

JÉFERSON PRIETSCH MACHADO

**RESPOSTA DAS CIRCULAÇÕES OCEÂNICA E ATMOSFÉRICA
ASSOCIADA AO AUMENTO NA TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2013

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV

T

M149r
2013

Machado, Jéferson Prietsch, 1983-

Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao aumento na tensão de cisalhamento do vento / Jéferson Prietsch Machado. – Viçosa, MG, 2013.

xvii, 128 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 117-128.

1. Mudanças climáticas. 2. Cisalhamento. 3. Baroclinidade.
4. Climatologia. I. Universidade Federal de Viçosa.
Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 630.2515

JÉFERSON PRIETSCH MACHADO

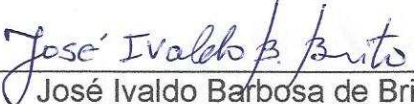
**RESPOSTA DAS CIRCULAÇÕES OCEÂNICA E ATMOSFÉRICA
ASSOCIADA AO AUMENTO NA TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 07 de junho de 2013.



Douglas Francisco Marcolino Gherardi



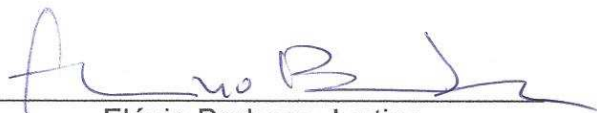
José Ivaldo Barbosa de Brito



Ronald Buss de Souza



Luciano Ponzi Pezzi
(Coorientador)



Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

À minha esposa Cristiane Ferrari Canez Machado.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por dar-me saúde, força e equilíbrio, que foram fundamentais na conclusão durante esta longa etapa.

À minha esposa Cristiane Ferrari Canez Machado por toda dedicação, apoio, carinho, incentivo, confiança e compreensão, sendo extremamente importante nessa etapa.

Ao professor Flávio Barbosa Justino, pela amizade e orientação durante esses seis anos, além de grande exemplo de conduta profissional. Agradeço também, pelo seu apoio na minha decisão de cursar parte do Doutorado afastado de Viçosa-MG, em virtude de crescimento profissional.

Aos meus pais Gilberto Link Machado e Elise Maria Prietsch Machado que mesmo de longe me incentivaram e depositaram sua confiança em mim.

Ao professor Luciano Pezzi, pela coordenação e sugestões para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao professor Paulo José Hamakawa, pela participação no projeto e ensinamentos durante a realização do Estágio em Ensino.

Aos amigos e colegas em Florianópolis, em especial, Márcia Fuentes e Daniel Bitencourt pelo grande apoio na chegada em Florianópolis, Daniel Calearo e Camila Cardoso, Michel Muza pela sua contribuição no processo de Qualificação, Yoshiaki Sakagami pelo apoio e liberação na realização da dupla jornada, Maurici Monteiro e Mário Quadro, Francine Gomes e Ellen Nóbrega.

Aos amigos Dionis Blank, Augusto Jr. e Patrícia Porta Nova.

Aos membros de banca pelas críticas e sugestões para o aprimoramento da tese.

À Graça, por todo seu apoio e competência na parte administrativa.

À Universidade Federal de Viçosa, representada pelo Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realizar o Curso de Doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo auxílio financeiro durante parte do Doutorado.

À FAPEMIG, pelo apoio financeiro por meio do projeto PPM 551-13.

A todos que de alguma forma contribuíram para este estudo.

BIOGRAFIA

JÉFERSON PRIETSCH MACHADO, filho de Gilberto Link Machado e Elise Maria Prietsch Machado, nasceu em 20 de outubro de 1983, na cidade de Pelotas, RS.

Em setembro de 2001, concluiu o curso técnico de Eletrônica no Centro Federal de Educação Tecnológica de Pelotas (CEFET-RS), atual IF-SUL-RIO-GRANDENSE.

Em novembro de 2003, iniciou o Curso de Meteorologia na Universidade Federal de Pelotas, graduando-se em agosto de 2007.

No mesmo mês e ano, ingressou no Programa de Pós-Graduação, em nível de Mestrado, em Meteorologia Agrícola, com área de concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Viçosa, MG, submetendo-se à defesa da dissertação em julho de 2009.

Em agosto de 2009 ingressou no Programa de Pós-Graduação, em nível de Doutorado, em Meteorologia Agrícola, com área de concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Viçosa, MG, submetendo-se à defesa de tese em junho de 2013.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xiv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xvii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. A importância da tensão de cisalhamento do vento para o sistema climático.....	1
1.2. Possíveis impactos das alterações da tensão de cisalhamento do vento no sistema climático.....	3
1.3. Objetivo e estrutura da tese	9
1.3.1. Objetivo	9
1.3.2. Estrutura da tese	9
2. MATERIAIS E MÉTODOS	10
2.1. Modelo acoplado SPEEDO.....	10
2.1.1. Modelo atmosférico: SPEEDY.....	10
2.1.2. Modelo oceânico e de gelo marinho: CLIO.....	11
2.1.3. Modelo de superfície terrestre	14
2.2. Análise dos resultados	14
2.2.1. Funções ortogonais empíricas.....	15
2.2.2. Regressão linear simples	17
2.3. Simulações numéricas realizadas.....	18
2.3.1. Teste de sensibilidade climática	24
3. COMPARAÇÃO DO MODELO SPEEDO COM OS DADOS DE REANÁLISE.....	31
3.1. Circulação atmosférica	31
3.2. Circulação oceânica.....	37
4. MUDANÇAS NA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA.....	44
4.1. Tensão de cisalhamento do vento (TCV).....	44
4.2. Temperatura da superfície do mar (TSM).....	45
4.3. Gelo marinho antártico.....	48
4.4. Salinidade da superfície do mar (SSM)	51
4.5. Massas d'água.....	52
4.6. Circulação termohalina global.....	64

4.7. Fluxos térmico e halino	67
4.8. Transporte de sal	73
5. MUDANÇAS NA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA	76
5.1. Temperatura do ar	76
5.2. Vento	81
5.3. Precipitação e evaporação.....	82
5.4. Altura geopotencial	84
5.5. Instabilidade baroclínica (IB).....	85
5.6. Sistemas transientes.....	89
5.7. Transporte de calor total	95
6. MUDANÇAS NOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA	100
6.1. Gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM.....	100
6.2. Oscilação antártica (OAA).....	105
7. CONCLUSÕES	113
8. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	116
REFERÊNCIAS.....	117

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Profundidade e espessura de cada nível da resolução vertical do modelo CLIO.....	12
Tabela 2.2	Simulações numéricas realizadas com o modelo acoplado SPEEDO.....	19
Tabela 2.3	Média anual global das simulações CTR_2 e RESTART para as variáveis atmosféricas e oceânicas.....	29
Tabela 3.1	Comparação do fluxo de radiação médio anual do SPEEDO com dados de Kiehl e Trenberth (1997) e Trenberth et al. (2009).....	30
Tabela 4.1	Características de temperatura e salinidade das massas de água dos oceanos Atlântico e Pacífico, de acordo com Emery (2001).....	55
Tabela 5.1	Transporte de calor em 30°S para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV (PW).....	98
Tabela 5.2	Transporte de calor em 30°N para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV (PW).....	98

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Configuração média anual do vento sobre a superfície dos oceanos, obtidas com base em dados de escaterômetro Quikscat, entre 1999 e 2004.....	2
Figura 1.2	Anomalia observadas (linha preta) e projeções futuras (linhas coloridas): (a) posição e (b) magnitude da tensão de cisalhamento do vento para o Oceano Austral.....	7
Figura 2.1	Grade horizontal do modelo CLIO, com a visualização centrada no Atlântico.....	13
Figura 2.2	Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 e, c) simulação 46S_0.5.....	22
Figura 2.3	Anomalia da temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação EQU_0.5 – CTR e, b) simulação 46S_0.5 – CTR.....	23
Figura 2.4	Média zonal da tensão de cisalhamento do vento τ_x (Nm ⁻²) para as simulações CTR (linha preta) e forçada com o aumento em 50% na região equatorial (linha verde) e em 46°S (linha vermelha).....	23
Figura 2.5	Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação CTR_2 e, b) simulação RESTART.....	26
Figura 2.6	Diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART. a) Temperatura do ar a 2m (°C), b) Perfil vertical da magnitude do vento (m/s) e c) altura geopotencial em 500 hPa (m).....	28
Figura 2.7	Diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART. a) Temperatura da superfície do mar (°C), b) salinidade da superfície do mar (PSU), c) magnitude da tensão de cisalhamento do vento (N/m ²) e d) espessura do gelo marinho Antártico (m).....	29
Figura 3.1	Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do NCEP e c) média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e pelo NCEP (linha vermelha).....	32
Figura 3.2	Precipitação média anual (mm/ano). a) simulada pelo SPEEDO, b) observada pelo CMAP e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e observada pelo CMAP (linha vermelha).....	34

Figura 3.3	Pressão média anual ao nível do mar (hPa). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.....	35
Figura 3.4	Perfil vertical da magnitude do vento (m/s). a) simulado pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.....	36
Figura 3.5	Altura geopotencial em 500 hPa (m) para o Hemisfério Sul. a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.	37
Figura 3.6	TSM média anual (°C). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do ICOADS e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e pelo ICOADS (linha vermelha) .	38
Figura 3.7	Tensão de Cisalhamento média anual (Nm^{-2}). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.....	39
Figura 3.8	Primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical (°C). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.....	40
Figura 3.9	Primeira componente principal de TSM na região do Pacífico equatorial (°C) no trimestre DJF. a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.....	40
Figura 3.10	Perfil vertical de temperatura para os oceanos Atlântico e Pacífico (°C). a) e c) simulado pelo SPEEDO, respectivamente e, b) e d) climatologia LEVITUS, respectivamente.....	42
Figura 3.11	Perfil vertical de salinidade para os oceanos Atlântico e Pacífico (PSU). a) e c) simulado pelo SPEEDO, respectivamente e, b) e d) climatologia LEVITUS, respectivamente.....	43
Figura 4.1	Tensão de cisalhamento média anual (Nm^{-2}). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.....	45
Figura 4.2	TSM média anual (°C). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.....	47
Figura 4.3	Distribuição espacial da Antártica em perspectiva esferográfica polar (latitude de 90°S – 50°S e 360° de longitude). Mar de Weddell (60°W – 0°), Oceano Índico (0° – 90°E), Oceano Pacífico Oeste (90°E – 150°E), Mar de Ross (150°E – 120°W) e Mares de Bellingshausen e Amundsen (120°W – 60°W).....	48

Figura 4.4	Espessura média anual do gelo marinho Antártico (m). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.....	50
Figura 4.5	SSM média anual (PSU). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.....	52
Figura 4.6	Perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) e a localização das massas d'água para os oceanos Atlântico e Pacífico a partir da simulação CTR do SPEEDO. a) e c) temperatura, respectivamente, para o Atlântico e o Pacífico e, b) e d) salinidade, respectivamente, para o Atlântico e o Pacífico.....	54
Figura 4.7	Perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Atlântico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5 e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5...	57
Figura 4.8	Anomalia do perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Atlântico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR.....	58
Figura 4.9	Perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Pacífico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5 e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5...	60
Figura 4.10	Anomalia do perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Pacífico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR.....	61
Figura 4.11	Diagrama T-S dos oceanos Atlântico e Pacífico para as simulações CTR e 46S_0.5 e a climatologia LEVITUS. a) Oceano Atlântico em 45°S e 30°W, b) Oceano Atlântico em 45°N e 30°W, c) Oceano Pacífico em 45°S e 180°W e d) Oceano Pacífico em 45°N e 180°W.....	63

Figura 4.12	Circulação termohalina global média anual em função de corrente do Oceano Atlântico (Sv). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.....	66
Figura 4.13	Fluxo térmico ($10^{-6}\text{kg}^{-2}\text{s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.....	69
Figura 4.14	Fluxo halino ($10^{-6}\text{kg}^{-2}\text{s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.....	70
Figura 4.15	Somatório dos fluxos térmico e halino ($10^{-6}\text{kg}^{-2}\text{s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.....	71
Figura 4.16	Magnitude e direção da corrente de superfície para o Atlântico Norte (cm/s). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.....	73
Figura 4.17	Média zonal do transporte de sal (psuSv). a) transporte de sal no Oceano Atlântico e b) transporte de sal no Oceano Pacífico. Linha preta: simulação CTR, linha vermelha: simulação EQU_0.5 e linha verde: simulação 46S_0.5	75
Figura 5.1	T2m média anual ($^{\circ}\text{C}$). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.....	78
Figura 5.2	Perfil vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.....	80
Figura 5.3	Perfil vertical da magnitude do vento (m/s). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.....	82
Figura 5.4	Anomalia de precipitação e evaporação (mm). a) precipitação para a simulação EQU_0.5 – CTR, b) precipitação para a simulação 46S_0.5 – CTR, c) evaporação para a simulação EQU_0.5 – CTR e d) evaporação para a simulação 46S_0.5 – CTR.....	83
Figura 5.5	Altura geopotencial em 500hPa (m) para o Hemisfério Sul. a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.....	85

Figura 5.6	Instabilidade Baroclínica (dia^{-1}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.....	88
Figura 5.7	Fluxo meridional de calor (Kms^{-1}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.....	92
Figura 5.8	Transporte horizontal de momentum (m^2s^{-2}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.....	94
Figura 5.9	Média zonal do transporte de calor (PW). a) transporte de calor total, b) transporte de calor no Oceano Atlântico e c) transporte de calor no Oceano Pacífico. Linha preta: simulação CTR, linha vermelha: simulação EQU_0.5 e linha verde: simulação 46S_0.5.....	99
Figura 6.1	Padrão espacial da primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical ($^{\circ}\text{C}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46_05, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.....	102
Figura 6.2	Regressão linear entre a primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical com as anomalias de precipitação (mm). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) EQU_0.5 – CTR.....	104
Figura 6.3	Padrão espacial da primeira EOF de geopotencial em 700 hPa (m). a) simulação CTR, b) reanálise do NCEP, c) simulação EQU_05 e d) simulação 46_05.....	107
Figura 6.4	Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR.....	108
Figura 6.5	Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de espessura do gelo marinho Antártico (m). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR.....	110

Figura 6.6 Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de T2m (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR..... 112

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACP	Água Circumpolar
AFA	Água de Fundo Antártica
AIA	Água Intermediária Antártica
AISA	Água Intermediária Subártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CLIO	Coupled Large-Scale Ice-Ocean Model
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CO ₂	Dióxido de Carbono
CTG	Circulação Termohalina Global
CTR_2	Simulação Controle 2
DJF	dezembro-janeiro-fevereiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EQU_0.5	Simulação forçada com o aumento da TCV na região equatorial
GIN	Groenlândia, Islândia e Noruega
ICOADS	International Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set
IB	Instabilidade Baroclínica
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	junho-julho-agosto
LOVECLIM	Loch-Vecode-Ecbilt-Clio-Agism-Model
MAS	Modo Anular Sul
MOC	Célula de Revolvimento Meridional no Oceano Atlântico
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
AO	Oscilação do Ártico
OAA	Oscilação da Antártica
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OIT	Ondas de Instabilidade Tropical
PAQ	Piscina de Água Quente do Pacífico
PSA	América do Sul-Pacífico

PSU	Practical Salinity Unit
SPEEDO	SPEEDY-CLIO
SPEEDY	Simplified Parametrization Primitive-Equation Dynamics
SSM	Salinidade da Superfície do Mar
Sv	Sverdrup
T2m	Temperatura do ar a 2 metros
TCV	Tensão de cisalhamento do vento
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UMG	Último Máximo Glacial
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
46S_0.5	Simulação forçada com o aumento da TCV no Oceano Austral

RESUMO

MACHADO, Jéferson Prietsch, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, junho de 2013. **Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao aumento na tensão de cisalhamento do vento.** Orientador: Flávio Barbosa Justino. Coorientadores: Luciano Ponzi Pezzi e Paulo José Hamakawa.

A tensão de cisalhamento do vento (TCV) é uma medida de transmissão de momentum em razão do movimento relativo entre a atmosfera e o oceano. Estudos têm sugerido uma intensificação e um deslocamento da TCV mais para sul devido a intensificação dos ventos em latitudes extratropicais no Hemisfério Sul, em resposta as mudanças climáticas. Diante do exposto, o objetivo do trabalho é investigar o comportamento anômalo das circulações oceânica e atmosférica devido ao aumento da TCV em 50% em duas diferentes regiões no oceano: na região equatorial e em médias latitudes no Hemisfério Sul. Para tal fim, utilizou-se um modelo climático acoplado de complexidade intermediária (SPEEDO). A intensificação da TCV na região equatorial ocasiona uma diminuição da temperatura da superfície do mar na região tropical, devido ao aumento da divergência equatorial. Consequentemente, a temperatura do ar também reduz, favorecendo a diminuição da precipitação na região equatorial. Por outro lado, a intensificação da TCV em médias latitudes do Hemisfério Sul induz a um aumento da temperatura da superfície do mar e do ar na região do Oceano Austral, além de uma redução na espessura do gelo marinho Antártico. Isto ocorre em função de mudanças nas massas d'água e circulação termohalina global, favorecendo um reforço na Água de Fundo Antártica e um enfraquecimento da Água Profunda do Atlântico Norte. Devido ao menor gradiente térmico meridional, o transporte de calor total torna-se mais intenso no Hemisfério Sul, reduzindo a atividade baroclínica e os sistemas transientes. Além disso, a fase positiva da Oscilação Antártica fica menos intensa.

ABSTRACT

MACHADO, Jéferson Prietsch, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, June, 2013. **Response of the oceanic and atmospheric circulations associated with the increase of wind stress.** Adviser: Flávio Barbosa Justino. Co-advisers: Luciano Ponzi Pezzi and Paulo José Hamakawa.

The wind stress is a measure of momentum transfer due to the relative motion between the atmosphere and the ocean. Studies have suggested an intensification and an offset of wind stress further south in the Southern Ocean due to the intensification of the wind in extratropical latitudes in the Southern Hemisphere, in response to climate change. Thus, the objective of this work is to investigate the anomalous behavior of the atmospheric and oceanic circulations due to increased wind stress by 50% in the equatorial region and in the Southern Ocean. For this purpose, we used a coupled climate model of intermediate complexity (SPEEDO). The intensification of wind stress in equatorial region causes a decrease in sea surface temperature in the tropical region, due to increased upwelling. Consequently, the air temperature also reduces, favoring the reduction of precipitation in equatorial region. Moreover, the intensification of wind stress in Southern Ocean, induces an increase in sea surface temperature and air temperature to high latitudes of the Southern Hemisphere, in addition to a reduction in Antarctic sea ice thickness. This occurs due to changes in water bodies and global thermohaline circulation, favouring the intensification of Antarctic bottom Water and a weakening of the North Atlantic Deep Water. Due to the least thermal gradient, the total heat transport becomes more intense in the Southern Hemisphere, reducing the baroclinic activity and storm tracks; In addition, the positive phase of the Antarctic Oscillation is less intense.

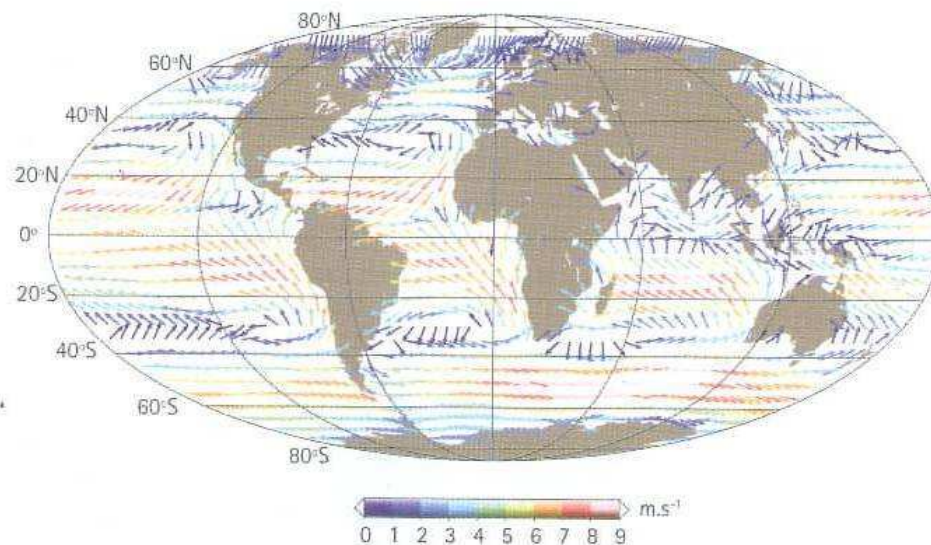
1. INTRODUÇÃO

1.1. A importância da tensão de cisalhamento do vento para o sistema climático

Os oceanos desempenham a função de moderadores climáticos. Por cobrirem 70% da superfície da Terra e, em razão da elevada capacidade térmica da água, os oceanos armazenam uma grande quantidade de calor. Além disso, eles funcionam como reservatórios, em que o calor armazenado durante o verão é liberado para a atmosfera durante o inverno. No contexto climático, o papel dos oceanos é efetivo na diminuição dos valores extremos da amplitude sazonal da temperatura e na amenização dos efeitos das mudanças atmosféricas (Sato, 2005; Stewart, 2007; Jones e Toba, 2009).

Conforme Stech (2005), estudos teóricos de Ekman (1905), Stommel (1948) e Csanady (1976) demonstraram que a circulação oceânica de superfície é determinada principalmente pelo campo de vento de superfície. Isto pode ser considerado tanto nas escalas espaciais e temporais longas, englobando fenômenos da ordem de 1000 a 10000 km e de semanas a meses, das bacias oceânicas, como eventos de escala local e períodos de horas a alguns dias, associados à circulação sobre as plataformas continentais.

Segundo Harrison (1984), quando o vento interage com o oceano (Figura 1.1), este determina direta ou indiretamente muitas de suas correntes de superfície, sendo também responsável pela transferência de energia entre o oceano e a atmosfera e pelo estado das ondas de superfície. De acordo com Schmid et al. (2000), o limite de profundidade da influência do vento na circulação é de 1200m. Abaixo deste a configuração é amplamente dominada pela circulação termohalina. No caso do Oceano Atlântico, pelo ramo central da célula de circulação meridional.



Fonte: Sato (2005).

Figura 1.1 – Configuração média anual do vento sobre a superfície dos oceanos, obtidas com base em dados de escaterômetro Quikscat, entre 1999 e 2004.

Considera-se que existem dois modos de interação da circulação forçada pelos ventos e a circulação gerada por diferenças de temperatura e salinidade. Primeiro, a circulação forçada pelo vento pode gerar anomalias de salinidade em torno dos giros oceânicos subtropicais, que podem atingir a região de formação de águas profundas (a partir de 2000m de profundidade), intensificando ou enfraquecendo a circulação termohalina global (CTG) (Winton e Sarachik, 1993; Yin e Sarachik, 1995; Delworth e Greatbatch, 2000; MacMynowski e Tziperman, 2006). O segundo modo seria quando a variabilidade da CTG causa mudanças na Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Isto altera a circulação atmosférica e, conseqüentemente, modifica a tensão de cisalhamento do vento (TCV), afetando a circulação oceânica forçada pelo vento (Delworth e Mann, 2000; Dong e Sutton, 2001; Eden e Jung, 2001; Hall e Stouffer, 2001; Marshall et al., 2001; Justino, 2004; Machado et al., 2011).

