano Atlântico Sul e Pacífico Sul.
- Realizar análise estatística e espectral na energética da ZCIT.
- Realizar a reconstrução empírica da energia mais significativa da região tropical e destacar os períodos extremos de ENSO e os períodos de atividade vulcânica.
- Definir os experimentos numéricos idealizados capazes de reproduzir alguns parâmetros meteorológicos na região da América do Sul e oceanos adjacentes para períodos de atividade solar diferenciada, com e sem o ciclo solar de 11 anos.
- Analisar as saídas das simulações numéricas realizadas para períodos de atividade solar diferenciada, com e sem o ciclo solar de 11 anos.

1.3 Justificativa

O tempo e o clima da América do Sul sofrem grandes influências dos sistemas meteorológicos de grande escala, ZCAS, ZCIT e VCAN. A ZCAS, por exemplo, tem recebido uma atenção especial pela comunidade científica devido às grandes catástrofes ocorridas nos últimos anos nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, associadas às enchentes (CARVALHO et al., 2002 e outros). Por outro lado, a ZCIT está relacionada à taxa de precipitação sobre a África, América e Ásia (HASTENRATH e HELLER, 1977; LAMB, 1978; MOURA e SHUKLA, 1981). Também interage com distúrbios de pequena escala, como, ondas de leste e linhas de instabilidade, sendo capaz de influenciar as chuvas na costa norte e nordeste da América do Sul (UVO e NOBRE, 1989a). Os VCAN também têm sido tema de diversos estudos científicos (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ, 1996; PAIXÃO e GANDU, 2000 e outros) devido a sua relação direta com a diminuição de chuvas no semi-árido Nordeste, e conseqüentemente com a contribuição para o processo de desertificação na região central do NEB (DA SILVA, 2005). Todavia, pouca atenção foi dispensada para a variabilidade da energética destes sistemas. Este aspecto é considerado importante, pois, as perturbações atmosféricas são responsáveis pela variabilidade climática, e os ciclos de vida destes sistemas estão indiretamente ligados com as energias cinética e potencial atmosféricas. Portanto, a principal motivação para o desenvolvimento deste trabalho consiste em entender a variabilidade climática de escala regional sobre a América do Sul em termos da energética. A partir do estudo da evolução energética sobre esta região, investiga-se a influência de agentes naturais (atividade solar e vulcânica) sobre esta variabilidade.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste Capítulo, são revisados os principais conceitos abordados na Tese. Em primeiro lugar, discute-se sobre os registros climáticos disponíveis. Neste contexto, são revisadas as evidências de que as alterações observadas nas últimas décadas são excepcionais em relação aos registros climáticos do Holoceno. A seguir, revisam-se os principais conceitos sobre o balanço radiativo da atmosfera, os forçantes climáticos e os sistemas meteorológicos de escala sinótica e planetária. As principais características da região em estudo também mereceram uma atenção especial neste Capítulo, com destaque para a América do Sul e oceanos Atlântico e Pacífico Sul.

Tendo em vista que a composição e a dinâmica da estratosfera e mesosfera podem ser influenciadas pela precipitação de partículas energéticas na região da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (SHMA). Portanto, revisam-se brevemente os principais processos que ocorrem nesta região. Essa discussão é necessária porque um conjunto de experimentos numéricos idealizado foi concebido para testar a sensibilidade dos sistemas que atuam sobre a América do Sul, à precipitação de partículas energéticas na anomalia magnética.

2.1 Registros Climáticos

A observação da variabilidade climática depende crucialmente da existência e acurácia dos registros dos parâmetros atmosféricos e oceânicos. Além disso, é necessário que estas séries temporais sejam longas o suficiente para se distinguir alterações significativas dos padrões climáticos. Estas medidas devem ser realizadas utilizando instrumentos calibrados corretamente e distribuídos uniformemente em todo o globo. É claro que na prática isto não existe. Medidas a partir de instrumentos bem calibrados e com uma cobertura razoável são disponíveis somente para as últimas décadas, quando instrumentos instalados em plataformas espaciais permitiram observar globalmente vários parâmetros atmosféricos e oceânicos (HAIGH, 2007).

Registros de alguns séculos atrás existem apenas em poucos locais, principalmente na Europa. Uma das mais antigas séries temporal de temperatura disponível foi publicada por Manley G. em 1953 e posteriormente atualizada por outros autores. Este registro homogêneo se estende de 1959 até o presente. Registros anteriores ao século XVIII também foram realizados em Monique, Viena, Berlin e Paris. O mais completo registro de chuva foi realizado no Leste da China, em que foram reportadas enchentes e secas com datas anteriores ao século XV (HAIGH, 2007).

Portanto, para entender a variabilidade climática global e regional é necessário utilizar outros indicadores do clima, conhecidos como “proxies”. Os “proxies” são informações das condições de tempo em um local particular através dos registros das condições físicas, biológicas ou químicas do determinado arquivo natural. Algumas séries de dados têm informações que remontam centenas ou milhares de anos. Estas informações são particularmente apropriadas para análises das variações climáticas em períodos anteriores as alterações da composição da atmosfera terrestre e características do solo resultantes da ação humana, quando os forçantes naturais predominavam.

Os registros em anéis de árvores são um exemplo de “proxy”. A técnica utilizada para investigar estes registros é a dendrocronologia, que foi criada no início deste século por Andrew E. Douglass (RIGOZO et al., 2007). A técnica é baseada na existência de padrões de crescimento das árvores. Estes padrões são identificados como anéis de crescimento e estão relacionados ao acúmulo de massa anual das árvores. Além da variação anual, a largura dos anéis de árvores pode ser utilizada para avaliar as condições do ambiente em que as árvores se desenvolvem. Por exemplo, as condições climáticas podem ser inferidas assumindo modelos de crescimento de cada espécie. Portanto, amostras de árvores antigas podem ser usadas para reconstruir séries temporais das respectivas condições de tempo (RIGOZO et al., 2007). Esta técnica ganhou grande importância nos estudos paleoclimáticos (KUMAGAI et al., 1995) e climáticos (FENG e EPSTEIN, 1996) em todo o mundo, e tem possibilitado estudar fenômenos geofísicos, tais como atividade vulcânica (YAMAGUCHI e LAWRENCE, 1993) e terremotos (JACOBY, 1997).

Os isótopos de oxigênio coletados nos níveis profundos das regiões polares também fornecem informações sobre o clima no passado. A informação mais coletada através desta técnica é a temperatura, que influencia a concentração de ^{18}O em relação à ^{16}O , e ^2H em relação à ^1H nas

moléculas de água. A concentração destes isótopos é determinada pela taxa de evaporação de água nos oceanos tropicais e pela taxa de precipitação de neve sob as calotas de gelo polar. Estes dois fatores são dependentes da temperatura, nas quais, maiores proporções de isótopos são depositadas durante períodos de altas temperaturas globais (STAUFFER, 2000).

Outro tipo de evidências de variação de temperatura de longos períodos pode ser obtido através de sedimentos oceânicos. Os esqueletos calcificados dos plânctons dão uma grande proporção aos sedimentos no fundo dos oceanos. A componente de ^{18}O é determinada pela temperatura do oceano na data em que o plâncton viveu e absorveu dióxido de carbono. Os sedimentos foram acumulados vagarosamente, a uma taxa de 1m a cada 40.000 anos. Então, as mudanças para períodos menores que 1.000 anos não são detectados por esta técnica, mas o ciclo da era do gelo a cada 100.000 anos é claramente observado. Esta técnica tem sido muito usada também para revelar a história da temperatura no Atlântico Norte, por análises de minerais que foram depositados pelo deslocamento de gelo (BOND et al., 2001).

A atividade solar também pode ser inferida a partir da análise de isótopos cosmogênicos, tais como ^{14}C e ^{10}Be , armazenando em arquivos naturais. A Figura 2.1 apresenta um exemplo de reconstrução da irradiância solar total (*Total Solar Irradiance* - TSI) para o Holoceno baseado na variação de isótopos cosmogênicos (^{14}C) em árvores. A linha azul apresenta a reconstrução baseada na reconstrução no fluxo magnético solar que emana das calotas polares usando o modelo paleomagnético de Korte e Constable (2005), enquanto a linha vermelha apresenta a reconstrução baseada no modelo de Yang et al. (2000). Observa-se que a TSI diminuiu em aproximadamente $1,0 \text{ W/m}^2$ entre 2000 AC e 1700 DC, atingindo um mínimo, chamado Mínimo de Maunder. A partir do mínimo a tendência é crescente (VIEIRA et al., 2010).

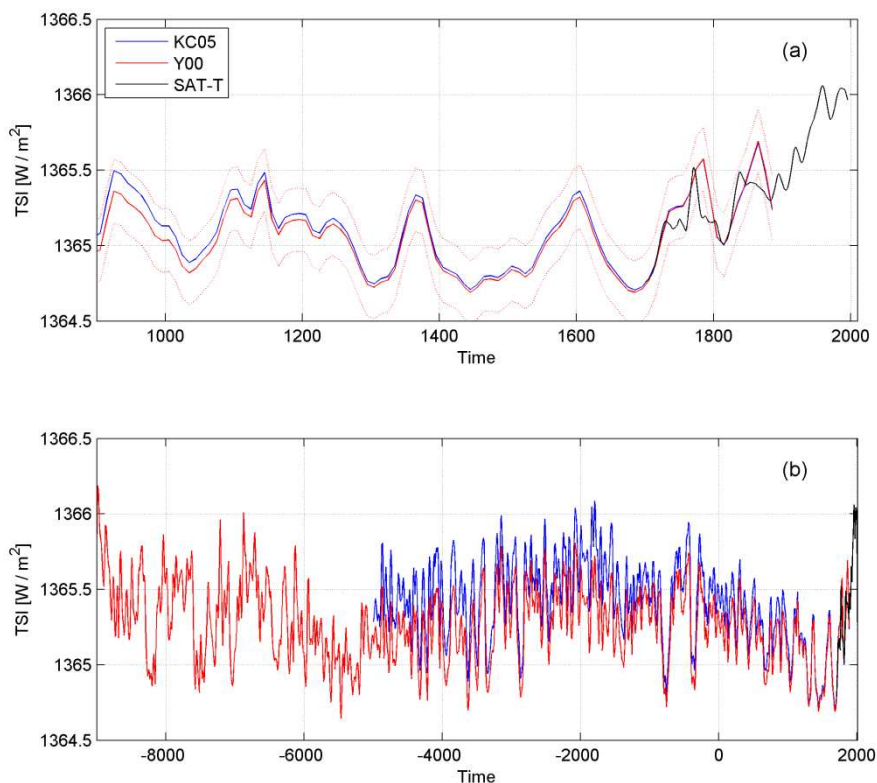


Figura 2.1: Reconstrução da irradiância solar total para o Holoceno. (a) Reconstrução a partir do ano 800 DC até o presente. Para referência, a linha preta representa a reconstrução da irradiância solar do Mínimo de Maunder até o presente (b) Reconstrução para todo o Holoceno. O eixo x é o tempo (anos). Fonte: Vieira et al. (2010).

2.2 A América do Sul e Oceanos Adjacentes

A América do Sul e oceanos adjacentes, Atlântico e Pacífico, são regiões de ocorrência de vários fenômenos meteorológicos de grande escala. O fenômeno El Niño Oscilação Sul (*El Niño Southern Oscillation* - ENSO), é o modo de oscilação capaz de influenciar o tempo e clima da maior parte do planeta. Este afeta o padrão de ventos do globo e conseqüentemente o regime de chuvas e temperatura do ar em regiões tropicais e de latitudes médias. Este fenômeno possui dois extremos, o El Niño, é o aquecimento anormal das águas do Pacífico Leste tropical, e a La Niña que possui características opostas ao El Niño (McPHADEN et al., 2001; McPHADEN, 1999 e 2002).

Na América do Sul e Oceano Atlântico Sul, tem-se ainda a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Estes são sistemas de grande escala que influenciam diretamente o tempo e clima da América do Sul, e contribuem com mudanças nos padrões de chuvas do Norte, Nordeste, Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. A ZCAS e os VCAN são sistemas sinóticos, tipicamente do verão austral e podem provocar enchentes no Sul e Sudeste do Brasil (CARVALHO et al., 2002) e secas no Nordeste do Brasil (DA SILVA, 2005), respectivamente. A ZCIT por sua vez, pode juntar a sua banda de nebulosidade aos VCAN e contribuir para o aumento de chuvas no Norte do Nordeste do Brasil (UVO, 1989). A interação que existe entre esses três sistemas pode ocorrer não apenas entre as suas bandas de nebulosidade, mas também entre as suas energias. Conseqüentemente, pode existir uma relação energética entre eles ou até mesmo algum sincronismo com o fenômeno ENSO.

2.2.1 O El Niño Oscilação Sul (El Niño-Southern Oscillation - ENSO)

O fenômeno El-Niño - Oscilação Sul (ENSO – *El Niño-Southern Oscillation*) é o principal modo inter-anual da atmosfera terrestre. Este apresenta períodos de 2,5 a 7 anos. A Figura 2.2 apresenta do topo para baixo, o índice de oscilação sul e as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (*Sea Surface Temperature – SST*) nas regiões de Niño 1+2, Niño 3, Niño 3+4 e Niño 4 (período de 1974 até 2006). O fenômeno El Niño ocorre na região equatorial do oceano Pacífico e é caracterizado por valores positivos maiores que 0,5 °C da SST em relação aos valores médios de 1971-2000. Isto é observado por três meses ou mais, em uma região definida entre 120°W-170°W e 5°N-5°S (comumente referida como Niño 4). Da mesma forma, o fenômeno La Niña é caracterizado por valores negativos menores que -0,5 °C em relação aos valores médios, por três meses ou mais, na mesma região (WYRTCKI et al., 1976).

No Brasil, a fase quente do ENSO, ou El Niño, provoca diminuição de precipitação no Norte e Nordeste, aumentando os riscos de incêndios florestais, secas severas no Nordeste, e aumento de chuvas intensas de maio a julho no Sul. Há também influência desta fase quente em vários outros países da América do Sul, por exemplo, reduções de chuvas e vazões dos rios na Colômbia, secas no altiplano Peru-Bolívia, aumento de precipitação e vazão dos rios no Noroeste do Peru e Equador, aumento das vazões dos rios no Chile e Centro-Oeste da Argentina e aumento de chuvas de novembro a janeiro no Uruguai e Nordeste Argentino. A

fase fria do ENSO, ou fenômeno La Niña, também pode causar vários impactos no Brasil. Como, aumento de precipitação e vazão dos rios no Norte e Nordeste e secas severas no Sul, e temperaturas mais frias no Sul. O padrão de chuvas também pode ser alterado em outros países da América do Sul, por exemplo, precipitação abundante com enchentes na Colômbia, diminuição de chuvas de outubro a dezembro no Centro-Oeste Argentino e Chile e diminuição de chuvas com secas no Uruguai e Peru (NIALS et al., 1979; QUIROZ, 1983; RASMUSSEN e HALL, 1983; QUINN e ZOPF, 1989 e outros).

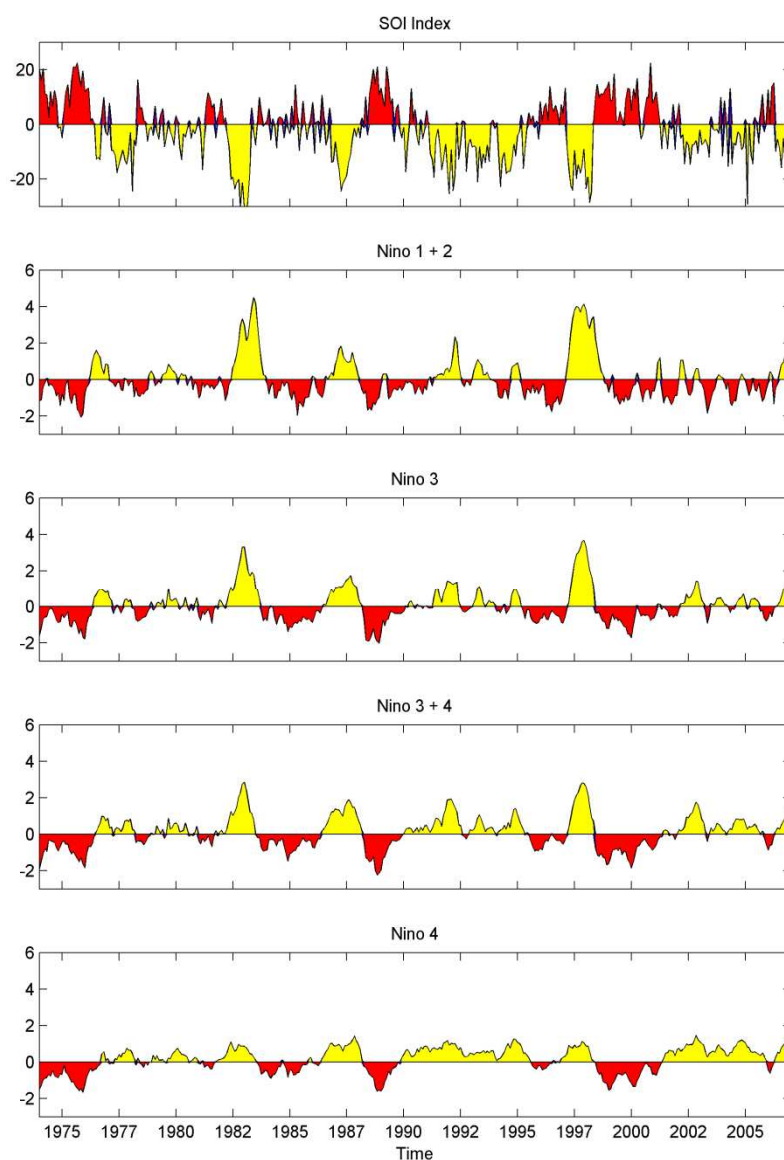


Figura 2.2: Índices utilizados para monitorar o ENSO. Do topo para baixo são apresentados os índices de oscilação sul e anomalias de SST nas áreas do Niño 1+2, Niño 3, Niño 3+4 e Niño 4 para o período de 1974 até 2008.

2.2.2 A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical é um dos principais sistemas que atua nos trópicos. Sua posição e estrutura mostram-se decisivas na caracterização do tempo e clima das regiões ao longo do cinturão equatorial (inclusive o norte e nordeste da América do Sul). O seu deslocamento apresenta uma variabilidade anual, alcançando sua posição mais ao norte (8°N) durante o outono boreal, e a sua posição mais ao Sul (1°N) durante o mês de abril (HASTENRATH e HELLER, 1977).

Desde a década de 70 se vem estudando as influências da ZCIT sobre a precipitação nos continentes Africano, Americano e Asiático (e.g., HASTENRATH e HELLER, 1977; LAMB, 1978; MOURA e SHUKLA, 1981; CHUNG, 1982). Uvo (1989) verificou que a ZCIT se localiza ligeiramente mais ao Sul em anos chuvosos do Nordeste do Brasil (NEB), do que em anos secos. Ela mostrou que as chuvas do NEB diminuem quando a ZCIT inicia sua migração para o Norte. Observou ainda que em determinados momentos existe uma banda dupla de nebulosidade na ZCIT, que está relacionada com anos chuvosos, porém a causa e o seu aparecimento não foram esclarecidos.

Wang e Magnusdottir (2005) observaram que a quebra da ZCIT gera distúrbios tropicais. Alguns destes distúrbios podem se desenvolver e podem se tornar ciclones tropicais. Com isto eles propuseram que a quebra da ZCIT pode causar um aumento na anomalia de vorticidade potencial, na região equatorial do Hemisfério Norte (HN). Este processo chamado de “quebra da ZCIT” já foi observado em vários estudos anteriores (e.g, HACK et al., 1989; SCHUBERT et al., 1991; NIETO FERREIRA e SCHUBERT, 1997).

2.2.3 A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A Zona de Convergência do Atlântico Sul é uma importante característica climatológica da América do Sul no período de verão austral. Este sistema meteorológico tem sido subjetivamente definido como uma banda convectiva tipicamente alongada que se origina na bacia Amazônica, se estendendo pelo sudeste do Brasil, atingindo até o sudeste do oceano Atlântico subtropical (KODAMA, 1992; 1993; SATYAMURTY et al., 1998; CARVALHO et al., 2002). A Figura 2.3 apresenta a distribuição global média de radiação de onda longa (ROL) para os meses de dezembro-março, obtida entre 1979 e 2005. A ZCAS sazonal é

identificada como uma região de ROL $< 250 \text{ W/m}^2$, estendendo-se da Amazônia ao Atlântico Sul com orientação Noroeste - Sudeste.

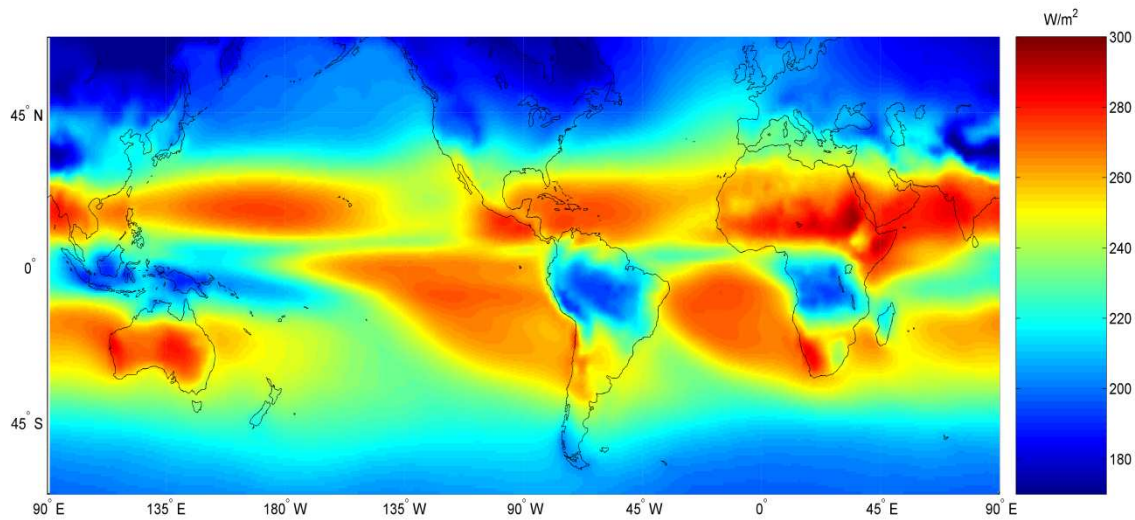


Figura 2.3: Distribuição global média de ROL para os meses de dezembro-março, para o período de 1979-2005.

Os primeiros trabalhos desenvolvidos sobre esta forte atividade convectiva ocorreram na década de 70. Taljaard (1972), Streten (1973) e Yassunary (1977) estudaram a nebulosidade persistente em uma dada região da América do Sul, em que Taljaard (1972) associou esta banda de nebulosidade com a convecção da Amazônia. Os estudos sobre este assunto focaram na sua caracterização física, possíveis influências remotas e simulações numéricas.

Sanches (2002) mostrou que existe uma possível influência dos vórtices embebidos ao longo da ZCAS, que influenciados pela topografia, favorecem a intensificação da convergência em baixos níveis. Ele verificou que em anos de La Niña há uma grande variabilidade de número de episódios de ZCAS em comparação aos anos de El Niño, que apresentou em média três episódios por verão. Carvalho et al. (2004) investigaram a intensidade, localização geográfica e persistência da ZCAS durante o verão austral. Este estudo foi realizado com base na análise do fluxo de radiação de ondas longas (ROL). Eventos classificados como intensos, estão associados às anomalias negativas do ROL sobre uma grande área da região tropical da América do Sul que se estende desde o oeste da Amazônia até o Atlântico. Os eventos classificados como fracos estão associados às anomalias positivas do ROL sobre a região tropical da América do Sul.

Os estudos de Carvalho et al. (2004) mostraram ainda que os aspectos oceânicos e continentais da ZCAS estão relacionados aos padrões de trens de onda em latitudes médias. Eles observaram que a Oscilação Madden-Julian (*Madden-Julian Oscillation* – MJO) modula os eventos da ZCAS classificados como intensos que persistem por mais de três dias. Também observou-se que a variabilidade inter-anual da persistência dos eventos indica que a razão das ZCAS oceânicas pela continental bem como sua frequência dependem da fase do ENSO.

2.2.4 Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) são sistemas de circulação ciclônica que ocorrem frequentemente no verão austral. São definidos como sistemas de baixa pressão em grande escala, formados na alta troposfera, cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que sua periferia (KOUSKY e GAN, 1981). Em escala intra-sazonal, uma boa parte da variabilidade espacial e temporal da chuva no NEB se deve aos VCAN e cavados de altos níveis (CAN).

Os primeiros trabalhos sobre vórtices ciclônicos de altos níveis observados no HN foram apresentados por Palmén (1949), Palmer (1951) e Frank (1966). De acordo com sua origem e formação, dois tipos de vórtices foram estabelecidos: de Palmén e de Palmer (FRANK, 1970). O tipo Palmer se origina nos trópicos, enquanto que o tipo Palmén origina-se nos sub-trópicos (PALMER, 1951). Paixão e Gandu (2000) buscaram encontrar novas informações ligadas à formação e desenvolvimento dos VCAN, situados sobre o Atlântico Sul tropical. Estudaram 13 episódios do VCAN referentes ao verão de 1995-1996 e classificaram quanto a sua formação, como: formação clássica, formação alta, formação africana I, formação africana II, de acordo o mecanismo envolvido. Além desses tipos de formação, Paixão e Gandu (2000) encontraram outros casos em que inicialmente atuava um mecanismo de formação e logo depois outro mecanismo predominava. Devido às dificuldades de definir qual dos mecanismos predominava nesses casos, atribuiu-se o nome de formação mista. De acordo com o estudo de Ramirez (1996), o padrão de circulação associado à formação dos VCAN confirma que a maioria deles origina-se pelo mecanismo de conservação da vorticidade absoluta (ou potencial) do fluxo de Sul à Leste da Alta da Bolívia.

Uma relação básica entre o VCAN e a precipitação sobre o NEB é diretamente observada nas imagens de satélite que mostram pouca nebulosidade no centro do VCAN e muita atividade convectiva na periferia do vórtice. A identificação dos VCAN pode ser realizada através de observações de alguns parâmetros, tais como ventos, temperatura, conteúdo de vapor d'água, entre outros. A Figura 2.4 apresenta a distribuição do conteúdo de vapor d'água e o campo de linhas de corrente em 200hPa para o dia 01 de janeiro 2000 (a) e 06 de janeiro de 2000 (b). Observe que a Figura 2.4a apresenta um cavado em altos níveis e a Figura 2.4b apresenta um VCAN. A intensificação do vórtice ciclônico de altos níveis ocorreu concomitantemente com a redução na quantidade de vapor d'água no centro do sistema e o aumento de vapor d'água na região da ZCIT e da ZCAS (b).

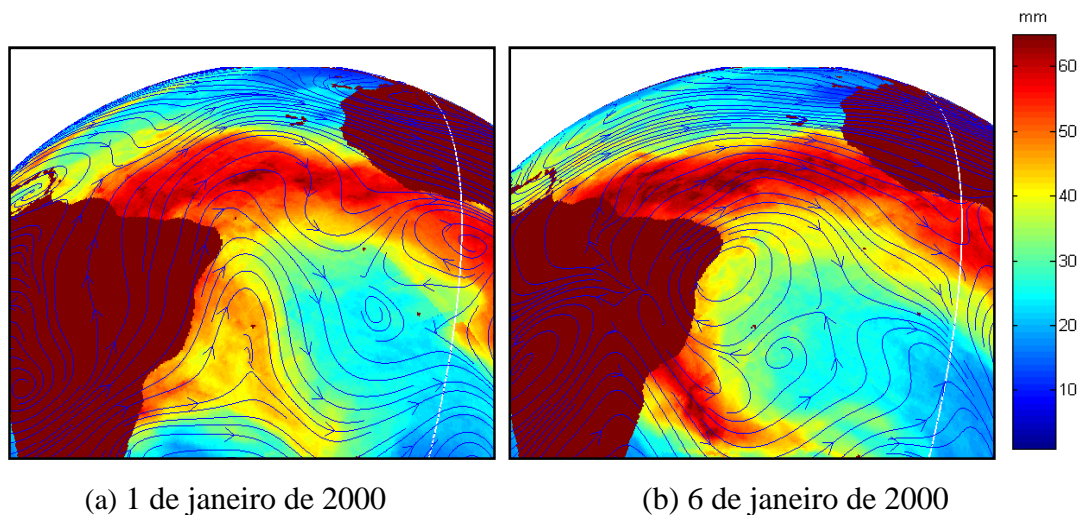


Figura 2.4: Alterações no conteúdo de vapor d'água na atmosfera associado à ocorrência de um vórtice ciclônico de altos níveis na Região Nordeste da América do Sul e região Tropical Sul do Oceano Atlântico. As linhas de corrente em 200 hPa estão superpostas.

Mishra et al. (2002) realizaram estudos em 200 hPa da interação dinâmica entre a estrutura horizontal do fluxo de grande escala e o vórtice ciclônico de escala sinótica embebido sobre o NEB, assim como cada sistema separadamente. Eles mostraram que uma forte zona de cisalhamento positivo se desenvolveu no domínio latitudinal entre 17,5°S e 7,5°S, com um cavado na região do Atlântico Sul antes da formação do vórtice. A zona de cisalhamento possui uma escala característica meridional (zonal) de 1000 km (3000 km) e satisfaz fortemente a condição necessária para a instabilidade barotrópica.

A distribuição espacial da vorticidade ciclônica realizada por Da Silva (2005) mostra que existe forte relação entre os cavados e VCAN com as chuvas do Nordeste do Brasil. Ela mostrou que os centros destes sistemas estão relacionados com a diminuição de chuvas fortes na região do semi-árido Nordeste, e que a borda Oeste dos cavados/VCAN contribui significativamente com o aumento de chuvas fortes no oeste do Nordeste.

2.3 Energética Atmosférica

Uma maneira de medir as mudanças na intensidade das perturbações atmosféricas é através do cálculo da energética atmosférica. Como explicado por Lorenz (1967), a energética descreve os processos atmosféricos que converte a energia solar em energia potencial disponível e em energia cinética da circulação.

O cálculo de energética para áreas limitadas foi desenvolvido por Smith (1969) em coordenadas isentrópicas, enquanto em coordenadas isobáricas foi desenvolvido por Johnson (1970) e Robertson e Smith (1983). As equações desenvolvidas para este fim já foram aplicadas pela comunidade científica. Por exemplo, Michaelides (1986) utilizou as equações desenvolvidas por Robertson e Smith (1983) num estudo de ciclogênese. Ele mostrou quão importante é estudar os sistemas de escala sinótica através do cálculo energético, uma vez que, estes sistemas constituem os componentes ativos na circulação geral.

A partir de observações, Rao e Bonatti (1987) calcularam os termos de troca de energia barotrópica, com o propósito de entender o mecanismo de manutenção dos VCAN. Eles perceberam que em alguns casos a energia cinética zonal é convertida em energia cinética da perturbação, conversão barotrópica. Todavia, a taxa de crescimento para ondas mais instáveis foi muito baixa. Isto mostra que além da instabilidade barotrópica, outros mecanismos também podem ser importantes, como por exemplo, a liberação de calor latente de condensação, a formação de centros ciclônicos corrente abaixo da alta da Bolívia e a interação com latitudes médias.

Mishra e Rao (2001) estudaram a energética dos VCAN que atuam no NEB. Eles realizaram o cálculo diário da energia potencial (EP) e cinética (EC) das componentes zonal e dos “eddies” para um caso de VCAN. Seus resultados mostraram um aumento abrupto de energia cinética zonal nos altos níveis, que foi considerado como uma característica importante do período

pré-vórtice. Este aumento está associado com o desenvolvimento de uma forte zona de cisalhamento antes da formação do VCAN. No entanto, eles observaram ainda que existem outras características importantes para a formação do VCAN, como por exemplo, a conversão de EP disponível dos “eddies” em EC pode favorecer a manutenção do VCAN. Mishra et al. (2002) sugeriram que a instabilidade barotrópica do escoamento (cisalhamento meridional) poderia também ser um possível mecanismo de formação dos VCAN.

Maloney e Dickinson (2003) estudaram a energética dos distúrbios do tipo depressões tropicais (DT) e verificaram que a Oscilação Intra-sazonal Tropical (OIT) pode causar variações no escoamento de grande escala sobre o Pacífico Norte Oeste, durante o verão boreal, e possíveis alterações, ou mesmo forte impacto na energética dos distúrbios (DT).

Através do estudo de energética atmosférica, Hu et al. (2004) verificaram que as mudanças médias na circulação atmosférica do HN trouxeram influências no aquecimento climático, evidenciando quais regiões latitudinais ocorrem alterações mais significativas na energética. Os seus resultados mostram um aumento significativo da energia cinética do escoamento médio e da perturbação do HN nas últimas décadas, a partir dos anos 80. Esse aumento de energia cinética no HN foi atribuído ao aumento de energia cinética nas latitudes médias, uma vez que, a energia cinética nos trópicos apresentou uma ligeira diminuição depois dos anos 80. O estudo revelou um aumento de energia cinética nos movimentos de escala planetária e de pequena escala.

2.4 Radiação Atmosférica e Forçantes Radiativos

A temperatura de equilíbrio global média da Terra é determinada através do balanço entre energias. O balanço ocorre entre a energia adquirida pela absorção de radiação e a energia perdida para o espaço por emissão de radiação infravermelha térmica. A quantidade de energia solar absorvida depende tanto da irradiância que entra, quanto das propriedades reflexivas da Terra. Se ocorrer qualquer mudança nestes parâmetros, a estrutura da temperatura do sistema atmosfera-superfície tende a se reajustar para retornar ao equilíbrio (PIDWIRNY, 2006).

A irradiância solar total é aproximadamente 1368 W/m^2 no topo da atmosfera. Toda a radiação que chega ao topo da atmosfera é distribuída sobre a superfície terrestre. Esta

radiação no topo da atmosfera é um quarto da irradiância total, a qual atinge cerca de 342 W/m^2 . A variação de 0,1% entre o máximo e o mínimo da atividade solar corresponde a $0,34 \text{ W/m}^2$. A Figura 2.5 mostra as componentes da radiação líquida global média anual na atmosfera da Terra. Observa-se ainda as proporções de distribuição desta radiação na atmosfera através dos processos de absorção, espalhamento ou emissão. De acordo com os dados de Kiehl e Trenberth (1997) cerca de 31% (107 W/m^2) da energia solar em ondas curtas do espectro eletromagnético que chega ao topo da atmosfera da Terra é refletida de volta para o espaço pelas nuvens, aerossóis, moléculas atmosféricas e superfície, apenas 235 W/m^2 é absorvido pelo sistema terrestre. Aproximadamente 20% (67 W/m^2) da radiação incidente na atmosfera é absorvida pela atmosfera e 168 W/m^2 pela superfície e é utilizada para aquecer a superfície.

A temperatura e emissividade da superfície são tais que, dos 390 W/m^2 de energia infravermelha emitidos pela atmosfera, apenas 40 W/m^2 escapam diretamente para o espaço e o restante é absorvido pelos gases atmosféricos e nuvens. A atmosfera retorna 324 W/m^2 para a superfície, que por sua vez é absorvida. O balanço de energia a superfície é ativado pelos processos não-radiativos como, evaporação e convecção, enquanto que o balanço de radiação no topo da atmosfera é ativado pelos 195 W/m^2 de energia emitidos pela atmosfera (HAIGH, 2007).

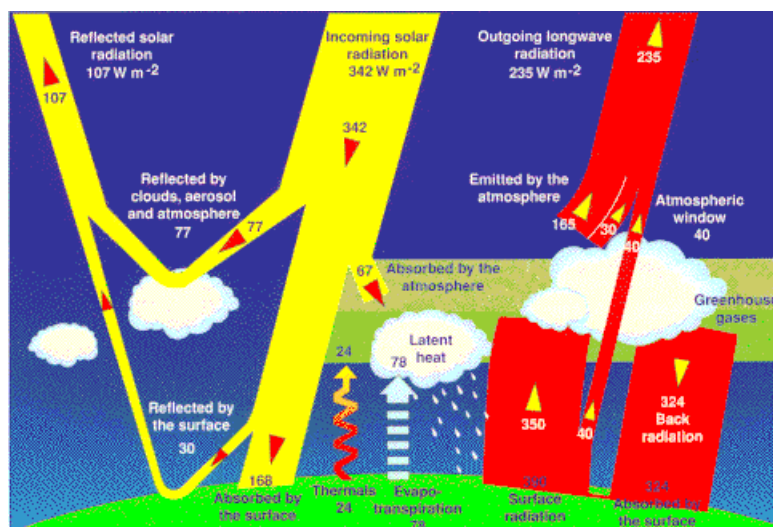


Figura 2.5: Componentes da radiação líquida global média anual da atmosfera. Faixas amarelas representam radiação solar e faixas vermelhas representam radiação de onda longa.

Fonte: http://asd-www.larc.nasa.gov/ceres/brochure/clouds_and_energy.html. (2007).

O fluxo radiativo médio anual e global no topo da atmosfera é igual a zero quando está em equilíbrio. Mudanças na irradiância solar, albedo planetário, concentração de gases ativos radiativamente, aerossóis ou nuvens, podem agir para perturbar a radiação solar absorvida ou emitida pela Terra. Significa que o equilíbrio do fluxo radiativo no topo da atmosfera é perturbado. No entanto, as temperaturas a superfície e atmosférica precisarão de um tempo mínimo para se reajustar e estabelecer um novo equilíbrio (HAIGH, 2007).

De acordo com esta teoria acima, uma definição simples de forçante radiativo pode ser “mudanças instantâneas no valor de fluxo líquido médio anual e global no topo da atmosfera”. Se a forçante radiativa é positiva, a energia do sistema aumenta, provocando aquecimento do sistema, até que este retorne ao seu estado de equilíbrio. No entanto, se a forçante é negativa, a energia do sistema diminui, conseqüentemente, causa o resfriamento do sistema até retornar a um novo estado de equilíbrio (HAIGH, 2007).

O conceito de forçante radiativo tem sido bastante utilizado pela comunidade científica e é considerado como importante ferramenta para analisar a resposta da temperatura a superfície ao impor perturbações radiativas na atmosfera. Vários experimentos com modelos de circulação global acoplado oceano-atmosfera têm mostrado que existe uma relação linear entre as mudanças na temperatura a superfície global média (T_g) e forçantes radiativas (FR) (RIND et al., 2004; HANSEN et al., 2005 e SCHMITD et al., 2006), como $\Delta T_g = \lambda FR$, em que λ é o parâmetro de sensibilidade climática.

Diversos grupos científicos estão produzindo simulações climáticas para entender a eficácia das forçantes radiativas nos modelos (DOUGLASS e CLADER, 2002; RIND et al., 2004; LEAN et al., 2005; HANSEN et al., 2005 e 2007; SCHMITD et al., 2006). As forçantes radiativas climáticas são tipos de energia capazes de impor mudanças no balanço de energia planetário, são medidas em W/m^2 . Estes podem ser de origem natural (mudanças na irradiância solar) ou antrópica (aumento de CO_2 atmosférico, ou outros mecanismos). A efetividade, ou eficácia das forçantes climáticas é um assunto de grande relevância devido à necessidade de avaliar e comparar o impacto climático das diferentes mudanças nos constituintes atmosféricos (HANSEN et al., 2005).

A eficácia de uma determinada forçante climática é a resposta na temperatura global média por unidade da forçante. Esta eficácia é produzida por esta forçante em relação à resposta

produzida pelo padrão do forçante de CO₂ num mesmo estado climático inicial (HANSEN et al., 2002 e HANSEN et al., 2005). Existem muitas maneiras de investigar como o clima pode responder aos forçantes climáticos. No entanto, é importante conhecer a forma mais adequada de realizar a distribuição destes forçantes geograficamente. Uma vez que, em muitos trabalhos anteriores ao de Hansen et al. (2005), os forçantes radiativos eram distribuídos apenas zonalmente uniforme ou globalmente uniforme. Em Hansen et al. (2005), a distribuição das forçantes foi mais realística. Eles utilizaram várias definições alternativas de forçantes radiativas para caracterizar o melhor agente forçante, assim como o melhor desempenho do forçante na interpretação a resposta climática.

Define-se F_i , conhecida como forçante instantânea, como a mudança no fluxo radiativo da tropopausa depois que o agente forçante é introduzido com o clima fixo. Existe ainda o forçante radiativo ajustado, F_a , que é a mudança de fluxo radiativo no topo da atmosfera. Esta pode ser a melhor medida da forçante radiativa agindo no sistema climático e de grande relevância para mudanças de longos períodos. Este forçante é um dos primeiros a ser incorporado ao modelo. Uma razão de antecipar este forçante ao modelo é que as temperaturas na estratosfera se ajustam mais rapidamente em comparação com o tempo de resposta da troposfera. A troposfera é firmemente acoplada ao oceano, e muitos forçantes agentes possuem tempo de resposta mais longo que o tempo de relaxação radiativa da estratosfera. Depois que a temperatura da estratosfera entra em equilíbrio radiativo, F_a é a principal medida de forçante climática utilizada no *Radiative Forcing and Climate Response* (RFCR) e *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC [2001]) (HANSEN et al., 2005).

Shine et al. (2003) sugere uma definição de forçante radiativa chamada de F_g , que é computada fixando a SST e a Temperatura de áreas não oceânicas (T_g). Utilizando o F_g num modelo de complexidade intermediária, os autores encontraram melhores respostas ao equilíbrio climático comparado ao F_i ou F_a . No entanto, os cálculos de F_g em modelos de circulação global (CGM) incluem processos físicos e biológicos a superfície, no qual F_g não tem um único valor. Isto dificulta na definição do melhor valor de F_g como preditor de resposta climática (HANSEN et al., 2005).

Outra maneira de inserir as forçantes radiativas ao CGM é através da definição de F_s , em que a SST é fixa e as temperaturas ao longo da atmosfera e do topo da atmosfera se ajustam a esta

SST. Este método também pode ser encontrado em Hansen et al. (2005) e (2007) e Schmidt et al. (2006). Para cada método de inserção das forçantes citados acima, F_i , F_a , F_g e F_s existe a sua referente eficácia, E_i , E_a , E_g e E_s respectivamente. Em Hansen et al. (2005), foi encontrada melhor resposta climática através de E_s . No entanto, E_a é normalmente a mais utilizada devido a dificuldade de calcular F_s e E_s e também devido F_a ser a principal medida de forçante climática utilizada no *Radiative Forcing and Climate Response* (RFCR) e do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC [2001]).

As forçantes radiativas podem ser de origem antrópica ou natural, e de acordo com a literatura, as forçantes de origem antrópica tem apresentado uma maior influência sobre o clima do planeta nos últimos anos. No entanto, para compreender o papel dos fatores antrópicos no clima terrestre é importante também estudar e entender melhor como as forçantes de origem natural influenciam o clima da Terra ao longo de milhares de anos.

2.4.1 Forçantes de Origem Antrópica

As forçantes de origem antrópica têm recebido grande atenção pela comunidade científica, e muitos trabalhos têm incluído-as nos GCM para simular a resposta climática a este tipo de forçante. As forçantes antrópicas conhecidas como mistura homogênea dos gases do efeito estufa (*Greenhouse gases*-GHGs), são: CO_2 , CH_4 , N_2O , CFCs e MPTs (*Montreal Protocol on Trace Gases*) e OTGs (*Other Trace Gases*) (HANSEN e SATO, 2004; HANSEN et al., 2007).

Existem ainda outros gases do efeito estufa, no entanto, com mistura não homogênea. O principal gás desse tipo de mistura de origem antrópica e tempo de vida curto é o ozônio (O_3). Mudanças no CH_4 (Metano), NO_x (Oxido de Nitrogênio), monóxido de carbono (*Carbon monoxide* - CO) e VOCs (*Volatile organic compounds*) são feitas pela ação humana e podem levar ao aumento de O_3 troposférico. Enquanto, a ação do homem nos compostos de Cl e Br (Halogêneos) nas últimas décadas tem causado a diminuição do O_3 estratosférico.

Em geral, os aerossóis são de origem antrópica, exceto o sal do mar, a poeira do solo ou de origem Vulcânica. Os aerossóis de origem antrópica podem ser: sulfato, carbono preto (*Black Carbon* - BC), carbono orgânico (*Organic Carbon* - OC), nitrato (HANSEN et al., 2007). Eles podem ser emitidos através do desflorestamento da região tropical e de latitudes médias, da

queima de biomassas, dos efeitos de fuligens e etc. No entanto, Hansen et al., (2005) mostraram que os GHGs apresentam a maior contribuição para o aquecimento global, conseqüentemente as mudanças na distribuição de chuvas, na intensidade dos sistemas de grande escala e na circulação atmosférica global podem estar associados aos GHGs.

2.4.2 Forçantes de Origem Natural

As forçantes de origem natural também podem trazer grandes contribuições nas mudanças climáticas. Muitos trabalhos têm inserido estes tipos de forçantes aos GCM para quantificar a influência de forçantes naturais ao clima da Terra. As forçantes naturais podem ser subdivididas em forçantes de origem solar e forçantes de origem vulcânica.

As forçantes de origem vulcânica, como os aerossóis vulcânicos são forçantes transitórias, devido ao seu aparecimento estar diretamente ligado a erupções vulcânicas. No entanto, mesmo transitórias, elas podem trazer mudanças significativas no clima da Terra. Portanto, é considerado pela comunidade científica como forçante climática de extrema importância nos modelos climáticos (HANSEN et al., 1978; SHINDELL et al., 2004).

As forçantes de origem solar dizem respeito a todo e qualquer efeito da atividade solar que atinge a atmosfera da Terra. A atividade solar pode dar origem a vários fenômenos na superfície do Sol. Por sua vez, podem gerar bolhas de partículas energéticas e eventualmente se deslocarem em direção a Terra, passando pelo meio interplanetário, magnetosfera e ionosfera. Estas partículas energéticas interagem com os componentes químicos da alta e média atmosfera da Terra (LARKIN et al., 2000). Conseqüentemente, elas podem causar mudanças significativas na dinâmica da estratosfera e da troposfera, cobertura de nuvens e fluxo líquido radiativo (BELOV, 2000; MARSH e SVENSMARK, 2000).

2.4.2.1 Forçantes de Origem Vulcânica

Um vulcão é uma estrutura geológica com abertura na crosta terrestre, de formato montanhoso, e geralmente é formado entre duas placas tectônicas. As grandes erupções vulcânicas emitem grandes quantidades de enxofre e poeira fina na atmosfera (vê exemplo na Figura 2.6). Na troposfera os produtos gerados através de erupções vulcânicas são rapidamente sedimentados e retorna para a superfície, enquanto que na estratosfera estes

produtos podem ser dispersos por longas distâncias em torno do planeta Terra. Isto é capaz de causar grandes influências no clima terrestre por longos períodos de tempo, que podem variar de meses a anos (NIEMIEIR et al., 2009). O impacto sobre o clima tem forte dependência da força exercida pela erupção e da altura resultante atingida pelos gases e poeiras vulcânicas.



Figura 2.6: Fotografia da erupção vulcânica do Mt. Pinatubo, localizado em 15°N e 120°E, entrou em erupção em junho de 1991.

Fonte: <http://www.britannica.com/EBchecked/topic/460806/Mount-Pinatubo>. (2009).

A maioria dos vulcões terrestres possui a mesma estrutura básica, mas a forma e o tamanho variam de maneira considerável. A literatura mostra que existem as super erupções vulcânicas, as quais são definidas como erupções capazes de lançar mais de 10^5 toneladas de produtos (gases, principalmente SO_2 e H_2O , e partículas de poeira) na atmosfera. O índice vulcânico explosivo (*Volcanic Explosivity Index* – VEI) para as super erupções vulcânicas é $\text{VEI} = 8$ (MASON et al., 2004). O $\text{VEI} = 8$ significa liberação de aproximadamente 1000.000.000 toneladas de SO_2 na atmosfera (RAMPINO, 2002). O SO_2 transfere sulfato de aerossol para atmosfera através de reações químicas. Este produto influencia fortemente o sistema atmosférico através das mudanças na composição química e pela alteração no balanço de radiação (TIMMERECK e GRAF, 2006).

Os principais vulcões em atividade são o Etna na Sicília, o Monte Fuji no Japão, o Kilauea no Havaí, o Krakatoa na Indonésia, o Monte Pinatubo nas Filipinas, o Vesúvio na Itália, o El Chichon no México, o Nevado Del Ruiz na Colômbia e o Llaima no Chile. Quando o Monte Pinatubo entrou em erupção em 15 de junho de 1991, estimou-se que aproximadamente 20 milhões de toneladas de dióxido sulfuroso e partículas de cinzas foram lançadas a mais de 20 km de altura na atmosfera. Esta erupção pôde ser analisada com uma ferramenta que até então não tinha sido utilizada em estudos de erupções vulcânicas anteriores, a saber, as informações e imagens de satélite. Um experimento realizado pela *National Aeronautics and Space Administration* - NASA (MINNIS et al., 1993) apresentaram as medidas mais confiáveis de uma erupção vulcânica, eles mostraram que nas regiões próximas ao equador houve aumento do albedo planetário de 5-10%, e este aumento pode afetar significativamente o balanço global de radiação.

2.4.2.2 Forçantes de Origem Solar

A irradiância solar é a principal fonte de energia do sistema terrestre. Portanto, qualquer alteração do fluxo radiativo solar provoca alterações na estrutura térmica da atmosfera terrestre. No entanto, existem grandes incertezas sobre a variabilidade da atividade solar durante o período anterior as observações diretas e sistemáticas utilizando telescópios e instrumentos instalados tanto no solo quanto em plataformas espaciais. Por exemplo, medidas confiáveis da irradiância solar total são disponíveis somente para as últimas três décadas.

Observações e modelos conjecturam que o Sol é uma estrela anã de meia idade (ZEILIK e GREGORY, 1998). A Figura 2.7a apresenta esquematicamente a estrutura interna do Sol. A sua energia é gerada através de reações termonucleares no núcleo. Esta região se estende até aproximadamente 20% do raio solar. A energia gerada no núcleo é transportada para as camadas superiores através de processos radiativos. A zona radiativa se estende até 70% do raio solar. A zona convectiva abrange os outros 30% do raio solar. Os movimentos convectivos são observados na superfície solar (Figura 2.7b). A energia das camadas abaixo da superfície é transportada por convecção que resulta em padrões observados na Figura 2.7b. As regiões mais claras indicam onde os gases emergem na superfície, enquanto que as regiões mais escuras indicam as regiões de subsidência

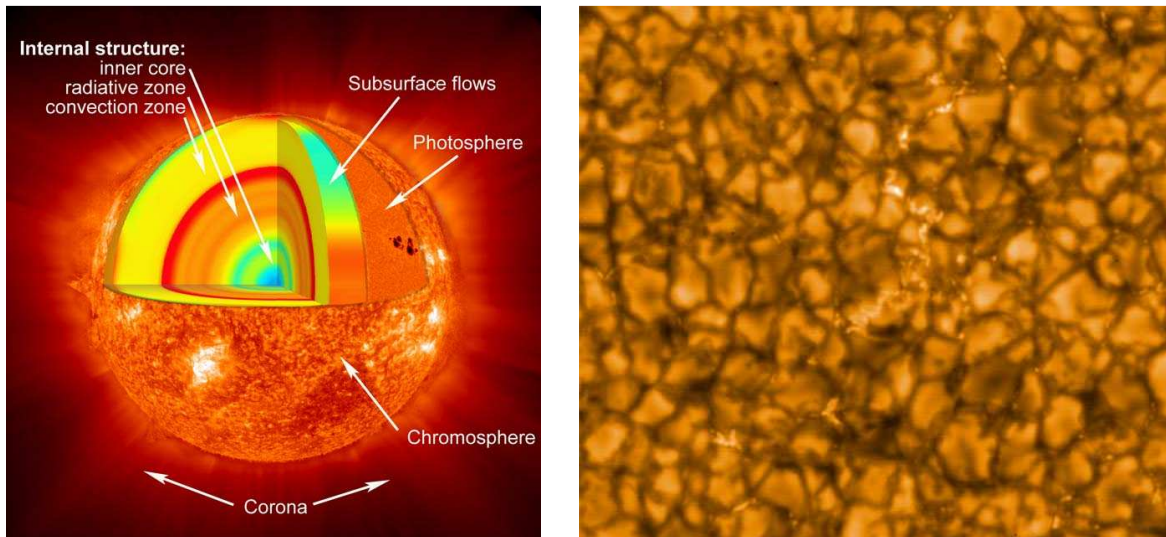


Figura 2.7: (a) Estrutura interna do Sol, centro, zona radiativa e zona convectiva e estrutura externa, sub-superfície, fotosfera, cromosfera e coroa. (b) Células de convecção observadas na superfície solar pelo telescópio solar Hinode.

Fonte: <http://www.solarviews.com/browse/vss/VSS00031.jpg>. (2009).

Com o surgimento do telescópio no século 17, Galileu Galilei realizou as primeiras observações sistemáticas solar. Nesta época, a principal característica observada foi à presença de regiões escuras (as manchas solares ou “sunspots”) no disco solar. No entanto, só por volta de 1843 o astrônomo alemão Heinrich Schwabe descobriu a variabilidade desse fenômeno (EDDY, 1976). A ocorrência das manchas solares é relacionada com a emergência de dipolos magnéticos na superfície do Sol. As manchas solares estão localizadas na base dos tubos de fluxo magnético. Nestas regiões, os intensos campos magnéticos inibem a convecção e, conseqüentemente, provocam uma redução da temperatura em relação às áreas circunvizinhas.

A irradiância solar (*Total Solar Irradiância* - TSI) é a energia total do Sol integrada em todo o espectro e normalizada em 1 unidade astronômica. O monitoramento da TSI iniciou-se a partir do lançamento do foguete espacial NIMBUS 7 em novembro de 1978 (HICKEY et al., 1980). Desde então, diferentes experimentos a bordo de satélites têm monitorado o que se chama de “constante solar” (FROHLICH, 2006). A Figura 2.8 mostra um exemplo da redução da irradiância solar total devido à passagem de um grupo de manchas no disco solar, que foi observado no final de outubro e início de novembro de 2003. À medida que o grupo de

manchas solares se aproxima do centro do disco, observa-se uma redução de aproximadamente 4 W/m^2 .

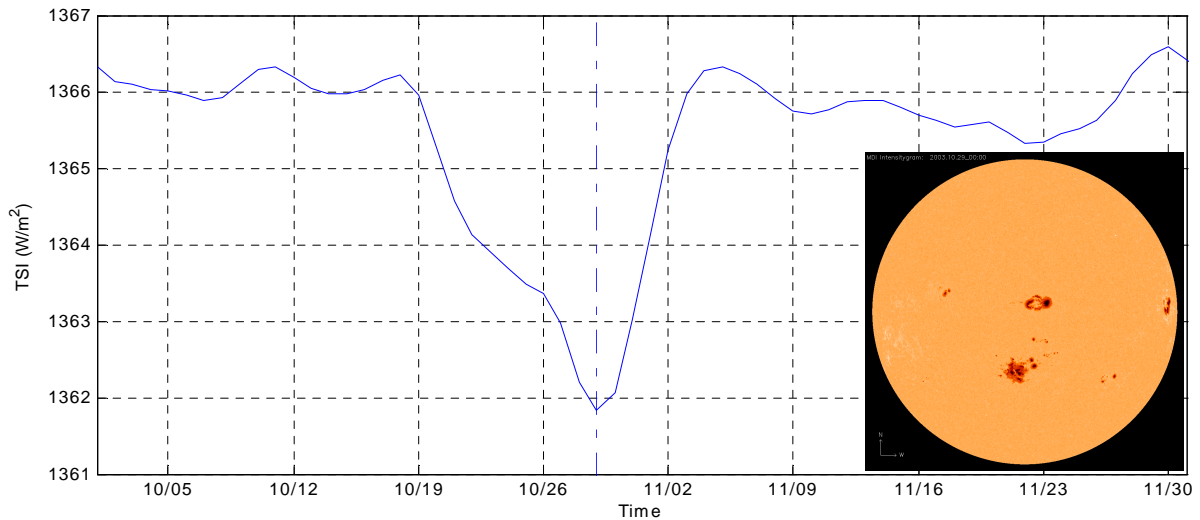


Figura 2.8: Efeito da passagem de um grupo de manchas no disco solar. O eixo y refere-se à TSI e o eixo x refere-se ao tempo dado em mês/dia. O painel embutido na Figura refere-se à imagem MDI Continuum do SOHO que mostra as manchas solares no dia 29/10/2003.

Fonte: SOHO - EIT Consortium, ESA, NASA. (2005).

Com aproximadamente quatro séculos de observações sistemáticas, constata-se que a atmosfera solar varia em todas as escalas de tempo que foi possível investigar. Uma clara variação da distribuição destas características é observada com períodos ao redor de 11 anos, que é conhecida como o ciclo de atividade magnética solar. O ciclo de atividade também é modulado por variações em escalas de décadas e centenas de anos. Variações nestas escalas podem afetar potencialmente o clima terrestre (EDDY, 1976). Em especial, períodos em que a atividade solar permanece baixa ou alta por um prolongado período podem forçar um ajuste do clima terrestre para as novas condições radiativas. Um destes períodos foi o Mínimo de Maunder que se estendeu de aproximadamente 1630 até 1700 (EDDY, 1976).

A variação da irradiância solar ao longo do ciclo de atividade magnética ocorre concomitantemente a alterações dramáticas da estrutura da atmosfera solar. Como a Terra está imersa na atmosfera solar, estas alterações afetam diretamente o espaço circunvizinho ao nosso planeta, o geoespaço (KIVELSON e RUSSEL, 1995). A magnetosfera terrestre é

formada pela interação do vento solar com o campo geomagnético. Na magnetosfera, os processos físicos são determinados pela estrutura do campo geomagnético. Quando os tubos de fluxo magnético na coroa solar se tornam instáveis, ocorrem ejeções de massa (HILDNER, 1977; MACQUEEN, 1980; WAGNER, 1984). Estas estruturas magnéticas se propagam pelo meio interplanetário e eventualmente interagem com a magnetosfera terrestre (SCHUWENN, 1986; HUNDHAUSEN, 1987; KAHLER, 1992; GOPALSWAMY et al., 2004). Quando a configuração do campo interplanetário é favorável, ocorre transferência de energia do vento solar para a magnetosfera terrestre. Isto gera os distúrbios conhecidos coletivamente como tempestades magnéticas e subtempestades magnéticas (GONZALEZ et al., 1994).

Além das ejeções de massa coronal, feixes corrotantes que emanam de buracos coronais também causam distúrbios geomagnéticos. Na coroa solar existe regiões com densidades menores e mais frias que as circunvizinhas. Os buracos coronais possuem uma estrutura aberta no campo magnético que permite a existência de uma corrente constante de plasma para fora da região dos buracos coronais. Deste modo, se o buraco coronal estiver de frente para Terra, pode ocorrer um aumento na intensidade do vento solar (RICKETT e COLES, 1991).

O flare também é um fenômeno de origem solar, este é caracterizado por uma enorme explosão na atmosfera do Sol. O resultado dessa explosão é o aumento significativo da emissão eletromagnética. Também ocorre a aceleração de partículas (prótons e elétrons) até velocidades relativísticas. Estes também são relacionados com a ejeção de massa coronal. Este fenômeno é capaz de liberar energia armazenada no campo magnético solar em torno das manchas solares (BRUECKNER, 1974). Ambos os efeitos contribuem para o aumento da ionização da atmosfera terrestre e alterações na composição química da atmosfera. Durante eventos intensos, estas alterações podem ser observadas na mesosfera e estratosfera. No entanto, ainda não é compreendido se essas alterações se propagam para a troposfera e influenciam os padrões climáticos.

CAPÍTULO 3

3. DADOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA

Neste Capítulo são apresentados os dados utilizados e as técnicas de análises estatísticas que são aplicadas ao estudo do ciclo energético de Lorenz. Os dados utilizados são descritos na seção 3.1 e as técnicas estatísticas incluindo a análise espectral são descritas na seção 3.2.

3.1 Dados

Devido aos dados de re-análise para o HS apresentarem maior confiabilidade a partir da década de 70, este estudo foi limitado para uma climatologia energética de apenas 28 anos (1979 a 2007), uma vez que, a partir desta data, foi inserido o uso dos dados de satélite para o aprimoramento e consistência dos dados (KISTLER et al., 2001). Portanto, são utilizados os dados de re-análise 2 do *National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy* (NCEP-DOE), com resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, disponíveis na homepage <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis2.html>. As variáveis utilizadas são: as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, o ômega (ω) e a temperatura do ar (T). Estes dados são médias diárias obtidas em 17 níveis (1000-10hPa). Para o estudo energético foram utilizados os seguintes domínios: Oceano Atlântico [$40^\circ\text{W} - 15^\circ\text{E}$ e $0^\circ - 50^\circ\text{S}$]; Oceano Pacífico [$150^\circ\text{E} - 70^\circ\text{W}$ e $0^\circ - 50^\circ\text{S}$]; a energética da ZCAS continental [$50^\circ\text{W} - 65^\circ\text{W}$ e $2,5^\circ\text{S} - 20^\circ\text{S}$], da ZCAS da Costa [$35^\circ\text{W} - 50^\circ\text{W}$ e $12,5^\circ\text{S} - 30^\circ\text{S}$], da ZCAS Oceânica [$20^\circ\text{W} - 35^\circ\text{W}$ e $22,5^\circ\text{S} - 40^\circ\text{S}$], da ZCIT [$2,5^\circ\text{W} - 50^\circ\text{W}$ e $10^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$] e do VCAN [$90^\circ\text{W} - 30^\circ\text{E}$ e $20^\circ\text{N} - 60^\circ\text{S}$].

Para a avaliação da nebulosidade associada aos sistemas estudados (VCAN/CAN, ZCAS e ZCIT) e determinação dos respectivos domínios, são utilizados dados de radiação de ondas longas (ROL) no topo da atmosfera, fornecidos pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) em: http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html. Também são utilizadas imagens nos canais espectrais infravermelho, visíveis e de vapor d'água dos Satélites METEOSAT e GOES as 00 Z, disponíveis no *Centro de Previsão do Tempo e estudos Climáticos* (CPTEC), dependendo da disponibilidade dos dados. Para a análise da

temperatura da superfície do mar, do conteúdo de vapor d'água, do conteúdo de água líquida nas nuvens e taxa de precipitação sobre o oceano Atlântico, são utilizadas médias de três dias dos parâmetros observados pelo Satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM/NASA), disponíveis através da homepage: <http://www.remss.com>.

Para realização da reconstrução da energética dos últimos 125 anos são utilizados dois tipos de dados. O Índice de Oscilação Sul (*Southern Oscillation Index* – SOI), disponível em: <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/>. Os dados de aerossóis vulcânicos estratosféricos, que são estimados através da espessura ótica do aerossol (SATO et al.,1993), disponíveis em <http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/>.

As evidências da influência solar na troposfera e baixa estratosfera do Hemisfério Sul são investigadas através dos seguintes dados: 1) A distribuição mensal da temperatura na baixa estratosfera (canal TLS) obtido pelo *Microwave Sounding Units* (MSU) (Spencer e Christy, 1993), que operou na plataforma de órbita polar do NOAA de 1979-2007, disponível em: <http://www.remss.com>; 2) O campo geomagnético próximo a superfície estimado pelo modelo da *International Geomagnetic Reference field* (IGRF); 3) A razão de mistura do Ozônio e a taxa de emissão volumétrica de Oxido Nítrico entre as latitudes de 30°S-35°S, altitudes de 20km-80km e longitudes entre 290°E -310°E e entre 160°E -180°E, obtidos pelo instrumento SABER a bordo do satélite *Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Energetics and Dynamics* (TIMED), disponível em: <http://saberoutreach.hamptonu.edu/overview.html>; 4) A irradiância solar total do *Physicalisch-Meteorologisches Observatorium Davos - World Radiation Center* (PMOD-WRC), disponível em: <http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>; 5) A distribuição da emissão de raio-X noturno (entre 3 e 31,5 keV) da alta atmosfera da Terra no período de 23 de setembro de 2002 a 23 de março de 2003, obtida pelo instrumento RPS-1 (espectrômetro de raio-X) a bordo do satélite CORONAS-F; 6) A distribuição do ozônio da série de dados *TIROS Operational Vertical Sounder* (TOVS) compilado pelo *International Satellite Cloud climatology Project* (ISCCP), para o período de 1983-2007, disponível em: <http://isccp.giss.nasa.gov>.

As simulações realizadas com o Model E desenvolvido pelo *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) utilizam dados de re-análises do NCEP como condição inicial da atmosfera, e para simular presença ou ausência da SHMA utiliza-se a distribuição do ozônio estratosférico

disponível no próprio modelo. O Model E disponibiliza uma climatologia média mensal em 3D do Ozônio estratosférico construído por quatro fontes diferentes de dados. As quatro diferentes fontes de dados da climatologia média mensal do Ozônio estratosférico são: 1) A estrutura básica do Ozônio estratosférico que foi obtida zonalmente pelo cálculo da climatologia média mensal construída por G. Labow (SCHMIDT et al., 2006), 15 anos (1988-2002) de medidas de Ozônio-sonda através do *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment* (SAGE) e *Upper Atmosphere Research Satellite-Microwave Limb Sounder* (UARS-MLS); 2) A tendência do Ozônio estratosférico para o período de 1979-1997 (RANDEL e WU, 1999); 3) A média mensal da distribuição do Ozônio acima do nível de 0,1hPa até 0,001hPa obtida por Keating e Young (1985); e 4) A utilização da definição de Ozônio estratosférico e troposférico de acordo com Hansen et al. (2002). A inclusão da oscilação solar de 11 anos é aplicada ao Model E através da variabilidade na TSI, os dados de TSI estão disponíveis em <http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>.

3.2 Análise Estatística

Estatística é a ciência que investiga os processos de obtenção, organização e análise de dados sobre uma população, e os métodos de tirar conclusões ou fazer previsões com base nesses dados. A estatística que corresponde apenas à organização e descrição dos dados relativos a um experimento ou situação é denominado de estatística descritiva. No entanto, além da estatística descritiva existe ainda a estatística indutiva ou estatística inferencial, que consiste fundamentalmente das técnicas de análises e interpretações de dados (SPIEGEL, 1972; WILKS, 1995).

Na inferência estatística as técnicas de análises e interpretações de dados são realizadas a partir de um conjunto restrito (ou limitado) de dados, chamado de amostra, organizado e descrito pela estatística descritiva. As inferências ou conclusões sobre a natureza desses dados pode se estender a conjuntos maiores de dados, chamados de populações. Para que a inferência estatística possa deduzir conclusões válidas, são necessários alguns cuidados na escolha da amostra a ser utilizada. Estes cuidados são chamados de critérios e são estabelecidos por uma técnica chamada de amostragem (SPIEGEL, 1972; WILKS, 1995).

As variáveis (ou características) a serem submetidas à inferência estatística também devem ser definidas, elas podem ser variáveis qualitativas ou quantitativas. A variável é qualitativa

quando resulta de uma classificação por tipos ou atributos. Enquanto que, a variável é quantitativa quando seus valores forem expressos em números. A variável quantitativa pode ser subdividida em quantitativa discreta, na qual pode assumir valores pertencentes a um conjunto enumerável, ou quantitativa contínua, que pode assumir qualquer valor em certo intervalo de variação (SPIEGEL, 1972; WILKS, 1995).

Para atingir os objetivos da estatística descritiva, os dados são sintetizados e apresentados em forma de tabelas ou gráficos, os quais podem fornecer informações rápidas e seguras a respeito das variáveis em estudo. Como por exemplo, neste trabalho são utilizados os parâmetros atmosféricos, os parâmetros geomagnéticos, as componentes de energia, as conversões de energias entre outros. Uma das tabelas mais utilizadas na estatística é a distribuição de freqüências. Os gráficos associados à distribuição de freqüências são os gráficos de freqüências, o polígono de freqüências, o gráfico de freqüência acumulada e o polígono de freqüência acumulada.

Define-se freqüência de um valor de uma variável (qualitativa ou quantitativa), o número de vezes que este valor se repete no conjunto de dados do experimento. A notação f_i representa a freqüência do i -ésimo valor observado.

Seja n o número total de valores observados e k o número de diferentes valores obtidos, tem-se:

$$\sum_{i=0}^k f_i = n \quad (3.1)$$

Denomina-se distribuição de freqüências a associação das freqüências aos respectivos valores observados. Portanto, a Equação (3.1) caracteriza uma distribuição de freqüências. Desta forma, define-se a freqüência relativa de um valor observado como:

$$p'_i = \frac{f_i}{n} \quad (3.2)$$

Os tipos de dados utilizados para realização da estatística descritiva e inferência estatística neste estudo, referem-se às variáveis quantitativas contínuas e discretas. Estas podem ser representadas por histogramas e/ou polígonos de freqüências.

Numa inferência estatística qualquer característica da distribuição, como média, ou desvio padrão é denominada de parâmetro da distribuição. Portanto, primeiramente é importante saber que existem diversas formas características de curvas de frequências. Para facilitar a identificação de alguns tipos de curvas é necessário realizar algumas medidas destas curvas, como por exemplo, as mais comuns são: média, mediana e moda.

A média de um conjunto de N números X_1, X_2, \dots, X_N é representada por \bar{X} e definida por:

$$\bar{X} = \frac{X_1 + X_2 + \dots + X_N}{N} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i}{N} \quad (3.3)$$

A mediana (MD) de um conjunto de números, ordenados em ordem de grandeza, é o valor médio (N ímpar) ou a média aritmética dos dois valores centrais (N par). A moda (MO) é o valor que ocorre com mais frequência, ela pode não existir e algumas vezes pode não ser única.

As medidas de dispersão são: amplitude total, desvio médio, coeficiente de variação, variância e desvio padrão. Estes são capazes de identificar o grau em que os dados numéricos tendem a dispersar em torno de um valor médio. A amplitude total é a diferença entre o maior e o menor valor dos dados. O desvio médio de X_1, X_2, \dots, X_N pode ser obtido da seguinte forma:

$$DM = \frac{\sum_{i=1}^N |X_i - \bar{X}|}{N} \quad (3.4)$$

O coeficiente de variação define o efeito da variação ou dispersão em relação à média. Este é medido pela dispersão relativa abaixo:

$$DR = \frac{Disp.absoluta}{\bar{X}} \quad (3.5)$$

Se a dispersão absoluta for o desvio padrão, a dispersão relativa é denominada de coeficiente de variação (CV), que é representado por:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (3.6)$$

Em que σ é o desvio padrão.

A variância é o quadrado do desvio padrão correspondente aos dados de uma amostra. Em geral, esta medida é calculada com o divisor $(N-1)$ ao invés de N para tornar os estimadores não tendenciosos (Spiegel, 1972; Wilks, 1995).

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})}{N-1} \quad (3.7)$$

Logo, o desvio padrão de X_1, X_2, \dots, X_N é dado por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})}{N}} \quad (3.8)$$

A técnica que pode explicar a associação entre duas ou mais variáveis é conhecida como regressão linear e correlação, que pode ser simples ou composta. A regressão linear estabelece uma equação matemática linear capaz de descrever a relação entre duas variáveis Y e X , no caso de regressão linear simples. No caso de uma regressão linear composta descreve a relação entre uma variável Y e mais de uma variável $X (x_1, x_2, \dots)$.

O objetivo principal da análise de regressão linear é prever o valor da variável dependente Y , dado o valor da variável independente X . A equação de regressão é a fórmula algébrica pela qual se determina Y . Portanto, as hipóteses gerais são: 1) Y é uma variável aleatória obtida de uma amostra; 2) Y e X estão associados linearmente; 3) Homocedasticidade, na qual, as variâncias das distribuições condicionais de Y , dado X , são todas iguais.

O diagrama de dispersão é o gráfico no qual cada ponto representa um par de valores $(x; y)$, assim, pode-se verificar qual a relação entre X e Y . Se a relação entre X e Y for retilínea indica que a relação é linear, portanto, ajusta-se aos dados uma linha que seja a melhor função a se ajustar. A localização precisa desta linha é determinada pelo método dos mínimos quadrados, na qual a fórmula geral na população é dada por:

$$Y = \alpha + \beta x + d \quad (3.9)$$

Em que: α é o coeficiente linear; β é o coeficiente angular e d as variações aleatórias.

A análise de correlação é capaz de medir o grau de relacionamento entre as variáveis Y e X , ou entre uma variável Y e mais de uma variável X (x_1, x_2, \dots). Portanto, considere a correlação e regressão linear simples:

Seja $x_{i,j}$ e y_i duas variáveis em estudo, como exemplo, a energia cinética (KZ) de cada sistema em estudo e o SOI, onde $i = 1, 2, \dots, n$, em que n é o número de dias e $j = 1, 2, 3, \dots, m$ indica o j -ésimo parâmetro. A relação estatística entre estes dois parâmetros é obtida através da análise da variação conjunta das duas variáveis ($y_i, x_{i,j}$ para um determinado j) ao se colocarem segundo uma reta. Esta relação é quantificada através do coeficiente de correlação linear, R (WILKS, 1995) dado por:

$$R(n) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3.10)$$

Para simplificar, nesta equação (3.10) o índice j é omitido. O coeficiente de correlação é adimensional e varia entre -1 e 1, o valor zero indica ausência de correlação. A partir desta técnica é possível observar as relações existentes entre o SOI e a energia cinética de um sistema meteorológico, assim como, as relações entre dois sistemas da região tropical (ex. ZCIT e VCAN), e entre o domínio do acoplamento e os domínios de cada sistema em estudo.

Através de correlação e regressão linear composta é verificada a relação entre uma variável, por exemplo, a energia cinética de um sistema em estudo (y) e várias outras variáveis, como, SOI, aerossóis vulcânicos e outros (x_j). Supondo-se que y varia linearmente com as variáveis x_j , que são variáveis independentes, o ajuste linear é dado por:

$$y = a + \sum_{j=1}^m b_j x_j \quad (3.11)$$

Em que $x_j = (j = 1, 2, 3, \dots, m)$, representam as variáveis SOI, aerossóis vulcânicos e outras. Os coeficientes a e b_j são obtidos do melhor ajuste entre y_i e x_{ij} , $i = 1, 2, \dots, n$. Esta técnica é empregada para realizar a reconstrução da energia cinética KZ referente a região tropical,

utilizando dados das forçantes de origem natural. Sabe-se que os aerossóis estratosféricos podem apresentar fortes relações com as mudanças climáticas, por exemplo.

3.2.1 Análise Espectral

A análise espectral é um método matemático capaz de analisar as séries temporais. Existem dois tipos de análise espectral, a análise de Fourier Clássica e a análise de Ondeleta. A análise de Fourier de uma série temporal consiste em expressar uma função $f(t)$, considerando que os fenômenos investigados sejam periódicos, como é a somatória de funções trigonométricas ortogonais de senos e cossenos. A análise de ondeleta consiste em aproximar uma função por uma combinação linear de funções básicas (ondeletas), para assim obter uma boa representação da função original tanto no domínio das frequências como no domínio temporal.

Neste trabalho a variabilidade temporal das energéticas será analisada através da técnica de análise de ondeletas. Esta é uma técnica recomendada pela comunidade científica para o estudo de distúrbios meteorológicos transientes (WENG e LAU, 1994) e já pode ser considerada uma técnica bastante utilizada na meteorologia. Por exemplo, Kestin et al. (1998) aplicou esta técnica para estudar distúrbios tropicais, incluindo o ENSO, Gu e Zhang (2001) para estudar a variabilidade da ZCIT, Tung e Yanai (2002) para a variabilidade intra-sazonal e Grist (2002) para as Ondas de Leste Africanas.

Existem dois tipos de funções de ondeletas, as contínuas e as discretas. As ondeletas contínuas são comumente utilizadas para visualizar, em um diagrama tridimensional, a relação existente entre as componentes de diferentes frequências em função da escala temporal do sinal estudado, estas relações são normalmente categorizadas como não lineares. As ondeletas discretas são utilizadas para a decomposição e filtragem de qualquer série temporal. A sua grande vantagem é que não apresenta redundância de coeficientes entre escalas (frequências), permitindo estudar as características particulares de cada frequência, por outro lado, também permite a realização de filtragens passa-baixo, passa-alto ou passa-banda.

A função de ondeleta utilizada neste estudo é a transformada de ondeleta discreta ortonormal de Daubechies de ordem 5 (db5) (vê DAUBECHIES (1992)), para uma descrição

compreensiva das transformadas de ondeletas e suas aplicações em vários problemas). O núcleo ortonormal utilizado aqui é composto de uma função mãe e funções de escala. A convolução do núcleo com as séries de tempo decompõe o sinal nos níveis ortonormais, isto fornece a informação espectral da evolução do sinal em diferentes escalas, na qual a frequência central e a largura da banda são determinadas pelas funções de escala e pela função mãe (DAUBECHIES, 1992). Esta operação é equivalente a realização de um filtro passa-banda. Isto é, o algoritmo mantém frequência e período numa certa faixa e atenua fora desta faixa. Neste trabalho o sinal é decomposto em escalas que são limitadas por potência de 2. Além disso, a decomposição ortonormal utilizada aqui, permite a detecção das tendências das séries no tempo, possibilitando a separação das variações de longos e curtos períodos. De fato, esta é uma grande vantagem em relação aos outros métodos de análise espectral das séries de tempo, como as transformadas de Fourier, uma vez que as transformadas de Fourier não podem ser utilizadas para analisar séries de tempo não-estacionárias, ou seja, séries temporais com propriedades estatísticas não-uniformes.