Timmermann e Goosse (2004) mostraram que os giros oceânicos forçados pelo vento são essenciais para a existência da CTG no Oceano Atlântico. Utilizando um modelo de complexidade intermediária, os autores realizaram uma simulação climática reduzindo a zero a TCV sobre todo o

oceano. Os resultados indicam uma completa interrupção na CTG. Deste modo, a magnitude dos ventos é essencial para a manutenção da circulação termohalina global. Timmermann et al. (2004) também afirmaram que a forçante do vento na CTG apresenta importantes contribuições, como por exemplo no transporte horizontal de salinidade devido a circulação dirigida pelos ventos, transporte vertical de salinidade e convecção no oceano devido ao bombeamento de Ekman.

É importante destacar que Hall e Stouffer (2001) indicaram que eventos de mudanças climáticas abruptas ocorridas durante o último período glacial (eventos de Dansgaard-Oeschger e de Heinrich), podem ter sido causados em função da existência de ventos anômalos no Atlântico Norte.

1.2. Possíveis impactos das alterações da tensão de cisalhamento do vento no sistema climático

Nos últimos anos, vários estudos foram realizados com o intuito de analisar a importância da variação de TCV sobre o oceano global e os impactos ocasionados nas circulações oceânica e atmosférica (Justino, 2004; Timmermann e Goosse, 2004; Yang et al., 2007; Menviel et al., 2008; Saenko, 2009; Ma et al., 2010). Alguns autores focam as mudanças no vento em regiões extratropicais, enquanto outros na região tropical.

McCreary e Lu (1994) e Liu e Philander (1995) relataram que a intensidade das células subtropicais, bem como a magnitude da ressurgência equatorial, nos oceanos Atlântico e Pacífico, são fortemente dependentes da componente zonal da TCV entre 10°N e 20°N. Por exemplo, uma intensificação de 30 a 50% nos ventos alísios, induz um aumento do transporte meridional em 2 Sv (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e um resfriamento equatorial de aproximadamente 2°C.

Dados de TSM e vento obtidos através de satélites têm sido utilizados para analisar a influência dos campos de vento próximos a superfície nos gradientes de TSM no Pacífico Tropical Leste (Liu et al., 2000; Chelton et al., 2001; Hashizume et al., 2001; Polito et al., 2001; Pezzi et al., 2004). De acordo com Chelton et al. (2001), as perturbações induzidas pela TCV na TSM estão relacionadas com as ondas de instabilidade tropical (OIT) no Pacífico.

De acordo com Carton et al. (1996), mudanças nos ventos próximos a superfície no Atlântico Tropical, geram impactos na evaporação e, conseqüentemente, podem alterar o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM. Uma pequena mudança inicial nas anomalias de TSM de sinais opostos no Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul perturbam as anomalias de pressão ao nível do mar, induzindo mudanças nos ventos alísios sobre o Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul. Como consequência, o gradiente de anomalias de TSM original acentua-se reforçando as condições iniciais (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996; Pezzi e Cavalcanti, 2001).

Wallace et al. (1989) analisaram através de médias climatológicas de vento e TSM, que o enfraquecimento dos ventos próximos a superfície ocorrem diretamente na área de águas frias equatorial do Oceano Pacífico. Esta combinação de água fria e ventos fracos é um indicativo de um acoplamento entre o oceano e a atmosfera, de modo que o oceano modifica a estabilidade da camada limite atmosférica. De acordo com a hipótese de Wallace et al. (1989), a estabilidade da coluna de ar é perturbada quando a superfície do oceano está mais quente que a atmosfera adjacente. Isto resulta em ar menos denso nas camadas inferiores. Logo, surge um fluxo turbulento nas proximidades da interface oceânica, diminuindo a taxa de transferência de momentum entre a atmosfera e o oceano. Deste modo, a velocidade dos ventos superficiais diminui sobre águas frias e aumentam sobre águas mais quentes. Chelton et al. (2001) destacam que a TCV ao longo da região equatorial, diminui a sua intensidade cerca de 4 vezes sobre a língua fria do Oceano Pacífico, enquanto que aumenta na mesma proporção ao norte dessa região.

Conforme Lindzen e Nigam (1987), as modulações no vento à superfície ocorrem devido a variações no campo de pressão ao nível do mar, associado com sinal das OIT. Desta forma, as baixas pressões (altas pressões) são encontradas sobre águas quentes (frias) e, como consequência, tem-se ventos fortes para maiores gradientes de pressão ou TSM.

Pezzi et al. (2004) destacam que as OIT apresentam uma resposta negativa em relação a temperatura do oceano, ou seja, as OIT favorecem a diminuição da TSM e da temperatura do água do mar em subsuperfície. Isto

modifica os transportes de calor e momentum, deixando a língua fria do Pacífico com temperaturas mais baixas e correntes equatoriais mais fortes.

Justino (2004) utilizou o modelo acoplado LOVECLIM para determinar o comportamento da TCV na região equatorial. De acordo com o autor, a intensificação do vento em baixas latitudes gera anomalias negativas de TSM na região do Pacífico e do Atlântico tropical, devido às alterações do transporte de Ekman. Um aumento na tensão de cisalhamento do vento zonal em 150% na latitude de 25°N gera um resfriamento oceânico em aproximadamente 8°C nessa mesma latitude. Entretanto, a mesma forçante aplicada para a latitude de 10°N gera anomalias negativas de TSM de até 15°C para essa região.

Por outro lado, Justino (2004) simulou uma condição de vento mais fraco na região equatorial. Para o Atlântico Sul, demonstrou-se que o enfraquecimento da TCV na região equatorial também favorece ao enfraquecimento da Corrente do Brasil, reduzindo a intensidade do giro subtropical do Atlântico Sul.

É importante destacar a influência da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) no Atlântico Sudoeste no cisalhamento do vento. De acordo com Pezzi et al. (2009), na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região da CBM, a camada limite atmosférica é modulada localmente pelo forte gradiente de TSM. Por exemplo, no lado norte da CBM, as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da camada limite, afetando a variabilidade na magnitude e intensificação dos ventos. Nesta condição, a camada limite torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência vertical de momentum e ventos mais intensos ocorrem na superfície do mar. Situação oposta ocorre no lado sul da CBM.

Com relação ao Hemisfério Sul, Yang et al. (2007) analisaram as mudanças na TCV para períodos decenais no Oceano Austral e associaram com a depleção do ozônio na região da Antártica. Os autores utilizaram dados de reanálise do ERA 40 e dados observados para encontrar uma tendência de aumento da TCV entre as latitudes de 45°S e 60°S. Isto ocorre em função das anomalias de vento devido à Oscilação Antártica (OAA) que interage com o fluxo médio e a circulação meridional.

Menviel et al. (2008), através de simulações realizadas com o modelo acoplado LOVECLIM, afirmam que uma intensificação de 15% do vento a 10 metros (entre 40°S e 60°S) induz a um aumento na produção da Água de Fundo Antártica (AFA) de 16 Sv para 32 Sv, que pode ser explicado em parte, pelo aumento da densidade na superfície. Menviel et al. (2008) também realizaram simulações sugerindo um enfraquecimento dos ventos de oeste. Deste modo, o processo de ressurgência diminui e a TSM aumenta em até 2,5°C entre 40°S e 60°S. A desintensificação dos ventos também leva a um decréscimo de 33% na TCV sobre o Oceano Austral. Conseqüentemente, o transporte da AFA reduz de 16 Sv para 10 Sv e o transporte de calor atmosférico em direção ao polo reduz cerca de 40%.

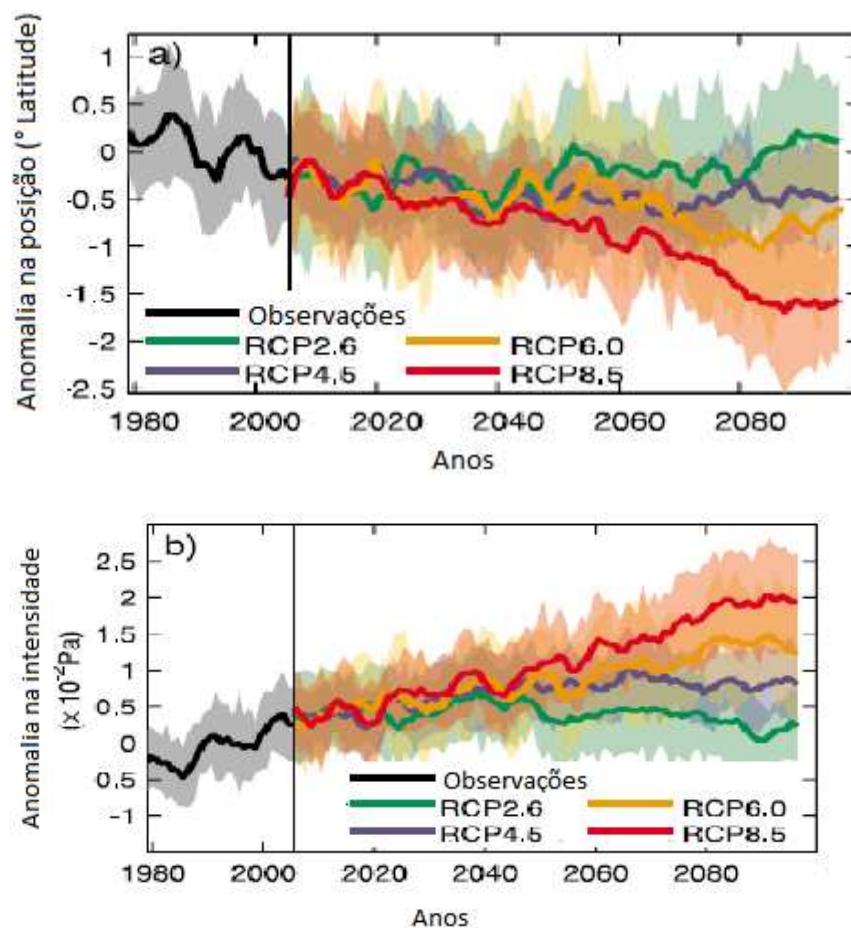
Saenko (2009) analisou o impacto que ausência da TCV sobre o oceano causa na atmosfera. Os resultados indicaram uma redução da temperatura média do ar próximo a superfície em altas latitudes, enquanto que o gelo marinho avançou para latitudes próximas dos 40°. De acordo com o autor, essas anomalias estão associadas a mudanças na circulação oceânica. Além disso, o transporte de energia em direção ao polo na atmosfera aumenta para ambos os hemisférios, enquanto que o transporte de calor oceânico diminui de maneira mais significativa no Hemisfério Norte.

De acordo com Delworth e Zeng (2008), uma possível mudança nos ventos de oeste no Hemisfério Sul pode gerar alterações na MOC. Os autores mostram, que um deslocamento de 2° dos ventos em direção ao Polo Sul acompanhado de uma intensificação de 0,04 N/m² na TCV, intensificam o transporte de massas d'água pela MOC em 2 Sv. Este reforço na MOC ocorre devido a mudanças do transporte de Ekman em camadas superiores do Oceano Austral, induzindo a um fluxo de sul em camadas mais profundas, além de um aumento na ressurgência. Já a circulação atmosférica responde com uma redução de 1 a 2 hPa na pressão ao nível do mar.

Recentemente, Ma et al. (2010) afirmaram que ao considerar a TCV como nula em 40°S, ocorre uma redução da MOC de aproximadamente 50%, o que sugere que os ventos em altas latitudes exercem um forte controle na CTG. Além disso, a ausência da TCV em 40°S leva a uma redução da mistura vertical e o processo de ressurgência, induzindo a um resfriamento na superfície e uma expansão do gelo marinho, confirmando os resultados obtidos

por Saenko (2009). Entretanto, um aquecimento é observado nas águas subsuperficiais devido ao enfraquecimento da mistura vertical.

Estudos recentes indicam um deslocamento do máximo da TCV mais para sul, e uma intensificação dos ventos em latitudes extratropicais em resposta ao aquecimento global, o que pode induzir uma aceleração da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e, conseqüentemente, interfere na MOC (Gillet e Thompson, 2003; Fyfe e Saenko, 2006, Fyfe et al., 2007). É importante destacar que Swart e Fyfe (2012) também mostram, através de observações, a intensificação e um deslocamento mais para sul da TCV nas últimas décadas para altas latitudes do Hemisfério Sul. Além disso, modelos numéricos também indicam essa projeção para cenários futuros idealizados com o aumento de CO₂. Essas observações e tendências são mostradas na Figura 1.2.



Fonte: Adaptada de Swart e Fyfe (2012).

Figura 1.2 – Anomalia observadas (linha preta) e projeções futuras (linhas coloridas): (a) posição e (b) magnitude da tensão de cisalhamento do vento para o Oceano Austral.

Beal et al. (2011), destacam que a variabilidade do Vazamento da Agulhas, para longos períodos, está associada ao posicionamento dos ventos de oeste no Hemisfério Sul, os quais estão relacionados com a latitude da frente subtropical, que separa o giro subtropical da CCA. Para um cenário de aquecimento global, os ventos de oeste tendem a se deslocar mais para sul, intensificando a entrada de água quente e salina do Oceano Índico para o Oceano Atlântico. Destaca-se que o oposto é observado em simulações com os ventos de oeste deslocados mais para norte. Conforme Rouault et al. (2009), dados de satélite mostram uma expansão mais para sul do giro subtropical do Oceano Índico, e uma tendência de aquecimento no sistema das Agulhas desde os anos de 1960, devido à mudança para sul da frente subtropical.

Deste modo, simulações numéricas sugerem que uma mudança no Vazamento das Agulhas, em função de alterações dos ventos em regiões extratropicais do Hemisfério Sul, pode causar impactos nas propriedades termohalinas do Oceano Atlântico e, conseqüentemente, na estratificação e formação de convecção profunda, que estão diretamente ligadas a MOC (Peeters et al., 2004; Biastoch et al., 2008, Biastoch et al., 2009 e Haarsma et al., 2011).

Diante do exposto, torna-se evidente a importância da TCV para as circulações oceânica e atmosférica. Os estudos também mostram que anomalias na circulação induzida pelos ventos alteram a MOC e, conseqüentemente, a circulação termohalina global. Ressalta-se que os trabalhos citados não apresentam resultados com relação às mudanças no transporte e composição termohalina das principais massas d'água dos oceanos Pacífico e Atlântico, nos modos de variabilidade climática, além de mudanças na estrutura baroclínica da atmosfera. Portanto, estes são assuntos que devem ser investigados.

1.3. Objetivo e estrutura da tese

1.3.1. Objetivo

O objetivo deste trabalho é analisar os impactos que o aumento da tensão de cisalhamento do vento em diferentes latitudes ocasiona nas circulações oceânica e atmosférica, com ênfase no Hemisfério Sul, através de simulações numéricas realizadas com o modelo acoplado SPEEDO.

Para atingir o objetivo geral são propostos os seguintes objetivos específicos:

- Identificar as alterações no transporte e composição termohalina das principais massas d'água que formam a circulação termohalina global.
- Mostrar as possíveis mudanças que as anomalias na tensão de cisalhamento do vento podem ocasionar nos sistemas transientes em latitudes extratropicais.
- Analisar os impactos que a intensificação tensão de cisalhamento do vento gera nos principais modos de variabilidade climática, como o Gradiente Inter-hemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical e a Oscilação Antártica.

1.3.2. Estrutura da tese

O capítulo 2 traz uma descrição do modelo utilizado neste estudo e detalha a metodologia empregada, além das simulações numéricas realizadas. O capítulo 3 mostrou um estudo comparativo entre a simulação controle do SPEEDO com os dados de reanálise. Logo após, os capítulos 4 e 5 mostram, respectivamente, as alterações nas circulações oceânica e atmosférica, em função das mudanças da TCV sobre a região equatorial e em latitudes médias do Hemisfério Sul, destacando as mudanças nas massas d'água e na circulação termohalina global, nos sistemas transientes e nos transportes de calor oceânico e atmosférico. O capítulo 6 descreve as alterações nos modos de variabilidade climática em função de modificações na TCV. Finalmente, os capítulos 7 e 8 apresenta as considerações finais e sugestões para trabalhos futuros.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Modelo acoplado SPEEDO

O modelo acoplado oceânico e atmosférico Speedy-Ocean (SPEEDO) (Molteni, 2003) é classificado como sendo um modelo de complexidade intermediária do Sistema Terrestre. Essa classe de modelos foi proposta com o objetivo de preencher uma lacuna entre os modelos globais, que possuem uma representação física bastante complexa e os modelos conceituais, que são bastante simplificados (Severijns e Hazeleger, 2010).

Nos últimos anos, os modelos de complexidade intermediária têm sido usados para simular condições climáticas passadas (Justino, 2004; Justino e Peltier, 2006), além de projeções futuras do clima (Justino e Machado, 2010; Machado et al., 2011). A utilização desses modelos deve-se ao fato da realização de experimentos de sensibilidade climática, com um baixo custo computacional e com menor tempo, quando comparados com modelos de circulação geral de maior complexidade.

O SPEEDO é composto por um modelo global atmosférico, por um modelo global oceânico e de gelo marinho, sendo o componente atmosférico e oceânico baseado em equações primitivas e por um modelo de superfície terrestre. Destaca-se que esse modelo tem sido utilizado em muitos estudos (Molteni, 2003; Bracco et al., 2004; Hazeleger and Haarsma, 2005; Hazeleger et al., 2005;; Kucharski et al., 2006; Breugem et al., 2007; Severijns e Hazeleger, 2010; Machado e Justino, 2012a). A seguir é feita uma descrição dos componentes que formam o modelo climático SPEEDO.

2.1.1. Modelo atmosférico: SPEEDY

O componente atmosférico do modelo acoplado SPEEDO, denominado de SPEEDY (Simplified Parametrization, primitivE-Equation DYnamics), é um modelo espectral hidrostático de 8 camadas (925, 850, 700, 500, 300, 200, 100 e 30 hPa) com truncamento horizontal T30, o que corresponde a uma resolução horizontal de 3,75° de latitude e longitude. Este emprega um núcleo dinâmico e usa a equação da divergência-vorticidade como descrita por Bourke

(1974). As parametrizações incluem ainda as radiações de ondas curta e longa, condensação em grande escala, convecção, fluxos de momentum, calor e umidade, assim como incluem os processos de difusão vertical. A convecção é representada por um esquema de fluxo de massa que é ativado quando ocorre instabilidade condicional. Este conjunto é atrelado a parametrizações físicas para o ciclo hidrológico (Held e Suarez, 1978). Detalhes adicionais sobre a formulação do modelo podem ser obtidos em Molteni (2003).

Do ponto de vista computacional, o SPEEDY é duas vezes mais rápido que o estado da arte dos modelos climáticos na mesma resolução horizontal. Ele permite, portanto, estudos da variabilidade climática nas escalas inter-decenais e inter-seculares.

Embora o modelo atmosférico proposto no estudo seja de resolução intermediária, estudos anteriores mostram sua capacidade em reproduzir as principais características do sistema climático tanto nas latitudes tropicais como nas regiões extratropicais (Kucharski et al., 2006; Bracco et al., 2004; Molteni, 2003). Uma comparação detalhada entre a climatologia apresentada pelo SPEEDY, e pelos modelos CCM3 e ERA40 pode ser vista no endereço <http://esp.ictp.it> e em Hazeleger et al. (2003).

2.1.2. Modelo oceânico e de gelo marinho: CLIO

O componente oceânico do SPEEDO é o modelo *Coupled Large-Scale Ice-Ocean model* (CLIO) (Goosse e Fichefet, 1999). Este último é baseado nas equações primitivas e emprega uma superfície livre com parametrizações termodinâmicas/dinâmicas para o componente do gelo marinho. Também são empregadas parametrizações para difusividade vertical, o que constitui em uma simplificação do Esquema de Turbulência de Mellor e Yamada (Mellor e Yamada, 1982). O modelo oceânico inclui, ainda, parametrizações de mistura vertical e horizontal dos processos de difusão turbulenta ao longo das superfícies isopícnas (superfícies com densidade constante) para representar o efeito dos vórtices turbulentos de mesoescala (eddies) no transporte oceânico (Gent e McWilliams, 1990).

A resolução horizontal do modelo CLIO é de aproximadamente 3° de latitude e longitude, com 20 níveis verticais desigualmente espaçados (Tabela

2.1). O modelo tem o maior número de níveis concentrados nos primeiros metros a fim de melhor representar os processos oceânicos que ocorrem na camada de mistura oceânica. Para evitar problemas numéricos no Polo Norte, o CLIO utiliza dois tipos de grades esféricas. A primeira delas é grade habitual de latitude e longitude, cobrindo os oceanos Austral, Pacífico, Índico e Atlântico Sul. A segunda grade sofre uma rotação de 90° ao longo do Ártico e Atlântico Norte, de tal forma que ela tenha os polos situados no equador, onde a grade clássica é utilizada (Campin, 1997) (Figura 2.1).

Tabela 2.1 – Profundidade e espessura de cada nível da resolução vertical do modelo CLIO.

Nível	Profundidade do centro (m)	Espessura do nível (m)
20	5,00	10,00
19	15,98	11,96
18	29,17	14,42
17	45,20	17,64
16	64,96	21,88
15	89,75	27,70
14	121,52	35,84
13	163,28	47,68
12	219,86	65,48
11	299,26	93,38
10	415,07	138,18
9	588,88	209,44
8	850,19	313,18
7	1225,11	436,66
6	1717,90	548,92
5	2307,36	630,00
4	2913,25	581,78
3	3561,11	713,94
2	4285,22	734,28
1	5026,18	747,64



Fonte: Adaptada de Campin (1997).

Figura 2.1 – Grade horizontal do modelo CLIO, com a visualização centrada no Atlântico.

Os processos físicos que governam a evolução do gelo marinho, no modelo CLIO, podem ser divididos em duas partes. A primeira refere-se à termodinâmica do crescimento ou decaimento do gelo, que pode ser considerada como dependente apenas da resposta vertical da camada de gelo às trocas com a atmosfera e os oceanos. Os processos termodinâmicos horizontais como, por exemplo, a condução de calor horizontal através do gelo, podem ser desconsiderados devido à baixa resolução horizontal do modelo CLIO. Por outro lado, a dinâmica e o transporte do gelo marinho podem ser considerados como processos horizontais de grande escala. Esta distinção entre os processos termodinâmicos e dinâmicos é puramente formal, visto que esses processos atuam de forma acoplada. Desta forma, o crescimento do gelo marinho é função da espessura e da concentração (quanto menor a espessura do gelo e a concentração, mais rápido é o crescimento ou decaimento do gelo marinho (Maykut, 1982)), que por sua vez depende fortemente do padrão de advecção.

Mais detalhes sobre o modelo CLIO podem ser obtidos em Goosse e Fichefet (1999).

2.1.3. Modelo de superfície terrestre

O modelo de superfície terrestre que pode ser acoplado à componente atmosférica do SPEEDO tem como base o modelo de superfície do ECBILT (Opsteegh et al., 1998). A estrutura deste modelo consiste em uma célula de grade com temperatura, umidade do solo, cobertura de gelo e neve e escoamento superficial, sendo estas as variáveis de estado. O transporte vertical e horizontal não é considerado e, além disso, os balanços de calor e umidade são fechados, ou seja, a energia é conservada neste modelo. O modelo de superfície terrestre recebe os fluxos de superfície e precipitação do SPEEDY, sendo que a temperatura do solo é determinada iterativamente.

Desta forma tem-se que os três componentes do SPEEDO estão interligados por meio de um acoplador, o qual é implementado como uma biblioteca que está ligada a cada componente. Vale ressaltar que os modelos atmosférico e de superfície terrestre utilizam o mesmo tipo de grade Gaussiana de latitude e longitude. Uma descrição completa do modelo de superfície terrestre do SPEEDO, pode ser obtida em Hazeleger et al. (2003).

2.2. Análise dos resultados

Para a análise dos resultados, foi feita uma comparação entre os dados de saída do modelo obtidos através da simulação controle e os campos “observados” de acordo com as reanálises do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996), do *International Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set* (ICOADS) (daSilva et al., 1994) e do *CPC Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) (Xie e Arkin, 1996), ambos para o período que compreende o mês de janeiro de 1980 a dezembro de 2000. Utiliza-se ainda a climatologia de temperatura e salinidade para vários níveis abaixo da superfície do mar, a partir do *World Ocean Atlas* (Levitus e Boyer, 1994).

Os campos de anomalias foram obtidos pela diferença entre a simulação controle e a simulação forçada com o aumento da tensão de cisalhamento do vento. Em estudos climáticos, o conceito de anomalia é frequentemente empregado em virtude do interesse das pesquisas em investigar o quanto o clima de determinada região difere de sua média climatológica obtida para um determinado período de tempo (Pezzi e Souza, 2005). Deste modo, a anomalia de uma determinada variável pode ser definida como a diferença (ou desvio) entre a variável observada para um determinado local, durante certo intervalo de tempo e um valor médio do mesmo local, previamente calculado.

Para as análises das distribuições espaciais dos campos simulados, são utilizadas as técnicas de Funções Ortogonais Empíricas (EOF - *Empirical Orthogonal Functions*). A partir dos valores de amplitudes obtidos com a primeira EOF para cada modo de variabilidade climática, foi realizada uma regressão linear com as demais variáveis oceânicas e atmosféricas.

2.2.1. Funções ortogonais empíricas (EOF)

O método das EOFs, também conhecido de Análise de Componentes Principais, é utilizado para se obter os principais padrões espaciais de variabilidade, sua variação no tempo, e a quantificação da importância relativa desses padrões. A análise das EOFs é eficiente no sentido de que campos de dados podem ser adequadamente representados pelo menor número de funções ortogonais e seus coeficientes temporais correspondentes (Componentes Principais). Quanto maior a correlação entre os dados, menor o número de funções. Abaixo segue a descrição da técnica nos termos de Preisendorfer (1988), adaptada por Pereira (2003).

Suponham-se medidas de certa variável em determinado local X_1, X_2, \dots, X_p , nos tempos t_1, t_2, \dots, t_n . A partir das n observações das p localidades, calcula-se a média temporal e o desvio padrão de cada localidade. Logo após, calcula-se os desvios padronizados de cada observação, tal que obtém-se uma matriz F , de maneira que cada coluna tem média zero. Para cada tempo t_j ($j=1, \dots, n$) associa-se as medidas de X_i como um campo.

$$X = \begin{pmatrix} X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1p} \\ X_{21} & X_{22} & \dots & X_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{n1} & X_{n2} & \dots & X_{np} \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

$$F = \begin{pmatrix} \frac{X_{11} - \bar{X}_1}{S_{X1}} & \frac{X_{12} - \bar{X}_2}{S_{X2}} & \dots & \frac{X_{1p} - \bar{X}_p}{S_{Xp}} \\ \frac{X_{21} - \bar{X}_1}{S_{X1}} & \frac{X_{22} - \bar{X}_2}{S_{X2}} & \dots & \frac{X_{2p} - \bar{X}_p}{S_{Xp}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{X_{n1} - \bar{X}_1}{S_{X1}} & \frac{X_{n2} - \bar{X}_2}{S_{X2}} & \dots & \frac{X_{np} - \bar{X}_p}{S_{Xp}} \end{pmatrix} \quad (2.2)$$

Logo após, calcula-se a matriz de covariância de R ,

$$R = F^t F \quad (2.3)$$

e, em seguida, resolve-se o problema dos autovalores,

$$RC = C\Lambda \quad (2.4)$$

onde Λ é a matriz diagonal contendo os autovalores λ_i de R . O vetor coluna c_i de C são os autovetores de R correspondentes aos autovalores λ_i .

Para cada autovalor λ_i escolhido, encontra-se o correspondente autovetor c_i , denominado EOF. A primeira EOF é o autovetor associado com o maior autovalor, a segunda EOF é associada com o segundo maior autovalor, subsequentemente, de forma que os menores autovalores são considerados como ruído. Cada autovalor λ_i determina uma medida da fração da variância total em R explicada pelo modo. Essa fração é obtida dividindo-se o λ_i pela soma de todos os autovalores, sendo que a primeira EOF explica a maior fração da variância total.

A matriz de autovetores C tem a propriedade de identidade I , isto é, $C^t C = C C^t = I$, mostrando que as EOFs não são correlacionadas no espaço, ou seja, os autovetores são ortogonais entre si, originando o nome do método Funções Ortogonais Empíricas.

O padrão espacial obtido a partir da EOF representa uma estrutura estacionária. Para se ver como um dado padrão espacial evolui no tempo, o autovetor é projetado no campo original para se obter a série temporal, os chamados coeficientes de expansão. Assim como as EOFs são ortogonais no espaço (matriz simétrica e diagonalizável possui uma base ortogonal associada aos autovalores), as séries temporais associadas são ortogonais no tempo. A fração da variabilidade do campo total explicada por uma dada EOF é proporcional ao seu autovalor associado. Juntos, um autovalor com seu correspondente EOF e coeficiente de expansão, definem um modo de variabilidade.

Este método de análise estatística já foi aplicado anteriormente a variáveis atmosféricas e oceânicas por diversos autores (Weare, 1977; Servain e Legler, 1986; Pereira, 2003). Justino e Peltier (2008) utilizaram a EOF como ferramenta para avaliar as anomalias climáticas induzidas por oscilações do Ártico (OA) e da Antártica (OAA), além da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Machado (2009) também utilizou a EOF para determinar os impactos das circulações oceânica e atmosférica, considerando a CTG enfraquecida.

2.2.2. Regressão linear simples

De acordo com Wilks (2006), a regressão linear simples constitui uma tentativa de estabelecer uma equação matemática linear (linha reta) que descreva o relacionamento entre duas variáveis: uma chamada variável resposta, ou dependente, e a outra, chamada variável explicativa, ou independente.

Há diversas formas de utilização de equações de regressão:

- Estimar valores de uma variável, com base em valores conhecidos da outra. Em situações em que as duas variáveis medem aproximadamente a mesma coisa, mas uma delas é relativamente dispendiosa, ou difícil de lidar, enquanto que a outra não.
- Explicar valores de uma variável em termos da outra, ou seja, confirmar uma relação de causa e efeito entre duas variáveis.
- Predizer valores futuros de uma variável.

Neste estudo, a regressão linear é utilizada para determinar as respostas das alterações nas circulações oceânica e atmosférica, devido ao aumento da TCV sobre o oceano, nos modos de variabilidade climática (como o Gradiente Inter-hemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical e a Oscilação Antártica).

2.3. Simulações numéricas realizadas

Para o desenvolvimento deste estudo, foram realizados quinze experimentos de sensibilidade climática. O primeiro consistiu na realização da simulação controle, denominada de CTR, que foi rodada por 200 anos (de janeiro de 1800 a dezembro de 1999), considerando as condições atuais de albedo, vegetação e topografia. A concentração de CO₂ evoluiu ao longo desse período, sendo baseada em observações históricas. As demais simulações também foram rodadas por 200 anos para o mesmo período e com as mesmas condições de contorno da simulação CTR, porém, intensificando e enfraquecendo a TCV em 50% a cada 15° de latitude, conforme a Tabela 2.2. As simulações escolhidas para análise dos resultados foram com a TCV intensificada em 50% na região equatorial e em 46°S, em função de analisar as diferentes respostas nas circulações oceânica e atmosférica para estas duas situações. Destaca-se ainda, que essas regiões foram as que foram mais influenciadas em função da intensificação da TCV. Além disso, como citado anteriormente, cenários climáticos futuros indicam um intensificação da TCV em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul.

Tabela 2.2 – Simulações numéricas realizadas com o modelo acoplado SPEEDO

Simulações	Forçante	Tempo (anos)
CTR	Controle	200
EQU_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 1°S	200
16S_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 16°S	200
31S_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 31°S	200
46S_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 46°S	200
16N_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 16°N	200
31N_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 31°N	200
46N_0.5	TCV intensificada em 50% na latitude de 46°N	200
EQU_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 1°S	200
16S_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 16°S	200
31S_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 31°S	200
46S_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 46°S	200
16N_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 16°N	200
31N_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 31°N	200
46N_(-0.5)	TCV enfraquecida em 50% na latitude de 46°N	200
Total = 15		3000 anos

A justificativa para a simulação longa (200 anos para cada experimento) deve-se à necessidade de se avaliar o clima em equilíbrio para as variáveis em estudo. A partir do início da simulação o sistema todo precisa de um tempo de ajuste devido ao fato de que as condições iniciais e de fronteira não estão em equilíbrio perfeito com o sistema ao qual estão forçando. Conforme Pezzi e Souza (2005), o tempo exato de *Spin-Up* para uma integração não é facilmente encontrado, pois depende principalmente do tipo de fenômeno que se está estudando, e continua sendo um assunto recorrente de debate entre a comunidade científica. É importante destacar que os últimos 20 anos de cada simulação foram considerados para as análises.

A tensão de cisalhamento do vento (τ), simulada pelo SPEEDO, é uma medida de transmissão de momentum em razão do movimento relativo entre a atmosfera e o oceano, e está diretamente relacionada ao vento. Este momentum é transferido da atmosfera para o oceano pelo cisalhamento do vento (Stewart, 2007). Seu valor é determinado pelo modelo, através da seguinte equação:

$$\tau = \rho_{\text{ar}} C_D U_{10}^2 \quad (2.5)$$

onde C_D é o coeficiente de arrasto, ρ_{ar} é a densidade do ar no valor de $1,235 \text{ kgm}^{-3}$ e, U_{10} é a velocidade do vento a 10 metros de altura. O modelo acoplado SPEEDO considera o valor de C_D como $2,5 \times 10^{-3}$. Stech (2005) destaca que existem várias formulações para determinação do C_D . Entretanto, torna-se desnecessário determinar qual a melhor metodologia de estimativa do C_D , devido ao alto grau de incerteza na determinação de U_{10} em todos os pontos de grade dos modelos numéricos.

Para a realização das simulações forçadas, utiliza-se a metodologia aplicada por Justino (2004), onde multiplica-se a componente zonal da tensão de cisalhamento (τ_x) por um fator β , definido pela seguinte função:

$$\beta = \left[1 + a * e \left[\frac{2(\gamma r - \gamma)^2}{\alpha} \right] \right] \quad (2.6)$$

em que “a” é o fator de amplitude, “ γr ” é a latitude de máxima anomalia e “ α ” é o termo que refere-se a faixa de anomalia da TCV aplicada.

Deste modo, a simulação EQU_0.5, teve como base um aumento em 50% da TCV na região equatorial, ou seja, o fator “ a ” foi considerado como 0.5 e “ γr ” o valor da latitude de 1°S no modelo CLIO. Já a simulação denominada de 46S_0.5, também considerou o fator de amplitude de 0.5, mas com a anomalia aplicada para a latitude de 46°S.

A Figura 2.2 mostra a série temporal da temperatura média anual do ar a 2m (T2m) para as três simulações. Nota-se que a T2m mostra uma leve tendência de aumento na simulação CTR (Figura 2.2a), devido ao CO₂ não ser fixo no tempo. De acordo com a Figura 2.2b, que mostra a série temporal da temperatura do ar para a simulação forçada com o aumento da TCV na região equatorial, observa-se um padrão semelhante à simulação CTR, o que indica que praticamente não há mudanças nesta variável em nível global, neste cenário climático. Por outro lado, quando ocorre um aumento de τ_x na região extratropical do Hemisfério Sul (Figura 2.2c), observa-se uma temperatura equilibrada cerca de 1°C maior que a simulação CTR, indicando um aumento da T2m global neste novo cenário climático. Além disso, é possível observar através da simulação 46S_0.5, que o tempo de *Spin-Up* do modelo acoplado SPEEDO é cerca de 100 anos. Estas condições de equilíbrio e *Spin-Up* podem ser melhor visualizadas através das anomalias da série temporal de T2m entre as simulações forçadas e a CTR (Figura 2.3a,b).

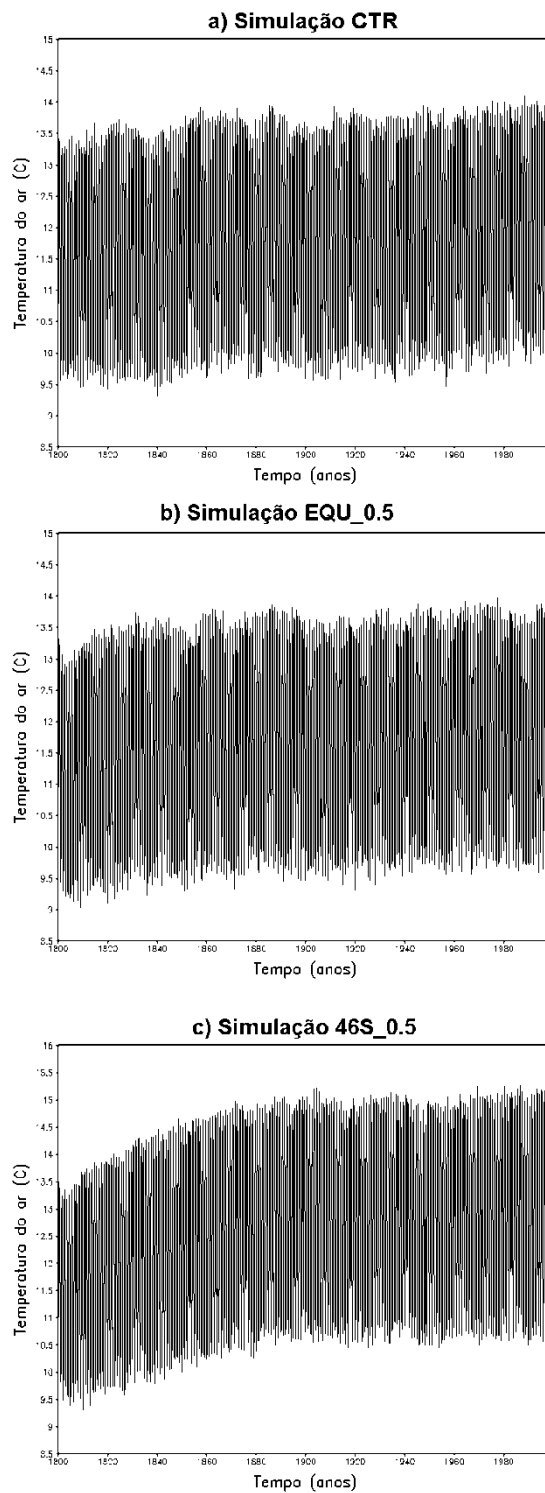


Figura 2.2 – Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 e, c) simulação 46S_0.5.

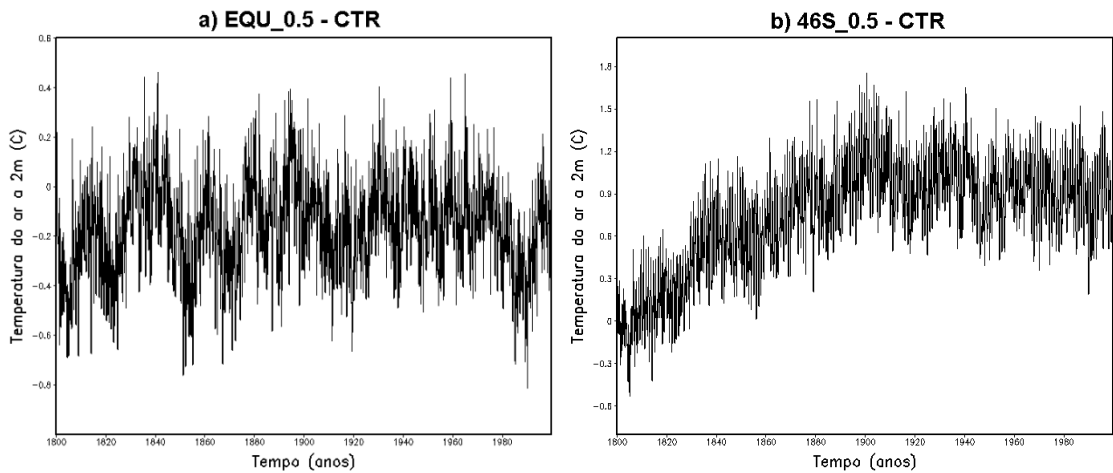


Figura 2.3 – Anomalia da temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação EQU_0.5 – CTR e, b) simulação 46S_0.5 - CTR.

A Figura 2.4 mostra uma média zonal da tensão de cisalhamento (τ_x) para as três simulações, considerando os últimos vinte anos de cada experimento (1980-1999). É possível observar uma intensificação de τ_x na região equatorial para a simulação EQU_0.5 e nas proximidades de 46°S para o experimento 46S_0.5, quando comparadas com a simulação CTR. Nota-se que ao multiplicar τ_x pela função β , ocorre um aumento da tensão de cisalhamento, com máxima anomalia em 1°S (linha verde) e 46°S (linha vermelha), decrescendo em uma faixa de aproximadamente 15° para as duas simulações.

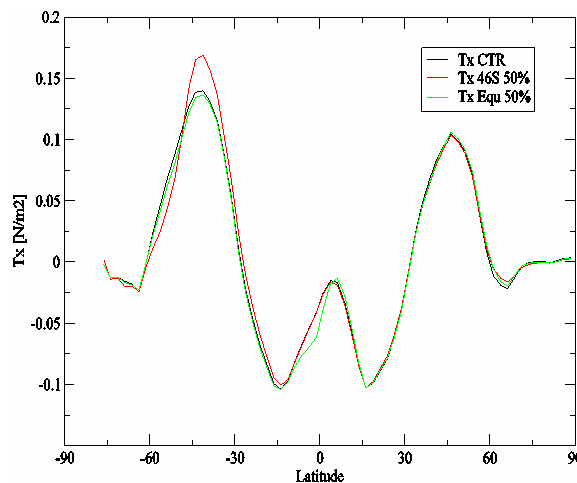


Figura 2.4 – Média zonal da tensão de cisalhamento do vento τ_x (Nm^{-2}) para as simulações CTR (linha preta) e forçada com o aumento em 50% na região equatorial (linha verde) e em 46°S (linha vermelha).

2.3.1. Teste de sensibilidade climática

Conforme Holton (2004), estudos realizados por Lorenz na década de 1960, indicaram que a solução de sistemas de equações semelhantes às que governam os movimentos atmosféricos apresentam dependência sensível em relação às condições iniciais fornecidas no início da integração. Lorenz observou que, partindo de condições ligeiramente perturbadas, as soluções podem ser completamente diferentes das condições iniciais após algum tempo de integração.

De acordo com Pezzi e Richards (2003), um problema detectado em modelos de circulação geral é que, pelo fato deles representarem muitos processos físicos não lineares, estudos e testes de sensibilidades tornam-se mais complexos de serem entendidos usando-se esta ferramenta, tendo em vista que uma causa (ou perturbação) pode afetar diversas variáveis do sistema.

Com o objetivo de verificar as simulações forçadas com o aumento da TCV sobre o oceano, dois experimentos adicionais foram realizados como teste. Esta verificação torna-se importante para analisar se as simulações numéricas geram energia no sistema de forma inesperada.

A primeira simulação teste foi realizada apenas para estender a simulação CTR em mais 100 anos (de janeiro 1800 a dezembro de 2099) e foi denominada de CTR_2. Já a segunda simulação teste, denominada de RESTART foi rodada por 430 anos (entre 1800 e 2229), sendo que nos 15 anos iniciais a componente zonal da tensão de cisalhamento (τ_x) foi intensificada em 50%, com o máximo de anomalia na latitude de 46°S, gerando assim condições iniciais para um novo experimento. Deste modo, torna-se possível analisar a nova condição de equilíbrio do modelo após receber uma perturbação inicial na TCV. Para ambas as simulações, entre os anos de 1800 a 1999, a concentração de CO₂ é baseada em observações históricas. A partir do ano 2000 até 2099, os níveis de CO₂ variam de acordo o cenário A1B do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change). As concentrações de CO₂ foram

obtidas do modelo climático UVic (Nakicenovic et al., 2000). A partir do ano 2100, a concentração de CO₂, torna-se fixa no tempo.

A Figura 2.5 mostra a série temporal da temperatura média anual global do ar a 2m para as simulações CTR_2 e RESTART. A série temporal da T2m para a simulação CTR_2 (Figura 2.5a) indica a tendência de aumento da temperatura, assim como observado para o experimento CTR, devido a condição de aumento de CO₂ ao longo dos anos. Pela simulação RESTART (Figura 2.5b), é possível observar um rápido aumento da T2m no início da simulação, respondendo ao aumento da TCV em 46°S imposto nos primeiros 15 anos, mostrando um comportamento semelhante ao observado no experimento 46S_0.5 (Figura 2.2c). Após o término da forçante com tensão de cisalhamento anômala, a temperatura do ar ainda segue com a tendência de aumento até aproximadamente o ano de 1870, devido ao *Spin-Up* do modelo. A partir desse período, o modelo busca um equilíbrio para retornar a condição da simulação controle, onde nota-se um declínio no valor de T2m até o ano de 1950 e volta a aumentar com o tempo, atingindo o equilíbrio a partir do ano 2050. É importante destacar o longo tempo de *Spin-Up* para a simulação RESTART, sendo de aproximadamente 235 anos. Além disso, nota-se também, a inércia climática devido às variações de CO₂ ao longo de 2050-2100 o que causa um pequeno aumento de T2m nos anos finais do experimento, e que não é em função das variações do cisalhamento do vento.

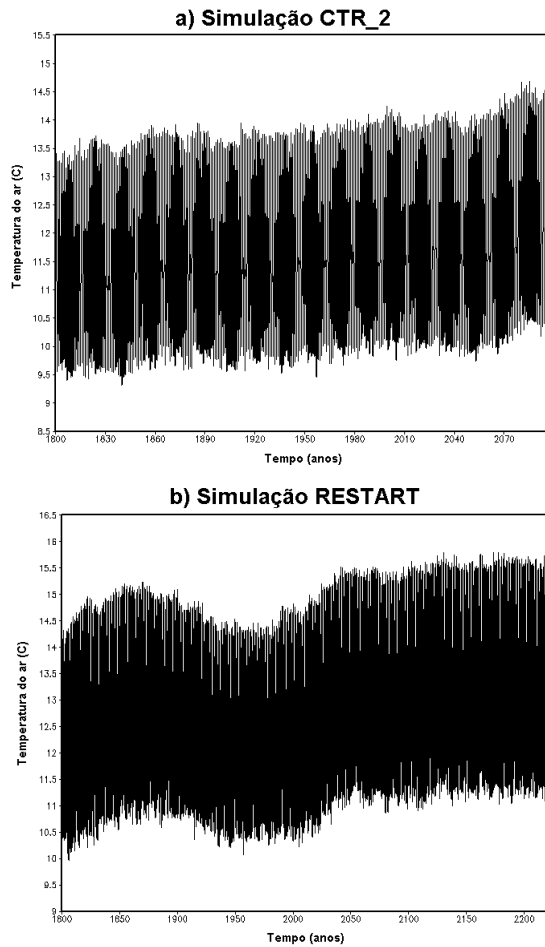


Figura 2.5 – Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulação CTR_2 e, b) simulação RESTART.

Apesar de o modelo SPEEDO mostrar o equilíbrio da T2m pela série temporal entre os anos de 2080 e 2099 nas simulações CTR_2 e RESTART, diferenças na circulação atmosférica são observadas quando é feita a diferença entre elas, para o mesmo período, ou seja, RESTART – CTR_2 (Figura 2.6).