Pode-se escrever uma série de tempo como:

$$S = \sum_{j \in Z} D_j \quad (3.12)$$

Em que D_j é o sinal decomposto no nível j , isto é, os detalhes no nível j . Como aqui o interesse é investigar a evolução dos parâmetros de longo prazo, é conveniente distinguir as bandas (detalhes) dos períodos curtos e longos. Considerando um nível de referência N , se define que os detalhes finos estão associados aos índices $j \leq N$, os quais correspondem às escalas entre 2^1 e 2^N . As variabilidades de longo prazo estão armazenadas aos detalhes associados com os índices $j > N$. Assim, pode-se agrupá-los da seguinte forma:

$$A_N = \sum_{j > N} D_j \quad (3.13)$$

Conseqüentemente, o sinal original pode ser reconstruído como a soma das tendências de longo prazo (A_N) e as componentes de curto período armazenadas nos detalhes entre os níveis D_1 e D_N .

CAPÍTULO 4

4. CÁLCULO DO CICLO ENERGÉTICO DE LORENZ

Este Capítulo aborda o conjunto de equações do ciclo energético de Lorenz desenvolvido para o estudo de área limitada. Este conjunto de equações é utilizado com a finalidade principal de entender como são realizadas as manutenções dos sistemas meteorológicos nas regiões em estudo, e verificar as tendências e as oscilações quase-periódicas destes sistemas. A metodologia aplicada para definir os domínios deste estudo é também apresentada neste Capítulo. Definem-se ainda os domínios espaciais que englobam os três sistemas, e os oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul.

4.1 Equações do Ciclo Energético de Lorenz

Seguindo os trabalhos de Smith (1969) e Johnson (1970) é possível escrever a energética de uma área limitada, tanto os balanços, quanto as conversões:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = (K_Z - A_Z) - (A_Z - A_E) + BA_Z + G_Z \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = (A_Z - A_E) - (A_E - K_E) + BA_E + G_E \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = (K_E - K_Z) - (K_Z - A_Z) + BK_Z + B\Phi_Z - D_Z \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = (A_E - K_E) - (K_E - K_Z) + BK_E + B\Phi_E - D_E \quad (4.4)$$

Em que, as componentes zonal e dos “eddies” da energia potencial disponível (*Available Potential Energy* – APE) são A_Z e A_E , respectivamente, e da energia cinética (*Kinetic Energy* – K) são K_Z e K_E . Os processos associados com a geração de A_Z e A_E são G_Z e G_E , respectivamente, enquanto que os processos associados com a dissipação de A_Z e A_E são D_Z e D_E , respectivamente. As conversões entre as várias formas de energia são $(K_Z - A_Z)$, $(A_Z - A_E)$,

$(A_E - K_E)$ e $(K_E - K_Z)$. Um termo é positivo quando a energia da primeira caixa se converte em energia da segunda caixa. O termo é negativo se a conversão é no sentido contrário. As componentes de geração e conversão de energia são descritas por Lorenz (1955 e 1967). Munch (1965) considera várias outras componentes no balanço de energia, quatro delas representam o transporte de A_Z , A_E , K_Z e K_E através das fronteiras de área limitada, e são BA_Z , BA_E , BK_Z e BK_E , respectivamente. Outras duas componentes $B\Phi_Z$ e $B\Phi_E$ são consideradas por Munch (1965) como o trabalho exercido nas bordas da área limitada.

Ressalta-se que os termos de maior interesse neste estudo referem-se apenas as energias e conversões de energia, uma vez que, deseja-se conhecer a interação energética entre sistemas de grande escala, e não os processos envolvidos em sua geração ou dissipação. A abordagem para entender o acoplamento dos sistemas aqui será apenas uma comparação da variabilidade temporal das energias e suas transformações de diferentes sistemas ou domínios.

Segue abaixo as expressões matemáticas das energias (A_Z , A_E , K_Z e K_E) e conversões de energias [$(K_Z - A_Z)$, $(A_Z - A_E)$, $(A_E - K_E)$ e $(K_E - K_Z)$] de acordo com a notação proposta por Reiter (1969), assim como, um esquema que mostra os dois ciclos de instabilidade, Barotrópico e Baroclínico:

A média zonal de uma variável X entre as longitudes λ_1 e λ_2 são dadas por:

$$[X]_{\lambda} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X d\lambda \quad (4.5)$$

A componente dos “eddies” dessa variável X é:

$$(X)_{\lambda} = X - [X]_{\lambda} \quad (4.6)$$

A média de X sobre a área limitada pelas longitudes λ_1 e λ_2 e latitudes φ_1 e φ_2 é:

$$[X]_{\lambda\varphi} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \frac{1}{\text{sen}\varphi_2 \text{sen}\varphi_1} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X \cos\varphi d\lambda d\varphi \quad (3.7)$$

Foi definida também a seguinte quantidade:

$$([X]_{\lambda})_{\varphi} = [X]_{\lambda} - [X]_{\lambda\varphi} \quad (4.8)$$

As quatro formas de energia são:

$$A_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_\lambda]_\lambda^2}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} dp \quad (4.9)$$

$$A_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_\lambda]_\lambda^2}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} dp \quad (4.10)$$

$$K_Z = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} [(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2]_{\lambda\varphi} dp \quad (4.11)$$

$$K_E = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} [(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2]_{\lambda\varphi} dp \quad (4.12)$$

em que p_1 e p_2 são as pressões em altos níveis e baixos níveis, respectivamente, T é a temperatura (média diária), g é a magnitude da aceleração da gravidade, u e v são as componentes zonal e meridional do vento (médios diários), respectivamente e σ é o parâmetro de estabilidade estática, no qual a sua média numa área limitada é dada por:

$$[\sigma]_{\lambda\varphi} = g \left[\frac{T}{C_p} - \frac{p}{R} \frac{\partial T}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} \quad (4.13)$$

em que C_p é o calor específico a pressão constante e R é a constante do gás para o ar seco.

Os quatro termos de conversão de energia são:

$$(K_Z - A_Z) = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_\lambda]_\lambda (\omega)_\lambda \Big|_{\lambda\varphi} \frac{R}{gp} dp \quad (4.14)$$

$$(A_E - K_E) = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_\lambda]_\lambda (\omega)_\lambda \Big|_{\lambda\varphi} \frac{R}{gp} dp \quad (4.15)$$

$$(A_Z - A_E) = - \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{(T)_\lambda (v)_\lambda}{2[\sigma]_{\lambda\varphi} r} \frac{\partial [(T)_\lambda]_\lambda}{\partial \varphi} \right]_{\lambda\varphi} + \left[\frac{(T)_\lambda (\omega)_\lambda}{p^{R/C_p}} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{[(T)_\lambda]_\lambda p^{R/C_p}}{[\sigma]_{\lambda\varphi}} \right) \right]_{\lambda\varphi} \right) dp \quad (4.16)$$

$$(K_E - K_Z) = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{\cos \varphi}{r} (u)_\lambda (v)_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{[u]_\lambda}{\cos \varphi} \right) \right]_{\lambda \varphi} + \left[\frac{(v)_\lambda^2}{r} \frac{\partial}{\partial \varphi} [v]_\lambda \right]_{\lambda \varphi} + \left[\frac{\tan \varphi}{r} (u)_\lambda^2 [v]_\lambda \right]_{\lambda \varphi} + \left[(\omega)_\lambda (u)_\lambda \frac{\partial}{\partial p} [u]_\lambda \right]_{\lambda \varphi} + \left[(\omega)_\lambda (v)_\lambda \frac{\partial}{\partial p} [v]_\lambda \right]_{\lambda \varphi} \right) dp \quad (4.17)$$

em que ω é dp/dt , médio diário, que representa a velocidade vertical do vento dado em Pa/s.

Os ciclos de instabilidade barotrópico e baroclínico são indicados esquematicamente na Fig. 4.1.

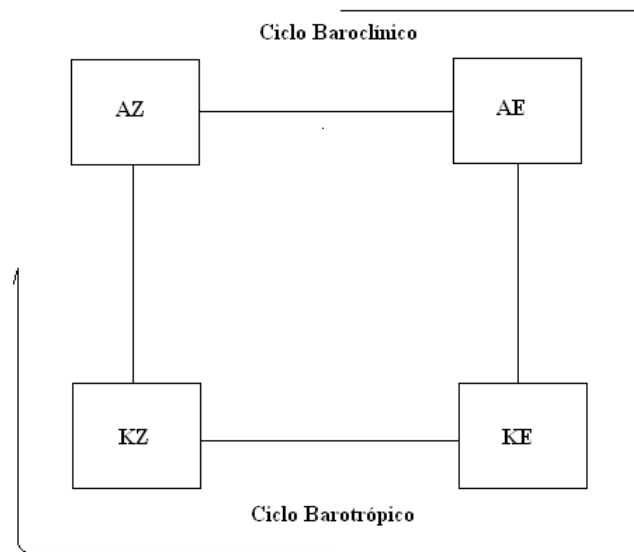


Figura 4.1: Esquema do ciclo de energia nos processos barotrópico e baroclínico.

O ciclo baroclínico refere-se às conversões entre A_Z - A_E e entre A_E - K_E . A conversão A_Z - A_E depende da circulação secundária da perturbação, que transporta ar quente do equador para os pólos e ar frio dos pólos para o equador. A conversão A_E - K_E depende da circulação meridional secundária da perturbação, isto ocorre através do movimento de ar quente para cima e ar frio para baixo. As conversões K_E - K_Z e K_Z - A_Z pertencem ao ciclo barotrópico. K_E - K_Z é dependente do vento zonal médio positivo, e K_Z - A_Z ocorre pelo movimento ascendente de ar quente e subsidente de ar frio na circulação meridional média zonal. Conversão de componente zonal para componente da perturbação indica instabilidade e a contrária estabilidade.

4.2 Limites Verticais para o Cálculo da Energética.

O cálculo da energética, ou das componentes de energia e de suas respectivas conversões de energias, é realizado no volume entre 850hPa-100hPa. O limite inferior foi escolhido devido alguns sistemas em estudo se posicionarem, em parte, sobre regiões continentais onde a topografia introduz dificuldades nas definições de variáveis atmosféricas próximas a superfície. O limite superior foi estabelecido a partir do posicionamento médio do VCAN, o qual é mais intenso na alta troposfera. Outra informação relevante para definir o limite superior é a altura máxima atingida pelas nebulosidades da ZCIT e ZCAS, que também alcançam a alta troposfera. Para realizar comparações entre os três sistemas em estudo (ZCIT, ZCAS e VCAN) a energética é calculada na mesma extensão vertical.

4.3 Definição dos Domínios e Regiões de Interesse

Para a realização dos cálculos da energética no volume (850hPa-100hPa) de cada sistema meteorológico em estudo, se fez necessário identificar o posicionamento preferencial destes sistemas. Para obtenção do posicionamento preferencial médio climatológico referente ao período de 28 anos, utiliza-se a vorticidade relativa negativa 200 hPa (VCAN) e a Radiação da Onda Longa (ZCIT e ZCAS).

4.2.1 Domínios da ZCIT e do VCAN

A ZCIT é um sistema de escala planetária. No entanto, o enfoque neste trabalho é na ZCIT do Atlântico, o qual interage com outros sistemas de escala sinótica da região Sul Americana (VCAN e ZCAS) durante o período de verão austral. A ZCIT possui bandas de nebulosidade profundas na região equatorial que facilitam a sua identificação através de campos de ROL. Identificam-se os pixels, no Atlântico e o continente Sul Americano adjacente, em que o limiar de $ROL \leq 240W/m^2$ proposto por Okoola (1998) é satisfeita nos dados diários para os 28 anos, 1979-2006. Este limiar foi capaz de separar as áreas convectivas das áreas não convectivas na região da ZCIT.

A frequência, em dias/ano, da incidência da convecção profunda é plotada na Fig. 4.2 (a). A Figura 4.2 (b) mostra o domínio retangular considerado para o cálculo da energética da ZCIT Atlântico.

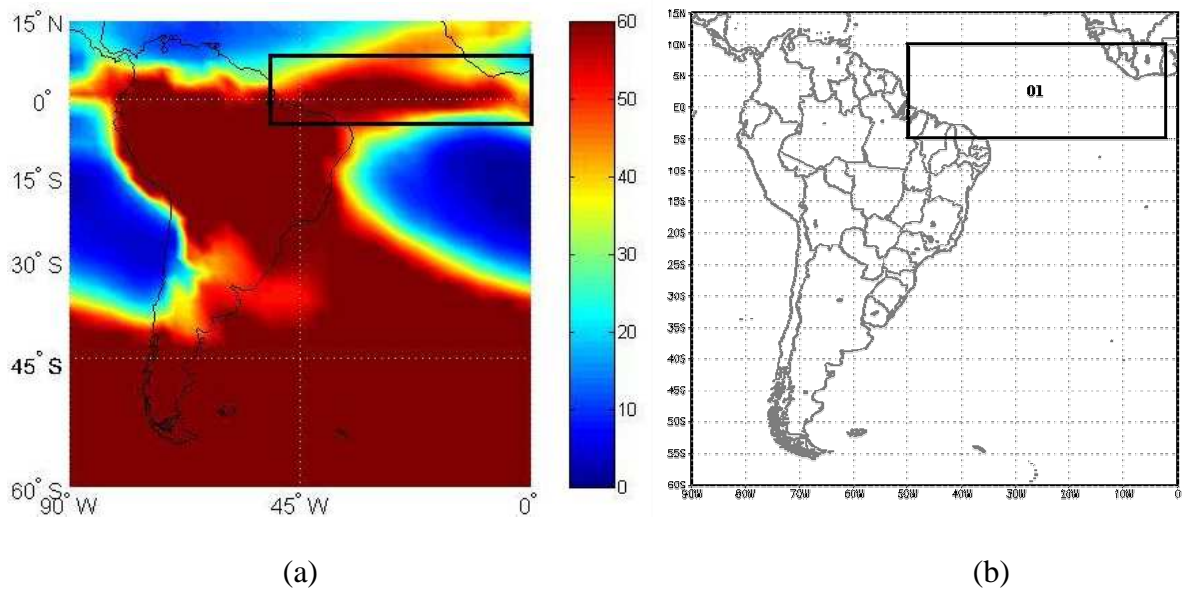


Figura 4.2: (a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Radiação de Onda Longa menor que 240 W/m^2 com caixa representativa da região preferencial da ZCIT; (b) domínio utilizado para o cálculo da energética da ZCIT.

O VCAN é um sistema de circulação ciclônica que ocorre frequentemente no verão austral. Esta característica ciclônica permite que a sua identificação seja realizada através de campos de vorticidade relativa negativa em 200 hPa. A metodologia de Da Silva (2005) mostrou que a partir do limiar $\leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ são observados os VCAN/CAN mais significativos, facilitando assim a identificação da posição média destes sistemas e conseqüentemente o domínio a ser utilizado no estudo da sua energética. Portanto, através da utilização dos campos de vorticidade relativa ($\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$, onde u e v são componentes do vento) negativa em 200hPa, com limiar de $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, foi possível determinar o posicionamento preferencial dos VCAN como está mostrada na Figura 4.3 (a) e (b). No painel (a) o campo é a média do número de dias por verão com este limiar. O painel (b) apresenta o domínio utilizado para o cálculo da energética do VCAN.

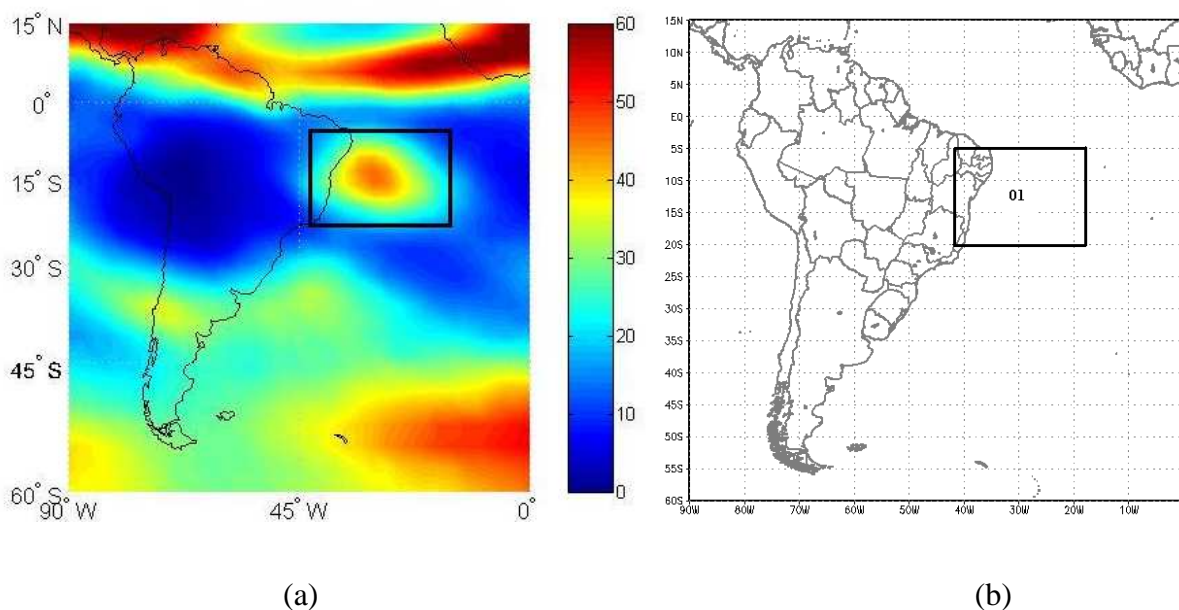


Figura 4.3: (a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Vorticidade Relativa Negativa em 200 hPa menor que $-2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ com caixa representativa da região preferencial do VCAN; (b) domínio utilizado para o cálculo da energética do VCAN.

4.2.2 Domínio da ZCAS

A metodologia aplicada para identificação do posicionamento médio da ZCAS é a mesma utilizada para ZCIT, exceto para valores de limiares da ROL. A ZCAS é uma importante característica climatológica da América do Sul no período de verão austral. Esta se apresenta como uma banda de nebulosidade convectiva alongada desde a bacia Amazônica, se estendendo pelo sudeste do Brasil, até o oceano Atlântico. A identificação deste sistema baseia-se na metodologia desenvolvida por Carvalho et al. (2002). Eles mostraram que a partir do limiar de Radiação de Onda Longa (ROL) $\leq 200 \text{ W/m}^2$, a ZCAS apresenta uma maior relação com o padrão espacial de chuvas e conseqüentemente com o padrão de nebulosidade convectiva alongada. Esta metodologia foi aprimorada por Carvalho et al. (2004), em que caracterizam a ZCAS de acordo com a sua intensidade, localização e persistência, investigando a variação intra-sazonal da atividade convectiva e da circulação de grande escala para diferentes categorias de ZCAS.

Portanto, os domínios da ZCAS, ou o posicionamento preferencial médio climatológico é definido através dos campos de Radiação de Onda Longa (ROL), com o limiar de ROL $\leq 200 \text{ W/m}^2$. A Figura 4.4a apresenta a média do número de dias por verão (1979-2007) do ROL

com este limiar. A Figura 4.4b apresenta os domínios utilizados no cálculo da energética da ZCAS. Observe que o domínio principal possui uma inclinação de noroeste para sudeste. O domínio se estende sobre uma ampla região, que abrange desde regiões continentais até oceânicas. Devido à grande abrangência e a inclinação observada, fez-se necessário realizar divisões na caixa inclinada. As divisões da caixa inclinada são realizadas com base no trabalho de Carvalho et al. (2002). Eles dividiram a ZCAS em três partes com características distintas, utilizando alguns critérios, como por exemplo, a taxa de precipitação. As três partes distintas foram chamadas de fração Amazônica, fração da Costa e fração Oceânica. Portanto, para aplicar o mesmo conceito de Carvalho et al. (2002) é necessário descartar as caixas 01 e 05. Com isso, observa-se que a caixa 02 ocupa praticamente o domínio referente à fração Amazônica, aqui chamada de ZCAS Continental. A caixa 03 abrange a fração da Costa, aqui chamada de ZCAS da costa. Por fim, a caixa 04 possui boa representatividade da fração Oceânica, aqui chamada de ZCAS Oceânica.

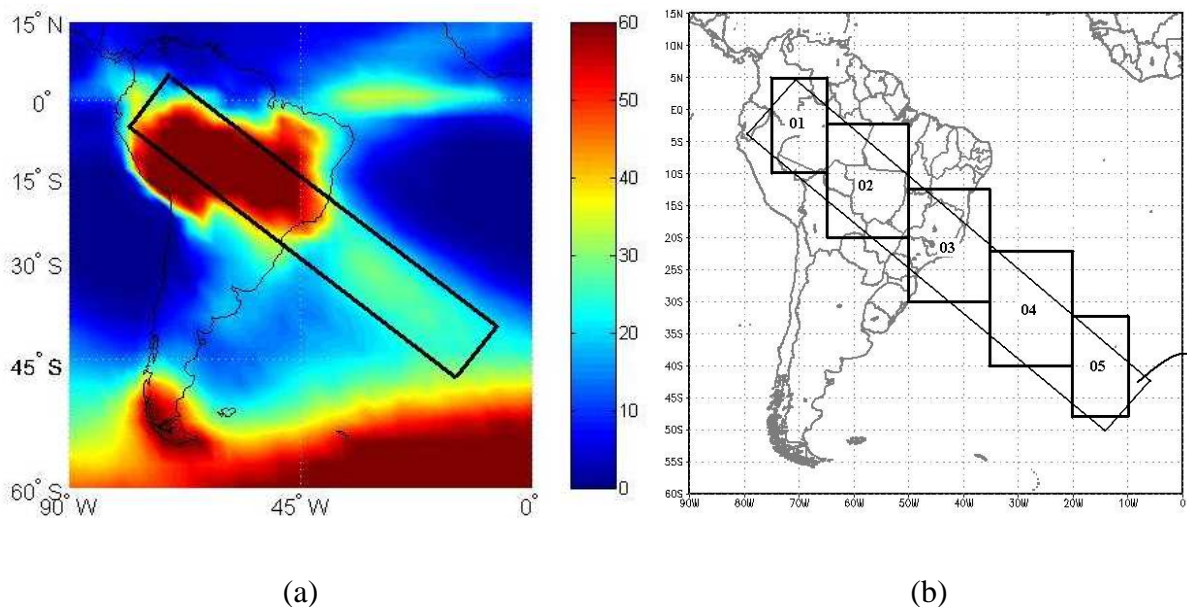


Figura 4.4: (a) Campo da média do número de dias por verão (1979-2007) da Radiação de Onda Longa menor que 200 W/m^2 com caixa representativa da região preferencial da ZCAS; (b) domínios utilizados para o cálculo da energética da ZCAS.

4.2.3 Domínio do Acoplamento entre a ZCIT, o VCAN e a ZCAS

Os domínios identificados através da metodologia descrita acima serão utilizados para o cálculo da energética. No entanto, entender como estes três sistemas de grande escala

realizam interações entre si é um assunto de interesse da comunidade científica, uma vez que estes sistemas atuam de forma significativa sobre o tempo e o clima da América do Sul. Embora, até o momento não se conheça como ocorre essa interação energética entre eles, facilmente se identifica que existe interação através de suas respectivas bandas de nebulosidade. Com isso, investiga-se a energética da grande área que abrange os três sistemas de grande escala da América do Sul (ZCAS, ZCIT e VCAN) e partes dos oceanos adjacentes (vê Figura 4.5). A Comparação entre a energética da grande “área de acoplamento” e as energéticas dos domínios individuais dos três sistemas permitirá a identificação das possíveis interações energéticas entre estes sistemas.

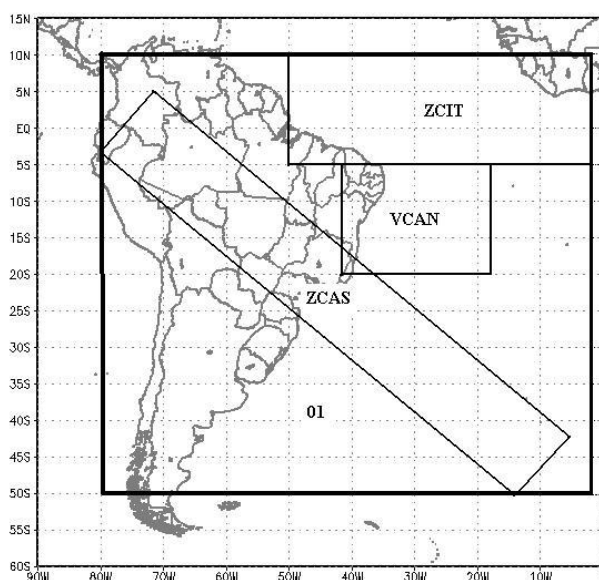


Figura 4.5: Domínio utilizado para o cálculo da energética do acoplamento entre a ZCIT, a ZCAS e o VCAN.

4.2.4 Domínio dos Oceanos Atlântico e Pacífico Sul

Os domínios dos oceanos Atlântico e Pacífico Sul também são importantes para este estudo. Esta importância deve-se a possível interação entre os sistemas investigados e os oceanos adjacentes. Por este motivo, a investigação energética deste trabalho inclui os oceanos adjacentes ao continente Sul Americano.

Para delimitar os domínios dos oceanos são selecionadas caixas que englobam desde o Equador até o nível de latitude de interesse. Esse nível de interesse estaria relacionado ao limite de latitude dos sistemas em estudo, que é 50°S. Os limites na longitude foram

delimitados de maneira a selecionar grande parte dos oceanos, permitindo a inserção mínima de continente. Portanto, o domínio do Oceano Pacífico (OP) é de 0° a 50°S e 150°E a 70°W e o domínio do Oceano Atlântico (OA) é de 0° a 50°S e 40°W a 15°E , como visto na Figura 4.6.

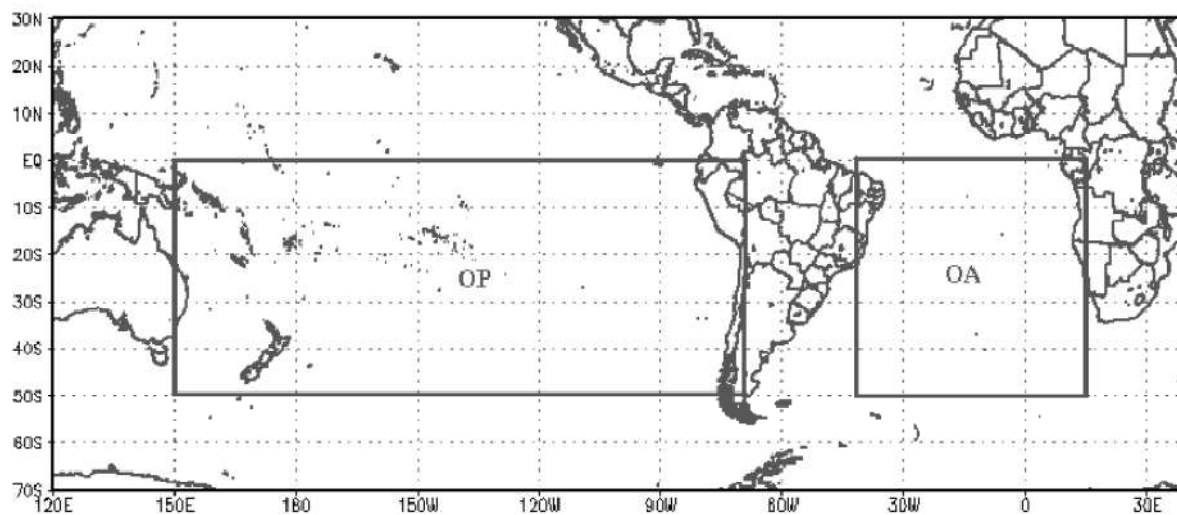


Figura 4.6: Domínio utilizado para o cálculo da energética dos oceanos Pacífico Sul - OP e Atlântico Sul - OA.

A seguir apresentam-se as energéticas dos domínios acima definidos.

CAPÍTULO 5

5. A ENERGÉTICA DE DOIS SISTEMAS TROPICAIS DE GRANDE ESCALA DA AMÉRICA DO SUL (ZCIT E VCAN)

As expressões dadas no capítulo anterior para as energias e suas conversões podem ser interpretadas fisicamente em termos de gradientes de temperatura, movimentos atmosféricos verticais e horizontais atmosféricos. Por exemplo, a componente K_Z é a energia cinética associada aos movimentos mediados zonalmente. Isto é, K_Z representa aproximadamente a intensidade dos ventos alísios, na região equatorial. K_E representa a energia cinética das perturbações que ocorrem dentro da faixa considerada. A conversão A_E-K_E ocorre devido aos movimentos ascendentes nas áreas relativamente quentes e movimentos descendentes nas áreas relativamente frias. A conversão A_Z-A_E ocorre devido aos movimentos meridionais associados ao gradiente térmico. Estes conceitos são lembrados na hora de interpretar os resultados das energéticas. Os sistemas ZCIT e VCAN apresentam interações através de suas bandas de nebulosidade no período de verão austral, trazendo conseqüências no regime de chuvas da região Nordeste do Brasil (NEB). É interessante investigar como ocorre a interação entre as energéticas dos dois sistemas.

Outro aspecto relevante é verificar se há relação entre parâmetros de origem natural como SOI e aerossóis vulcânicos e as energias dos sistemas meteorológicos. Assim, as energias que apresentam maior correlação com os parâmetros, podem ser reconstruídas para um longo período tempo. O tempo de reconstrução utilizado (125 anos) está de acordo com a disponibilidade dos “proxies” do ENSO e da atividade vulcânica. Para a reconstrução a técnica estatística da análise espectral por ondeletas é utilizada. Para determinar tendências de longo prazo são utilizadas as médias móveis e o método dos mínimos quadrados, de acordo com a metodologia mostrada no Capítulo 3.

5.1 Energética da ZCIT

A energética da ZCIT é calculada no domínio definido no Capítulo 4. As componentes de energia e as conversões de energias calculadas a partir de dados diários são apresentadas nas Figuras 5.1 e 5.2, respectivamente. Verifica-se imediatamente que as magnitudes de K_Z e K_E

são relativamente maiores que as magnitudes das componentes de energia potencial. Este fato se deve aos fracos gradientes térmicos na região da ZCIT. Outra observação importante é que A_E é maior, em geral, que A_Z . Isso significa que quando ocorrem perturbações na região da ZCIT, tais como onda de leste, os gradientes térmicos no sentido zonal são produzidos. Observa-se também que as conversões energéticas oscilam em torno do zero, significando que as conversões prosseguem tanto num sentido quanto no sentido oposto. Todavia, nota-se que existem episódios com picos de energia e picos de conversões. São episódios barotropicamente ou baroclinicamente ativos, conforme o caso. Devido à conversão A_Z-A_E apresentar valores negativos mais expressivos do que valores positivos, pode-se dizer que, em geral, a região da ZCIT do Atlântico é baroclinicamente estável.

Para estudar as oscilações inter-anuais e decadais e possíveis tendências de longo prazo, as médias móveis anuais são utilizadas. A Figura 5.3 apresenta a variação inter-anual das energias. Pode-se notar que existem seis mínimos e seis máximos distintos no período de 28 anos. Isto indica uma oscilação inter-anual com periodicidade de aproximadamente 4 anos, em todas as energias, que pode estar associada com o fenômeno ENSO. A Figura 5.4 mostra a variação de A_Z e os anos de El Niño (EN) e La Niña (LN) indicando que a componente A_Z aumenta nos anos EN e nos anos LN diminui. Uma vez que, A_Z é uma função da média zonal do gradiente térmico meridional, o resultado indica que os contrastes térmicos norte-sul no Atlântico aumentam nos anos de EN. Com exceção de 1993-94, todos os picos ocorreram nos anos de EN e todos os mínimos nos anos de LN ou anos Normais, sugerindo que A_Z no Atlântico pode ser utilizada como “proxy” para os eventos ENSO.

Outro aspecto observado é uma tendência crescente da componente A_E e uma tendência decrescente de K_Z . A primeira indica que as perturbações na região da ZCIT estão se tornando mais intensas. A segunda provavelmente indica que os alísios nesta região estão se enfraquecendo.

A Figura 5.5 mostra a variabilidade inter-anual das conversões energéticas. As oscilações inter-anuais não são tão regulares quanto nas caixas de energias. É interessante notar que A_E-K_E mostra uma tendência negativa, o que talvez explique, em parte, a tendência crescente da componente A_E . Da mesma maneira, a tendência negativa de K_E-K_Z explica, em parte, a tendência negativa de K_Z .

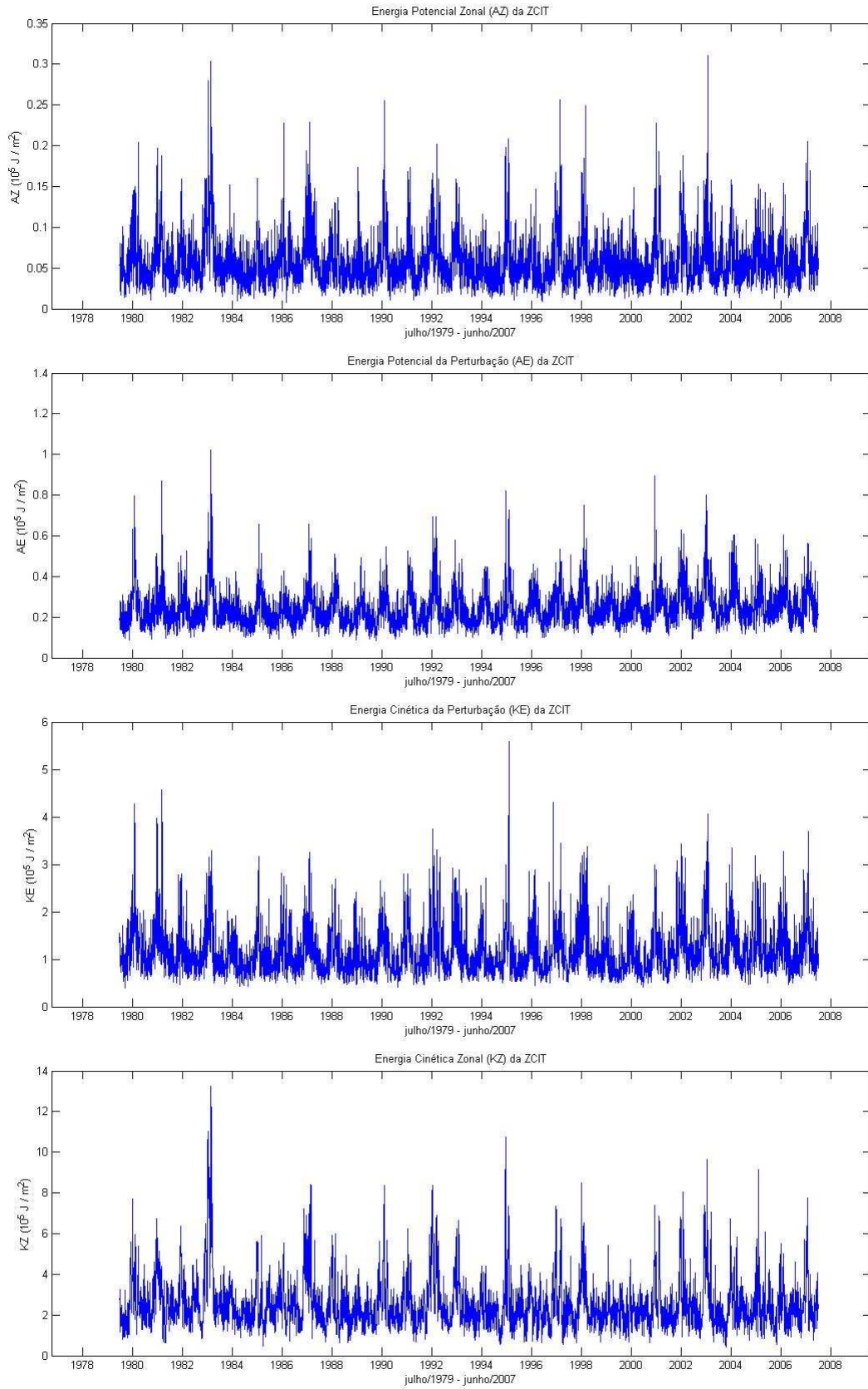


Figura 5.1: Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).

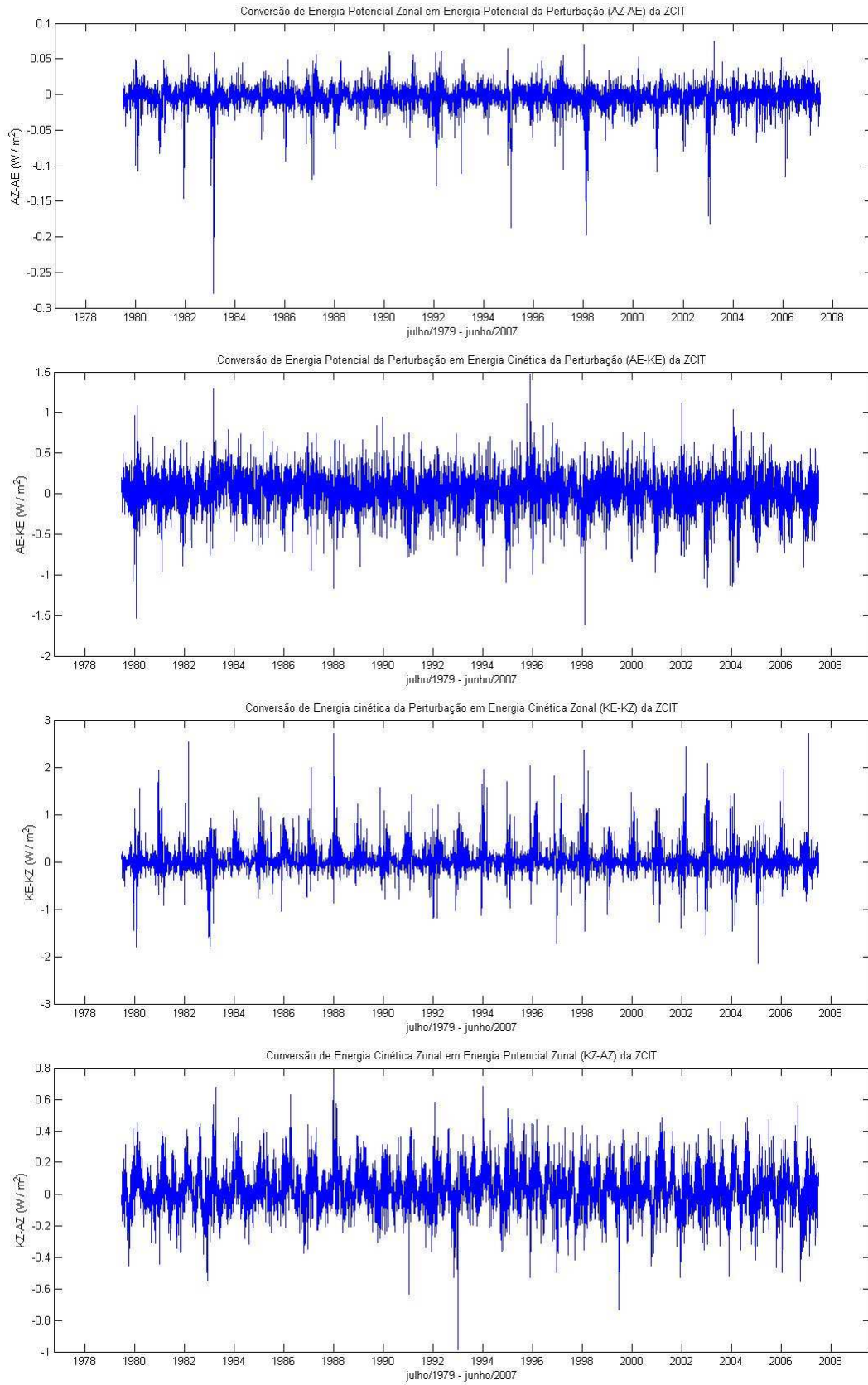


Figura 5.2: Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , período de 1979-2007 (ZCIT).

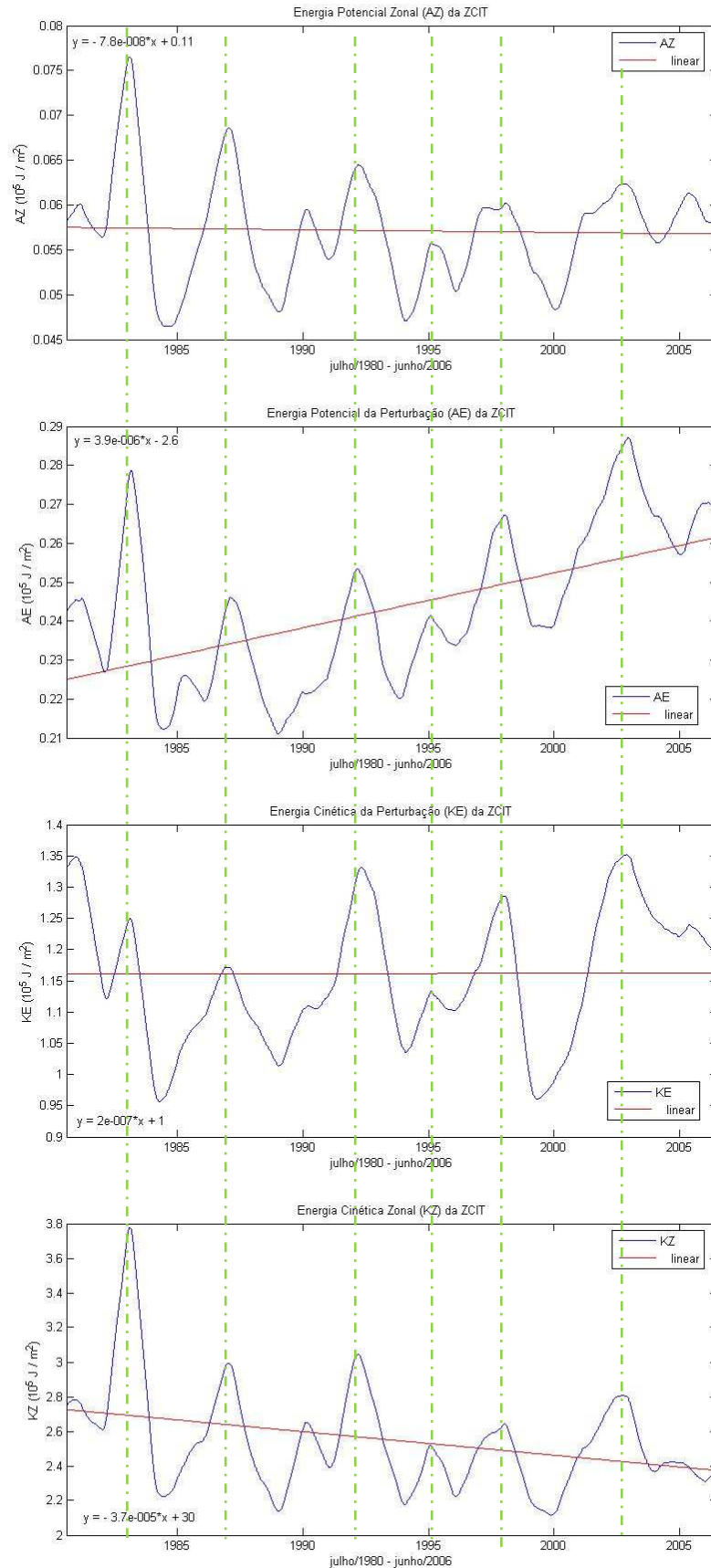


Figura 5.3: Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (ZCIT). Linhas tracejadas (verdes) referem-se aos picos de máxima e anos de El Niño.

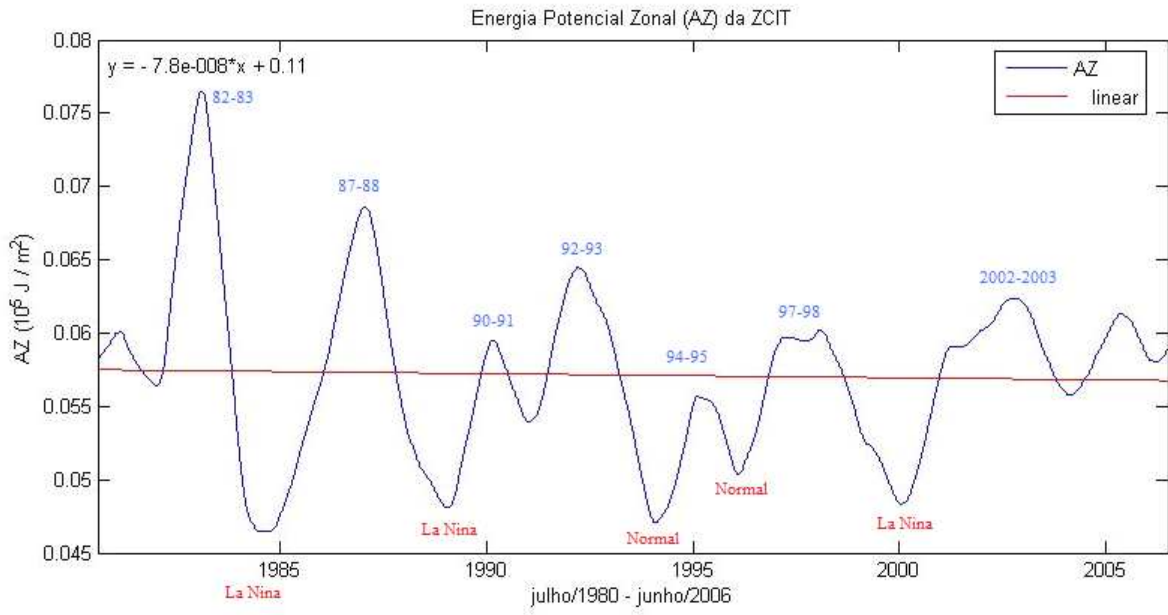


Figura 5.4: Energia A_Z referente ao período de 1980-2006 (ZCIT). Em azul os anos de El Niño e em vermelho os anos de La Niña e anos Normais.

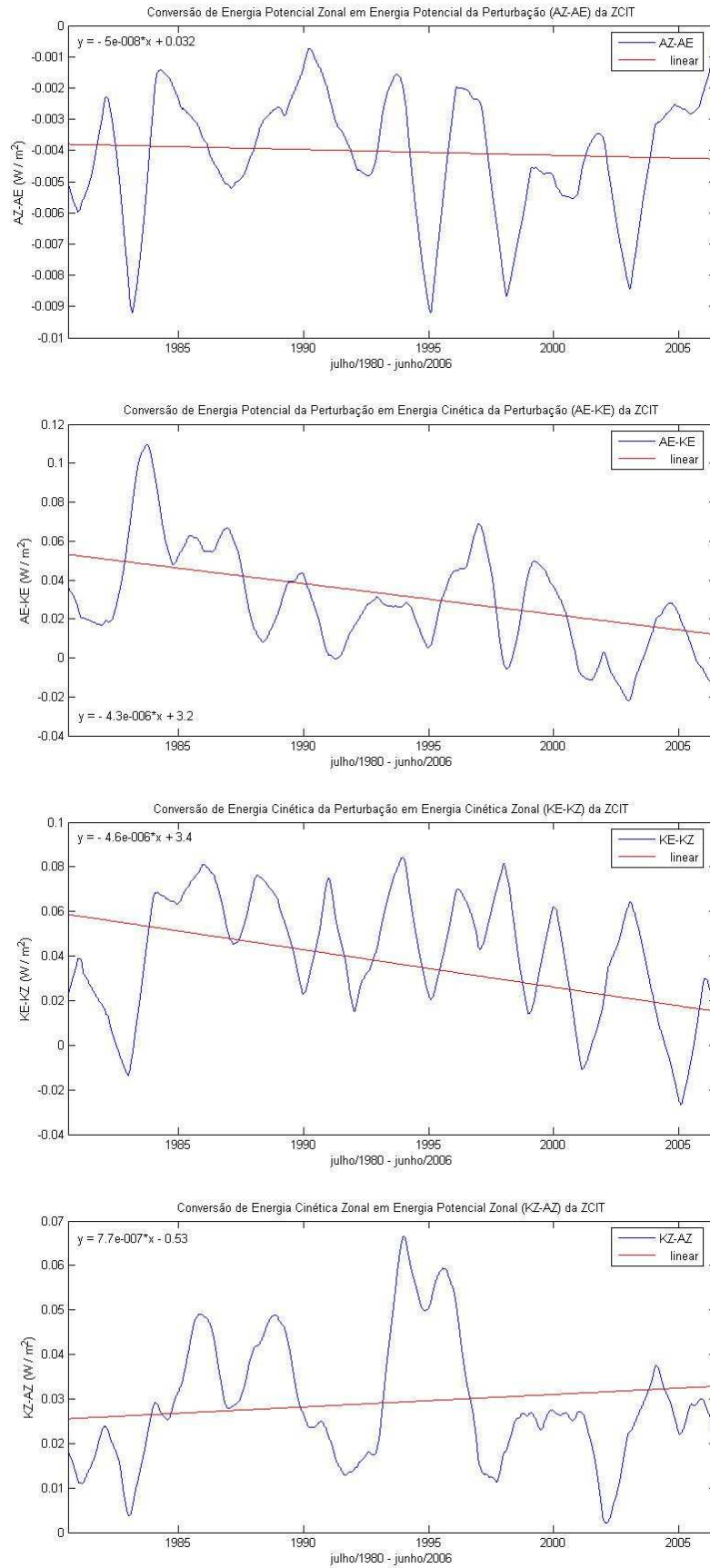


Figura 5.5: Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , período de 1980-2006 (ZCIT).

Para estudar a energética distribuída dentro do período em estudo com maiores detalhes, utiliza-se a distribuição de frequências dos valores diários. Observa-se nas Figuras 5.6a-d os histogramas de frequências referentes às energias na região da ZCIT. Estas curvas de frequência possuem característica assimétrica positiva, pois a média apresenta-se a direita da curva e não na parte central. Observa-se que as componentes da energia cinética apresentam valores diários aproximadamente uma ordem de grandeza superior aos valores diários das componentes de energia potencial. Isto também foi observado nos resultados que foram aplicadas as médias móveis (Figura 5.3). O valor médio de K_Z é de $2,54 \times 10^5 \text{ J/m}^2$, no entanto, esta energia atinge valores máximos de até aproximadamente $8,5 \times 10^5 \text{ J/m}^2$. A energia cinética da perturbação apresenta média de $1,16 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ e atingem valores máximos maiores que $3 \times 10^5 \text{ J/m}^2$. Enquanto que, a energia potencial zonal e energia potencial da perturbação apresentam baixos valores, não ultrapassando de $0,5 \times 10^5 \text{ J/m}^2$.

As Figuras 5.7a-d mostram os histogramas das conversões de energia na região da ZCIT. Observa-se que a característica aproximadamente simétrica predomina em todas as curvas de frequência de conversões de energias. Isto acontece porque as conversões podem ocorrer em ambos os sentidos com igual probabilidade. No entanto, é importante notar que as conversões K_Z-A_Z , K_E-K_Z e A_E-K_E apresentam taxas de energias com valores médios baixos, mas positivos. Isto ocorre porque as perdas de atrito são sempre positivas.

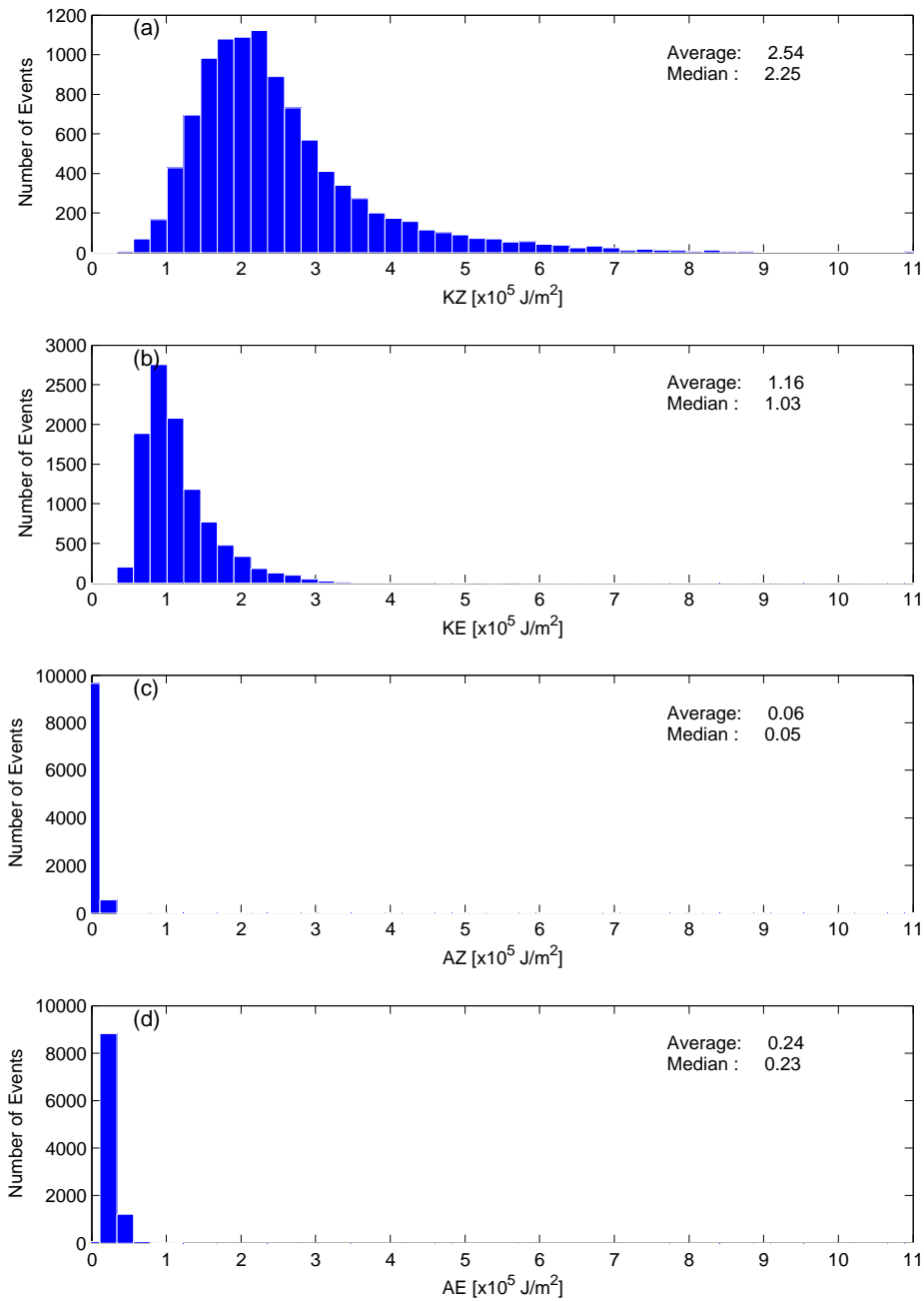


Figura 5.6: Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).

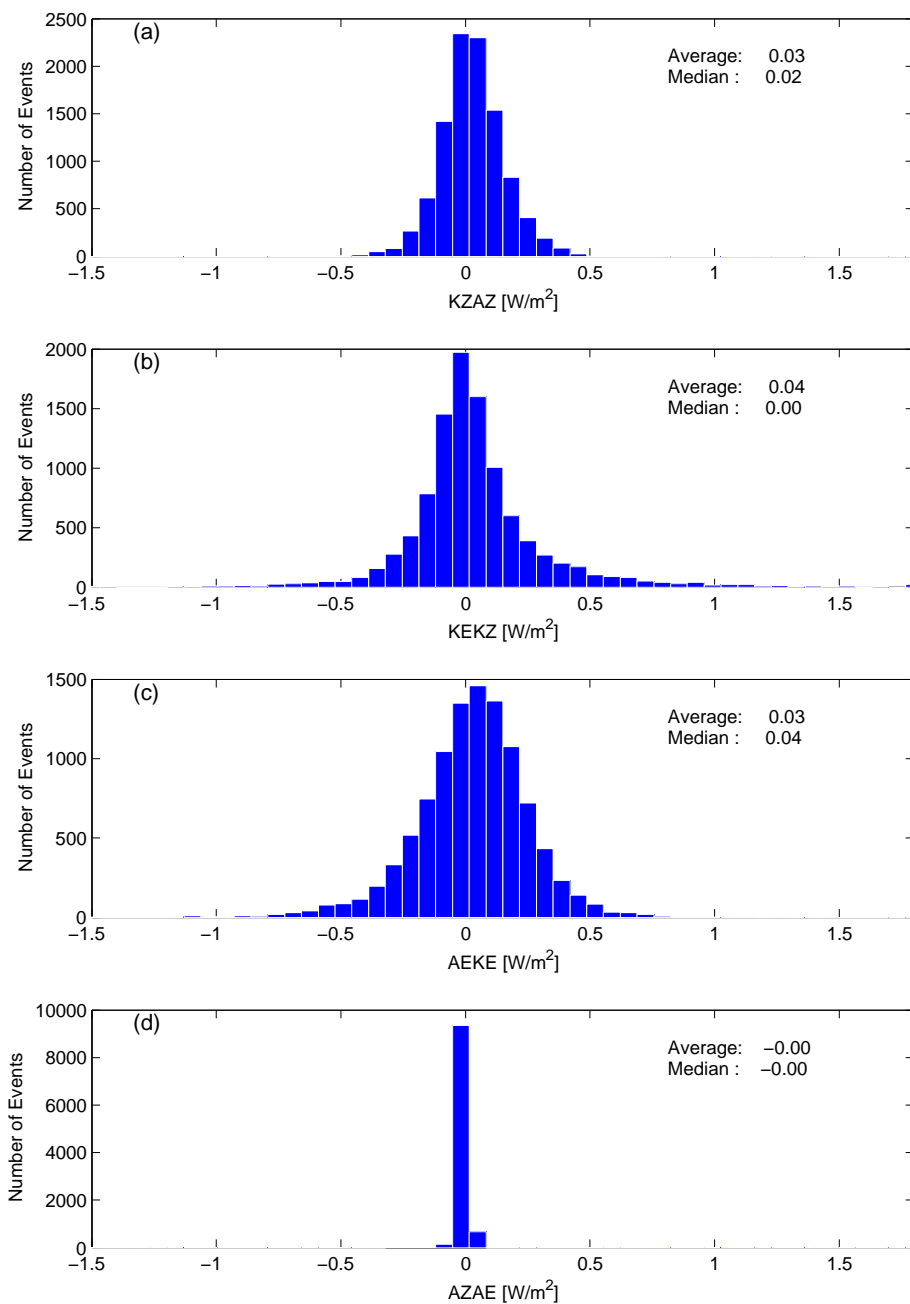


Figura 5.7: Histogramas de freqüências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) referentes ao período de 1979-2007 (ZCIT).

A partir destes resultados apresentados pode-se concluir que na região da ZCIT os contrastes térmicos dos “eddies” estão aumentando concomitantemente ao enfraquecimento dos alísios. As componentes de energia potencial têm uma ordem de magnitude menor que as componentes de energia cinética. Isso ocorre devido ao reduzido gradiente horizontal de

temperatura na região equatorial. Os picos de todas as componentes de energias são coincidentes com anos de El Niño. E por fim, as conversões de energias mostraram que a estabilidade baroclínica predomina na região. No entanto, a perturbação baroclínica se torna instável nos últimos anos.

5.1.1 Análise Espectral e Detecção de Tendências da Energética da ZCIT

A análise espectral por ondeletas é aplicada afim de entender a evolução das componentes de energias e suas respectivas conversões em diferentes escalas de tempo. Para isto, o sinal é decomposto em vários níveis ortonormais, como descrito na metodologia. A Figura 5.8 apresenta os resultados da componente zonal da energia cinética, a qual é dominante durante o período analisado. Esta Figura é estruturada da seguinte forma: Como referência, o sinal original é apresentado nos painéis (a) e (h); As reconstruções do sinal nos níveis 6 a 11 são mostradas nos painéis (b) - (g); O sinal presente nas bandas 6 a 11 é mostrado nos painéis (i) - (n).

Para comparar o sinal observado em diferentes bandas, utiliza-se o conceito de energia das séries temporais (exemplo, ROSSO et al., 2006), que está ligado ao teorema de Parseval. Quando aplicado a teoria de Fourier, a interpretação é que a energia total contida na forma de onda, somada ao domínio no tempo, é igual à energia total da forma de onda da transformada de Fourier, somada a todas as suas componentes de frequência. Isto ocorre igualmente com as ondeletas, como o núcleo da ondeleta aplicado é ortonormal, a energia da forma de onda total é igual à energia da transformada de ondeleta somada a todos os níveis. O percentual da energia das séries temporais contido em cada banda é apresentado na Tabela 5.1. Observa-se que aproximadamente 91% da energia da série temporal está contida em variações que apresentam longos períodos (A11). Isto significa que em torno de 91% da energia é aproximadamente constante, enquanto que apenas 9% da energia variam no dia a dia. A variabilidade das bandas com frequência central de 24 a 384 dias somam aproximadamente 6,7% da energia das séries temporais. A variabilidade anual é detectada na banda D8 (384 dias) e a variabilidade semi-anual é observada na banda D7. Observa-se ainda um forte ciclo anual em todas as componentes com altos picos no verão austral. Entretanto, a amplitude do sinal anual e semi-anual varia consideravelmente durante o período analisado. O forte sinal observado em 48 dias de periodicidade corresponde à oscilação Madden-Julian (MADDEN e JULLIAN, 1994).

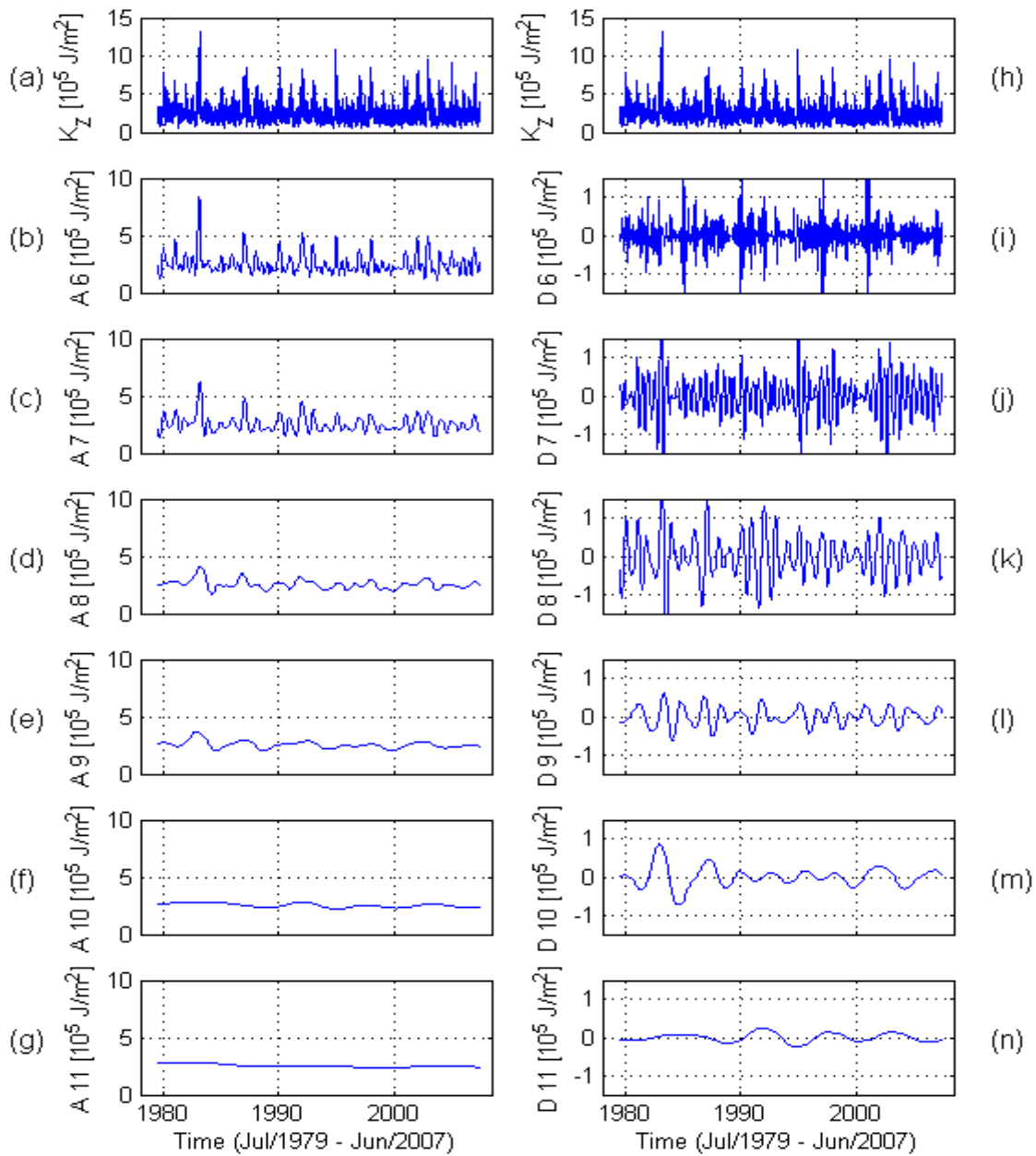


Figura 5.8: Decomposição da componente zonal da energia cinética, K_Z . Os painéis (a) e (h) apresentam o sinal de referência. Os painéis (b) - (g) mostram as reconstruções nos níveis 6 ao 11. Os painéis (i) ao (n) apresentam os detalhes do sinal dos níveis 6 ao 11.

Tabela 5.1: Frequência central aproximada do filtro passa-banda para as energias.

Níveis Detalhes	Escala	Período (Dias)	KZ (%)	KE (%)	AZ (%)	AE (%)
1	2	3,0	0,09	0,20	0,60	0,32
2	4	6,0	0,34	0,62	0,97	0,57
3	8	12,0	0,72	0,91	1,23	0,67
4	16	24,0	1,09	0,78	1,07	0,57
5	32	48,0	1,37	0,79	1,05	0,64
6	64	96,0	0,78	0,41	0,65	0,32
7	128	192,0	1,65	0,52	1,05	0,77
8	256	384,0	1,84	1,48	1,73	1,62
9	512	768,0	0,36	0,17	0,34	0,20
10	1024	1536,0	0,41	0,11	0,37	0,16
11	2048	3072,0	0,11	0,18	0,12	0,08
Aproximação Nível	Escala	Período (Dias)	KZ (%)	KE (%)	AZ (%)	AE (%)
11	2048	>3072,0	91,24	93,83	90,81	94,07

A partir da reconstrução do sinal no nível 8 é possível detectar as tendências de longo prazo, o qual incorpora informação espectral dos níveis com períodos maiores que 768 dias. Desta forma, a forte variabilidade anual e semi-anual é eliminada para detecção de longas tendências. A Figura 5.9 apresenta uma comparação da reconstrução de todas as componentes de energia no nível 8 (linhas pretas) referente ao período de julho/1979 a junho/2007. Nesta reconstrução também são mostradas as tendências (linhas vermelhas), com as equações dadas nos respectivos painéis. As escalas são definidas diferentemente para as componentes de energia cinética e potencial, uma vez que, as componentes de energia potencial têm uma ordem de grandeza menor que as componentes de energia cinética nesta região em estudo. A componente zonal da energia cinética apresenta constante tendência linear de enfraquecimento. Isto é surpreendente, uma vez que, pode significar um enfraquecimento gradual dos ventos alísios na região da ZCIT do Atlântico. A redução é de aproximadamente 17% desde junho de 1978. Isto é similar a redução da circulação na região do Pacífico encontrada por Zhang e Song (2006). Observa-se que enquanto nenhuma tendência expressiva

é observada em A_Z , existe um pequeno aumento de A_E e K_E . Isto pode significar que as perturbações estão se fortalecendo.

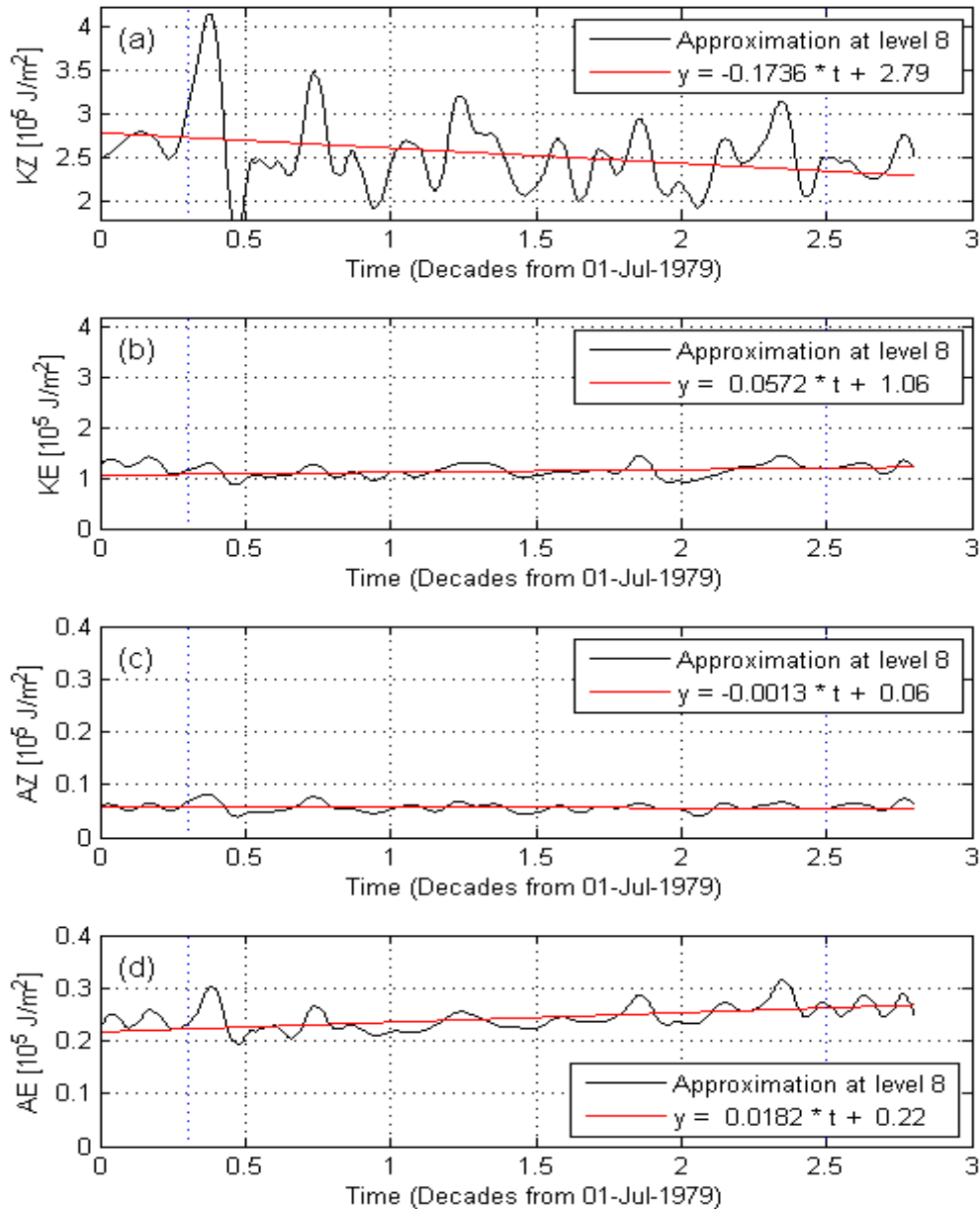


Figura 5.9: Tendências de longo prazo das componentes de energia no ciclo de Lorenz calculadas com os dados de re-análises (julho de 1979 a junho 2007). (a) Energia cinética zonal. (b) energia cinética da perturbação. (c) Energia potencial zonal. (d) Energia potencial da perturbação. As linhas pretas apresentam as reconstruções no nível 8 e as vermelhas representam as linhas de tendências. As equações das linhas de tendências são mostradas nos respectivos painéis. O tempo é apresentado por década desde 01 de julho de 1979.

A circulação na região da ZCIT é uma parte integrada do sistema altamente acoplado atmosfera-oceano. Assim, as tendências identificadas nas componentes de energia podem ser consistentes com as tendências dos parâmetros meteorológicos, indicando o estado de outras componentes do sistema. Portanto, é importante incluir aqui as análises de alguns parâmetros meteorológicos observados, como, temperatura da superfície do mar (*Sea Surface Temperature* – SST) e pressão ao nível médio do mar (*Sea Level Pressure* – SLP). Com isto é possível avaliar a consistência das tendências observadas nas componentes de energias, especialmente a redução da componente zonal da energia cinética (K_Z). A fim de comparar os resultados obtidos na Figura 5.9 com a SST e SLP, fez-se necessário aplicar a decomposição por ondeletas e reconstruir as séries temporais destes parâmetros meteorológicos e oceânicos citados. A Figura 5.10 apresenta essa comparação. O painel (a) mostra a componente zonal da energia cinética (K_Z), o painel (b) refere-se à SST e o painel (c) a SLP. Igualmente a Figura 5.9, as séries temporais correspondem à reconstrução no nível 8. Conseqüentemente, a variabilidade anual e semi-anual é removida. Observa-se um claro aumento da SST e uma redução da SLP durante as últimas três décadas. O aumento da SST é de aproximadamente $0,16^{\circ}\text{C}$ por década, enquanto a redução da SLP é de aproximadamente $0,16$ hPa por década. O aumento da SST aumenta a convecção, o qual diminui a pressão na superfície. O aumento de convecção significa aumento de K_E e A_E , que talvez diminua K_Z . Assim, as tendências observadas na Figura 5.10 parecem ser consistentes com as tendências das energias.

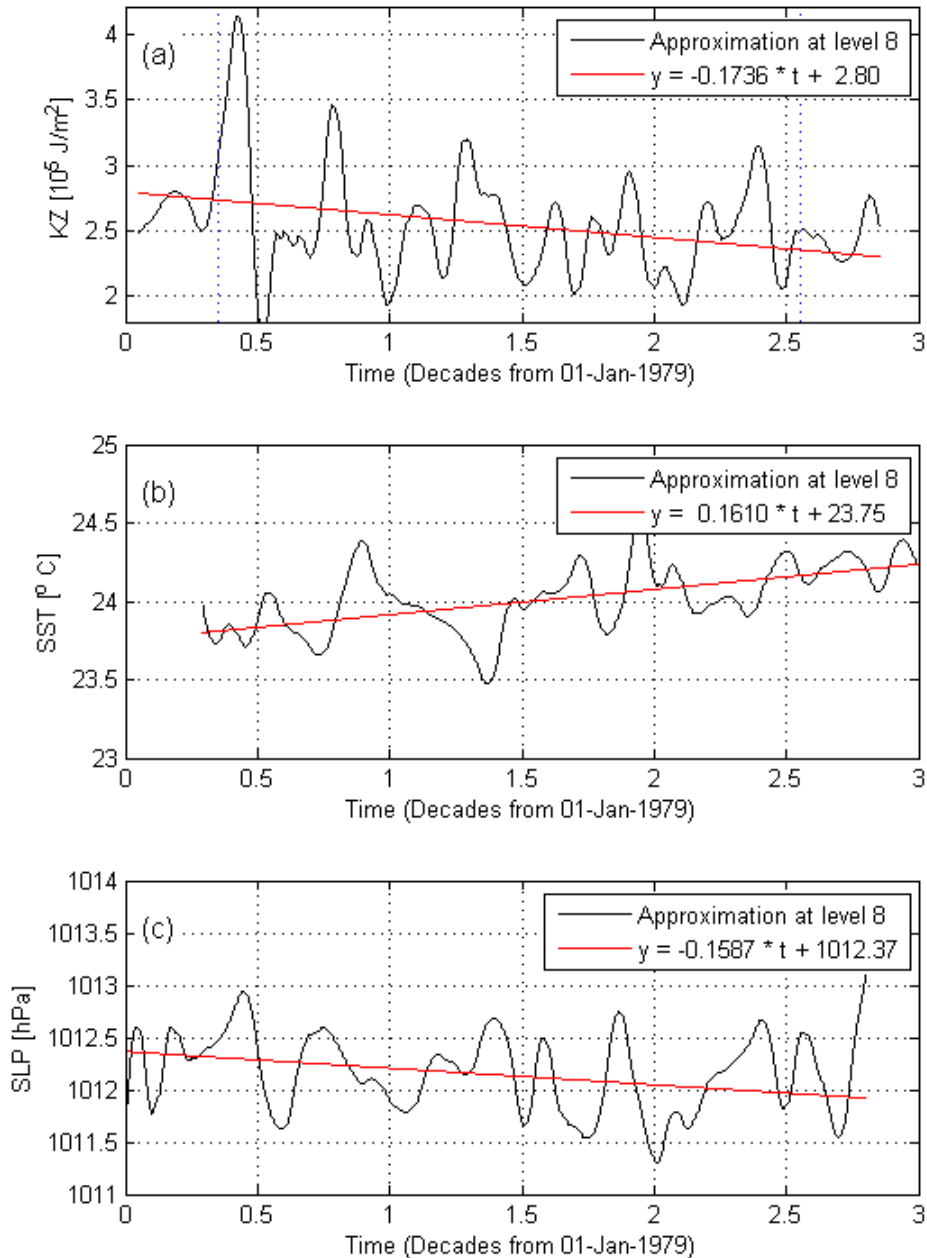


Figura 5.10: Comparação das tendências de longo prazo da componente zonal da energia cinética (K_Z ; painel a), temperatura da superfície do mar (SST; painel b) e pressão ao nível médio do mar (SLP; painel c). As séries temporais correspondem as reconstruções no nível 8. As linhas vermelhas apresentam as tendências lineares. As equações correspondentes são dadas nos respectivos painéis. O tempo é apresentado em décadas a partir de 01 de julho de 1979.