A partir da Figura 2.6a, observa-se a ocorrência de anomalias positivas de T2m de até 3,5°C nas regiões abaixo de 45°S, indicando que a simulação RESTART apresenta uma temperatura de equilíbrio superior a CTR_2. Nas demais regiões notam-se, também, a presença de anomalias positivas, mas com valores menores, ficando entre 0,5 e 1°C acima da média da simulação CTR_2. Quando considera-se uma média global, a T2m da simulação RESTART fica 0,7°C acima da CTR_2. Estas diferenças de T2m podem estar associadas às mudanças na circulação oceânica e gelo marinho Antártico para o experimento RESTART.

Com relação ao perfil vertical da magnitude do vento (Figura 2.6b), nota-se pelas diferenças entre as simulações, a presença de anomalias negativas para as regiões extratropicais de ambos os hemisférios. Como a simulação RESTART atinge o equilíbrio com uma temperatura mais elevada que a CTR_2, o gradiente térmico meridional entre o equador e os polos torna-se mais fraco, o que induz a um enfraquecimento dos ventos de oeste na simulação RESTART. Por outro lado, anomalias positivas são observadas em altos níveis da troposfera para a região tropical do planeta.

A Figura 2.6c mostra as anomalias de altura geopotencial em 500 hPa entre as duas simulações. Em função da temperatura média do ar ser mais elevada para o experimento RESTART, nota-se a presença de anomalias positivas na altura geopotencial para o Hemisfério Sul. Além disso, as maiores diferenças são observadas sobre a região da Antártica, com valores superiores a 30m em 500 hPa.

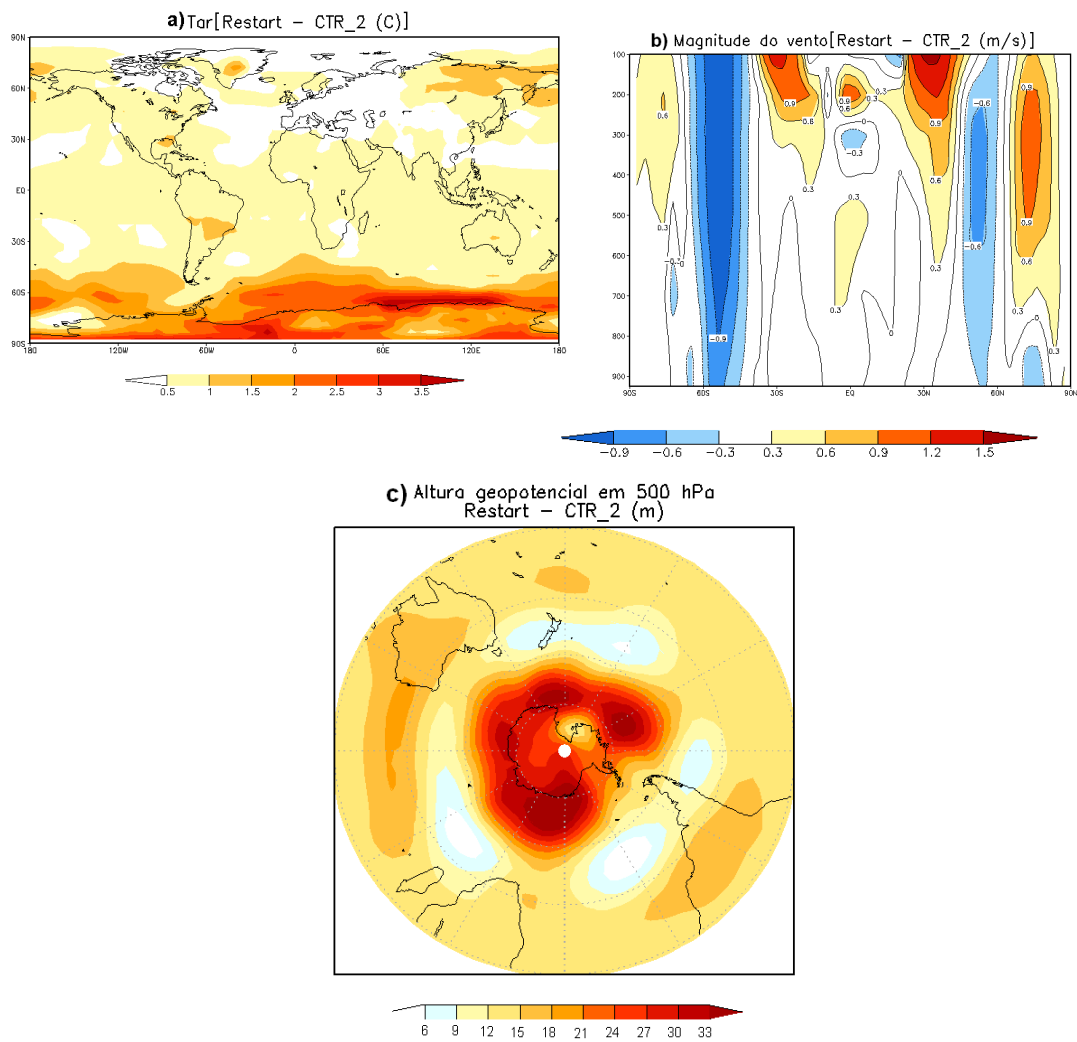


Figura 2.6 – Diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART. a) Temperatura do ar a 2m (°C), b) Perfil vertical da magnitude do vento (m/s) e c) altura geopotencial em 500 hPa (m).

Assim como observado para atmosfera, torna-se importante analisar as diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART para as variáveis oceânicas, que são mostradas na Figura 2.7.

De acordo com a Figura 2.7a, que mostra a diferença de TSM para as duas simulações, é possível observar anomalias positivas em praticamente todas as áreas, com destaque para o Oceano Austral, onde notam-se valores de até 2,4°C. Da mesma forma que ocorre para a temperatura do ar, a simulação RESTART atinge o equilíbrio com a TSM mais aquecida quando comparada com a CTR_2, sendo as maiores diferenças na região extratropical do Hemisfério Sul.

Por outro lado, as anomalias de salinidade da superfície do mar (SSM) e da TCV (Figuras 2.7b,c) são bastante reduzidas, indicando que as duas simulações apresentam valores semelhantes para essas variáveis. Destaca-se ainda que as anomalias negativas mostradas na espessura do gelo marinho Antártico (Figura 2.7d) ocorrem devido à simulação RESTART apresentar maiores valores de T2m e TSM em relação a CTR_2.

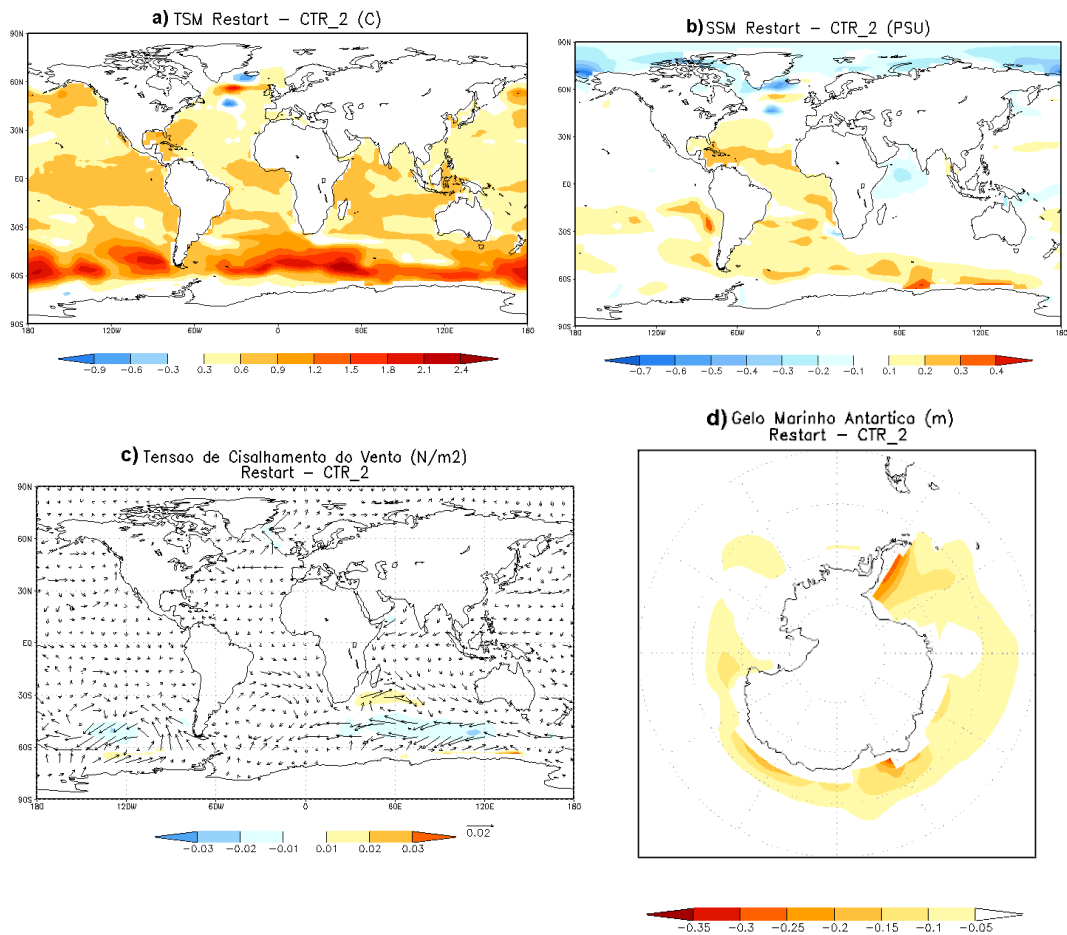


Figura 2.7 – Diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART. a) Temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), b) salinidade da superfície do mar (PSU), c) magnitude da tensão de cisalhamento do vento (N/m^2) e d) espessura do gelo marinho Antártico (m).

Quando realiza-se o cálculo da média global para as variáveis atmosféricas e oceânicas (Tabela 2.3), as diferenças entre as simulações CTR_2 e RESTART são minimizadas. Ou seja, a simulação RESTART equilibra com valores de T2m e TSM inferiores a 1°C e a SSM difere em

apenas 0,1 PSU em relação à simulação CTR_2. Além disso, a simulação RESTART mostra valores muito próximos de precipitação e evaporação, sendo as diferenças de aproximadamente 20 mm/ano entre as duas simulações. Ressalta-se ainda que o SPEEDO fecha o balanço hídrico nos dois experimentos, sendo a média global da precipitação igual a evaporação.

Tabela 2.3 – Média anual global das simulações CTR_2 e RESTART para as variáveis atmosféricas e oceânicas.

Variáveis	CTR_2	RESTART
T2m (°C)	12,5	13,2
Precipitação (mm/ano)	957,2	977,8
Evaporação (mm/ano)	957,1	977,7
TSM (°C)	16,5	17,1
SSM (PSU)	34,3	34,4

Como demonstrado, ao forçar o SPEEDO com um aumento da TCV sobre o oceano por um determinado intervalo de tempo, fica caracterizado um novo equilíbrio no sistema, visto que ao retirar a forçante, o modelo tende a voltar para uma condição de equilíbrio próximo das condições esperadas para a simulação controle.

Vale salientar que Machado (2009) utilizou um modelo de complexidade intermediária (LOVECLIM) e realizou teste semelhante, porém com o intuito de enfraquecer a circulação termohalina, em que a forçante era aplicada por um determinado período e depois retornava as condições de controle. Como consequência, o equilíbrio também foi atingido com uma tendência de aquecimento em relação à simulação controle original.

3. COMPARAÇÃO DO MODELO SPEEDO COM OS DADOS DE REANÁLISE

3.1. Circulação atmosférica

A avaliação da simulação controle (CTR) realizada através do modelo SPEEDO é feita a partir da comparação com dados de reanálise, tendo como base a média anual para o período entre janeiro de 1980 e dezembro de 1999.

Apesar das limitações da resolução espacial da componente atmosférica do SPEEDO, observa-se uma boa concordância para a T2m, quando comparada com a reanálise do NCEP (Figuras 3.1a,b). Nota-se, também, que o modelo SPEEDO reproduz satisfatoriamente a estrutura equatorial do Atlântico e a estrutura da língua fria no Pacífico. Porém, o SPEEDO subestima os valores de temperatura na região do Pacífico equatorial. A partir da média zonal de T2m (Figura 3.1c) é possível observar que a simulação CTR do SPEEDO reproduz o padrão do NCEP, porém com tendência de subestimar os valores de temperatura do ar, principalmente em latitudes médias e altas do Hemisfério Sul.

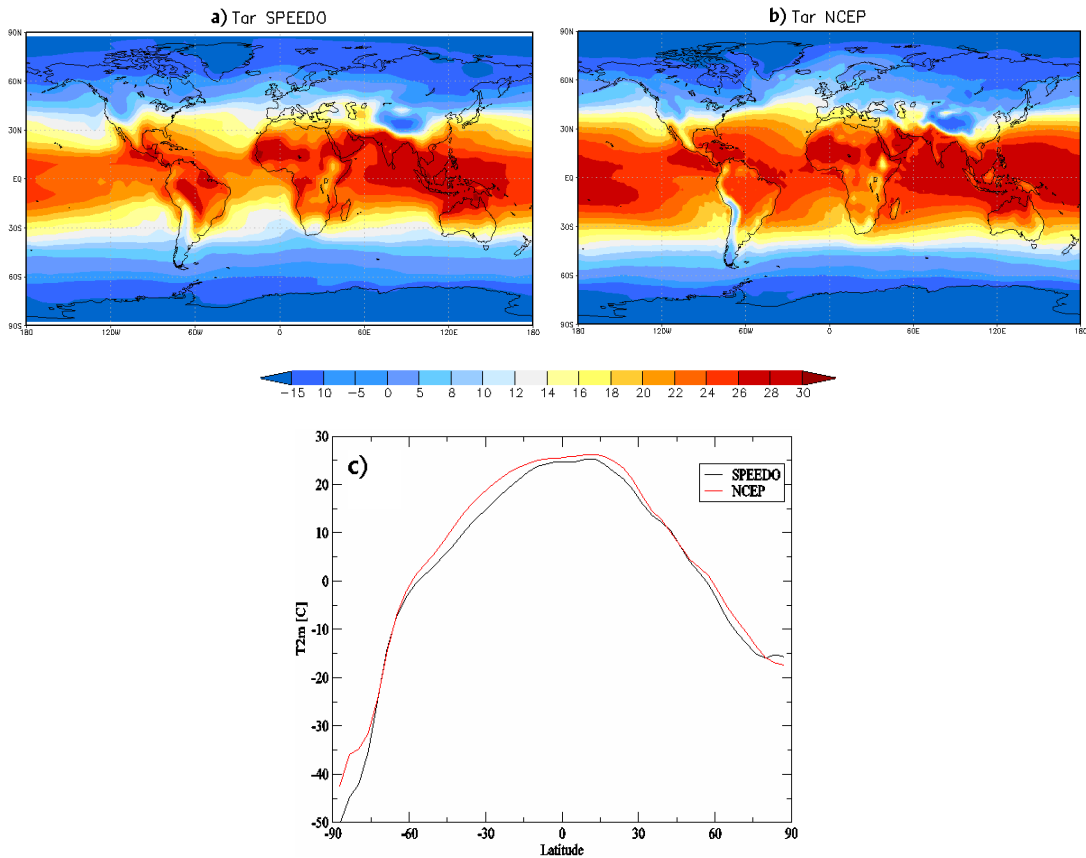


Figura 3.1 - Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do NCEP e c) média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e pelo NCEP (linha vermelha).

Devido as diferenças de temperatura do ar entre o SPEEDO e a reanálise, torna-se importante analisar os fluxos de radiação na superfície e no topo da atmosfera com dados de Kiehl e Trenberth (1997) e Trenberth et al. (2009), mostrados na Tabela 3.1. Nota-se que os fluxos de onda curta e longa no topo da atmosfera são menores quando comparados com as observações. Deste modo, o SPEEDO tende a superestimar o albedo médio planetário e, como consequência, subestimar a temperatura do ar em relação à reanálise, como mostrado na Figura 3.1. Além disso, o fluxo de radiação de onda curta na superfície simulado pelo SPEEDO superestima as observações, indicando uma baixa absorção de onda curta pela atmosfera. Severijns e Hazeleger (2010) realizaram uma simulação controle para o SPEEDO, com base nas condições atuais do clima e encontraram resultados semelhantes em relação ao balanço de radiação.

Tabela 3.1 – Comparação do fluxo de radiação médio anual do SPEEDO com dados de Kiehl e Trenberth (1997) e Trenberth et al. (2009)

Fluxos de radiação (W/m ²)	SPEEDO	Kiehl e Trenberth (1997)	Trenberth et al. (2009)
Onda curta no topo da atmosfera	225,7	235	239,4
Onda longa no topo da atmosfera	-222,8	-235	-238,5
Onda curta na superfície	173,3	168	161,2
Onda longa na superfície	-71,2	-66	-63

Com relação à precipitação, nota-se que os valores simulados pelo SPEEDO e observados pelo CMAP na região equatorial, associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), são superiores a 3000 mm/ano (Figuras 3.2a,b). Nota-se ainda, que o modelo simula a ZCIT dupla nos oceanos Pacífico e Atlântico. É importante destacar que o modelo SPEEDO superestima a precipitação na região equatorial e, também, nas regiões central e sudeste do Brasil e do continente Africano. Entretanto, modelos de maior complexidade também apresentam problemas em simular a precipitação na zona equatorial (Justino, 2004). Outras diferenças significativas entre os dois conjuntos de dados ocorrem na região oeste do Pacífico subtropical, onde a precipitação associada com a convecção na piscina de água quente (PAQ) é subestimada pelo SPEEDO. Essas diferenças também são observadas ao analisar a média zonal (Figura 3.2c). Nota-se também, que o modelo subestima os valores de precipitação para regiões extratropicais nos dois hemisférios. Essa tendência de subestimativa de precipitação pode estar associada aos menores valores de temperatura do ar (Figura 3.1c) em relação à reanálise, principalmente na região extratropical do Hemisfério Sul, o que contribui para uma menor taxa de evaporação. Além disso, pela média zonal, é possível observar a tendência da simulação CTR do SPEEDO de superestimar a precipitação na região

equatorial. Isto pode estar relacionado com a ZCIT dupla e, também, a baixa resolução do modelo, que acaba não representando processos importantes no Pacífico e Atlântico (Pezzi e Richards, 2003).

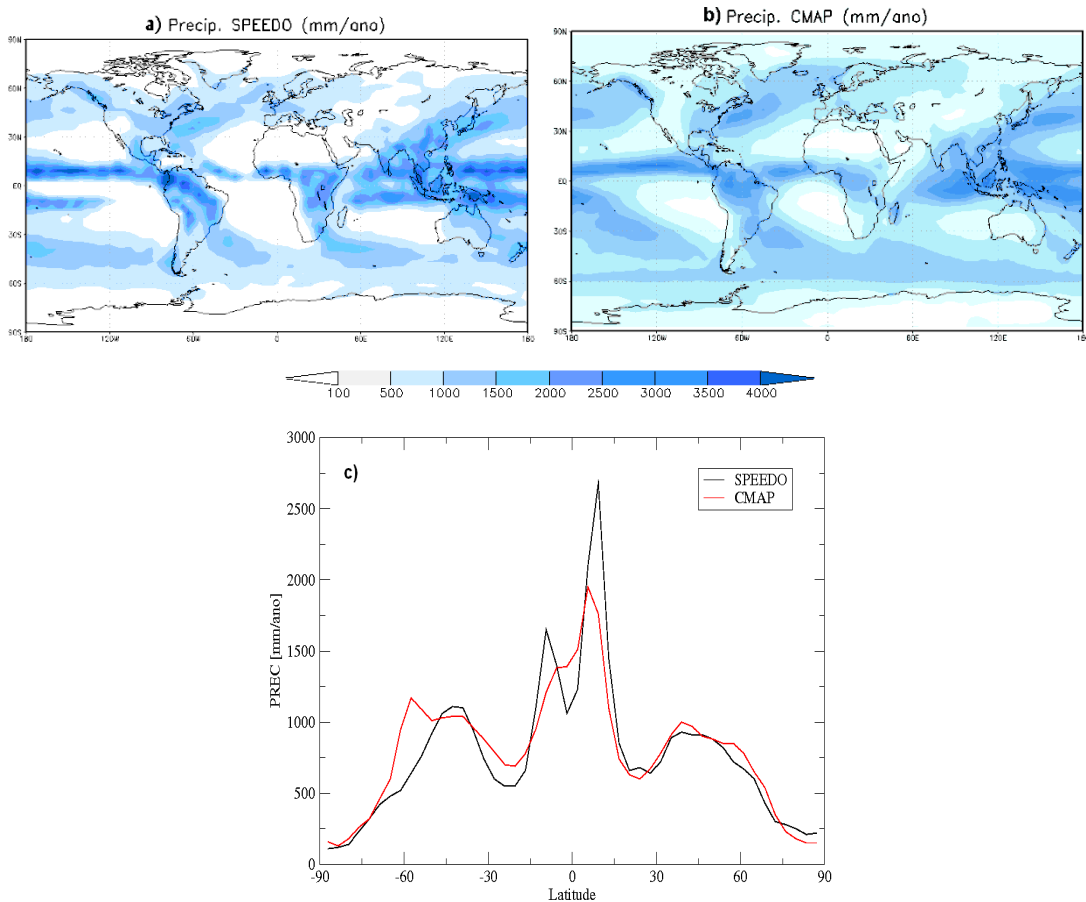


Figura 3.2 - Precipitação média anual (mm/ano). a) simulada pelo SPEEDO, b) observada pelo CMAP e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e observada pelo CMAP (linha vermelha).

Através das Figuras 3.3a,b é possível comparar a distribuição média anual da pressão ao nível do mar simulada pelo SPEEDO e observada pela reanálise do NCEP. Nota-se que a distribuição dos cinturões de baixas pressões próximas a latitude de 60° são bem representadas pelo modelo em ambos os hemisférios. Além disso, o SPEEDO também simula de forma satisfatória os sistemas de altas pressões nos oceanos Pacífico e Atlântico nos dois hemisférios. Entretanto, o SPEEDO superestima em aproximadamente 3 hPa os valores das altas subtropicais do Atlântico e Pacífico, quando comparado com a reanálise do NCEP. Com as altas subtropicais mais intensas

simuladas pelo SPEEDO, tem-se uma maior inibição da precipitação nas regiões subtropicais, como foi mostrado na Figura 3.2.

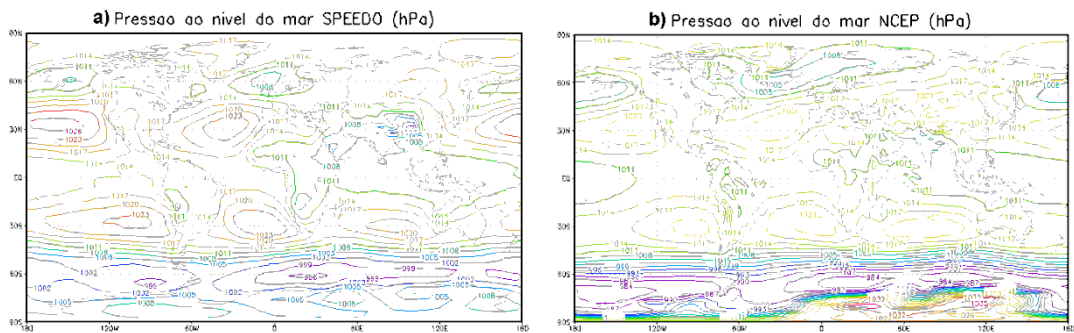


Figura 3.3 – Pressão média anual ao nível do mar (hPa). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.

Para ilustrar a circulação geral simulada pelo SPEEDO, as Figuras 3.4a,b mostram uma comparação entre a média anual do perfil vertical da magnitude do vento simulado pelo modelo e a reanálise do NCEP. É possível observar que o SPEEDO simula de forma ligeiramente mais fraca os ventos de oeste em baixos e médios níveis da troposfera para o Hemisfério Sul, enquanto que o vento máximo (corrente de jato) apresenta valores semelhantes ao da reanálise, porém, um pouco mais deslocado para norte e entre 150 e 100 hPa. Já para o Hemisfério Norte, o modelo indica o perfil vertical do vento mais intenso do que a reanálise. Isto pode ser explicado, em parte, pela fraca simulação dos vórtices transientes e estacionários. Por outro lado, observa-se que os ventos de leste (região equatorial) são levemente superiores aos dados de reanálise em níveis superiores da atmosfera. Apesar das diferenças existentes, a distribuição vertical do vento zonal é satisfatoriamente representada pelo SPEEDO quando comparada com os dados de reanálise.

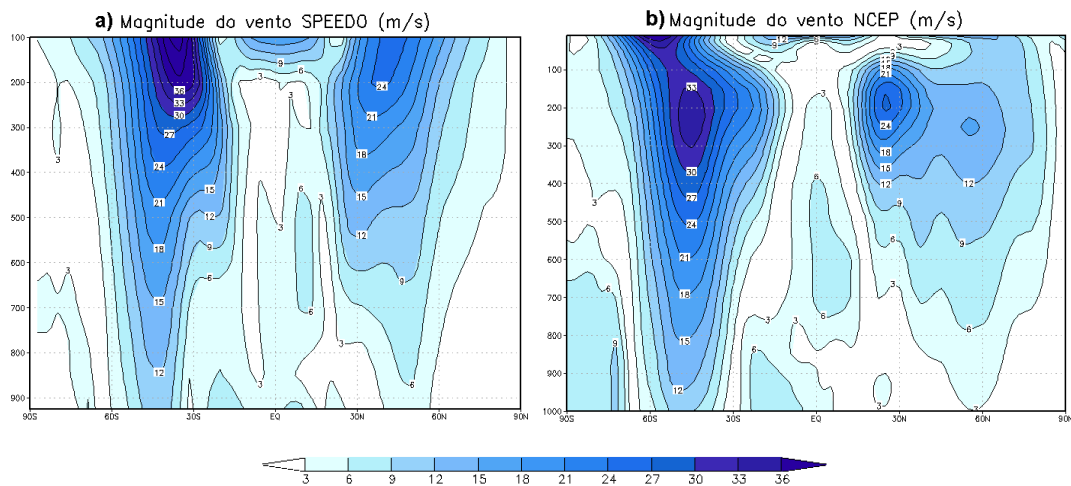


Figura 3.4 – Perfil vertical da magnitude do vento (m/s). a) simulado pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.

Uma das variáveis mais importantes para a determinação dos padrões dominantes, como a Oscilação Antártica, é a altura geopotencial. Diante disto, torna-se importante avaliar esta variável simulada pelo SPEEDO com os dados de reanálise do NCEP, sendo mostrada nas Figuras 3.5a,b. Ao analisar a altura geopotencial em 500 hPa para o Hemisfério Sul, nota-se que o SPEEDO mostra um padrão semelhante com a reanálise do NCEP, com menores valores sobre a Antártica e crescendo em direção ao equador. Como esperado, o SPEEDO subestima os valores de altura geopotencial em aproximadamente 100m. Isto ocorre em função do modelo subestimar a temperatura do ar em relação à reanálise do NCEP, como foi mostrado na Figura 3.1, gerando uma menor espessura da camada atmosférica.

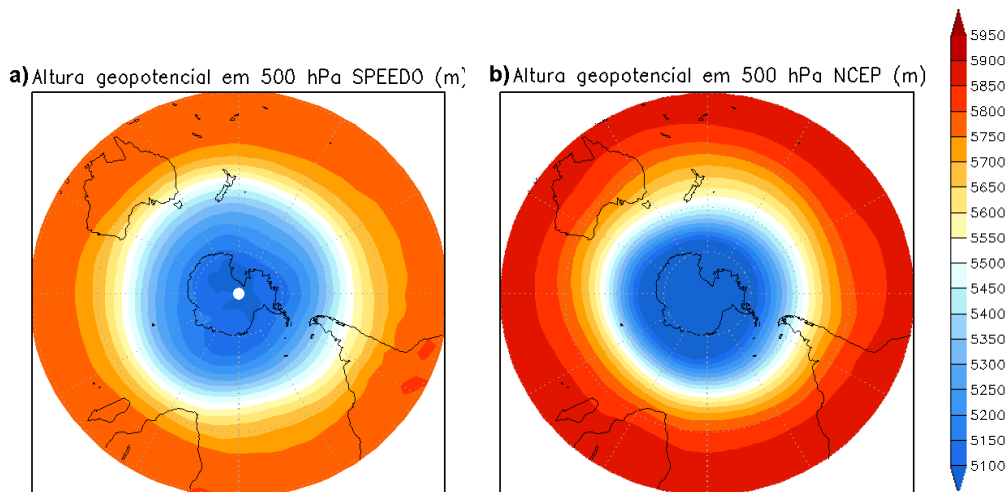


Figura 3.5 – Altura geopotencial em 500 hPa (m) para o Hemisfério Sul. a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP.

3.2. Circulação oceânica

Com relação às variáveis oceânicas simulada pelo SPEEDO, a TSM mostra uma razoável concordância quando comparada com a climatologia do ICOADS (Figuras 3.6a,b). É possível observar que o SPEEDO simula um resfriamento para o Atlântico Norte e para os Mares Nórdicos em função da forte advecção de ar frio do leste da Sibéria e Canadá durante o inverno boreal. Pode-se notar também, que o SPEEDO subestima os valores de TSM para o Pacífico equatorial e para o Atlântico tropical. Isto é explicado devido à superestimativa para o vento zonal à superfície dessas regiões, o qual aumenta o processo de ressurgência. Nota-se, também, que o modelo SPEEDO reproduz satisfatoriamente a estrutura equatorial do Atlântico e a estrutura da língua fria no Pacífico, porém de forma mais fraca do que a reanálise. Através da média zonal de TSM (Figura 3.6c), fica evidente a subestimativa para toda a faixa de latitudes da TSM simulada pelo SPEEDO, quando comparada com a reanálise do ICOADS.

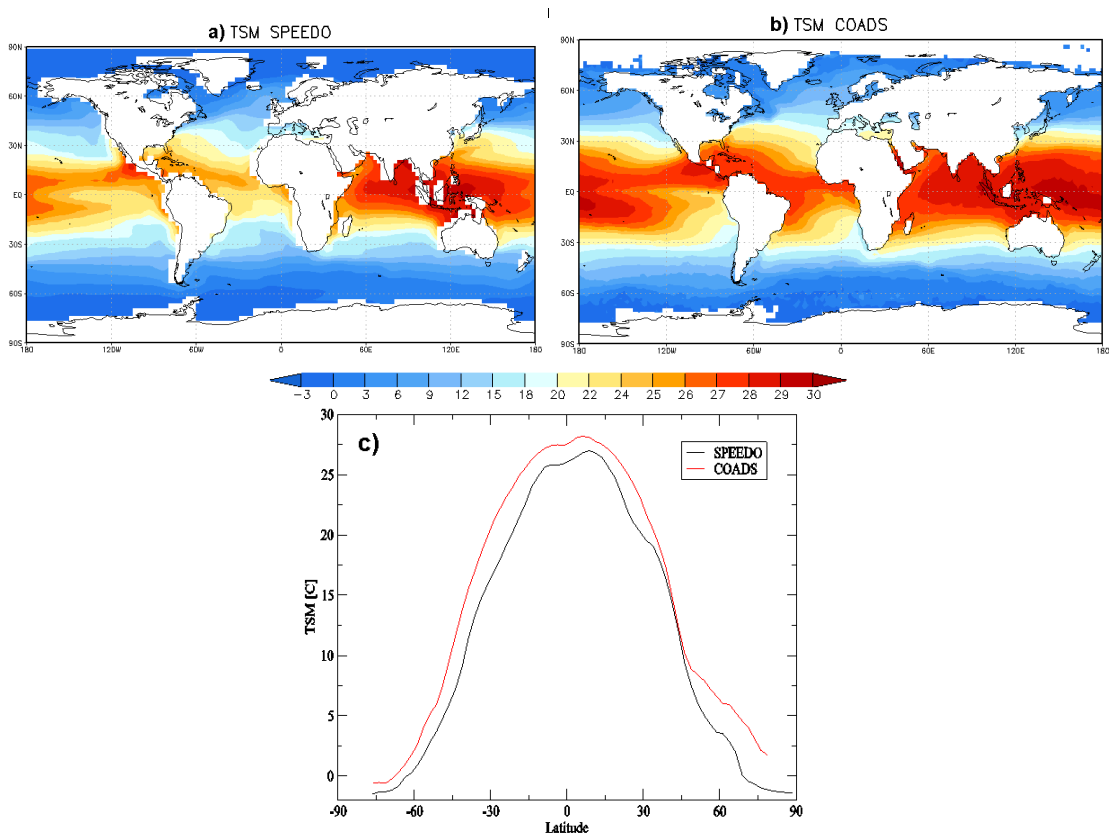


Figura 3.6 – TSM média anual (°C). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do ICOADS e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha preta) e pelo ICOADS (linha vermelha).

Através das Figuras 3.7a,b é possível comparar a magnitude da TCV sobre o oceano, simulada pelo SPEEDO, com os dados de reanálise do ICOADS. Percebe-se, que o SPEEDO superestima os valores de tensão de cisalhamento do ICOADS, o que ratifica a subestimativa da TSM pelo SPEEDO, devido ao aumento da ressurgência. Entretanto, o padrão espacial da tensão de cisalhamento é bem representado pelo modelo. Além disso, a tensão de cisalhamento simulada pelo SPEEDO acompanha o sentido dos giros subtropicais dos oceanos Atlântico e Pacífico em ambos os hemisférios.

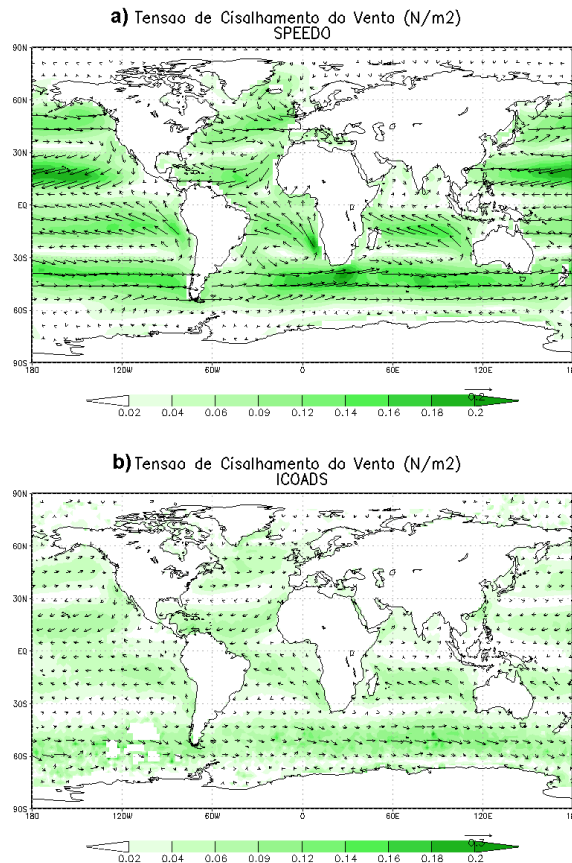


Figura 3.7 - Tensão de Cisalhamento média anual (Nm^{-2}). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.

A partir dos dados de TSM, é possível obter modos de variabilidade climática como, por exemplo, o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical e o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), os quais são obtidos pelo método de EOF. Os valores das amplitudes geradas para cada EOF são normalizados, ou seja, obtidos pela divisão das anomalias de TSM pelo desvio padrão correspondente.

As Figuras 3.8a,b mostram os padrões espaciais da primeira EOF da TSM no Atlântico Tropical para a simulação CTR do SPEEDO e para a reanálise do ICOADS, representando respectivamente 84% e 87% da variância total. Nota-se que esta primeira EOF indica a presença do gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM do Atlântico para o modelo e a reanálise, sendo representado pelos valores positivos e negativos no Atlântico Tropical norte e sul, respectivamente. Entretanto, o valor das anomalias de TSM é subestimado pelo SPEEDO, quando comparado com as observações. Isto

indica que o modelo simula razoavelmente os processos do Oceano Atlântico Tropical, porém de uma forma mais fraca.

Por outro lado, o cálculo da primeira EOF para a TSM do Pacífico equatorial, representa 45% e 73% da variância total para o SPEEDO e a reanálise, respectivamente. Nota-se que, para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), o SPEEDO mostra áreas com anomalias positivas na região do Pacífico Equatorial (Figura 3.9a), porém de uma forma muito fraca quando comparada com a anomalia de TSM do ICOADS (Figura 3.9b). O padrão espacial obtido pela reanálise do ICOADS no trimestre DJF representa de forma bastante evidente a condição de El Niño. É importante destacar que Severijns e Hazeleger (2010) também mostram a deficiência do modelo SPEEDO em simular o fenômeno ENOS.

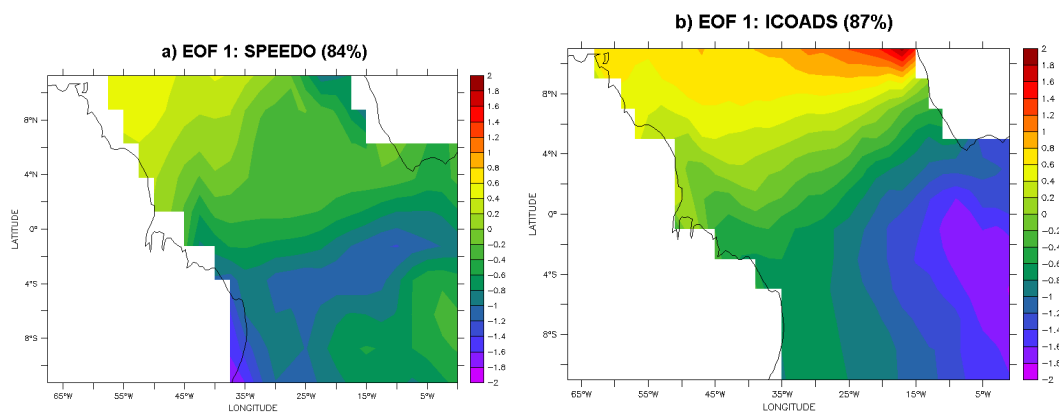


Figura 3.8 - Primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical ($^{\circ}\text{C}$). a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.

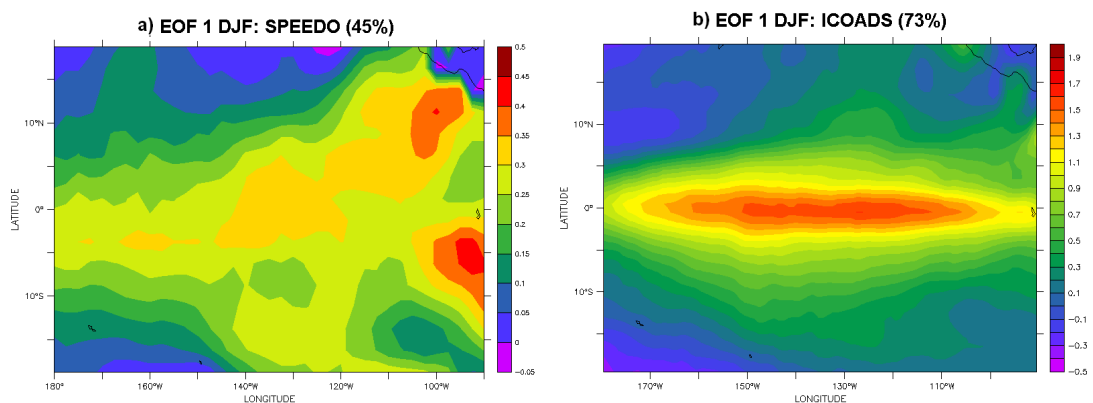


Figura 3.9 - Primeira componente principal de TSM na região do Pacífico equatorial ($^{\circ}\text{C}$) no trimestre DJF. a) simulada pelo SPEEDO e b) reanálise do ICOADS.

O modelo acoplado SPEEDO também será utilizado para analisar as mudanças das massas d'água em função de alterações na TCV sobre o oceano. Desta forma, torna-se importante comparar a temperatura e salinidade do mar abaixo da superfície com os dados do World Ocean Atlas (LEVITUS). As Figuras 3.10 e 3.11 mostram, respectivamente, o perfil vertical de temperatura e salinidade dos oceanos Pacífico e Atlântico, juntamente com a climatologia LEVITUS.

Como mostrado na Figura 3.6, a TSM simulada pelo SPEEDO é subestimada em relação à reanálise do ICOADS. Essa tendência também pode ser observada entre o perfil vertical de temperatura do Oceano Atlântico simulado pelo SPEEDO e a climatologia LEVITUS, em especial, nas camadas próximas a superfície (Figuras 3.10a,b). Além disso, entre a superfície e até 500m de profundidade, nota-se uma maior estratificação na climatologia, ou seja, a termoclina que é mostrada pelas observações é mais acentuada que a do modelo. Isto pode ser explicado devido à menor resolução da componente oceânica do SPEEDO em relação às observações. Já em camadas mais profundas, o SPEEDO é de 1 a 2°C mais quente que as observações. Por outro lado, o perfil vertical de temperatura no Oceano Pacífico é simulado de forma satisfatória pelo SPEEDO, apenas com a tendência de subestimativa próximo a superfície do mar (Figuras 3.10c,d). De um modo geral, o SPEEDO é capaz de simular o padrão espacial de temperatura do mar no Atlântico e Pacífico, quando comparado com a climatologia.

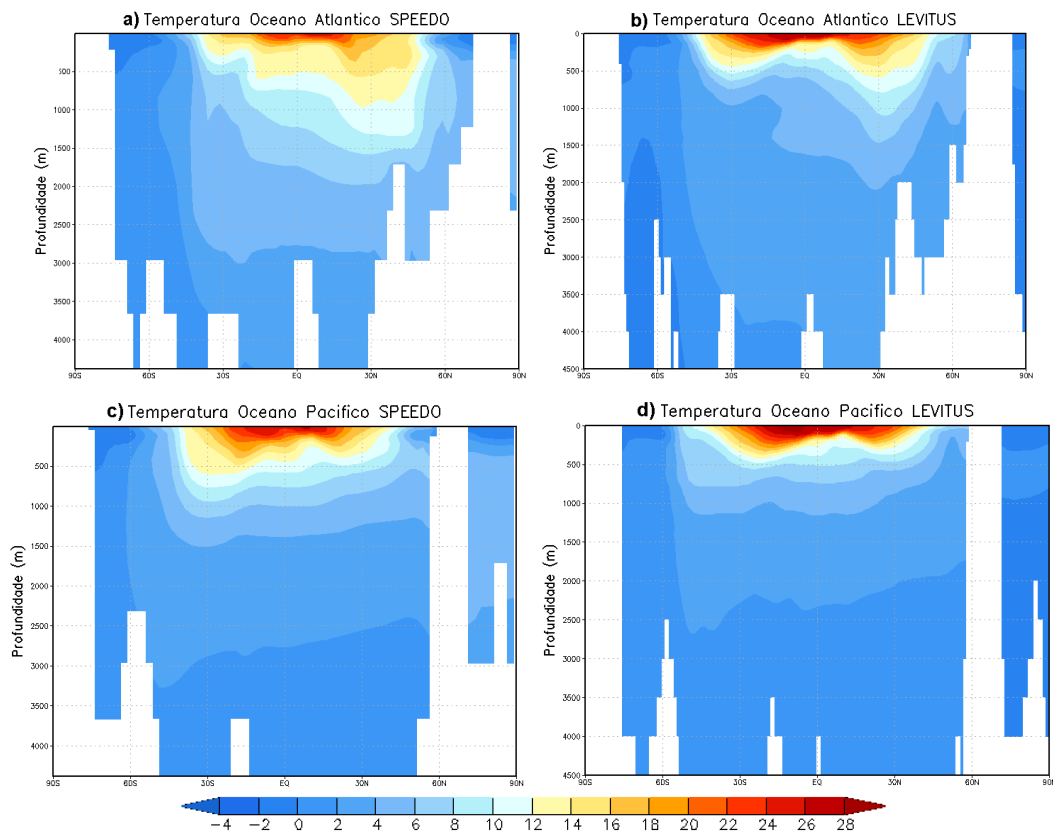


Figura 3.10 – Perfil vertical de temperatura para os oceanos Atlântico e Pacífico ($^{\circ}\text{C}$). a) e c) simulado pelo SPEEDO, respectivamente e, b) e d) climatologia LEVITUS, respectivamente.

Assim como ocorre para a temperatura do mar abaixo da superfície, as maiores diferenças entre a simulação CTR do SPEEDO com as observações de LEVITUS, para o perfil de salinidade do mar, são observadas no Oceano Atlântico (Figuras 3.11a,b). Nas camadas mais próximas a superfície no Atlântico, O SPEEDO subestima os valores de salinidade entre 30°S e a região equatorial. Essa condição também é observada para altas latitudes do Atlântico Norte, sendo esta região importante na formação da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Para camadas mais profundas do Atlântico, o SPEEDO superestima os valores de salinidade de 2 a 3 PSU. É importante ressaltar que, para o Oceano Pacífico, o perfil vertical de salinidade é bem representado pelo modelo, quando comparado com a reanálise (Figuras 3.11c,d).