Os valores das frações percentuais da variância das séries temporais contida em cada banda para todas as conversões de energia são apresentados na Tabela 5.2. Como mencionado anteriormente, os valores diários médios das conversões de energia são quase simetricamente

distribuídos em torno do zero. Conseqüentemente, para as conversões K_E-K_Z , A_E-K_E e A_Z-A_E as reconstruções no nível 11 contêm apenas uma pequena fração do sinal. Isto significa que a variabilidade das conversões de energia está mais contida nas periodicidades de poucos dias a uma década. Entretanto, devido à baixa variância da conversão K_Z-A_Z , quando comparado com K_E-K_Z e A_E-K_E , aproximadamente 48% do sinal é observado no nível 11. A conversão K_E-K_Z apresenta um pico em 12 dias de periodicidade, isto é, o processo barotrópico prefere esta escala de tempo. A conversão A_E-K_E possui pico em torno de 5 dias de periodicidade e isto está relacionado à influência extratropical (ou baroclínica) ou incursões frontais na região da ZCIT.

A Figura 5.11 mostra a decomposição de ondeleta para a conversão de energia A_E-K_E . O formato é similar ao mostrado na Figura 5.8. Embora uma grande fração do sinal seja observada nas escalas de tempo menores que a variabilidade anual, a variabilidade anual e semi-anual são observadas nos níveis D7 e D8, respectivamente. A amplitude do sinal nestas escalas de tempo não é uniforme no período analisado.

Tabela 5.2: Frequência central aproximada do filtro passa-banda para as conversões de energia.

Níveis Detalhes	Escala	Período (Dias)	KZAZ (%)	KEKZ (%)	AEKE (%)	AZAE (%)
1	2	3,0	8,20	8,12	18,78	13,23
2	4	6,0	8,41	22,49	19,13	17,65
3	8	12,0	7,37	23,66	14,77	16,91
4	16	24,0	5,52	16,64	10,54	16,26
5	32	48,0	3,91	9,52	5,83	8,12
6	64	96,0	3,41	6,52	3,69	6,95
7	128	192,0	8,12	2,93	4,80	7,10
8	256	384,0	3,97	5,38	3,14	4,13
9	512	768,0	1,07	1,35	1,46	1,90
10	1024	1536,0	0,84	0,55	1,88	1,03
11	2048	3072,0	1,48	0,17	1,23	0,64
Aproximação						
Aproximação Nível	Escala	Período (Dias)	KZAZ (%)	KEKZ (%)	AEKE (%)	AZAE (%)
11	2048	>3072,0	47,70	2,67	14,75	6,08

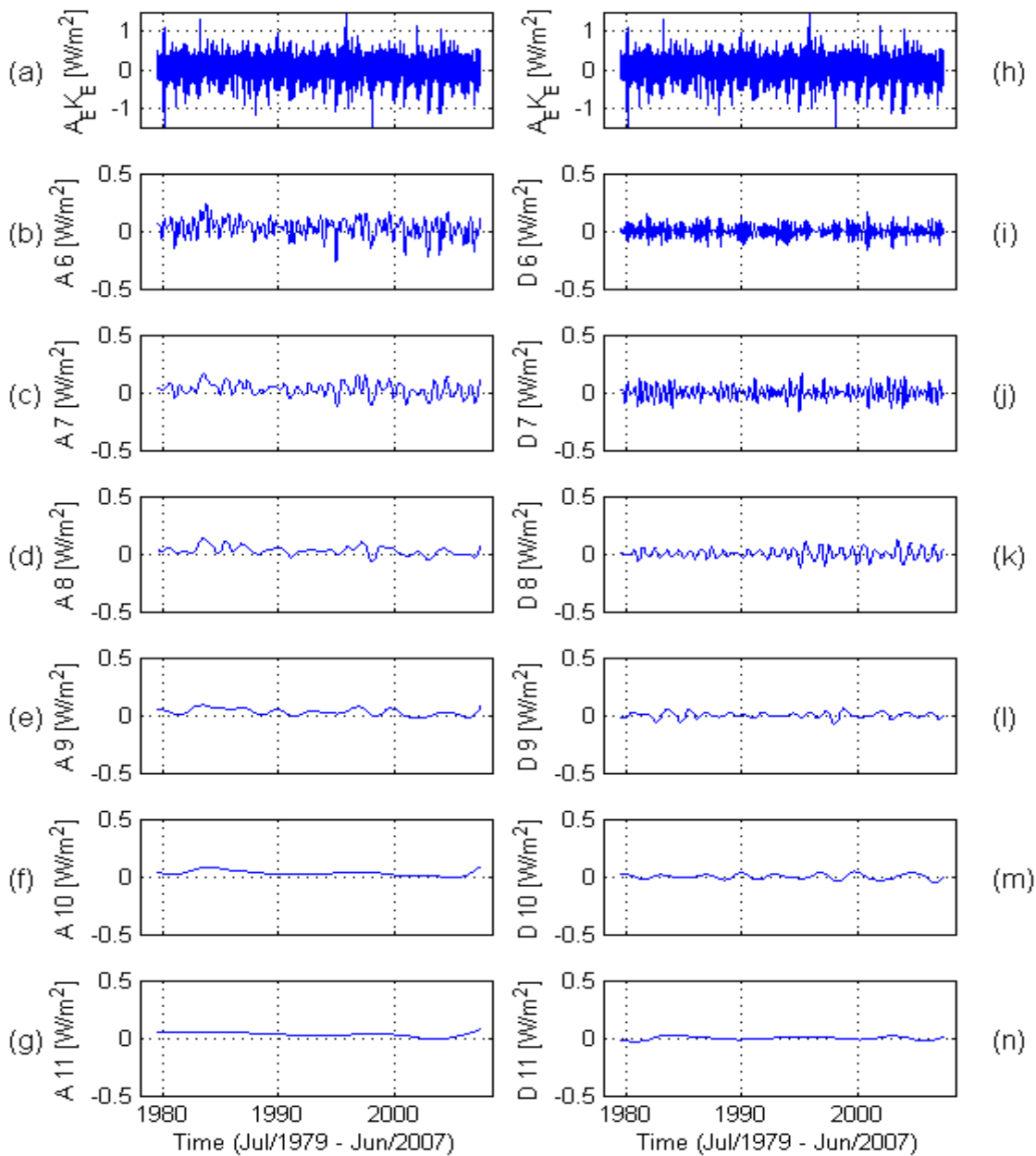


Figura 5.11: Decomposição de ondeleta para a conversão de energia A_E - K_E . Os painéis (a) e (h) apresentam o sinal de referência. Os painéis (b) ao (g) mostram as reconstruções nos níveis 6 ao 11. Os painéis (i) ao (n) apresentam os detalhes do sinal nos níveis 6 ao 11.

A Figura 5.12 mostra uma comparação das reconstruções das conversões de energias no nível 8, os quais são incluídos neste estudo para entender as tendências de longos períodos destas séries temporais. As linhas de tendências e as equações também são dadas nos respectivos

painéis. As conversões de energia não apresentam claras tendências no período estudado. Exceto a conversão A_E-K_E , que decresce aproximadamente 3% no período analisado. Isto indica que os processos baroclínicos estão enfraquecendo. Nas reconstruções neste nível, são também observados mudanças de sinal, indicando que existem mudanças nos processos de manutenção das perturbações ou sistemas na região estudada.

O ramo barotrópico do ciclo de Lorenz envolve as conversões de energia K_E-K_Z e K_Z-A_Z . A conversão K_E-K_Z apresenta valores médios positivos e uma suave diminuição de 1978 a 2007. Isto mostra que em média a região é barotropicamente estável. Embora este ramo passe a ser negativo em torno de 1982, retorna ao seu respectivo valor positivo a partir de 1983. Valores positivos persistem até 2002. Depois disto K_E-K_Z torna-se novamente negativo e isto significa que a região torna-se instável barotropicamente.

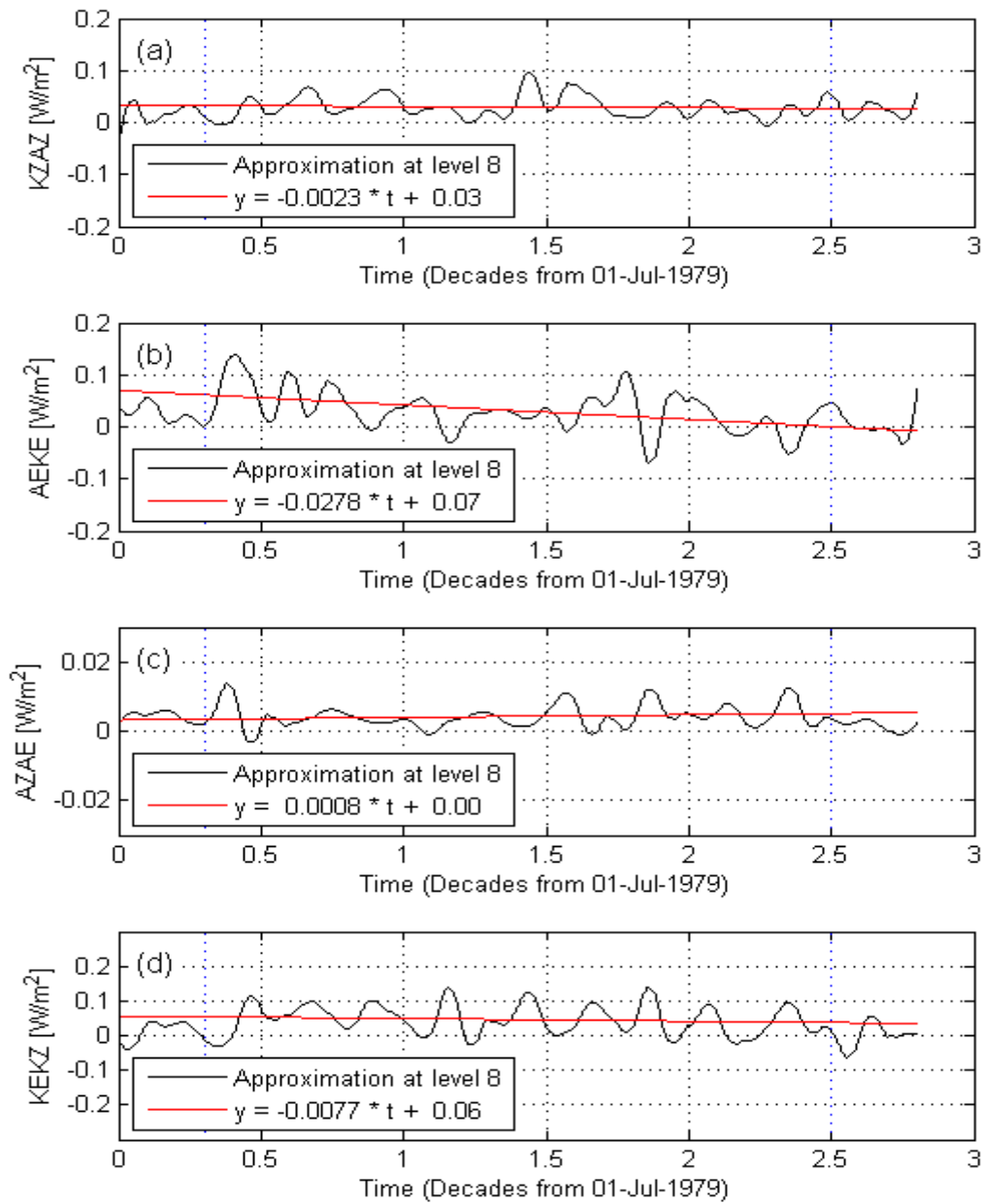


Figura 5.12: Tendências de longo prazo das conversões de energias do ciclo de Lorenz calculadas com dados de re-análises (julho de 1979 a junho de 2007). (a) Conversão de energia K_Z-A_Z . (b) Conversão de energia A_E-K_E . (c) Conversão de energia A_Z-A_E . (d) Conversão de energia K_E-K_Z . As linhas pretas apresentam as reconstruções no nível 8 (A8) e as linhas vermelhas representam as linhas de tendências. As equações para as linhas de tendências são mostradas nos respectivos painéis.

5.1.2 Relação entre a Energética da ZCIT e Fenômenos de Origem Natural

Ao observar as energias reconstruídas através da decomposição por ondeletas no nível 8, nota-se que em alguns anos os picos são razoavelmente altos; especialmente K_Z e A_E em 1982-1983. Isto indica que o evento extremo de El Niño Oscilação Sul (*El Niño Southern Oscillation*- ENSO) e/ou a erupção do vulcão El Chichon podem ter afetado a ZCIT. Vários autores investigaram o surgimento do El Niño de 1982-83 e a sua amplificação devido a alterações da circulação provocada pela erupção do vulcão El Chichon. A injeção de aerossóis na troposfera e estratosfera durante este evento é considerada uma das maiores do século XX. As erupções do vulcão El Chichon, que está localizado em 17,4°N e 93,2°W ocorreram entre 29 de março e 04 de abril de 1982. Hinoro (1988) argumentou que os aerossóis troposféricos da erupção do El Chichon induziram uma resposta na dinâmica da atmosfera, capaz de produzir um colapso nos ventos alísios. A redução dos ventos alísios pode produzir uma resposta oceânica, a qual afeta o surgimento e a intensidade do El Niño resultante. Robock et al. (1995) avaliaram este mecanismo e o surgimento do El Niño utilizando um GCM. Eles concluíram que aqueles aerossóis troposféricos das erupções vulcânicas podem influenciar a circulação atmosférica. No entanto, a análise apresentada sugere que e a injeção de aerossóis durante a erupção do El Chichon e a ocorrência do El Niño em 1982-1983, apesar de coincidentes, não apresentam necessariamente uma relação causa-efeito. Desta forma, eles concluíram que o mecanismo de Hinoro (1988) não foi responsável pela força e duração do El Niño. Uma limitação da análise de Robock et al. (1995) foi o uso da SST observada, a qual impede que ocorram mudanças na circulação que possam resultar em alguma redução na SST causada pela erupção vulcânica.

Shindell et al. (2004) analisaram o padrão da resposta climática média no Hemisfério Norte seguindo as grandes erupções vulcânicas tropicais, incluindo a erupção do El Chichon. Eles estudaram os principais eventos que ocorreram a partir do início do século XVII usando uma combinação de reconstruções baseadas em “proxies” e modernos registros por instrumentos da temperatura do ar. Estas análises sugeriram uma resposta climática das erupções vulcânicas e indicaram que a temperatura na estratosfera e as anomalias dos ventos podem afetar o clima do Hemisfério Norte forçando um deslocamento da Oscilação do Ártico/Modo Anual do Norte (*Arctic Oscillation/Northern Annual Mode* – AO/NAM) ou da Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation* – NAO). Enquanto as observações sugerem que um evento de El Niño segue as erupções, a resposta do modelo utilizado por Shindell et al. (2004) sugere

um estado similar ao de La Niña. Este resultado indica uma clara limitação dos modelos climáticos para reproduzir a resposta dos padrões climáticos no Hemisfério Sul à injeção de aerossóis vulcânicos durante erupções tropicais. Desta forma, as mudanças em K_Z e A_E observadas em 1982-1983 parecem estar relacionadas aos grandes eventos de El Niño, assim como, as mudanças na circulação em resposta a presença de aerossóis troposféricos e estratosféricos liberados durante a erupção do El Chichon.

A erupção do Monte Pinatubo, localizado em 15°N e 120°E , também liberou uma grande quantidade de aerossóis na atmosfera. Esta erupção ocorreu em junho de 1991. Embora a resposta de K_Z e A_E não sejam tão claras como observada após a erupção do El Chichon, ambas erupções foram seguidas por eventos de El Niño. Self et al. (1997) compararam as anomalias da SST no Pacífico central para os eventos de El Niño de 1982-1983 e 1991-1992. Eles mostraram que as suas anomalias positivas da SST ocorreram antes dos dois eventos. Enquanto, a amplitude das anomalias de temperatura é similar nos dois eventos (1982-1983 e 1991-1992), observou-se que a temperatura aumentou significativamente apenas no período anterior ao evento de 1982-1983.

5.1.2.1 Comparação entre o SOI e o K_Z

O aumento de K_Z durante o intenso evento de El Niño sugere a influência do oceano Pacífico na ZCIT do Atlântico. Portanto, investiga-se neste trabalho a relação entre a variabilidade do ENSO e K_Z . Esta comparação é realizada apenas com esta componente devido A_E apresentar ordem de grandeza muito menor que K_Z . O SOI é utilizado como um “proxy” capaz de identificar a variabilidade do ENSO. Os painéis (a) e (b) da Figura 5.13 mostram a comparação entre o SOI e a reconstrução de K_Z no nível 8 e 9, respectivamente. Observe que a escala de K_Z está invertida. Uma correspondência razoável da evolução no tempo das séries temporais em ambos os níveis é observada. No nível 9 esta correspondência é melhor que no nível 8. O coeficiente de correlação aumenta de -0,56 para -0,6 na reconstrução do nível 8 para o nível 9. Esta correlação entre o SOI e K_Z na região da apresentou significância maior ou igual a 95% a partir do teste de *t-student*. Isto mostra que o ENSO exerce uma grande influência sobre este sistema de grande escala da América do Sul no setor do Atlântico.

Como discutido anteriormente, durante o período analisado duas grandes erupções vulcânicas afetaram a transferência radiativa na atmosfera. O painel (c) da Figura 5.13 apresenta a

evolução da temperatura de brilho na baixa estratosfera (média global). Dois grandes eventos de aquecimento global na baixa estratosfera (painel c) são observados neste período. Estes eventos estão relacionados com o aumento da atividade vulcânica ligado às erupções do El Chichon e Mt. Pinatubo. As linhas tracejadas na vertical correspondem ao início dos eventos vulcânicos. Uma segunda curva é superimposta a primeira, mostrando a tendência da temperatura de brilho ao longo dessas três décadas. A temperatura na estratosfera aumenta globalmente em torno de um grau comparado com a temperatura média devido à absorção de radiação pelos aerossóis. Os efeitos de ambos os eventos duraram aproximadamente três anos. No entanto, é importante ressaltar que as temperaturas e os ventos estratosféricos não entraram nos cálculos da energética. Todavia, a troposfera também apresenta mudanças refletidas em K_z . Observa-se um aumento de K_z exatamente depois do início da erupção do El Chichon, o qual é simultâneo ao evento intenso de El Niño de 1982-1983. Embora o mesmo comportamento não seja observado depois da erupção do Mt. Pinatubo.

Com o intuito de entender a causa das diferenças entre os dois eventos vulcânicos, verifica-se a simetria dos aerossóis estratosféricos liberados durante as erupções vulcânicas. O painel (d) da Figura 5.13 mostra a espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha). O painel (e) da Figura 5.13 apresenta a diferença entre espessuras óticas médias mensais em 550nm observadas nos Hemisférios Norte e Sul, mostrando que existe uma clara assimetria entre os Hemisférios. A erupção do Mt. Pinatubo produziu uma distribuição mais simétrica dos aerossóis estratosféricos do que a erupção do El Chichon. Especula-se que a assimetria na distribuição dos aerossóis pode estar relacionada às diferentes respostas na ZCIT do Atlântico e nos setores da América do Sul.

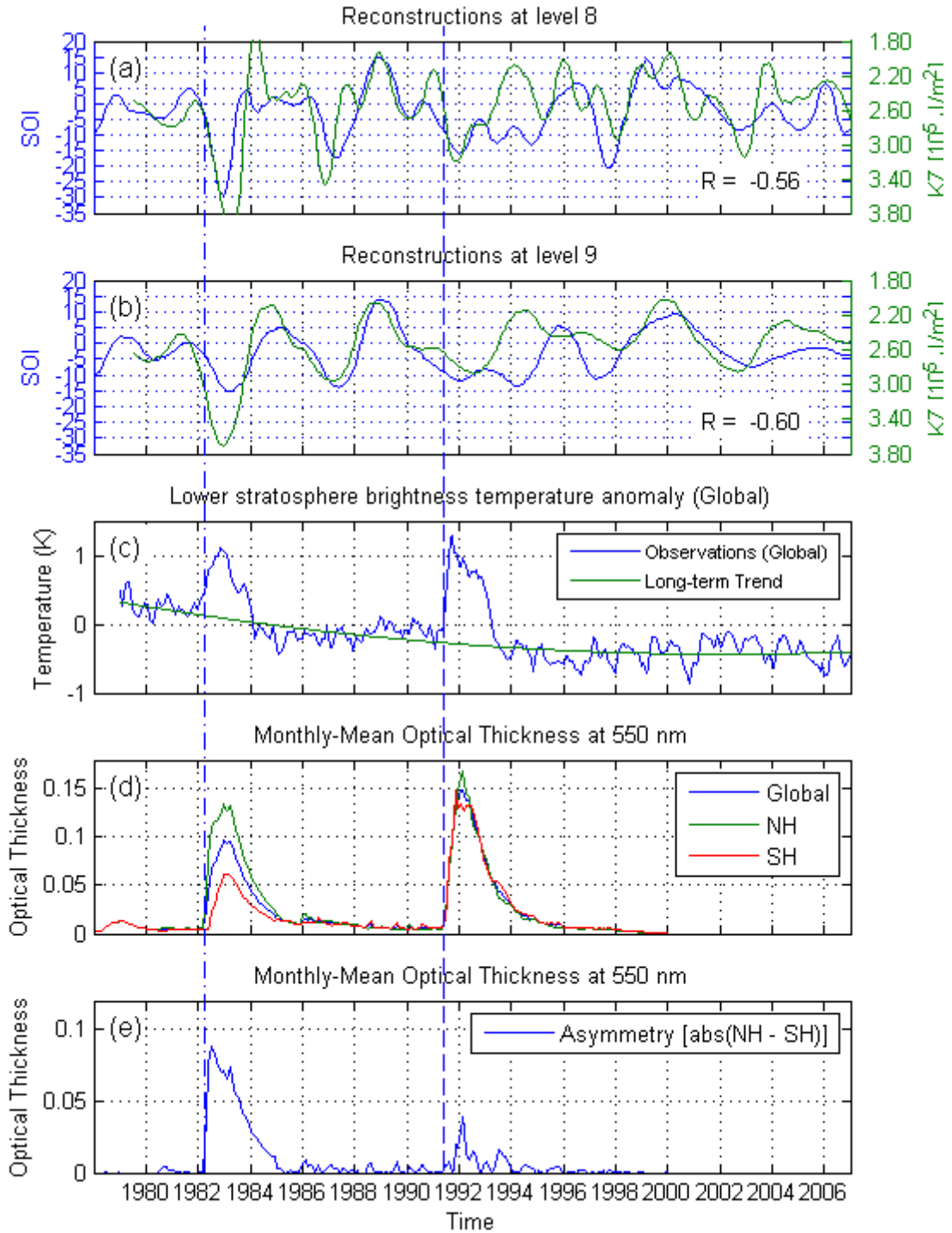


Figura 5.13: (a) Comparação entre o SOI e a reconstrução de K_Z no nível 8; (b) Comparação entre o SOI e a reconstrução de K_Z no nível 9; (c) Evolução da temperatura de brilho na baixa estratosfera (média global); (d) Espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha); (e) Diferença entre espessura ótica média mensal em 550nm observada no Hemisfério Norte e Sul.

5.1.2.3 Reconstrução de Longo Prazo de K_Z

Com o intuito de reconstruir a componente zonal da energia cinética da ZCIT, que por sua vez é a energia mais significativa desta região, é necessário obter informações acerca de alguns parâmetros do sistema acoplado oceano-atmosfera. Portanto, é importante a obtenção de dados anteriores as observações diretas. Assim, utilizar-se-á “proxies” com informações indiretas da evolução da variabilidade desta componente de energia. O SOI e a espessura ótica em 550nm são os “proxies” utilizados para realizar a reconstrução do K_Z para os últimos 125 anos. Através dos “proxies” é possível entender a influência da circulação no Pacífico Sul e das erupções vulcânicas na variabilidade de K_Z na região da ZCIT do Atlântico. Desta forma, pode-se expressar a variabilidade de K_Z como a soma das contribuições do SOI e da assimetria hemisférica da espessura ótica em 550nm (τ_{asy}),

$$K_{Z_{A9}} = a \cdot SOI_{A9} + b \cdot \tau_{asy} + c \quad (5.1)$$

Em que as variáveis a , b e c são constantes determinados a partir do método dos mínimos quadrados. A reconstrução de longo período é realizada no nível A9 para o período de 1875 até a era atual. Este é o período que se tem informações do SOI e espessura ótica em 550nm. Os resultados obtidos são apresentados na Figura 5.14. O painel (a) apresenta a reconstrução do SOI no nível 9. O painel (b) apresenta a espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha). O painel (c) apresenta a diferença entre espessura ótica média mensal em 550nm observada no Hemisfério Norte e Sul. Finalmente no painel (d) é mostrada a reconstrução da componente zonal de energia cinética (K_Z). Durante o período reconstruído observa-se três picos em K_Z que ultrapassam o valor de $3 \times 10^5 \text{J/m}^2$. O pico em torno de 1963-1964 é coincidente com a erupção vulcânica do Mt. Agung, localizado em 8°S e 115°E . Que por sua vez é também coincidente com um evento de El Niño. Observe ainda que durante o longo período de ausência de erupções vulcânicas (~1915-1960), a componente zonal da energia cinética não apresenta picos superiores a $2 \times 10^5 \text{J/m}^2$.

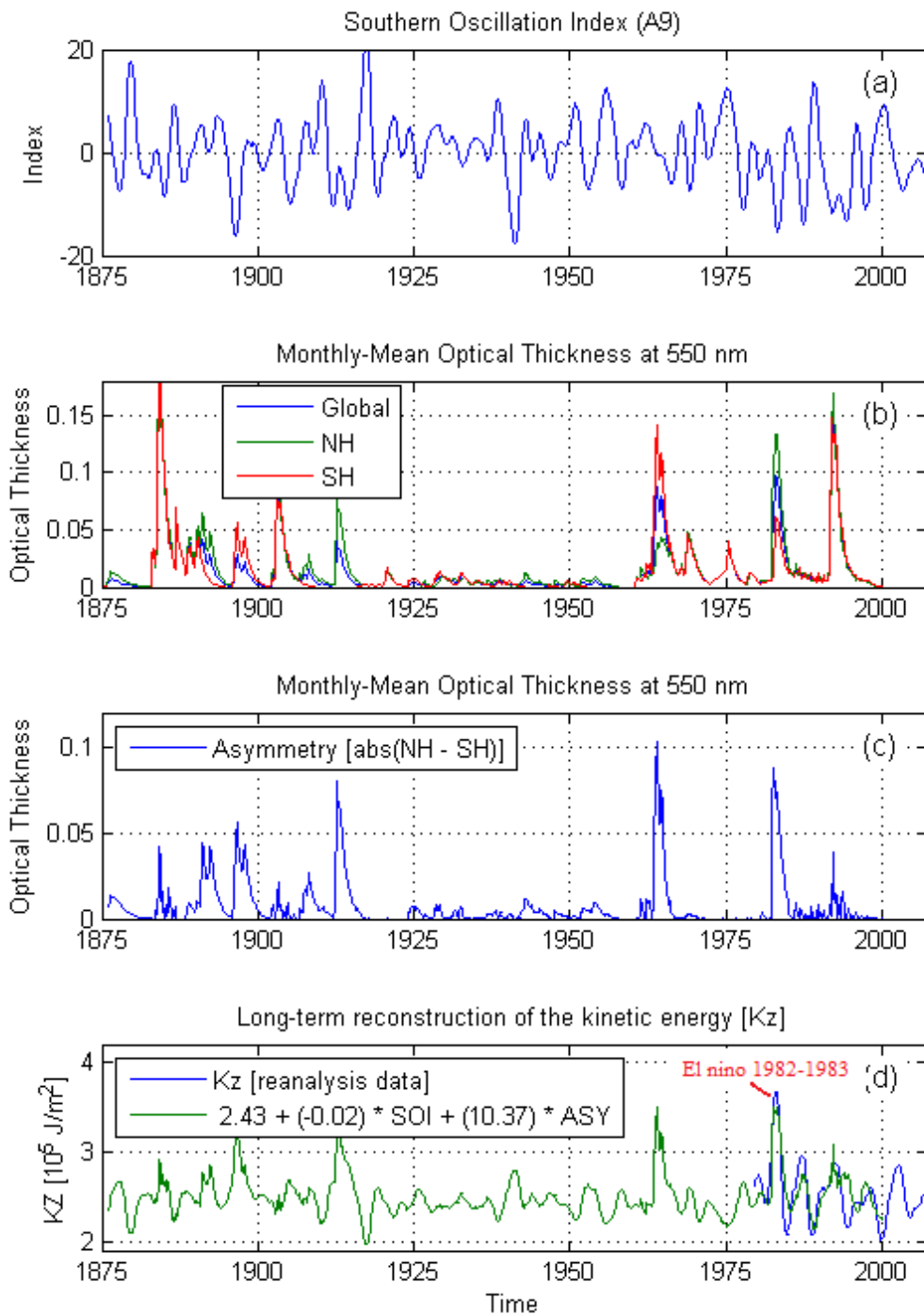


Figura 5.14: (a) Reconstrução do SOI no nível 9; (b) Espessura ótica média mensal em 550nm estimada globalmente (linha azul), para o Hemisfério Norte (linha verde) e para o hemisfério Sul (linha vermelha); (c) Diferença entre espessura ótica média mensal em 550nm observada no Hemisfério Norte e Sul; (d) Reconstrução da componente zonal de energia cinética (K_z).

5.2 Energética da Região do VCAN

A segunda região em estudo está localizada nos trópicos, domínio do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis. É importante ressaltar que a energética apresentada deste domínio não é referente apenas ao período de verão (ocorrência de VCAN), e sim para todo o período de 1979-2007. Todavia, os VCAN proporcionam grandes influências neste domínio, os quais são enfatizados em toda a análise. A sua energética é apresentada em duas partes, componentes de energias e conversões de energias, expostas nas Figuras 5.15 e 5.16, respectivamente. Através da Figura 5.15 é possível observar que as componentes de energia potencial apresentam valores menores que a energia cinética. Todavia, é importante notar que a energia potencial neste caso é muito maior que na ZCIT. Isto se deve ao fato do VCAN possuir estrutura térmica significativa, que ocorre devido este sistema de altos níveis apresentar ar relativamente frio no centro e relativamente quente na borda oeste.

As tendências das componentes de energia observadas na Figura 5.15 mostram que A_Z e K_E não apresentam tendências significativas de aumento ou diminuição. Por outro lado, observa-se uma acentuada tendência de aumento em A_E . Isto sugere que na região do VCAN existe forte tendência de aumento dos contrastes térmicos. Nota-se ainda uma forte tendência de redução de K_Z , isto sugere que os ventos médios na região do VCAN apresentam tendência de enfraquecimento, assim como na região da ZCIT, sugerindo um enfraquecimento global.

As conversões de energia são apresentadas na Figura 5.16. Observa-se clara tendência de diminuição nas duas conversões do ciclo baroclínico. No entanto, A_Z-A_E deste ciclo é muito fraco, indicando que este ramo da instabilidade baroclínica é desprezível. Todavia, a conversão A_E-K_E apresenta sinal positivo durante todo o período em estudo, indicando que a instabilidade baroclínica predomina na região. Assim, observa-se que a energia potencial da perturbação é convertida em energia cinética, e isto ocorre através dos movimentos verticais de ar quente para cima e frio para baixo. Portanto, aparentemente A_E é diretamente gerada por radiação. Isto é possível porque as áreas cobertas pela nebulosidade na borda do VCAN e pelas áreas claras no seu centro causam aquecimento diferencial na região. A conversão K_E-K_Z apresenta sinal negativo durante todo o período em estudo, exceto em dois períodos de La Niña (1988-1989 e 1999-2000). Isto indica que a instabilidade barotrópica é o mecanismo mais importante e que está se intensificando com o tempo na região. Observa-se ainda que, em geral K_Z fornece energia para K_E e para A_Z . Portanto, para a manutenção de K_Z é forçada

pelos termos que atuam nas fronteiras. Basicamente as altas subtropicais que ficam ao norte e ao sul do domínio comandam os ventos alísios.

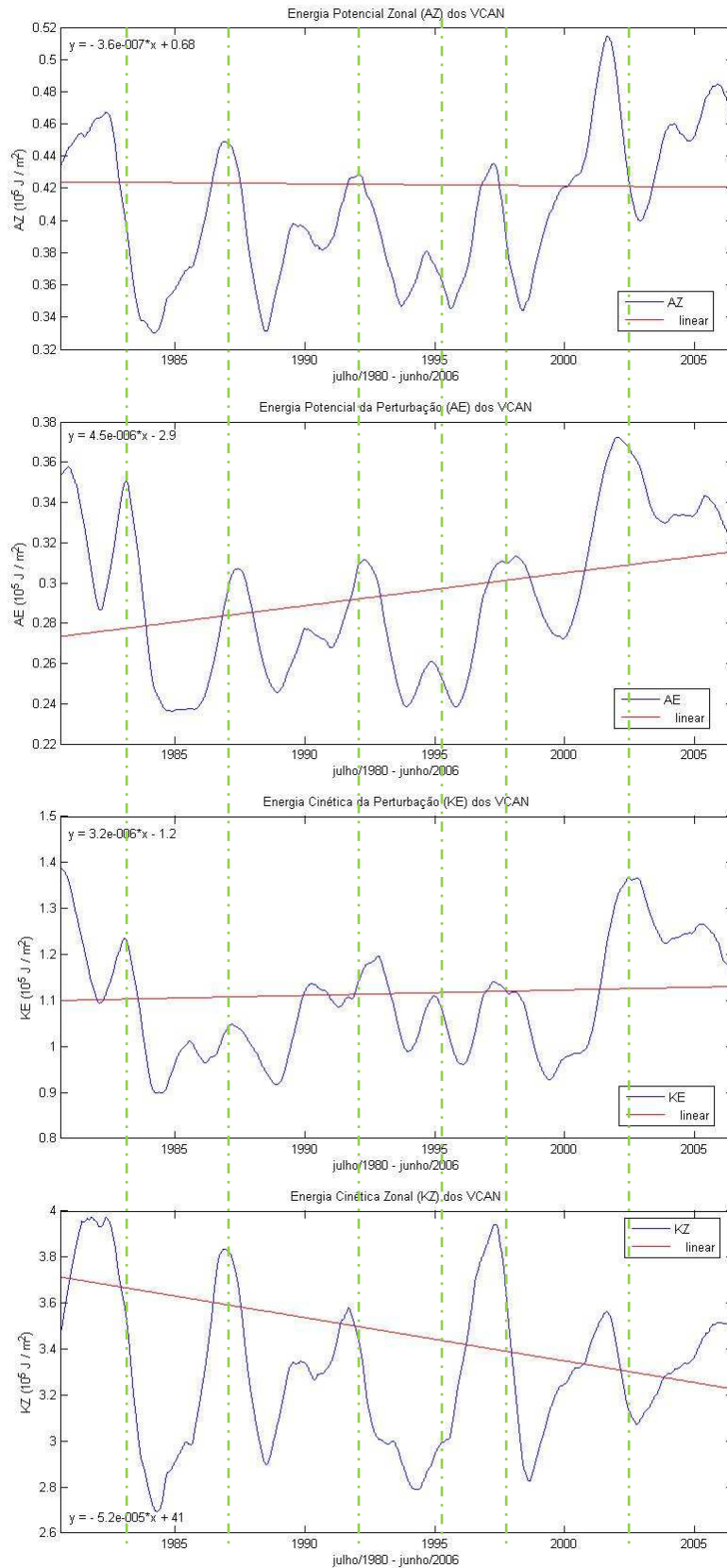


Figura 5.15: Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes ao período de 1980-2006 (VCAN). Linhas tracejadas (verdes) referem-se aos anos de El Niño.

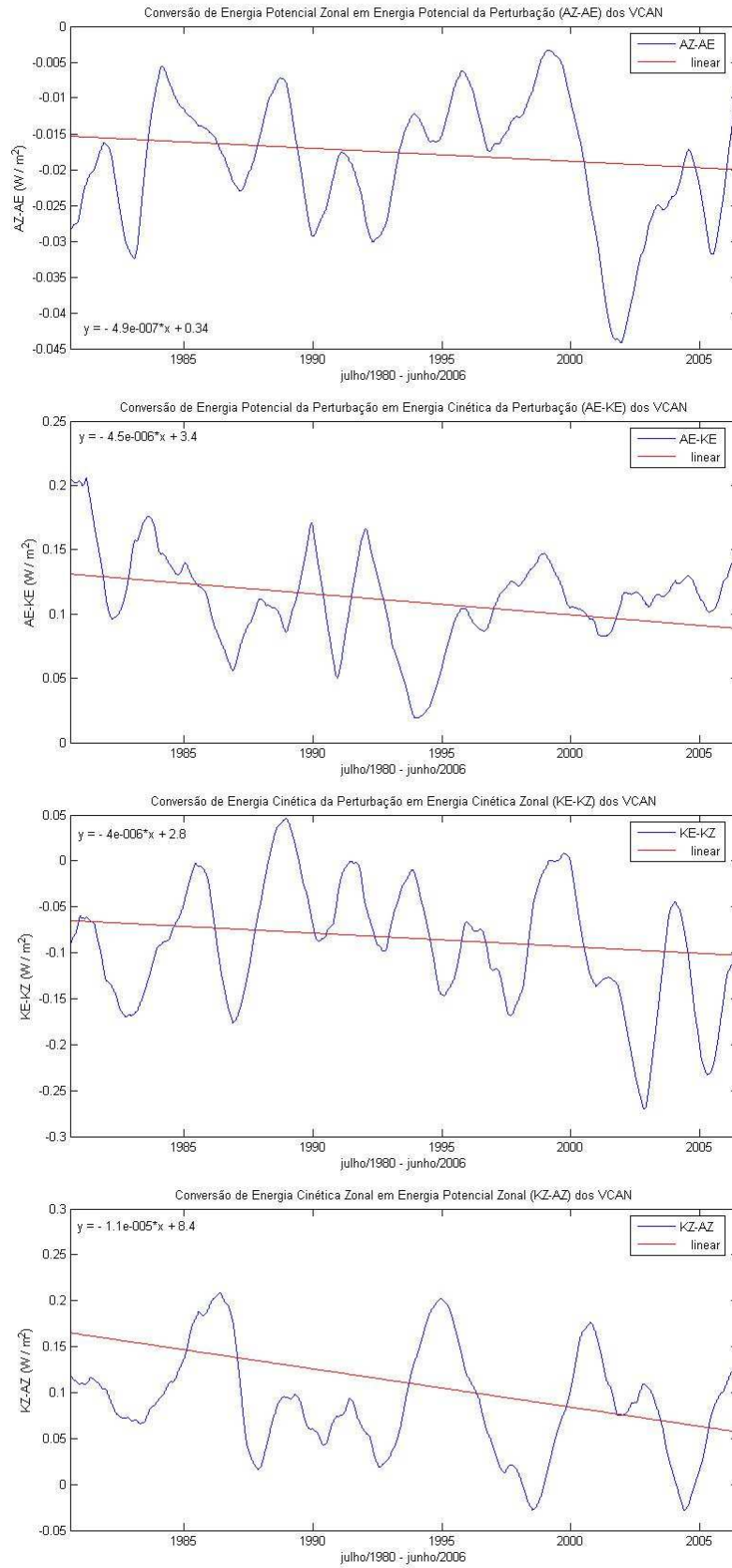


Figura 5.16: Conversão de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , período de 1980-2006 (VCAN).

Os histogramas de frequências também foram confeccionados para as energias e conversões de energias da região do VCAN (não apresentado). Os resultados concordam com os resultados apresentados a partir da aplicação das médias corridas anuais, não sendo necessário apresentá-los neste estudo.

5.3 Correlação entre os Domínios das Regiões Tropicais (ZCIT e VCAN)

Observar se existe correlação entre as energias da região da ZCIT e do VCAN pode conduzir ao entendimento energético da região tropical do Atlântico como um todo. Uma vez que, as duas regiões em questão interferem uma com a outra visto frequentemente nas imagens de satélite. A Figura 5.17 apresenta as componentes zonal e da perturbação de energias referentes à região da ZCIT (linha azul) e do VCAN (linha verde). Observa-se que cada componente de energia da ZCIT apresenta um bom sincronismo com a respectiva componente do VCAN, especialmente, das perturbações, A_E e K_E , indicando que as perturbações das regiões da ZCIT e VCAN são as mesmas ou ocorrem simultaneamente. Os coeficientes de correlação entre as componentes de energia da ZCIT e do VCAN são também mostrados na Figura 5.17. Observa-se que as componentes da perturbação, tanto da energia potencial quanto da energia cinética apresentam maiores índices de correlação, estas atingem 0,87 e 0,90, respectivamente. Isto é, anos em que as perturbações na região da ZCIT são mais ativas as perturbações na região do VCAN também são, e vice versa. As energias A_Z e K_Z também mostram correlação significativa entre ZCIT e VCAN, maior que 0,40. O teste de *t-student* apresentou significância maior ou igual a 95%.

No entanto, são claras as defasagens entre as componentes zonais da energia potencial a partir de 1999. Esta data é coincidente com algumas mudanças observadas no padrão de manutenção dos VCAN mostradas anteriormente, que por sua vez, coincide com anos de La Niña. A ZCIT também apresentou mudanças no padrão de manutenção a partir de 2002. A defasagem também é observada entre as componentes zonal de energia cinética, no entanto, isto é observado a partir de 1996. Observe que o aumento de K_Z do VCAN está associado com uma diminuição da ZCIT e vice-versa.

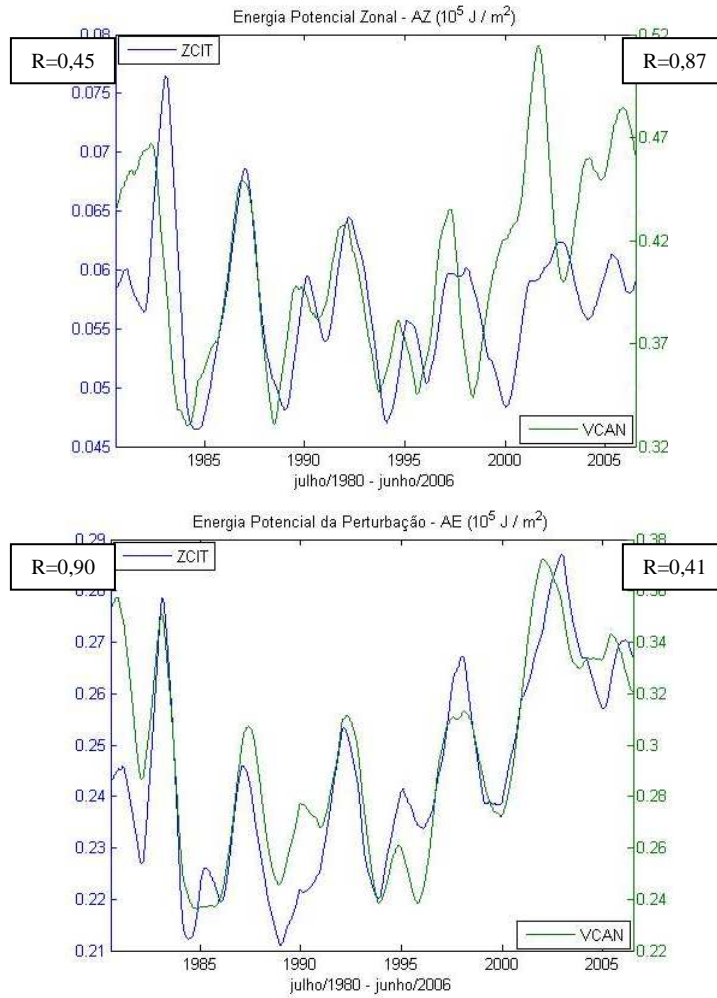


Figura 5.17: Energias AZ, AE, KZ e KE, referentes ao domínio da ZCIT (em azul) e ao domínio do VCAN (em verde), período de 1980-2006. (Continua)

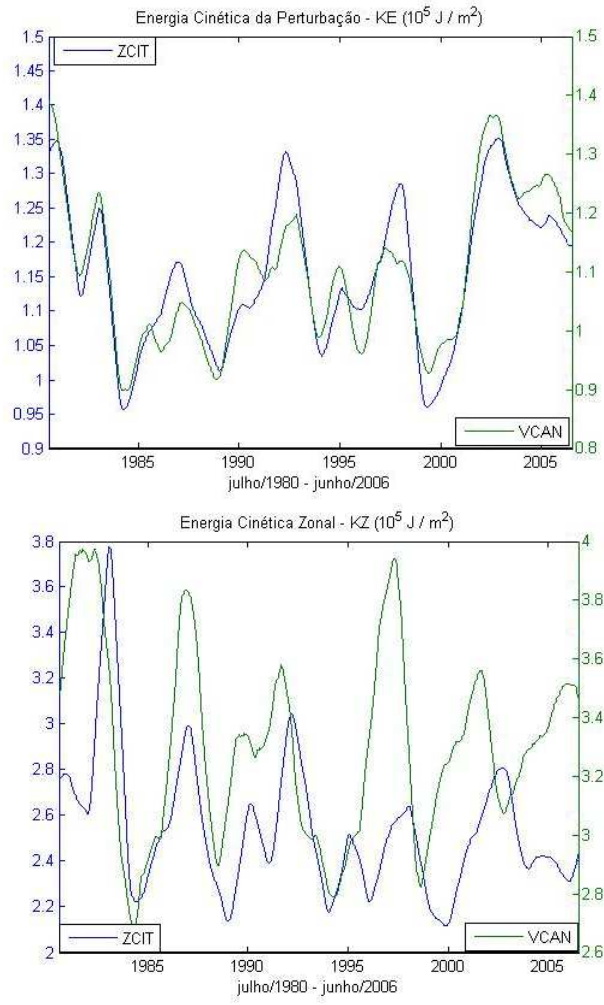


Figura 5.17: Conclusão

CAPÍTULO 6

6. A ENERGÉTICA DA REGIÃO DA ZCAS, DO DOMÍNIO QUE ABRANGE OS TRÊS SISTEMAS EM ESTUDO (ZCIT, VCAN E ZCAS) E DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO SUL

Analogamente ao estudo dos sistemas situados na região tropical, a energética é calculada na região da ZCAS, no domínio que engloba os três sistemas em estudo e nos oceanos adjacentes. O cálculo nestas regiões é realizado no volume entre 850hPa-100hPa para fins comparativos. A ZCAS é um sistema meteorológico de escala sinótica típico de verão do Hemisfério Sul, e a sua interação com a ZCIT e o VCAN é facilmente visualizada através de imagens de satélite (veja Figura 6.1). Portanto, estudar as energéticas da ZCAS e do domínio que engloba os três sistemas em estudo é crucial para entender como ocorrem as interação entre eles.

Os oceanos também desempenham um importante papel na distribuição energética sobre todo o globo. Portanto, conhecer a energética dos oceanos adjacentes a América do Sul, pode trazer subsídios para o entendimento da energética dos três sistemas meteorológicos em estudo.

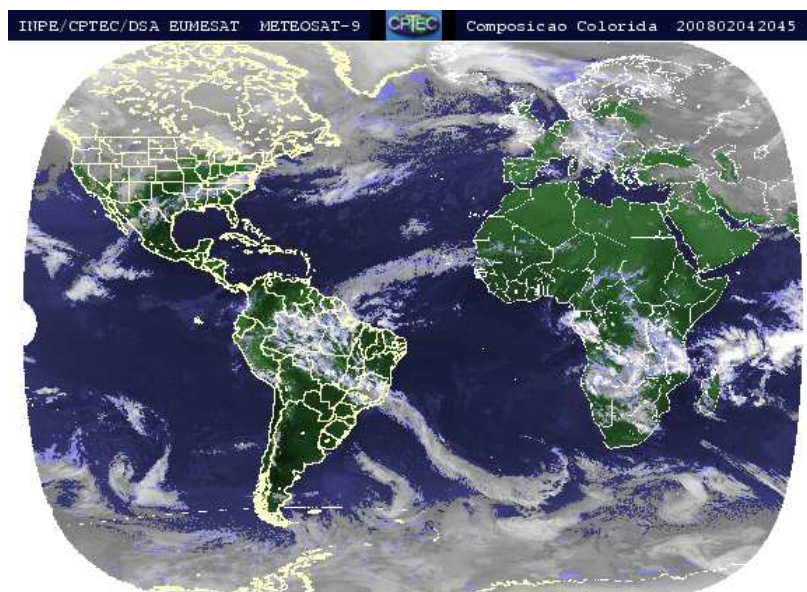


Figura 6.1: Imagem de satélite (METEOSAT-9) do dia 04/02/2008 as 20:45 UTC, mostrando as interligações entre ZCIT, VCAN e ZCAS, através de bandas de nuvens. Fonte: INPE/CPTEC/DSA.

6.1 Energética da Região da ZCAS

Devido à grande abrangência da ZCAS, que se estende desde regiões continentais até regiões oceânicas, fez-se necessário realizar os cálculos da energética separadamente sobre sub-regiões denominadas de ZCAS Continental, ZCAS da Costa e ZCAS Oceânica. Estas sub-regiões estão representadas aqui pelas três caixas definidas no Capítulo 4, cada caixa representa uma parte específica da ZCAS. Vale salientar que a energética da região da ZCAS é apresentada não apenas no período de verão austral (ocorrência de ZCAS), e sim para todo o período de 1979-2007. Todavia, a influência deste sistema sinótico na energética desta região é bastante significativa, sendo assim as análises a seguir enfatizam tais influências.

6.1.1 Componentes de Energia

A caixa 02, domínio da ZCAS Continental, apresenta suas componentes de energia na Figura 6.2. Observa-se que nesta região, as componentes de energia potencial zonal e da perturbação possuem valores baixos como nas regiões da ZCIT e VCAN. Isto ocorre devido este domínio também situar-se na região tropical, em que gradientes térmicos horizontais são fracos. Observa-se ainda que a componente A_Z apresenta baixa variação (de $\sim 0,26$ a $\sim 0,3 \times 10^5 \text{ J/m}^2$) entre o ano de 1990 e 1995. Este período é coincidente com períodos de El Niño, especificamente El Niño forte entre 1990-1991, 1991-1992 e 1992-1993, e El Niño moderado em 1994-1995. Apenas o período de 1993-1994 foi considerado ano Normal. A componente de energia cinética dos “eddies”, K_E , também apresenta baixos valores comparados a componente K_Z , a qual é uma ordem de grandeza maior que K_E . A energia cinética recebe influências do jato de baixos níveis nesta região.

Todos os tipos de energia mostram uma notável variabilidade inter-anual, os máximos e mínimos das diferentes energias acontecendo quase simultaneamente, o que significa que a intensidade da circulação regional sofre ciclos de altos e baixos com uma periodicidade aproximadamente de 6 anos. As componentes de energia potencial da ZCAS Continental apresentam tendências de aumento com o tempo. Isto é um indicativo de aumento de contrastes térmicos meridional e zonal e intensificação de perturbações na região. A tendência de diminuição na componente zonal de energia cinética implica em enfraquecimento dos ventos básicos na ZCAS Continental.

A Figura 6.3 apresenta as componentes de energia referentes à caixa 03, a ZCAS da Costa. Observa-se que todas as energias desta região são maiores que na ZCAS Continental. A_Z da ZCAS da Costa apresenta uma ordem de magnitude maior que da ZCAS Continental. Isto ocorre porque nesta região existem gradientes horizontais de temperatura maiores que nas regiões próximas do equador. As componentes zonal e dos “eddies” da energia cinética também apresentam grandezas maiores que K_Z e K_E da ZCAS Continental, com K_Z atingindo valores acima de $9,5 \times 10^5 \text{ J/m}^2$.

As componentes de energia potencial, principalmente a dos “eddies”, apresentam tendências de aumento, como na ZCAS Continental, todavia, é importante destacar que a tendência de A_E nesta região é significativamente mais forte comparada à tendência observada na caixa 02. Isto significa que as perturbações na região da ZCAS da Costa, estão se tornando mais intensas com o tempo, até em termos de contrastes térmicos. Nota-se que existe uma leve tendência de diminuição de K_Z com o tempo, indicando um leve enfraquecimento dos ventos médios na região.

A Figura 6.4 apresenta a energética da ZCAS Oceânica (caixa 04). A componente zonal da energia potencial neste caso é praticamente o dobro da componente A_Z observada na ZCAS da Costa, e uma ordem de grandeza maior que A_Z da Continental. Isto ocorre porque esta caixa 04 localiza-se na faixa de latitudes médias (entre $22,5^\circ\text{S} - 40^\circ\text{S}$) e recebe influências de fortes gradientes térmicos das latitudes médias. As componentes dos “eddies” de energia potencial e cinética apresentam as mesmas ordens de grandeza das componentes A_E e K_E da ZCAS da Costa. Isto se deve as perturbações sinóticas e subtropicais, as quais atingem igualmente as duas regiões. No entanto, a componente K_Z atinge valores próximos de $19 \times 10^5 \text{ J/m}^2$, que significativamente é maior que K_Z da ZCAS Continental e da Costa. Este resultado era esperado devido à proximidade do jato de altos níveis subtropical na faixa oceânica.

A componente A_E apresenta tendência de aumento, similarmente às porções Continental e da Costa. Todavia, essa tendência é menos significativa na região oceânica. Isto implica em uma leve tendência de aumento de gradiente térmico na ZCAS Oceânica. Observe que diferentemente das caixas 02 e 03, a componente zonal de energia cinética apresenta leve tendência de aumento, que está relacionado à tendência de aumento dos ventos de Oeste.

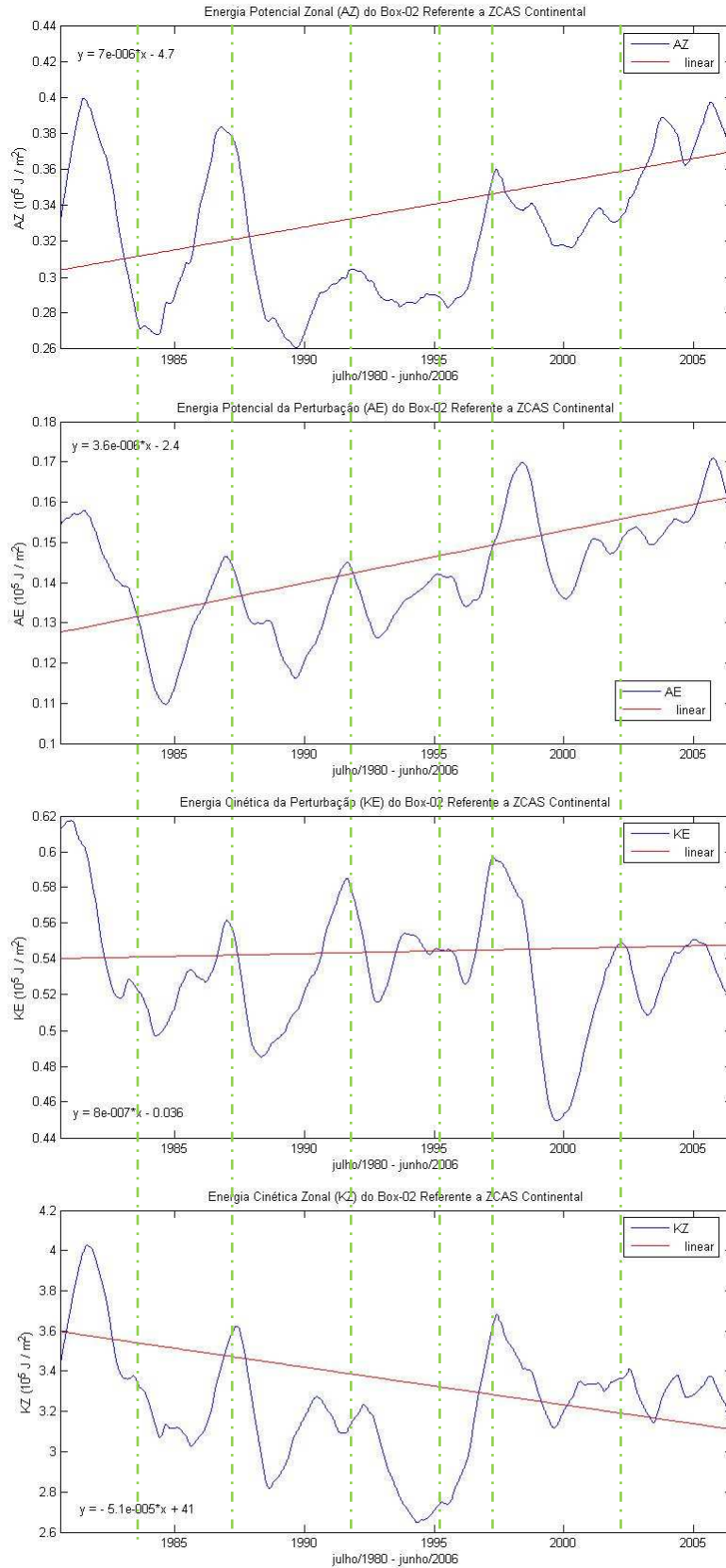


Figura 6.2: Energias médias anuais A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes a 1980-2006 para ZCAS Continental. Linhas tracejadas (verdes) referem-se anos de El Niño.

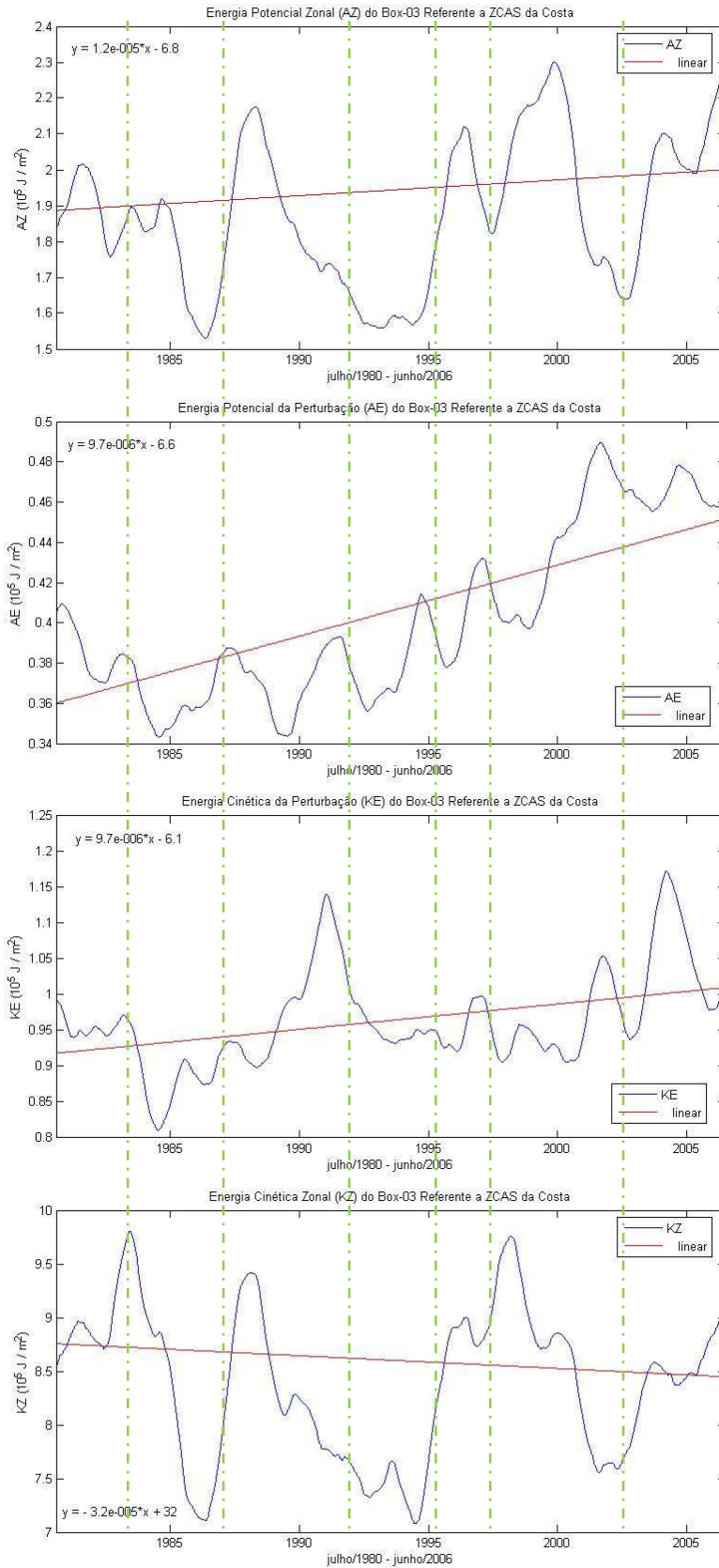


Figura 6.3: Energias médias anuais A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes a 1980-2006 para ZCAS da Costa. Linhas tracejadas (verdes) referem-se aos anos de El Niño.

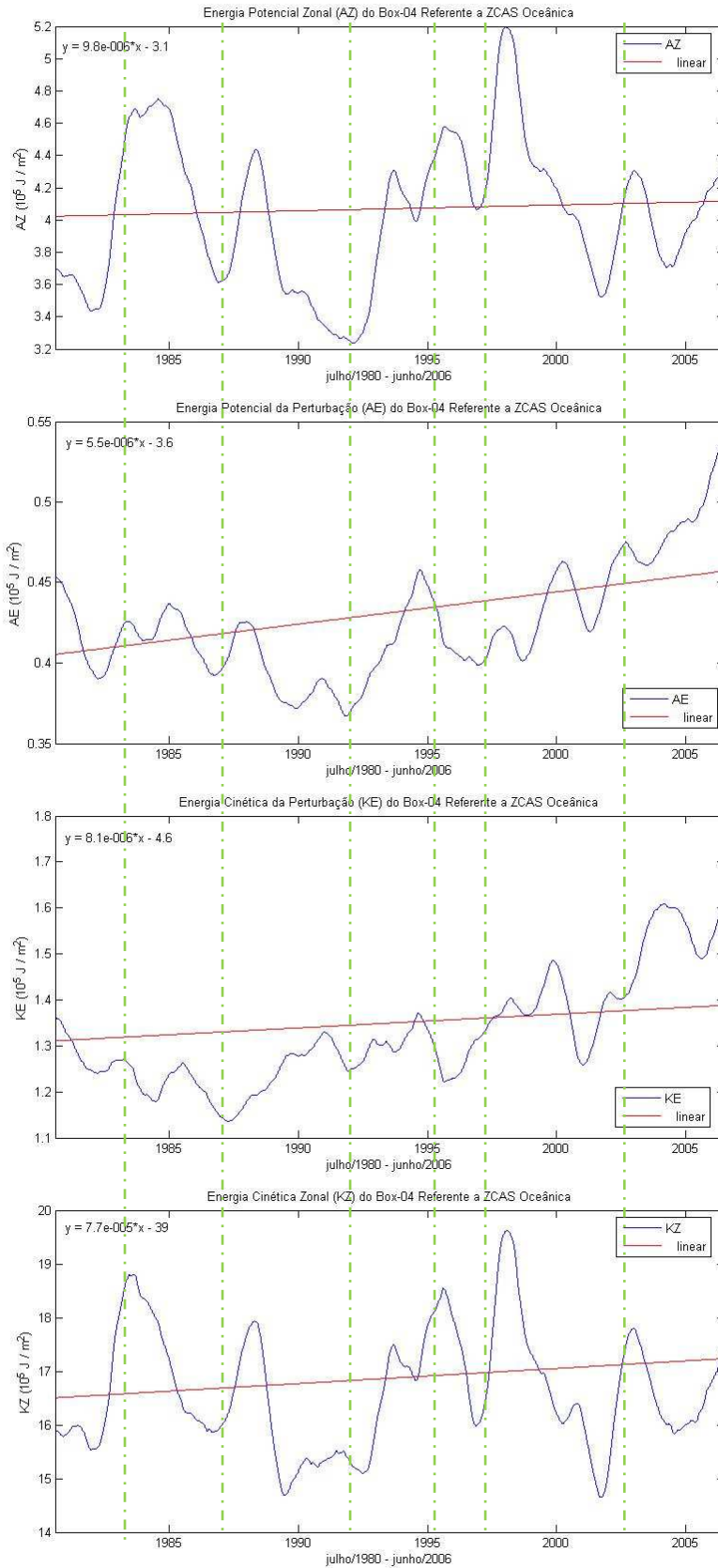


Figura 6.4: Energias médias anuais A_Z , A_E , K_E e K_Z referentes a 1980-2006 para ZCAS Oceânica. Linhas tracejadas (verdes) referem-se aos anos de El Niño.

6.1.2 Conversões de Energias

As conversões de energias nas regiões das ZCAS Continental, ZCAS da Costa e ZCAS Oceânica são apresentadas nas Figuras 6.5, 6.6 e 6.7, respectivamente. Deve-se lembrar que, como os processos de conversões de energia prosseguem tanto num sentido quanto no outro, os valores médios anuais ficam em torno de zero (ver Seção 6.1.3).

As conversões médias anuais A_Z-A_E e A_E-K_E nas figuras permanecem positivas durante grande parte do período, significando que, em média, A_Z é convertida em A_E e A_E em K_E . Isto significa que a instabilidade baroclínica domina, em média, na ZCAS. É importante notar que as conversões são mais intensas na ZCAS da Costa do que na ZCAS Continental e maiores ainda na ZCAS Oceânica. Isso se deve aos gradientes térmicos mais intensos nas latitudes maiores que nas regiões próximas ao equador. As conversões que representam processos barotrópicos, K_E-K_Z e K_Z-A_Z também aumentam do continente para oceano. Isto é, em geral as circulações regionais são mais intensas nas latitudes maiores.

As tendências de longo prazo nas conversões que representam processos baroclínicos são positivas e maiores no oceano. Tendências médias positivas das conversões A_Z-A_E e A_E-K_E na Figura 6.7 estão compatíveis com as tendências positivas das componentes A_E e K_E mostradas na Figura 6.4.

Observa-se nas Figuras que algumas características predominam em duas ou até nas três partes da ZCAS. Primeiramente, a instabilidade baroclínica é predominante na ZCAS, enquanto que os “eddies” da região de ZCAS são, em média, barotropicamente estáveis. Todavia, deve se lembrar que na escala de tempo de dias as regiões de ZCAS podem apresentar ora instabilidade ora estabilidade. A variabilidade inter-anual dos processos está evidente em todas as energias e conversões. Isto é, alguns períodos apresentam atividade baroclínica e/ou barotrópica intensa e outros atividade fraca. No oceano, K_Z-A_Z mostra uma tendência positiva forte enquanto na costa uma tendência negativa. Isso significa que as circulações médias meridionais enfraquecem-se sobre a costa e aumentam sobre o oceano.

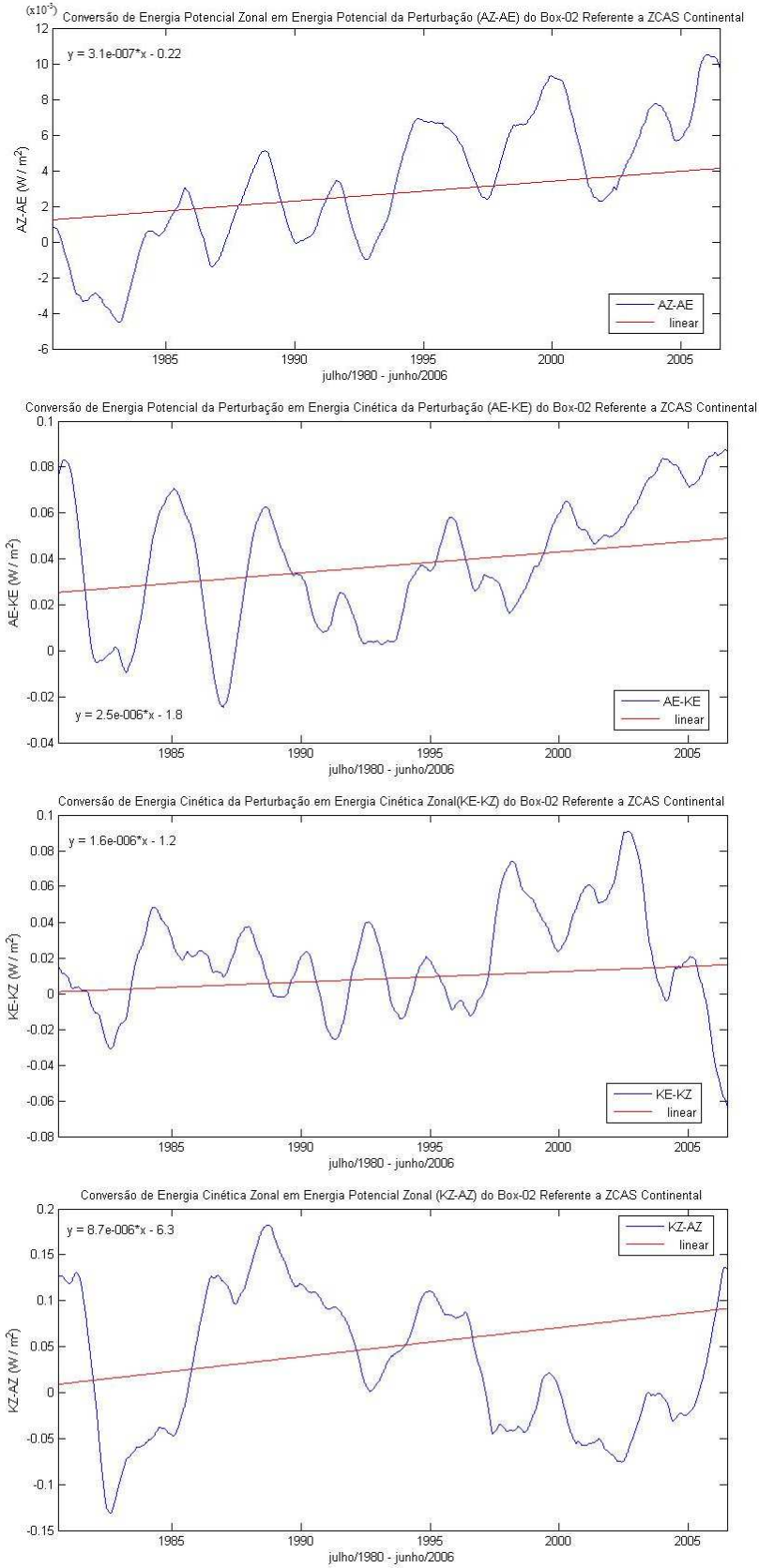


Figura 6.5: Conversões médias anuais de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006 para ZCAS Continental.

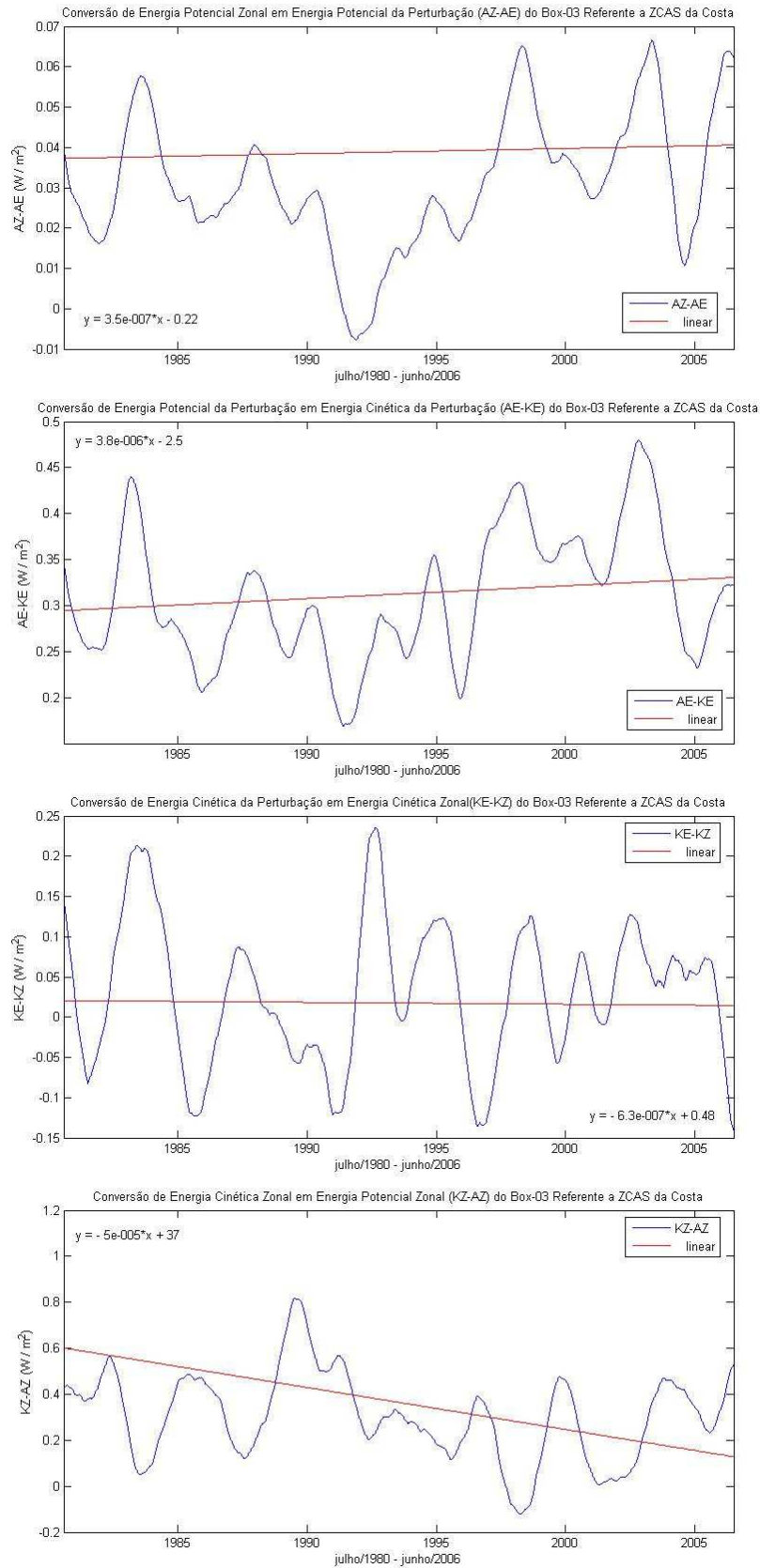


Figura 6.6: Conversões médias anuais de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006, para ZCAS da Costa.

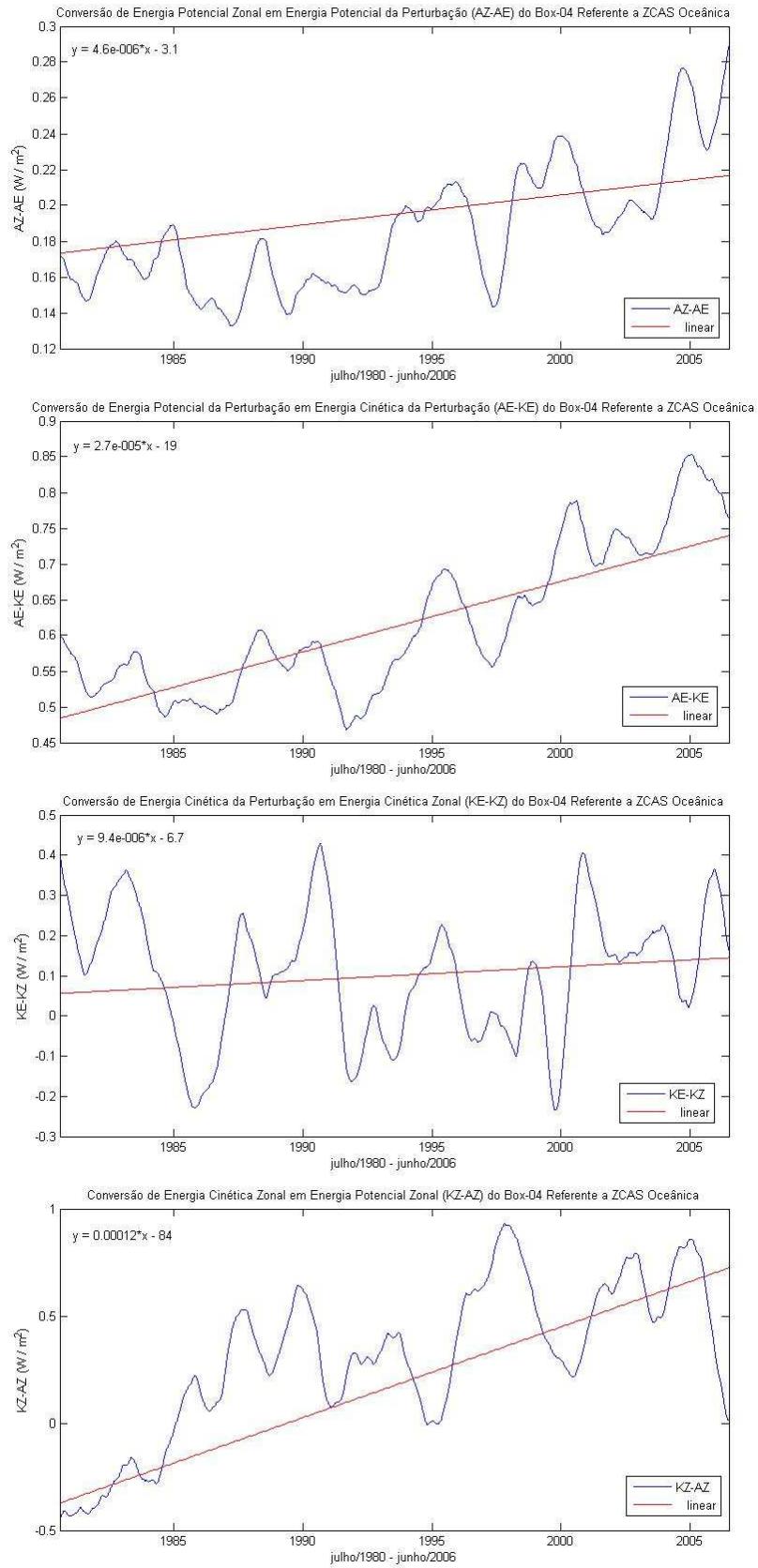


Figura 6.7: Conversões médias anuais de A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006, para ZCAS Oceânica.