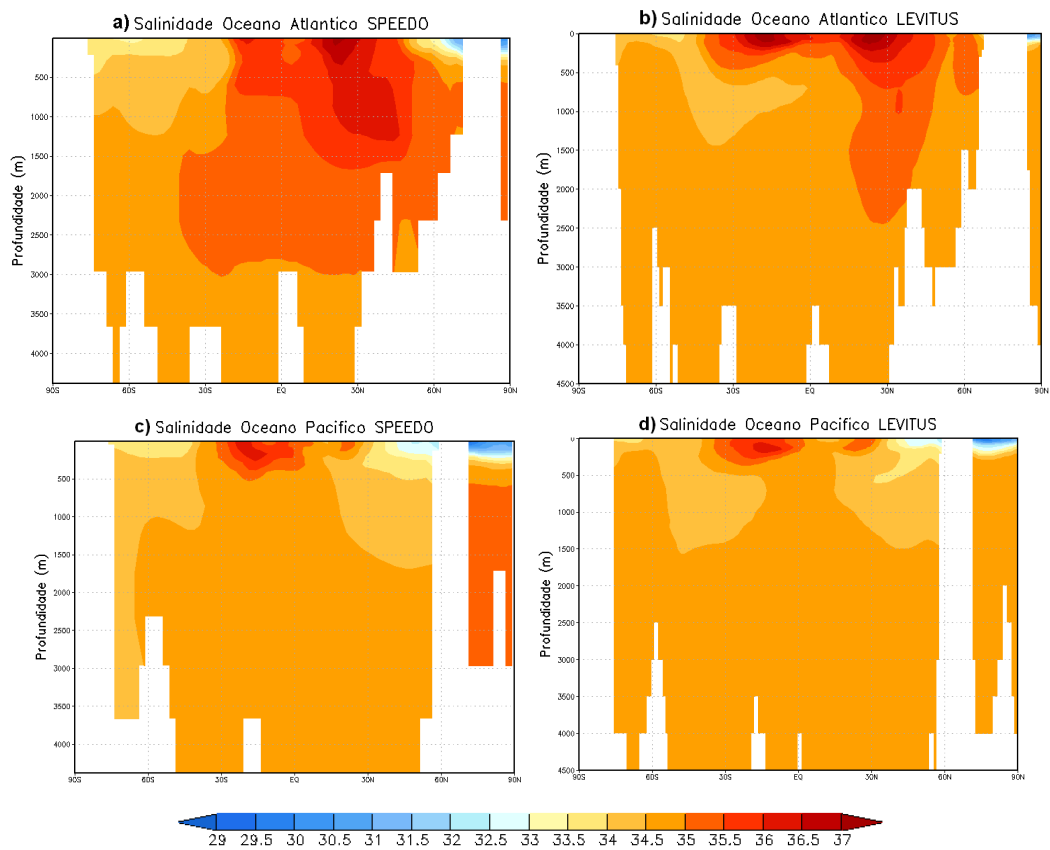


Figura 3.11 – Perfil vertical de salinidade para os oceanos Atlântico e Pacífico (PSU). a) e c) simulado pelo SPEEDO, respectivamente e, b) e d) climatologia LEVITUS, respectivamente.

Machado et al. (2010) destacam que o SPEEDO apresentou um bom desempenho para simular o clima atual, de uma forma rápida e com um baixo custo computacional. Apesar das diferenças existentes entre o modelo e as reanálises, em função da resolução espacial mais robusta do SPEEDO, Severijns e Hazeleger (2010) também afirmam que o SPEEDO é capaz de simular as características básicas do sistema climático, sendo que este modelo pode ser utilizado para estudar o comportamento climático em épocas passadas, além de fornecer projeções para o clima futuro.

4. MUDANÇAS NA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

As mudanças na circulação oceânica, em função das variações da TCV sobre o oceano são analisadas através do cálculo das anomalias no perfil vertical da temperatura e salinidade da água do mar. Anomalias de gelo marinho Antártico e mudanças na estrutura termohalina das massas d'água do Atlântico e do Pacífico, além da circulação termohalina global também são investigadas. Deve-se destacar que todas as análises são realizadas com base em uma média nos últimos 20 anos de cada simulação (entre 1980 e 1999).

4.1. Tensão de cisalhamento do vento (TCV)

A Figura 4.1 mostra o comportamento médio da TCV para as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 e das anomalias com relação ao experimento CTR. A partir da magnitude e direção da TCV para uma situação forçada com um aumento de 50% na região equatorial (Figura 4.1a) e em 46°S (Figura 4.1b), é possível observar um padrão semelhante entre elas. Além disso, nota-se a influência da circulação atmosférica na TCV, que acompanha a direção dos ventos de oeste nas regiões extratropicais e, também, na região das altas subtropicais nos oceanos Pacífico e Atlântico em ambos os hemisférios. Quando é feita a comparação das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 com a CTR (Figura 3.7a), poucas diferenças são notadas entre elas, sendo que os maiores valores da magnitude da TCV são observados entre 30°S e 45°S e entre 15°N e 30°N, com máximos de aproximadamente 0,2 N/m².

Por outro lado, as Figuras 4.1c,d mostram as anomalias entre as simulações com a TCV intensificada e a CTR. O aumento em 50% da TCV na região equatorial fica evidente na Figura 4.1c, com anomalias positivas distribuídas zonalmente de até 0,07 N/m², com máximos no Pacífico Equatorial. Além disso, é possível observar a intensificação da TCV na região do Atlântico Tropical, onde ocorre a bifurcação da Corrente do Brasil e no Atlântico Sudoeste, onde encontra-se a borda oeste do giro subtropical. As diferenças entre 46S_0.5 e CTR são mostradas na Figura 4.1d, onde nota-se a intensificação da TCV em médias latitudes do Hemisfério Sul, também com anomalias máximas de 0,07 N/m². Entretanto, anomalias negativas na

magnitude da TCV são encontradas zonalmente entre 45°S e 60°S, ou seja, na região da CCA, com valores próximos de 0,03 N/m². A desintensificação da TCV nessa região pode estar associada a possíveis mudanças na circulação atmosférica, que serão mostradas mais adiante.

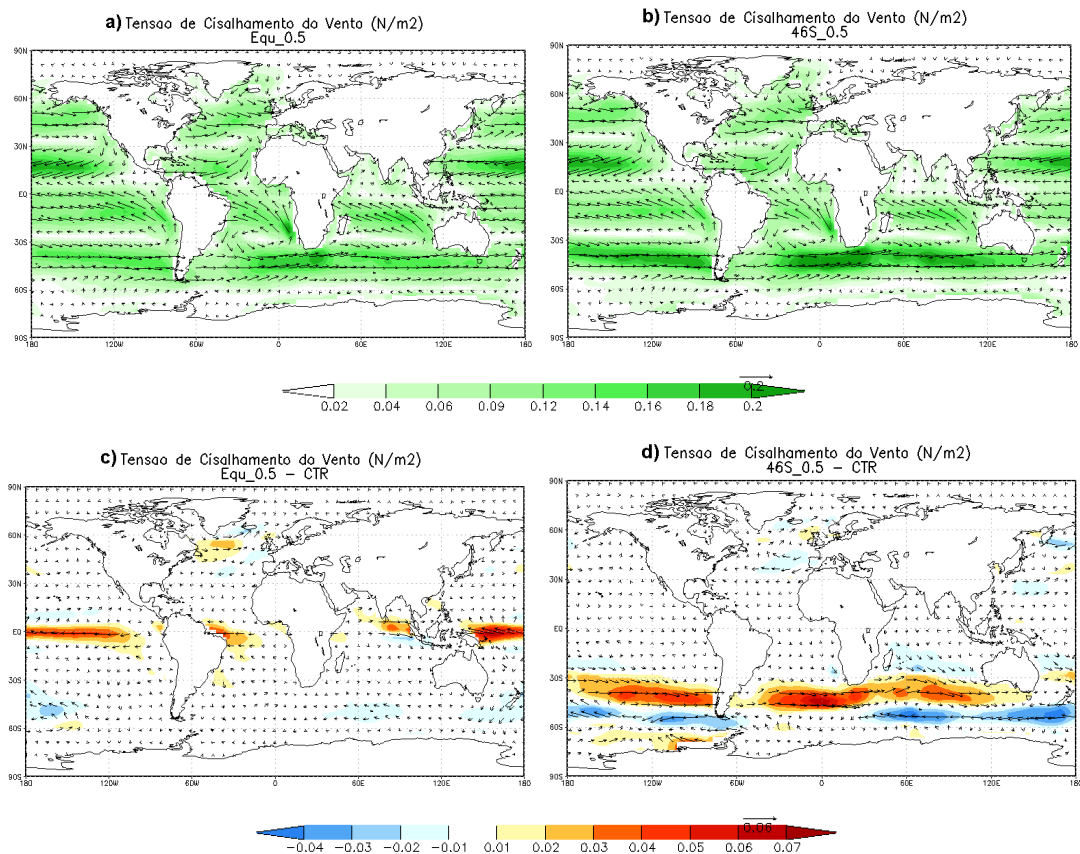


Figura 4.1 - Tensão de cisalhamento média anual (N/m²). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.2. Temperatura da superfície do mar (TSM)

Como discutido anteriormente, a TSM exerce um papel fundamental no complexo mecanismo das interações entre o oceano e a atmosfera, em função de regular a energia em forma de fluxo de calor que é trocada nessas interações. Além disso, a TSM também pode ser responsável por ocasionar mudanças significativas no escoamento atmosférico e nos sistemas

meteorológicos globais (Pezzi e Souza, 2005). Diante de sua importância no contexto climático, tanto a climatologia da TSM dos oceanos quanto as anomalias de TSM são parâmetros de extrema importância para os estudos climáticos do planeta em geral (Justino e Peltier, 2008; Souza et al., 2005).

Tendo em vista a importância de destacar as mudanças nos padrões de TSM em função das mudanças na TCV na região equatorial e no limite norte do Oceano Austral, as Figuras 4.2a,b mostram a distribuição espacial da TSM para as duas simulações. Ao comparar a TSM obtida nessas simulações com a do experimento CTR (Figura 3.6a), nota-se que o padrão climatológico de TSM, no sentido zonal, é mantido nas simulações forçadas, destacando a estrutura equatorial do Atlântico, a língua fria e a PAQ do Pacífico. Entretanto, para mais detalhes entre as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 em relação a CTR é necessário determinar as diferenças entre as simulações, com será mostrado a seguir nas Figuras 4.2c,d.

Destaca-se que o aumento da TCV em 50 % na região equatorial e na latitude de 46°S geram respostas diferentes. Essa intensificação forçada na TCV, faz variar a TSM, com o surgimento de anomalias negativas na região equatorial para a simulação EQU_0.5 (Figura 4.2c). Logo, esse aumento na TCV na região equatorial induz a um resfriamento das águas do Pacífico equatorial de até 2°C, em função do aumento da divergência equatorial nessa região, ocasionada pelo fortalecimento das células oceânicas verticais. Resultados semelhantes foram obtidos por Justino (2004), em que o aumento da TCV na região equatorial também gera uma redução da TSM, em função de mudanças associadas ao Transporte de Ekman. Destaca-se, também a redução da TSM no Atlântico Tropical e no Oceano Índico, com decréscimos de aproximadamente 1°C.

Por outro lado, anomalias positivas de TSM são encontradas na região extratropical do Hemisfério Sul para a simulação 46S_0.5 (Figura 4.2d), com valores de até 3°C na região da Frente Polar. De acordo com Ma et al. (2010), ao enfraquecer a TCV em altas latitudes do Hemisfério Sul, anomalias negativas de TSM de até 2°C são observadas no Pacífico, entre 40°S e 60°S, enquanto que um aquecimento de até 0,5°C é observado no Atlântico para as mesmas latitudes. Entretanto, de acordo com os resultados aqui apresentados, nota-se uma situação oposta para o Atlântico Norte, com uma diminuição da

TSM de até 2°C. Estas anomalias podem estar associadas a possíveis mudanças na CTG. Como discutido por Machado (2009), uma redução do transporte da Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) leva a um enfraquecimento da circulação termohalina, gerando um aquecimento em altas latitudes do Hemisfério Sul e um resfriamento do Atlântico Norte. De acordo com Delworth e Zeng (2008), essas anomalias de TSM em função de uma intensificação da TCV em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, não ocorrem de maneira uniforme, ocasionando anomalias positivas de aproximadamente 2°C entre o Atlântico e o Índico, devido ao deslocamento de água quente de origem subtropical. Entretanto, os autores encontraram anomalias negativas no Pacífico Oeste, por influência do aumento da ressurgência.

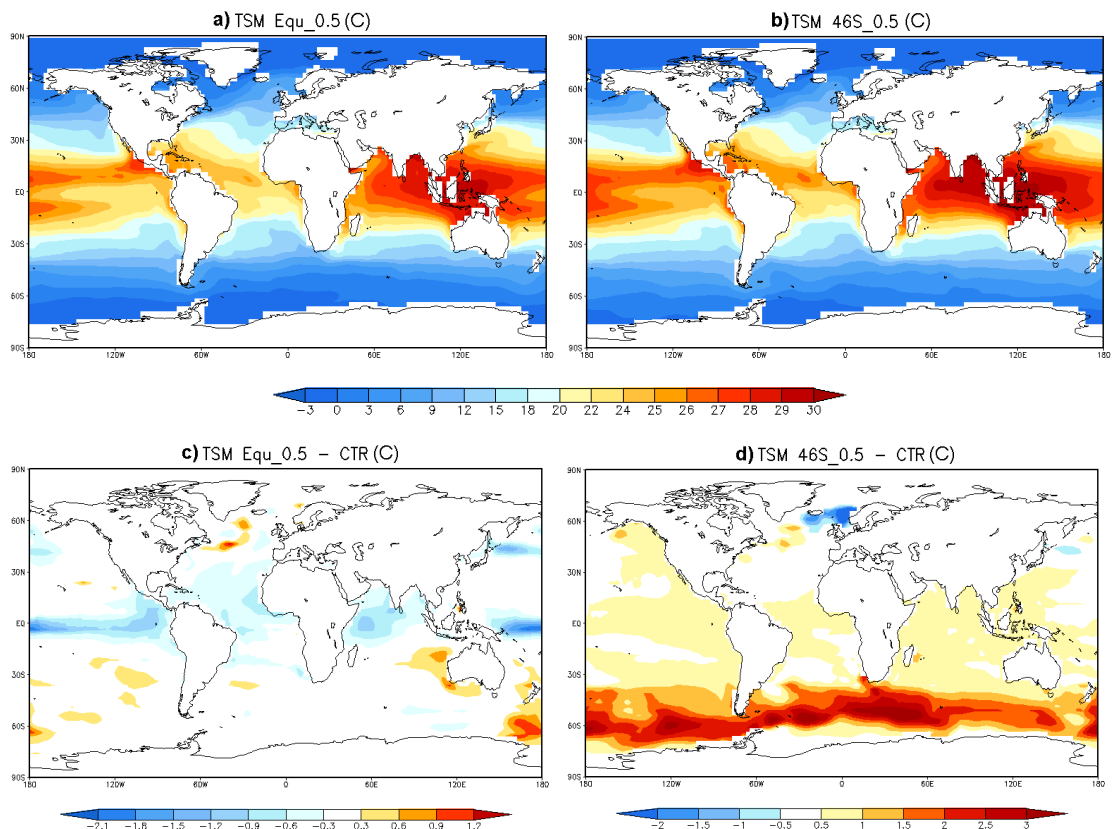
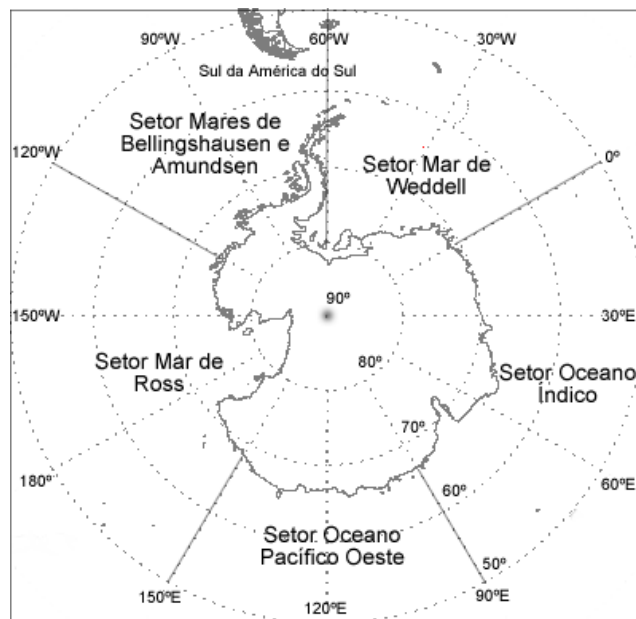


Figura 4.2 – TSM média anual (°C). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.3. Gelo marinho antártico

O gelo marinho desempenha um importante papel no clima das regiões polares, em função de modificar os processos radiativos, momentum e troca de massa (e.g. Justino e Peltier, 2006). Deve-se destacar, também, que o gelo marinho Antártico modula a interação e o acoplamento entre o oceano e a atmosfera. Comiso e Gordon (1998) e Markus et al. (1998) afirmam que a variabilidade da cobertura do gelo marinho Antártico em diversas escalas de tempo tem um impacto significativo nos processos que envolvem a formação e modificação das massas d'água, particularmente no Mar de Weddell, sendo esta região extremamente importante para a CTG. Para fins de localização, a Figura 4.3 mostra o continente Antártico em perspectiva esferográfica polar com os respectivos mares que o circundam.



Fonte: Adaptada de Blank (2009).

Figura 4.3 – Distribuição espacial da Antártica em perspectiva esferográfica polar (latitude de 90°S – 50°S e 360° de longitude). Mar de Weddell (60°W – 0°), Oceano Índico (0° – 90°E), Oceano Pacífico Oeste (90°E – 150°E), Mar de Ross (150°E – 120°W) e Mares de Bellingshausen e Amundsen (120°W – 60°W).

O padrão de espessura do gelo marinho Antártico para as simulações CTR e forçadas com a intensificação da TCV é mostrado nas Figuras 4.4a,b,c. De acordo com a simulação CTR, é possível observar que a espessura média anual do gelo marinho Antártico atinge um máximo de 1,6 m na região onde se localiza o mares de Weddell, Amundsen e Ross (Figura 4.4a), com uma gradual redução à medida que afasta-se da região polar. Esse padrão de espessura de gelo marinho é semelhante às observações de Worby et al. (2008). A espessura do gelo marinho para as simulações forçadas (Figuras 4.4b,c) demonstra que no experimento EQU_0.5 o padrão é semelhante a CTR, enquanto que em 46_0.5 observa-se uma acentuada redução de espessura.

Através das Figuras 4.4d,e é possível observar as anomalias na espessura do gelo marinho Antártico para as diferentes simulações em relação a CTR. O aumento da tensão cisalhamento na região equatorial pouco influencia no gelo marinho (Figura 4.4d). Entretanto, é observado uma redução na espessura de 50 a 60 cm para região do Mar de Ross. Por outro lado, quando o vento é intensificado na região de 46°S (Figura 4.4e), nota-se uma redução na espessura do gelo marinho para toda a região da Antártica, sendo que as maiores anomalias ocorrem nos setores adjacente ao Mar de Ross e de Bellingshausen e Amundsen, com valores de 60 a 70 cm. Conseqüentemente, o derretimento do gelo marinho ocorre em função do aumento da TSM mostrado anteriormente. Deste modo, tem-se o mecanismo dinâmico conhecido como retroalimentação climática, em função do albedo do gelo marinho, favorecendo uma maior absorção de radiação solar e reforçando o aquecimento inicial (Justino et al., 2007). Ma et al. (2010) destacam a expansão do gelo marinho Antártico, em função de anomalias negativas de TSM, devido a um possível enfraquecimento da TCV no Oceano Austral.

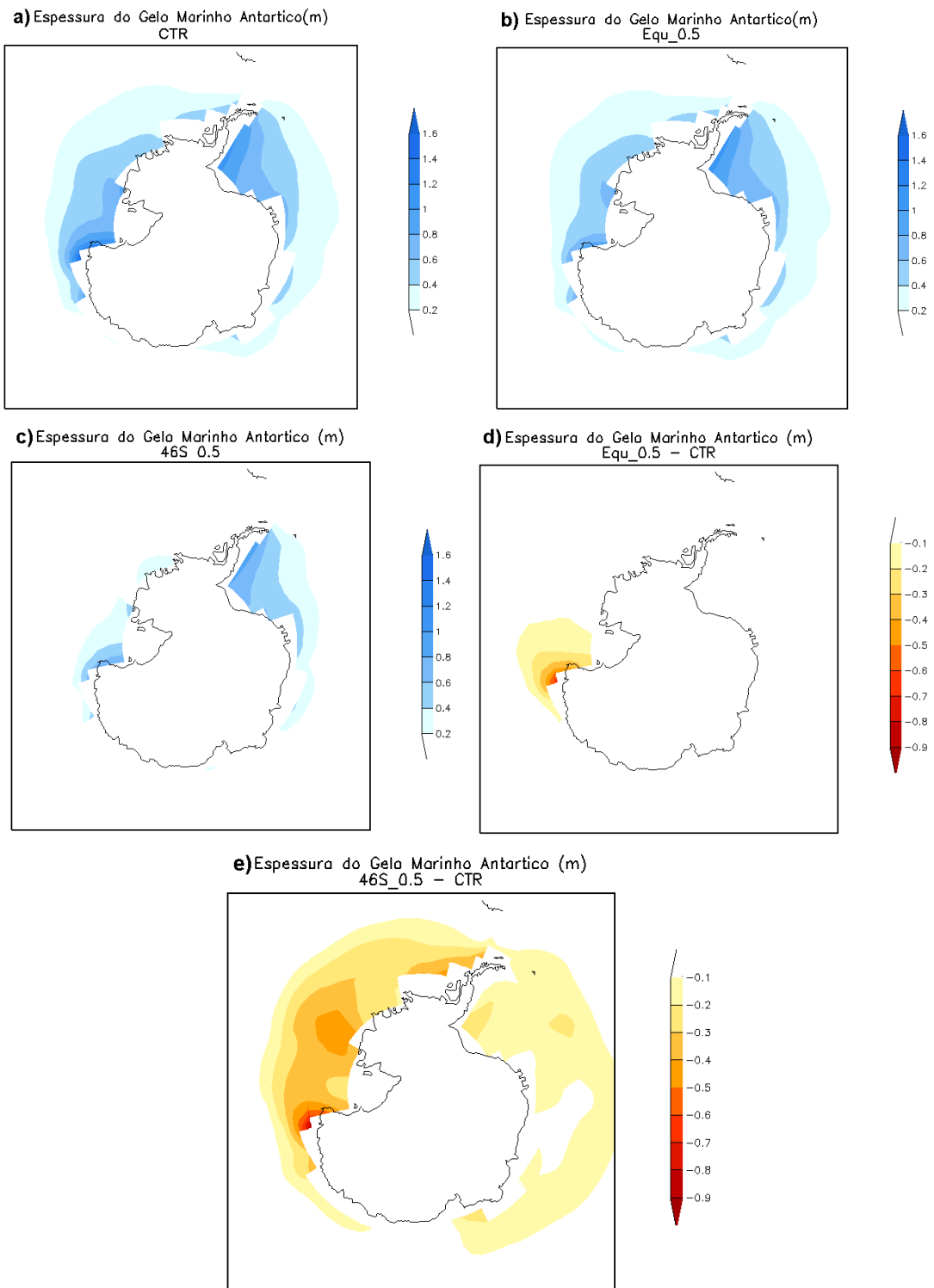


Figura 4.4 – Espessura média anual do gelo marinho Antártico (m). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.4. Salinidade da superfície do mar (SSM)

Em função da SSM exercer um papel importante no controle da densidade da água do mar e, portanto, influenciando na formação de massas d'água, torna-se necessário analisar as anomalias ocasionadas nesta variável, devido as mudanças na TCV sobre a região equatorial e em altas latitudes do Hemisfério Sul.

As Figuras 4.5a,b,c mostram, respectivamente, a distribuição espacial da SSM para as simulações CTR, EQU_0.5 e 46S_0.5, onde observa-se um padrão em que os máximos valores encontram-se próximos de 30° de latitude em ambos os hemisférios, devido à localização das altas subtropicais. Nessas regiões, a evaporação excede a precipitação, ocasionando os maiores valores de SSM de até 39 PSU. Por outro lado, os valores de salinidade diminuem em direção aos polos, ficando na faixa de 33 PSU. É importante destacar que a climatologia LEVITUS apresenta um padrão de SSM similar ao da simulação CTR do SPEEDO (não mostrado).

As diferenças de SSM entre a simulação CTR com os experimentos forçados com o aumento da TCV são mostradas nas Figuras 4.5d,e. Ao analisar as anomalias de SSM para a simulação EQU_0.5 (Figura 4.5d), nota-se um aumento de aproximadamente 2 PSU para a região oeste do Pacífico equatorial, a leste da Indonésia. De acordo com estudos iniciais de Machado e Justino (2012a), estas anomalias positivas podem ser explicadas devido ao maior transporte de sal na região equatorial, em função da intensificação da TCV em 50% no equador. Para as demais regiões, a simulação EQU_0.5 não mostra diferenças quando comparada com o experimento CTR. Através da Figura 4.5e é possível notar as anomalias de SSM devido à intensificação do da TCV em média e altas latitudes do Hemisfério Sul, com destaque para a região próxima a 60°S, com anomalias positivas distribuídas zonalmente de aproximadamente 0,5 PSU. Por outro lado, uma diminuição da SSM é observada no Atlântico Norte, possivelmente, associadas a alterações na APAN, visto que anomalias de TSM também são observadas na mesma região.

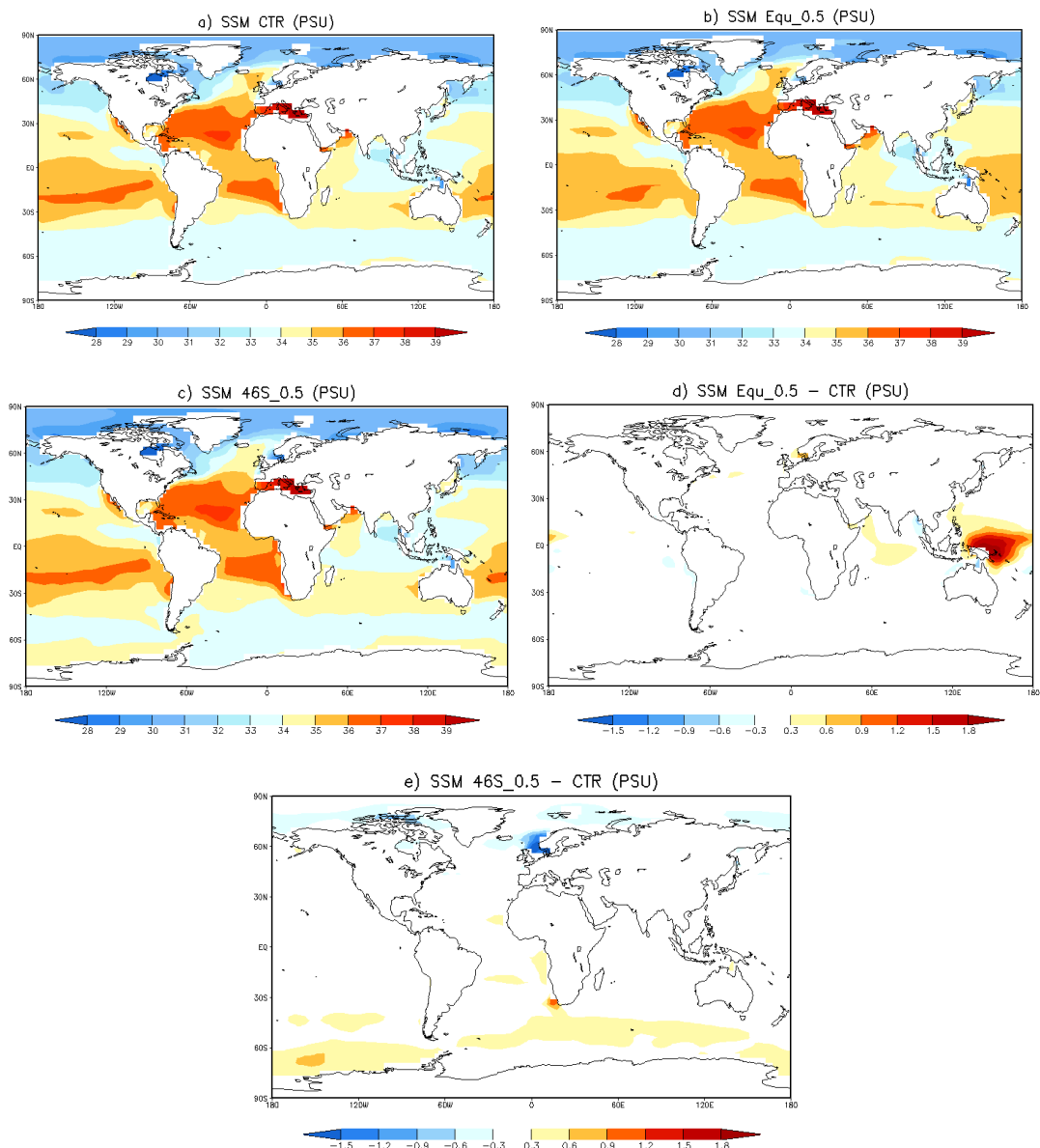


Figura 4.5 – SSM média anual (PSU). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.5. Massas d'água

De acordo com Tomczak (1999), massas d'água são entidades físicas que possuem um volume mensurável, ocupando uma parcela finita no oceano. Na sua região de formação, elas ocupam uma parcela exclusiva de uma determinada parte do oceano. Em outras regiões, elas dividem o oceano com outras massas d'água, com as quais se misturam. As massas d'água se misturam muito lentamente com as águas que as rodeiam e tendem a reter sua

temperatura e salinidade original, sendo possível identificá-las. A identificação é importante, pois é possível obter a origem da massa d'água bem como sobre o seu movimento em profundidade. Logo, o conhecimento da distribuição da temperatura e da salinidade é fundamental para a descrição das massas d'água e para entender seus movimentos relativos (de uma em relação à outra), especialmente no sentido vertical, o que depende especialmente de sua densidade.

As massas d'água identificadas neste estudo, foram definidas com base nos artigos de Curry et al. (2003) para o Oceano Atlântico e Wong et al. (2001) para o Oceano Pacífico. Para o Oceano Atlântico, serão analisadas as mudanças com relação à Água Intermediária Antártica (AIA), a Água de Fundo Antártica (AFA) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). No Oceano Pacífico serão caracterizadas as seguintes massas d'água: a AIA, a Água Intermediária Subártica (AISA) e a Água Circumpolar (ACP). A Figura 4.6, a seguir, mostra a distribuição da temperatura e salinidade com a profundidade da simulação CTR do SPEEDO e as localizações das massas d'água para os oceanos Atlântico e Pacífico. Já a Tabela 4.1 indica os índices termohalinos característicos de cada massa d'água, conforme Emery (2001).

De acordo com Tomczak e Stuart (2003) a AFA é formada principalmente no Mar de Ross e de Weddell, na região da Antártica, por convecção profunda e preenche as bacias oceânicas próximas dos 4000 metros de profundidade com fluxo em direção norte. A APAN é o resultado de um processo que envolve convecção profunda no Oceano Ártico, no Mar da Groenlândia e no Mar do Labrador, envolvendo profundidades que variam de 500 a 3000 m com movimento em direção ao sul. A maior parte da AIA é formada por convecção profunda ao sul do Chile e na Argentina e se espalha por todos os oceanos através da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). É importante destacar que a AIA tem um fluxo em direção ao norte e atinge profundidades entre 500 e 1000 metros.

No Oceano Pacífico e no Oceano Índico, a AFA se mistura com a APAN, e a mistura origina a ACP. De acordo com Saenko e Weaver (2001), a AFA e a AIA têm um papel importante no sistema climático, através da ventilação no oceano profundo, captação de CO₂ e redistribuição de calor.

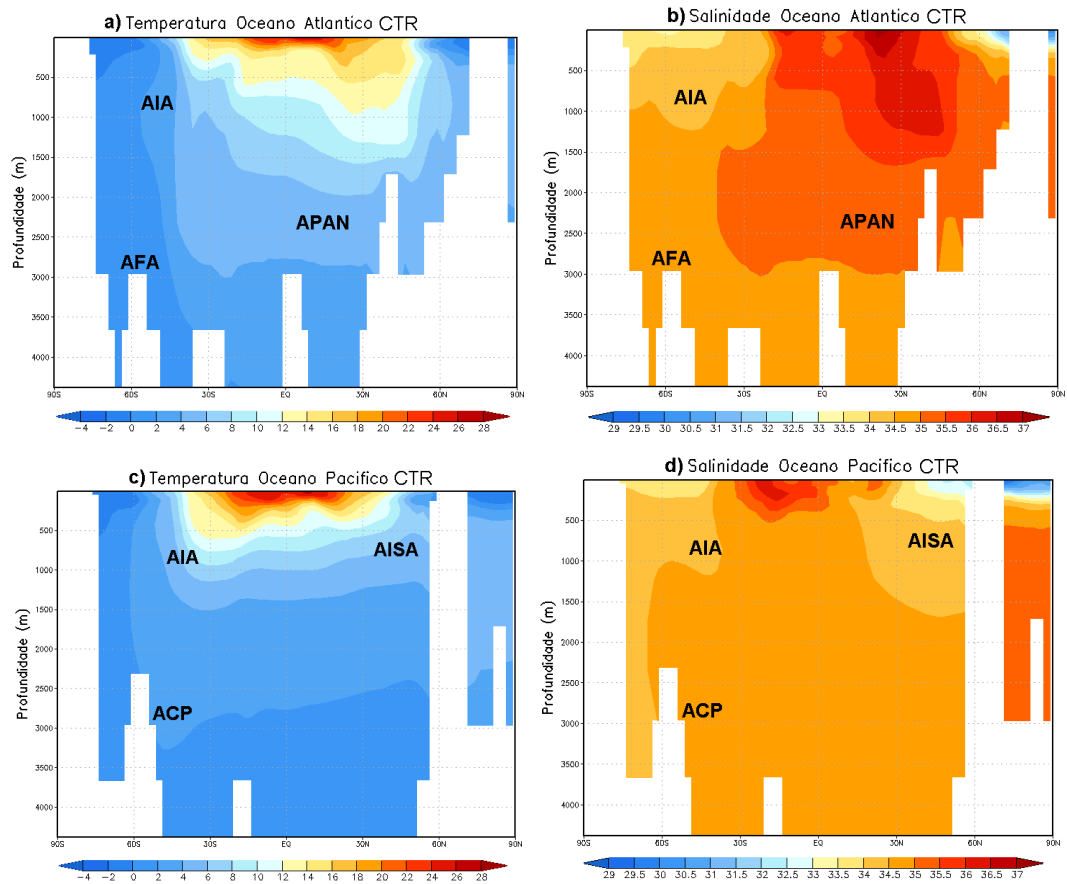


Figura 4.6 – Perfil vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (PSU) e a localização das massas d'água para os oceanos Atlântico e Pacífico a partir da simulação CTR do SPEEDO. a) e c) temperatura, respectivamente, para o Atlântico e o Pacífico e, b) e d) salinidade, respectivamente, para o Atlântico e o Pacífico.

Tabela 4.1 – Características de temperatura e salinidade das massas d'água dos oceanos Atlântico e Pacífico, de acordo com Emery (2001)

Profundidade (m)	Atlântico	Pacífico
Água Intermediária (500-1500m)	AIA (2 a 6°C, 33,8 a 34,8 PSU)	AIA (2 a 10°C, 33,8 a 34,5 PSU) AISA (5 a 12°C, 33,8 a 34,3 PSU)
Água Profunda (a partir de 1500m)	APAN (1,5 a 4°C, 34,8 a 35 PSU)	ACP (0,1 a 2°C, 34,62 a 34,73 PSU)
Água Profunda (em contato com o fundo)	AFA (-0,9 a 1,7°C, 34,64 a 34,72 PSU)	

Após a definição e localização das massas d'água abordadas neste estudo, a Figura 4.7 mostra o perfil médio vertical de temperatura e salinidade para o Oceano Atlântico, considerando as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. Ao comparar a distribuição da temperatura e salinidade com a profundidade para a TCV intensificada em 50% na região equatorial (Figuras 4.7a,b) com a simulação CTR, percebe-se um padrão bastante semelhante. Destaca-se que este padrão também é mantido, quando analisa-se o perfil de temperatura e salinidade para a simulação forçada com o aumento da TCV em 46°S (Figuras 4.7c,d). Ou seja, o padrão da distribuição vertical de temperatura e salinidade para as simulações forçadas, não indica mudanças significativas nos padrões de massas d'água do Oceano Atlântico.

Entretanto, ao calcular as anomalias para as duas simulações em relação a CTR, torna-se possível identificar as principais mudanças nas massas d'água do Oceano Atlântico (Figura 4.8), principalmente para 46S_0.5.

A simulação com a TCV intensificada na região equatorial (Figura 4.8a) mostra a presença de anomalias negativas de temperatura de até 1°C, entre a camada superficial até aproximadamente 1000m de profundidade no Atlântico. Além disso, essas anomalias ficam concentradas entre o equador e 30° de latitude para ambos os hemisférios e estão associadas ao aumento da divergência equatorial devido à intensificação da TCV. Por outro lado, anomalias positivas de temperatura são observadas próximas a superfície, entre 45°N e 60°N, com valores de aproximadamente 1°C. Ao analisar as

anomalias de salinidade entre o experimento EQU_0.5 e CTR (Figura 4.8b), nota-se que não existem anomalias significativas. Logo, as anomalias de temperatura e salinidade, devido à intensificação da TCV na região equatorial, ficam mais restritas a camada superficial do Oceano Atlântico, sem influenciar as massas d'água AIA, AFA e APAN.

Alterações nas massas d'água do Oceano Atlântico são observadas pelas anomalias de temperatura e salinidade entre as simulações 46S_0.5 e CTR (Figuras 4.8c,d). O aumento em 50% da TCV na região de 46°S favorece a ocorrência de anomalias positivas de aproximadamente 2°C, entre 500 e 1000m de profundidade, na região de formação da AIA. Além disso, essas anomalias se estendem até o Atlântico Norte, nas mesmas profundidades. Salienta-se que Gent e Danabasoglu (2011) também observaram anomalias positivas de temperatura na região da AIA em resposta a intensificação da TCV no na região de 46°S. Ao analisar águas mais profundas (abaixo de 1500m), observa-se uma diminuição da temperatura de até 1°C, principalmente na região da AFA (Figura 4.8c). Com relação à salinidade, anomalias positivas de até 0,4 PSU são observadas entre a superfície e 1000m de profundidade (Figura 4.8d), entre a região equatorial e 60°S, próximas a AIA. Saenko e England (2003) destacam que, variações na componente meridional do vento em latitudes médias do Hemisfério Sul, podem gerar anomalias de temperatura e salinidade na região da AIA. É importante destacar que Duffy et al. (2001) indicam que a redução do gelo marinho Antártico favorece a menor estratificação do oceano.

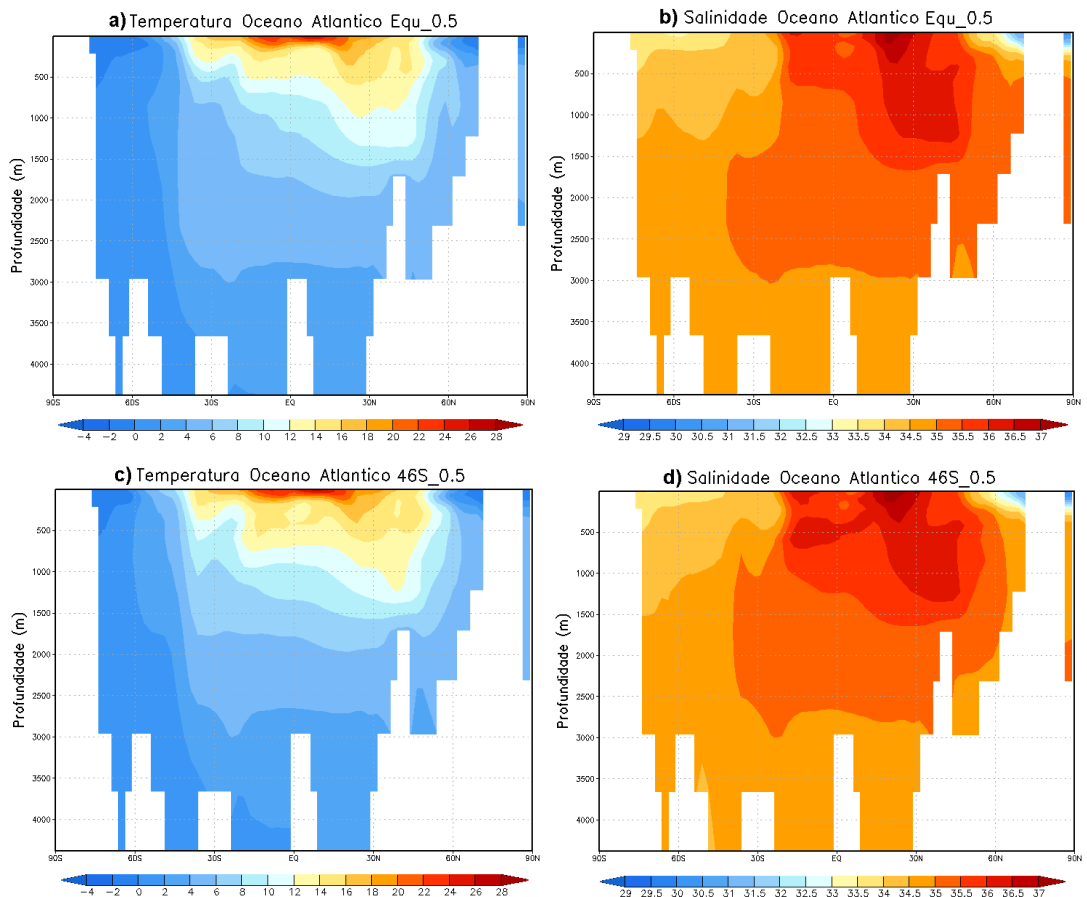


Figura 4.7 – Perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Atlântico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5 e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5.

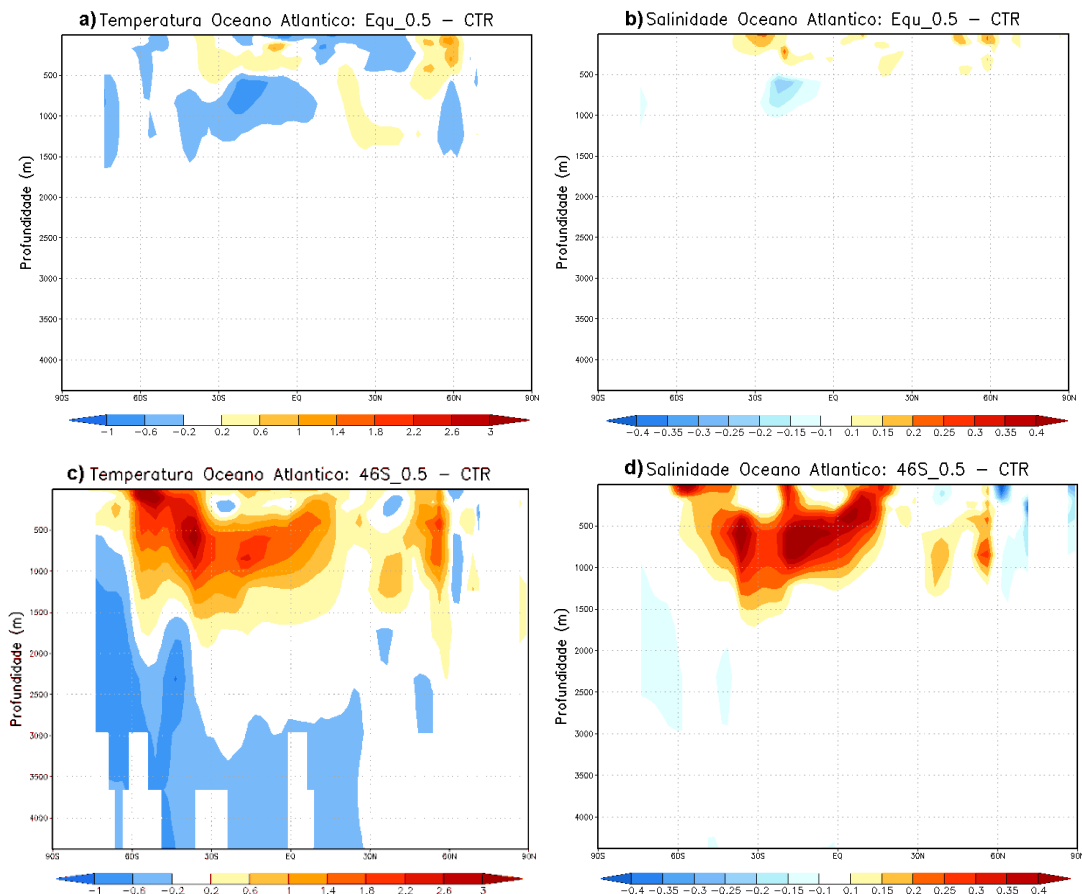


Figura 4.8 – Anomalia do perfil vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (PSU) para o Oceano Atlântico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR.

Após a análise das mudanças nas massas d'água do Oceano Atlântico, em função de alterações na TCV, o mesmo procedimento foi feito com relação ao Oceano Pacífico.

A partir da Figura 4.9, é possível comparar a distribuição da temperatura e salinidade com a profundidade para os experimentos EQU_0.5 e 46S_0.5 com a simulação CTR (Figuras 4.6c,d). Assim como ocorre para o Oceano Atlântico, o padrão de temperatura e salinidade é semelhante entre as simulações forçadas e a CTR, não mostrando alterações significativas nos padrões de massas d'água do Oceano Pacífico.

Quando analisam-se as anomalias de temperatura e salinidade entre a simulação forçada com o aumento em 50% da TCV na região equatorial (Figuras 4.10a,b), é possível observar a presença de anomalias positivas e negativas próximas a camada superficial do Pacífico e com valores bastante reduzidos. Como mostrado para Oceano Atlântico, a alteração da TCV no equador, pouco interfere nas características das massas d'água intermediária e profunda do Oceano Pacífico, sendo as anomalias mais restritas à camada superficial dos oceanos.

Por outro lado, alterações de temperatura e salinidade são observadas no Oceano Pacífico, quando consideram-se as anomalias entre a TCV mais intensificada em latitudes médias do Hemisfério Sul e a simulação CTR (Figuras 4.10c,d). Nota-se a existência de anomalias positivas de temperatura (Figura 4.10c) entre a superfície e 1000m de profundidade, com valores de até 1°C. Além disso, na região de formação da AIA esses valores são maiores, com anomalias de aproximadamente 1,5°C. A partir de 1000 m, o Oceano Pacífico tende a ser mais frio para o experimento 46S_0.5, com anomalias de 1°C na região da ACP. Destaca-se que esse padrão de anomalias é semelhante ao observado para o Oceano Atlântico, neste cenário climático. Com relação às anomalias de salinidade entre a simulação 46S_0.5 e a CTR (Figura 4.10d), nota-se um aumento de aproximadamente 0,5 PSU. Para as demais regiões do Pacífico, não são observadas anomalias no perfil de salinidade.