6.1.3 Histogramas de Frequências da Energética

Os histogramas de frequências confeccionados com dados diários de energias para o período de 1979-2007 são mostrados nas Figuras 6.8 – 6.10 para ZCAS Continental, a ZCAS da costa e a ZCAS Oceânica, respectivamente. Do mesmo modo as conversões de energias são mostradas nas Figuras 6.11–6.13. Os valores médios e máximos são mostrados resumidamente nas Figuras 6.14–6.16. As características mais salientes observadas nas Figuras apresentadas são:

1. Como foi dito na Seção 6.1.1, a componente K_Z domina e aumenta da ZCAS Continental para ZCAS Oceânica (Figuras 6.8, 6.9 e 6.10). Da mesma forma A_Z também é maior no oceano. As componentes de energia dos “eddies” são muito pequenas, em média, e aumentam do continente para o oceano, porém o aumento é pequeno.
2. As conversões prosseguem em ambos os sentidos, ora em um sentido, ora em outro (Figuras 6.11, 6.12 e 6.13). Isto significa que na escala temporal de dias, as perturbações são instáveis num dia e estáveis no outro. Isto é, os “eddies” crescem, amadurecem e decaem. K_Z-A_Z e A_E-K_E dominam os processos de conversão, significando que os movimentos médios meridionais dominam na região de ZCAS. Esta dominância aumenta do continente para o oceano ou da caixa 02 para caixa 04.
3. A conversão que representa o mecanismo da instabilidade baroclínica A_E-K_E (Figuras 6.15 e 6.16) é maior em média que as outras conversões. Isto confirma que os processos baroclínicos predominam na ZCAS.

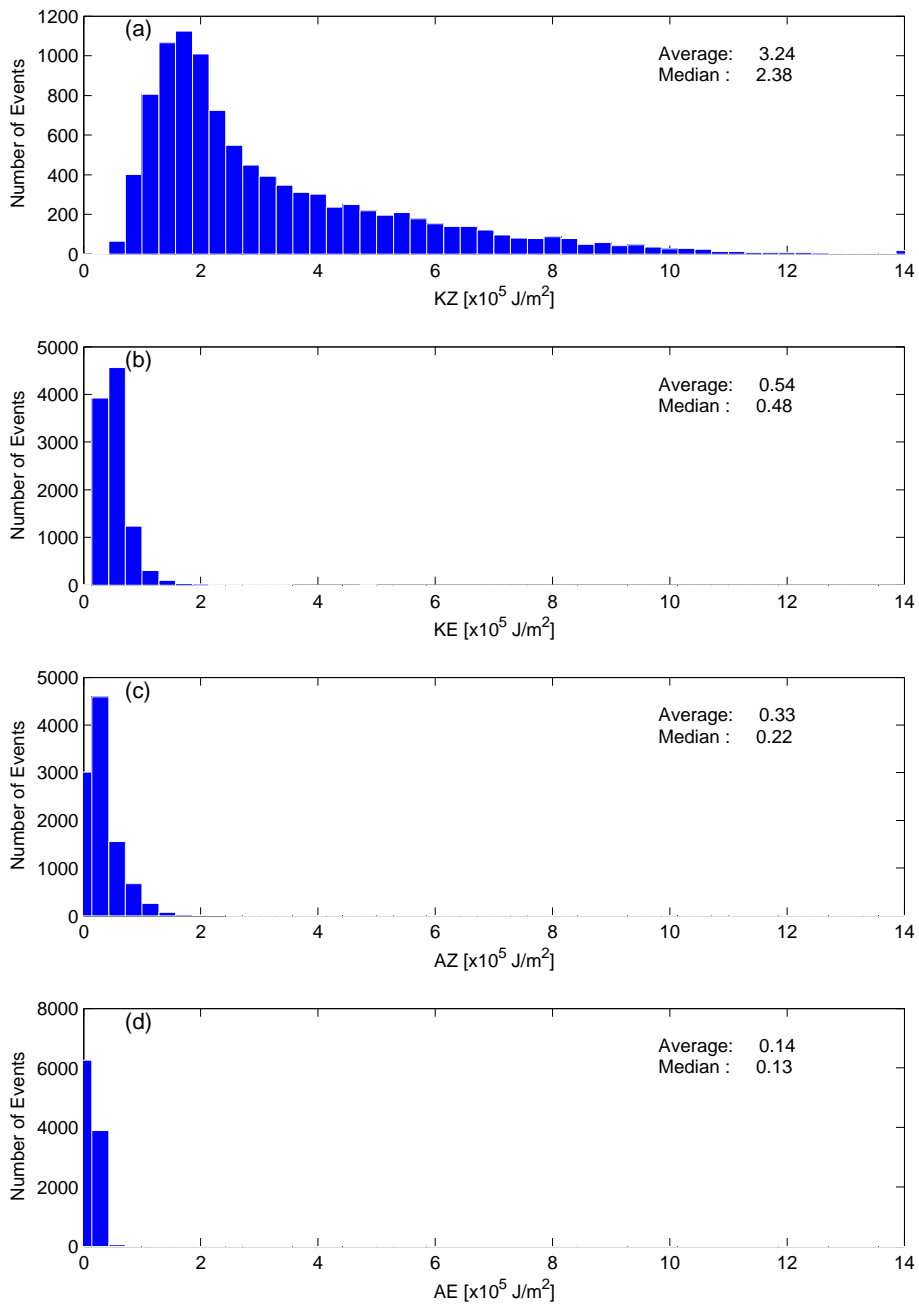


Figura 6.8: Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS Continental.

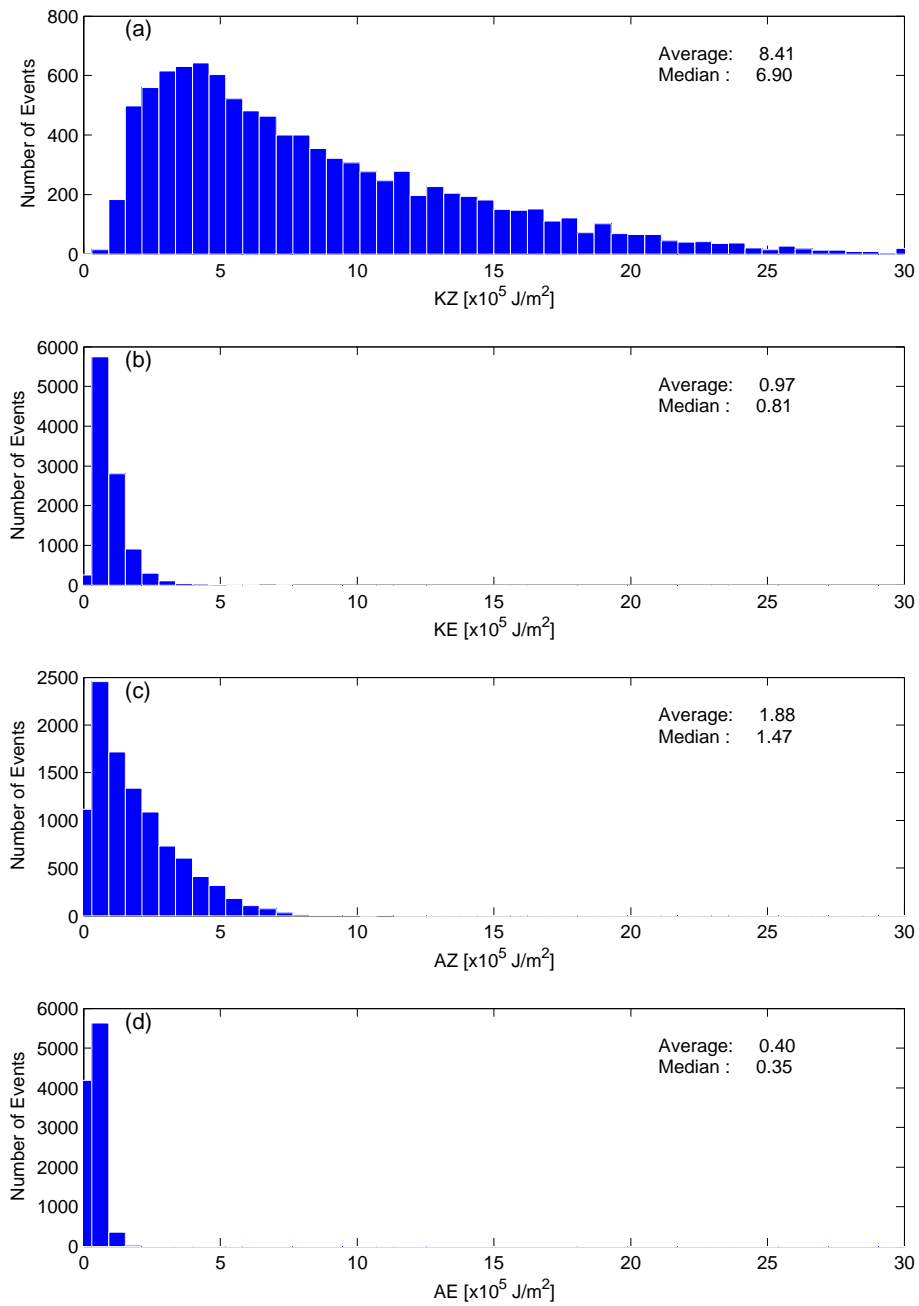


Figura 6.9: Histogramas de freqüências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS da Costa.

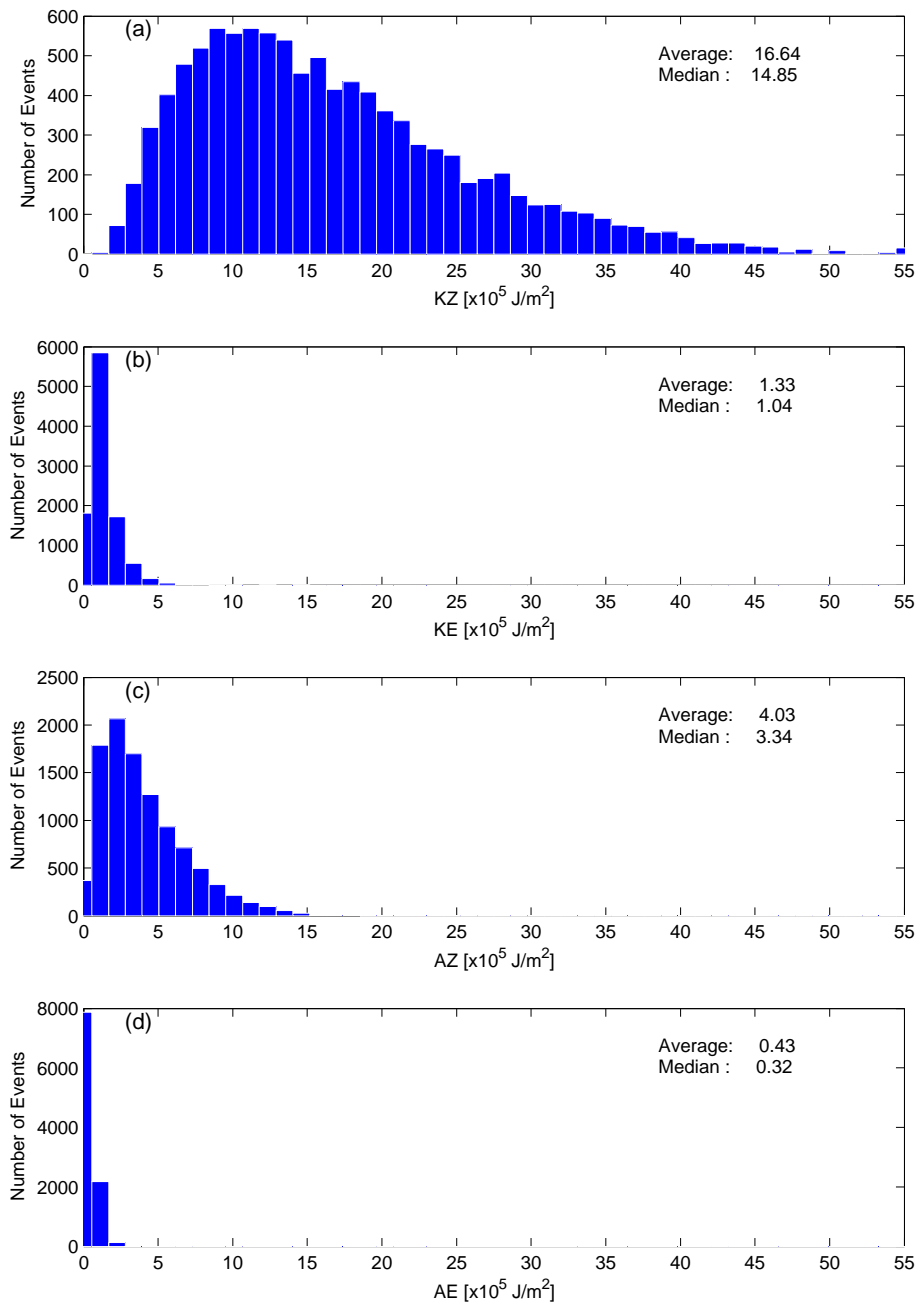


Figura 6.10: Histogramas de frequências de K_Z (a), K_E (b), A_Z (c) e A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS Oceânica.

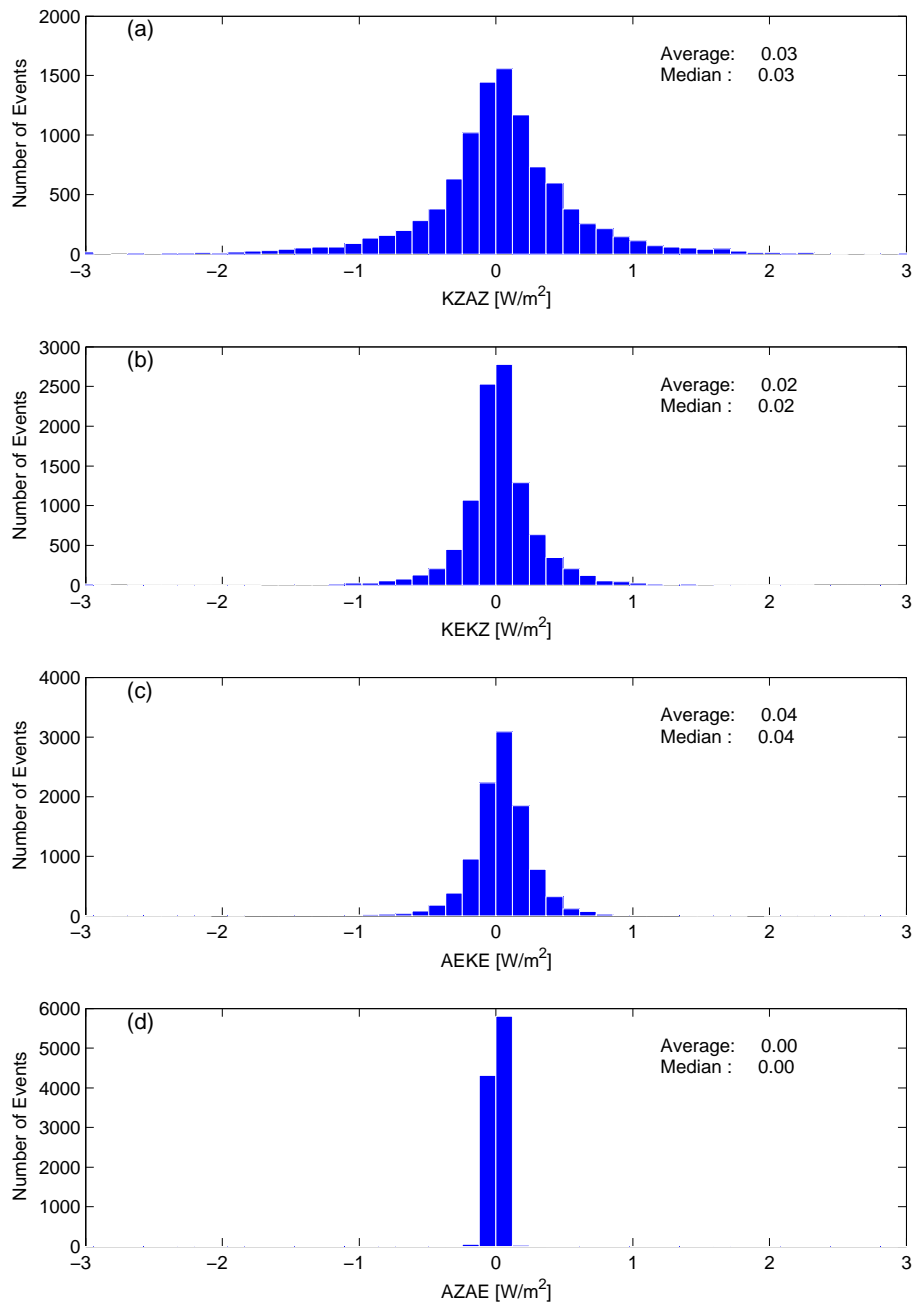


Figura 6.11: Histogramas de frequências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS Continental.

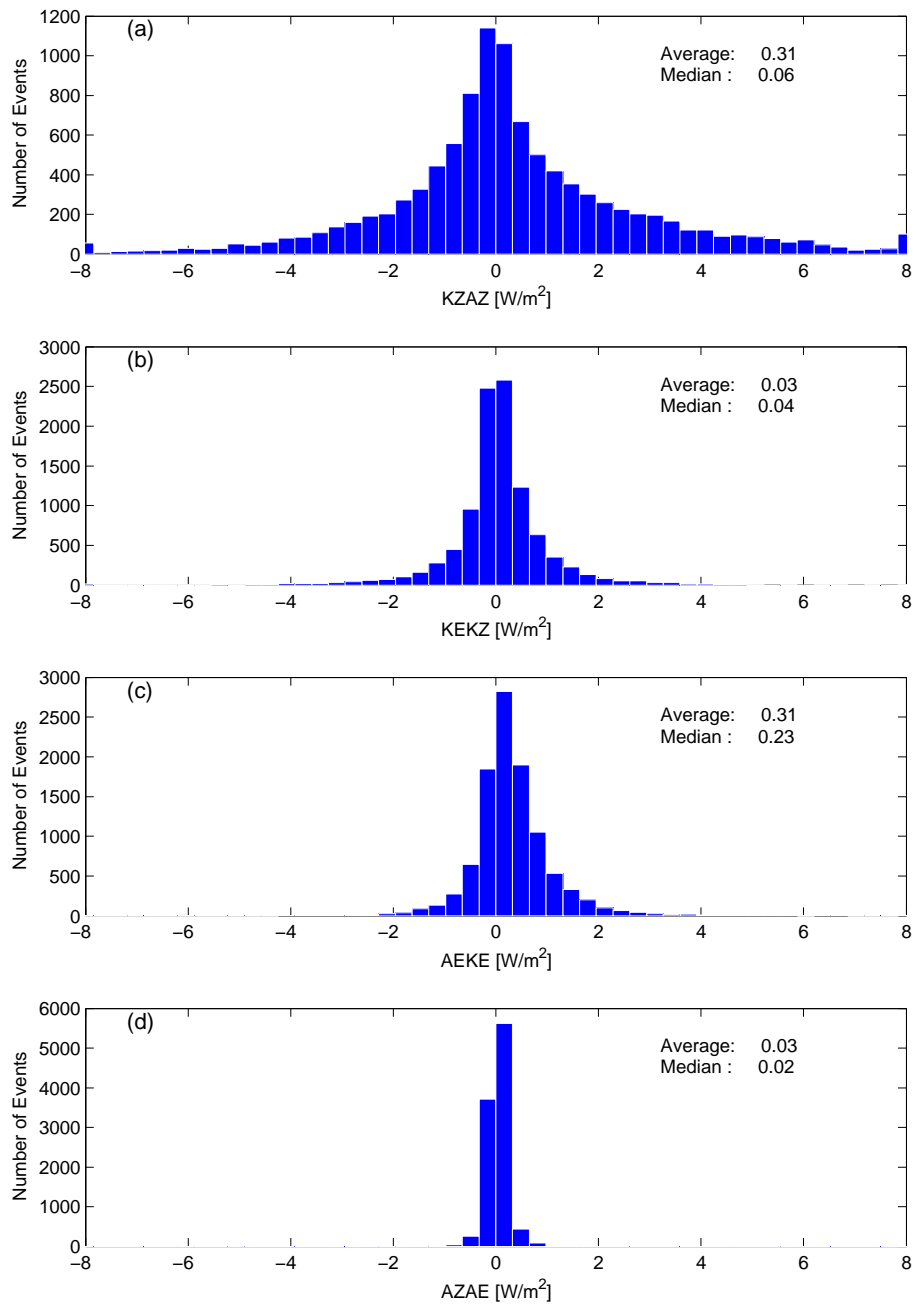


Figura 6.12: Histogramas de freqüências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS da Costa.

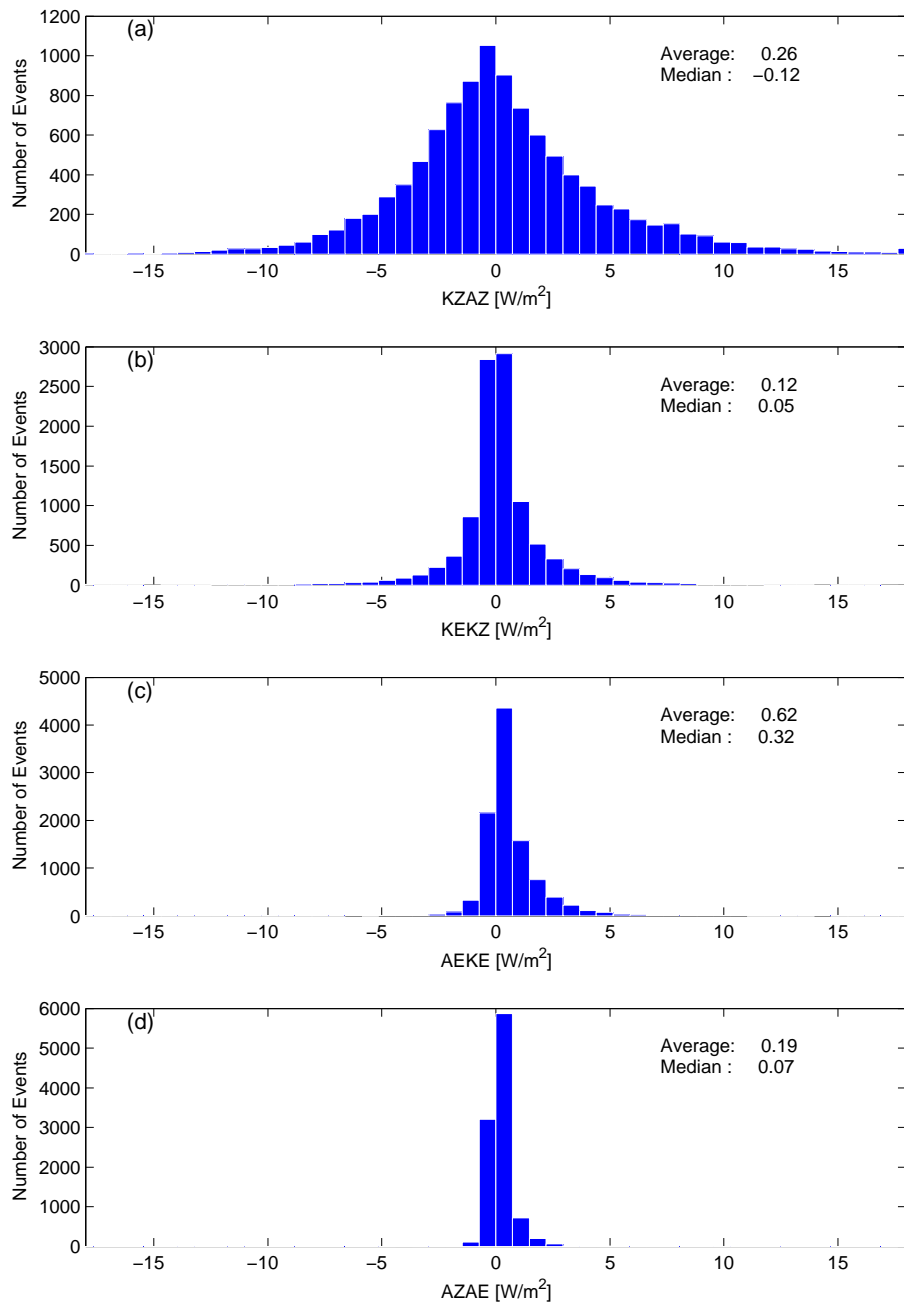


Figura 6.13: Histogramas de freqüências de K_Z-A_Z (a), K_E-K_Z (b), A_E-K_E (c) e A_Z-A_E (d) durante o período de 1979-2007 para ZCAS Oceânica.

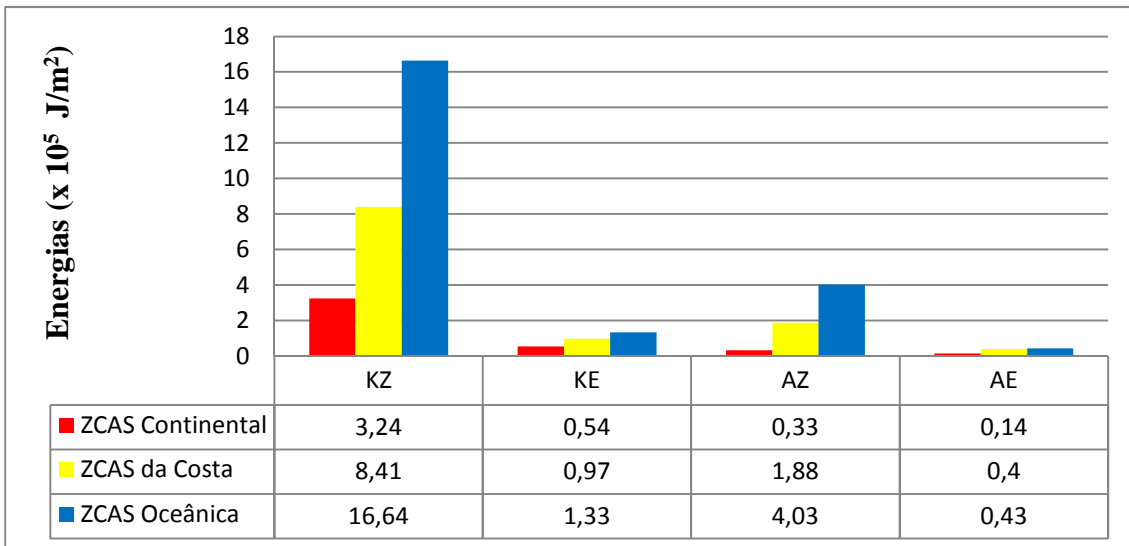


Figura 6.14: Valores médios das componentes de zonal e da “eddy” da energia cinética e potencial da ZCAS Continental, ZCAS da Costa e ZCAS Oceânica.

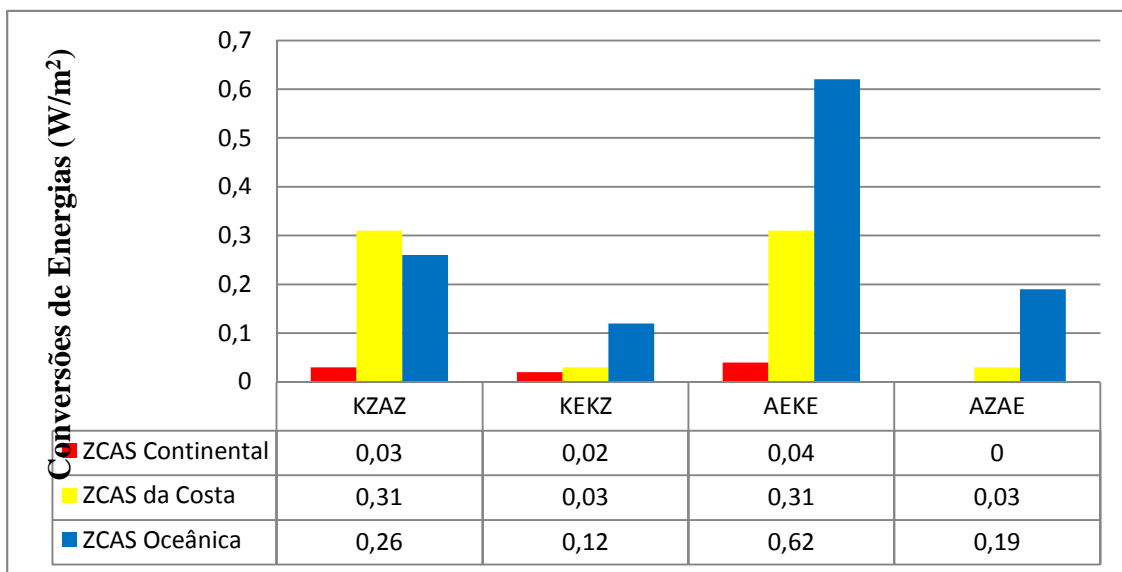


Figura 6.15: Valores médios das conversões de energia da ZCAS Continental, da Costa e Oceânica.

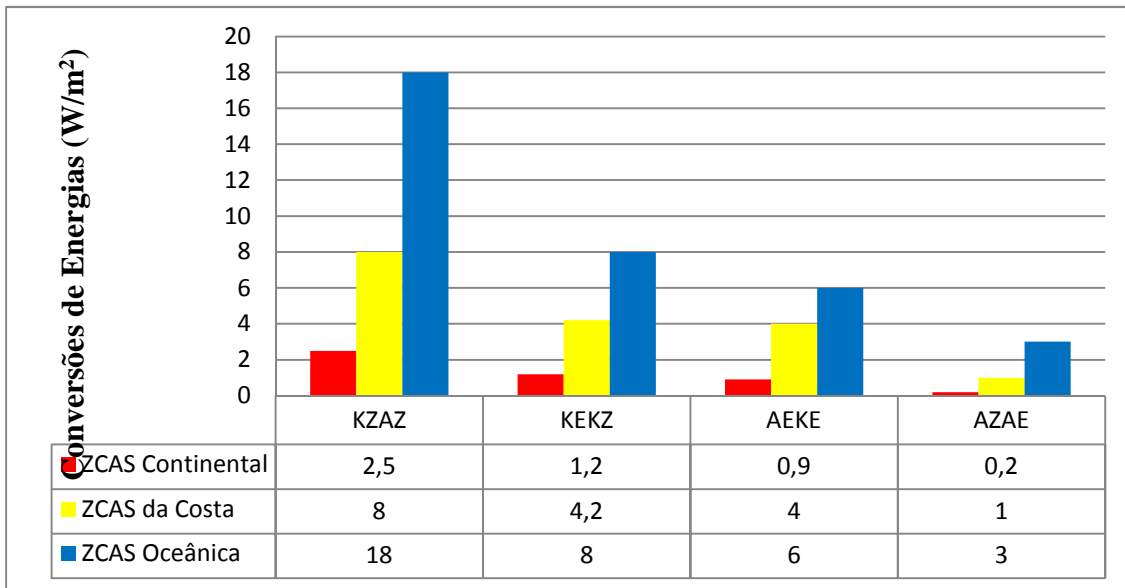


Figura 6.16: Valores máximos das conversões de energia da ZCAS Continental, Costa e Oceânica.

6.2 Energética do Domínio Total (Acoplamento)

O domínio total que engloba a ZCIT, a ZCAS e o VCAN, aqui chamado também de “domínio de acoplamento”, está definido no Capítulo 4. As componentes de energia e suas respectivas conversões de energias neste domínio podem ser observadas nas Figuras 6.17 e 6.18, respectivamente. Primeiro, nota-se que os valores médios das componentes de energia A_E e K_E na área acoplada são aproximadamente três vezes maiores que na ZCAS oceânica (compare Figuras 6.17 e 6.4). Isso se deve a predominância das perturbações de meso-escala e de escala sinótica na região total. Nota-se que a ZCAS é uma perturbação de grande escala e aproximadamente zonalmente uniforme. A_Z na região total também tem valores três vezes maiores que na ZCAS. Isso se deve a altos valores de gradientes térmicos meridionais próximos a fronteira sul da região total. Todavia, é interessante notar que K_Z é menor na região total comparada com a ZCAS. Uma explicação para isso é novamente a predominância de perturbações (“eddies”) e a redução dos ventos básicos, nas regiões distantes da ZCAS.

As conversões médias anuais de energias na região total são aproximadamente da mesma magnitude das conversões na região de ZCAS Oceânica (compare Figuras 6.18 e 6.7) e apresentam uma grande variabilidade inter-anual. Os mecanismos predominantes da atividade meteorológica, em média, a instabilidade baroclínica (A_Z-A_E) e a estabilidade barotrópica

(K_Z-A_Z) observadas são esperadas. Deve-se lembrar que o sinal positivo de K_Z-A_Z significa que há conversão de energia cinética zonal em potencial zonal através da célula de Ferrel. A célula de Ferrel possui circulação termicamente indireta, isto é, ar polar frio sobe e ar tropical quente desce, assim aumenta A_Z pelas circulações médias meridionais da célula de Ferrel.

Um fato que chama a atenção é que todas as conversões mostram uma tendência linear positiva durante o período estudado (Figura 6.18). Isso significa que a circulação geral está se tornando mais vigorosa sobre a região Sul Americana. As energias (Figura 6.17) também mostram tendências positivas, exceto a componente A_Z , indicando que as perturbações (“eddies”) estão se tornando mais intensas.

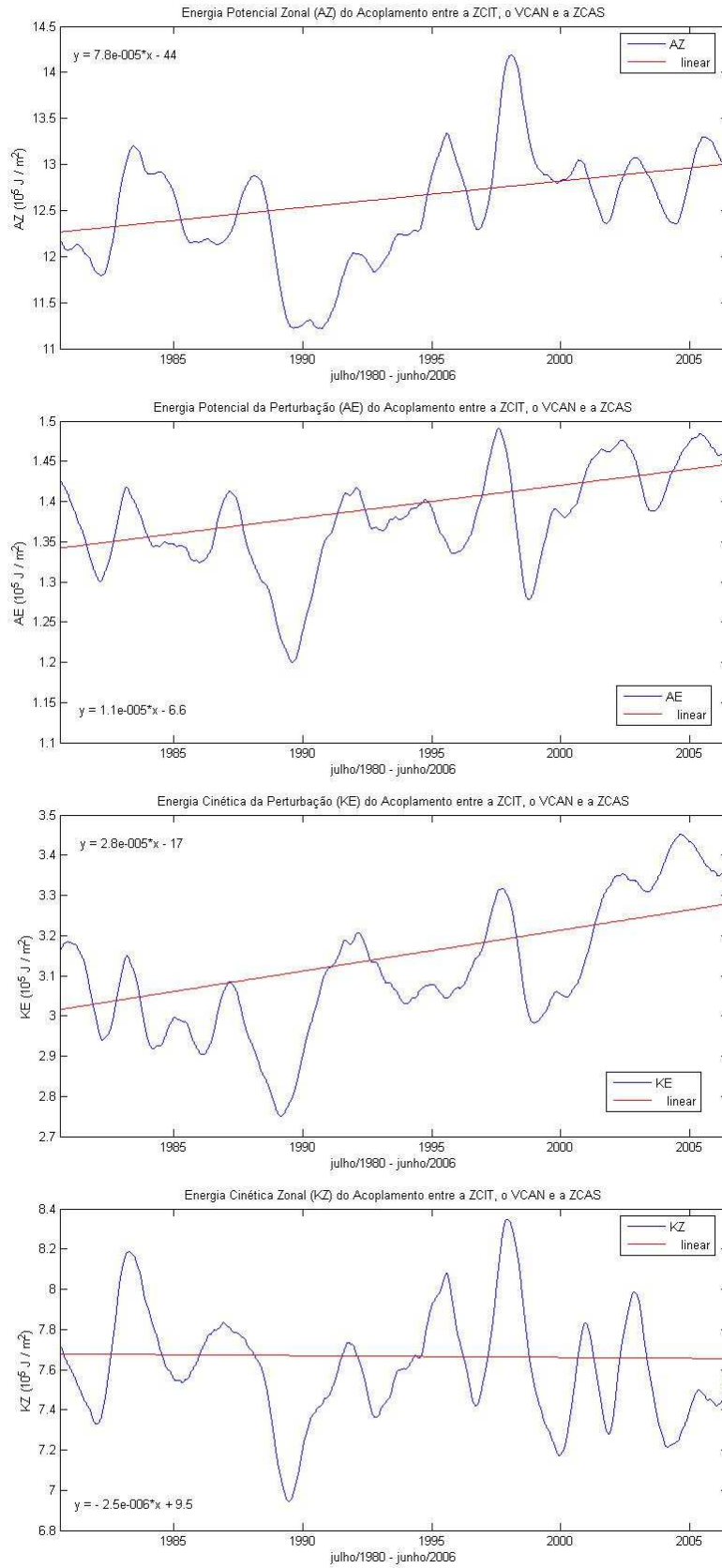


Figura 6.17: Energias A_Z , A_E , K_E e K_Z médias anuais, do período de 1980-2006 para Área total.

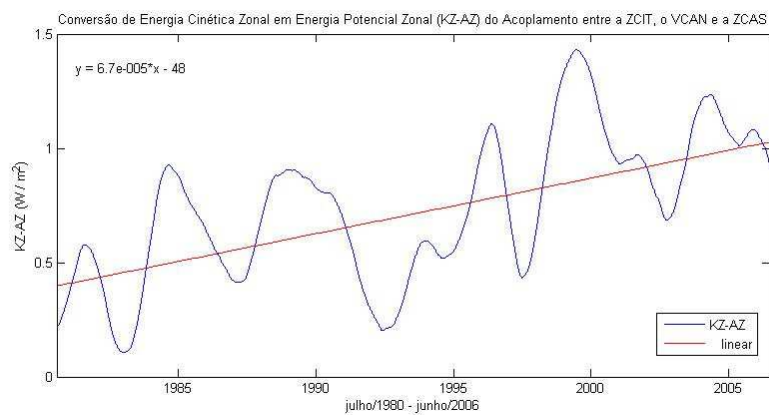
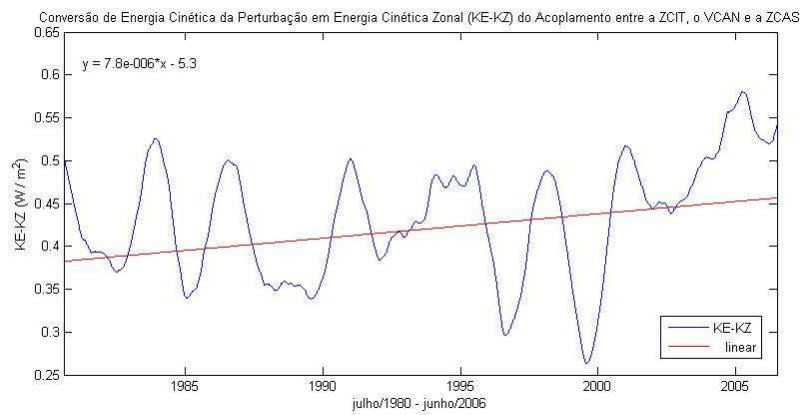
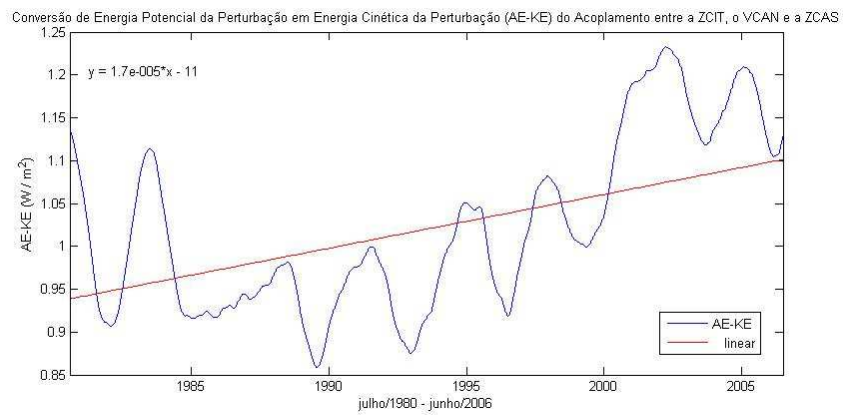
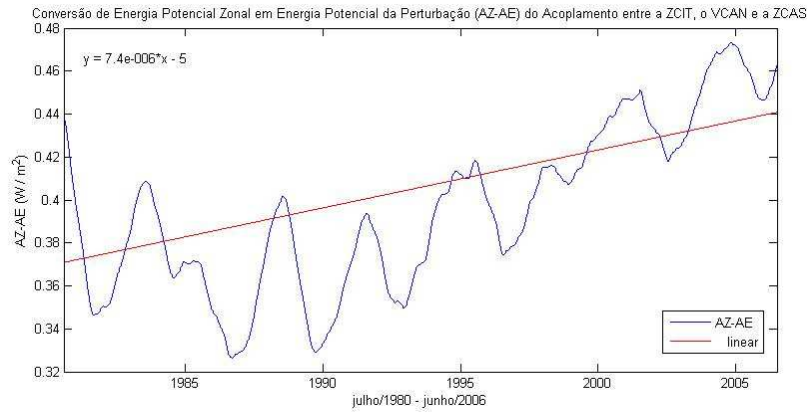


Figura 6.18: Conversões médias anuais de energia A_Z-A_E , A_E-K_E , K_E-K_Z e K_Z-A_Z , 1980-2006, para Área total.

As variabilidades inter-anuais das energias da área total e as energias dos três sistemas, ZCIT, VCAN e ZCAS, são comparadas nas Figuras 6.19, 6.20 e 6.21. O principal motivo desta comparação foi tentar entender como ocorrem às interações energéticas entre estes sistemas de grande escala. Portanto, comparar cada componente de energia do domínio total com as respectivas componentes de cada sistema em questão é benéfica para a compreensão do acoplamento entre eles.

A Figura 6.19 mostra que as variabilidades de A_{ES} da ZCIT e da área total são bem correlacionadas (veja o topo do painel lado direito). Embora não existam contrastes térmicos significativos na ZCIT, a variabilidade, mesmo pequena, está associada com a variabilidade na área total. Inclusive as tendências de aumento a partir de 1990 nas duas regiões mostram uma associação boa. Do mesmo modo, verifica-se uma boa associação entre K_{ES} também (veja painel de baixo lado esquerdo). Isto é, nos anos em que as perturbações na ZCIT são mais ativas as perturbações na região total também são ativas, e vice versa. As variabilidades das componentes A_{ZS} nas duas regiões não mostram uma associação entre elas.

A Figura 6.20 mostra que a componente K_E do VCAN acompanha bem a componente K_E da área total, média anual. Isto é, aumento de K_E no VCAN está associado com aumento na área total. Até certo grau A_{ES} também mostram uma ligação direta. Isso ocorre porque a componente A_E do VCAN é uma das perturbações predominantes desta região total.

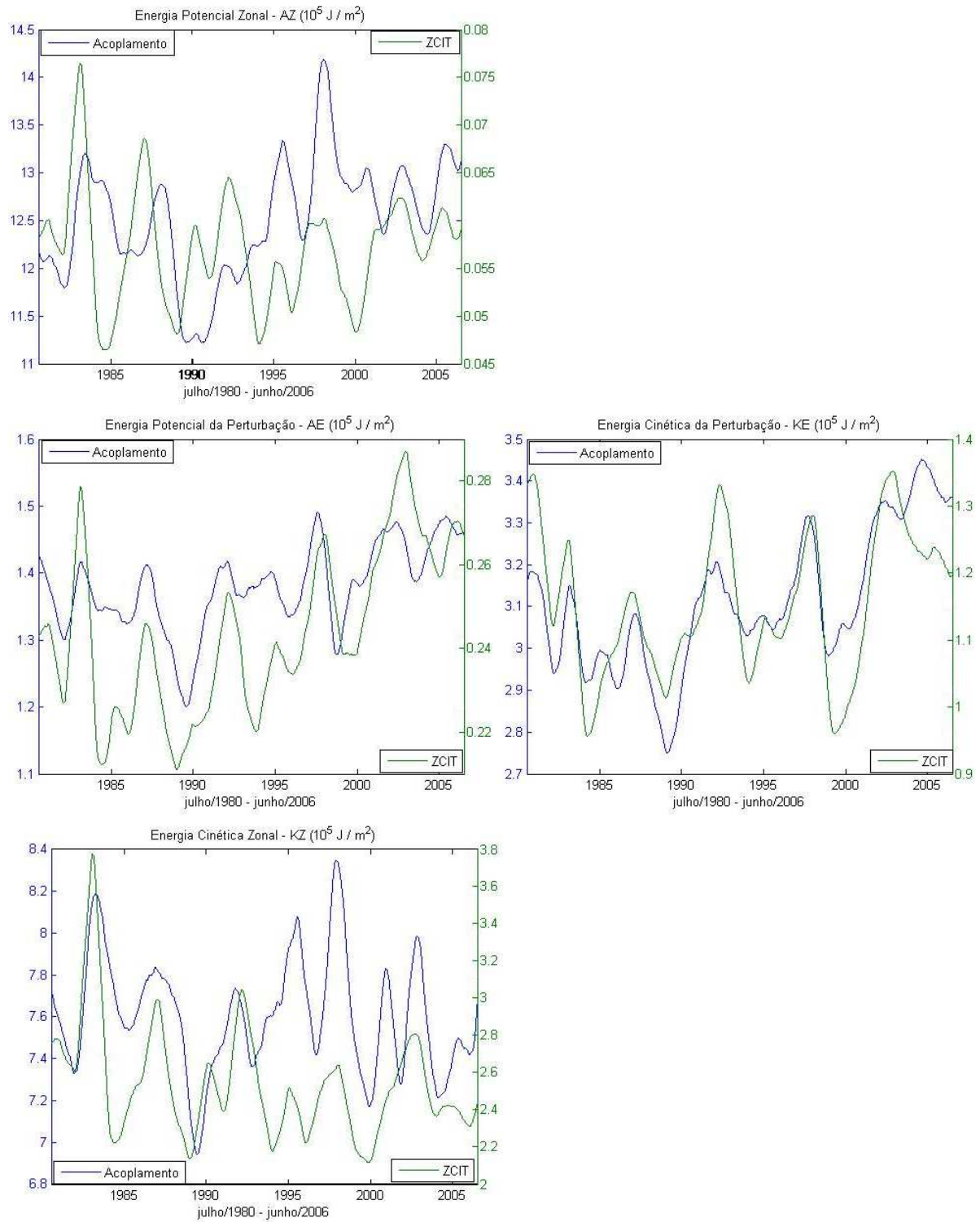


Figura 6.19: Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E médias anuais referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCIT (em verde) para o período de 1980-2006.

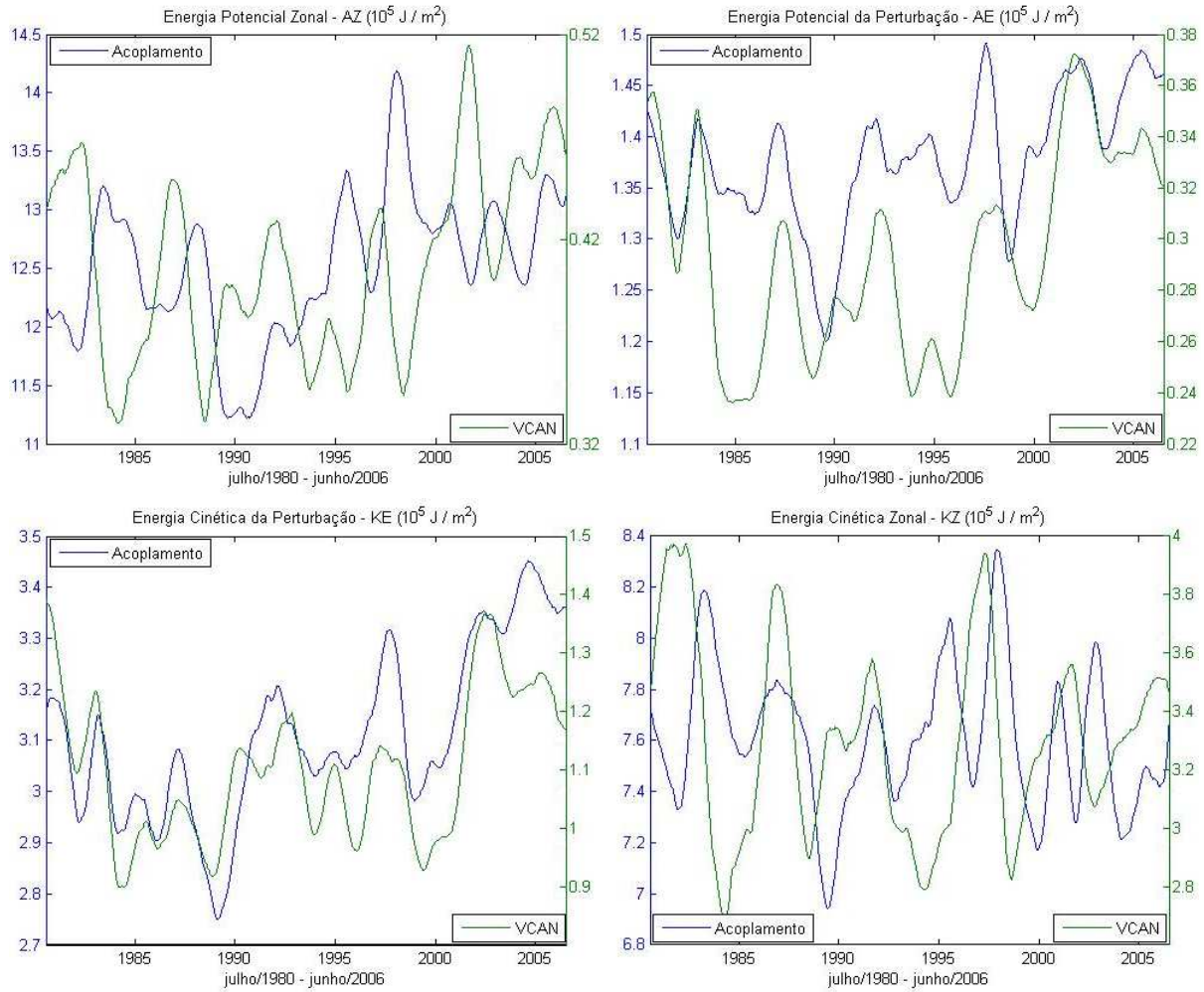


Figura 6.20: Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E médias anuais, referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio do VCAN (em verde) para o período de 1980-2006.

A Figura 6.21 compara as variabilidades de energias entre a área total e a ZCAS da Costa. Nota-se que as energias “eddy” possuem evoluções similares entre ZCAS da Costa e a área total. Todavia, K_Z s não apresentam esta característica, exceto nos anos 1983, 1997, anos de El Niños fortes. Isto é, o fenômeno El Niño intenso aumenta a energia cinética zonal em toda região Sul Americana incluindo a região de ZCAS, devido o mecanismo do Bjerknes (intensificação da circulação Hadley sobre Pacífico tropical leste e concomitante aumento dos ventos em altos níveis sobre o continente Sul Americano). Todavia, na região da ZCAS Oceânica (Figura 6.22), a associação entre K_Z s é boa, como para as mais componentes de energia.

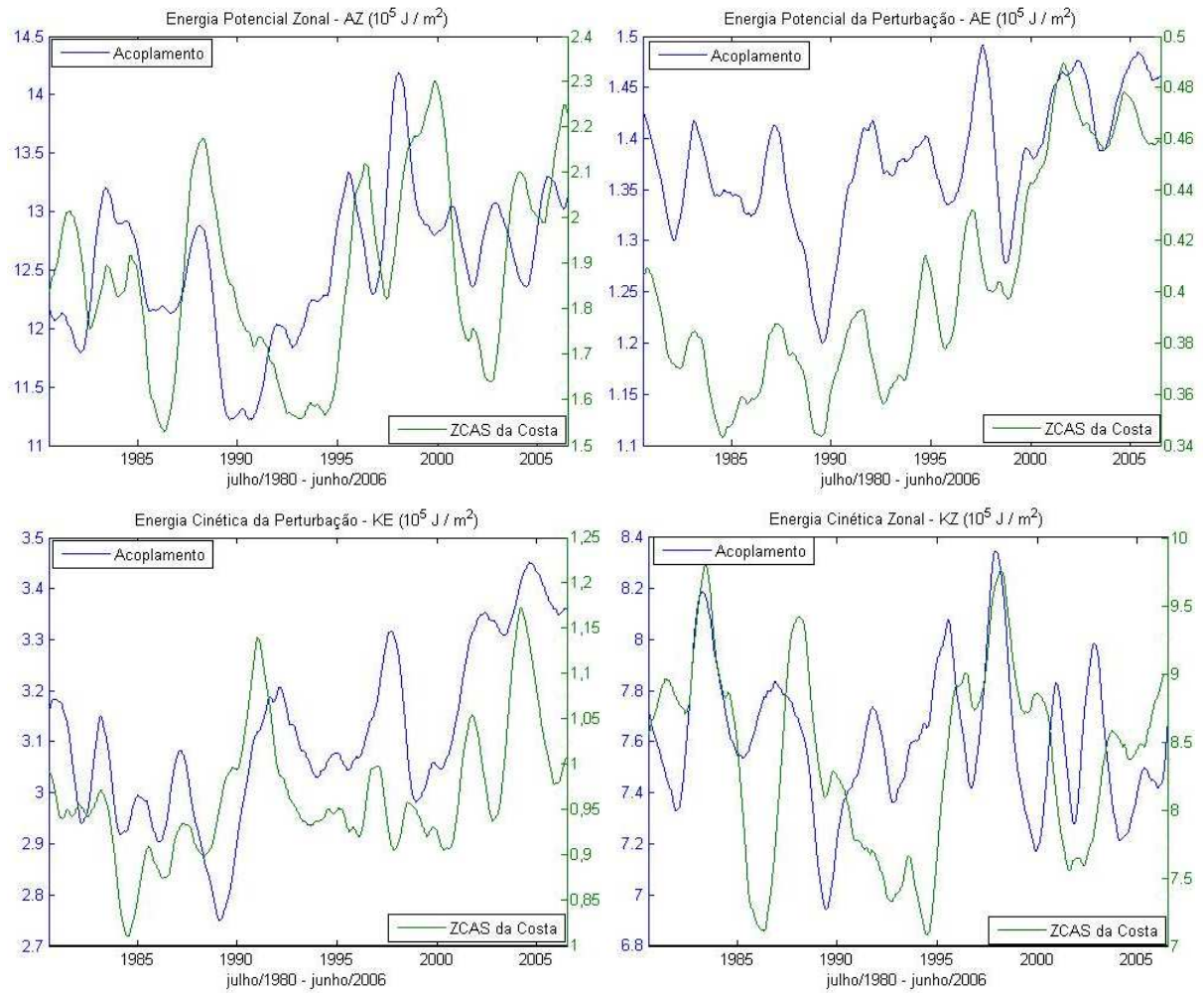


Figura 6.21: Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E médias anuais, referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCAS da Costa (em verde) no período de 1980-2006.

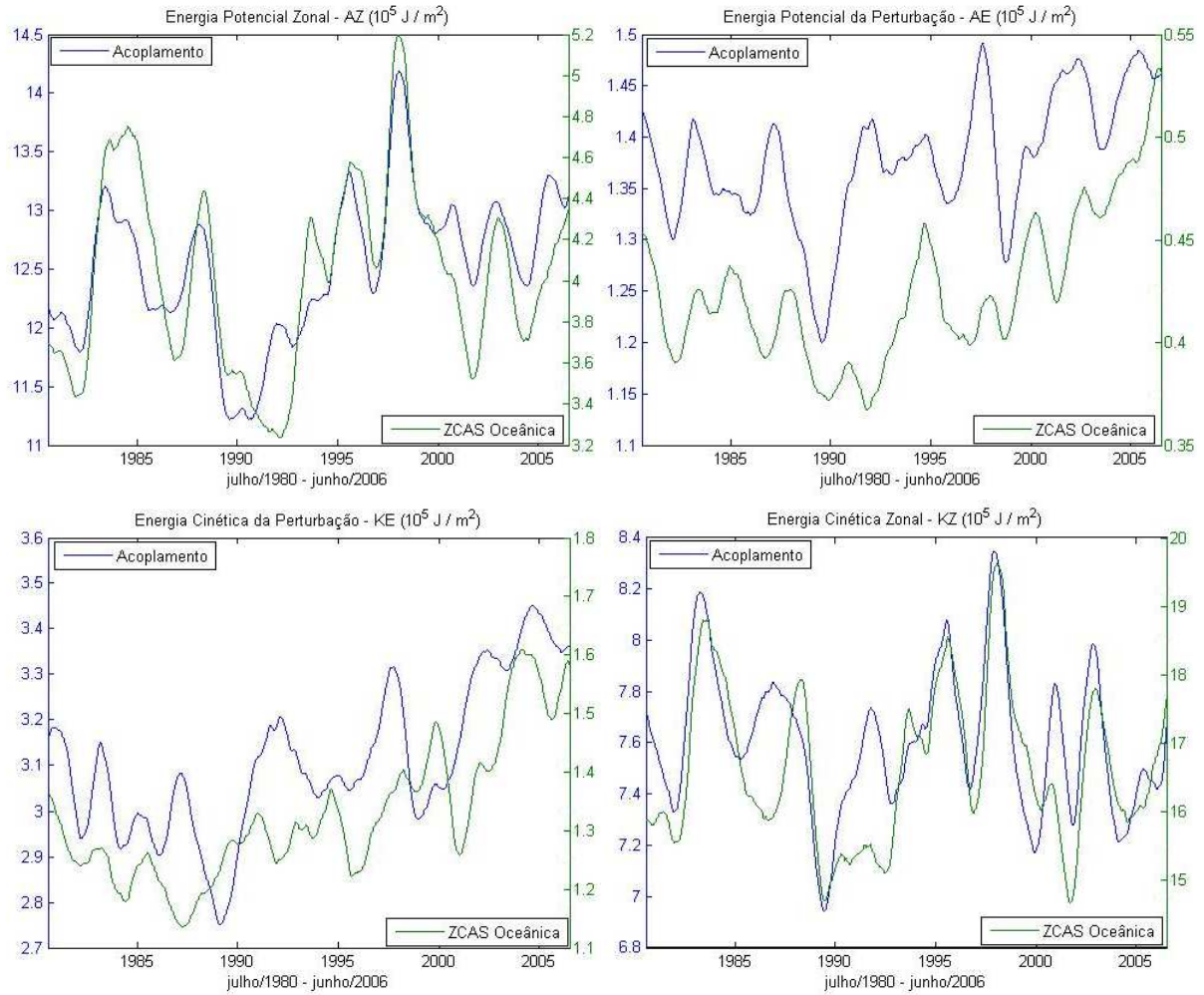


Figura 6.22: Energias A_Z , A_E , K_Z e K_E , referentes ao domínio do acoplamento (em azul) e ao domínio da ZCAS Oceânica (em verde), período de 1980-2006.

Os coeficientes de correlação entre as evoluções são sumarizadas na Figura 6.23. Em geral os coeficientes são positivos e bastante significativos. A_Z e K_Z do VCAN são exceções. Isso se deve ao fato do VCAN já ser uma perturbação transitória. Nesta região os ventos médios zonais e gradientes térmicos meridionais são fracos e, portanto o resultado não é surpreendente. Na ZCIT também não existem gradientes térmicos meridionais e, portanto A_Z não mostra boa associação com A_Z da região total. A ZCAS Continental, sendo uma região tropical também não mostra grandes correlações entre as suas componentes e as componentes da área total. O teste de *t-student* apresentou significância maior ou igual a 95%.

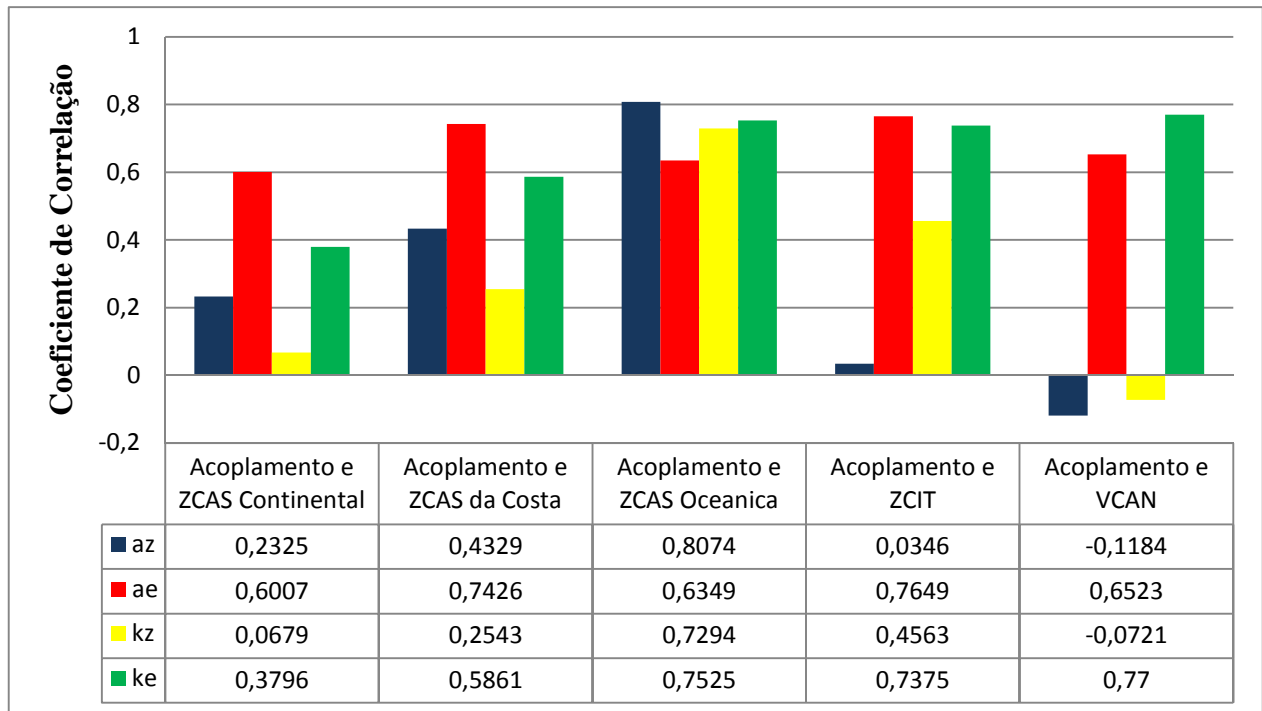


Figura 6.23: Coeficientes de correlação determinados entre cada tipo de energia do acoplamento e as respectivas energias de cada sistema (ZCAS Continental, ZCAS da Costa, ZCAS Oceânica, ZCIT e VCAN) para período de 1980-2006.

6.3 Energética do Oceano Atlântico Sul e Pacífico Sul

A energética dos Oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul (não mostrada) foi calculada nos domínios definidos no Capítulo 4. Esta subsecção apresenta alguns comentários dos principais resultados obtidos no estudo, sem mostrar os gráficos confeccionados.

Os resultados mostraram que a componente de energia K_E apresentou valores significativamente mais altos, comparada às respectivas energias dos três sistemas em estudo. Esta magnitude na componente da perturbação de energia cinética deve-se ao fato dos ventos desobstruídos nos oceanos serem fortes. Outro resultado a ser citado refere-se à característica da distribuição do sinal observada através dos histogramas de frequências. As componentes K_Z e A_Z no oceano Pacífico e a componente A_Z no oceano Atlântico apresentaram característica bimodal. Esta característica não foi observada em nenhum outro domínio em estudo e tem relações com as estações do ano. O segundo modo com altos valores de energia refere-se aos períodos (dias) de jato intensificado.

As conversões de energia mostraram que as duas regiões oceânicas em estudo são baroclinicamente instáveis. Isto ocorre devido às conversões A_Z-A_E e A_E-K_E apresentarem-se positivos em média durante os 28 anos estudados. O sinal positivo na conversão K_E-K_Z mostra que estas regiões também são barotropicamente estáveis. Todavia, foi observado que em alguns anos de El Niño o oceano Pacífico Sul tornou-se barotropicamente instável.

CAPÍTULO 7

7. MODELAGEM NUMÉRICA

Com a finalidade de montar experimentos numéricos capazes de simular dois períodos com atividade solar diferenciada (máxima e mínima atividade solar), fez necessário obter uma base teórica solidificada. Assim, este Capítulo inicia mostrando uma fundamentação teórica, na qual é possível observar evidências entre a atividade solar e alguns parâmetros atmosféricos, trazendo subsídios para a montagem dos experimentos idealizados. Em seguida apresenta-se o modelo numérico utilizado neste estudo. O modelo utilizado é acoplado oceano-atmosfera do *Goddard Institute for Space Studies* (GISS Model E), com níveis até a baixa estratosfera. Por fim, este Capítulo apresenta os resultados dos experimentos numéricos idealizados.

7.1 Fundamentação Teórica para o Estudo de Modelagem Numérica

As conexões entre o Sol e o clima do planeta Terra é um dos assuntos mais fascinantes e ao mesmo tempo complexos dos tempos atuais. Uma vez que, por trás desta relação pode ser encontrada a resposta para tantas incertezas que a natureza da atmosfera terrestre tem apresentado nos últimos tempos. Existem vários mecanismos capazes de explicar a conexão sol-clima, dentre eles existem os mecanismos que são modulados pelo campo geomagnético, como por exemplo, os raios cósmicos e a precipitação de partículas energéticas. A precipitação de partículas energéticas ocorre no campo geomagnético e existe uma relação entre a profundidade de penetração destas partículas e o campo magnético da Terra. As partículas energéticas penetram mais profundamente nos pólos e na região de anomalia negativa do campo, que é conhecida como Anomalia Magnética do Hemisfério Sul (*Southern Hemisphere Magnetic Anomaly – SHMA*). Portanto, nesta fundamentação são mostradas as evidências entre a SHMA e alguns parâmetros da troposfera, alta atmosfera e baixa estratosfera, com as quais, são adquiridos subsídios para montagem dos experimentos idealizados e conseqüentemente, para realização das simulações numéricas.

7.1.1 A Influência Solar na Troposfera

A troposfera é a camada da atmosfera terrestre que se estende desde a superfície até aproximadamente 17km nos trópicos e 7km nos Pólos. Nesta camada encontra-se cerca de 75% da massa atmosférica, sendo constituída por gases permanentes e variáveis. O vapor d'água e o dióxido de carbono se destacam nesta segunda categoria, pois estes exercem um grande papel no controle de temperatura do globo. Ainda na troposfera estão confinados todos os fenômenos meteorológicos, os quais condicionam, caracterizam e determinam o estado do tempo da atmosfera terrestre. O topo desta camada conhecida como tropopausa é a ligação direta com a segunda camada da atmosfera, a estratosfera.

A manifestação de fenômenos de origem solar pode provocar um deslocamento de partículas energéticas em direção ao campo magnético da Terra. Estas por sua vez, são aprisionadas por este campo, e os movimentos se confinam dentro dos cinturões de aprisionamento, e definem os níveis de profundidade da precipitação destas partículas na atmosfera (BACKER et al., 2004). Com base ainda na literatura, as regiões nas quais existem maiores concentrações de partículas energéticas precipitando são: as regiões polares e a região da América do Sul e oceanos adjacentes, precisamente sobre a SHMA (SAUVAUD et al., 2008). Vale apenas lembrar que, nesta região estão também presentes os sistemas de grande escala deste estudo.

A partir da análise de alguns parâmetros da troposfera é possível identificar as relações, ou até mesmo, as coincidências existentes entre esta camada e as linhas de campo geomagnéticas geradas a partir do modelo *International Geomagnetic Reference Field- IGRF* (MAUS et al., 2005). O primeiro exemplo (Figura 7.1) a ser investigado utiliza a climatologia da SLP no período 1948-2005, e a diferença entre a intensidade do campo geomagnético próximo a superfície no mesmo período. A partir destes campos de SLP e geomagnético pode-se averiguar se existe alguma relação entre eles na região tropical do Pacífico Sul. Assim, são separadas 12 caixas (regiões) no Pacífico Sul localizadas entre 10°S e 10°N e 160°E e 80°W para estudo estatístico.

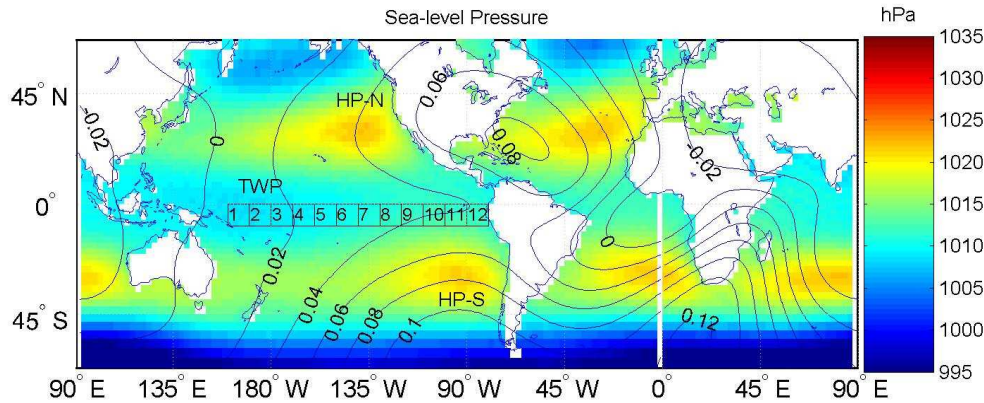


Figura 7.1: Climatologia da pressão ao nível médio do mar (*Sea Level Pressure-SLP*) entre 1948-2005. As linhas pretas representam a diferença entre a intensidade do campo geomagnético próximo a superfície entre 1948-2005. As 12 regiões no Pacífico tropical são indicadas. Fonte: Vieira et al., (2008).

O estudo estatístico da Figura 7.1 é apresentado na Figura 7.2. A Figura 7.2a apresenta a relação de dispersão entre a SLP e campo geomagnético B nas 12 regiões. As linhas pretas contínuas mostram a tendência linear para a série de dados total. As linhas pretas tracejadas mostram o desvio padrão. Este desvio é definido como a diferença entre os dados totais utilizados e a tendência linear. Portanto, a partir deste erro obtém-se uma medida da qualidade da tendência linear. Observe através da Figura 7.2b que a distribuição segue aproximadamente uma distribuição Gaussiana. A análise de covariância é aplicada com o intuito de testar as inclinações das tendências para cada região individualmente. O teste de significância utilizado é o de Turkey-Kramer. Assim, conclui-se que as inclinações das tendências lineares nas regiões 3-9 não apresentam diferenças significativas.

A Figura 7.2c apresenta a relação de dispersão entre a SLP e o campo geomagnético B para as regiões 3-9. As linhas contínuas pretas representam as médias corridas de 36 meses. As linhas contínuas azuis representam as melhores tendências lineares dos dados das regiões 3-9. Enquanto as linhas tracejadas azuis representam o erro, 1-sigma. Observa-se através do aumento da SLP e diminuição do campo magnético B no período em estudo (1948-2005), que existe uma dependência no tempo. O coeficiente de correlação entre a SLP e o campo magnético B para os dados crus é de 0,71, e para as médias móveis de 36 meses é de 0,96. Assim o aumento da SLP e a diminuição de B confirmam que a SHMA está derivando para Oeste. A partir destes resultados suspeita-se que o campo magnético da Terra na região do Pacífico tropical possa ter influência na atividade convectiva da região.

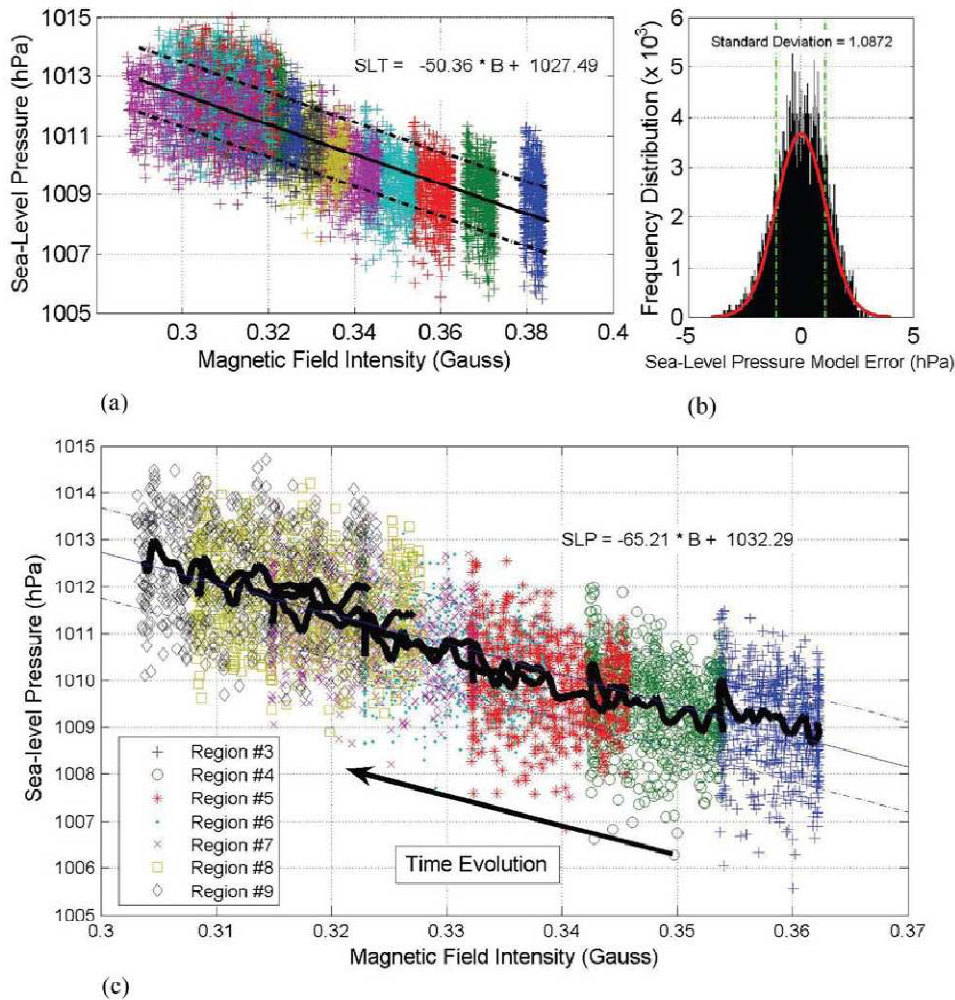


Figura 7.2: (a) Relação de dispersão da SLP versus a intensidade do campo geomagnético B. A linha preta contínua representa o melhor ajuste para a série de dados. A linha preta tracejada representa o desvio padrão. (b) Distribuição de freqüência do erro do modelo. (c) Relação de dispersão da SLP versus a intensidade do campo geomagnético B referentes às regiões 3-9. A linha azul contínua representa o melhor ajuste dos dados. As linhas tracejadas azuis representam o desvio padrão. As linhas pretas são as médias móveis de 36 meses para as regiões 3-9. As inclinações nestas regiões não são significativamente diferentes, com nível de confiança de 95%. Fonte: Vieira et al., (2008).

7.1.2 A Influência Solar na Alta Atmosfera e Baixa Estratosfera

A partir da base teórica do cinturão de radiação, fundamentada em Baker et al. (2004), é possível estudar a influência solar na alta atmosfera e baixa estratosfera. No entanto, a abordagem nesta subseção sobre o aprisionamento das partículas energéticas no cinturão de

radiação é apresentada com maiores especificações técnicas, a iniciar-se pelas dimensões do cinturão externo e interno de radiação, e findar-se na relação entre a energia dos elétrons e prótons e suas respectivas profundidades atingidas na atmosfera.

O cinturão externo de radiação se estende de aproximadamente 3-10 raios da Terra acima da superfície terrestre. A sua população é composta principalmente da alta energia dos elétrons (0,1-10MeV). O cinturão interno de radiação tem aproximadamente 0,1-1,5 raios da Terra acima da superfície terrestre. A sua população é composta por prótons, com energias acima de 19MeV e por elétrons com energias acima de centenas de keV. A região entre os cinturões é normalmente desprovida de partículas. O cinturão de radiação possui diferenças evidentes em relação ao ciclo solar de 11 anos. Estas diferenças dependem das estruturas dominantes que se propagam dentro da heliosfera (BAKER e KANECAL, 2008). A atividade geomagnética mais intensa está associada às mudanças no meio interplanetário, que por sua vez, está associada à ejeção de massas coronais. A ejeção de massas coronais ocorre frequentemente em anos de atividade solar máxima. Durante o período de atividade solar máxima os cinturões são bastante comprimidos e distorcidos (BAKER et al., 2004).

A atmosfera age como um filtro de energia nas últimas partículas que penetram dentro dela, com perda de energia através de interações com a atmosfera neutra. Boa parte da energia depositada pelas partículas energéticas cria pares de íons. Sob o ponto de vista simplificado, o depósito de energia depende da partícula (prótons e elétrons) e da energia (vê FOX et al., 2007). Os elétrons com 1 keV penetram abaixo de 110 km de altura e atingem a ionosfera. Os elétrons com energias entre 10 e 100 keV penetram entre 100 e 75 km de altura, os quais atingem a média e alta mesosfera. A penetração dos raios X de Bremsstrahlung devido à interação com os primeiros elétrons podem permitir uma penetração mais profunda na atmosfera terrestre, conduzindo ao alcance da estratosfera. Os prótons com aproximadamente 1 MeV depositam energia em ~100 km de altura. Enquanto que, os prótons com aproximadamente 10 MeV depositam energia em ~75 km. Os prótons com energia acima de 100 MeV penetram mais profundamente e alcançam a estratosfera.

A estimativa da taxa de ionização devido a precipitação de elétrons nas médias latitudes realizada por Vampola e Gorney, (1983), sugerem um pico em ~75-90km de altitude devido ao depósito de energia dos primeiros elétrons. O segundo pico entre 37-45km que ocorre devido a penetração de raio X de Bremsstrahlung. A taxa de precipitação máxima na região

da SHMA foi estimada da ordem de $10^{-2}\text{erg}(\text{cm}^2\text{s})$, com espectro na forma $j(E) = 1,34 \times 10^5 E^{-2,27}(\text{keV})$. Na região da SHMA a precipitação penetra mais profundamente na atmosfera, e pode conduzir a um maior entranhamento de ionização dos Bremsstrahlung nas baixas altitudes. Nesta estimativa, a taxa de ionização da penetração dos raios X de Bremsstrahlung é de aproximadamente 4 ordens de grandeza menor que dos primeiros elétrons. Medidas de raios X através de instrumentos abordo de balões detectaram efeitos da precipitação da energia dos elétrons na alta estratosfera durante distúrbios magnéticos intensos (PINTO e GONZALES, 1986; PINTO e GONZALES, 1989a; b).

Com o intuito de estimar a climatologia da temperatura na baixa estratosfera, se utiliza a distribuição mensal da temperatura na baixa estratosfera (canal TLS), obtida por *Microwave sounding Units* (MSU) (SPENCER e CHRISTY, 1993). A função de ponderação deste canal tem picos entre 15 e 20 km de altitude. A Figura 7.3a apresenta a anomalia de temperatura para o período de 1979-2005. Observa-se uma clara diminuição de temperatura entre 1979-1996. São observados eventos de aquecimento causados pelas erupções do El Chichon (1982) e do Mt. Pinatubo (1991). A Figura 7.3b apresenta observações da TSI (FRÖHLICH, 2006). As observações cobriram até três ciclos solar. Lean (2007) modelou a variabilidade da temperatura da baixa estratosfera global utilizando um ajuste multi-paramétrico. Depois de explicar os efeitos de ENSO, aerossóis vulcânicos e diminuição da abundância de CFC, Lean (2007) sugeriu que a temperatura global na baixa estratosfera está aproximadamente em fase com a irradiância solar ultravioleta.

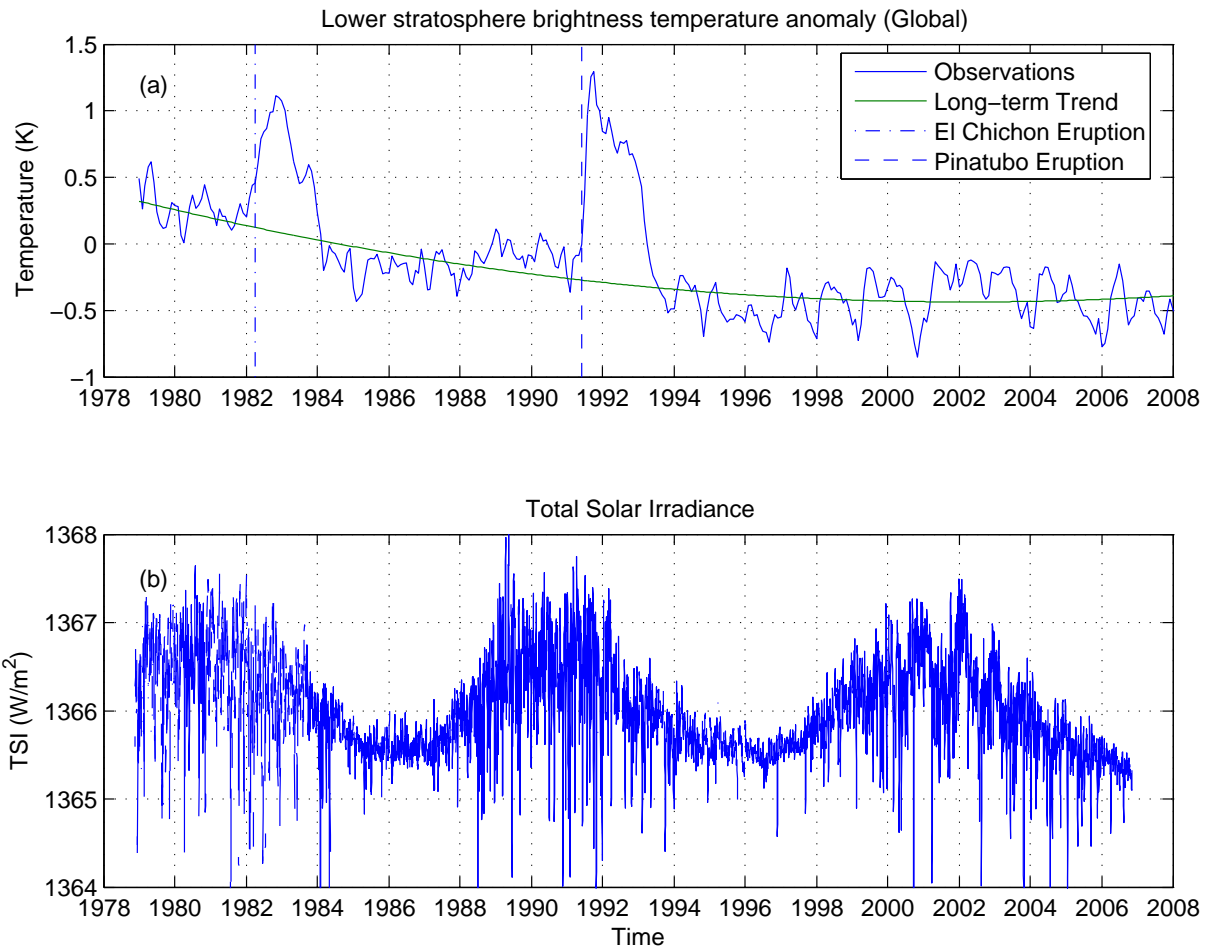


Figura 7.3: (a) Anomalia de temperatura global na baixa estratosfera. As erupções do El Chichon e Mt. Pinatubo são indicadas. A linha verde indica tendência de longo período (segunda ordem do ajuste polinomial). (b) Observações da *Total solar Irradiance* - TSI. Fonte: Da Silva et al., (2010) (submetido).

A Figura 7.4 apresenta a climatologia da temperatura de brilho na baixa estratosfera do Hemisfério Sul, para o período de junho-novembro de 1979-2005. Nesta climatologia não foram removidas as tendências observadas e os eventos de aquecimento causados pelas erupções do El Chichon (1982) e Mt. Pinatubo (1991). Seguindo a idéia de Grytsai et al. (2007), o enfoque é dado nos meses em que geralmente ocorre contribuição química e dinâmica da assimetria zonal do ozônio, e os processos de transporte associados com a quebra do vórtice polar são menores. A temperatura da estratosfera varia com a altitude de acordo com a ocorrência dos processos químicos e físicos.

O ar da baixa estratosfera é transportado dos trópicos para os pólos pela circulação de Brewer-Dobson. A ramificação ascendente da circulação de Brewer-Dobson baixa a temperatura e a

concentração de ozônio, especialmente na baixa estratosfera. Na estratosfera extratropical, o movimento subsidente causa aquecimento adiabático e acúmulo de ozônio, até as parcelas de ar retornar a troposfera extratropical (DECKERT e DAMERIS, 2008). Este processo contribui para o alto nível de ozônio na troposfera. Este efeito é claramente visto na Figura 7.4 durante o inverno austral. Nesta região os processos convectivos na troposfera afeta os trópicos, assim como, a temperatura atinge seu mínimo próximo ao Equador, máximo no Pólo de verão e médias latitudes no inverno. As linhas em preto superimpostas representam os contornos de iso-intensidade do campo geomagnético a 10km de altitude na região da SHMA do ano de 1990. O campo geomagnético foi estimado através do modelo *International Geomagnetic Reference Field-IGRF* (MAUS et al., 2005). Como o propósito desta análise é comparar a distribuição da temperatura na baixa estratosfera e o padrão do campo geomagnético, a altitude em que a intensidade do campo magnético é calculada não é relevante como na delimitação da bordas da anomalia magnética. Observa-se uma grande redução da temperatura na região da SHMA no cinturão entre 60°S e 30°S durante a primavera e inverno austral, enquanto que durante o verão austral (não mostrado aqui) a redução na temperatura não é observada.

A Figura 7.5 apresenta o perfil longitudinal da temperatura de brilho na baixa estratosfera e a intensidade do campo magnético em novembro para as latitude de 80°S, 55°S, 42°S e 35°S. As observações em cada painel são representadas por (+), o perfil médio (linha grossa) e o desvio padrão (linhas finas). As linhas tracejadas representam o perfil do campo magnético. É possível observar que o perfil de temperatura média e do campo magnético tem o mesmo comportamento ao sul de 30°S. As temperaturas máximas ocorrem próximas de 150°E e as temperaturas mínimas próximas de 60°W.

Para analisar a distribuição do ozônio se utiliza a série de dados do TOVS, compilada pelo *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP). A Figura 7.6 apresenta a distribuição da abundância de ozônio média por coluna calculada para o período de maio-outubro de 1983-2007. A redução sistemática da abundância do ozônio entre 60°S e 30°S é observada sobre a América do Sul e oceanos adjacentes durante o inverno e primavera austral. A redução da abundância do ozônio é consistente com a redução da temperatura na baixa estratosfera apresentada na Figura 7.4. A assimetria da distribuição do ozônio no Hemisfério Norte também foi observada. No entanto, devido à presença de uma grande fonte de ondas de

gravidade orográfica no Ártico (Wu e Jiang, 2002) comparado com a Antártica, estas assimetrias longitudinais não foram analisadas.

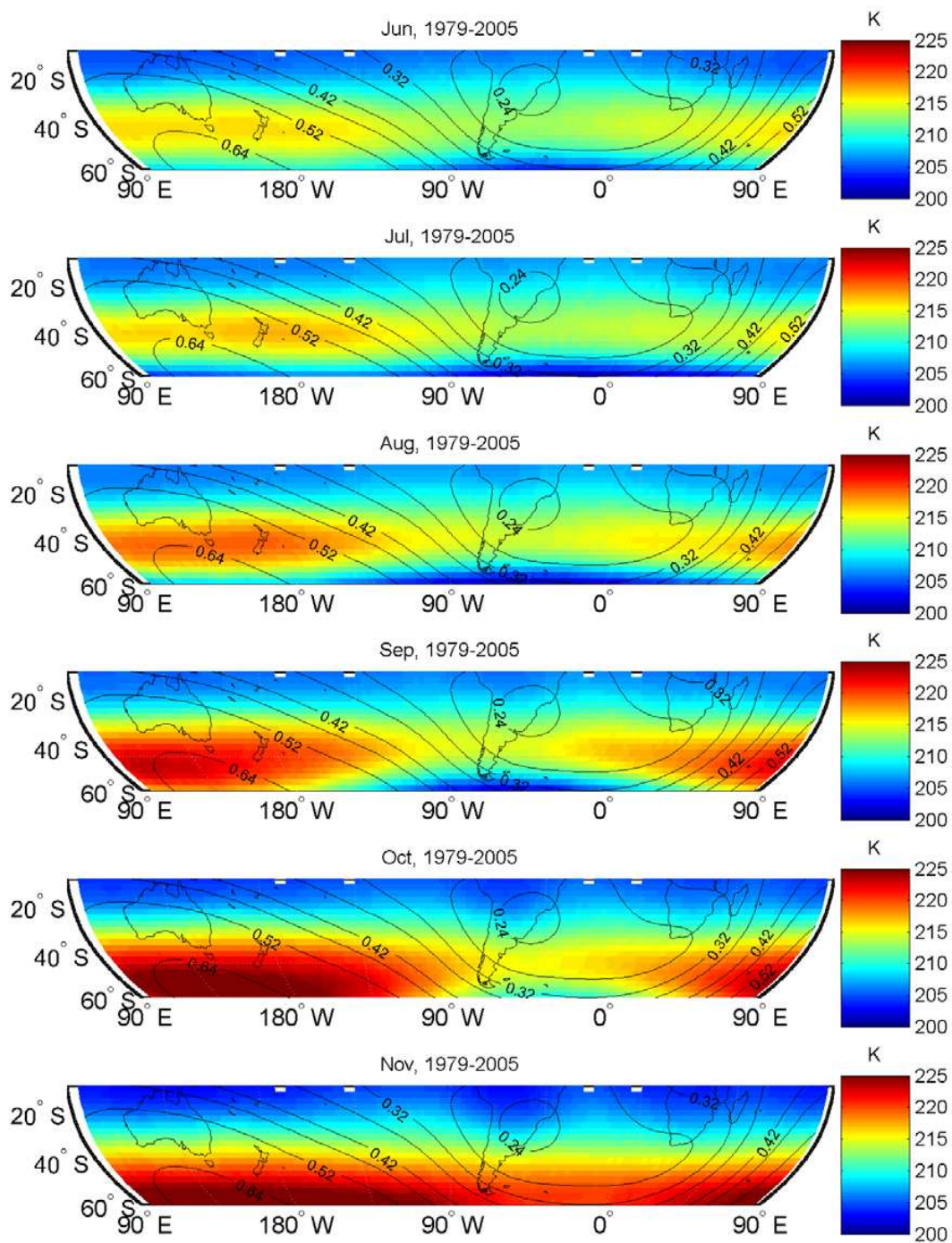


Figura 7.4: Climatologia da temperatura da baixa estratosfera no Hemisfério Sul referente ao período de 1979-2005. As linhas pretas superpostas mostram os contornos de iso-intensidade no campo geomagnético (Gauss) a 10km para o ano de 1990. Fonte: Da Silva et al., (2010) (submetido).

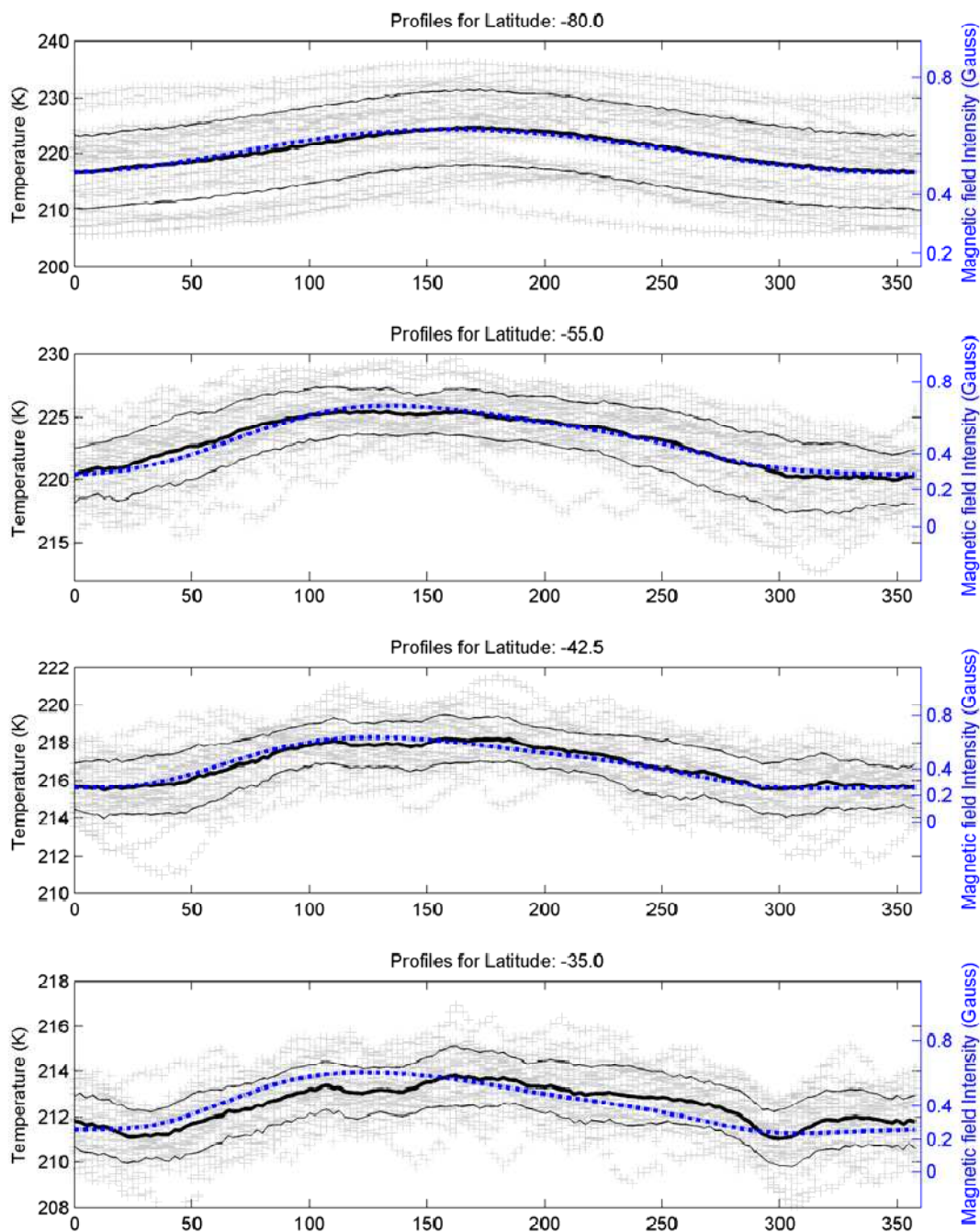


Figura 7.5: Perfil longitudinal da temperatura de brilho na baixa estratosfera e a intensidade do campo geomagnético em novembro, para as latitudes de 80°S, 55°S, 42°S, 35°S. As observações mensais são mostradas com o sinal “+”. A linha contínua preta grossa representa o perfil de temperatura, as linhas pretas finas o desvio padrão e a linha tracejada azul a intensidade do campo magnético (Gauss).

Fonte: Da Silva et al., (2010) (submetido).

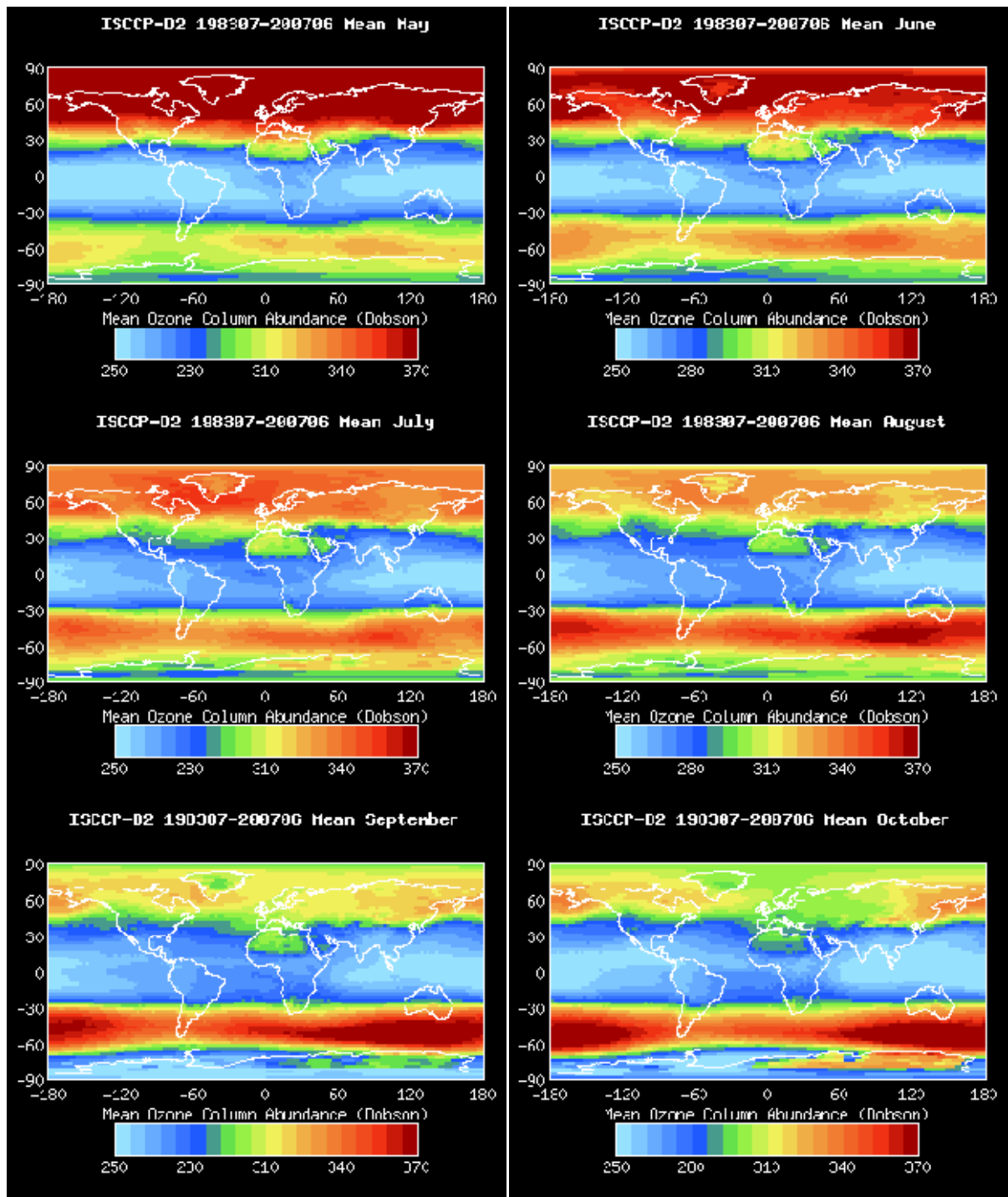


Figura 7.6: Distribuição da abundância média da coluna de ozônio para o período de maio-outubro de 1983-2007. Fonte: Da Silva et al., (2010) (submetido).

7.2 Modelagem Numérica

Para analisar os efeitos de precipitação de partículas sobre o ozônio estratosférico na região subtropical Sul, assim como, para entender a relação entre a mínima atividade solar e os parâmetros meteorológicos na região de interesse, utiliza-se o modelo global acoplado de circulação atmosférica e oceânica, desenvolvido pelo *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) Model E. Justifica-se a utilização de um modelo global acoplado pela necessidade de que a SST responda ao forçante radiativo. Outra característica relevante na escolha do modelo é o número de níveis, uma vez que, faz-se necessário que o topo do modelo seja na região da estratosfera, pois os efeitos de precipitação de partículas na SHMA sobre os sistemas meteorológicos em estudo só podem ser observados alterando-se a distribuição do Ozônio estratosférico na região da SHMA. Muitas são as vantagens de se utilizar o Model E, dentre elas, a grande flexibilidade em sua configuração (e.g., resolução, número de níveis, parâmetros de entrada e saída, etc.) e a flexibilidade de ser instalado em diversos tipos de plataformas computacionais.

7.2.1 Introdução ao Model E

O modelo global acoplado de circulação atmosférica e oceânica (Model E) desenvolvido pelo *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) é uma versão completamente reescrita dos modelos anteriores do GISS e incorpora inúmeras melhorias na base física, na circulação estratosférica, e nos forçantes. As principais alterações incluídas são as seguintes: o topo do modelo é acima da estratopausa, o número de camadas vertical foi aumentado, um novo esquema de micro-física de nuvens é utilizada, a biofísica da vegetação incorpora sensibilidade à umidade, e a turbulência atmosférica é calculada para toda a coluna. Uma descrição completa do modelo é apresentada por Schmidt et al. (2006). Neste artigo, os autores apresentam uma análise comparando o desempenho do modelo usando três configurações com diferentes resoluções horizontais e verticais e dados de alta qualidade obtidos “in situ”, a partir de sensoriamento remoto e de re-análise. De maneira geral, foram observadas melhorias significativas em relação aos modelos anteriores, particularmente nos ventos e temperaturas da alta atmosfera, altura das nuvens, precipitação e pressão da superfície do mar. Comparações entre os dados e o modelo continuam, no entanto, mostrando problemas persistentes em regiões com ocorrência de estratocumulos marinhos.

Este modelo também é estável, eficiente e documentado, designado para pesquisas climáticas em supercomputadores ou “workstations”. Os programas que compõem o modelo, escritos em Fortran 90/95, são de domínio público, disponíveis na homepage: <http://www.giss.nasa.gov/tools/modelE/>, e podem ser instalados em praticamente todas as plataformas computacionais. A sua configuração e compilação é automática.

7.2.2 Descrição do Model E e Configuração Seleccionada

Os modelos físicos do Model E são predominantemente baseados na física dos GISS Model II' (versão SI2000) descrita em Hansen et al. (2002). No entanto, muitos detalhes foram mudados e algumas físicas foram completamente re-trabalhadas, como descrito inicialmente. As principais variáveis prognósticas da atmosfera são a temperatura potencial, a razão de mistura do vapor de água e as componentes horizontais da velocidade.

As condições de contorno usadas são de 1979, comparável com dados climatológicos recentes, incluindo as mudanças antrópicas do uso da terra na agricultura (RAMANKUTTY e FOLEY, 1999) e a irradiância solar espectral (LEAN, 2000). A SST e o gelo do mar variam mensalmente de 1975-1984 (RAYNER et al., 2003). Estes campos são interpolados diariamente através de um esquema quadrático que preserva os valores mensais médios.

Na composição atmosférica estão os gases traços de mistura, CO₂, CH₄, N₂O, CFCs e outros elementos da composição atmosférica, como, Ozônio estratosférico (construído por quatro fontes diferentes de dados, descritas em SCHMIDT et al., 2006; RANDEL e WU, 1999; KEATING e YOUNG, 1985 e HANSEN et al., 2002) e Ozônio troposférico. A componente de vapor de água estratosférico é derivado da oxidação do metano (FLEMING et al., 1999), os aerossóis estratosféricos (vulcânico) são utilizados como descrito em Hansen et al. (2002), e aerossóis troposféricos (poeira mineral, sal do mar sulfato nitrato, carbono orgânico e carbono preto) são inseridos através do modelo em 3D do SI2000/Model II', assim como, o Ozônio troposférico foi obtido através deste mesmo modelo.

A dinâmica deste modelo utiliza um esquema de segunda ordem das equações do movimento. Os “tracers”, incluindo calor e umidade são advectados através de um esquema altamente não difusivo, chamado *Quadratic Upstream Scheme* - QUS (PRATHER, 1986). A utilização deste esquema aumenta a resolução efetiva dos campos de “tracers”, conseqüentemente, o modelo

produz campos razoáveis do clima com uma resolução nominal relativamente grosseira. As rotinas físicas (principalmente devido à convecção de umidade) modificam consistentemente os movimentos dos gases, embora as informações de sub-grade que este esquema permite, ainda não sejam usadas para iniciar a convecção. Uma pequena correção na advecção do esquema QUS foi feita, mas apresentou apenas um pequeno impacto, uma vez que, a perda de energia potencial é totalmente balanceada pelo ganho de energia cinética através de uma correção global de temperatura.

O código dinâmico básico não foi substancialmente mudado desde o modelo SI2000, no entanto, as modificações introduzidas ao Model E fez aumentar a eficiência computacional na dinâmica central e melhorar a estabilidade nos Pólos. Os efeitos das rotinas físicas nos movimentos de sub-grade são mais consistentes com os efeitos do perfil médio, isto reduz erros, particularmente causados pela subsidência e mistura nas rotinas de convecção.

A advecção de umidade é considerada apenas uma vez a cada passo de tempo (30 min.) com iterativa intensificação do tempo para evitar violações na condição Courant-Fredrichs-Levy. Os pequenos passos de tempo são usados principalmente na estratosfera e alta troposfera, onde os ventos zonais são fortes ou resultam de uma deformação extremamente alta do fluxo. A divergência ao longo de uma direção particular pode gerar massas na grade temporariamente negativas. Estas circunstâncias exóticas acontecem freqüentemente nas regiões polares estratosféricas, conduzindo a fortes acelerações das ondas de gravidade parametrizadas e/ou fricção de Rayleigh. No entanto, é pouco freqüente na troposfera.

A velocidade ao redor das calotas polares que apresentavam erros de primeira ordem nos cálculos da força de gradiente de pressão, advecção horizontal de momentum e força de Coriolís no Model II' foram corrigidos nesta versão Model E.

Outra questão de grande importância para as latitudes altas é tornar os esquemas de advecção de momentum e termos métricos suficientemente consistentes, para assegurar que a soma destes termos seja nula, para a geometria radial em uma região de velocidade absoluta constante espacialmente, significa dizer que, a função de corrente varia linearmente em relação às componentes de um sistema de coordenadas Cartesiana. Muitos outros problemas foram resolvidos nesta versão do código GISS, que podem ser vistos em Schmidt et al. (2006), mas, vale apenas citar, que para obtenção de melhor acurácia física, a força de Coriolís

é aplicada fortemente nos pólos. Estas mudanças têm impacto limitado na solução da região polar. Todas estas mudanças aumentam a acurácia computacional, mas, elas não eliminam as instabilidades dos pólos associadas com a advecção zonal de momentum onde os ventos são fortes.

Uma mudança significativa na dinâmica central do Model E diminuiu os erros computacionais em regiões com declive acentuado na topografia, ou seja, em regiões montanhosas. Sobre estas regiões, os fluxos de massa de ar são resultantes do uso da coordenada σ . Os ventos na horizontal em coordenada σ evoluem de acordo com os gradientes de pressão horizontal (são imprecisos em torno de topografias íngremes), estes ventos correspondem ao fluxo de massa na vertical sobre uma topografia inclinada, embora eles estejam dentro de um modelo hidrostático, em que os movimentos verticais não podem ter componentes prognósticas.

Na resolução horizontal do GISS GCM, o fluxo horizontal dentro de um único nível σ pode elevar o ar de baixo para cima das regiões elevadas, e isto causa efeitos negativos sobre algumas áreas nos modelos hidrológicos. Um exemplo disto ocorre na região Amazônica, na qual os ventos de leste na região tropical elevam ar úmido da camada limite da Amazônia para os Andes, numa distância de apenas uma grade, gerando assim, um “bull’s eye” com convecção intensa sobre os Andes, que deveria estar sobre a Amazônia para manter a convecção desta região. Para melhorar esta situação sem alterar drasticamente o GCM, foi aplicado um procedimento que conserva o fluxo de massa horizontal integrado numa coluna, mas essencialmente, transfere fluxo dos baixos para os altos níveis. No entanto, esta solução traz algumas conseqüências como resultados da equação da continuidade, por exemplo, cria algumas velocidades espúrias para baixo na grade, e melhora a distribuição de chuvas sobre a região Amazônica, causando óbvias conseqüências em áreas corrente abaixo de regiões montanhosas que a umidade é derivada da convecção Amazônica, como, da cordilheira dos Andes.

Para maiores detalhes sobre o modelo físico do Model E, vê Schmidt et al. (2006). Este explica também a estratosfera, o arrasto das ondas de gravidade, a radiação, os processos nas nuvens, a turbulência atmosférica, os fluxos a superfície, a superfície da terra (gelo, hidrologia e vegetação), os lagos, o gelo e lagos gelados, o gelo da terra, o oceano, o acoplamento entre oceanos, lagos, gelo e superfície da terra.

As configurações deste modelo quanto ao número de camadas, resolução horizontal e tipo de oceano são selecionadas de acordo com os objetivos a serem atingidos nas simulações, levando também em consideração o tempo de relaxação do modelo e os períodos simulados. Os períodos simulados são subdivididos em duas partes. A parte 1 refere-se aos experimentos sem considerar a oscilação solar de 11 anos, na qual são integrados 60 anos para era atual e 60 anos para o Mínimo de Dalton, sendo descartados os primeiros 30 anos referentes ao tempo de relaxação do modelo. A parte 2 refere-se ao experimento que considera a oscilação solar de 11 anos. Este é integrado para o período de 100 anos, sendo descartados os primeiros 40 anos referentes ao tempo de relaxação do modelo. Neste caso, a configuração utilizada segue abaixo:

Configuração M20:

- Resolução horizontal: 4° X 5°;
- Número de níveis na vertical: 20 níveis;
- Topo do Modelo: 0,1hPa;
- Tipo de grade: Grade B de Arakawa;
- Discretização na vertical: Coordenada sigma até 150hPa e linear acima;
- Oceano: Modelo oceânico de Russel.

Para definir a resolução horizontal é necessário considerar primeiramente se a resolução escolhida é suficiente para identificar os principais impactos regionais (América do Sul e oceanos adjacentes) sobre o clima. Portanto, observou-se que a resolução horizontal de 4° X 5° é adequada para o estudo em questão, uma vez que maior resolução requer tempo computacional muito maior para integração do modelo. O número de níveis na vertical de 20 níveis, possui o topo em 0,1hPa, portanto, é o suficiente para realização das alterações na distribuição do Ozônio estratosférico, que refere-se a uma das simulações realizadas neste estudo.

O Model E possui três opções de acoplar o modelo oceânico. A primeira opção utiliza a SST e gelo do mar observados. A segunda utiliza o *Q-flux ocean*, que é um modelo oceânico termodinâmico simplificado no qual a SST se ajusta a diferentes fluxos atmosféricos, e o transporte de calor oceânico não é considerado constante, como ocorre com a maioria dos modelos oceânicos termodinâmicos simplificados. A terceira opção utiliza o modelo oceânico

de Russel. Este modelo oceânico é mais realístico, possui 13 camadas de espessura crescendo geometricamente, utiliza o esquema de Large et al. (1994) para calcular os processos envolvidos na mistura vertical e a parametrização de Gent-McWilliams para calcular o transporte dos “eddies” induzidos (GENT et al., 1995 ; GRIFFIES, 1998). Este modelo além de apresentar boa eficiência computacional produz a circulação termoalina realística. No entanto, também possui alguns problemas, como, não produzir corretamente a variabilidade tropical do El-Niño, isso ocorre devido à baixa resolução do modelo (RUSSEL et al., 1995).

7.3 Experimentos numéricos Idealizados

7.3.1 Sem Oscilação Solar de 11 anos

Os experimentos desenvolvidos neste trabalho são idealizados, através dos quais é possível simular duas situações distintas da influência da atividade solar na região em estudo. Com base na fundamentação teórica e na literatura (GLEDHILL, 1976; KIVELSON e RUSSEL, 1995; VIEIRA et al., 2008), é possível entender que a precipitação de partículas energéticas atinge níveis mais baixos da atmosfera terrestre na região em estudo. Isto se deve a presença da SHMA nesta região nos dias atuais. É importante lembrar que de acordo com Maus et al. (2005), este fenômeno magnético está derivando para Oeste. Assim, no passado, há aproximadamente 200 anos atrás, esta anomalia magnética estava posicionada sobre o continente Africano. Portanto, a América do Sul não apresentava anomalia no campo geomagnético neste período do passado. Por sua vez, a precipitação de partículas não atingia níveis tão baixos na América do Sul, como provavelmente atingia na região Africana. Outro aspecto de extrema importância há aproximadamente 200 anos atrás, é a baixa atividade solar, que coincide com registros de baixas temperaturas na Europa. No entanto, sobre a América do Sul ainda não se sabe o impacto desta baixa atividade solar.

Portanto, simular esta situação de retirada da anomalia magnética da região em estudo, significa simular também o período de baixa atividade solar e vice-versa. No entanto, alterar quimicamente o modelo para simular a ausência da SHMA não parece ser algo simples. Contudo, de acordo com a literatura, a temperatura e o ozônio na estratosfera são dois parâmetros que podem ser considerados como traçadores da SHMA. Assim, os experimentos idealizados capazes de simular o passado e o presente se baseiam na distribuição tridimensional do ozônio dentro do Model E. Esta distribuição no corrente modelo é realizada

em três dimensões e da forma mais realística possível, a qual diz respeito à configuração atual do modelo, ou era atual do modelo, aqui chamada de distribuição assimétrica (Figura 7.7a). Alterar essa distribuição do ozônio no modelo significa alterar o traçador da SHMA no modelo. Assim, com o intuito de configurar o experimento idealizado capaz de simular o período em torno de 1800, ou de baixa atividade solar, fez-se necessário alterar a distribuição do ozônio dentro do Model E. Esta alteração na distribuição do ozônio é realizada da forma mais simplificada possível. Através da aplicação da média zonal na distribuição deste traçador, que conseqüentemente, idealiza-se a situação do passado, sem a presença da SHMA, aqui chamada de distribuição simétrica (Figura 7.7b). Para os três experimentos em questão considera-se a configuração dos gases e a TSI (constante) da era pré-industrial.

Como mencionado anteriormente na descrição do Model E, o tempo de relaxação do modelo é de aproximadamente 30 anos. Assim, são realizadas rodadas de 60 anos para cada experimento idealizado, descartando os primeiros 30 anos. É importante ressaltar ainda que a TSI no Model E é fixa. Portanto, estes dois experimentos idealizados não consideram a oscilação solar de 11 anos.

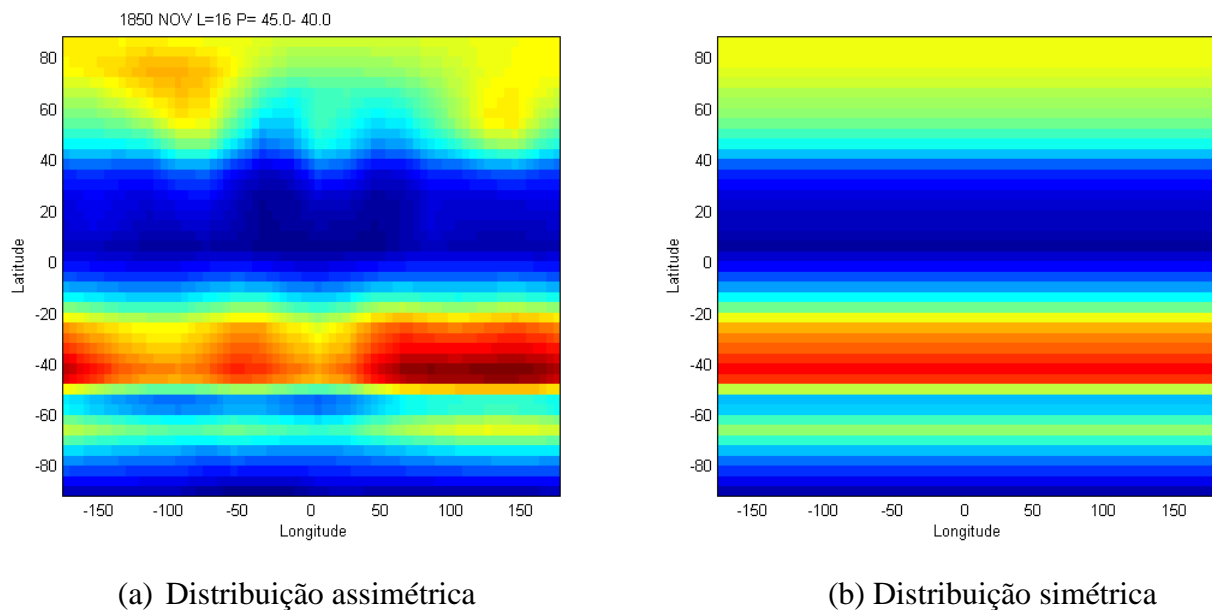


Figura 7.7: Configurações do ozônio estratosférico no Model E. (a) Distribuição assimétrica do ozônio. (b) Distribuição simétrica do ozônio.

O resultado das duas configurações é apresentado a partir da diferença entre suas saídas. Na qual, os valores médios (30 anos) dos parâmetros obtidos no experimento da distribuição

assimétrica são subtraídos dos valores médios dos parâmetros da distribuição simétrica. Este critério na apresentação dos resultados é utilizado com o intuito de verificar o verdadeiro impacto da distribuição assimétrica do ozônio estratosférico, sobre os sistemas meteorológicos de grande escala da América do Sul (ZCAS, ZCIT e VCAN). Também tem o propósito de mostrar como a atividade solar máxima, ou a presença da anomalia magnética pode influenciar os parâmetros meteorológicos da região em estudo.

Portanto, alguns parâmetros meteorológicos, como, a SST e a temperatura à superfície são utilizadas para verificar a relação acima. Assim, o primeiro parâmetro apresentado na Figura 7.8 é a SST, dado através da diferença entre a configuração assimétrica e a simétrica do ozônio estratosférico. Observe que sobre as regiões com forte atividade convectiva, como, ZCIT do Atlântico, Zona de Convergência do Pacífico Sul – ZCPS e ZCAS (apenas no oceano), a diferença entre as temperaturas destas configurações apresenta sinal positivo, exceto na região do VCAN. Portanto, este resultado mostra que a distribuição assimétrica do ozônio estratosférico exerce forte influência sobre estes sistemas de grande escala (ZCIT e ZCAS), exceto sobre os vórtices ciclônicos de altos níveis. Ou seja, o modelo reproduziu as regiões convectivas em estudo através deste parâmetro. É também importante ressaltar que outrora a SHMA não estava presente na região de interesse. Portanto, pode-se sugerir que algumas mudanças nos parâmetros meteorológicos, ou até mesmo na energética dos sistemas de grande escala estudados nos Capítulos anteriores, podem estar influenciadas pela forte atividade solar dos dias atuais, e possivelmente pela interação entre os fenômenos de origem solar e a atmosfera da Terra, através da precipitação de partículas.

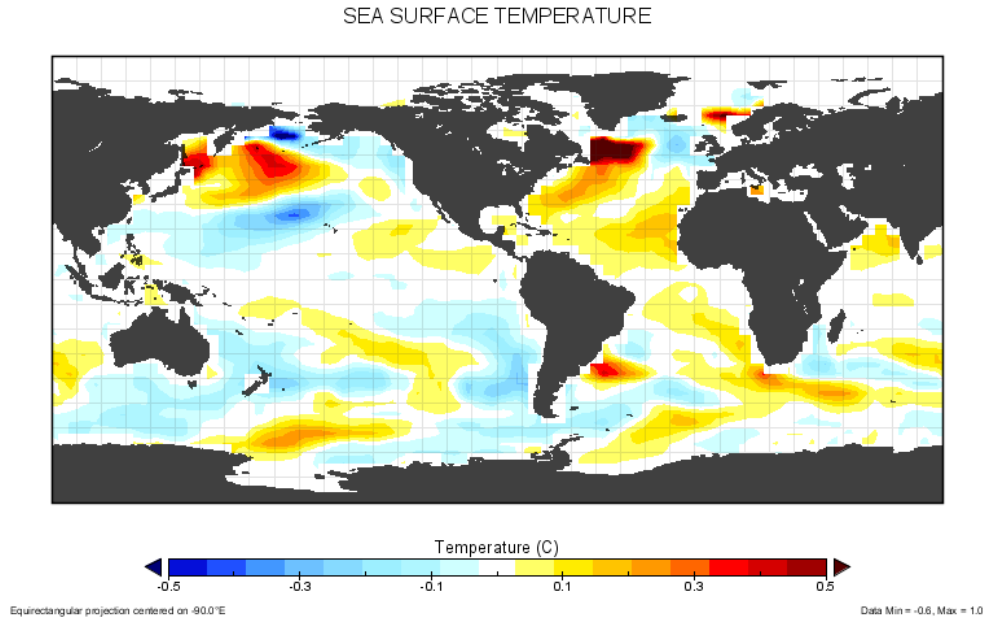
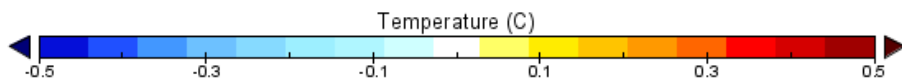
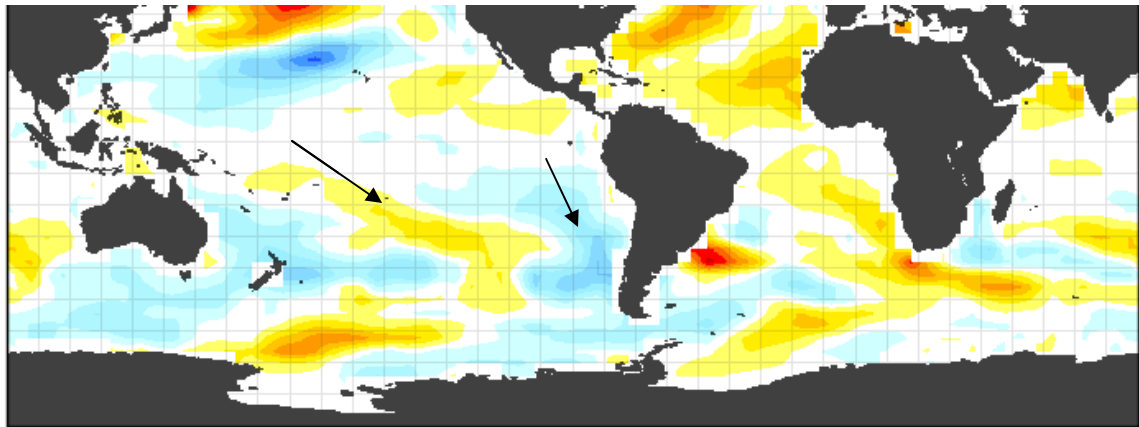
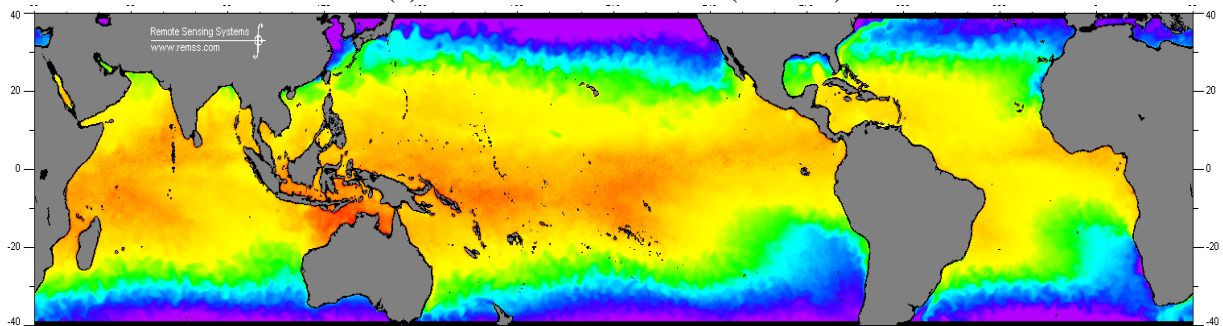


Figura 7.8: A diferença de SST média (30 anos) entre a configuração assimétrica e a simétrica.

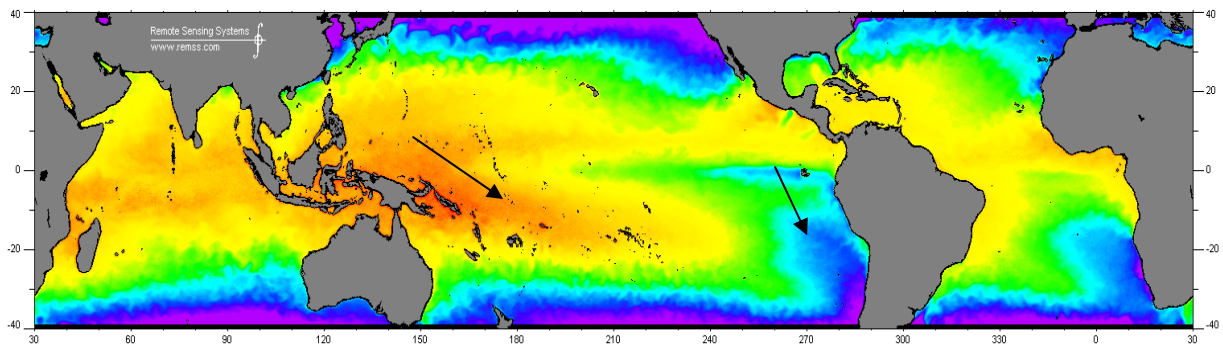
A Figura 7.9 apresenta a diferença da SST média (30 anos) obtida entre a configuração assimétrica e a simétrica, e a SST mensal referentes a duas configurações de extremos de ENSO. A primeira (b) refere-se ao evento de El Niño em dezembro de 1997. A segunda (c) refere-se ao evento de La Niña em dezembro de 2000. Observa-se que existe uma semelhança no padrão da SST simulada e da SST do período de La Niña. Esta semelhança pode ser observada na região central do Pacífico Sul, com altas temperaturas, e na costa Oeste da América do Sul com baixas temperaturas. Com isso, sugere-se que o padrão de La Niña predomina na simulação numérica da SST obtida através da diferença entre a configuração assimétrica e a simétrica. Ou seja, a distribuição assimétrica do ozônio estratosférico ajuda a produzir um padrão médio semelhante a um período de La Niña.



(a) SST média de 30 anos (modelo)



(b) SST média de dezembro/1997 (El Niño)



(c) SST média de dezembro/2000 (La Niña)

Figura 7.9: (a) A diferença de SST média (30 anos) entre configuração assimétrica e a simétrica. (b) SST média de dezembro/1997, evento de El Niño. (c) SST média de dezembro/2000, evento de La Niña. As setas indicam as regiões frias (azuis) e quentes (amarelas) reproduzidas com o modelo e observadas no período de La Niña.

A temperatura à superfície é o segundo parâmetro meteorológico obtido através da simulação numérica realizada aqui (vê Figura 7.10). Apresenta-se aqui a diferença entre a configuração assimétrica e simétrica. Nota-se que os padrões de temperatura sobre o oceano Pacífico observados anteriormente, persistem neste parâmetro. No entanto, se observa claramente altas temperaturas na região da ZCAS sobre o continente. Isso confirma que a atividade convectiva da ZCAS sobre o continente também recebe influências da distribuição assimétrica do ozônio estratosférico.

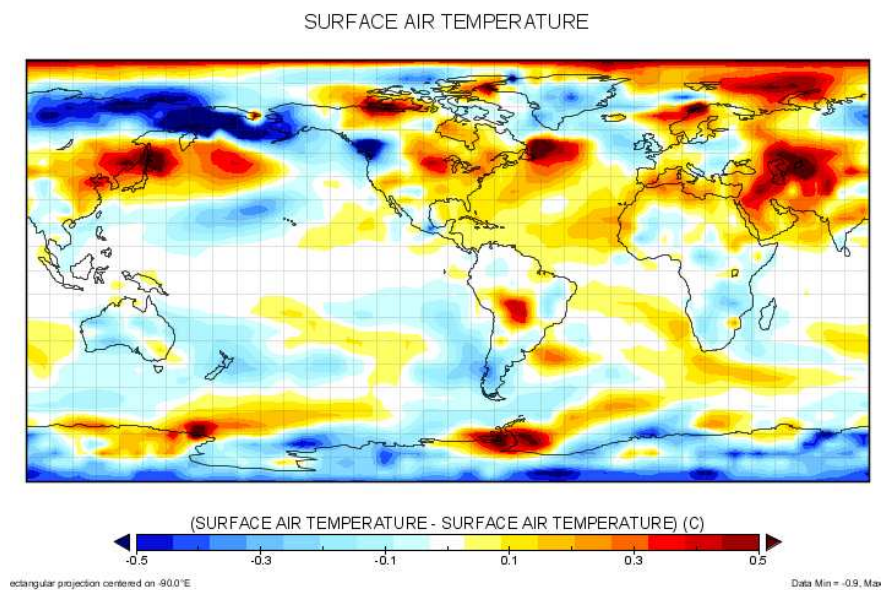
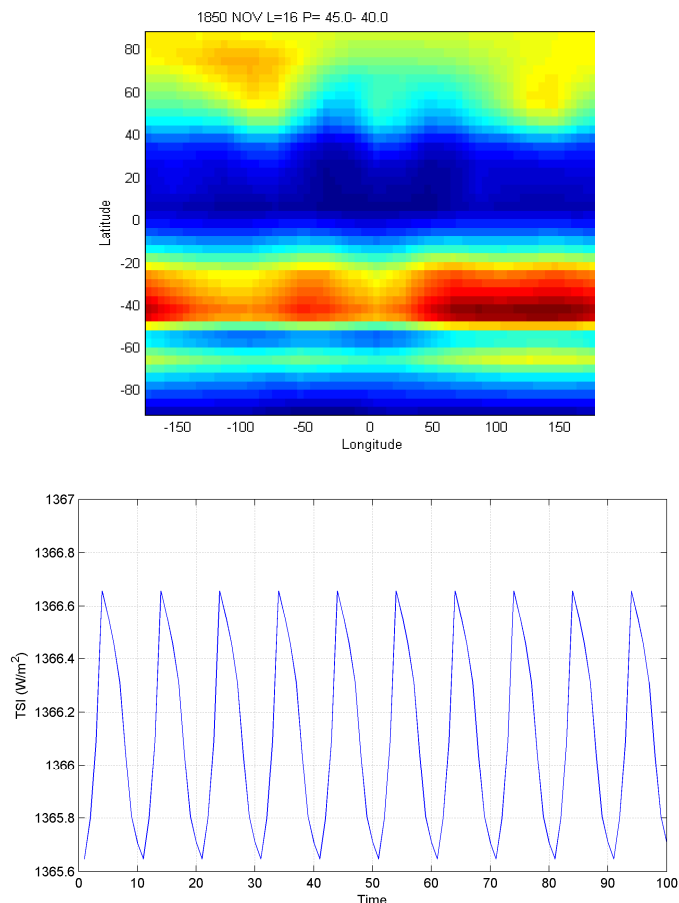


Figura 7.10: A diferença de temperatura da superfície média (30 anos) entre a configuração assimétrica e a simétrica.

7.3.2 Com Oscilação Solar de 11 anos

O terceiro experimento idealizado obedece a todos os critérios apresentados no experimento referente à era atual. No entanto, afim de observar a influência da oscilação solar de 11 anos sobre a região em estudo, fez-se necessário aplicar esta oscilação a partir da variação na TSI dentro do Model E. Este experimento idealizado utiliza a distribuição assimétrica do ozônio estratosférico, com a inserção da variação da TSI, e os resultados são apresentados na Figura 7.11. As rodadas do modelo para este experimento são de 100 anos, descartando os primeiros 40 anos. Isto foi necessário devido à oscilação solar ser de 11 anos e o impacto dela é estabelecido após alguns períodos de oscilação.



(a) Distribuição assimétrica

(b) Oscilação solar de 11 anos

Figura 7.11: (a) Distribuição assimétrica do ozônio estratosférico no Model E. (b) Oscilação solar de 11 anos obtida através da variação da TSI para o período de 100 anos.

A Figura 7.12 apresenta a diferença da SST entre os anos de atividade solar máxima e atividade solar mínima. Observa-se que a ZCIT do Atlântico não se apresentou sensível a oscilação solar, assim como, o VCAN e a ZCIT do Pacífico ligeiramente a Oeste do continente Americano. A ZCPS apresentou sensibilidade a esta simulação apenas nas latitudes médias, enquanto a ZCAS foi sensível no oceano. Portanto, sugere-se que a oscilação solar exerce uma boa influência sobre a ZCAS, parte da ZCPS e na ZCIT do Pacífico. Isto significa que durante os anos de máximo solar, as chances destes sistemas de grande escala da América do Sul se intensificar aumentam, especialmente a ZCAS, na qual se pode observar valores maiores na diferença da SST (Solar máximo e solar mínimo) na sua região.

A temperatura a superfície é o segundo parâmetro estudado a partir da simulação do experimento idealizado que considera a oscilação solar de 11 anos. A Figura 7.13 mostra que

a ZCAS é sensível a oscilação solar. No entanto, as ZCIT do Atlântico e do Pacífico não são sensíveis a esta oscilação. Enquanto a ZCPS apresenta pouquíssima sensibilidade à oscilação solar nas latitudes médias, nenhuma sensibilidade na região tropical é indicada.

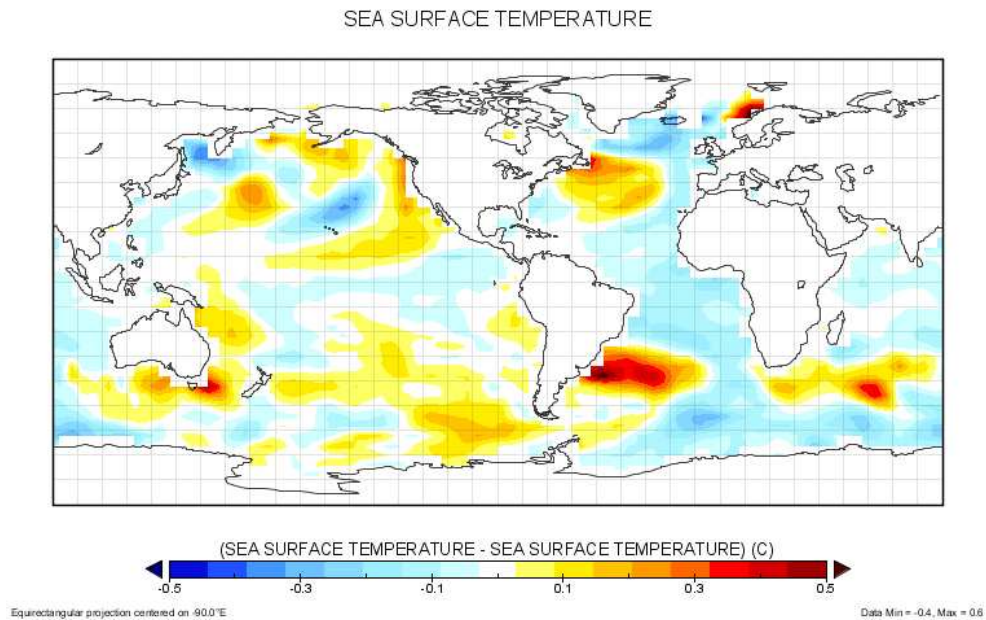


Figura 7.12: A diferença de SST média (30 anos) entre anos de solar máximo e de solar mínimo. A distribuição do ozônio estratosférico é assimétrica.

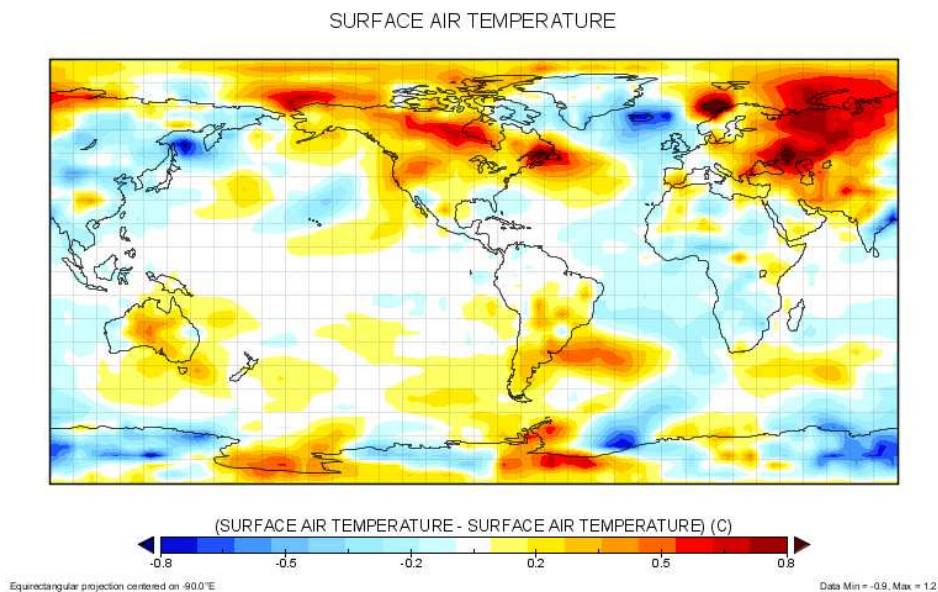


Figura 7.13: A diferença de temperatura da superfície média (30 anos) entre anos de solar máximo e de solar mínimo. A distribuição do ozônio estratosférico é assimétrica.

CAPÍTULO 8

8. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A energética dos sistemas meteorológicos de grande escala sobre a América do Sul e sobre os oceanos adjacentes foi investigada através do ciclo de energia de Lorenz. O ciclo energético foi estimado utilizando dados de re-análises para o período em que observações globais de parâmetros atmosféricos e oceânicos estão disponíveis, isto é, durante os últimos 28 anos. Os principais sistemas investigados foram a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A variabilidade e as tendências do ciclo energético de cada sistema foram investigadas utilizando técnicas estatísticas e de análise espectral. Além disso, as relações entre os sistemas, a variabilidade do Pacífico Tropical e a injeção de aerossóis vulcânicos na atmosfera também foi investigada. Para o período anterior às observações globais, utilizamos “proxies” da variabilidade do ENSO e da atividade vulcânica para reconstruir a variabilidade do ciclo energético. Desta forma, foi possível estudar a evolução do ciclo energético da região tropical a partir da variabilidade das condições do Pacífico Tropical e da injeção de aerossóis vulcânicos na troposfera e estratosfera. Adicionalmente, investigamos os efeitos da assimetria da distribuição de ozônio estratosférico sobre a circulação atmosférica na região tropical e subtropical do Hemisfério Sul. Este estudo foi realizado utilizando um modelo de circulação global. Os experimentos idealizados realizados testaram a sensibilidade dos sistemas meteorológicos à assimetria da distribuição de ozônio, que por sua vez é sensível a variabilidade da atividade solar e processos geofísicos.

Este Capítulo é organizado da seguinte maneira. A seção 8.1 apresenta as conclusões dos estudos realizados. As subseções seguem a ordem em que os resultados foram discutidos. A subseção 8.1.1 apresenta os resultados referentes à ZCIT e ao VCAN. A subseção 8.1.2 apresenta a energética da ZCAS. A subseção 8.1.3 apresenta a energética do domínio do acoplamento. A subseção 8.1.4 apresenta os efeitos do ozônio e do ciclo solar. A seção 8.2 apresenta as sugestões para trabalhos futuros.

8.1 Conclusões

8.1.1 ZCIT e VCAN

Através do cálculo das componentes de energia observou-se que existem algumas semelhanças entre as energéticas das regiões destes sistemas. Por exemplo, a ordem de grandeza das componentes de energia cinética é maior que a ordem de grandeza das componentes de energia potencial disponível. Isto foi observado durante todo o período em estudo, resultado consistente com a localização tropical dos domínios. Os picos de máxima de todas as componentes de energias coincidiram com períodos de El-Niño e os picos de mínima coincidiram com períodos de La Niña ou anos Normais. Isto leva a concluir que em anos El Niño a circulação da região Sul Americana Tropical é mais intensa que nos anos Normais ou La Niña.

Existem algumas diferenças entre as energéticas das regiões destes dois sistemas tropicais, ZCIT e VCAN. A primeira refere-se às componentes de energia potencial, as quais apresentaram valores significativamente maiores na região do VCAN do que na região da ZCIT. Isto se deve a estrutura térmica do VCAN com centro frio e periferia quente.

Em média anual, na região do VCAN a conversão baroclínica A_E-K_E é positiva em todo o período estudado, indicando que a instabilidade baroclínica é predominante nesta região, enquanto que na ZCIT esta conversão muda de sinal nos últimos anos, implicando em estabilidade baroclínica. A conversão K_E-K_Z negativa no VCAN indica que a instabilidade barotrópica também predomina na região, exceto apenas em dois períodos de La Niña. Na região da ZCIT a conversão K_E-K_Z é positiva na maior parte do período estudado, com mudança de sinal apenas nos últimos anos. Isto significa a estabilidade barotrópica também contribui na manutenção da ZCIT, exceto nos últimos anos.

Portanto, apesar destes dois domínios serem tropicais, a manutenção dos sistemas em questão possuem mecanismos diferentes. As interações energéticas entre os dois sistemas foram investigadas através do estudo de correlação simples. As variabilidades inter-anuais das energias potencial e cinética dos “eddies” apresentaram altas correlação (superiores a 87%) entre os dois sistemas. Isto indica que nos anos em que a convecção na ZCIT é intensa, no VCAN também é intensa.

Através da técnica de análise espectral por ondeletas aplicada ao sinal das componentes de energia da ZCIT, foi possível observar vários pontos importantes. Aproximadamente 91% do sinal da série temporal está contido nas grandes escalas de tempo. A variabilidade sazonal foi detectada e a intra-sazonal foi observada através da periodicidade de 48 dias, que corresponde a Oscilação Madden-Julian (MADDEN e JULLIAN, 1994). No entanto, com o intuito de remover a forte variabilidade anual e das escalas de tempo menores do sinal, realizou-se a reconstrução deste sinal no nível A8. A partir desta reconstrução observou-se que K_Z apresentou tendência linear de diminuição. Isto pode estar relacionado ao enfraquecimento gradual dos ventos alísios na região da ZCIT do Atlântico. Esta redução é similar a redução da circulação na região do Pacífico encontrada por Zhang e Song (2006). Observou-se ainda que A_E e K_E apresentaram uma leve tendência de aumento, que pode ser um indício de que as perturbações estão se fortalecendo na região tropical do Atlântico Sul.

A partir da inclusão da análise por ondeletas (reconstrução nível 8) da SST e SLP, foi possível avaliar a consistência das tendências observadas nas componentes de energias, especialmente a redução da componente zonal da energia cinética (K_Z). O resultado da reconstrução mostrou tendência de aumento na SST de aproximadamente $0,16^\circ\text{C}$ por década, que pode estar relacionado ao aumento de convecção. O aumento de convecção contribui para o aumento de A_E e K_E , que talvez diminua K_Z . Uma tendência de redução na SLP de aproximadamente $0,16$ hPa por década foi observada. Isto também pode estar relacionado ao aumento de convecção que diminui a pressão na superfície.

A análise por ondeletas aplicada às conversões de energias mostrou que a variabilidade das conversões K_E-K_Z , A_E-K_E e A_Z-A_E estão mais contidas nas periodicidades de poucos dias a uma década. Aproximadamente 48% do sinal foi observado no nível 11. Isto ocorreu devido à baixa variância da conversão K_Z-A_Z , quando comparado com as outras. A conversão K_E-K_Z apresentou um pico em 12 dias de periodicidade, o qual talvez esteja relacionado aos processos barotrópicos, que ocorrem nesta escala temporal. E por fim, a conversão A_E-K_E apresentou pico em torno de 5 dias de periodicidade, que está relacionado à influência extratropical (ou baroclínica), incursões frontais ou ondas de leste na região da ZCIT.

Observou-se que os eventos de El Niño coincidem com picos das componentes de energia dos sistemas tropicais. No entanto, dois eventos intensos de El Niño coincidiram com erupções

vulcânicas na região tropical que injetaram aerossóis na troposfera e estratosfera. Enquanto a erupção vulcânica do El Chichon ocorreu em 1982 e coincidiu com o forte El Niño de 1982-1983, a erupção do Mt. Pinatubo ocorreu em 1991 e também coincidiu com um intenso evento de El Niño. Vários autores investigaram esta coincidência, tais como, Robock et al. (1995), Self et al. (1997), Shindell et al. (2004) e outros. As alterações da circulação na região tropical durante estes eventos foram claramente identificadas nas componentes do ciclo energético dos sistemas estudados. No entanto, não ficou claro se os intensos eventos de El Niño foram induzidos pelas alterações do fluxo radiativo na atmosfera devido à presença de aerossóis vulcânicos. Desta forma, as alterações da circulação na região da América do Sul podem ter sido tanto devido à ocorrência dos intensos eventos de El Niño, quanto devido à ocorrência das erupções vulcânicas.

Para investigar quantitativamente a correspondência entre o ciclo energético da ZCIT, os eventos de El Niño e as erupções vulcânicas, foram comparados os componentes do ciclo energético com as séries temporais do SOI e da espessura óptica em 550 nm. Estas séries temporais representam a evolução da circulação no Pacífico e a presença de aerossóis vulcânicos. Além disso, existem estimativas destes parâmetros para períodos anteriores as observações globais de parâmetros atmosféricos e oceânicos. Conseqüentemente, estes parâmetros foram empregados para reconstruir a evolução do ciclo energético durante o último século. Neste texto, apresentamos a comparação em relação à componente zonal da energia cinética porque esta componente apresentou o maior valor médio e a maior variabilidade dentre todas as outras componentes. As séries temporais do K_Z e do SOI apresentaram uma boa correspondência no nível 9, isto é, quando as variações anuais são filtradas. Neste caso, o coeficiente de correlação é aproximadamente -0.6. O sinal negativo indica que aumentos de K_Z estão relacionados a eventos de El Niño. Desta forma, em termos energéticos os eventos de ENSO exerceram uma grande influência sobre este sistema de grande escala da América do Sul e no Setor do Atlântico.

A intensificação da componente K_Z da ZCIT ocorreu de maneira diferenciada durante as erupções vulcânicas do El Chichon e Mt. Pinatubo. Durante o primeiro evento a intensificação de K_Z foi maior que durante o segundo evento. Em termos globais, ambas as erupções provocaram um aumento da temperatura da baixa estratosfera. No entanto, observou-se que a distribuição dos aerossóis não foi similar. Enquanto, a erupção do Mt. Pinatubo resultou em uma distribuição simétrica, a erupção do El Chichon resultou em uma distribuição

assimétrica. Desta forma, a resposta da circulação nos Hemisférios Norte e Sul foi diferenciada. Conseqüentemente, a variabilidade de K_Z pode estar tanto relacionada com a presença de aerossóis vulcânicos na atmosfera quanto com a sua distribuição global.

Assumindo que as relações observadas nos últimos 28 anos se aplicam para o período que os índices do SOI e de espessura óptica (550 nm) estão disponíveis (1875-1978), foi reconstruída a evolução da componente zonal da energia cinética da ZCIT. Observou-se a ocorrência de três picos em K_Z que ultrapassaram $3 \times 10^5 \text{J/m}^2$. Destes, o pico em torno de 1963-1964 é coincidente com a erupção vulcânica do Mt. Agung, localizado em 8°S e 115°E , que também coincide com um evento de El Niño. Observou-se ainda que durante o longo período de ausência de erupções vulcânicas (~1915-1960), a componente zonal da energia cinética não apresentou picos superiores a $2 \times 10^5 \text{J/m}^2$, ou seja, aparentemente há uma relação entre as erupções vulcânicas e a componente zonal da energia cinética na região da ZCIT.

8.1.2 ZCAS

A energética da região da ZCAS apresentou vários resultados interessantes. Em termos energéticos, os três subdomínios da ZCAS (ZCAS Continental, ZCAS da Costa e ZCAS Oceânica) apresentaram regimes diferenciados. A principal causa destas diferenças está relacionada à localização dos três subdomínios. Portanto, é necessário considerar a evolução de cada um destas componentes do sistema para estudar a evolução da ZCAS.

A análise da energética da região da ZCAS Continental mostrou que a componente K_Z é uma ordem de grandeza maior que K_E . Isto se deve à influência do jato de baixos níveis nesta região, o qual possui grande quantidade de energia. As componentes de energia potencial zonal e da perturbação apresentaram baixa magnitude, como ocorreu nas regiões da ZCIT e VCAN. Isto ocorre devido o domínio da ZCAS Continental também estar localizado na região tropical, em que fortes gradientes térmicos horizontais são praticamente inexistentes. As fortes tendências de aumento com o tempo das componentes de energia potencial é um indicativo de tendência de aumento do gradiente térmico na região da ZCAS Continental. Enquanto que a tendência de diminuição de K_Z implica em enfraquecimento dos ventos básicos na ZCAS Continental (isto é, talvez, enfraquecimento de jato de baixos níveis).

As componentes A_Z , K_Z e K_E no subdomínio da ZCAS localizado na Costa são uma ordem de grandeza maior que os valores estimados para o subdomínio da ZCAS localizado no continente. Isso ocorre porque existe um gradiente térmico horizontal na região que conduz a uma maior intensidade dos ventos quando comparados com o subdomínio continental, que leva tanto ao aumento de A_Z quanto ao aumento das componentes de energia cinética. A tendência de aumento é significativamente maior em A_E desta região comparada a ZCAS continental. Isto ocorre devido às perturbações na ZCAS da Costa serem mais intensas do que na parte continental. A leve tendência de diminuição de K_Z durante o período estudado está associada a uma tendência de enfraquecimento dos ventos médios na região.

A região da ZCAS Oceânica mostrou que A_Z é praticamente o dobro comparado a ZCAS da Costa, e uma ordem de grandeza maior que a ZCAS Continental. Isto ocorre porque esta região recebe influências de fortes gradientes térmicos. As componentes A_E e K_E possuem as mesmas ordens de grandeza da ZCAS da Costa. Isto se deve as perturbações sinóticas e subtropicais, as quais atingem igualmente as duas regiões. K_Z é significativamente maior que nas outras duas regiões, isto ocorre devido à proximidade do jato de altos níveis subtropicais na faixa oceânica. A leve tendência de aumento em A_E implica em uma leve tendência de aumento dos “eddies” na região de ZCAS Oceânica. K_Z também apresentou leve tendência de aumento, que está relacionada à leve tendência de aumento dos ventos de Oeste.

As conversões médias anuais A_Z-A_E e A_E-K_E nas três caixas da ZCAS permanecem positivas durante grande parte do período, significando que, em média a instabilidade baroclínica domina na ZCAS. As conversões mostraram-se mais intensas na ZCAS da Costa do que na ZCAS Continental e maiores ainda na ZCAS Oceânica. Isso se deve aos gradientes térmicos mais intensos nas latitudes maiores que nas regiões próximas ao equador. Os processos barotrópicos, K_E-K_Z e K_Z-A_Z também aumentam do continente para oceano. Isto é, em geral as circulações regionais são mais intensas nas latitudes maiores.

Algumas características predominaram em duas ou até nas três partes da ZCAS. Primeiramente, a instabilidade baroclínica é predominante na ZCAS, enquanto que os “eddies” da região de ZCAS são, em média, barotropicamente estáveis. A variabilidade inter-anual dos processos foi evidente em todas as energias e conversões. Isto é, alguns períodos apresentam atividade baroclínica e/ou barotrópica intensa e outros atividade fraca. Na parte oceânica, K_Z-A_Z mostrou uma tendência positiva forte, enquanto na costa uma tendência

negativa. Isso significa que as circulações médias meridionais enfraquecem-se sobre a costa e aumentam sobre o oceano.

8.1.3 Domínio Total

A energética do domínio total mostrou resultados sob dois pontos de vista diferentes. O primeiro refere-se às características das componentes de energia e suas respectivas conversões. As componentes de energia mostraram que são significativamente maiores no domínio total comparadas as componentes calculadas para cada sistema individualmente. As conversões mostraram que, em média, a instabilidade baroclínica (A_Z-A_E) e a estabilidade barotrópica (K_Z-A_Z) predominaram no domínio total. Um fato que chamou a atenção é que todas as conversões apresentaram tendência linear positiva durante o período estudado, que significa que a circulação geral está se tornando mais vigorosa sobre a região Sul Americana. As energias também mostraram tendências positivas, exceto a componente K_Z , indicando que as perturbações estão se tornando mais intensas.

O segundo ponto de vista refere-se às comparações entre as componentes de energias de cada sistema e as respectivas componentes no domínio total. Observou-se que as maiores correlações ocorreram entre A_Z da ZCAS Oceânica e do acoplamento (0,8). As correlações entre A_E do acoplamento e dos três sistemas em estudo foram superiores a 0,6. As únicas correlações negativas foram observadas entre as componentes zonal de energia do VCAN e do acoplamento. Isto significa que quando a K_Z e A_Z aumentam no domínio total, diminuem na região do VCAN, e vice versa. Observou-se ainda que os domínios localizados em regiões oceânicas (ZCAS Oceânica, ZCIT e VCAN) apresentaram maiores correlações entre K_E e a respectiva energia do acoplamento, com coeficiente de correlações superiores a 75% entre ZCAS Oceânica e acoplamento, entre ZCIT e acoplamento e entre VCAN e acoplamento.

8.1.4 Efeitos de Ozônio e Ciclo Solar

A partir dos três experimentos idealizados apresentados no Capítulo 7, concluiu-se que os parâmetros meteorológicos na região de interesse são sensíveis a assimetria do ozônio estratosférico, assim como, são sensíveis ao ciclo solar de 11 anos. Primeiramente a distribuição assimétrica do ozônio estratosférico mostrou que exerce influência sobre os sistemas de grande escala, exceto sobre os vórtices ciclônicos de altos níveis. Isto é um forte

indicativo de que a presença da anomalia magnética do Hemisfério Sul pode trazer influências sobre o tempo e clima da região de interesse. Portanto, pode-se sugerir que algumas mudanças nos parâmetros meteorológicos, ou até mesmo na energética dos sistemas de grande escala, podem estar influenciadas pela forte atividade solar dos dias atuais, e possivelmente pela interação entre os fenômenos de origem solar e a atmosfera da Terra, através da precipitação de partículas.

A ZCAS, a ZCPS e a ZCIT do Pacífico apresentaram sensibilidades a oscilação solar máxima. Isto significa que durante os anos de máximo solar há grandes possibilidades destes sistemas de grande escala da América do Sul se intensificar mais, especialmente a ZCAS, na qual se podem observar valores maiores na diferença da SST (Solar máximo e solar mínimo) na sua região.

Portanto, estes resultados mostraram que a atividade solar pode influenciar diretamente os sistemas de grande escala em estudo. Isto pode ocorrer através da distribuição tridimensional do ozônio estratosférico e através da variação da TSI. Os quais impactam sobre o vento e a temperatura e conseqüentemente sobre a energética.

8.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Os resultados apresentados nesta Tese sugerem um forte acoplamento entre os sistemas meteorológicos estudados. Além da influência da circulação do Pacífico, estes sistemas são sensíveis a variabilidade de forçantes climáticos de origem natural, tais como a atividade vulcânica, a irradiância solar e a distribuição de ozônio na estratosfera. No entanto, existem diversos pontos que devem ser investigados para termos uma melhor compreensão da evolução dos padrões climáticos sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. Desta forma, acredita-se que estes resultados seja o ponto de partida para diversos estudos tanto observacionais quanto de modelagem.

A influência da variabilidade da emissão total de radiação solar, bem como em regiões específicas do espectro eletromagnético, também deve ser tratada em mais detalhes. Novas reconstruções tanto da irradiância solar a partir de “proxies” da atividade solar possibilitam a reconstruções dos padrões climáticos durante períodos anteriores ao aumento da emissão de gases do efeito estufa e alterações das características da superfície terrestre. Desta forma, é

possível utilizar modelos de circulação global para avaliar a evolução dos padrões climáticos sobre a América do Sul durante praticamente todo o Holoceno.

O efeito identificado da atividade vulcânica sobre a circulação da região tropical sugere que a injeção de aerossóis vulcânicos também deve ser considerada na investigação dos padrões climáticos sobre a América do Sul. No entanto, ainda não existe um consenso sobre o papel da presença de aerossóis vulcânicos no início e evolução de eventos de El Niño. Conseqüentemente, este é um tópico que deve ser explorado em mais detalhes.

Em termos observacionais, para estudar a influência da precipitação de partículas na composição e estrutura térmicas da alta e média atmosfera, é necessário realizar medidas tanto dos parâmetros atmosféricos e químicos, quanto do fluxo de partículas energéticas que se precipitam dos cinturões de radiação. Em termos de modelagem, é necessário desenvolver modelos físicos e químicos que descrevam adequadamente os processos envolvidos. Este é um desafio que poucos grupos atualmente são capazes de tratar, porque envolve o desenvolvimento de modelos numéricos que descrevam a evolução dos componentes neutros e ionizados da atmosfera e dos oceanos de maneira integradas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAKER, D. N.; KANEKAL, S. G.; LI, X.; MONK, S. P.; GOLDSTEIN, J.; BURCH, J. L. An extreme distortion of the Van Allen belt arising from the Halloween solar storm in 2003. *Nature*, v. 432, p. 878-881, 2004.
- BAKER, D. N.; KANEKAL, S. G. Solar cycle changes, geomagnetic variations, and energetic particle properties in the inner magnetosphere. *JASTP*, v. 70, p. 195-206, doi:10.1016/j.jastp.2007.08.031, 2008.
- BELOV, A., Large scale modulation: view from the Earth. *Space Science Reviews*, v. 93, p. 79-105, 2000.
- BOND, G.; KROMER, B.; BEER, J.; MUSCHELER, R.; EVANS, M.N.; SHOWERS, W.; HOFFMANN, S.; LOTTI-BOND, R.; HAJDAS, I.; BONANI, G. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, v. 294, n. 5549, p. 2130-2136, 2001.
- BRUECKNER, G. E. Coronal disturbances. In: *IAU Symposium 57.*, 1974. Queensland Australia. Proceedings. Surfers Paradise: Reidel, 1974.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMAN, B. Extreme precipitation events in Southeastern South America and large scale convective patterns in the SACZ. *J. Climate*, v.15, p. 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L.M.V.; CHARLES, J.; LIEBMAN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. *J. Climate*, v.17, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in Southern South America and large-scale convective patterns in South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. 15, p. 2377-2394, 2002.
- CHUNG, J. C. Correlations between the Tropical Atlantic trade winds and precipitations in northeast Brazil. *Journal of Climatology*, v.2, n. 1, p. 35-46. 1982.
- DA SILVA, L. A. **A influência do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) sobre a Precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** (2005),134 p.(INPE-14488-TDI/1169) . Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos. INPE, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/10.26.11.21>>. Acesso em: 21 jun. 2010.
- DA SILVA, L. A.; VIEIRA, L. E.; ECHER, E.; SATYAMURTY, P. Longitudinal anomaly in the lower stratospheric temperature in the southern hemisphere: effects of particle precipitation in the southern hemisphere magnetic anomaly? *JASTP*. 2010 (Submetido).
- DAUBECHIES, I. *Ten Lectures on Wavelets*. Cambridge University Press, Cambridge. (1992).
- DECKERT, R.; DAMERIS, M. From ocean to stratosphere. *Science*, v. 322, n. 5698, p. 53-55, doi:10.1126/science.1163709, 2008.

- DOUGLASS, D. H.; CLADER, B. D. Climate sensitivity of Earth to solar irradiance. *Geophysical Research Letters*, v. 29, n. 16, 10.1029/2002GL015345, 2002.
- EDDY, J. A. The Maunder Minimum. *Science*, v. 192, p. 1189–1202, 1976.
- FEDOROV, A. V.; PHILANDER, S. G. Is El Niño changing? *Science*, DOI: 10.1126/science.288.5473, v. 288, n. 5473, p. 1997-2002, 2000.
- FENG, X.; EPSTEIN, S. Climatic trends from isotopic records of three rings: the past 100-200 years. *Climatic Change*. v. 33, p. 551-562, 1996.
- FLEMING, E. L.; JACKSON, C. H.; STOLARSKI R. S.; CONSIDINE, D. B. Simulation of stratospheric tracers using an improved empirically based two-dimensional model transport. *J. Geophys. Res.*, v. 104, p. 23911-23934, 1999.
- FLOYD, L.; ROTTMAN, G.; DELAND, M.; PAP, J. 11 years of solar UV irradiance 441 measurements from UARS, *ESA SP*, v. 535, p. 195-203, 2003.
- FOX, J. L.; GALANDI, M. I.; JOHNSON, R. E. Energy deposition in planetary atmospheres by charged particles and solar photons, *Springer, Bern, Switzerland*, Jun 25-29, 2007.
- FRANK, N.L. On the energetics of cold lows. Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology. *Amer. Meteor. Soc.*, v. 6, 1970.
- FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. U.S Weather Bureau. Southern Region, *Technical Memorandum*, n. 28, 1966.
- FRÖHLICH, C. Solar irradiance variability since 1978. *Space Science Reviews*, v. 125, n. 1, p. 53-65, 2006.
- GENT, P.R.; WILLEBRAND, J.; MCDUGALL, T.; JMCWILLIAMS, C. Parameterizing eddy induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 25, p. 463-474, 1995.
- GLEDHILL, J. Aeronomic effects of the south atlantic anomaly. Gledhill, J., Aeronomic Effects of the South Atlantic Anomaly, *Rev. Geophys.*, v. 14, n. 2, p. 173-187, 1976.
- GONZALEZ, W. D.; JOSELYN, J. A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H. W.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI B. T.; VASYLIUNAS, V. M. What is a geomagnetic storm?, *J. Geophys. Res.*, v. 99, p. 5771, 1994.
- GOPALSWAMY, N.; YASHIRO, S.; KRUCKER, S.; STENBORG, G.; HOWARD, R. A. Intensity variation of large solar energetic particle events associated with coronal mass ejections. *J. Geophys. Res.*, v. 109, n. A12105, doi:10.1029/2004JA010602, 2004.
- GRIFFIES, S.M. The Gent-McWilliams skew flux. *J. Phys. Oceanogr.*, v. 28, p. 831-841, 1998.

GRIST, J. P. Easterly waves over Africa. Part I: The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, v. 130, p. 197-211, 2002.

GRYTSAI, A. V.; EVTUSHEVSKY, O. M.; AGAPITOV, O. V.; KLEKOCIUK, A. R.; MILINEVSKY, G. P. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring. *Ann. Geophys.*, v. 25, p. 361-374, 2007.

GU, G.; ZHANG, C. A spectrum analysis of synoptic-scale disturbances in the ITCZ. *J. Climate*, v. 14, p. 2725-2739, 2001.

HACK, J. J.; SCHUBERT, W. H.; STEVENS, D. E.; KUO, H. C. Response of the Hadley circulation to convective forcing in the ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, v. 46, p. 2957-2973, 1989.

HAIGH, J. J. The sun and the Earth's climate. *Living Reviews in Solar Physics*, v. 4, ISSN: p. 1614-4961, 2007.

HANSEN, J.; WANG, W.C.; LACIS, A. A. Mount Agung eruption provides test of a global climatic perturbation. *Science*, v. 199, p. 1065-1068, doi:10.1126/science.199.4333.1065, 1978.

HANSEN, J.; SATO, M.; NAZARENKO, L.; RUEDY, R.; LACIS, A.; KOCH, D.; TEGEN, I.; HALL, T.; SHINDELL, D.; SANTER, B.; STONE, P.; NOVAKOV, T.; THOMASON, L.; WANG, R.; WANG, Y.; JACOB, D.; HOLLANDSWORTH, S.; BISHOP, L.; LOGAN, J.; THOMPSON, A.; STOLARSKI, R.; LEAN, J.; WILLSON, R.; LEVITUS, S.; ANTONOV, J.; RAYNER, N.; PARKER, D.; CHRISTY, J. Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D18, p. 4347, doi:10.1029/2001JD001143, 2002.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R.; NAZARENKO, L.; LACIS, A.; SCHMIDT, G.A.; RUSSELL, G.; ALEINOV, I.; BAUER, M.; BAUER, S.; BELL, N.; CAIRNS, B.; CANUTO, V.; CHANDLER, M.; CHENG, Y.; DEL GENIO, A.; FALUVEGI, G.; FLEMING, E.; FRIEND, A.; HALL, T.; JACKMAN, C.; KELLEY, M.; KIANG, N.; KOCH, D.; LEAN, J.; LERNER, J.; LO, K.; MENON, S.; MILLER, R.; MINNIS, P.; NOVAKOV, T.; OINAS, V.; PERLWITZ, J.A.; PERLWITZ, J.U.; RIND, D.; ROMANOU, A.; SHINDELL, D.; STONE, P.; SUN, S.; TAUSNEV, N.; THRESHER, D.; WIELICKI, B.; WONG, T.; YAO, M.; ZHANG, S. Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, v. 110, n. D18104, doi: 10.1029/2005JD005776, 2005.

HANSEN, J.; SATO, M.; KHARECHA, P.; RUSSELL, G.; LEA, D.W.; SIDDALL, M. Climate change and trace gases. *Phil. Trans. Royal. Soc.*, v. 365, p. 1925-1954, doi:10.1098/rsta.2007.2052, 2007.

HANSEN, J.; SATO, M. Greenhouse gas growth rates. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, v. 101, p. 16109-16114, doi:10.1073/pnas.0406982101, 2004.

HANSEN, J.; SATO, M. L.; NAZARENKO, R.; RUEDY, LACIS, A.; KOCH, D.; TEGEN, I.; HALL, T.; SHINDELL, D.; SANTER, B.; STONE, P.; NOVAKOV, T.; THOMASON, L.; WANG, R.; WANG, Y.; JACOB, D.; HOLLANDSWORTH, S.; BISHOP, L.; LOGAN, J.; THOMPSON, A.; STOLARSKI, R.; LEAN, J.; WILLSON, R.; LEVITUS, S.; ANTONOV,

- J.; RAYNER, N.; PARKER, D.; CHRISTY, J. Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D18, p. 4347, doi:10.1029/2001JD001143, 2002.
- HARDER, J. W.; FONTENLA, J. M.; PILEWSKIE, P.; RICHARD, E. C.; WOODS, T. N. Trends in solar spectral irradiance variability in the visible and infrared. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, doi:10.1029/2008GL036797, 2009.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in North-East Brazil. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, v. 110, p. 411-425, 1977.
- HICKEY, J. R.; STOWE, L. L.; JACOBOWITZ, H.; PELLEGRINO, P.; MASCHHOFF, R. H.; HOUSE, F.; VONDER HAAR, T. H. Initial solar irradiance determinations from nimbus 7 cavity radiometer measurements. *Science*, v. 208, n. 281, 1980.
- HILDNER, E. *Study of Travelling Interplanetary Phenomena*, eds. M. A. Shea et al., (Dordrecht, Reidel), v. 3, 1977.
- HIRONO, M. On the trigger of El Niño Southern oscillation by the forcing of early El Chichón volcanic aerosols. *Journal of Geophysical Research.*, v. 93, n. D5, p. 5365-5384, 1988.
- HU, Q.; TAWAYE, Y.; FENG, S. Variations of the Northern Hemisphere atmospheric energetics: 1948-2000. *J. Climate*, v. 17, p. 1975-1986, 2004.
- HUNDHAUSEN, A. J. The original and propagation of coronal mass ejection. In *Proc. Of Sixth International Solar Wind Conference*. Edited by V. Pizzo, T. Holze and D. Sime (NCAR Publ. TN-306), 1987.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)*. Climate Change. The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. edited by J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson, 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 2001.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York. Related online version (cited on 03 September (2007) <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>, 2007.
- JACOBY, G. C. Application of tree ring analysis to paleoseismology. *Reviews of Geophysics*, v. 35, n. 2, p. 109-124, 1997.
- JOHNSON, D. R. The available potential energy of storms. *J. Atmos. Sci.* v. 27, p. 727-741, 1970.
- JONES, P. D.; OSBORN, T. J.; BRIFFA, K. R. The Evolution of climate over the last millennium. *Science*, v. 292, n. 662, 2001.

JOSELYN, J. From the Sun: Auroras, magnetic storms, solar flares, cosmic rays. (S. T. Sues , B. T. Tsurutani, eds) *AGU, Washington DC*, p. 67-72, 1998.

JUNGCLAUS, J. H.; LORENZ, S. J.; TIMMRECK, C.; REICK, C. H.; BROVKIN, V.; SIX, K.; SEGSCHNEIDER, J.; GIORGETTA, M. A.; CROWLEY, T. J.; PONGRATZ, J.; KRIVOVA, N. A.; VIEIRA, L. E.; SOLANKI, S. K.; KLOCKE, D.; BOTZET, M.; ESCH, M.; GAYLER, V.; HAAK, H.; RADDATZ, T. J.; ROECKNER, E.; SCHNUR, R.; WIDMANN, H.; CLAUSSEN, M.; STEVENS, B.; MAROTZKE, J. Climate and carbon-cycle variability over the Last Millennium. *PNAS*, Submitted, 2010.

KAHLER, S.W. Solar flares and coronal mass ejections *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, v. 30, n. 113, 1992.

KEATING, G.M.; YOUNG, D.F. Interim reference models for the middle atmosphere. In Handbook for the Middle Atmosphere Programme (MAP), *ICSU Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics (SCOSTEP)*, v. 16, p. 205-229, 1985.

KESTIN, T. S.; KAROLY, D. J.; YANO, J. I.; RAYNER, N. A. Time–frequency variability of ENSO and stochastic simulations. *J. Climate*, v. 11, p. 2258-2272, 1998.

KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth’s annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 78, p. 197-208, 1997.

KIRCHNER, I.; STECHNIKOV, G. L.; GRAF, H.-F.; ROBOCK, A.; ANTUNA, J. C. Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, v. 104, p. 19039-19055, 1999.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KOUSKY, V.; VAN DEN DOON, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 82, p. 247-267, 2001.

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T. *Introduction to Space Physics*. Cambridge University Press, Cambridge, 1995.

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

KODAMA, Y.M. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Tsukuba, v. 71, n. 7, p. 581-610, 1993.

KORTE, M.; CONSTABLE, C.G. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years—new results from a global model. *Earth and Planetary Science Letters.*, v. 23, n. 1-2, p. 348-358, 2005.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus.*, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

- KRIVOVA, N.A.; SOLANKI, S.K.; FLOYD, L. Reconstruction of solar UV irradiance in cycle 23. *Astronomy and Astrophysics*, v. 452, n. 2, p. 631-639, 2006.
- KRIVOVA, N. A.; SOLANKI, S. K.; WENZLER, T.; PODLIPNIK, B. Reconstruction of solar UV irradiance since 1974. *J. Geophys. Res.*, v. 114, p. D00I04, 2009.
- KUMAGAI, H.; SWEDA, T.; HAYASHI, K.; KOJIMA, S.; BASINGER, J. F.; SHIBUYA, M.; FUKAOA, Y. Growthring analysis of early tertiary conifer woods from the Canadian High Arctic and its paleoclimatic interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 116, p. 247-262, 1995.
- LAMB, P. Large-Scale Tropical Atlantic Circulations Patterns Associated with Subsaharan Weather Anomalies, *Tellus*, v. 30, n. 3, p. 240-251, 1978.
- LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, v. 32, p. 363-403, 1994.
- LARKIN, A.; HAIGH, J. D.; DJAVIDNIA, S. The Effect of solar UV Irradiance variations on the Earth's atmosphere. *Space Science Reviews*, v. 94, p. 199-214, 2000
- LEAN, J. L.; WANG, Y. M.; SHEELEY, N. R. SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability, *Sol. Phys.*, v. 230, p. 27-53, doi:10.1007/s11207-005-1527-2, 2005.
- LEAN, J. L. Patterns of climate response to solar and anthropogenic influences in the recent past, *Eos trans. AGU - Fall Meet. Suppl.*, v. 88, n. 52, Abstract GC41B-01, 2007.
- LEAN, J. L. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, p. 2425-2428, 2000a.
- LORENZ, E.N. On the nature and theory of the general circulation of the atmosphere. *WMO*, v. 218, 1967.
- LORENZ, E. N. Available Potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, v. 7, p. 157-167, 1955.
- LUTERBACH, J.; RICKLI, R.; XOPLAK, E.; TINGUELY, C.; BACK, C.; PFISTER, C.; WANNER, H. The late Maunder Minimum (1675–1715) – A Key Period for Studying Decadal Scale Climatic Change in Europe. *Climatic Change.*, v. 49, n. 4, p. 441-462, doi:10.1023/A:1010667524422, 2001.
- MACQUEEN, R. M. Coronal transients: A Summary. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, v. 297, p. 605-620, doi:10.1098/rsta.1980.0236, 1980.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. *Mon. Wea. Rev.*, v. 122, p. 814-837, 1994.

- MALONEY, E. D.; DICHINSON, M. J. The intraseasonal oscillation and the energetic of summertime tropical Western North Pacific synoptic-scale disturbances. *J. Atmos. Sci.*, v. 60, p. 2153-2168, 2003.
- MANLEY, G. The mean temperature of central England, 1698-1952. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 79, n. 340, p. 242-261, 1953.
- MARSH, N. D.; SVENSMARK, H. Low cloud properties influenced by cosmic rays, *Physical Review Letters*, v. 85, p. 5004–5007, physics/0005072, 2000.
- MASON, B.G.; PYLE D.M.; OPPENHEIMER C. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bull. Volcanol.*, v. 66, p. 735–748, doi:10.1007/s00445-004-0355-9, 2004.
- MAUS, S.; MACMILLAN, S.; CHERNOVA, T.; CHOI, S.; DATER, D.; GOLOVKOV, V.; LESUR, V.; LOWES, F.; LÜHR, H.; MAI, W.; MCLEAN, S.; OLSEN, N.; ROTHER, M.; SABAKA, T.; THOMSON, A.; ZVEREVA, T. The 10th-generation international geomagnetic reference field, *Geophys. J. Int.*, v. 161, n. 3, p. 561-565, 2005.
- MCPHADEN, M. J.; DELCROIX, T.; HANAWA, K.; KURODA, Y.; MEYERS, G.; PICAUT, J.; SWENSON, M. Observing the ocean in the 21st century. *Australian Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia*, p. 231-246, 2001.
- MCPHADEN, M. J. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, v. 283, p. 950-954, 1999.
- MCPHADEN, M. J. El Niño and La Niña: causes and global consequences. *Encyclopedia of Global Environmental Change*, John Wiley and Sons, LTD., Chichester, UK, v. 1, p. 353-370, 2002.
- MICHAELIDES, S. C. Limited area energetics of genoa cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, v. 115, p. 13-26, 1986.
- MINNIS, P.; HARRISON, E. F.; STOWE, L. L.; GIBSON, G. G.; DENN, F. M.; DOELLING, D. R.; SMITH JR., W. L. Radiative climate forcing by the mount pinatubo eruption. *Science.*, v. 259, n. 5100, pp. 1411- 1415, DOI: 10.1126/science.259.5100.1411, 1993.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B. The enrgetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over NE Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Inglaterra*, v. 127, p. 2329-2351, 2001.
- MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper-tropospheric cyclonic vortex over Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, p. 1673-1688, 2002.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, v. 38, p. 2653-2675, 1981.

- MUNCH, H. S. On the dynamics of the wintertime stratosphere circulation. *J. Atmos. Sci.*, v. 22, p. 349-360, 1965.
- NIALS, FRED L.; DEEDS, E. E.; MOSLEY, M. E.; POZORSKI, S. G.; POZORSKI, T. G.; FELDMAN, R. El Niño: The catastrophic flooding of coastal Peru. *Field Museum of Natural History Bulletin*, v. 50, n. 7, p. 4-14, e n. 8, p. 4-10, 1979.
- NIEMEIER, U.; TIMMRECK, C.; GRAF, H.-F.; KINNE, S.; RAST, S.; SELF, S. Initial fate of fine ash and sulfur from large volcanic eruptions. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 9043-9057, 2009.
- NIETO FERREIRA, R.; SCHUBERT, W. H. Barotropic aspects of the ITCZ breakdown. *J. Atmos. Sci.*, v. 54, p. 261-285, 1997.
- OKOOLA, R. E. spatial evolutions of the active convective patterns across the equatorial eastern africa region during northern hemisphere spring season using outgoing longwave radiation records. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 66, n. 1, p. 51-63. 1998.
- OMAN, L.; ROBOCK, A.; STENCHIKOV, G.; THORDARSON, T.; KOCH, D.; SHINDELL, D.; GAO, G. Modeling the distribution of the volcanic aerosol cloud from the 1783 Laki Eruption. *J. Geophys. Res.*, v. 111, n. D12209, doi:10.1029/2005JD006899, 2006.
- PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o Nordeste do Brasil (Parte I). *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro*, p. 3422-3428, 2000.
- PALMER, C. E. On high-level cyclones originating in the tropics. *Transactions of American Geophysical Union.*, v. 32, n.5, p. 683-695, 1951.
- PALMÉN, E. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, v. 1, p. 22-33, 1949.
- PIDWIRNY, M. Net radiation and the planetary energy balance. *Fundamentals of Physical Geography, 2nd Edition*. Date Viewed, 2006.
- PINTO, O.; GONZALEZ, W. D. Energetic electron-precipitation at the south-atlantic-magnetic-anomaly - a review. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, v. 51, n. 5, p. 351-365, 1989a.
- PINTO, O.; GONZALEZ, W. D. X-Ray measurements in the atmospheric-environment of Brazil. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, v. 280, n. 2-3, p. 499-502, 1989b.
- PINTO, O.; GONZALEZ, W. X Ray measurements at the south atlantic magnetic anomaly. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 7072-7078, 1986.
- PRATHER, M. J. Numerical advection by conservation of second-order moments. *J. Geophys. Res.*, v. 91, p. 6671-6680, 1986.

- QUINN, W. H.; ZOPF, D. O. The unusual intensity of the 1982-1983 ENSO event. *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*. D. Halpern, Ed., NOAA Pacific Marine Environmental Laboratories, Seattle, WA., n. 26, p. 17-20, 1984.
- QUIROZ, R. S. The Climate of the El Niño Winter of 1982-1983. A season of extraordinary climatic anomalies. *Monthly Weather Review*, v. 111, p. 1685-1706, 1983.
- RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochem. Cycles*, v. 1, p. 997-1027, 1999.
- RAMIREZ, M. C. V. *Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil*. (1996). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). São José dos Campos, INPE.
- RAMPINO M.R. Supereruptions as a threat to civilizations on Earth-like planets. *Icarus*, v. 156, p. 562-569, doi:10.1006/icar.2001.6808, 2002.
- RANDEL, W.; WU, F. A stratospheric ozone trends data set for global modeling studies. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, p. 3089-3092, 1999.
- RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. *Meteorology and atmospheric Physics*, v. 37, p. 11-16, 1987.
- RASMUSSEN, E. M.; HALL, J. M. El Niño: the great equatorial pacific ocean warming event of 1982-1983. *Weatherwise*, v. 36, p. 166-175, 1983.
- RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C. K.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E. C.; KAPLAN, A. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, v. 108, p.4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.
- REITER, E. R. Mean and eddy motions in the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, v. 97, p. 200-204, 1969a.
- RICKETT, B. J.; COLES, W. A. Evolution of the solar wind structure over a solar cycle-interplanetary scintillation velocity measurements compared with coronal observations. *J. Geophys. Res.*, v.96, p. 1717-1736, 1991.
- RIGOZO, N. R.; ECHER, E.; SOUZA, M. P.; NORDEMANN, D. J. R.; PRESTES, A.; EVANGELISTA, H. Tratamento interativo de imagens digitais de anéis de árvores tiidaa. in: xiii simpósio brasileiro de sensoriamento remoto, Florianópolis. *XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p. 6083-6089, 2007.
- RIND, D.; SHINDELL, D.; PERLWITZ, JU.; LERNER, J.; LONERGAN, P.; LEAN, J.; MCLINDEN, C. The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the present. *J. Climate*, v. 17, p. 906-929, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0906:TRIOSA>2.0.CO;2, 2004
- ROBERTSON, F. R.; SMITH, P. J. The impact of model moist process on the energetic of extratropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, v. 111, p. 723-744, 1983.

ROBOCK, A.; TAYLOR, K. E.; STECHNIKOV, G. L.; LIU, Y. GCM evaluation of a mechanism for El Niño triggering by the El Chichon ash cloud. *Geophys. Res. Lett.*, v. 22, p. 2369-2372, 1995.

RODBELL, D.T.; SELTZER, G.O.; ANDERSON, D.M.; ABBOTT, M.B.; ENFIELD, D.B.; NEWMAN, J.H. An ~15,000-year record of El Niño; O-driven alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, v. 283, n. 5401, p. 516-520, 1999.

ROSSO, O. A.; MARTIN, M. T.; FIGLIOLA, A.; KELLER, K.; PLASTINO, A. Eeg analysis using wavelet-based information tools. *Journal of Neuroscience Methods*, v. 153, n. 2, p. 163-182, 2006.

RUSSELL, G. L.; MILLER, J. R.; RIND, D. A coupled atmosphere ocean model for transient climate change studies. *Atmos. Ocean*, v. 33, p. 683-730, 1995.

SANCHES, M. B. *Análise Sinótica Da Zona De Convergência Do Atlântico Sul (Zcas) Utilizando-Se A Técnica De Composição*. (2002). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), São José dos Campos. INPE.

SATO, M.; HANSEN, J. E.; MCCORMICK, M. P.; POLLACK, J. B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850 – 1990. *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 22987-22994, 1993.

SATYAMURTY, P.; NOBRE C. A.; SILVA DIAS P. L. Tropics: South America. *Meteorological Monographs*, v. 49, n. 3, 1998.

SAUVAUD, J.-A.; MAGGIOLO, R.; JACQUEY, C.; PARROT, M.; BERTHELIER, J.-J.; GAMBLE, R. J.; RODGE, C. J. Radiation belt electron precipitation due to VLF transmitters: satellite observations. *Geophys. Res. Lett.*, v. 35, n. L09101, doi:10.1029/2008GL033194, 2008.

SCHMIDT, G. A.; RUEDY, R.; HANSEN, J. E. H.; ALEINOV, I.; BELL, N.; BAUER, M.; BAUER, S.; CAIRNS, B.; CANUTO, V.; CHENG, Y.; GENIO, A. D.; FALUVEGI, G.; FRIEND, A. D.; HALL, T. M.; HU, Y.; KELLEY, M.; KIANG, N. Y.; KOCH, D.; LACIS, A. A.; LERNER, J.; LO, K. K.; MILLER, R. L.; NAZARENKO, L.; OINAS, V.; PERLWITZ, J.; PERLWITZ, J.; RIND, D.; ROMANOU, M.; RUSSELL, G. L.; SATO, M.; SHINDELL, D. T.; STONE, P. H.; SUN, S.; TAUSNEV, N.; THRESHER, D.; YAO, M. S. Present-day atmospheric simulations using giss modele: comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. *Journal of Climate*, v. 19, p. 153-192, 2006.

SCHRÖDER, W. On the existence of the 11-year cycle in solar and auroral activity before and during the so-called Maunder Minimum. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 44, n. 2, p. 119-128, ISSN 00221392, 1992.

SCHRÖDER, W. Case studies on the Spörer, Maunder, and Dalton minima. *Beiträge zur Geschichte der Geophysik und Kosmischen Physik*. 6. Potsdam: AKGGP, Science Edition, 2005.

- SCHUBERT, W. H.; CIESIELSKI, P. E.; STEVENS, D. E.; KUO, H. C. Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley the circulation. *J. Atmos. Sci.*, v. 49, p. 1493-1509, 1991.
- SCHWENN, R. Relationship of coronal transients to interplanetary shocks, 3D aspects. *Space Sci. Rev.*, v. 44, p. 139-168, doi:10.1007/BF00227230, 1986.
- SELF, S.; RAMPINO, M. R.; ZHAO, J.; KATZ, M. G. Volcanic aerosol perturbations and strong El Niño events: no general correlation. *Geophys. Res. Lett.*, v. 24, p. 1247-1250, 1997.
- SHINDELL, D. T.; SCHMIDT, G. A.; MANN, M. E.; FALUVEGI, G. Dynamical winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *J. Geophys. Res.*, v. 109, n. D05104, doi:10.1029/2003JD004151, 2004.
- SHINE, K. P.; BOURQUI, M. S.; FORSTER, P. M. D.; HARE, S. H. E.; LANGEMATZ, U.; BRAESICKE, P.; GREWE, V.; PONATER, M.; SCHNADT, C.; SMITHS, C. A.; HAIGHS, J. D.; AUSTIN, J.; BUTCHART, N.; SHINDELL, D. T.; RANDELS, W. J.; NAGASHIMA, T.; PORTMANN, R. W.; SOLOMON, S.; SEIDEL, D. J.; LANZANTE, J.; KLEIN, S.; RAMASWAMY, V.; SCHWARZKOPF, M. D. A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. *Q. J. Royal Meteorol. Soc.*, v. 129, p. 1565-1588, doi:10.1256/qj.02.186, 2003.
- SMITH, P. J. On the Contribution of a limited area to the global energy budget. *Tellus*, v. 21, p. 202-207, 1969.
- SPENCER, R. W.; CHRISTY, J. R. Precision lower stratospheric temperature monitoring with the Msu - technique, validation, and results 1979-1991. *Journal of Climate*, v. 6, n. 6, p. 1194-1204, 1993.
- SPIEGEL, M. R.; BOXER, R. W. *Schaum's Outline of Theory and Problems of Statistics in SI units*. McGraw-Hill International Book Company, New York. 359 p., 1972.
- STAUFFER, B. Long term climate records from polar ice. *Space Science Reviews*, v. 94, n. 1-2, p. 321-336, 2000.
- STRETEN, N. A. Some characteristics of the satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, v. 101, n. 6, p. 486-495, 1973.
- TALJAARD, J. J. The clouds bands of the South Pacific and Atlantic Oceans. *Meteorological Monographs*, v. 13, p. 189-192, 1972.
- THOMAS, M. A.; GIORGETTA, M.; TIMMRECK, C.; GRAF, H. STENCHIKOV, G. Simulation of the climate impact of Mt. Pinatubo eruption using ECHAM5. Part-II: Sensitivity to the phase of the QBO. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 3001-3009, 2009.
- TIMMRECK, C.; GRAF, H.-F.; STEIL, B. Aerosol chemistry interactions after the Mt. Pinatubo eruption, in *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, eds. A. Robock and C. Oppenheimer. *AGU Monograph.*, v. 139, p. 213-225, 2003.

- TIMMRECK, C.; GRAF, H. F. The initial dispersal and radiative forcing of a Northern Hemisphere mid-latitude super volcano: a model study. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 6, p. 35-49, 2006.
- TIMMRECK, C.; LORENZ, S. J.; CROWLEY, T. J.; KINNE, S.; RADDATZ, T. J.; THOMAS, M. A.; JUNGCLAUS, J. H. Limited temperature response to the very large AD 1258 volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, n. L21708, doi:10.1029/2009GL040083, 2009.
- TUDHOPE, A. W.; CHILCOTT, C.P.; MCCULLOCH, M. T.; COOK, E. R.; CHAPPELL, J.; ELLAM, R. M.; LEA, D. W.; LOUGH, J. M.; SHIMMIELD, G. B. Variability in the El Niño-Southern oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science*, v. 291, n. 1511. 2001.
- TUNG, W. W.; YANAI, M. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE IOP. Part I: General features. *J. Atmos. Sci.*, v. 59, p. 1857-1871, 2002.
- UVO, C. *A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil*. (1989). (INPE-4887-TDL/378). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), São José dos Campos, INPE.
- VAMPOLA, A.; GORNEY, D. Electron energy deposition in the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 6267-6274, 1983.
- VIEIRA, L. E. A.; DA SILVA, L. A.; GUARNIERI, F. L. Are changes of the geomagnetic field intensity related to changes of the tropical Pacific sea-level pressure during the last 50 years? *Journal of Geophysical*, v. 113, p. 1-9, 2008.
- VIEIRA, L. E.; SOLANKI, S. K. Evolution of the solar magnetic flux on time scales of years to millennia. *Astronomy & Astrophysics*, v. 509, n. 100, 13 p., Section The Sun. DOI: 10.1051/0004-6361/200913276, 2010.
- Wagner, W. J. Coronal mass ejections. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, v. 22, p. 267-289, 1984.
- WANG, C. C.; MAGNUSDOTTIR, G. ITCZ Breakdown in the Three-Dimensional Flows. *J. Atmos. Sci.*, v. 62, p. 1497-1512, 2005.
- WENG, H.; LAU, K. M. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, v. 51, p. 2523-2540, 1994.
- WILKS, D. S. *Statistical Methods In The Atmospheric Sciences*, Academic Press, 46 p., 1995.
- WU, D. L.; JIANG, J. H. MLS observations of atmospheric gravity waves over Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D24, p. ACL 14-11-ACL 14-16, 2002.
- WYRTKI, K.; STROUP, E.; PATZERT, W.; WILLIAMS, R.; QUINN, W. Predicting and observing El Niño. *Science*, v. 191, p. 343-346, 1976.
- Yamaguchi, D. K.; Lawrence, D. B. Tree-ring evidence for 1842-1843 eruptive activity at the Goat Rocks dome, Mount St. Helens. *Washington. Bull. Volcanol.*, v. 55, p. 264-272, 1993.

YANG, P.; LIOU, K.N.; MISHCHENKO, M.I.; GAO, B. C. Efficient finite-difference time-domain scheme for light scattering by dielectric particles: application to aerosols. *Appl. Opt.*, v. 39, p. 3727-3737, doi:10.1364/AO.39.003727, 2000.

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

ZELIK, M. A.; GREGORY, S. A. Saunders College Publishing(hrsg): *Introduction Astronomy & Astrophysics*, p. 16.1-16.2. ISBN 0-03-006228-4, 1998.

ZHANG, M. H.; SONG, H. Evidence of deceleration of atmospheric vertical overturning circulation over the tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, v.3, 2006.

APÊNDICE A –

ARTIGOS PUBLICADOS E SUBMETIDOS



Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects

Luis Eduardo Antunes Vieira¹ and Ligia Alves da Silva¹

Received 24 March 2006; revised 13 May 2006; accepted 1 June 2006; published 18 July 2006.

[1] The study of the physical processes that drive the variability of the Earth's climate system is one of the most fascinating and challenging topics of research today. Perhaps the largest uncertainties in our ability to predict climate change are the cloud formation process and the interaction of clouds with radiation. Here we show that in the southern Pacific Ocean cloud effects on the net radiative flux in the atmosphere are related to the intensity of the Earth's magnetic field through lower atmosphere cosmic ray effects. In the inner region of the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly (SHMA) it is observed a cooling effect of approximately 18 W/m^2 while in the outer region it is observed a heating effect of approximately 20 W/m^2 . The variability in the inner region of the SHMA of the net radiative flux is correlated to galactic cosmic rays (GCRs) flux observed in Huancayo, Peru ($r = 0.73$). It is also observed in the correlation map that the correlation increases in the inner region of the SHMA. The geomagnetic modulation of cloud effects in the net radiative flux in the atmosphere in the SHMA is, therefore, unambiguously due to GCRs and/or highly energetic solar proton particles effects. **Citation:** Vieira, L. E. A., and L. A. da Silva (2006), Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14802, doi:10.1029/2006GL026389.

1. Introduction

[2] The solar activity, especially the 11-year cycle, has been observed to correlate with weather and climate anomalies. The level of water availability, local temperatures and precipitation rates are some of the phenomena which have been linked to the 11-year solar cycle of sunspot activity, but until now a plausible mechanism to explain some of these correlations has been missing [e.g., *Carslaw et al.*, 2002, and references therein].

[3] Recently, a correlation between the global average of low cloud cover and the flux of Galactic Cosmic Rays incident in the atmosphere has been observed [*Marsh and Svensmark*, 2000; *Svensmark*, 2000; *Svensmark and Friis Christensen*, 1997] using data derived by the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) [*Rossow and Schiffer*, 1991, 1999; *Schiffer and Rossow*, 1983, 1985] from 1983 to 1994. *Harrison and Stephenson* [2006] using ground based diffuse solar radiation data provide a new evidence for a nonlinear effect of galactic cosmic rays on

clouds. They observed that across the UK, on days of high cosmic ray flux (above 3600×10^2 neutron counts h^{-1}) compared with low cosmic ray flux, the chance of an overcast day increases by $(19 \pm 4) \%$ and the diffuse fraction, the ratio of diffuse to total solar radiation, increases by $(2 \pm 0.3) \%$. They also observed that during Forbush events simultaneous decreases occur in the diffuse fraction.

[4] Two mechanisms by which cosmic rays may affect cloud properties are currently under debate [e.g., *Carslaw et al.*, 2002; *Harrison and Carslaw*, 2003, and references therein]. The ion-aerosol clear-air mechanism is based on the assumption that the existence of ions enhances the beginning and growth of aerosol particles in the atmosphere. A fraction of these may eventually grow into cloud condensation nuclei. The ion-aerosol near-cloud mechanism is based on the assumption that the ion concentration is modified by the presence of cloud droplets over the ion concentrations found in particle-free clear air.

[5] *Farrar* [2000] argued that the cloud patters during the period in which it was observed the cloud-cosmic ray correlation was due to a cloud response to the 1986–1987 El Niño Event. The sea surface temperature (SST) is closely linked to the well-know El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, that is the primary global mode of climate variability in the 2–7 year time frame [*Cane*, 2005; *Mann et al.*, 2005]. El Niño is defined by SST anomalies in the eastern tropical Pacific, while the Southern Oscillation Index (SOI) is a measurement of the atmospheric circulation response in the Pacific-Indian Ocean.

[6] In the eastern Pacific a high variability is observed in atmospheric and oceanic parameters associated to ENSO phenomena. Coincidentally, it is observed in the same region a decrease in the intensity of the geomagnetic field, the SHMA. The magnetic anomaly, also known as the South Atlantic Anomaly (SAA), is a region of low intensity magnetic field in the tropical region over the Pacific and Atlantic Oceans and the South America. It is caused by the eccentricity of the geomagnetic dipole and the presence of multipole perturbations that give rise to a series of phenomena in the southern hemisphere, that are important to the physics of the magnetosphere and ionosphere [*Asikainen and Mursula*, 2005; *Lin and Yeh*, 2005; *Pinto and Gonzalez*, 1989a, 1989b]. As a consequence of the temporal evolution of the flow in the Earth's core that sustains the geomagnetic field, it is observed a westward drift (approximately $0.2^\circ \text{ yr}^{-1}$) of the SHMA [*Pinto et al.*, 1991]. The GCRs flux depends on the magnetic rigidity, and as expected, in the tropical region it is observed higher GCRs flux in the SHMA. GCRs are responsible for the ionization in the lower atmosphere below 35 km and are the principal source of ionization over the oceans [*Harrison and Carslaw*, 2003].

¹Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil.

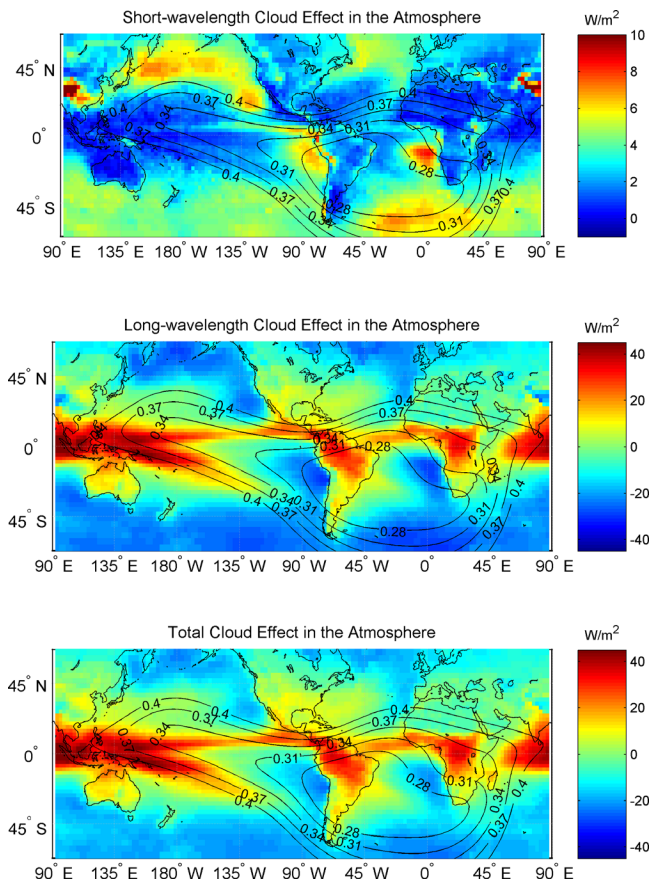


Figure 1. Annual means of the short-wavelength, long-wavelength and total cloud effects on radiative fluxes in the atmosphere for the period July 1983 to June 2001. The superposed black lines show the iso-intensity contours of the geomagnetic field at ground for year 1990.

[7] Aerosols are thought to cool the planet's surface through increase scattering and cloud cover and re-radiation of solar energy to space. Clouds play an important role in the Earth's radiation budget through trapping outgoing radiation and reflecting incoming radiation [Allen, 2003; Barnett *et al.*, 2005]. The principal motivation of this paper is to explain the cloud effects on the radiative flux in the atmosphere in the region of the SHMA in terms of cosmic rays effects and/or highly energetic solar proton events.

2. Variability of Cloud Effects on the Radiative Flux in the SHMA

[8] In order to study the cloud effects on the radiative flux in the atmosphere in the region of SHMA we used the ISCCP D2 data. The variables used in this study are the cloud effects on net flux (the difference of upward and downward fluxes) with positive values indicating energy input or heating and negative values indicating energy loss or cooling. The short-wave fluxes (SW) are for wavelengths from 0.2 to 5 microns and the long-wave fluxes (LW) are for wavelengths from 5 to 200 microns. Even though the wavelength ranges overlap, radiation in SW comes solely from the Sun and in LW comes solely from Earth. Zhang *et*

al. [2004] described the calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP.

[9] Figure 1 shows the annual means of the SW, LW, and Total cloud effects on radiative flux in the atmosphere for the period July/1983 to June/2001. The superposed lines show the iso-intensity contours of the geomagnetic field at surface for year 1990, estimated using the International Geomagnetic Reference Model (IGRF). The low intensity magnetic region over the South America and adjoin oceans is the SHMA. Observe in the middle and bottom panel that the "tongue" in the intensity of the magnetic field is quite coincident with a region of intense negative forcing in the eastern Pacific, which is surrounded by a region of intense positive forcing.

[10] These patterns are due to a reduction in the high and middle cloud amount in the tropical eastern Pacific and an increase in the low cloud amount. The cloud patterns in the eastern Pacific are classically explained as a consequence of the large scale atmospheric circulation and the atmosphere-ocean coupling. The patterns in the Atlantic are more complex and seem to be biased by meteorological systems over the South America. In this study, we analyze just the patterns in the eastern Pacific, which are associated to the ENSO phenomena.

[11] To analyze the cloud effects on the radiative flux in the eastern Pacific we calculated the monthly average of the parameters in six regions of the southern Pacific (40°S to 0°) from January/1984 to December/2000. The regions were defined according to the surface total magnetic field intensity (see Figure 2). We defined the cloud anomalies effects on SW, LW and Total net radiative fluxes as the deviations of monthly mean values of components.

[12] Figure 3 shows from top to bottom the statistical analysis of the cloud effects on SW, LW, and Total net fluxes in the defined regions. Each box has lines at the lower quartile, median, and upper quartile value. The whiskers are lines extending from each end of the box to show the extent of the rest of the data. Outliers are data with values beyond the ends of the whiskers. If there is no data outside the whisker, a cross is placed at the bottom whisker. We performed a t-test to verify the hypothesis that there is no true difference between the means in the inner region of the SHMA (regions 4–6) and the surrounding region (region 3). We concluded that LW and Total net flux in the inner region of the SHMA are significantly different from the surrounding region at $p = 0.001$. It is observed in the LW and in the Total net fluxes a heating effect in the outer regions of the SHMA (regions 1–3) and a cooling effect in the inner region of the SHMA (regions 4–6). In the SW net flux it is observed a gradual increase in the heating effect toward the inner region of the SHMA.

3. Correlation of the Cloud Effects and the GCRs

[13] To analyze the cosmic ray modulation in the cloud effects we used monthly values of cosmic ray data from Huancayo, Peru, located at 12°S and 75°W at an altitude of 3400 m and a cutoff rigidity equals to 12.92 GeV. We normalize the cosmic ray data to the mean value from 1953 to 2000.

[14] Figure 4 shows the anomalies of cloud effects on SW (red lines) and LW (green lines) net flux for each region.

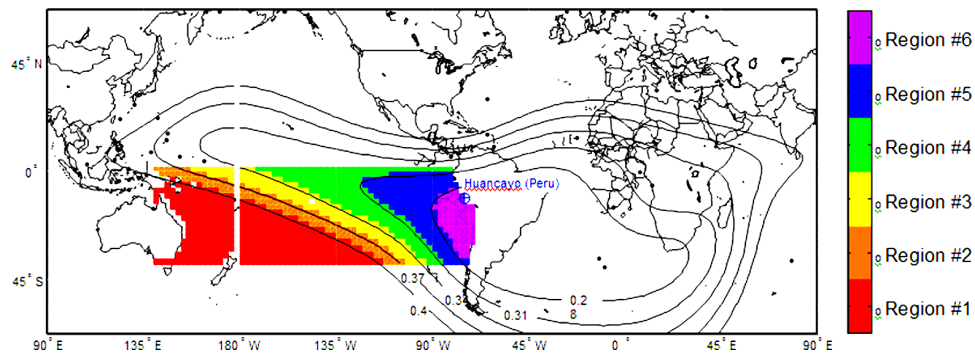


Figure 2. Regions in the southern Pacific defined according to the total magnetic field intensity (B): Region #1 ($B > 0.40$ Gauss); Region #2 ($0.37 < B \leq 0.40$ Gauss); Region #3 ($0.34 < B \leq 0.37$ Gauss); Region #4 ($0.31 < B \leq 0.34$ Gauss); Region #5 ($0.28 < B \leq 0.31$ Gauss); and Region #6 ($B \leq 0.28$ Gauss). The regions were defined between 140°E and 70°W . The superposed lines show the iso-intensity contours of the surface geomagnetic field for year 1990. (1 Gauss = 10^5 nT).

Superimposed it is shown the cosmic ray data (blue lines). Note that SW net fluxes anomalies does not follow the behavior of the GCRs, while the LW net fluxes anomalies in Regions 4–6 follow quite well the behavior of cosmic rays.

[15] The correlation map of GCRs and anomalies of LW cloud effects on radiative fluxes is shown in Figure 5. The correlation coefficients, r , are calculated from a 12-month running mean for each region. The correlation coefficients are statistically significant at the level of 99.9%. It is remarkable that the correlation increases as the total magnetic field intensity decrease, that is, the correlation increases in the inner region of the SHMA. The reduction of high and middle cloud amount in the region of the SHMA leads to a reduction in the LW net fluxes in the atmosphere, that is, a reduction in the outgoing radiation trapping. Similar pattern in the LW net flux in the SHMA is also observed in the top of atmosphere data. The reduction

of cloud amount also leads to a decrease of the reflection of the incoming radiation.

4. Discussion

[16] On basis of the analysis present here, the cloud effects on radiative fluxes in the SHMA seem to be explained in terms of cosmic ray effects. The basic explanation is that the cosmic ray energy spectrum is modulated by the geomagnetic field and the ionizing potential of the

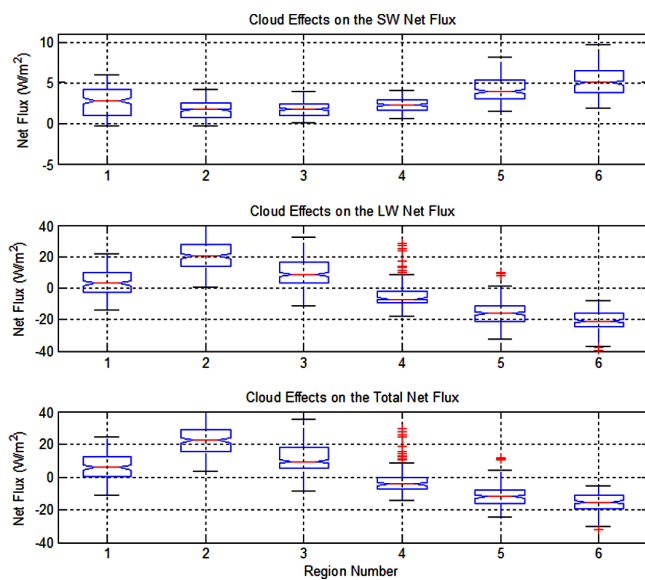


Figure 3. Statistical analysis of the cloud effects on (top) SW, (middle) LW and (bottom) Total Net Fluxes in the defined regions from January/1984 to December/2004.

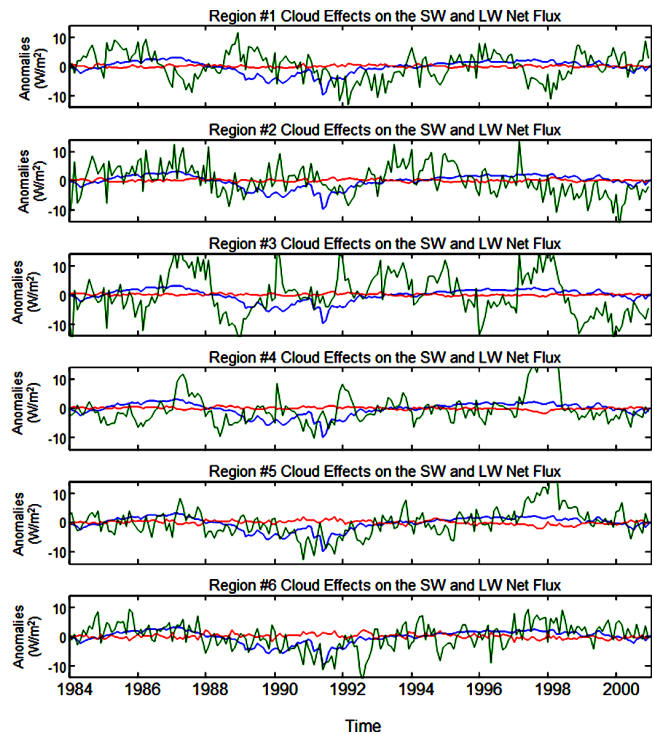


Figure 4. From top to bottom are shown the anomalies in the SW (red lines) and LW (green lines) Net Fluxes for the defined regions. Superposed is shown the cosmic ray data observed at Huancayo (blue lines). Notice that the SW Net Flux does not follow the behavior of the cosmic rays, while LW Net Flux anomalies in Regions 4–6 follow quite well the behavior of cosmic rays.

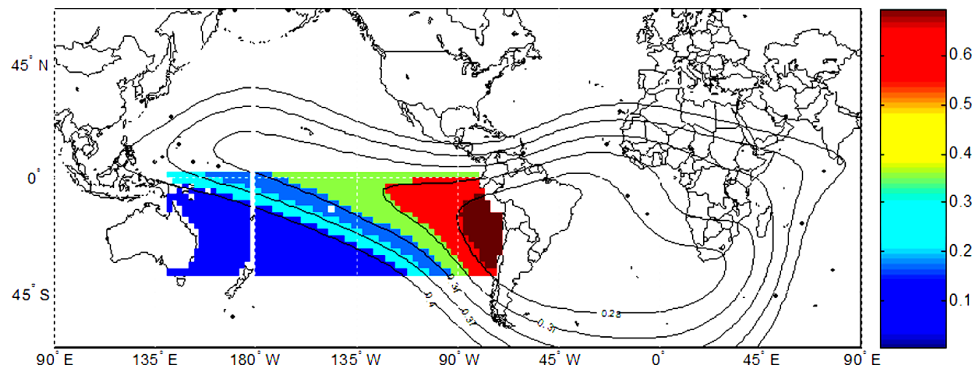


Figure 5. Correlation map of Galactic Cosmic Rays and anomalies of the LW Cloud Effects on Radiative Flux. The correlation coefficients, r , are calculated from a 12-month running mean for each region. The correlation coefficients are statistically significant at the level of 99.9%. Note that the correlation increases as the total magnetic field intensity decreases.

cosmic rays depend in a complicated way on the local atmosphere composition and the energy of the primary and secondary cosmic ray particles. The region where the geomagnetic reduction in cosmic rays is least, the cosmic ray effect on clouds appears greatest.

[17] At this point, it is not possible to establish the physical mechanisms that drive the atmospheric and oceanic variability in the SHMA. However, plausible indirect physical mechanisms have been outlined recent through which ions could influence clouds at natural atmospheric water supersaturations, such as by electric charge effects on aerosol-cloud microphysics. It seems also that, in agreement with the suggestion of *Carlsaw et al.* [2002], the marine air in the eastern Pacific might provide a suitable environment for the formation of new particles from ions, as clear air is one of the requirements for the nucleation of new aerosol particles to occur.

[18] A third mechanism to be investigated is the ozone depletion in the upper stratosphere in the SHMA region due to highly energetic protons observed during solar proton events (SPEs) caused by large solar storms. Highly energetic protons associated to SPEs produce ionizations, excitations, dissociations, and dissociative ionization of the background constituents, which lead to the production of odd hydrogen (HOx) and odd nitrogen (NOy). *Jackman et al.* [2005] reported that during the October–November 2003 large solar storms it was observed a short-term ozone depletion of 40% in the Southern Hemisphere polar lower mesosphere, probably a result of the HOx increases. They also observed ozone depletions of 5–8% in the southern polar upper stratosphere lasting days beyond the events, most likely a result of the NOy enhancements. These observations illustrate the substantial impact of solar protons on the polar neutral atmosphere.

[19] The impact of changes in the solar ultra-violet emission on ozone levels in the stratosphere has been considered as a candidate to explain the influence of solar activity on climate [*Haigh, 2003*]. The variations in solar irradiance and ozone levels in the stratosphere may lead to small but significant changes in global weather patterns. Changes in the level of ozone in the stratosphere modify the radiative flux at the top of the atmosphere (known as “radiative forcing”) and hence cause changes in the weather and climate patterns, including cloud coverage.

[20] Whilst ozone changes in radiative forcing, energetic particles and cosmic rays have all been suggested to link solar changes with climate, they are by no means alternative explanations. It is quite conceivable that they could all occur, but to different extents in different regions. However because of the geomagnetic influence, the SHMA observations strongly suggest a charged particle effect.

[21] The association of the cloud effects on the radiative fluxes in the atmosphere and the SHMA give rise to a new interpretation of the observed climate changes. As the SHMA is a dynamic feature of the Earth’s magnetic field and is drifting westward, it is expected a westward drift of the cloud effects on the radiative flux. The main consequence of the drift of the SHMA could be an increase in the area over the Pacific with an intense negative forcing that could increase the variability of the SST and atmospheric circulation associated to ENSO phenomena. It is also expected to observe a westward drift of meteorological systems over the South America and adjoin oceans, including the Caribbean basin where tropical storms are intensified.

[22] **Acknowledgments.** The authors would like to acknowledge FAPESP (projects 02/12723-2 and 03/11194-9) and CNPq (project 143004/2005-0 and 472396/04-8) for the financial support. The ISCCP D2 data/images were obtained from the International Satellite Cloud Climatology Project web site <http://isccp.giss.nasa.gov> maintained by the ISCCP research group at NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, NY. The cosmic rays data were obtained from the National Geophysical Data Center (NGDC) web site: <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpcosmicrays.html>. The authors would like to thank the referee for their comments and suggestions to improve the discussion.

References

- Allen, M. R. (2003), Climate forecasting: Possible or probable?, *Nature*, 425, 242.
- Asikainen, T., and K. Mursula (2005), Filling the South Atlantic anomaly by energetic electrons during a great magnetic storm, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16102, doi:10.1029/2005GL023634.
- Barnett, T. P., et al. (2005), Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309.
- Cane, M. A. (2005), The evolution of El Niño, past and future, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230, 227–240.
- Carlsaw, K. S., et al. (2002), Cosmic rays, clouds, and climate, *Science*, 298, 1732–1737.
- Farrar, P. D. (2000), Are cosmic rays influencing oceanic cloud coverage - or is it only El Niño?, *Clim. Change*, 47, 7–15.
- Haigh, J. D. (2003), The effects of solar variability on the Earth’s climate, *Philos. Trans. R. Soc.*, 361, 95–111.

- Harrison, R. G., and K. S. Carslaw (2003), Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere, *Rev. Geophys.*, *41*(3), 1012, doi:10.1029/2002RG000114.
- Harrison, R. G., and D. B. Stephenson (2006), Empirical evidence for a nonlinear effect of galactic cosmic rays on clouds, *Proc. R. Soc. A*, *462*(2068), 1221–1233, doi:10.1098/rspa.2005.1628.
- Jackman, C. H., M. T. DeLand, G. J. Labow, E. L. Fleming, D. K. Weisenstein, M. K. W. Ko, M. Sinnhuber, and J. M. Russell (2005), Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October–November 2003, *J. Geophys. Res.*, *110*, A09S27, doi:10.1029/2004JA010888.
- Lin, C. S., and H. C. Yeh (2005), Satellite observations of electric fields in the South Atlantic anomaly region during the July 2000 magnetic storm, *J. Geophys. Res.*, *110*, A03305, doi:10.1029/2003JA010215.
- Mann, M. E., et al. (2005), Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years, *J. Clim.*, *18*, 447–456.
- Marsh, N., and H. Svensmark (2000), Cosmic rays, clouds, and climate, *Space Sci. Rev.*, *94*, 215–230.
- Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1989a), Energetic electron precipitation at the South Atlantic magnetic anomaly—A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *51*, 351–365.
- Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1989b), X-ray measurements in the atmospheric environment of Brazil, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. A*, *280*, 499–502.
- Pinto, O., et al. (1991), The westward drift of the South Atlantic magnetic anomaly, *Ann. Geophys.*, *9*, 239–241.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer (1991), ISCCP cloud data products, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *72*, 2–20.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer (1999), Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *80*, 2261–2287.
- Schiffer, R. A., and W. B. Rossow (1983), The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)—The 1st project of the World Climate Research Programme, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *64*, 779–784.
- Schiffer, R. A., and W. B. Rossow (1985), ISCCP global radiance data set—A new resource for climate research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *66*, 1498–1505.
- Svensmark, H. (2000), Cosmic rays and Earth's climate, *Space Sci. Rev.*, *93*, 175–185.
- Svensmark, H., and E. Friis Christensen (1997), Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—A missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *59*, 1225–1232.
- Zhang, Y., W. B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, and M. I. Mishchenko (2004), Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data, *J. Geophys. Res.*, *109*, D19105, doi:10.1029/2003JD004457.

L. A. da Silva and L. E. A. Vieira, Divisão de Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Av. dos Astronautas, 1758, 12227-010 São José dos Campos—SP, Brazil. (vieira@dge.inpe.br)



Are changes of the geomagnetic field intensity related to changes of the tropical Pacific sea-level pressure during the last 50 years?

Luis Eduardo Antunes Vieira,¹ Ligia Alves da Silva,^{1,2} and Fernando Luís Guarnieri³

Received 22 January 2008; revised 17 March 2008; accepted 9 April 2008; published 26 August 2008.

[1] The influence of solar variability into the lower atmospheric regions has been suggested on different atmospheric parameters in different time scales. However, a plausible mechanism to explain these observations remains unclear. Although it is widely accepted that the climate change over the past 50 years is attributed to human influence, we present the case that local climate change in the tropical Pacific may be due to changes in the Earth's magnetic field strength. The changes in the tropical Pacific circulation have been observed during the last 50 years, and they are attributed to the increase of the global surface temperature. However, a geomagnetic modulation of the net radiative flux in the southern tropical Pacific was recently suggested. Moreover, comparisons of long-term reconstructions of the Northern Hemisphere surface temperature and solar activity proxies indicated that the existence of a geomagnetic signal in climate data would support a direct link between solar variability and their effects on climate. Here we show that in the tropical Pacific the sea-level pressure, which is a component of the Walker circulation, could be related to the magnetospheric, ionospheric, and upper-atmosphere processes which may propagate downward to the lower atmosphere. Furthermore, we show that the changes in sea-level pressure and the Walker circulation are correlated to the westward drift of the magnetic anomaly. We compare the region averaged monthly values of the sea-level pressure in the tropical Pacific with those of the magnetic field intensity near the surface for the last 50 years. We find that the sea-level pressure in the tropical Pacific is increasing as the magnetic field intensity is decreasing. The correlation coefficient of the sea-level pressure 36-month running means versus the magnetic field intensity is 0.96. We anticipate our investigation to be a starting point for a more sophisticated investigation of the coupling between the space weather processes and lower atmosphere and ocean dynamics.

Citation: Vieira, L. E. A., L. A. da Silva, and F. L. Guarnieri (2008), Are changes of the geomagnetic field intensity related to changes of the tropical Pacific sea-level pressure during the last 50 years?, *J. Geophys. Res.*, *113*, A08226, doi:10.1029/2008JA013052.

1. Introduction

[2] Several observations suggest that the Earth's climate is changing. The most evident manifestation of these changes is the increase of the global surface temperature [Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007]. The influence of solar variability on climate is an important research topic intending to estimate the natural contributions to climate change. The solar influence on the lower atmospheric regions has been strongly suggested on different atmospheric parameters in different time scales [e.g., Bond *et al.* 2001; Usoskin *et al.* 2005; Solanki and Krivova, 2003; Labitzke and van Loon, 1995; Marsh and Svensmark, 2000;

De Jager and Usoskin, 2006; Van Loon *et al.*, 2007], but a plausible mechanism to explain these observations remains unclear.

[3] The main solar activity mechanisms proposed to explain these observations are (1) the variability of the total solar irradiance causing a change in the total energy input to the earth's atmosphere and consequent warming/cooling [Solanki and Krivova, 2003; Krivova *et al.*, 2003]; (2) the variability of the solar ultraviolet emission and its effects on the stratospheric ozone and thermal structure [Haigh *et al.*, 2005; Matthes *et al.*, 2004; Cubasch and Voss, 2000; Haigh, 2003; Lean, 2001]; (3) the cosmic ray effects on the cloud coverage [Marsh and Svensmark, 2000; Svensmark and Friis-Christensen, 1997; Carlsaw *et al.*, 2002; Harrison and Carlsaw, 2003]; and (4) high-energy particle precipitation effects on mesospheric and stratospheric ozone and thermal structure [Jackman *et al.*, 2005, 2006; Randall *et al.*, 2005, 2006].

[4] The last two mechanisms depend on a combination of solar and geomagnetic modulation [see Courtillot *et al.*,

¹Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau, Germany.

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil.

³Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, Brazil.

2007 and references therein]. The main part of the geomagnetic field originates in the Earth's outer core [see *Olson and Amit*, 2006 and references therein]. According to the dynamo theory the geomagnetic field has a complex structure within the core. However, this dynamo generated field is relatively simple near the surface, consisting of a dipole inclined to the rotation axis that accounts for about 80% of the total and a nondipole part that accounts for the remainder. The dipole moment of Earth's magnetic field has decrease by nearly 9% over the past 150 years according to archeomagnetic measurements [*Olson and Amit*, 2006]. Maps of the geomagnetic field on the core-mantle boundary derived from ground-based and satellite measurements reveal that most of the present episode of dipole moment decrease originates in the southern hemisphere. The expansion of the Southern Hemisphere Magnetic Anomaly (SHMA), also known as South Atlantic Magnetic Anomaly (SAA), a low-intensity region in the geomagnetic field over South America and the adjacent oceans, is associated to the reduction of the dipole moment on the core-mantle boundary. Studies of the average drift rate indicates that the SHMA drifts westward at a rate of approximately 0.28° per year and northward approximately 0.08° per year [*Pinto et al.*, 1991; *Badhwar*, 1997]. As a consequence of the low-intensity magnetic field the precipitation of particles is higher than elsewhere at the same geographical latitudes [*Asikainen and Mursula*, 2005; *Pinto and Gonzalez*, 1989, 1986].

[5] Recently, *Usoskin et al.* [2005] studied variations in the cosmic ray flux entering Earth's atmosphere due to a combination of solar modulation and geomagnetic shielding. The latter could add a long-term trend to the varying solar signal. They compared 1000-year reconstructions of sunspot numbers and cosmic ray flux, derived from cosmogenic isotope dates, with air temperature history in the Northern Hemisphere. They inferred higher temperatures during periods of intense solar activity. In addition, they report that three different statistical tests consistently indicate that the long-term trends in the temperature correlate better with cosmic rays than with sunspot numbers. This correlation suggests that the influence of the geomagnetic field strength, could explain why cosmic ray flux correlates better with the temperature rather than solar activity.

[6] Many interesting and significant atmospheric circulation features, such as the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomena, are observed in the equatorial and southern low-latitude regions of the Pacific Ocean [e.g., *Vincent*, 1994 and references therein]. An important aspect of the tropical circulation is the Walker Circulation, which is a large-scale zonal overturning of air across the equatorial Pacific Ocean [*Vecchi and Soden*, 2007; *Julian and Chervin*, 1978]. This circulation is fundamental to climate throughout the globe as its variations are closely linked to those of the ENSO [*Curtis et al.*, 2007].

[7] *Vieira and Da Silva* [2006] have shown that the effects produced by clouds on the net radiative flux over the southern Pacific Ocean are related to the intensity of the Earth's magnetic field. Over the inner region of the SHMA, a cooling effect of approximately 18 W/m^2 is observed, compared to a heating effect of approximately 20 W/m^2 over the outer region. They have also shown that the variability of the net radiative flux is correlated to cosmic

ray flux in the inner region of the SHMA. The correlation was also observed to increase in the inner region of the magnetic anomaly. They have proposed that as the SHMA is drifting westward, a westward drift in the cloud coverage and their corresponding effects on the radiative flux will be observed. They suggested that the main consequences of the drift may be an increase in the area over the eastern Pacific with lower cloud coverage, resulting in a reduction of the cloud effects on the net radiative flux, and the corresponding changes in the atmospheric circulation.

[8] Changes on the atmospheric circulation over the Pacific have been attributed to the increase of the surface temperature [e.g., *Vecchi and Soden*, 2007 and references therein]. *Zhang and Song* [2006] recently observed a systematic weakening in the horizontal pressure gradient across the Pacific over the last 50 years. They compared the sea-level pressure (SLP) observed in the low-pressure center of the West Pacific, and the north and south subtropical high-pressure centers in the East Pacific. The reduction in the pressure gradient of the SLP was observed by ship-based measurements and reanalysis data. They argued that the weakening is consistent with simulations from general circulation models, when sea-surface temperatures (SSTs) are uniformly raised. They also argued that it is consistent with reductions of the large-scale subsidence over the eastern Pacific produced in the models.

[9] Our principal motivation is to study the relation of the westward drift of the magnetic anomaly and changes in the atmospheric circulation in the equatorial Pacific. In order to investigate this hypothesis, we based our analysis on the systematic changes in the horizontal pressure gradient across the Pacific over the last 50 years. We assume that the large-scale vertical circulation in the tropics is part of the atmospheric system and any trend in the vertical circulation should therefore accompany trends in other components of the system. The paper is structured as follows. In section 2 we present the data analysis and the results. In section 3 we discuss our results and present our conclusions.

2. Data Analysis and Results

[10] Figure 1 shows the sea-level pressure (SLP) climatology from 1948 to 2005. The SLP climatology was computed using reanalysis data from the National Center of Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). It corresponds to the monthly SLP distributions averaged for the period from 1948 to 2008. The Walker circulation, which is an important feature of the tropical circulation [*Liu*, 1997], is seen at the surface as the northeast and southeast trade winds on the two sides of the Equator which transport westward air and water warmed by the incident solar irradiance. This circulation system is driven by the Coriolis force and pressure gradient forces directing from the high-pressure centers, north (HP-N) and south (HP-S) of the equator, to the low-pressure center in the Tropical Western Pacific (TWP) [*Zhang and Song*, 2006]. Surface air converges in the western Pacific to form the wet rising branch of atmospheric circulation, and diverges from the two centers of the subtropical highs to form its dry subsidence branch. The atmospheric circulation is closely related to cloud coverage and precipitation patterns in the southern Pacific region

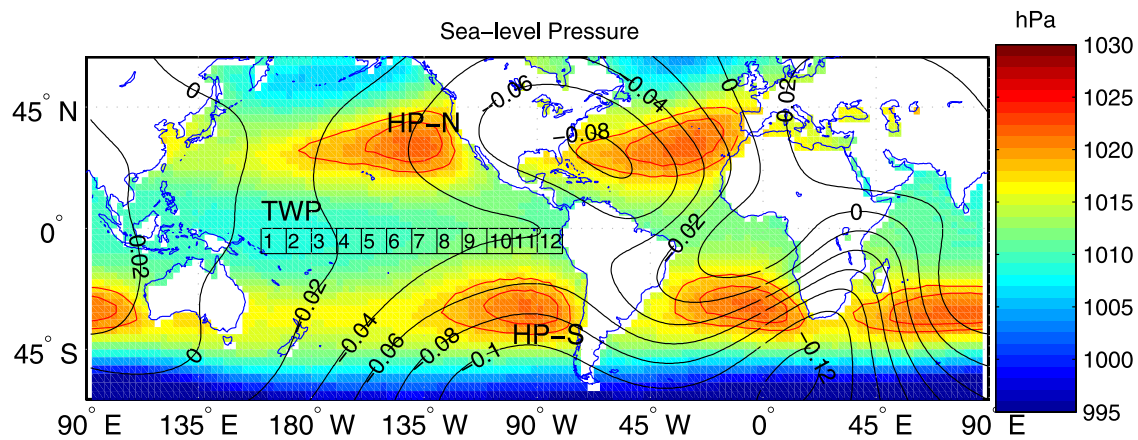


Figure 1. Sea-level pressure climatology from 1948 to 2005. The superimposed black lines show the difference between the geomagnetic field intensity near the surface between the years 1948 and 2005. The 12 regions analyzed in the tropical Pacific are indicated.

[e.g., Curtis *et al.*, 2007]. Two important large-scale features that occur in the Pacific SHMA region are: the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), and the South Pacific Convergence Zone (SPCZ).

[11] In this work, we used monthly SLP reanalysis data from 1948 to 2005 in order to examine the hypothesis that changes in the configuration of the geomagnetic field could be associated to changes in the atmospheric circulation. The SLP has been used as a proxy for diagnosing the Walker circulation [e.g., Trenberth, 1990]. The reanalysis data set for the Southern Hemisphere (SH) produced large root mean square errors around the true observations when it is compared to the Northern Hemisphere. It occurs because of fewer land-based observations in the SH [see Kistler *et al.*, 2001 for a detailed discussion about the error analysis of the reanalysis data set]. For this reason, we restricted the analysis to the tropical region.

[12] In order to analyze the SLP evolution in the eastern Pacific we calculated the monthly average of the SLP and the magnetic field intensity in 12 regions of 10° by 10° from 160° E to 80° W and from the equator to 10° S (see Figure 1). Figure 2 shows the time series for the regions 5–8 from 1948 to 2005. In order to remove partially the effects of ENSO and volcanic aerosols, as well as seasonal effects, we computed 36-month running means (black lines). The least squares best fit linear regression was performed and the results are shown in the figure and the specific parameters of the fit are given in Table 1. The 12 regions show an increasing trend of the SLP. However, it is noticeable that the increasing rate is not uniform in all regions.

[13] Figure 3 shows the statistical parameters of the SLP over the defined regions. We choose to present the statistical parameters using the Box Plot representation [McGill *et al.*, 1978], which is a graphical approach for examining one or more data sets. Each box has lines at the lower quartile, median, and upper quartile value. The lines extending from each end of the box show the extent of the rest of the data. Points beyond the lines are displayed using the symbol '+'. We note that the mean values of the SLP increase systematically from region 1 to 10 and decrease from region 10 to 12.

[14] Before we compare directly the trends in the SLP and trends in the magnetic field strength, we have to verify the hypothesis that there is no true difference between the means of each pair of regions. If there is no true difference between the means, it could be argued that comparisons between trends in the SLP and any parameter (geophysical or not) could lead to the same result. We performed a *t*-test to verify this hypothesis at the confidence level of 95%. We observed that the regions 3–7 show statistically independent mean values when compared to other regions. Regions 1–2 are in the western Pacific. From this analysis, we note that there is no true difference between these regions, and, consequently, there is not significant gradient between them. It occurs because these regions are in the ascending branch of the Walker Circulation. Regions 8–12 are close to South America coast which affects the easterly winds in the tropical Pacific.

[15] The first and second panels of Figure 4 show the geomagnetic field intensity (B) near the surface (10 km) for years 1940 and 2000 estimated using the *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) model. The bottom panel shows the magnetic field the 12 regions from 1948 to 2005. The westward drift of the magnetic anomaly and its expansion in the southern hemisphere is clearly noticeable. It is also important to note that the magnetic field strength near the surface is changing at different rates across the tropical Pacific. Higher rates are observed in the inner region of the magnetic anomaly, close to South America. For comparison, the difference between the geomagnetic field intensity near the surface between the years 1948 and 2005 is compared to the SLP climatology (see Figure 1). The changes in the magnetic field intensity are observable in both hemispheres. Significant changes over the south Pacific, near the high-pressure center, and over North America and western Atlantic are evident.

[16] In the Southern Hemisphere the largest changes in the particle flux in the ionosphere and in the upper and middle atmosphere should occur in the region where the changes in the magnetic field are the largest, generally below 30° S latitude. This region encompasses the anticyclonic system associated with the high-pressure center in the south Pacific (HP-S in Figure 1) which is one of the drivers

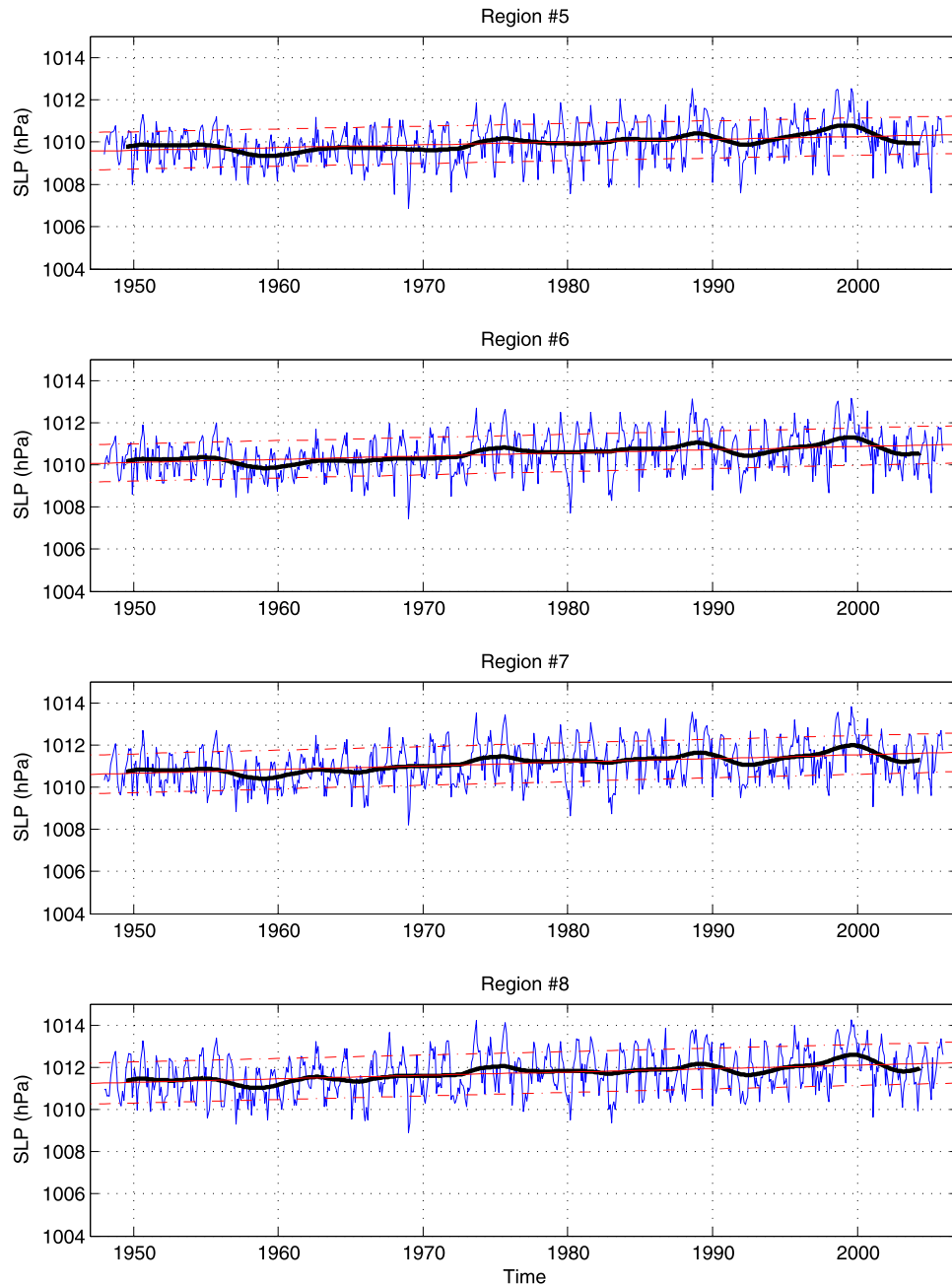


Figure 2. The monthly SLP averages estimated for regions 5–8 (blue lines) and 36-month running means (black lines). The continuous red lines show the linear models, and the dotted lines show the 1-sigma error.

of the easterly winds in the tropical Pacific. If the changes in the magnetic field influence tropospheric climate, we would also expect to detect changes in the SLP and circulation in the regions where the changes in the magnetic field are the largest. Unfortunately, as stated in the above, the quality of the reanalysis data is not as high as in the tropics, and we are thus unable to use this data set to test our hypothesis in the regions of large magnetic field change.

[17] Figure 5a shows a composition of the scatterplots of the SLP versus B for the 12 regions. The black continuous line shows the linear fitting for the whole data set, estimated using the least square fit method. The dotted black lines

show the 1-sigma model error. The frequency distribution of the Model Error is shown in the upper right panel. The Model Error is defined as the difference between the raw data and the linear fit and it is a measure of the quality of the linear fit. The distribution follows approximately a Gaussian distribution. Table 2 shows the linear fit parameters estimated for each of the 12 regions from SLP versus B scatterplots.

[18] We also performed a one-way analysis of covariance models. The slopes obtained from the linear models were tested for the individual regions using the Tukey-Kramer significant difference criterion, and we concluded that the

Table 1. Linear Models Estimated for the 12 Regions^a

Region	Slope	Intercept
1	0.00003027	986.95
2	0.00002314	992.22
3	0.00002538	990.85
4	0.00002978	987.99
5	0.00003551	984.32
6	0.00004134	980.67
7	0.00004767	976.71
8	0.00004548	978.89
9	0.00003743	985.17
10	0.00003280	988.75
11	0.00002698	992.86
12	0.00003750	984.69

^aSLP = Slope × Time + Intercept. The serial date number represents the whole and fractional number of days from a specific date and time, where the serial number 1 corresponds to 1 Jan 0000 00:00:00. (The year 0000 is merely a reference point and is not intended to be interpreted as a real year in time.)

slopes of the linear fitting for regions 3–9 have no significant difference. Figure 5c shows the composite scatterplot of SLP versus B for regions 3–9. The black lines represent the 36-month running mean. The continuous blue line shows the best linear fit for regions 3–9 data, and the dotted blue lines the 1-sigma error. The time dependence is obtained observing that SLP increases and B decreases from 1948 to 2005. The correlation coefficient estimated for the SLP versus B using raw data and the 36-month running means are equal to 0.71 and 0.96, respectively. The SLP increases as B decreases from 1948 to 2005, which matches the SHMA westward drift.

3. Discussion and Conclusions

[19] We have compared the region averaged monthly values of the sea-level pressure in the tropical Pacific to those of the magnetic field intensity near the surface from 1948 to 2005. We find that the sea-level pressure in the tropical Pacific is increasing as the magnetic anomaly is drifting westward.

[20] The 12 regions analyzed across the tropical Pacific show an increase in the SLP. However, as presented in Table 1, the increase is not uniform. The rate in which the SLP change increases from regions 2 to 7. From region 7 to 11 the rate decreases. This analysis supports the conclusion that the forcing in the tropical Pacific is not uniformly distributed. In agreement with the sea-level pressure climatology, we observed also that the regions 3–7 show statistically independent mean values when compared to other regions (see Figure 3).

[21] The westward drift of the SHMA is caused by changes in the current systems produced by the Earth’s core. As the magnetospheric, ionospheric and upper atmospheric processes are controlled by the Earth’s magnetic field configuration, any changes to this configuration affects the space weather processes. One can see in the third panel of Figure 4 that the magnetic field estimated across the Pacific is decreasing as the SHMA is drifting westward. It is also noticeable that the magnetic field intensity is decreasing at different rates. The rate increases in the eastern tropical Pacific (inner region of the magnetic anomaly). In the western Pacific, the magnetic field intensity is decreasing at a much lower rate.

[22] Comparing directly changes in both quantities, we find that the sea-level pressure is increasing as the magnetic field is decreasing. This relation is stronger if comparing just regions 3–9. The linear negative correlation found between the sea-level pressure and the magnetic field in the tropical Pacific is valid for the period of time we analyzed. It is known that the Earth’s magnetic field has reversed over time, and at least for some period, the magnetic field is quite weak. If there is a negative correlation in changes in the magnetic field and the sea-level pressure, the inescapable conclusion is that the pressure will approach infinity when the magnetic field becomes quite weak, which is impossible. As the magnetic anomaly is a region of low-intensity magnetic field over South America and the adjacent oceans, a future investigation of changes in the atmospheric circulation over the entire region of the magnetic anomaly is necessary to understand if

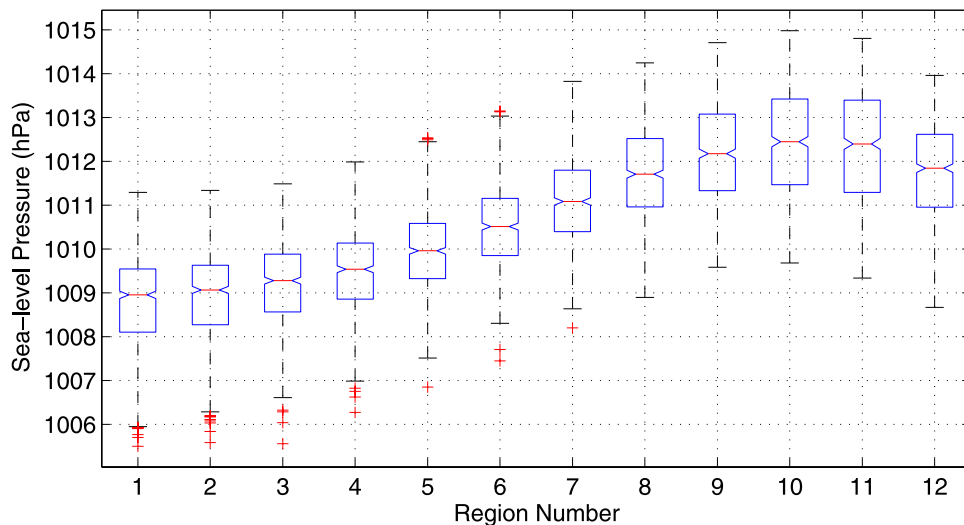


Figure 3. The statistical parameters of the SLP for the defined regions from January/1948 to December/2005.

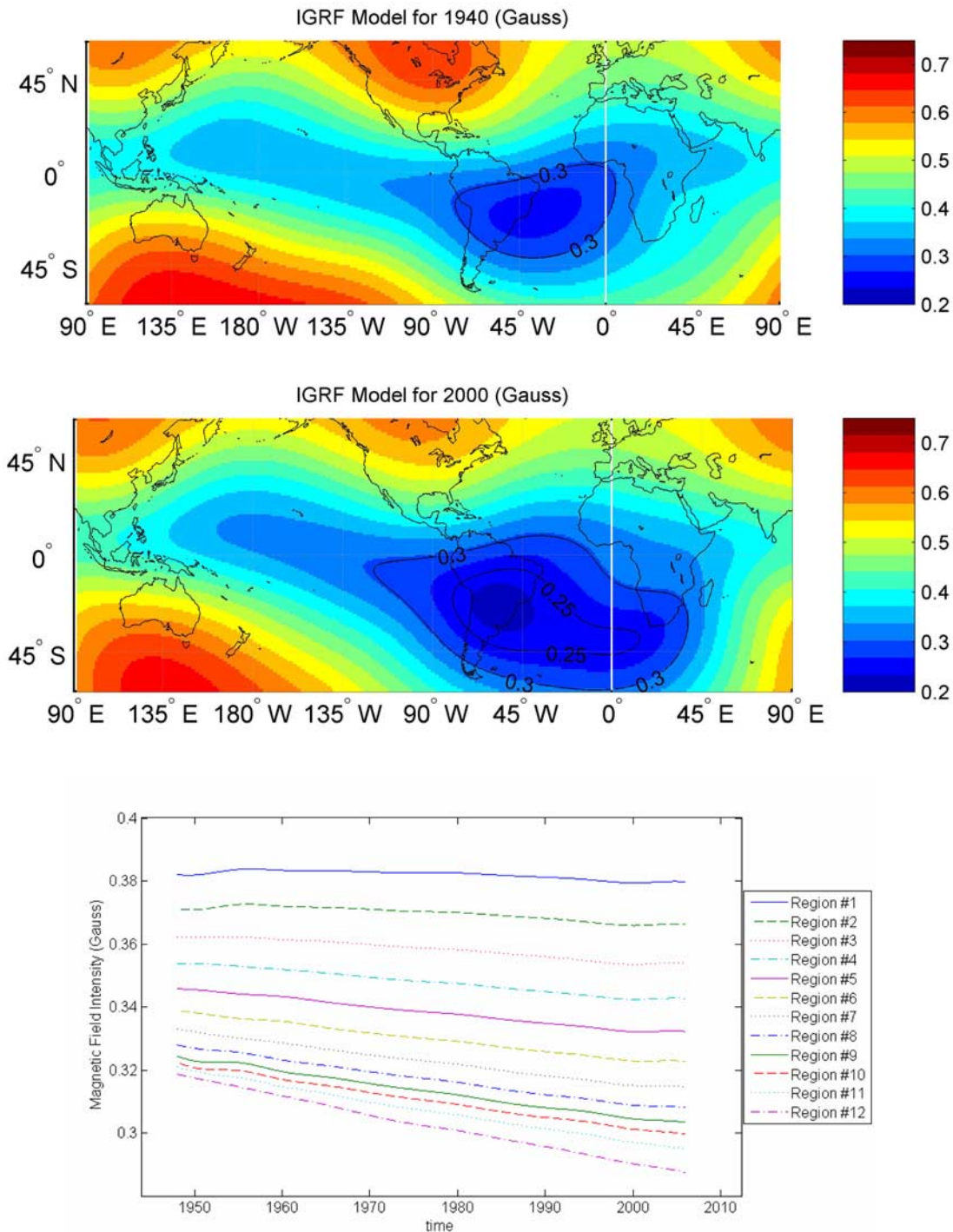


Figure 4. The first and second panels show the magnetic field intensity for years 1940 and 2000 at the surface which was estimated using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model and the difference of the magnetic field intensity between years 2000 and 1940. The third panel shows the region averaged magnetic field intensity for years 1940–2005 at the surface, estimated using the IGRF model.

physical processes exist that are responsible for the linear correlation found in the tropical Pacific.

[23] The correlation found suggests the possibility that the changes in the magnetosphere, ionosphere and upper atmosphere during last 50 years may have been mapped downward to the middle and lower atmosphere and Pacific Ocean. Hence our analysis arrives at the usual problem

facing researchers in this area – how do these processes in the high atmosphere cause an amplification of energy on the order of 10^5 to 10^6 needed to influence the troposphere? From the data analyzed here it is not possible to answer this question and it is still a fundamental issue to be resolved.

[24] However, it is plausible that the observed changes in the SLP to be related to changes in the ozone abundance in

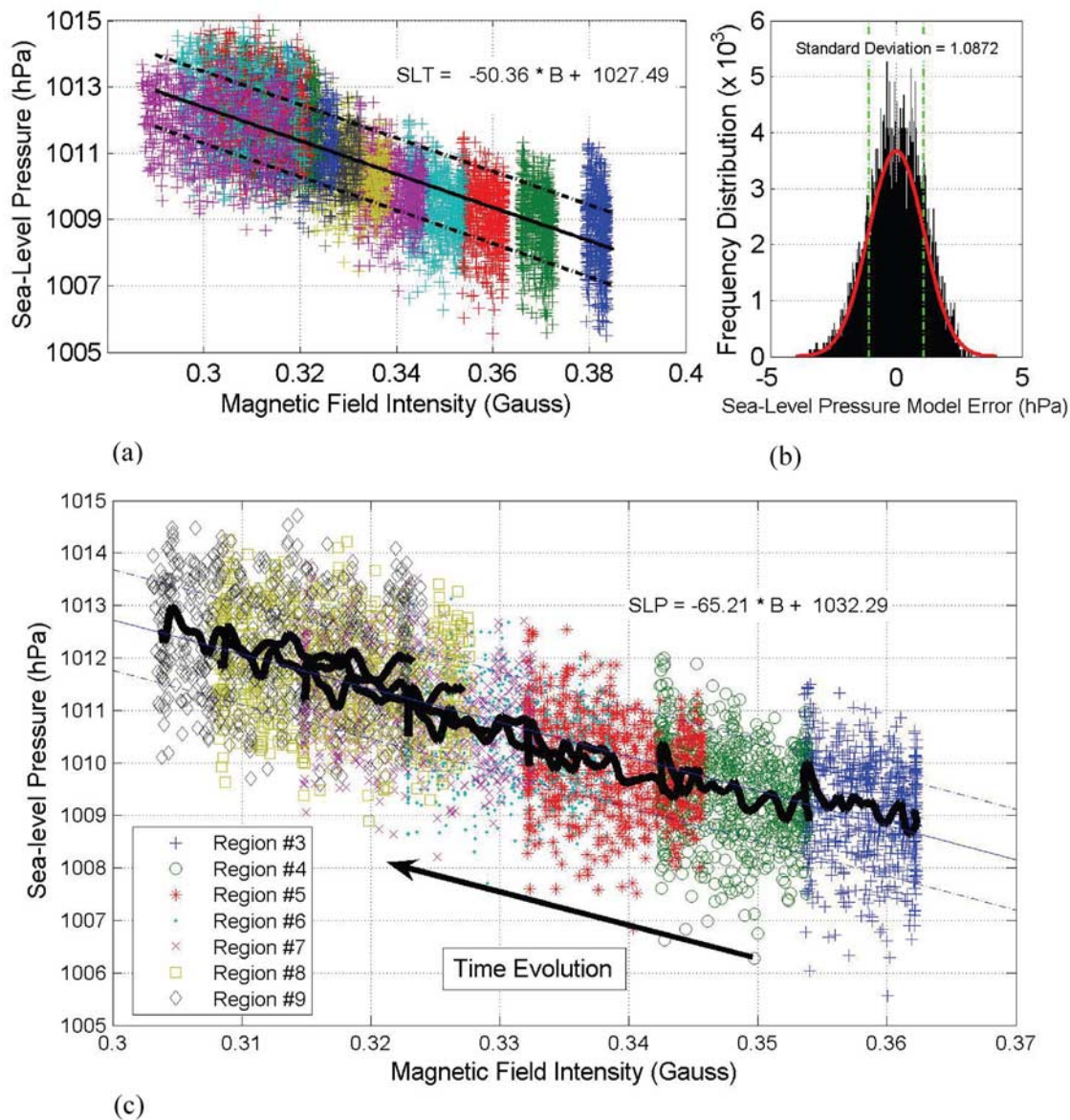


Figure 5. (a) Scatterplot of the sea-level pressure versus the magnetic field intensity. The black line shows the line of best fit for the whole data set. The dotted black lines show the 1-sigma model error. (b) Frequency distribution of the model error. (c) Scatterplot of the sea-level pressure versus the magnetic field intensity for regions 3–9. The continuous blue line shows the line of best fit, and the dotted blue lines show the 1-sigma error. The black lines are the 36-month running means for regions 3–9. The slopes for these regions are not significantly different at the confidence level of 95%.

the magnetic anomaly region through energetic particle precipitation. As ozone absorbs electromagnetic radiation, changes in ozone concentrations alter Earth's radiative balance by modifying both incoming solar radiation and outgoing terrestrial radiation [e.g., *Lean et al.*, 2005]. In this way, ozone controls solar energy deposition in the stratosphere and its variations alter both the vertical temperature gradient in the stratosphere, from the equator to the poles. These changes are assumed to propagate downward through a chain of feedbacks involving thermal and dynamical processes [*Arnold and Robinson*, 2001; *Boville*, 1984; *Haigh*, 2003; *Polvani and Kushner*, 2002].

[25] New analyses show a correlation between the lower stratosphere temperature and the magnetic field configura-

tion in the south hemisphere [L. Da Silva et al., Longitudinal anomaly in the lower stratospheric temperature in southern hemisphere: Effects of particle precipitation in the southern hemisphere magnetic anomaly?, submitted to *Geophysical Research Letters*, 2008]. It was noted that during the austral winter and spring, in the subtropical region (below 30°S), the reduction of the lower stratosphere temperature occurs systematically in the magnetic anomaly area. However, from this analysis it is not possible to distinguish if these effects could be related to particle precipitation in the lower stratosphere or, most probably, in the lower mesosphere/upper stratosphere and than propagating downward. *Pinto et al.* [1990] estimated that the ozone depletion due to electron precipitation at 70–80 km

Table 2. Comparison Between the Linear Models for the 12 Regions^a

Term	Estimate	Standard Error	<i>T</i>	Prob > <i>T</i>
Intercept	1028.2472	1.2706	809.2539	0.0000
Differences				
1	22.5560	10.1067	2.2318	0.0257
2	7.7433	6.1318	1.2628	0.2067
3	2.1209	4.3729	0.4850	0.6277
4	-0.7664	3.4751	-0.2206	0.8254
5	-0.7146	2.9828	-0.2396	0.8107
6	-0.3281	2.6431	-0.1241	0.9012
7	0.1041	2.3904	0.0435	0.9653
8	-1.6458	2.2358	-0.7361	0.4617
9	-4.5346	2.1545	-2.1047	0.0354
10	-6.4739	2.0685	-3.1298	0.0018
11	-9.2430	1.9130	-4.8316	0.0000
12	-8.8179	1.7290	-5.0999	0.0000
Slope	-51.0703	3.4836	-14.6603	0.0000
Differences				
1	-58.8923	26.4806	-2.2240	0.0262
2	-22.1631	16.5982	-1.3353	0.1818
3	-8.0627	12.1859	-0.6616	0.5082
4	-0.6189	9.9269	-0.0623	0.9503
5	-0.8515	8.7009	-0.0979	0.9220
6	-1.6684	7.8398	-0.2128	0.8315
7	-2.2896	7.1744	-0.3191	0.7496
8	4.1731	6.7649	0.6169	0.5373
9	14.2861	6.5558	2.1792	0.0293
10	20.9932	6.3074	3.3283	0.0009
11	29.3664	5.8131	5.0517	0.0000
12	25.7277	5.2102	4.9379	0.0000

^aSLP = Slope × B + Intercept.

in the SHMA region during large geomagnetic storms can be as much as 30%. We speculate that the patterns of the atmospheric circulation, cloud coverage and SST distribution associated with the Walker circulation could be an indicative of the influence of space weather processes in the atmospheric dynamics through changes in the composition and thermal structure.

[26] Summarizing, we investigated the hypothesis that in the tropical Pacific the sea-level pressure, which is a component of the Walker circulation, could be related to the magnetospheric, ionospheric and upper-atmosphere processes which may propagate downward to the lower atmosphere. We compared the region averaged monthly values of the sea-level pressure in the tropical Pacific to those of the magnetic field intensity near the surface for the last 50 years. We found that the sea-level pressure in the tropical Pacific is increasing as the magnetic field intensity is decreasing. Assuming that trends in the sea-level pressures should accompany trends in other components of the system, we conclude that the westward drift of the magnetic anomaly may be related to changes in the tropical atmospheric circulation.

[27] **Acknowledgments.** The authors would like to acknowledge FAPESP (projects 02/12723-2, 03/11194-9, and 07/11192-9) and CNPq (project 202142/2007-8) for the financial support.

[28] Amitava Bhattacharjee thanks the reviewer for his assistance in evaluating this paper.

References

- Arnold, N. F., and T. R. Robinson (2001), Solar magnetic flux influences on the dynamics of the winter middle atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(12), 2381–2384.
- Asikainen, T., and K. Mursula (2005), Filling the South Atlantic anomaly by energetic electrons during a great magnetic storm, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16102, doi:10.1029/2005GL023634.

- Badhwar, G. D. (1997), Drift rate of the South Atlantic anomaly, *J. Geophys. Res.*, **102**(A2), 2343–2349.
- Bond, G., et al. (2001), Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene, *Science*, **294**(5549), 2130–2136.
- Boville, B. A. (1984), The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1132–1142.
- Carslaw, K. S., et al. (2002), Cosmic rays, clouds, and climate, *Science*, **298**, 1732–1737.
- Courtillot, V., et al. (2007), Are there connections between the Earth's magnetic field and climate?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253**(3–4), 328–339.
- Cubasch, U., and R. Voss (2000), The influence of total solar irradiance on climate, *Space Sci. Rev.*, **94**(1–2), 185–198.
- Curtis, S., et al. (2007), Precipitation extremes estimated by GPCP and TRMM: ENSO relationships, *J. Hydrometeorol.*, **8**(4), 678–689.
- De Jager, C., and I. G. Usoskin (2006), On possible drivers of Sun-induced climate changes, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **68**, 2053–2060.
- Haigh, J. D. (2003), The effects of solar variability on the Earth's climate, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **361**, 95–111.
- Haigh, J. D., M. Lockwood, M. S. Giampapa, I. Rüedi, M. Güdel, and W. Schmutz (Eds.) (2005), *The Sun, Solar Analogs and the Climate*, Springer, Berlin.
- Harrison, R. G., and K. S. Carslaw (2003), Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere, *Rev. Geophys.*, **41**(3), 1012, doi:10.1029/2002RG000114.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York. Related online version (cited on 03 September 2007) <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>.
- Jackman, C. H., M. T. DeLand, G. J. Labow, E. L. Fleming, D. K. Weisenstein, M. K. W. Ko, M. Sinnhuber, and J. M. Russell (2005), Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October–November 2003, *J. Geophys. Res.*, **110**, A09S27, doi:10.1029/2004JA010888.
- Jackman, C. H., et al. (2006), Satellite measurements of middle atmospheric impacts by solar proton events in solar cycle 23, *Space Sci. Rev.*, **125**(1–4), 381–391.
- Julian, P. R., and R. M. Chervin (1978), Study of southern oscillation and walker circulation phenomenon, *Mon. Weather Rev.*, **106**(10), 1433–1451.
- Kistler, R., et al. (2001), The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 247–267.
- Krivova, N. A., et al. (2003), Reconstruction of solar irradiance variations in cycle 23: Is solar surface magnetism the cause?, *Astron. Astrophys.*, **399**(1), L1–L4.
- Labitzke, K., and H. Van Loon (1995), Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale, *Tellus, Ser. A*, **47**(2), 275–286.
- Lean, J. L. (2001), Solar irradiance and climate forcing in the near future, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(21), 4119–4122.
- Lean, J. L., et al. (2005), SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability, *Sol. Phys.*, **230**, 27–53, doi:10.1007/s11207-005-1527-2.
- Liu, Z. Y. (1997), Oceanic regulation of the atmospheric Walker circulation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**(3), 407–412.
- Marsh, N., and H. Svensmark (2000), Cosmic rays, clouds, and climate, *Space Sci. Rev.*, **94**, 215–230.
- Matthes, K., U. Langematz, L. L. Gray, K. Kodera, and K. Labitzke (2004), Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere model (FUB-CMAM), *J. Geophys. Res.*, **109**, D06101, doi:10.1029/2003JD004012.
- McGill, R., J. W. Tukey, and W. A. Larsen (1978), Variations of boxplots, *Am. Stat.*, **32**, 12–16.
- Olson, P., and H. Amit (2006), Changes in earth's dipole, *Naturwissenschaften*, **93**(11), 519–542.
- Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1986), X-ray measurements at the south-Atlantic magnetic anomaly, *J. Geophys. Res.*, **91**(A6), 7072–7078.
- Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1989), Energetic electron-precipitation at the south-Atlantic-magnetic-anomaly—a review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **51**(5), 351–365.
- Pinto, O., V. Kirchhoff, and W. D. Gonzalez (1990), Mesospheric ozone depletion due to energetic electron-precipitation at the south-Atlantic magnetic anomaly, *Ann. Geophys.*, **8**(5), 365–367.
- Pinto, O., et al. (1991), The westward drift of the south-Atlantic magnetic anomaly, *Ann. Geophys.*, **9**(4), 239–241.
- Polvani, L. M., and P. J. Kushner (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(7), 1114, doi:10.1029/2001GL014284.

- Randall, C. E., et al. (2005), Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003–2004, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L05802, doi:10.1029/2006GL022003.
- Randall, C. E., V. L. Harvey, C. S. Singleton, P. F. Bernath, C. D. Boone, and J. U. Kozyra (2006), Enhanced NO_x in 2006 linked to strong upper stratospheric Arctic vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L18811, doi:10.1029/2006GL027160.
- Solanki, S. K., and N. A. Krivova (2003), Can solar variability explain global warming since 1970?, *J. Geophys. Res.*, *108*(A5), 1200, doi:10.1029/2002JA009753.
- Svensmark, H., and E. Friis-Christensen (1997), Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, *59*, 1225–1232.
- Trenberth, K. E. (1990), Recent observed interdecadal climate changes in the Northern-Hemisphere, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *71*(7), 988–993.
- Usoskin, I. G., M. Schuessler, S. K. Solanki, and K. Mursula (2005), Solar activity, cosmic rays, and Earth's temperature: A millennium-scale comparison, *J. Geophys. Res.*, *110*, A10102, doi:10.1029/2006JA010946.
- Van Loon, H., G. A. Meehl, and D. J. Shea (2007), Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter, *J. Geophys. Res.*, *112*, D02108, doi:10.1029/2006JD007378.
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden (2007), Global warming and the weakening of the tropical circulation, *J. Clim.*, *20*(17), 4316–4340.
- Vieira, L. E. A., and L. A. da Silva (2006), Geomagnetic modulation of clouds effects in the Southern Hemisphere magnetic anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L14802, doi:10.1029/2006GL026389.
- Vincent, D. G. (1994), The South-Pacific Convergence Zone (SPCZ)—a review, *Mon. Weather Rev.*, *122*, 1949–1970.
- Zhang, M. H., and H. Song (2006), Evidence of deceleration of atmospheric vertical overturning circulation over the tropical Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L12701, doi:10.1029/2006GL025942.

L. A. da Silva, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais 12227-010 São José dos Campos, Brazil. (dasilva@mps.mpg.de)

F. L. Guarnieri, Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, Brazil. (guarnieri@univap.br)

L. E. A. Vieira, Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Max-Planck-Strasse, 2, Katlenburg-Lindau, D-37191, Germany. (vieira@mps.mpg.de)

1 **Evolution of the Lorenz energy cycle in the Inter-Tropical Convergence Zone in the South**
2 **American sector of the Atlantic Ocean**

3
4
5

6 Ligia A. Da Silva¹, Prakki Satyamurty^{1,2}

7

8 ¹Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Brazil

9 ²Universidade Estadual do Amazonas, Manaus, Brazil

10
11
12
13
14
15
16
17

January 2010

1 We investigate the evolution of the Lorenz energy cycle in the Intertropical Convergence Zone
2 (ITCZ) in the South American sector of the Atlantic. We compute the evolution of the zonal and
3 eddy components of kinetic and potential energies using reanalysis data. We identify the ITCZ
4 using the outgoing long-wave radiation (OLR) data. We realize a wavelet decomposition of the
5 time series to study the ITCZ variability and to detect long-term trends. We also investigate
6 trends in the evolution of the sea-surface temperature (SST) and sea-level pressure (SLP) in the
7 ITCZ region. Furthermore, connections with the variability of the South Pacific circulation are
8 examined employing the southern oscillation index (SOI) as a proxy. We found a strong annual
9 cycle in all the energy components with high peaks in austral summer. Approximately 91% of the
10 time series zonal component energy is contained on decadal or longer time-scales. The annual
11 and semiannual variabilities are significant and the synoptic scale variability is present. The zonal
12 component of the kinetic energy (KZ) presents a decreasing trend during the last 30 years, while
13 the other energy components do not present noticeable changes, which means a weakening of
14 trade winds in the region studied. A small increasing trend in the eddy energy components
15 indicates strengthening of the eddies. An increasing trend in of the sea-surface temperature and a
16 decrease of the sea-level pressure are also observed. We found that the values of KZ and the
17 values of the available potential eddy energy (AE) are significantly high during the period from
18 1982 to 1983, indicating that the intense El Nino – Southern Oscillation (ENSO) and/or the El
19 Chichon eruption may have affected the circulation in the ITCZ region.

20

21 Keywords: Intertropical Convergence Zone; Climate Change, Lorentz Energy Cycle

1. Introduction

Observations of the atmospheric and oceanic flow parameters during the last century suggest that the Earth's climate is changing in global and regional scales [IPCC, 2007; Zhang and Song, 2006]. The most evident manifestation of these changes is the increase of the global surface temperature [IPCC, 2007]. The causes of these changes are the changes in the solar energy input, Earth's surface characteristics and the atmospheric composition. These causes bring in changes on both the global and regional scales. In order to assess the regional climate changes it is important to identify the changes in semi-permanent atmospheric systems such as the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), subtropical high-pressure centers and jet streams and their energetics.

The detection of long-term trends in these regional systems is limited by the availability of reliable observations of atmospheric and oceanic parameters on global and regional scales. In general, reliable observations for the tropical region are available from ground and space based platforms just for the last 30 years. In this way, trends observed in regional systems, which are highly influenced by the atmospheric and oceanic coupling, may capture information about the long-term oscillations of the systems instead of a real trend. Furthermore, reliable observations of natural drivers of the atmospheric-oceanic system, such as the solar total and spectral irradiance, are also limited to the last few decades [Vieira and Solanki, 2009]. Thus, we take into account these caveats when discussing any trend detected in the reanalysis products.

The variability and structure of the tropical atmosphere regulate the weather and climate on global and regional scales [Zhang and Song, 2006]. The convergence of southeasterly trade winds in the Southern Hemisphere and the northeasterly trades in the Northern Hemisphere results in the formation of the ITCZ, which can be clearly seen on satellite images as a band of convective clouds encircling the globe near the equator. In this way, the ITCZ is related to the precipitation rate over Africa, America and Asia [e.g., Hastenrath and Heller, 1977; Lamb, 1978b; Moura and Shukla., 1981]. Many disturbances such as easterly waves and convective clusters that affect the weather of the northern and northeastern coastal regions of South America (SA) seem to be associated with the Atlantic ITCZ [Uvo and Nobre, 1989a]. That is, the variations in the ITCZ intensity and position are closely related to the weather disturbances in the tropics of SA. The ITCZ follows the seasonal variability of the tropical circulation. During the boreal summer, the ITCZ migrates north reaching

1 approximately 8° N, while its most southerly position is observed in April ($\sim 1^{\circ}$ N) [*Hastenrath and*
2 *Heller, 1977*]. The reduction of the horizontal pressure gradient across the Pacific in the last fifty
3 years is observed on ship-based measurements as well as in the National Center for Environmental
4 Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) and in the European Center
5 for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalyses. *Zhang and Song* [2006] argue that this
6 reduction is consistent with simulations from general circulation models when sea-surface
7 temperatures are uniformly increased. However, they also argue that changes in the tropical
8 circulation may not imply changes in the hydrological cycles. Alternatively, the evolution of the
9 upper and middle atmosphere composition and thermal structure may play an important role in
10 determining the evolution of the atmospheric circulation in the tropics and subtropics. According to
11 *Shindell et al.* [2004] the dynamic response of the lower atmosphere to large volcanic eruptions
12 appears to be a clear indication of a significant role for the stratospheric perturbations in surface
13 level climate.

14 Although a trend in the vertical circulation of the tropical Pacific atmosphere was detected, a
15 possible trend in the zonally averaged circulation in the tropics remains an open question. Here, we
16 focus on the evolution of the Lorenz energy cycle [*Lorenz, 1955*] in the ITCZ in the South
17 American sector of the Atlantic Ocean. The analysis of the Lorenz energy cycle is employed here in
18 order to search for changes of kinetic and available potential energies, as well as the energy
19 conversions associated with the barotropic and baroclinic processes. The area of interest in this
20 study encompasses the ITCZ between the longitudes of 50° W and 0° . Many studies [*Nobre and*
21 *Shukla, 1996; Uvo and Nobre, 1989b; Wang and Magnusdottir, 2005*] showed that this system
22 influences the weather and climate of the Northeast of Brazil (NEB), especially increasing the
23 precipitation when it is situated in a southerly position and decreasing when it occupies a northerly
24 position. The rainfall in the northern portions of NEB is modulated by the intensity of convective
25 activity of the ITCZ. Thus, the energetics of the ITCZ region is a relevant topic of research for the
26 Brazilian climate and its changes.

27 This paper is structured as follows. In Section 2 we describe the computation of the energetics, the
28 method adopted for the identification of the ITCZ region and the spectral and trend analysis. The
29 results are described in Section 3 and the conclusions are given in Section 4.

30

2. Data and Methodology

2.1 Zonal and eddy components of the kinetic and available potential energy

The atmospheric energy cycle equations for limited areas as developed by *Robertson and Smith*, [1983] in isobaric coordinates are given by:

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = (K_Z \rightarrow A_Z) - (A_Z \rightarrow A_E) + BA_Z + G_Z \quad (1)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = (A_Z \rightarrow A_E) - (A_E \rightarrow K_E) + BA_E + G_E \quad (2)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = (K_E \rightarrow K_Z) - (K_Z \rightarrow A_Z) + BK_Z + B\Phi_Z - D_Z \quad (3)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = (A_E \rightarrow K_E) - (K_E \rightarrow K_Z) + BK_E + B\Phi_E - D_E \quad (4)$$

where A_Z and A_E are the zonal and eddy components of the available potential energy, K_Z and K_E are zonal and eddy components of the kinetic energy. BA_Z and BA_E are the transport of A_Z and A_E through the lateral boundaries of the limited area considered. Similar meaning are given to BK_Z and BK_E . G_Z and G_E are generation terms of A_Z and A_E , respectively. $B\Phi_Z$ and $B\Phi_E$ are the works realized at the boundaries by the zonal and eddy components of pressure. D_Z and D_E are the dissipation rates of the kinetic energy components.

In the present study, we focus on the energy exchange between the potential and kinetic energy components only. The expressions for the energy components are:

$$A_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_\lambda]^2}{2[\sigma]_{\lambda\phi}} dp \quad (5)$$

$$A_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_\lambda]^2}{2[\sigma]_{\lambda\phi}} dp \quad (6)$$

$$K_Z = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} [u]_\lambda^2 + [v]_\lambda^2 dp \quad (7)$$

$$K_E = \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} [(u)_\lambda]^2 + [(v)_\lambda]^2 dp \quad (8)$$

1
 2 The integrations are performed for the layer between the pressure levels p_1 and p_2 . T is the air
 3 temperature and g is the acceleration of gravity. u and v are the zonal and meridional components
 4 of wind. The static stability parameter for a limited area, σ , is given by

$$[\sigma]_{\lambda\phi} = g \left[\frac{T}{C_p} - \frac{p}{R} \frac{\partial T}{\partial p} \right]_{\lambda\phi} \quad (9)$$

6
 7 where C_p is the specific heat at constant pressure and R is the gas constant for dry air. The square
 8 brackets with suffixes ϕ and λ is the latitudinal and longitudinal means over the limited area
 9 considered. For details refer to *Reiter* [1969].

10
 11 The energy conversions are given by

$$(K_Z \rightarrow A_Z) = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_{\lambda}]_{\phi} ([\omega]_{\lambda})_{\phi} \frac{R}{gp} dp \quad (10)$$

$$(A_E \rightarrow K_E) = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_{\lambda} (\omega)_{\lambda}]_{\lambda\phi} \frac{R}{gp} dp \quad (11)$$

$$(A_Z \rightarrow A_E) = - \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{(T)_{\lambda} (v)_{\lambda}}{2[\sigma]_{\lambda\phi} r} \frac{\partial [(T)_{\lambda}]_{\phi}}{\partial \phi} \right]_{\lambda\phi} + \left[\frac{(T)_{\lambda} (\omega)_{\lambda}}{p^{R/C_p}} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{[(T)_{\lambda}]_{\phi} p^{R/C_p}}{[\sigma]_{\lambda\phi}} \right) \right]_{\lambda\phi} \right) dp \quad (12)$$

$$(K_E \rightarrow K_Z) = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{\cos \phi}{r} (u)_{\lambda} (v)_{\lambda} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{[u]_{\lambda}}{\cos \phi} \right) \right]_{\lambda\phi} + \left[\frac{(v)_{\lambda}^2}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} [v]_{\lambda} \right]_{\lambda\phi} + \left[\frac{\tan \phi}{r} (u)_{\lambda}^2 [v]_{\lambda} \right]_{\lambda\phi} + \left[(\omega)_{\lambda} (u)_{\lambda} \frac{\partial}{\partial p} [u]_{\lambda} \right]_{\lambda\phi} + \left[(\omega)_{\lambda} (v)_{\lambda} \frac{\partial}{\partial p} [v]_{\lambda} \right]_{\lambda\phi} \right) dp \quad (13)$$

13
 14 where ω is the vertical velocity in Pa/s.

15 **2.2 Data Sets**

16
 17 In order to evaluate the evolution of the energy components we used the Reanalysis II data from the
 18 National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmosphere Research (NCEP-

1 NCAR), with a resolution of 2.5° longitude x 2.5° latitude. As the Reanalysis data for the Southern
2 Hemisphere is more reliable after 1979 [Kistler *et al.*, 2001], we limited our analysis to the period
3 between 1979 and 2007. Here, we employed daily fields of the zonal (u) and meridional (v)
4 components of the wind, the omega (ω) and the air temperature (T) for 17 levels from 1000-10 hPa,
5 and the sea-level pressure (SLP). The vertical integrations, however, were performed for 850hPa to
6 100hPa. We realized the vertical integration in this range in order to compare in a forthcoming
7 paper the evolution of the energy components and the energy conversions in the ITCZ with the
8 evolution in other systems over South America. The lower limit was defined in order to avoid the
9 South American high mountains when computing, for example, the energetics for the South
10 Atlantic Convergence Zone.

11
12 We employed the sea-surface temperature (SST) distribution to investigate the long-term evolution
13 of this parameter in the ITCZ region. For this, we used the NOAA Optimum Interpolation (OI) SST
14 V2 data set available for the period from Dec 1981 to Nov 2009. Monthly values were computed
15 averaging the SST values for the ITCZ region defined in Sec. 2.3.

16
17 In addition, we investigated the possible influence of the ENSO phenomenon on the variability of
18 the ITCZ energy components. For simplicity, we employed the Southern Oscillation Index (SOI),
19 which was calculated from the monthly fluctuations in the surface pressure difference between
20 Tahiti and Darwin. These SOI values employed here were computed by the Australian Bureau of
21 Meteorology.

22

23 **2.3 Target Area**

24 First, we needed to identify the region in which the ITCZ is predominant. For this, we computed the
25 climatology of the outgoing long-wave radiation (OLR) for the austral summer (November-March)
26 from 1979 to 2007 using the data set from NOAA. We chose the austral summer because during
27 this period the ITCZ interacts most with other atmospheric systems over South America and the
28 adjoining Atlantic, such as the Upper Atmosphere Cyclonic Vortex (UACV) and the South Atlantic
29 Convergence Zone (SACZ).

1 For each day in the 28-year period the OLR distribution was examined in the domain encompassing
 2 South America and the South Atlantic Ocean between 15°N and 60°S, and 90°W and 0°. In order to
 3 separate the convective areas from the nonconvective areas we attribute either 0 or 1 to a variable g
 4 depending on the OLR value: $g = 1$ for $OLR \leq 240 \text{ W/m}^2$ and $g = 0$ for $OLR > 240 \text{ W/m}^2$. This
 5 threshold value is supposed to separate high convective regions from the others [Okoola, 1998].

6 Next we compute the number of convective cloud cover days per summer at a given latitude and
 7 longitude

$$N(\text{summer}, \text{lat}, \text{lon}) = \sum_{\text{day}=1}^{N_{\text{days}}} g(\text{day}, \text{lat}, \text{lon}) \quad (14)$$

8 Figure 1 shows the distribution of N over South America and the adjoining Atlantic. In this many
 9 parts of region, we identify more than 60 days per summer of convective cloud coverage by using
 10 the threshold value of 240 W/m^2 . From the figure we can see that the demarked rectangular area
 11 close to the equator encompasses the convective area and hence the ITCZ. This area is used to
 12 calculate the energetics on the daily basis for the period of study.

13 **2.4 Spectral and Trend Analysis**

14
 15 The temporal variability of the energetics is analyzed employing the wavelet spectral analysis. The
 16 technique of the spectral analysis employed is the discrete wavelet transform using the orthonormal
 17 Daubechies kernel of order 5 (db5) [see Daubechies, 1992, for a comprehensive description of
 18 wavelet transform and its applications]. The orthonormal kernel employed here is composed of a
 19 mother and scaling functions. The convolution of the kernel with the time series decompose the
 20 signal into orthonormal levels that provide spectral information about the evolution of the signal in
 21 different scales, in which the central frequency and bandwidth are determined by the mother and
 22 scaling functions [Daubechies, 1992]. This operation is equivalent to realizing a band-pass filter,
 23 that is, the algorithm maintains periods/frequencies within a certain range and attenuates
 24 periods/frequencies outside that range. Here, the signal is decomposed in scales that are limited by
 25 powers of 2. Furthermore, the orthonormal decomposition employed here allows us to detect trends
 26 in the time series as we separate the long and short-term variations. In fact, this is an advantage in
 27 relation to other methods to analyze the spectra of time series over the Fourier transform. We

1 recognize that the Fourier transform should not be used to analyze non-stationary time series (i.e.,
2 time series with non-uniform statistical properties) as it assumes that the signal is stationary and that
3 it extends to infinity.

4

5 We can write a given time series S as

$$S = \sum_{j=1}^{\infty} D_j \quad (15)$$

6

7 where D_j is the signal decomposed at level j , i.e. the details at level j . As we are interested in
8 investigating the long-term evolution of the parameters, it is convenient to distinguish the bands
9 (details) with short and long periods. Considering a reference level N , we define the fine details as
10 those associated with indices $j \leq N$, which correspond to scales between 2^1 and 2^N (including). The
11 long-term variability is stored in details associated with indices $j > N$. In this way, we can group
12 the latter into

$$A_N = \sum_{j > N} D_j. \quad (16)$$

13 Consequently, the original signal can be reconstructed as a sum of the long-term trend (A_N) and the
14 short period components stored in the details from levels D_1 to D_N . Here, the wavelet decomposition
15 was performed up to level 11, which corresponds to periods longer than approximately 3072 days.
16 The approximate central frequencies of the band pass filter are presented in Table 1.

17 **3. Results**

18

19 **3.1 Energy Components**

20

21 Figure 2 shows a comparison of the evolution of the daily values of the Lorenz energy cycle
22 components computed from July 1979 to June 2007. Panels (a) and (b) present the eddy and zonal
23 kinetic energy components, while panels (c) and (d) display the eddy and zonal available potential
24 energy components. In order to provide a better visualization, the scales of the kinetic and potential
25 components were set to different values. KZ presents a higher variability compared to the other
26 components. AZ stores a small fraction of the energy. The magnitudes of the potential energy

1 components are an order less than the kinetic energy components. This is understandable because in
2 the equatorial regions the horizontal thermal gradients are very small. However, intraseasonal and
3 seasonal variations are evident. The intraseasonal variations in kinetic energy and potential energy
4 represent the activity of weather disturbances in the target area considered. The annual cycle is
5 noticeable in all the components of energy. Short-term variations and intraseasonal variability are
6 observed superimposed on the annual variability. Long-term trends are not clearly detected by a
7 visual inspection of the daily values. AE, although small in general, peaks in austral summer
8 indicating that the perturbations in this season present thermal gradient larger than the zonally
9 averaged meridional thermal gradients.

11 **3.2 Energy Conversion**

12
13 Figure 3 displays daily values of the energy conversions for the period of study. All the conversions
14 are of the same order of magnitude except AZ-AE, which is one order magnitude smaller. This is
15 because the thermal gradients are very small in the ITCZ. It is important to note that AE-KE
16 interaction is almost of the same order of magnitude as KE-KZ. This is because, in the perturbations
17 the upward and downward motions are intense and even if the temperature perturbations are small;
18 the correlation between the perturbation of the vertical motion and the perturbation of the
19 temperature is sufficiently high. In the extratropics the conversions AZ-AE and AE-KE dominate,
20 showing the importance of the baroclinic instability mechanism. In the equatorial regions, the
21 conversion KE-KZ is more important, indicating that the mechanism responsible for the kinetic
22 energy of the eddies is the barotropic instability agreeing with *Mishra et al.* [2007].

24 **3.3 Distributions of daily values**

25
26 The panels (a) to (d) of Figure 4 show the frequency distributions of the daily values of the energy
27 components and their mean, median, and standard deviation values in the period of study. We can
28 see that KE is less than 50% of KZ, which has a mean value of $2.54 \times 10^5 \text{ J/m}^2$. This is another
29 characteristic of the equatorial atmospheric flows, where the wind perturbations are smaller than the
30 largely steady zonal wind from east to west. The relative insignificance of the potential energy

1 components (Figure 2c-d) in comparison with the kinetic energy components can be seen more
2 clearly in Figure 4c-d. One important aspect is the long tail of the KZ distribution attaining values
3 of greater than $7.0 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ (Fig. 3a). This means that occasionally the trades in the ITCZ target
4 area can grow stronger with implications to the transport of moisture and to the intensity of the
5 convergence and convection in the South American region. AE is four times larger than AZ
6 meaning thereby that when ITCZ is perturbed by smaller scale disturbances, some temperature
7 gradients develop.

8
9 The panels (e) to (h) of Figure 4 show the frequency distribution of the daily values of the energy
10 conversions. One important aspect is the symmetry of the distributions of the conversions,
11 especially KE-KZ. That is, the conversions are equally likely to occur in one direction or the other.
12 In terms of the standard deviation KE-KZ and AE-KE have similar values. Larger values of KE-KZ
13 indicate that the barotropic processes are more important than baroclinic processes.

14

15 **3.4 Spectral Analysis and Trend Detection**

16

17 In order to distinguish the evolution of the energy components and conversions in different time
18 scales, we decompose the signal in orthonormal levels using the procedure described in Sec. 2.
19 Figure 5 presents the results for the zonal component of the kinetic energy, which is dominant
20 during the period analyzed. The figure is structured in the following way. For reference, panels (a)
21 and (h) present the original signal. The reconstructions of the signal at levels 6 to 11 are shown in
22 panels (b) to (g). The signals present on bands 6 to 11 are shown in panels (i) to (n).

23

24 For the comparison of the signal observed in different bands, we employ the concept of time series
25 energy [e.g., Rosso *et al.*, 2006], which is linked to the Parseval's theorem. When applied to the
26 Fourier theory, the interpretation is that the total energy contained in the waveform summed across
27 the time domain is equal to the total energy of the waveform's Fourier Transform summed across all
28 its frequency components. Similarly, as the wavelet kernel applied is orthonormal the total
29 waveform energy is equal to the wavelet transform summed across all levels. The perceptual
30 fraction of the time series energy contained in each band is presented in Table 1. Approximately
31 91% of the time series energy is contained on long time-scales (A11). This means that about 91% of

1 the energy is constant or nearly constant and only 9% of the energy varies in time. The variability
2 on the bands with central frequency from 24 to 384 days accounts approximately to 6.7% of the
3 time series energy. The annual variability is detected in the band D8 (384 days), while the semi-
4 annual variability is observed in the band D7. We observe a strong annual cycle in all the
5 components with high peaks in austral summer. However, the amplitude of the annual and semi-
6 annual vary considerably during the period analyzed. The strong signal observed at the 48 day
7 periodicity corresponds to Madden-Julian oscillation [*Madden and Julian, 1994*].

8
9 In order to detect long-term trends in the signal, we employ the reconstructions at level A8, which
10 incorporate spectral information of the levels with central frequencies longer than 768 days. In this
11 way, the strong annual and semi-annual variabilities are eliminated for the detection of long-term
12 trends. Figure 6 presents a comparison of the reconstructions at level A8 for all energy components
13 (black lines) from Jul 1979 to Jun 2007. Also shown are the trends (red lines) for the
14 reconstructions at level A8, whose equations are given in the respective panels. The scales are set
15 differently for the kinetic and potential energy components. The zonal component of the kinetic
16 energy (KZ) shows a steady linear trend of weakening. This is surprising because this may mean a
17 gradual weakening of the trade winds in the Atlantic ITCZ region. The reduction is about 17% since
18 Jun 1978. This is similar to the reduction of the circulation in the tropical pacific found by *Zhang*
19 *and Song* [2006]. While no appreciable trend is observed in AZ we note also small increases of AE
20 and KE. This may mean that the perturbations are strengthening.

21
22 The circulation in the ITCZ region is an integral part of the highly coupled atmosphere-ocean
23 system. In this way, the trends identified in the energy components should be consistent with trends
24 of parameters indicating the state of the other components of the system. Here, we employ
25 observations of the sea-surface temperature (SST) and sea-level pressure (SLP) in order to evaluate
26 the consistency of the trends observed, especially the reduction of zonal component of the kinetic
27 energy (KZ). In order to compare with the results presented in Figure 6, we apply the wavelet
28 decomposition to the time series of SST and SLP also. Figure 7 presents a comparison of the zonal
29 component of kinetic energy (KZ; panel a), sea-surface temperature (SST; panel b), and sea-level
30 pressure (SLP; panel c). As in Figure 6, the time series correspond to reconstructions at level 8.
31 Therefore, the semi-annual and annual variability were removed. A clear increase of the sea-surface

1 temperature and a reduction of the sea-level pressure are observed during the last three decades. The
2 increase of the SST is about 0.16 °C per decade while the reduction of the SLP is about 0.16 hPa per
3 decade. Increased SST leads to increased convection, which decreases the surface pressure. Increase
4 of convection means increased KE and AE that, perhaps, decreases KZ somewhat. Thus the trends
5 in Fig. 7 seem to be consistent with each other.

6
7 The values of the perceptual fraction of time series variance contained in each band for all energy
8 conversions are presented in Table 2. As mentioned before, the mean daily values of the energy
9 conversions are quasi-symmetrically distributed around the zero. Consequently, for the conversions
10 KE-KZ, AE-KE, and AZ-AE the reconstruction at level 11 contains just a small fraction of the
11 signal meaning thereby that the variability of the energy conversions are mostly contained in the
12 periodicities of a few days to approximately a decade. However, due to the lower variance of KZ-
13 AZ, when compared to KE-KZ and AE-KE, about 48% of the signal is observed at level 11. The
14 KE-KZ conversion presents a peak at 12 days periodicity; that is, the barotropic process prefers this
15 time scale. The AE-KE peaks around 5 days periodicity and this is related to extratropical (or
16 baroclinic) influence or frontal incursions into the ITCZ region.

17
18 Figure 8 shows the wavelet decomposition for the AE-KE energy conversion. The format is similar
19 to the format for Figure 5. Although great fraction of the signal is observed on time-scales shorter
20 than the annual variability, the semi-annual and annual variability are observed at levels D7 and D8,
21 respectively. The amplitude of the signal at these time-scales is not uniform through the analyzed
22 period. Figure 9 shows a comparison of the reconstructions of the energy conversion components at
23 level 8, which are employed here to search for long-term trends on the time series. The trend lines
24 and equations are also given in the respective panels. The energy conversion components do not
25 present clear trends from 1978 to 2007. One exception is the AE-KE conversion that decreased
26 about 3% in the analyzed period, which indicates that baroclinic processes are weakening. At this
27 reconstruction level, changes of the signal of the energy conversion are also noticeable. Changes in
28 the signal of the energy conversion indicate changes in the maintenance processes inside the region
29 studied.

1 The barotropic branch of the Lorenz cycle involves the KE-KZ and KZ-AZ energy conversions.
2 Both conversions present positive mean values and a slight decrease from 1978 to 2007. This shows
3 that in the mean the region is barotropically stable. However, this cycle is broken around 1982
4 returning to a positive value after 1983. Positive values persist until 2002. After that, KE-KZ
5 becomes negative and there is a break of the barotropic cycle.

6

7 **3.5 Comparison between SOI and KZ**

8

9 The increase of KZ during the intense ENSO event suggests the influence of the Pacific on the
10 ITCZ in the Atlantic sector. Here, we investigate the relationship between the ENSO variability and
11 KZ. We compare just with this component because it presents the highest amplitude. In order to
12 track the ENSO variability we use the southern oscillation index (SOI) as a proxy. The panels (a)
13 and (b) of Figure 10 show a comparison of the SOI index and the KZ reconstructions at level 8 (b)
14 and 9 (c), respectively. Note that the KZ scale is inverted. A reasonable correspondence of the time
15 evolution of the time series at both levels is noticeable. At level 9 it is better. The coefficient of
16 correlation increases from -0.56 to -0.60 from the reconstruction at level 8 to the one at level 9. The
17 graphical agreement between SOI and KZ series of level 9 is remarkable. The correlation between
18 SOI and KZ in the target area is very significant, showing that ENSO exerts a large influence over
19 the ITCZ in the South America and South Atlantic sector.

20

21 **4. Summary and concluding remarks**

22

23

24 We have computed the Lorenz energy cycle for the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in the
25 South American and Atlantic sector. We have seen that the zonal component of the kinetic energy
26 (KZ) presents a decreasing trend during the last 30 years, while the other energy components do not
27 present significant changes. A concomitant increase of the sea-surface temperature and a decrease
28 of the sea-level pressure are observed in the same region. The decrease of KZ suggests a weakening
29 of the trades in the ITCZ in the Atlantic sector, the ascending component of the Walker circulation.

1 This may have important implications for the transport of water vapor from the Atlantic to the
2 Amazon basin, a topic for future research.

3
4 The zonal component of the kinetic energy, compared with other energy components, presents the
5 largest variability with values reaching up to $4 \times 10^5 \text{J/m}^2$. The values of KZ and AE are significantly
6 high during the period from 1982 to 1983, indicating that the intense El Nino - Southern Oscillation
7 (ENSO) event and/or the El Chichon eruption may have affected the ITCZ. Several authors
8 investigated the El Nino triggering and amplification by the El Chichon eruption, which was the
9 largest of the century injecting immense amounts of aerosols into the troposphere and stratosphere.
10 The eruptions of the El Chichon volcano, which is located at 17.4°N and 93.2°W , occurred on
11 March 29 and April 4, 1982. *Hirono* [1988] proposed that tropospheric aerosols from the El
12 Chichon eruption induced an atmospheric dynamic response producing a trade wind collapse. In
13 addition, the trade wind reduction might have produced an oceanographic response which affected
14 the timing and strength of the resulting El Nino. In our region of interest, both the observations and
15 the mixed-layer GCM suggest a decrease of the sea-surface temperature after the eruptions
16 [*Shindell et al., 2004*]. In this way, the changes in KZ and AE observed in 1982-1983 seems to be
17 related to the large El-Nino Event and to changes of the atmospheric circulation in response to the
18 presence of tropospheric and stratospheric aerosols released during the El Chichon Eruption. The
19 influence of volcanic eruptions on the trade wind intensity needs further investigation.

20
21 The agreement between the SOI and KZ in the Atlantic at levels 8 and 9 of the wavelet analyzed
22 spectrum is remarkable indicating a strong connection between the equatorial Pacific and the
23 equatorial Atlantic. We have also seen that the AE-KE energy conversion presents a decrease
24 during the analyzed period. The observed trend indicates that the baroclining processes are
25 weakening. In the equatorial regions, the conversion KE-KZ is seem to be important, indicating that
26 the mechanism responsible for the kinetic energy of the eddies is the barotropic instability.

27
28 A large fraction of the variability of the energy components is observed on time-scales longer than
29 the annual variability. For example, more than 90% of the time series energy of all components is
30 recovered by the reconstructions at level 11 of the wavelet analysis. Most of it is constant mean
31 energy. The semi-annual and annual variabilities are also present at levels 7 and 8, respectively. The

1 synoptic variability can also be observed in these components, but its contribution is relatively
2 small.

3
4 Although the AZ is several orders of magnitude smaller than KZ, indicating that the zonally
5 averaged thermal gradients are very feeble or absent, the perturbation available potential energy
6 (AE) is not so small as KE. This indicates that the disturbances in the ITCZ region studied develop
7 some temperature differences in the zonal direction.

8 **Acknowledgements**

9
10 We would like to thank L.E.A. Vieira for the helpful and fruitful discussions. The NCEP
11 Reanalysis data was provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their
12 Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>. These SOI were provided by the Australian Bureau of
13 Meteorology from their Web site at <http://www.bom.gov.au/climate/current/soi2.shtml>. This work
14 has been partially supported by the Brazilian National Council for Scientific and Technological
15 Development (CNPq, project n°. 143004/2005-0). The second author thanks the Rector of the
16 Amazon State University (UEA) and Dr. A. D. Manzi for support.

17

References List

Crook, J. A., et al. (2008), Sensitivity of Southern Hemisphere Climate to Zonal Asymmetry in Ozone, *Geophysical Research Letters*, 35, L07806, doi:10.1029/2007GL032698.

Daubechies, I. (1992), *Ten Lectures on Wavelets*, 61., Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.227/0898712742.

Gillett, N. P., et al. (2009), Sensitivity of Climate to Dynamically-Consistent Zonal Asymmetries in Ozone, *Geophysical Research Letters*, 36, L1809, doi:10.1029/2009GL037246.

Hastenrath, S., and L. Heller (1977), Dynamics of Climatic Hazards in North-East Brazil, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 110, 411-425.

Hirono, M. (1988), On the Trigger of El Niño Southern Oscillation by the Forcing of Early El Chichón Volcanic Aerosols, *Journal of Geophysical Research*, 93(D5), 5365–5384.

IPCC (2007), *Ipcc, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.)]*, 996 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kistler, R., et al. (2001), The Ncep-Ncar 50-Year Reanalysis: Monthly Means Cd-Rom and Documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 247-267.

Lamb, P. (1978b), Large-Scale Tropical Atlantic Circulations Patterns Associated with Subsaharan Weather Anomalies, *Tellus*, 30(3), 240-251.

Lorenz, E. N. (1955), Available Potential Energy and the Maintenance of Te General Circulation, *Tellus*, 7, 157-167.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.

Mishra, S. K., et al. (2007), Genesis of the Northeast Brazil Upper-Tropospheric Cyclonic Vortex: A Primitive Equation Barotropic Instability Study, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(4), 1379-1392.

Moura, A. D., and J. Shukla. (1981), On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653-2675.

Nobre, P., and J. Shukla (1996), Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America, *J. Climate*, *9*, 2464-2479.

Okoola, R. E. (1998), Spatial Evolutions of the Active Convective Patterns across the Equatorial Eastern Africa Region During Northern Hemisphere Spring Season Using Outgoing Longwave Radiation Records, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *66*(1), 51-63.

Reiter, E. R. (1969), Mean and Eddy Motions in the Atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, *97*, 200-204.

Robertson, F. R., and P. J. Smith (1983), The Impact of Model Moist Process on the Energetic of Extratropical Cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, *111*, 723-744.

Rosso, O. A., et al. (2006), Eeg Analysis Using Wavelet-Based Information Tools *Journal of Neuroscience Methods*, *153*(2), 163-182.

Self, S., et al. (1997), Volcanic Aerosol Perturbations and Strong El Nino Events: No General Correlation, *Geophysical Research Letters*, *24*(10), 1247-1250.

Shindell, D. T., et al. (2004), Dynamic Winter Climate Response to Large Tropical Volcanic Eruptions since 1600, *Journal of Geophysical Research*, *109*, D05104, doi:10.1029/2003JD004151.

Son, S.-W., et al. (2008), The Impact of Stratospheric Ozone Recovery on the Southern Hemisphere Westerly Jet, *Science*, *320*(5882), 1486-1489.

Uvo, C. R. B., and C. A. Nobre (1989a), The Intertropical Convergence Zone (Itcz) and the Precipitation on Northeast Brazil. Part I: The Itcz Position over the Equatorial Atlantic, *Climanálise*, *4*(7), 34-40.

Uvo, C. R. B., and C. A. Nobre (1989b), The Intertropical Convergence Zone (Itcz) and the Precipitation on Northeast Brazil. Part II: The Influence of the Equatorial Atlantic Winds and Sst, *Climanálise*, *4*(10), 39-47.

Vieira, L., and S. K. Solanki (2009), Evolution of the Solar Magnetic Flux on Time Scales of Years to Millenia, *A&A, Accepted: 11 November 2009*, doi:10.1051/0004-6361/200913276.

Vieira, L. E. A., et al. (2008), Are Changes of the Geomagnetic Field Intensity Related to Changes of the Tropical Pacific Sea-Level Pressure During the Last 50 Years?, *Journal of Geophysical Research*, *113*. A08226, doi:10.1029/2008JA013052.

Wang, C. C., and G. Magnusdottir (2005), Itcz Breakdown in the Three-Dimensional Flows, *J. Atmos. Sci.*, *62*, 1497-1512.

Waugh, D. W., et al. (2009), Effect of Zonal Asymmetries in Stratospheric Ozone on Simulated Southern Hemisphere Climate Trends, *Geophysical Research Letters*, 36, L18701, doi:10.1029/2009GL040419.

Zhang, M. H., and H. Song (2006), Evidence of Deceleration of Atmospheric Vertical Overturning Circulation over the Tropical Pacific, *Geophysical Research Letters*, 33, L12701, doi:10.1029/2006GL025942.

Table 1: Approximate central frequencies of the band pass filter for energies.

Detail Level	Scale	Period (Days)	KZ (%)	KE (%)	AZ (%)	AE (%)
1	2	3.0	0.09	0.20	0.60	0.32
2	4	6.0	0.34	0.62	0.97	0.57
3	8	12.0	0.72	0.91	1.23	0.67
4	16	24.0	1.09	0.78	1.07	0.57
5	32	48.0	1.37	0.79	1.05	0.64
6	64	96.0	0.78	0.41	0.65	0.32
7	128	192.0	1.65	0.52	1.05	0.77
8	256	384.0	1.84	1.48	1.73	1.62
9	512	768.0	0.36	0.17	0.34	0.20
10	1024	1536.0	0.41	0.11	0.37	0.16
11	2048	3072.0	0.11	0.18	0.12	0.08
Approximation Level	Scale	Period (Days)	KZ (%)	KE (%)	AZ (%)	AE (%)
11	2048	>3072.0	91.24	93.83	90.81	94.07

Table 2: Approximate central frequencies of the band pass filter for conversion of energies.

Detail Level	Scale	Period (Days)	KZAZ (%)	KEKZ (%)	AEKE (%)	AZAE (%)
1	2	3.0	8.20	8.12	18.78	13.23
2	4	6.0	8.41	22.49	19.13	17.65
3	8	12.0	7.37	23.66	14.77	16.91
4	16	24.0	5.52	16.64	10.54	16.26
5	32	48.0	3.91	9.52	5.83	8.12
6	64	96.0	3.41	6.52	3.69	6.95
7	128	192.0	8.12	2.93	4.80	7.10
8	256	384.0	3.97	5.38	3.14	4.13
9	512	768.0	1.07	1.35	1.46	1.90
10	1024	1536.0	0.84	0.55	1.88	1.03
11	2048	3072.0	1.48	0.17	1.23	0.64
Approximation Level	Scale	Period	KZAZ (%)	KEKZ (%)	AEKE (%)	AZAE (%)
11	2048	>3072.0	47.70	2.67	14.75	6.08

1

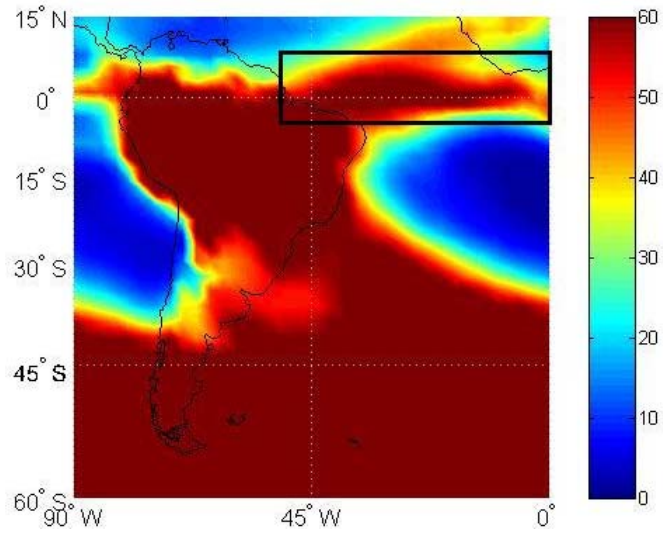
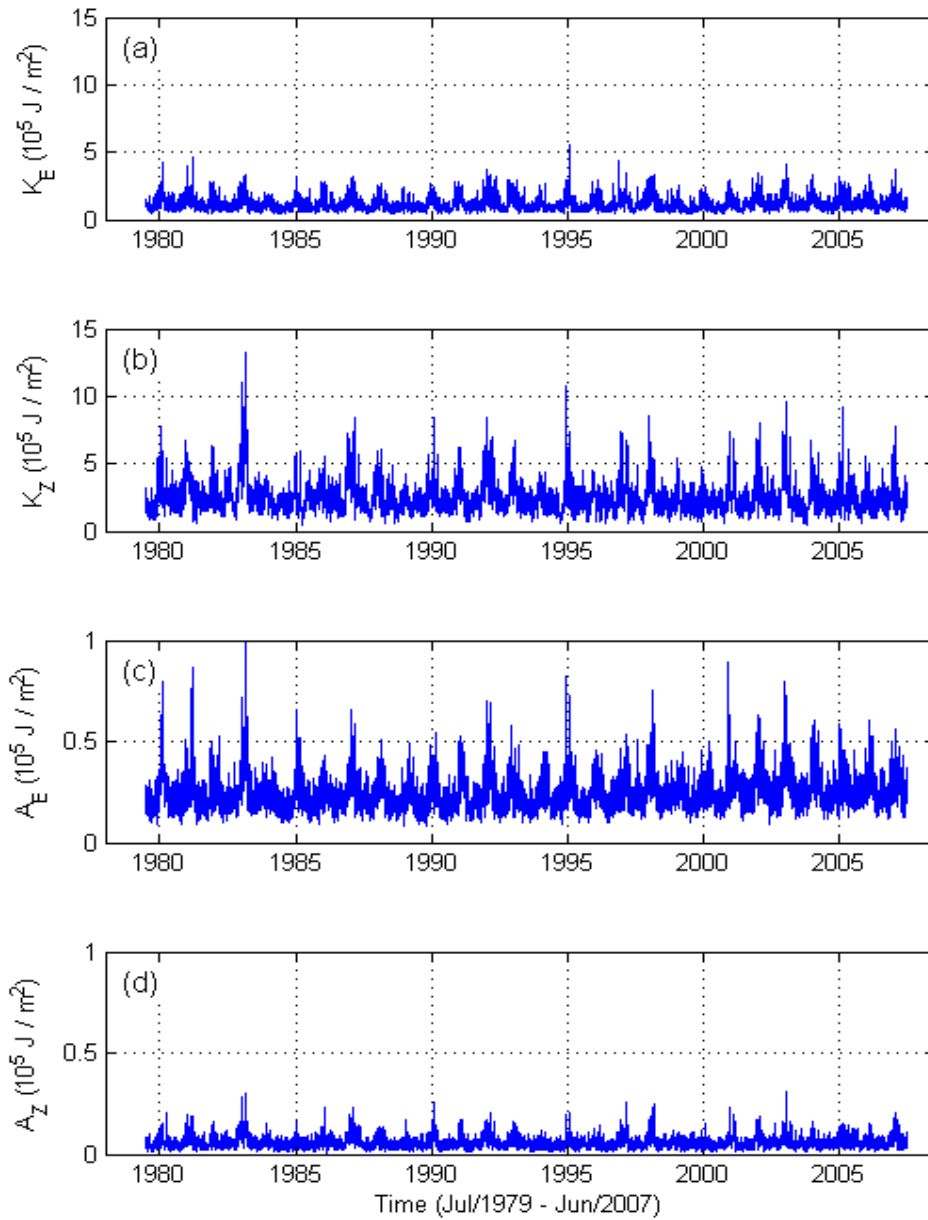


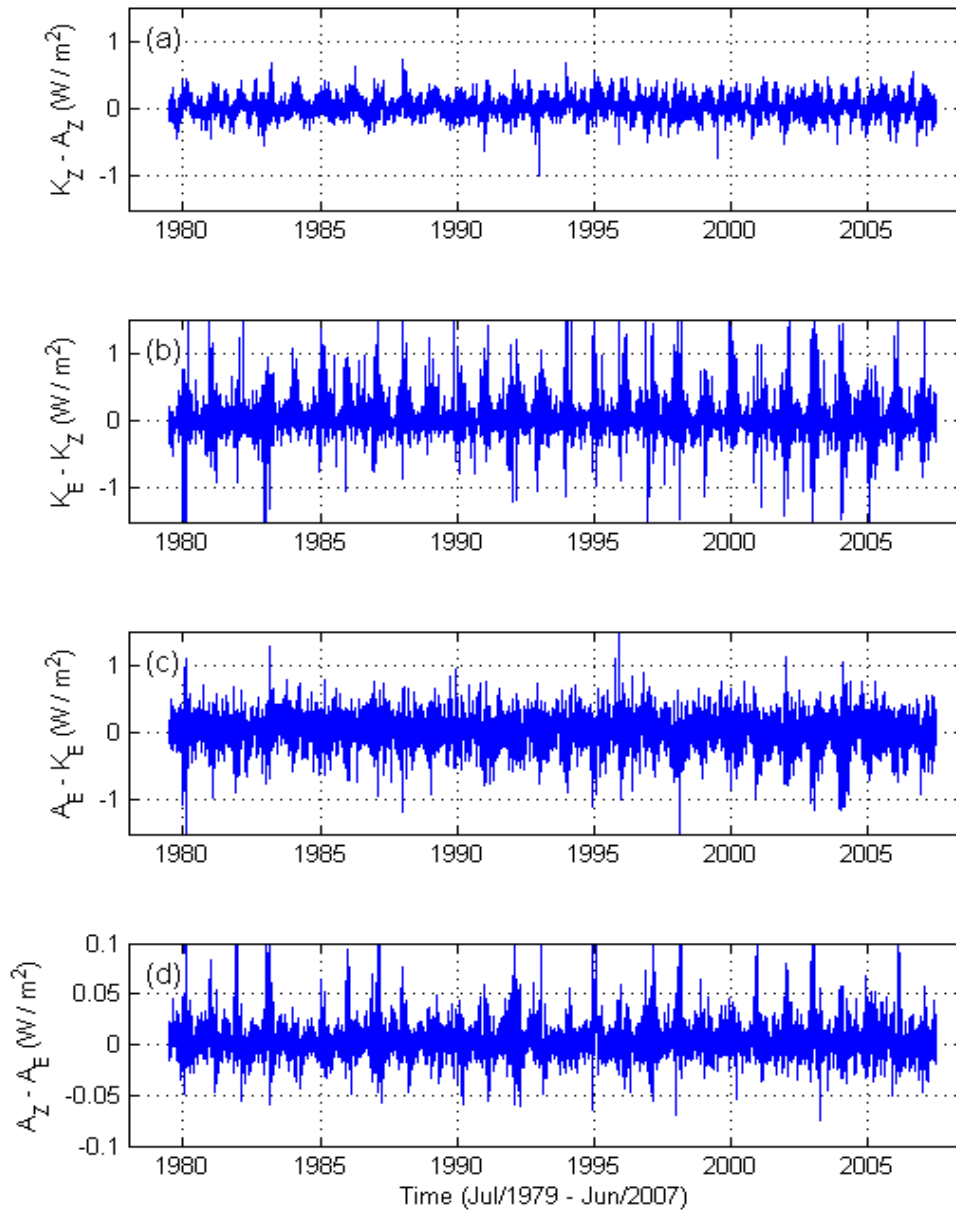
Figure 1: Distribution of the number of days during austral summer from 1979 to 2007 with OLR lower than 240 W/m². The number of days per summer is indicated using the color code presented in the color bar on the right. Black box indicates ITCZ region over the Atlantic Ocean used to compute the Lorenz energy cycle.

2
3
4
5
6
7
8
9

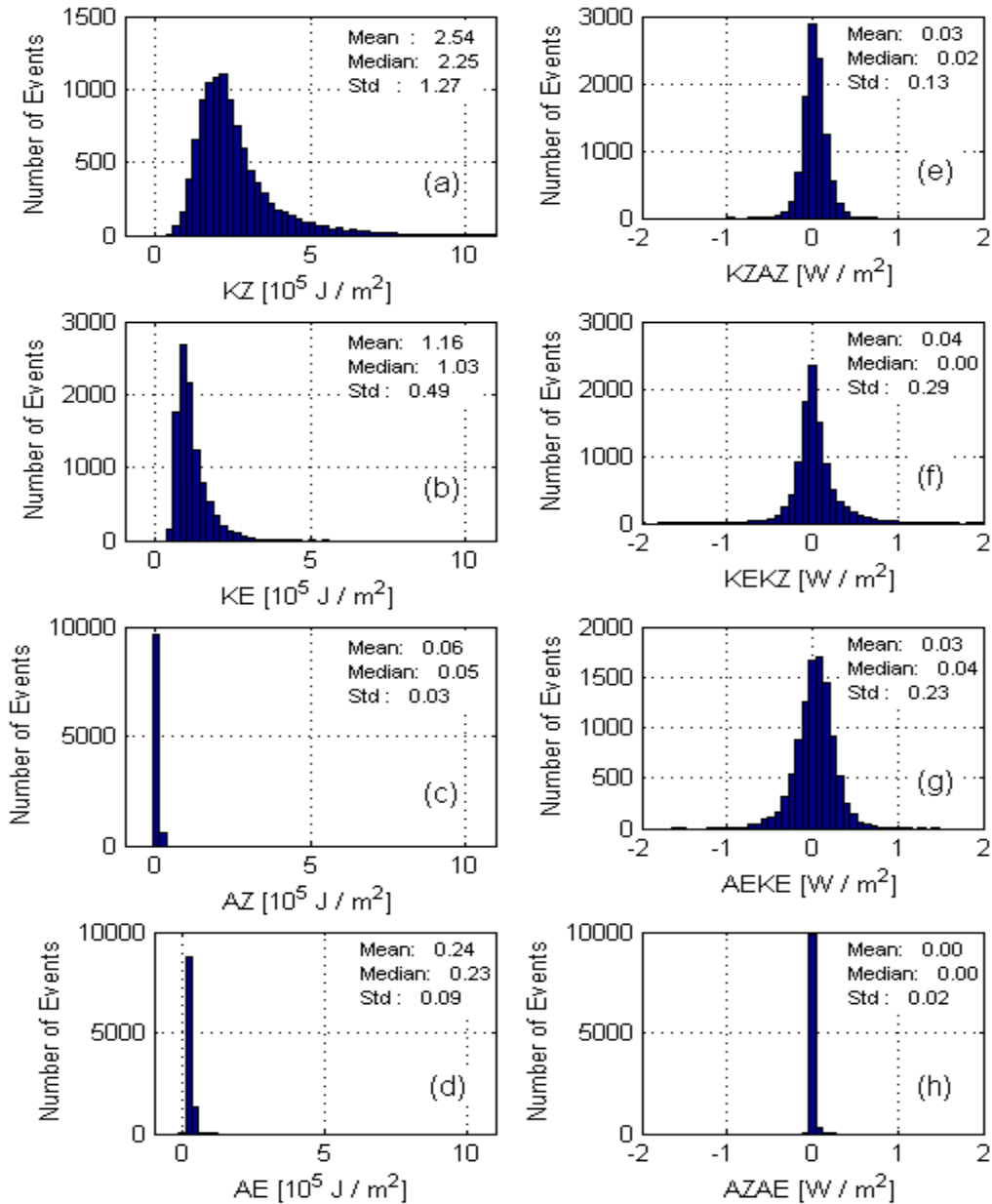


1
2 **Figure 2: Daily values of the Lorenz cycle energy components computed from**
3 **NCEP/NCAR reanalysis data from Jul 1979 to Jun 2007. (a) Eddy kinetic energy. (b) Zonal**
4 **kinetic energy. (c) Eddy potential energy. (d) Zonal potential energy.**

5

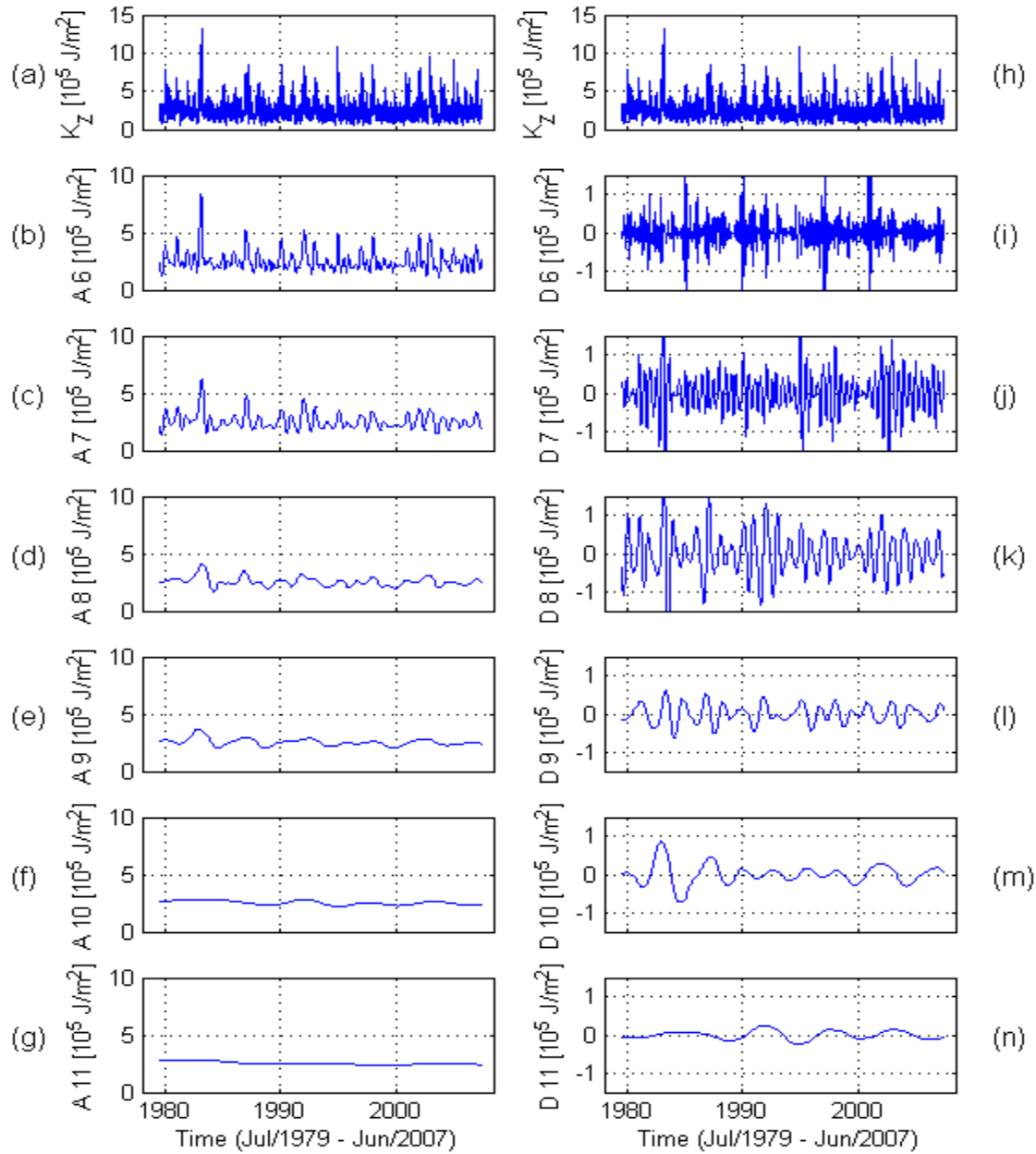


1
2 **Figure 3: Daily values of the Lorenz cycle energy conversion components computed from**
3 **NCEP/NCAR reanalysis data from Jul 1979 to Jun 2007. (a) KZAZ energy conversion. (b)**
4 **KEKZ energy conversion. (c) AEKE energy conversion. (d) AZAE energy conversion.**
5

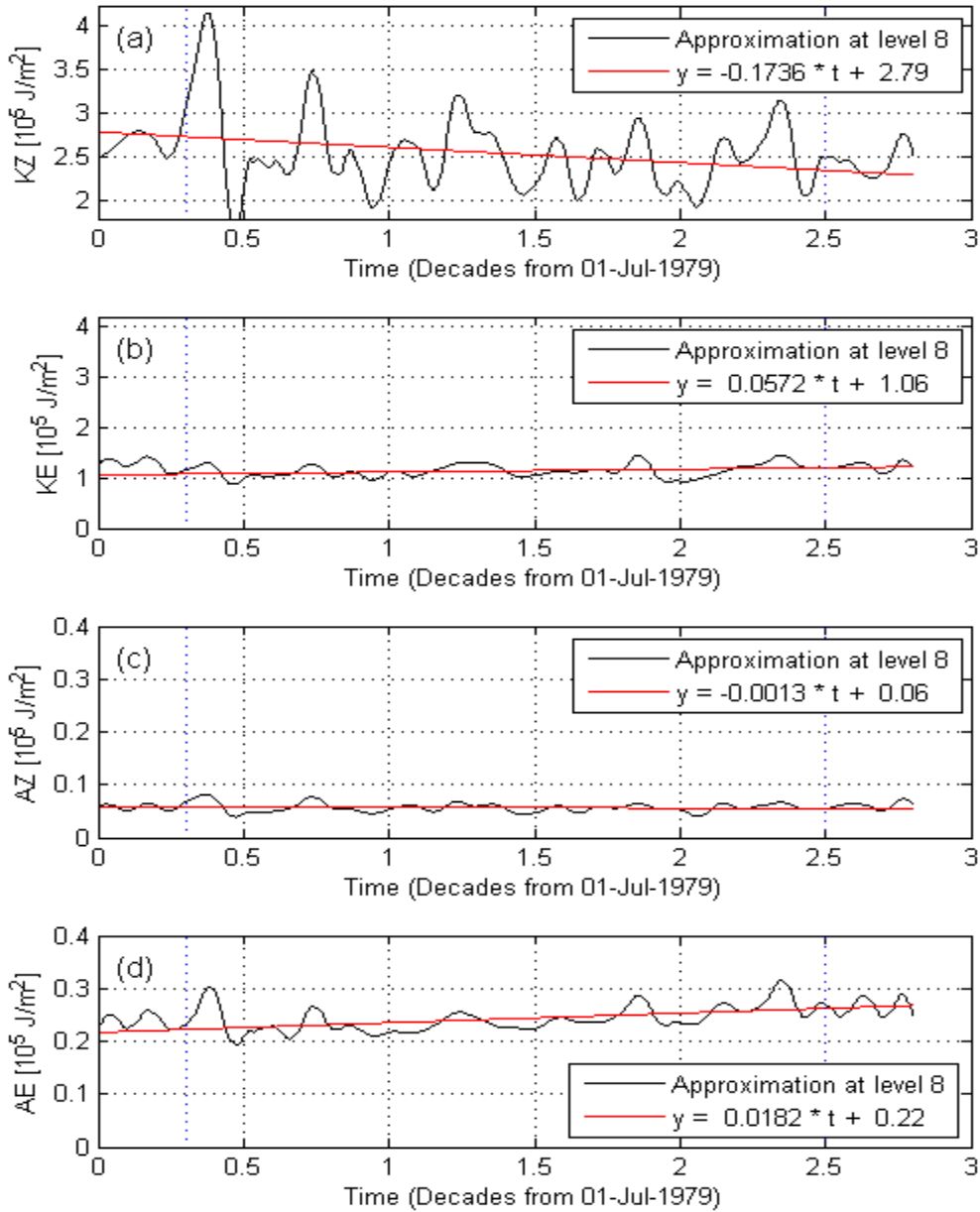


1
 2 **Figure 4: Distributions of the daily values of the Lorenz cycle energy components and**
 3 **conversions. (a) KZ. (b) KE. (c) AZ. (d) AE. (e) KZAZ. (f) KEKZ. (g) AEKE. (h) AZAE.**
 4 **The mean, median and standard deviation values are given in the respective panels.**

5

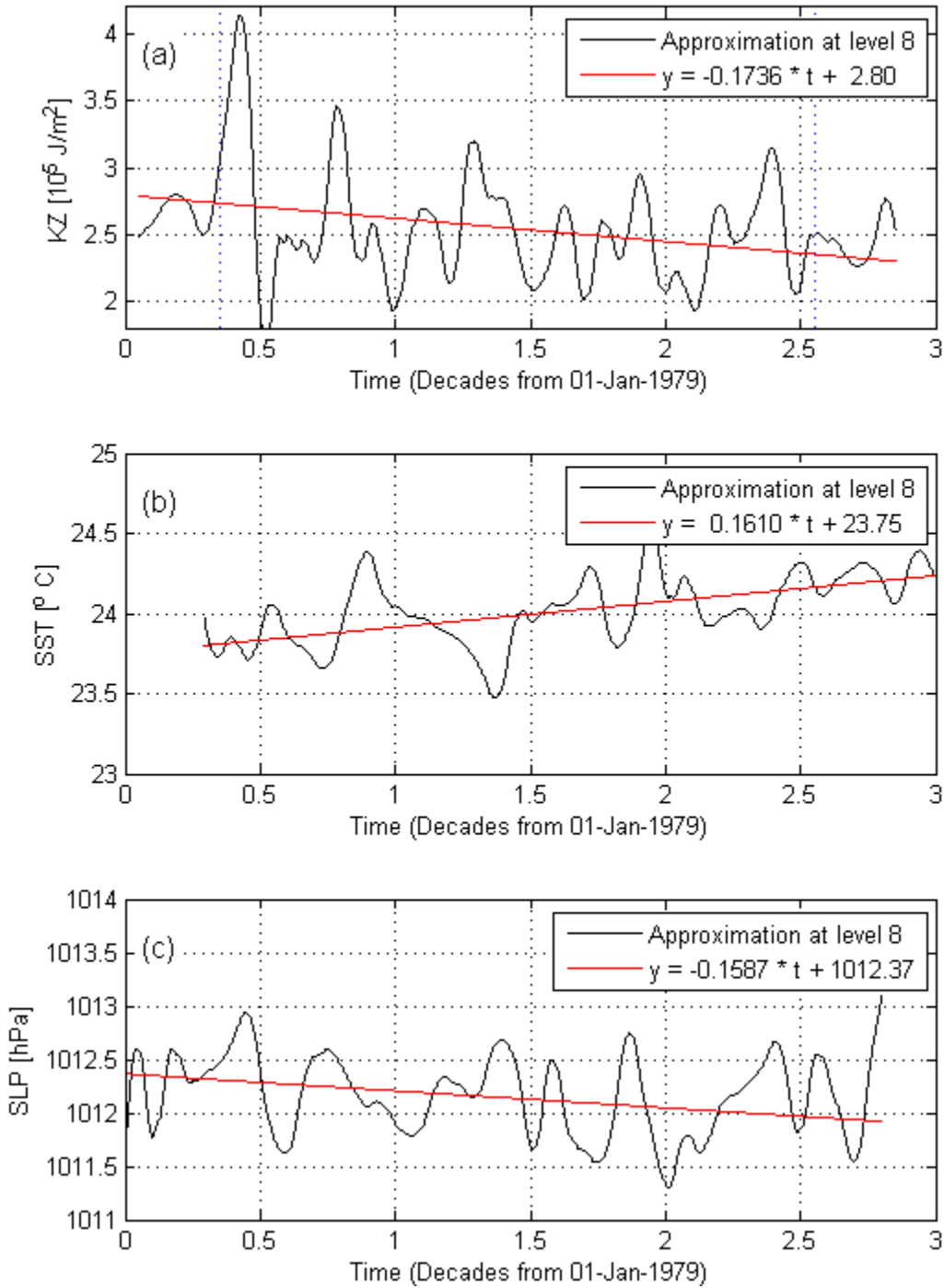


1
 2 **Figure 5: Wavelet decomposition of the zonal component of the kinetic energy, KZ. Panels**
 3 **(a) and (h) present the signal for reference. Panels (b) to (g) display the reconstructions at**
 4 **levels 6 to 11. Panels (i) to (n) present the signal details at levels 6 to 11.**



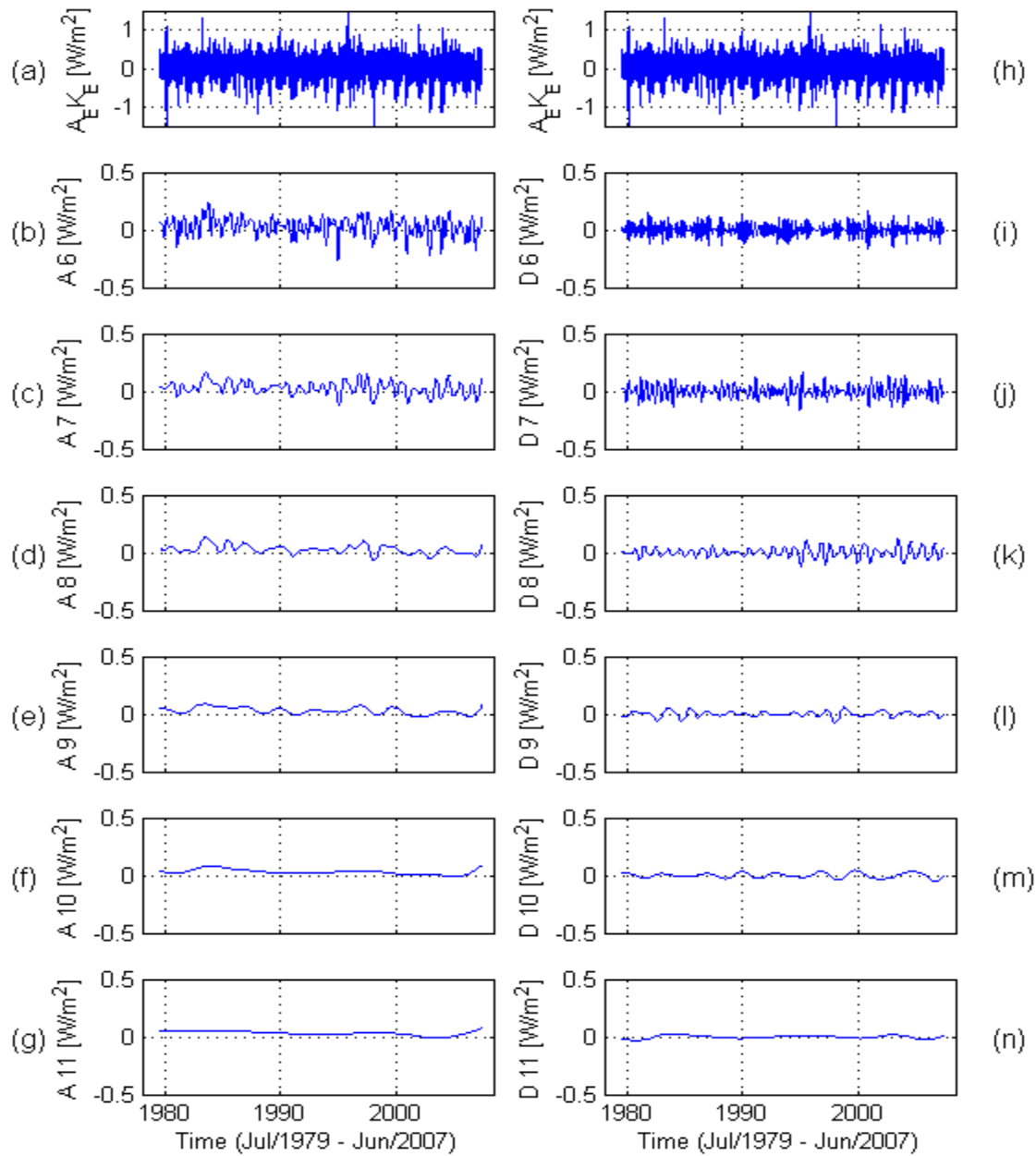
1
 2 **Figure 6: Long-term trends in the Lorenz cycle energy components computed from**
 3 **NCEP/NCAR reanalysis data from Jul 1979 to Jun 2007. (a) Zonal kinetic energy. (b) Eddy**
 4 **kinetic energy. (c) Zonal potential energy. (d) Eddy potential energy. The black lines**
 5 **present the reconstructions at level 8 (A8) and the red lines present the trend lines. The**
 6 **equations for the trend lines are shown in the respective panels. The time is presented in**
 7 **decades since 01 Jul 1979.**

8



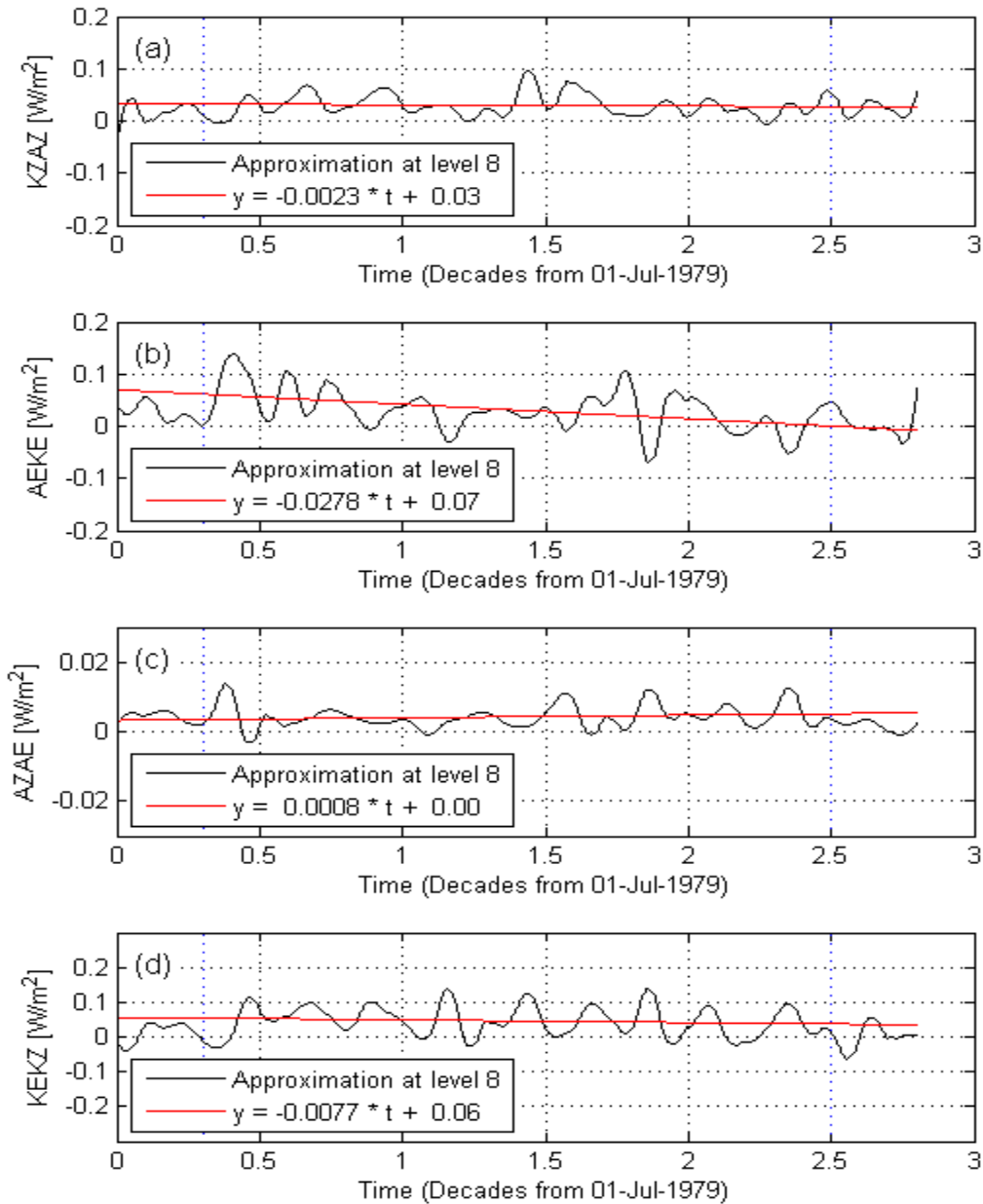
1
 2 **Figure 7: Comparison of the long-term trends of the zonal component of kinetic energy**
 3 **(KZ; panel a), sea-surface temperature (SST; panel b), and sea-level pressure (SLP; panel**
 4 **c). The time series correspond to reconstructions at level 8. The red lines present the linear**
 5 **trends. The corresponding equations are given in the respective panels. The time is**
 6 **presented in decades from 01 Jan 1979.**

7



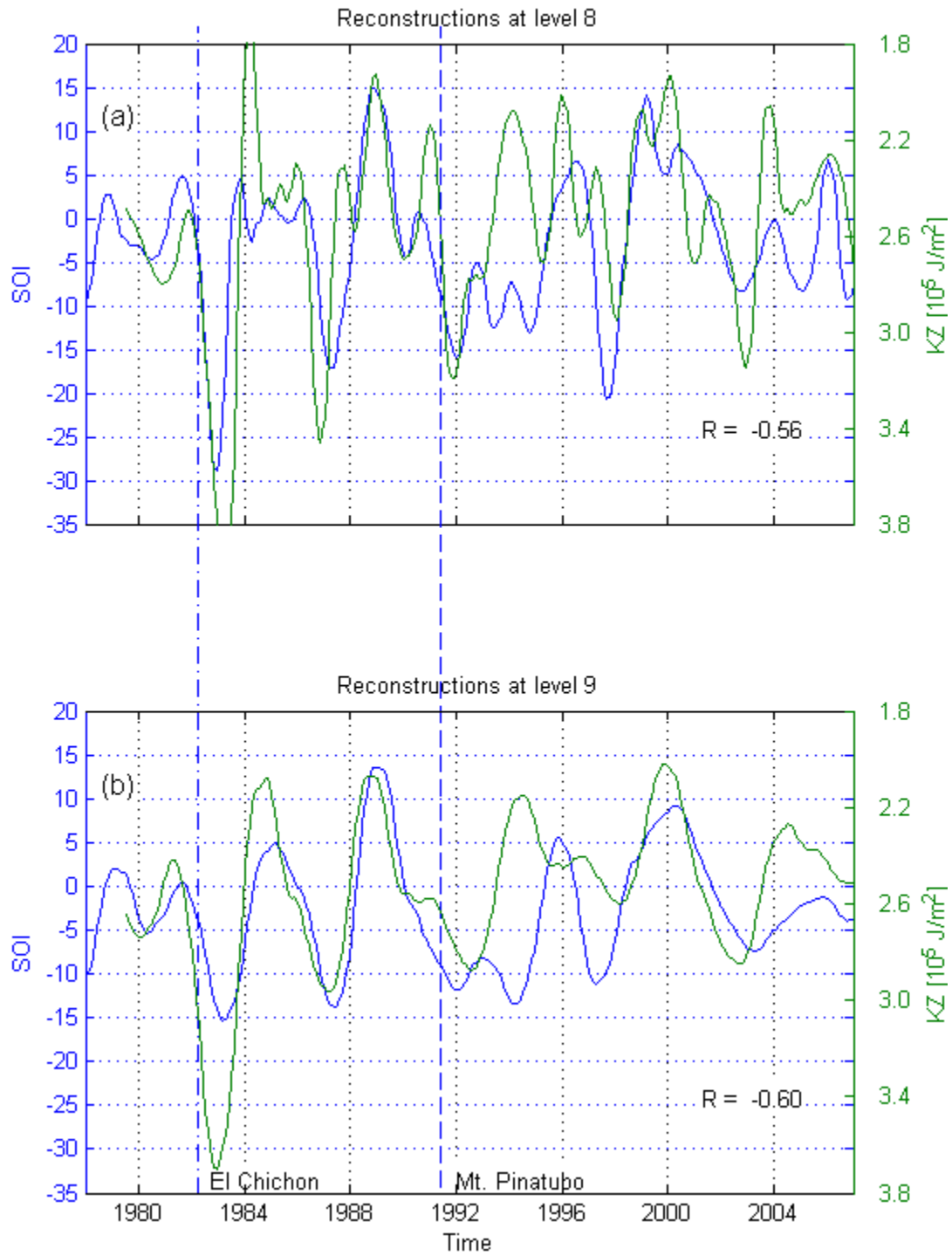
1
 2 **Figure 8: Wavelet decomposition of the Energy conversion AEKE. Panels (a) and (h)**
 3 **present the signal for reference. Panels (b) to (g) display the reconstructions at levels 6 to**
 4 **11. Panels (i) to (n) present the signal details at levels 6 to 11.**

5



1
 2 **Figure 9: Long-term trends of the Lorenz cycle energy conversion components computed**
 3 **from NCEP/NCAR reanalysis data from Jul 1979 to Jun 2007. (a) KZAZ energy**
 4 **conversion. (b) AEKE energy conversion. (c) AZAE energy conversion. (d) KEKZ energy**
 5 **conversion. The black lines present the reconstructions at level 8 (A8) and the red lines**
 6 **present the trend lines. The equations for the trend lines are shown in the respective panels.**

7



1
2
3
4
5
6

Figure 10: Comparison of the SOI and the KZ reconstructions at level 8 (Panel (a)) and level 9 (Panel (b)).

1 **Longitudinal anomaly in the lower stratospheric temperature in the southern hemisphere:**
2 **effects of particle precipitation in the southern hemisphere magnetic anomaly?**

3 **Ligia Alves da Silva**¹, **Luis Eduardo Antunes Vieira**², **Ezequiel Echer**¹, **Prakki Satyamurty**¹,

4
5 (1) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 12227-010 São José dos Campos, Brazil

6
7 (2) Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, 37191 Katlenburg-Lindau, Germany

8

9 **Abstract**

10 The effects of high energy particle precipitation on mesospheric and stratospheric ozone have
11 been investigated during last decades. However, while these effects have been widely discussed
12 for the auroral region, little is known about the role of the high energy particle precipitation on
13 the stratospheric composition and thermal structure in the tropical/subtropical region. Here we
14 show for the first time that the spatial distribution of the lower stratosphere temperature is
15 affected by the presence of the southern hemisphere magnetic anomaly. We found that during the
16 austral winter and spring, in the subtropical region (below 30° S), the reduction of the lower
17 stratosphere temperature occurs systematically in the magnetic anomaly area. The differences
18 between the temperatures inside the magnetic anomaly (60° W) and outside the anomaly (150° E)
19 for 42.5° S from June to November are higher than 2 K. The maximum difference at this latitude
20 is approximately 5.9 K and occurs in October during the austral spring.

21

22 **Keywords:** Particle Precipitation; Southern Hemisphere Magnetic Anomaly; Stratospheric
23 temperature; Climate Change

24

25

26

27 **1. Introduction**

28 The Earth's radiation belts contain high-energy protons, electrons and heavier ions trapped in the
29 Earth's magnetic field [*Baker et al.*, 2004]. These particles go through a complex motion which
30 can be decomposed in three components: spiraling around the field line; bouncing between mirror
31 points on opposite sides of the magnetic equator; and a drift around the Earth, eastward for
32 electrons and westward for protons [see *Kivelson and Russell*, 1995, for a detailed description of
33 trapped particles motion]. The drift of both protons and electrons around the Earth takes place on
34 magnetic shells (constant values of the McIlwain parameter L , which is approximately the
35 distance in Earth radii at which a magnetic field line crosses the magnetic equatorial plane). The
36 outer radiation belt extends from approximately three to ten Earth radii above the Earth's Surface,
37 and it is populated mainly by high energy electrons (0.1–10 MeV). The inner radiation belt
38 extends from approximately 0.1 to 1.5 Earth radii above the Earth's surface. It is populated by
39 protons with energies above 19 MeV and electrons in the range of hundreds of keV. The region
40 between the belts is normally devoid of particles.

41 The radiation belts show pronounced differences over the 11-year solar cycle depending on the
42 dominant structures propagating in the inner heliosphere [*Baker and Kanekal*, 2008]. Recurrent
43 solar wind streams, which emanate from solar coronal holes, produce enhancements of highly
44 relativistic electrons when solar wind speeds exceed 500 km/s. The most intense geomagnetic
45 activity is associated to interplanetary counterparts of coronal mass ejections that occur most
46 frequently close to solar maximum. During periods of extreme solar activity the radiation belts
47 are dramatically compressed, distorted and enhanced [*Baker et al.*, 2004]. For example, the
48 immediate consequence of the interaction of the Oct-Nov 2003 solar wind structures with the
49 Earth's magnetosphere was the depletion of the radiation belts at almost all L -values. The usual
50 belt of energetic protons (above 19 MeV) around $L = 2$ almost completely disappeared after 29-

51 October-2003 [*Looper et al.*, 2005]. Electron fluxes regenerated to remarkable high levels in the
52 region usually devoid of particles at $2 \leq L \leq 3$ [*Baker et al.*, 2004]. Electrons fluxes in the
53 outer belt also present a strong seasonal dependence with electron fluxes about a factor of 3 times
54 higher near the spring and fall equinoxes compared with periods around the summer and winter
55 solstices [*Baker and Kanekal*, 2008].

56 Several magnetospheric processes lead to particle precipitation in the upper atmosphere.
57 Precipitation of polar rain, cusp/mantle, and energetic solar particles result of the direct entry into
58 the magnetosphere of particles that cross the magnetopause along the open field lines. Electron
59 and ion precipitation occur throughout most of the plasma sheet. The main mechanism of
60 precipitation of radiation belt electrons and ions are Coulomb collisions, charge exchange, and
61 wave particle interactions [*Lyons*, 1997]. The relative contribution of each mechanism depends
62 on the interplanetary driver structure and the geomagnetic activity level.

63 The atmosphere acts as an energy filter as lost particles penetrate deep, with energy been loss by
64 interactions with the neutral atmosphere. Much of the energy deposited by energetic particles
65 creates ion pairs. In a simplified view, the energy deposition depends on the particle (electrons or
66 protons) and on the energy [see *Fox et al.*, 2007 for a review of the energy deposition in planetary
67 atmospheres by charged particles]. Electros with 1 keV penetrates down to 110 km height
68 affecting the ionosphere while particles with energies of 10 and 100 keV could reach 100 and 75
69 km affecting the middle and upper mesosphere. Bremsstrahlung X-ray penetration due to the
70 interaction of primary electrons could penetrate deeper in the atmosphere reaching the
71 stratosphere. Protons with energy around 1 MeV deposit energy around 100 km and 10 MeV
72 particles at approximately 75 km. Protons around 100 MeV penetrate deep affecting the upper
73 stratosphere.

74 The geographic distribution of high energy quasi-trapped particle precipitation depends on the
75 configuration of the geomagnetic field. Figure 1 shows the distribution of the X-ray (range 3-31.5
76 keV) nighttime emission of the upper atmosphere measured by RPS (x-ray spectrometer) device
77 on board of the CORONAS-F satellite [Kuznetsov, 2007]. The X-ray emission is caused by the
78 impact on the atmosphere of fluxes of solar radiation, galactic cosmic rays, and charged particles
79 precipitating from the magnetosphere. Nighttime emission of particular regions of the SHMA,
80 regions of the outer radiation belt of electrons in the Northern and Southern Hemispheres are
81 noticeable [Kuznetsov, 2007]. The interaction between quasi-trapped particles and molecules of
82 the neutral atmosphere is most frequent at lower altitudes near the mirror points. In a symmetrical
83 dipole configuration regarding to the Earth's axis, the mirror points of a given particle would be
84 positioned a constant height above the Earth's surface as it drifts around its shell. However, the
85 present geomagnetic field configuration shows pronounced departures from such symmetry and,
86 because of the low values of the magnetic field intensity (B) in the southern hemisphere, the
87 mirror points of a given L shell reach their minimum heights in that region. The presence of a
88 region over South America and adjacent oceans of lower magnetic field intensity, the Southern
89 Hemisphere Magnetic Anomaly (SHMA), is remarkable. A large electron flux enhancement
90 inside this region at about 700 km is noticeable (see Figure 2 of [Sauvaud *et al.*, 2008]). The
91 mirror heights over this region fall to ~100 km in altitude, while mirror heights are at ~600 km in
92 the magnetic conjugate of the Northern Hemisphere [Gledhill, 1976]. Below the altitude of 100
93 km, the atmospheric density is great enough to ensure the loss of particles by collision, so that
94 such particles are efficiently removed [Abdu *et al.*, 2004; Nishino *et al.*, 2006; Trivedi *et al.*,
95 2004].

96 The estimative of the ionization rate due to electron precipitation in middle latitude made by
97 [Vampola and Gorney, 1983] suggests a peak near 75-90 km altitude due to primary electron

98 energy deposition, whereas the secondary peaks near 35-45 km are due to Bremsstrahlung X ray
99 penetration. The maximum precipitation rates in the region of the SHMA region were estimated
100 to be of the order of 10^{-2} erg/(cm² s) with a spectrum of the form $j(E) = 1.34 \times 10^5 E^{-2.27}$ (keV). In
101 the SHMA region the precipitation penetrates deeper in the atmosphere and can lead to more
102 enhanced ionization from Bremsstrahlung at low altitudes. From this estimative, the ionization
103 rate from the Bremsstrahlung X ray penetration is about four orders of magnitude smaller than
104 the primary electrons. Balloon-born X-ray measurements have detected energetic electron
105 precipitation effects at stratospheric heights during intense magnetic disturbances [e.g., *Pinto*
106 *and Gonzalez*, 1986; *Pinto and Gonzalez*, 1989a; b]. [*Millan et al.*, 2007] presented a quantitative
107 comparison of precipitating and magnetically trapped electron flux during a relativistic electron
108 depletion event also using Balloon-born X-ray measurements.

109 The effects of changes in the solar radiative emission and particle precipitation on ozone levels in
110 the stratosphere have been considered as a candidate to explain the link between solar activity
111 and its effects on the Earth's atmospheric composition and thermal structure [*Cubasch and Voss*,
112 1999; *Haigh*, 2003; *Jackman et al.*, 2005; *Lean*, 2001; *Randall et al.*, 2005]. The observations
113 and modeling suggests that NO_x production and downward convection are key elements. The
114 main source of global stratospheric NO_x (NO+NO₂) is oxidation of N₂O that is transported up
115 from the troposphere. A secondary source is energetic particle precipitation (EPP) [e.g. *Randall*
116 *et al.*, 2005; *Randall et al.*, 2006, and references therein]. Asymmetries in the NO_x production in
117 the upper atmosphere auroral region, due to the configuration of the Earth's magnetic field, were
118 also studied [*Baker et al.*, 2001; *Barth et al.*, 2003]. [*Pinto et al.*, 1990] estimated that the ozone
119 depletion due to electron precipitation at 70-80 km in the Southern Hemisphere Magnetic
120 Anomaly region during large geomagnetic storms can be as much as 30%.

121 Antarctica wintertime stratosphere presents a strong near axisymmetric flow with fewer orographic
122 gravity wave sources compared to the Arctic [Wu and Jiang, 2002]. During the spring, a zonal
123 asymmetry of ozone, temperature and pressure is observed [Grytsai et al., 2007b]. The minimum
124 values of the zonal ozone distribution occurs 49.9° W and 6.5° W at 55° S and 75° S, respectively
125 [Grytsai et al., 2007a]. Furthermore, an eastward displacement of the zonal minimum from 1979
126 to 2004 is observed in the longitudinal sector 60° W – 0° E while the zonal maximum position is
127 rather stable in the quadrant 90° E- 180° E. The asymmetries have been attributed to the Antarctic
128 orography, which could affect the propagation of planetary waves and the zonal distribution of
129 ozone over the Southern polar region, leading to temperature asymmetries. Asymmetries exist in
130 the Northern Hemisphere as well, leading to zonal asymmetries in total ozone, and these
131 asymmetries appear to be strongest in the polar winter season.

132 The effects of the zonal asymmetry in the ozone on climate have been examined in the Northern
133 and Southern Hemispheres. These analyses suggest that changes in the zonal asymmetry of ozone
134 have had important impacts on Southern Hemisphere Climate [Crook et al., 2008; Vieira et al.,
135 2008]. Recently, the patterns of the tropospheric circulation and the cloud coverage in the south
136 Pacific were observed to be similar to the shape of the southern hemisphere magnetic anomaly
137 [Vieira and da Silva, 2006]. It was also observed that in the tropical Pacific the Walker
138 circulation is drifting westward at the same rate that the magnetic anomaly is drifting [Vieira et
139 al., 2008]. The authors speculate that a plausible mechanism to generate the observed patterns
140 could be the effects of particle precipitation in the mesosphere and stratosphere in the region of
141 the magnetic anomaly.

142 The main purpose of this paper is to examine if the lower stratospheric temperature distribution in
143 the tropical and subtropical regions of the southern hemisphere is related to the geomagnetic field
144 pattern.

145 2. Data Analyses and Results

146 In order to estimate the monthly lower stratosphere temperature climatology, we used monthly
147 distributions of the lower stratosphere temperature (TLS channels) obtained by Microwave
148 Sounding Units (MSU) [*Spencer and Christy, 1993*] operating on nine NOAA polar-orbiting
149 platforms from 1979 to 2007. The weighting function for the TLS channel peaks between 15 and
150 20 km of altitude. Figure 2a shows the lower stratosphere temperature anomalies for the analyzed
151 period. A clear decrease of the temperature is observed from 1979 to approximately 1996.
152 Warming events caused by the eruptions of El Chichon (1982) and Mt Pinatubo (1991) were
153 observed. Figure 2b shows for reference the Total Solar Irradiance observations [*Fröhlich, 2006*].
154 The observations cover near three solar cycles. [*Lean, 2007*] modeled the global lower
155 stratosphere temperature variability using a multi-parametric fitting. After accounting for the
156 effects of the El Nino-Southern Oscillation (ENSO), volcanic aerosols, and CFC abundance
157 decrease, the global lower stratosphere temperature approximately in phase with the solar
158 ultraviolet irradiance was suggested by [*Lean, 2007*].

159 Figure 3 presents the southern hemisphere lower stratosphere brightness temperature climatology
160 for June to November, estimated from 1979 to 2005. Here, we have not removed the trend
161 observed in the global lower stratosphere temperature and the periods of warming events caused
162 by the eruptions of El Chichon (1982) and Mt Pinatubo (1991). Following [*Grytsai et al., 2007b*],
163 we focus on these months, as this is generally when both the chemical and dynamical
164 contributions to the zonal ozone asymmetry act, and transport processes associated with the
165 break-down of the polar vortex are less important. The atmospheric temperature varies with
166 altitude according to chemical and physical processes taking place.

167 In the lower stratosphere air is transported from the tropics towards the poles by the Brewer-
168 Dobson circulation. The tropical upward branch of the Brewer-Dobson circulation lowers

169 temperatures and ozone concentrations, especially in the lower stratosphere. In the extratropical
170 stratosphere, downwelling causes adiabatic warming and ozone accumulation until the air parcels
171 return to the extratropical troposphere [Deckert and Dameris, 2008]. This process contributes to
172 ozone levels in the troposphere. This effect is clearly seen in Figure 3 during the austral winter. In
173 this region, the upper convective processes in the troposphere affect the tropics so that the
174 temperature has a minimum near the equator and maxima at the summer pole and in winter mid-
175 latitudes. The asymmetry of the zonal distribution is also clear. In the upper stratosphere and
176 mesosphere there is a solstitial circulation with upward motion in the summer hemisphere, a
177 summer-to-winter transport in the mesosphere and descent near the winter pole.

178 The superimposed black lines in Figure 3 show the iso-intensity contours of the geomagnetic
179 field at 10 km in the region of the magnetic anomaly for year 1990. The geomagnetic field was
180 estimated using the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model [Maus et al.,
181 2005]. As the purpose of the present analysis is to compare the distribution of the lower
182 stratosphere temperature and the geomagnetic field pattern, the altitude that the magnetic field
183 intensity is computed is not relevant as well as the delimitation of the boundaries of the magnetic
184 anomaly. We note a large reduction of the temperature in the region of the magnetic anomaly in
185 the belt between 60° S and 30° S during the austral winter and spring, while during the austral
186 summer (not shown here) the reduction in the temperature is not noticeable. This reduction of the
187 temperature coincides quite well with the region which presents higher electron flux (see Figure
188 1).

189 The differences between the temperatures inside the magnetic anomaly (60° W) and outside the
190 anomaly (150° E) for 42.5° S from June to November are shown in Table 1. The last column
191 shows the difference between the maximum and minimum region. The differences from June to

192 November are higher than 2 K (shadowed rows). The maximum difference at this latitude is
193 approximately 5.9 K and occurs in October during the austral spring.

194 We are not aware of any Instrumental problems that could cause the patterns discussed above.
195 Furthermore, the similarity between the electronics for different channels is such that it is
196 expected that any effect of the particle fluxes in the magnetic anomaly region would occur in all
197 channels to some degree, which is not observed [Carl Mears, Personal Communication, 2008].

198 Figure 4 shows the longitudinal profiles of the lower stratosphere brightness temperature and the
199 magnetic field intensity for November for the latitudes 80° S, 55° S, 42° S and 35° S. It is shown
200 in each panel the observations (+), the mean profile (large line) and the standard deviation (tiny
201 line). The dashed line shows the magnetic field profile. It is noticeable that the profiles of the
202 mean temperature and the magnetic field have the same behavior below 30° S. The maximum
203 temperatures occur near 150° E and the minimum temperatures occur near 60° W.

204 Table 2 shows the correlation coefficients obtained comparing the mean longitudinal profiles of
205 monthly lower stratosphere brightness temperature climatology and the magnetic field intensity
206 near surface. It is noticeable the occurrence of a positive correlation below 30° S and a negative
207 correlation above. The positive correlation increases from April to November. The negative
208 correlation is higher during April to September.

209 In order to analyze the ozone distribution we use TOVS data set compiled by the International
210 Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). Figure 5 presents the mean ozone column
211 abundance distribution from May to October calculated from 1983-2007. A systematic reduction
212 of the ozone abundance between 60° S and 30° S is observed over South America and the
213 adjacent oceans during the austral winter and spring. The reduction of the ozone abundance is
214 consistent with reduction of the lower stratosphere temperature presented in Figure 3.
215 Asymmetries of the ozone distribution in the northern hemisphere are also observed. However,

216 due to presence of a higher orographic gravity wave sources in the Arctic compared to the
217 Antarctica [Wu and Jiang, 2002], these longitudinal asymmetries are not analyzed.

218 **3. Summary and Conclusions**

219 While the effects of high energy particle precipitation on ozone distribution in the auroral region
220 have been investigated during the last decades, little is known about the role of the high energy
221 particle precipitation on the stratospheric composition and thermal structure in the
222 tropical/subtropical region.

223 During the austral winter and spring, in the subtropical region (below 30° S), the reduction of the
224 lower stratosphere temperature occurs systematically in the magnetic anomaly area. Precipitating
225 protons and electrons from the radiation belts deposit energy at different heights depending on
226 the particle energy. Most of the energy deposited by electrons ionized the Mesosphere. The
227 secondary ionization peak due to penetrating Bremsstrahlung X-rays occurs in the stratosphere.
228 Although it is not possible to compare directly the distributions of nighttime X-rays emission
229 (Figure 1), the distributions of lower stratosphere temperature (Figure 3) and total column ozone
230 abundance (Figure 5) because of the different observation period, a visual inspection reveals a
231 good correlation between the region with higher particle precipitation (higher emission of X-rays)
232 and the subtropical region that presents minimum temperatures in the lower stratosphere and
233 ozone abundance. On other side, effects of the Antarctic orography on the propagation of
234 planetary waves could contribute to the observed asymmetry.

235 It is not likely that the zonal asymmetry of the temperature distribution in the subtropical region
236 of the southern hemisphere is caused by waves driven by convective activity in the tropical and
237 subtropical troposphere. Although the South Atlantic Convergence Zone coincides with the
238 region where it is observed of the reduction of the lower stratosphere temperature, a similar
239 reduction is not systematically observed in the South Pacific Convergence Zone region.

240 However, if the lower stratosphere temperature distribution and dynamics affects the lower
241 atmosphere circulation and cloud coverage we should not rule out feedbacks from the lower
242 atmosphere.

243 The results presented are consistent with the observations that in the Southern Hemisphere
244 subtropical region the energy of precipitating particles is deposited lower in altitude in regions
245 with weaker magnetic field intensity and trapped particles mirror closer to the surface (magnetic
246 anomaly region). From the data set and analysis presented here it is not possible to distinguish if
247 the effects of particle precipitation occur in the lower/middle stratosphere due to penetrating
248 Bremsstrahlung X-rays, or, in the lower mesosphere/upper stratosphere propagating downward
249 through the downward branch of the Brewer-Dobson circulation. More sophisticate analysis of
250 the ozone variability in the magnetic anomaly region during periods of different geomagnetic
251 activity levels is necessary to verify the role of particle precipitation in the atmospheric
252 composition and dynamics in the region of the magnetic anomaly. Furthermore, changes of the
253 region affected by particle precipitation due to changes of the geomagnetic field configuration
254 and the eastward shift of the zonal minimum in the Antarctic region should be investigated.

255 **5. Acknowledges**

256 MSU/AMSU data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NOAA
257 Climate and Global Change Program. Data are available at www.remss.com. The ISCCP D2
258 data/images were obtained from the International Satellite Cloud Climatology Project web site
259 <http://isccp.giss.nasa.gov> maintained by the ISCCP research group at the NASA Goddard
260 Institute for Space Studies, New York, NY. on January, 2005. The authors would like also to
261 thank to Carl Mears for the comments and discussions about the MSU data set.

262

263 **Table Captions**

264 Table 1: Monthly averaged lower stratosphere temperatures for 42.5° S at Longitudes 60° W and
265 150° E. The shadowed rows show differences higher than 2 K.

266 Table 2: Correlation coefficients for the Longitudinal profiles of the lower stratosphere
267 temperatures versus magnetic field intensity near surface.

268

269 **Figure Captions**

270 **Figure 1:** Distribution of the nighttime X-rays emission of the Earth's atmosphere from 23
271 September 2002 to 23 March 2003 observed by RPS-1 instrument on board of CORONAS-F
272 satellite. (a) Distribution for the energy interval from 8 to 16 keV. (b) Distribution for the
273 energy interval from 16 to 31 keV. The Southern Hemisphere subtropical region that presents
274 minimum ozone abundance and lower stratosphere temperature is marked in the figure (black
275 line). Adapted from Kuznetsov, V. D. (2007).

276 **Figure 2:** Global lower stratosphere temperature anomaly. The El Chichon and Pinatubo
277 eruptions are indicated. The green line indicates a long term trend in the temperature (second
278 order polynomial fitting). The Total Solar Irradiance observations (TSI/PMOD Composite) are
279 shown for reference.

280 **Figure 3:** Southern hemisphere lower stratosphere temperature climatology for June to
281 November. The superimposed black lines show the iso-intensity contours of the geomagnetic
282 field (Gauss) at 10 km for year 1990.

283 **Figure 4:** Longitudinal profiles of the lower stratosphere brightness temperature and the
284 magnetic field intensity for November for the latitudes 80° S, 55° S, 42° S and 35° S. Monthly
285 observations are shown in light gray '+'. The continuous oversized lines show the mean
286 temperature profiles and the tiny lines show the standard deviations. The dotted lines magnetic
287 field intensity (Gauss).

288 **Figure 5:** Mean ozone column abundance distribution from May to October calculated from
289 1983-2007.

290

291

292

294 **References**

- 295 Abdu, M. A., et al. (2004), South Atlantic magnetic anomaly ionization: A review and a new
296 focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere, Pergamon-Elsevier Science Ltd,
297 Atibaia, BRAZIL, Mar 29-Apr 02.
- 298 Baker, D. N., et al. (2001), Relationships between precipitating auroral zone electrons and lower
299 thermospheric nitric oxide densities: 1998-2000, *Journal of Geophysical Research-Space*
300 *Physics*, 106(A11), 24465-24480.
- 301 Baker, D. N., et al. (2004), An extreme distortion of the Van Allen belt arising from the
302 'Halloween' solar storm in 2003, *Nature*, 432(7019), 878-881.
- 303 Baker, D. N., and S. G. Kanekal (2008), Solar cycle changes, geomagnetic variations, and
304 energetic particle properties in the inner magnetosphere, *JASTP*, 70(2-4), 195-206.
- 305 Barth, C. A., et al. (2003), Global observations of nitric oxide in the thermosphere, *Journal of*
306 *Geophysical Research-Space Physics*, 108(A1).
- 307 Crook, J. A., et al. (2008), Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in
308 ozone, *Geophysical Research Letters*, 35(7), 1-5.
- 309 Cubasch, U., and R. Voss (1999), The influence of total solar irradiance on climate, Kluwer
310 Academic Publ, Bern, Switzerland, Jun 28-Jul 02.
- 311 Deckert, R., and M. Dameris (2008), ATMOSPHERIC SCIENCE: From Ocean to Stratosphere,
312 *Science*, 322(5898), 53-55.
- 313 Fox, J. L., et al. (2007), Energy Deposition in Planetary Atmospheres by Charged Particles and
314 Solar Photons, Springer, Bern, SWITZERLAND, Jun 25-29.
- 315 Fröhlich, C. (2006), Solar Irradiance Variability Since 1978, *Space Science Reviews*, 125(1), 53-
316 65.
- 317 Gledhill, J. (1976), Aeronomic Effects of the South Atlantic Anomaly, *Gledhill, J. (1976),*
318 *Aeronomic Effects of the South Atlantic Anomaly, Rev. Geophys.*, 14(2), 173-187., 14(2), 173-
319 187.
- 320 Grytsai, A., et al. (2007a), Longitudinal position of the quasi-stationary wave extremes over the
321 Antarctic region from the TOMS total ozone, *International Journal of Remote Sensing*, 28(6),
322 1391 - 1396.
- 323 Grytsai, A. V., et al. (2007b), Structure and long-term change in the zonal asymmetry in
324 Antarctic total ozone during spring, *Ann. Geophys.*, 25(2), 361-374.
- 325 Haigh, J. D. (2003), The effects of solar variability on the Earth's climate, *Phil. Trans. R. Soc.*,
326 361, 95-111.

- 327 Jackman, C. H., et al. (2005), Neutral atmospheric influences of the solar proton events in
328 October-November 2003, *Journal of Geophysical Research-Space Physics*, 110(A9).
- 329 Kivelson, M. G., and C. T. Russell (1995), *Introduction to Space Physics*, Cambridge University
330 Press, Cambridge.
- 331 Kuznetsov, V. D. (2007), From the geophysical to heliophysical year: The results of the
332 CORONAS-F project, *Russ. J. Earth Sci.*, 9.
- 333 Lean, J. (2001), Solar Irradiance and Climate Forcing in the Near Future, *Geophysical Research
334 Letters*, 28(21), 4119-4122.
- 335 Lean, J. L. (2007), Patterns of Climate Response to Solar and Anthropogenic Influences in the
336 Recent Past, *Eos Trans. AGU - Fall Meet. Suppl.*, 88(52), Abstract GC41B-01.
- 337 Looper, M. D., et al. (2005), Response of the inner radiation belt to the violent Sun-Earth
338 connection events of October/November 2003, *geophysical Research Letters*, 32(3), 1-4.
- 339 Lyons, L. R. (1997), Magnetospheric Processes Leading to Precipitation, *Space Science Reviews*,
340 80(1), 109-132.
- 341 Maus, S., et al. (2005), The 10th-Generation International Geomagnetic Reference Field,
342 *Geophys. J. Int.*, 161(3), 561-565.
- 343 Millan, R. M., et al. (2007), Observation of relativistic electron precipitation during a rapid
344 decrease of trapped relativistic electron flux, *geophysical Research Letters*, 34(10), 1-5.
- 345 Nishino, M., et al. (2006), Energetic particle precipitation in the Brazilian geomagnetic anomaly
346 during the "Bastille Day storm" of July 2000, *Earth Planets Space*, 58(5), 607-616.
- 347 Pinto, O., and W. Gonzalez (1986), X Ray Measurements at the South Atlantic Magnetic
348 Anomaly *Journal of Geophysical Research*, 91(A6), 7072-7078.
- 349 Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1989a), Energetic Electron-Precipitation at the South-Atlantic-
350 Magnetic-Anomaly - a Review, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51(5), 351-365.
- 351 Pinto, O., and W. D. Gonzalez (1989b), X-Ray Measurements in the Atmospheric-Environment
352 of Brazil, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators
353 Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 280(2-3), 499-502.
- 354 Pinto, O., et al. (1990), Mesospheric Ozone Depletion due to Energetic Electron-Precipitation at
355 The South-Atlantic Magnetic Anomaly, *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and
356 Space Sciences*, 8(5), 365-367.
- 357 Randall, C. E., et al. (2005), Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003-2004,
358 *Geophysical Research Letters*, 32(5).
- 359 Randall, C. E., et al. (2006), Enhanced NO_x in 2006 linked to strong upper stratospheric Arctic
360 vortex, *Geophysical Research Letters*, 33(18).

- 361 Sauvaud, J., et al. (2008), Radiation belt electron precipitation due to VLF transmitters: Satellite
362 observations, *Geophysical Research Letters*, 35(9), 1-5.
- 363 Spencer, R. W., and J. R. Christy (1993), PRECISION LOWER STRATOSPHERIC
364 TEMPERATURE MONITORING WITH THE MSU - TECHNIQUE, VALIDATION, AND
365 RESULTS 1979-1991, *Journal of Climate*, 6(6), 1194-1204.
- 366 Trivedi, N. B., et al. (2004), Amplitude enhancement of SC(H) events in the South Atlantic
367 anomaly region, Pergamon-Elsevier Science Ltd, Atibaia, BRAZIL, Mar 29-Apr 02.
- 368 Vampola, A., and D. Gorney (1983), Electron Energy Deposition in the Middle Atmosphere,
369 *Journal of Geophysical Research*, 88(A8), 6267-6274.
- 370 Vieira, L. E. A., and L. A. da Silva (2006), Geomagnetic modulation of clouds effects in the
371 Southern Hemisphere Magnetic Anomaly through lower atmosphere cosmic ray effects,
372 *Geophysical Research Letters*, 33(14).
- 373 Vieira, L. E. A., et al. (2008), Are changes of the geomagnetic field intensity related to changes
374 of the tropical Pacific sea-level pressure during the last 50 years?, *Journal of Geophysical
375 Research*, 113(A8), 1-9.
- 376 Wu, D. L., and J. H. Jiang (2002), MLS observations of atmospheric gravity waves over
377 Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 107(D24), ACL 14-11-ACL 14-16.

Tables:

Table 1: Monthly averaged lower stratosphere temperatures for 42.5° S at Longitudes 60° W and 150° E.

The shadowed rows show differences higher than 2 K.

Month	Lower Stratosphere Temperature (K)		Difference (K)
	Longitude: 60° W	Longitude: 150° E	
January	215.29	215.40	0.11
February	215.11	214.64	-0.47
March	214.37	214.77	0.40
April	213.97	215.07	1.10
May	213.37	215.35	1.98
June	213.01	216.33	3.32
July	213.38	216.78	3.40
August	214.19	219.32	5.12
September	214.74	220.39	5.65
October	214.71	220.65	5.94
November	215.44	218.06	2.62
December	215.04	216.20	1.15

Table 2: Correlation coefficients for the Longitudinal profiles of the lower stratosphere temperatures versus magnetic field intensity near surface.

LAT	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.0	-0.35	-0.17	-0.07	-0.13	-0.40	-0.15	0.10	0.28	0.05	-0.19	-0.46	-0.47
-2.5	-0.36	-0.19	-0.14	-0.16	-0.50	-0.29	-0.05	0.14	-0.06	-0.21	-0.47	-0.50
-5.0	-0.45	-0.30	-0.25	-0.22	-0.60	-0.50	-0.29	-0.08	-0.20	-0.31	-0.51	-0.54
-7.5	-0.52	-0.42	-0.34	-0.30	-0.71	-0.76	-0.58	-0.41	-0.40	-0.44	-0.55	-0.58
-10.0	-0.56	-0.48	-0.41	-0.39	-0.82	-0.92	-0.81	-0.72	-0.63	-0.55	-0.58	-0.58
-12.5	-0.55	-0.50	-0.46	-0.48	-0.89	-0.95	-0.91	-0.89	-0.80	-0.63	-0.58	-0.56
-15.0	-0.51	-0.50	-0.48	-0.55	-0.91	-0.93	-0.93	-0.93	-0.87	-0.66	-0.55	-0.54
-17.5	-0.46	-0.48	-0.50	-0.60	-0.90	-0.89	-0.92	-0.93	-0.88	-0.64	-0.49	-0.49
-20.0	-0.40	-0.45	-0.49	-0.61	-0.88	-0.85	-0.89	-0.90	-0.86	-0.56	-0.39	-0.42
-22.5	-0.32	-0.41	-0.47	-0.56	-0.83	-0.79	-0.85	-0.85	-0.80	-0.38	-0.22	-0.31
-25.0	-0.22	-0.35	-0.41	-0.44	-0.75	-0.69	-0.75	-0.73	-0.60	-0.02	0.04	-0.16
-27.5	-0.10	-0.29	-0.31	-0.17	-0.54	-0.44	-0.52	-0.41	-0.06	0.43	0.35	0.03
-30.0	0.03	-0.22	-0.16	0.16	-0.09	0.13	0.01	0.20	0.54	0.73	0.61	0.25
-32.5	0.16	-0.14	0.06	0.43	0.40	0.64	0.53	0.65	0.79	0.87	0.78	0.45
-35.0	0.26	-0.09	0.26	0.55	0.66	0.83	0.78	0.84	0.88	0.93	0.88	0.61
-37.5	0.29	-0.08	0.34	0.58	0.77	0.88	0.87	0.92	0.90	0.96	0.93	0.71
-40.0	0.16	-0.13	0.26	0.57	0.81	0.91	0.92	0.95	0.89	0.97	0.96	0.75
-42.5	-0.06	-0.21	0.05	0.56	0.81	0.91	0.94	0.96	0.87	0.97	0.98	0.68
-45.0	-0.20	-0.27	-0.16	0.55	0.81	0.91	0.95	0.95	0.83	0.96	0.99	0.45
-47.5	-0.27	-0.29	-0.23	0.55	0.81	0.91	0.95	0.94	0.80	0.95	0.99	0.17
-50.0	-0.31	-0.30	-0.19	0.56	0.82	0.91	0.95	0.93	0.78	0.95	0.98	0.03
-52.5	-0.33	-0.29	-0.11	0.59	0.85	0.92	0.95	0.91	0.77	0.95	0.98	-0.01
-55.0	-0.35	-0.27	-0.00	0.65	0.89	0.93	0.94	0.91	0.77	0.95	0.98	0.01
-57.5	-0.35	-0.25	0.13	0.74	0.93	0.95	0.94	0.91	0.78	0.96	0.98	0.09
-60.0	-0.36	-0.21	0.29	0.83	0.95	0.96	0.93	0.92	0.80	0.97	0.99	0.26

-62.5	-0.36	-0.16	0.47	0.91	0.97	0.97	0.92	0.94	0.82	0.98	0.99	0.52
-65.0	-0.33	-0.08	0.66	0.96	0.97	0.97	0.90	0.95	0.84	0.98	0.99	0.80
-67.5	-0.25	0.03	0.80	0.97	0.96	0.96	0.88	0.96	0.86	0.98	0.99	0.94
-70.0	-0.02	0.21	0.89	0.96	0.95	0.95	0.86	0.96	0.87	0.99	0.99	0.98
-72.5	0.53	0.42	0.93	0.95	0.93	0.94	0.85	0.95	0.88	0.99	0.99	0.98
-75.0	0.88	0.59	0.95	0.94	0.91	0.93	0.83	0.94	0.88	0.99	0.99	0.97
-77.5	0.93	0.69	0.96	0.94	0.89	0.91	0.82	0.94	0.89	0.99	0.99	0.97
-80.0	0.92	0.73	0.97	0.93	0.88	0.91	0.82	0.93	0.89	0.99	0.99	0.97

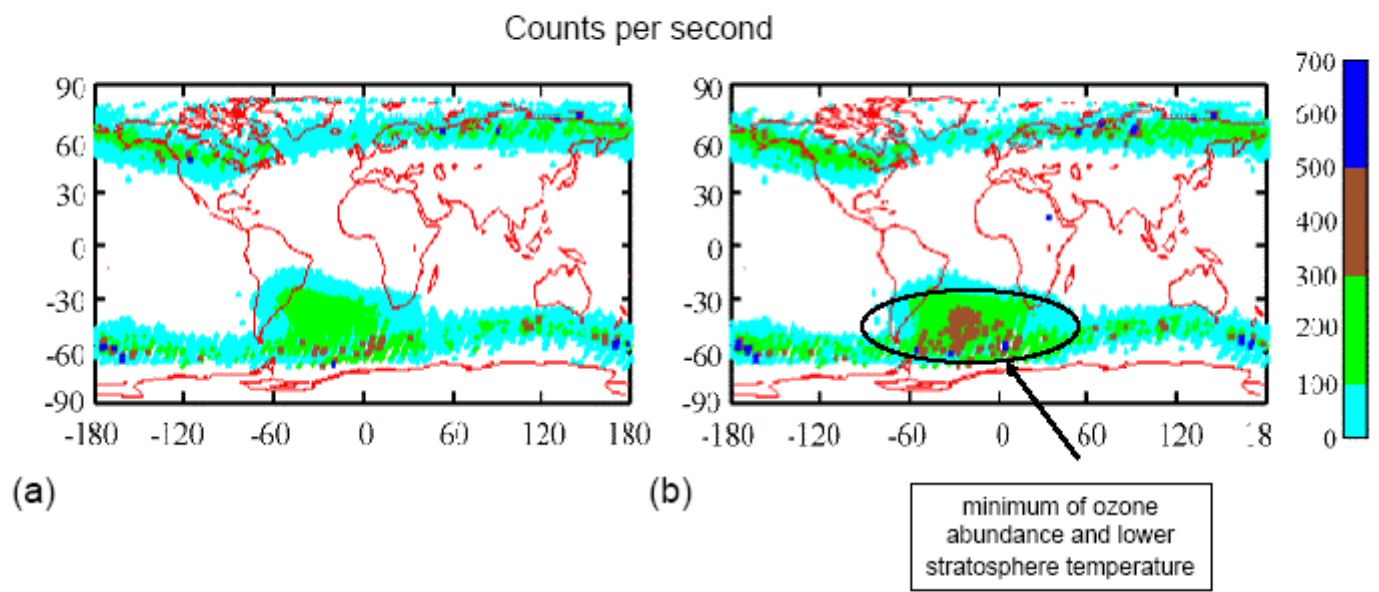


Figure 1:

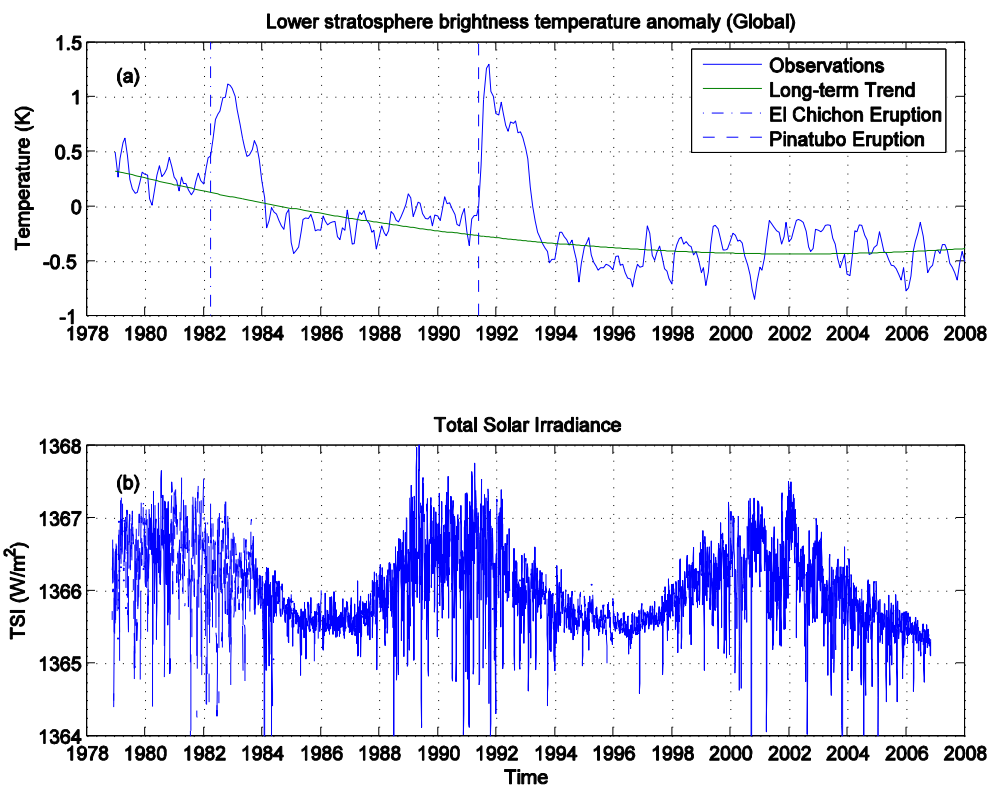


Figure 2:

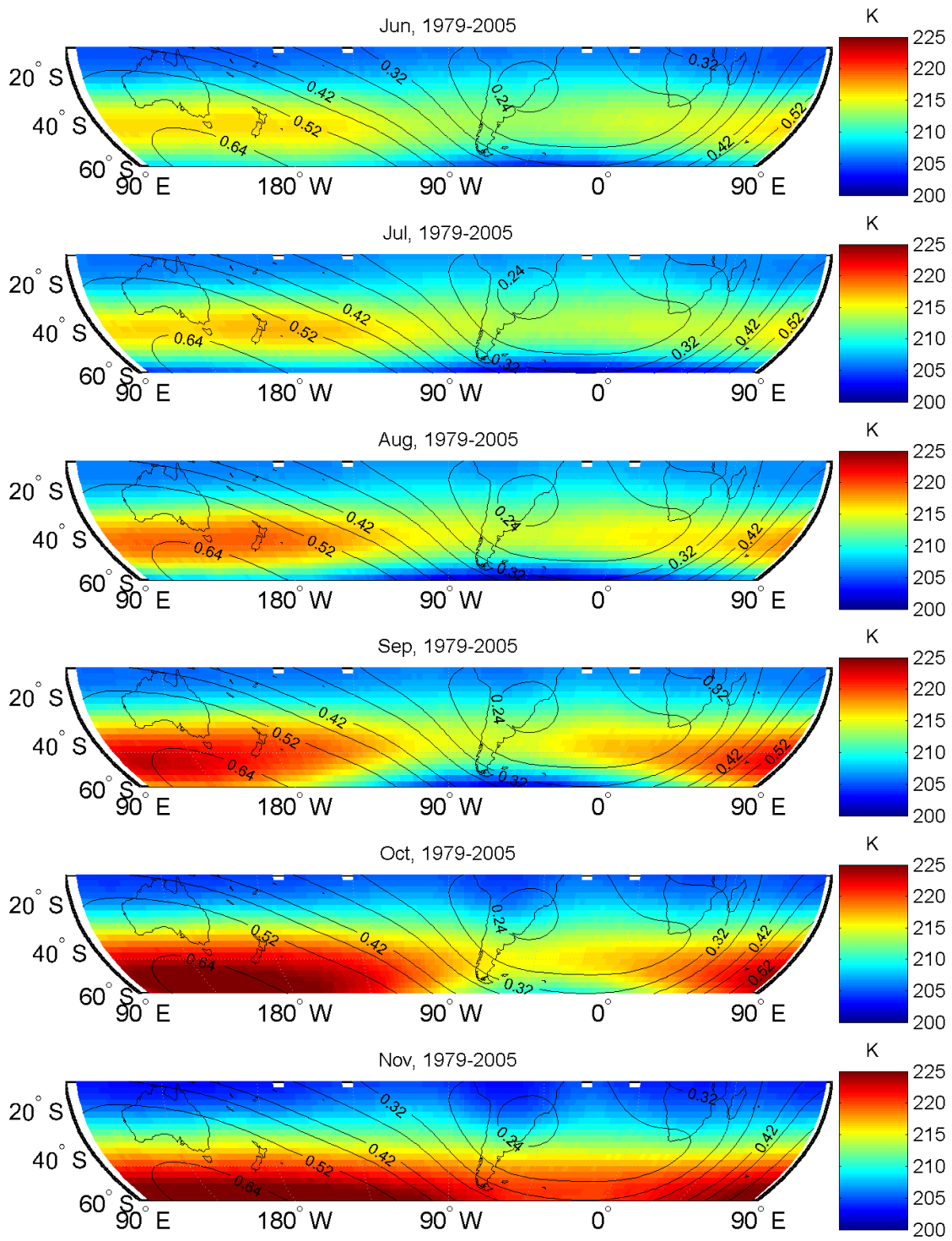


Figure 3

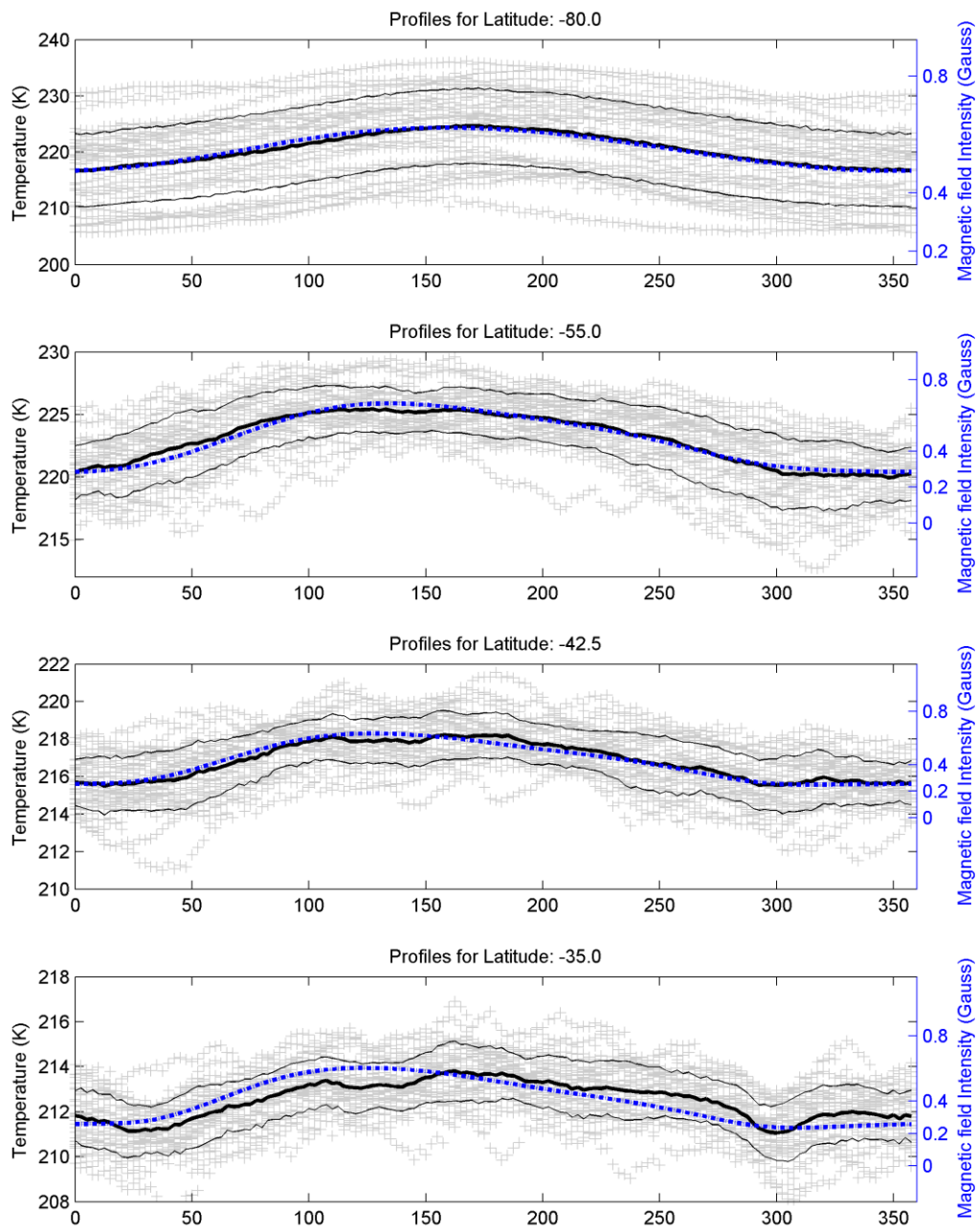


Figure 4:

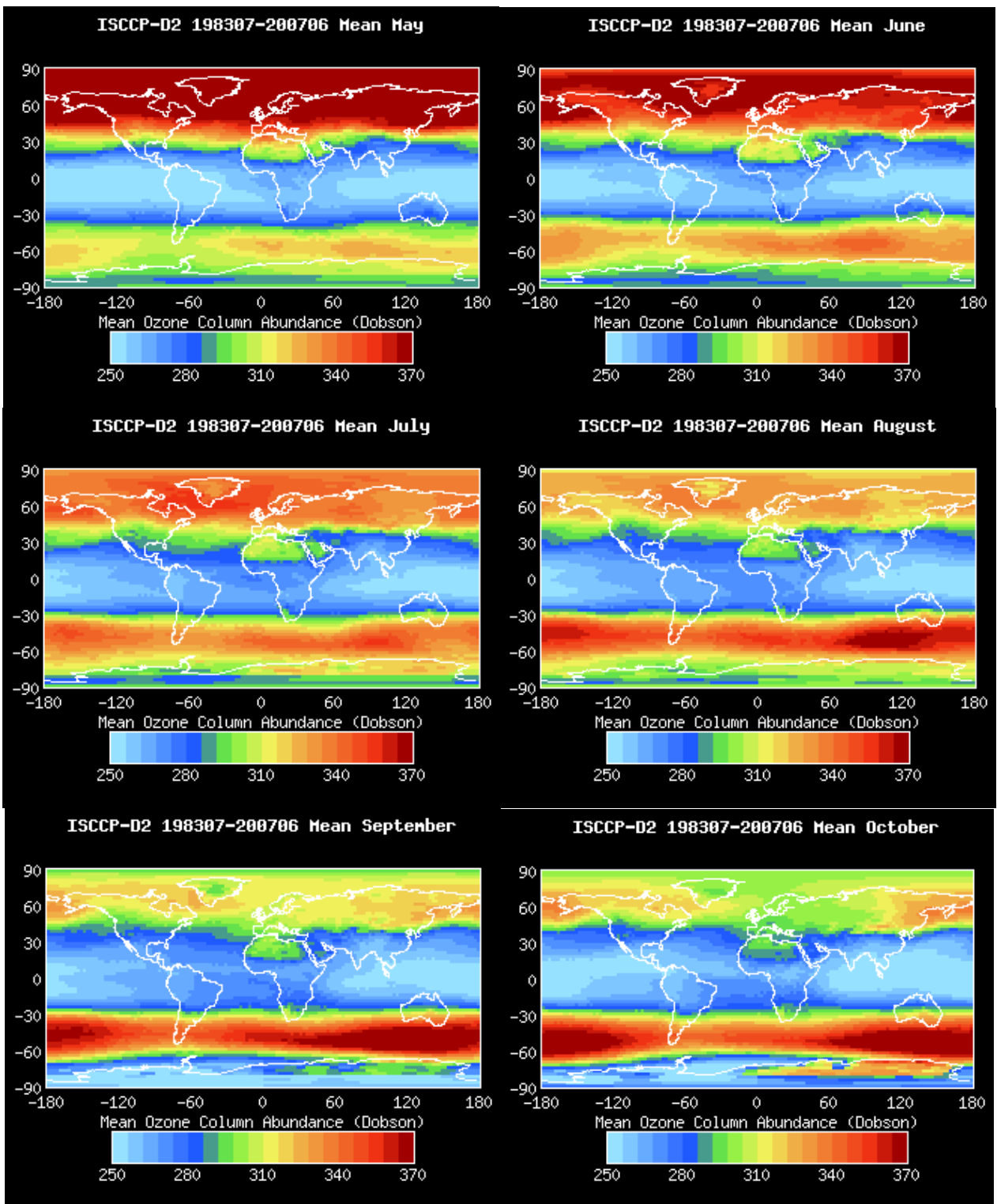


Figure 5:

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)