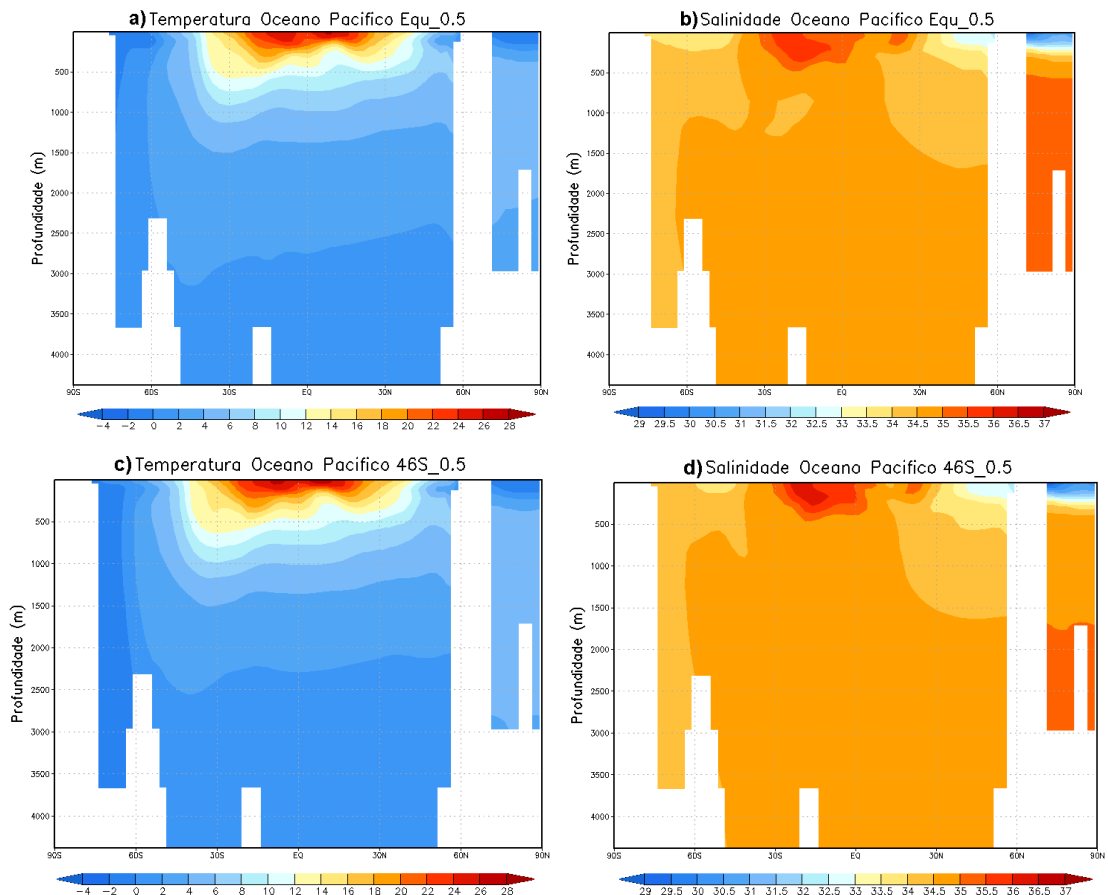


Figura 4.9 – Perfil vertical de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (PSU) para o Oceano Pacífico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5 e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 e 46S_0.5.

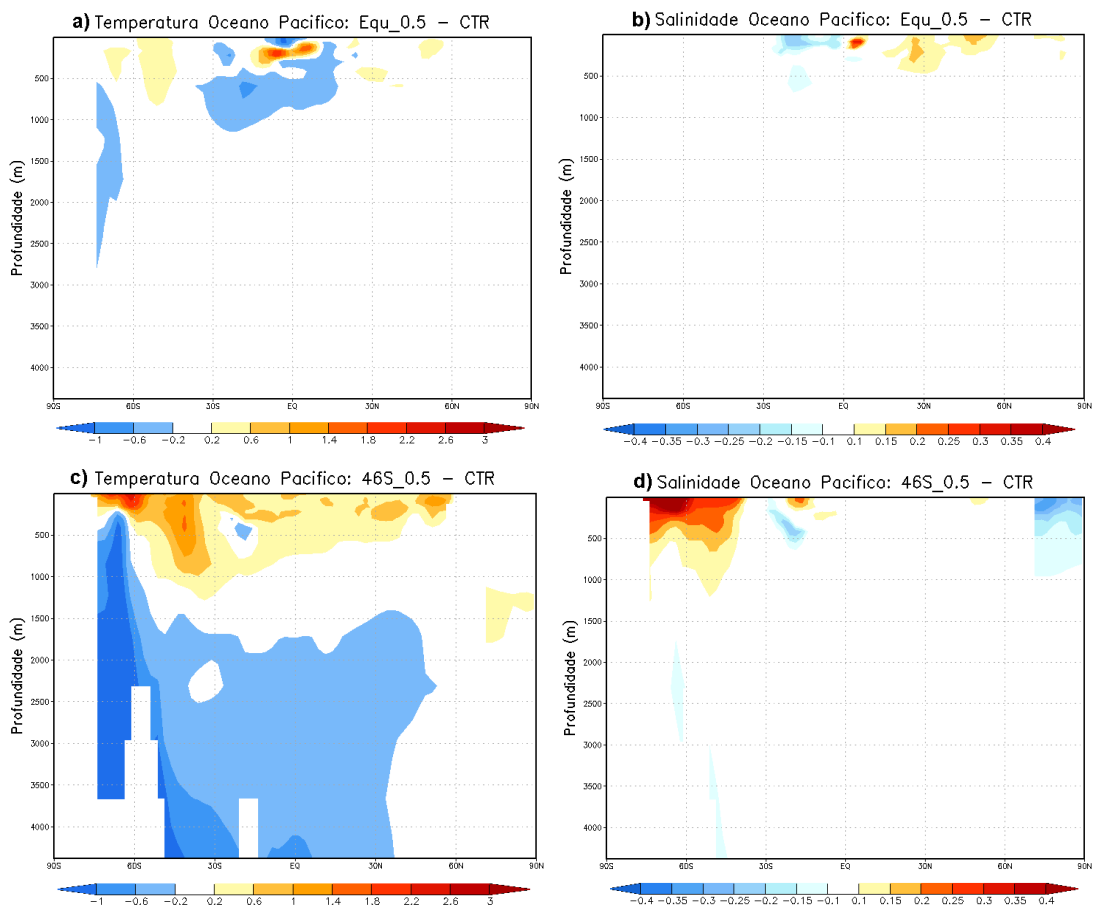


Figura 4.10 – Anomalia do perfil vertical de temperatura (°C) e salinidade (PSU) para o Oceano Pacífico a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. a) e c) temperatura, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR e, b) e d) salinidade, respectivamente, para EQU_0.5 - CTR e 46S_0.5 - CTR.

Após a análise do perfil vertical de temperatura e salinidade para os oceanos Atlântico e Pacífico, torna-se importante analisar as mudanças das massas d'água através do diagrama T-S. É importante destacar o diagrama T-S possibilita uma melhor compreensão dos processos de formação, propagação e mistura das diferentes massas d'água, mostrando a variação da combinação na coluna d'água. Neste estudo, o diagrama T-S é elaborado para comparar a climatologia LEVITUS, a simulação CTR e a simulação 46S_0.5, visto que esta última apresentou as maiores anomalias de temperatura e salinidade.

Ao analisar o diagrama T-S nos oceanos Atlântico e Pacífico, entre a simulação CTR e a climatologia LEVITUS (Figura 4.11), nota-se que o SPEEDO reproduz razoavelmente as características de temperatura e salinidade com a profundidade para as regiões selecionadas, sendo possível identificar as massas d'água abordadas neste estudo. Salienta-se que Ferrero e Wainer (2008) realizaram um estudo comparativo de massas d'água através das observações de LEVITUS, reanálises e modelagem e, também, encontraram as maiores diferenças na curva T-S para os primeiros 1000m de profundidade. Além disso, é importante destacar que a climatologia LEVITUS utiliza, muitas vezes, interpolações polinomiais de modo a completar uma grade regular (Ferrero e Wainer, 2008), devido à ausência de dados, o que pode contribuir para aumentar as diferenças em relação a simulação CTR do SPEEDO.

A Figura 4.11a mostra a curva T-S para o Oceano Atlântico na latitude de 45°S e longitude 30°W. Nota-se que ao intensificar a TCV em 50% na região de 46°S, a AIA é identificada com um perfil diferente quando comparada com a simulação CTR, devido às anomalias positivas de temperatura mostradas anteriormente, indicando uma diminuição da densidade desta massa de água. Além disso, também é possível identificar no Atlântico Sul, águas com origem da APAN e ligeiramente mais quentes e menos densas em relação a simulação CTR. Por outro lado, quando analisa-se o diagrama T-S para o Atlântico Norte (Figura 4.11b), é possível observar que a APAN apresenta um perfil semelhante entre as simulações CTR e 46S_0.5 na latitude e longitude selecionada (45°N e 30°W).

Quando é feita a comparação da curva T-S entre as simulações e CTR e 46S_0.5 para o Pacífico Sul (Figura 4.11c), também nota-se mudanças na região da AIA que passa a ser identificada em camadas menos profundas para a condição de TCV intensificada no Oceano Austral, assim como foi observado no Atlântico Sul, para este cenário climático. Entretanto, o diagrama T-S para o Pacífico Norte (Figura 4.11d) indica que a AISA é observada em camadas ligeiramente mais profundas quando comparada com a simulação CTR, devido a um possível aumento da densidade.

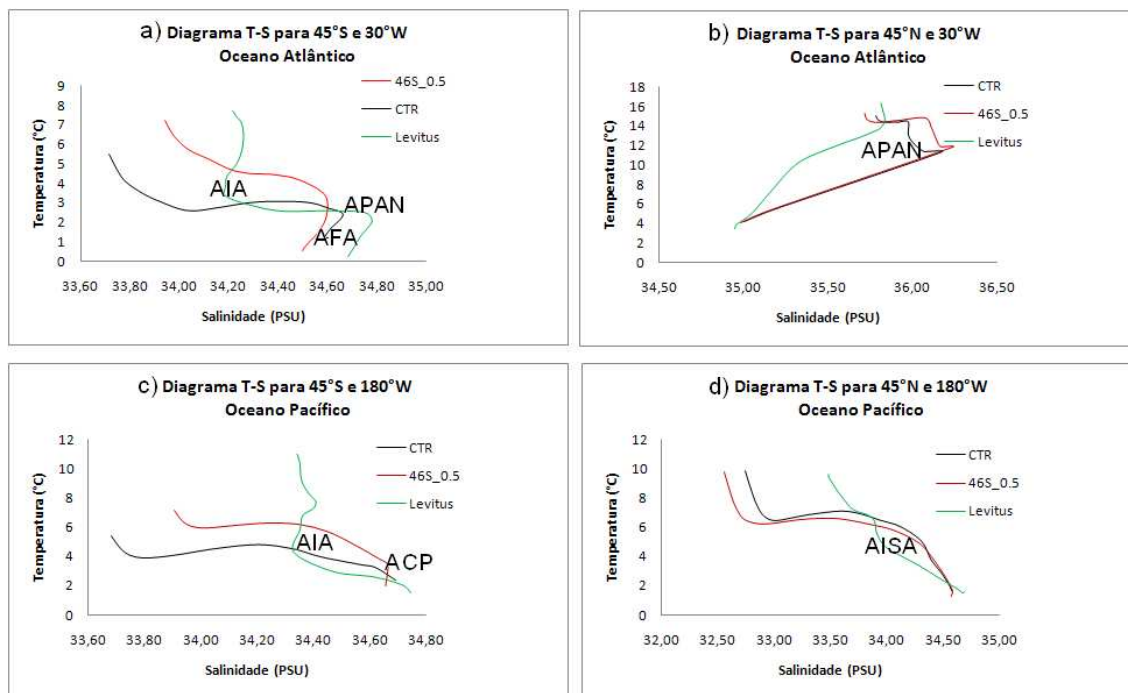


Figura 4.11 – Diagrama T-S dos oceanos Atlântico e Pacífico para as simulações CTR e 46S_0.5 e a climatologia LEVITUS. a) Oceano Atlântico em 45°S e 30°W, b) Oceano Atlântico em 45°N e 30°W, c) Oceano Pacífico em 45°S e 180°W e d) Oceano Pacífico em 45°N e 180°W.

Diante do exposto, as principais alterações nas massas d'água dos oceanos Atlântico e Pacífico, para a TCV intensificada em 50% no Oceano Austral, ocorrem em função de anomalias positivas de temperatura na região da AIA nos oceanos Pacífico e Atlântico, sendo esta massa d'água identificada em menores profundidades em relação a simulação CTR. Por outro lado, o perfil de temperatura e salinidade e o diagrama T-S não mostram alterações na APAN. Logo esta massa d'água será melhor discutida a partir de alterações na CTG. Já as anomalias de temperatura e salinidade nos oceanos Atlântico e Pacífico, para o experimento EQU_0.5, são localizadas na região equatorial e próximas a camada superficial, não interferindo nas características das massas d'água analisadas neste estudo.

4.6. Circulação termohalina global

Propriedades físicas como temperatura e salinidade são os principais responsáveis pelo controle da densidade da água do mar. Os processos de derretimento e congelamento da água do mar são, também, responsáveis por diminuir ou aumentar a salinidade dos oceanos e, conseqüentemente, alteram a densidade. A consequência deste processo é o surgimento da CTG, também denominada de Esteira Transportadora (do inglês *Conveyor Belt*), que consiste no transporte de massas oceânicas associado a diferenças na densidade da água do mar em função de variações de temperatura e salinidade (Manabe e Stouffer, 1999).

Diante da importância da CTG, serão analisadas as possíveis mudanças dessa circulação, devido às alterações nas massas d'água mostradas anteriormente. As análises baseiam-se nas mudanças de temperatura e salinidade no Oceano Atlântico para as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. Destaca-se que somente resultados para o Oceano Atlântico serão mostrados, em função desse oceano ser considerado como a região de origem da CTG.

A Figura 4.12 mostra o fluxo médio da CTG em termos da função de corrente do Oceano Atlântico para os últimos 20 anos da simulação CTR e forçada com o aumento da tensão de cisalhamento do vento em 50% na região equatorial e na região extratropical do Hemisfério Sul. É possível observar para a simulação CTR (Figura 4.12a) que existe um transporte de água de norte para sul com valores entre 10 Sv de 12 Sv, em que esse máximo valor é encontrado na região de formação da APAN. Isto é observado entre as latitudes de 35°N e 50°N e uma profundidade variando de 750 a 1750 metros. Já os valores negativos estão relacionados com a formação da AFA e com deslocamento em direção norte.

É importante destacar que os valores máximos do transporte associado com a função de corrente do Oceano Atlântico são subestimados pelo SPEEDO, quando comparados com resultados encontrados por Talley et al. (2003) baseados em observações, e de Gent (2001), com dados do modelo NCAR, com máximos de 20 Sv. Cunningham et al. (2007) encontraram, a partir de observações, valores de 18,7 SV para a APAN. O SPEEDO também

subestima os valores da APAN quando comparado com os resultados obtidos por Stouffer et al. (2006) que foi de 16 Sv. Valores semelhantes aos de Stouffer et al. (2006) também foram encontrados por Arzel e England (2012), através do modelo de complexidade intermediária UVic.

As Figuras 4.12b,c mostram, respectivamente, a distribuição da CTG no Oceano Atlântico para as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. Nota-se que o padrão da circulação é mantido para a simulação EQU_0.5, quando comparado com a simulação CTR, onde os valores máximos do transporte também ficam entre 10 Sv e 12 Sv próximos a APAN. Entretanto, quando analisa-se a CTG para a simulação 46S_0.5, é possível observar o fluxo da CTG mais fraco entre 500 e 2000m de profundidade, associado ao enfraquecimento da APAN. Além disso, a circulação profunda, na região da AFA, tende a ficar com transporte de volume mais intenso.

Através das anomalias na CTG entre os experimentos EQU_0.5 e CTR (Figura 4.12d), nota-se que a intensificação dos ventos na região equatorial gera uma leve intensificação, de no máximo 1 Sv, na APAN (entre 40 e 60°N) e na AIA em aproximadamente 20°S. Entretanto, não observam-se mudanças com relação à AFA. Deste modo, existe uma leve tendência de intensificação no ramo superior da célula meridional do Atlântico, reforçando a CTG. Destaca-se que a intensificação dos ventos alísios também intensifica os giros subtropicais do Atlântico e, conseqüentemente, aumenta o transporte de águas mais quentes e salinas para latitudes extratropicais (Timmermann e Goosse, 2004).

Quando o vento é intensificado na região de 46°S, observa-se um enfraquecimento da APAN de aproximadamente 3 a 3,5 Sv (Figura 4.12e), enquanto que ocorre um reforço na AFA. Essa desintensificação da APAN pode explicar o aumento da TSM e redução do gelo marinho para o Hemisfério Sul nesse cenário climático, mostrado anteriormente. Como discutido anteriormente, Menviel et al. (2008) mostram um reforço no transporte da AFA, devido a uma intensificação de 15% do vento próximo à superfície, entre 40°S e 60°S, além de um aumento da TSM na mesma região. Além disso, fica evidente que a desintensificação da APAN leva a um enfraquecimento da CTG, o que contribui para anomalias positivas de TSM e de T2m em altas latitudes do Hemisfério Sul e um resfriamento do Atlântico Norte (Machado, 2009;

Machado et al., 2011). Entretanto, resultados diferentes foram encontrados por Delworth e Zeng (2008) que relatam uma intensificação da CTG para camadas mais profundas, quando considera-se a TCV mais forte e deslocada mais para sul no Oceano Austral. Hirabara et al. (2006) também destacam que uma intensificação da TCV no Oceano Austral favorece a intensificação da APAN, em função da propagação de ondas baroclínicas para o Atlântico Norte.

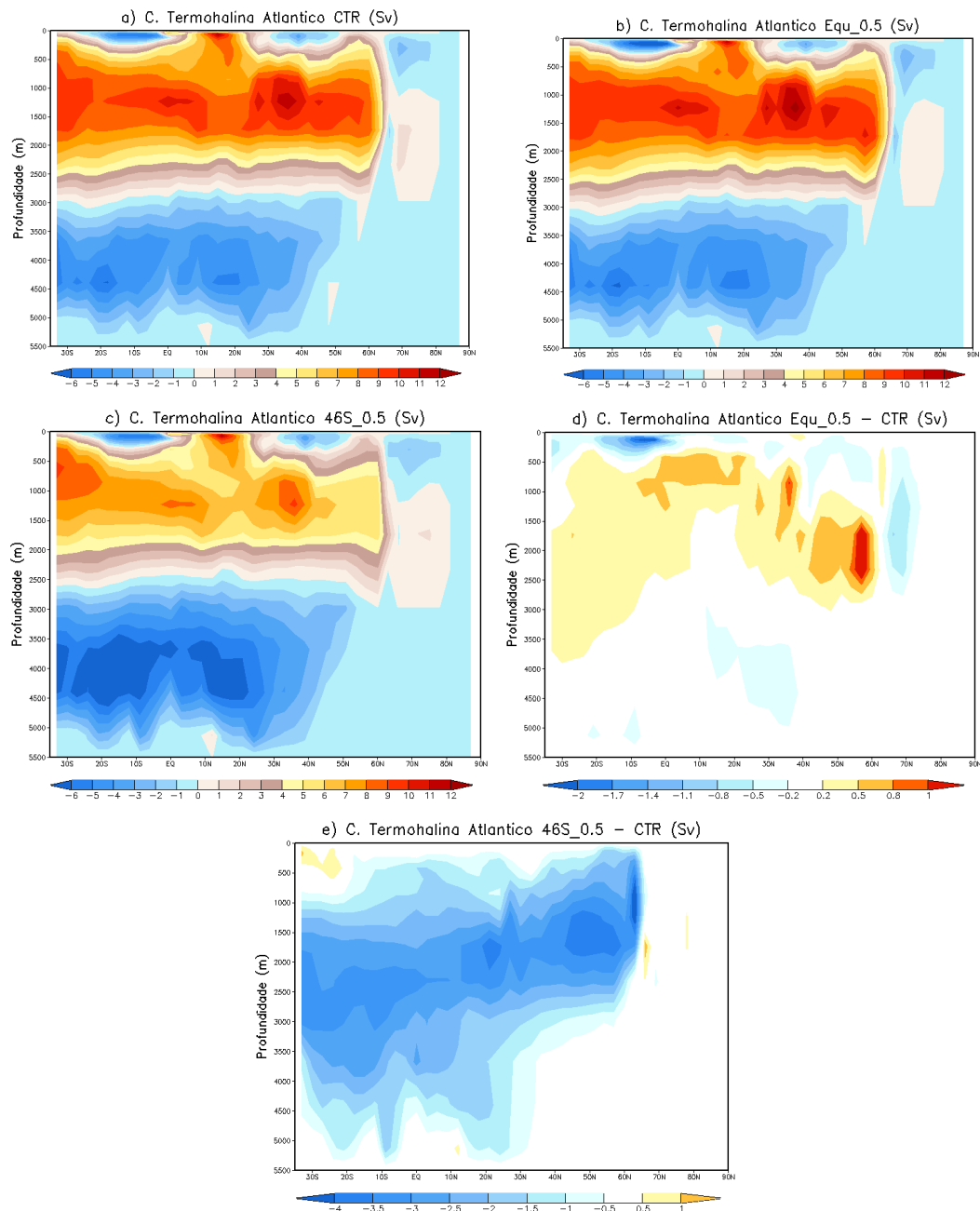


Figura 4.12 - Circulação termohalina global média anual em função de corrente do Oceano Atlântico (Sv). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5, c) simulação 46S_0.5, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.7. Fluxos térmico e halino

Anomalias de densidade de fluxo termohalino na superfície serão analisadas, com o objetivo de identificar as contribuições da temperatura e salinidade nas mudanças da CTG mostradas anteriormente.

Como proposto por Schmitt et al. (1989) e Speer e Tziperman (1992), as anomalias de densidade de fluxo termohalino na superfície (combinação de anomalias de densidades térmica e halina) podem estar relacionadas à mudanças na circulação termohalina.

A densidade de fluxo termohalino é definida de acordo com Schmitt et al. (1989), como sendo a seguinte:

$$F\rho = \alpha Ft + \beta Fs = -\alpha \frac{Q}{C_p} + \beta \rho \frac{(E - P)S}{1 - S} \quad (4.1)$$

onde o coeficiente de expansão térmica é definida como:

$$\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \Big|_{p, S} \quad (4.2)$$

e o coeficiente de contração halino por:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \Big|_{p, T} \quad (4.3)$$

Nestas expressões, C_p , $\rho(S, T)$, p , T e S são calor específico, densidade, pressão, temperatura e salinidade da superfície do mar, respectivamente. Q , E , P , representam o saldo de fluxo de calor, evaporação e precipitação, respectivamente. Após a definição da densidade de fluxo na superfície, pode-se analisar separadamente a contribuição de cada termo.

Através da Figura 4.13 é possível analisar as contribuições do termo da temperatura, em relação aos valores de densidade de fluxo da superfície do mar e as anomalias observadas entre a simulação CTR e as forçadas com o aumento da TCV para o Atlântico Norte.

De acordo com a Figura 4.13a, nota-se para a costa oeste do Atlântico Norte que a temperatura contribui para o aumento da densidade (valores positivos), onde há o encontro das massas de ar continental frio e seco sobre águas relativamente mais quentes da corrente do Golfo. Nas proximidades dos mares nórdicos, o ganho de densidade ocorre devido ao forte resfriamento das águas superficiais. Por outro lado, as águas menos densas são encontradas na região equatorial, em função do maior ganho de calor no equador e o excesso de precipitação associada à ZCIT (Justino, 2004).

Quando analisam-se as anomalias entre a simulação forçada com o aumento da TCV na região equatorial e a simulação CTR (Figura 4.13b), é possível observar no Atlântico Norte, anomalias positivas e negativas próximas aos mares nórdicos. Entretanto, essas alterações de densidade em função da temperatura não influenciam de forma significativa a APAN, como mostrado anteriormente para a simulação EQU_0.5.

A Figura 4.13c mostra as diferenças do fluxo térmico entre as simulações 46S_0.5 e CTR. Percebe-se um padrão semelhante ao experimento EQU_0.5, com anomalias positivas e negativas no Atlântico Norte, na mesma região onde foram encontradas na Figura 4.13b. Isto pode ser explicado pelas anomalias de TSM no Atlântico Norte (Figura 4.2d).

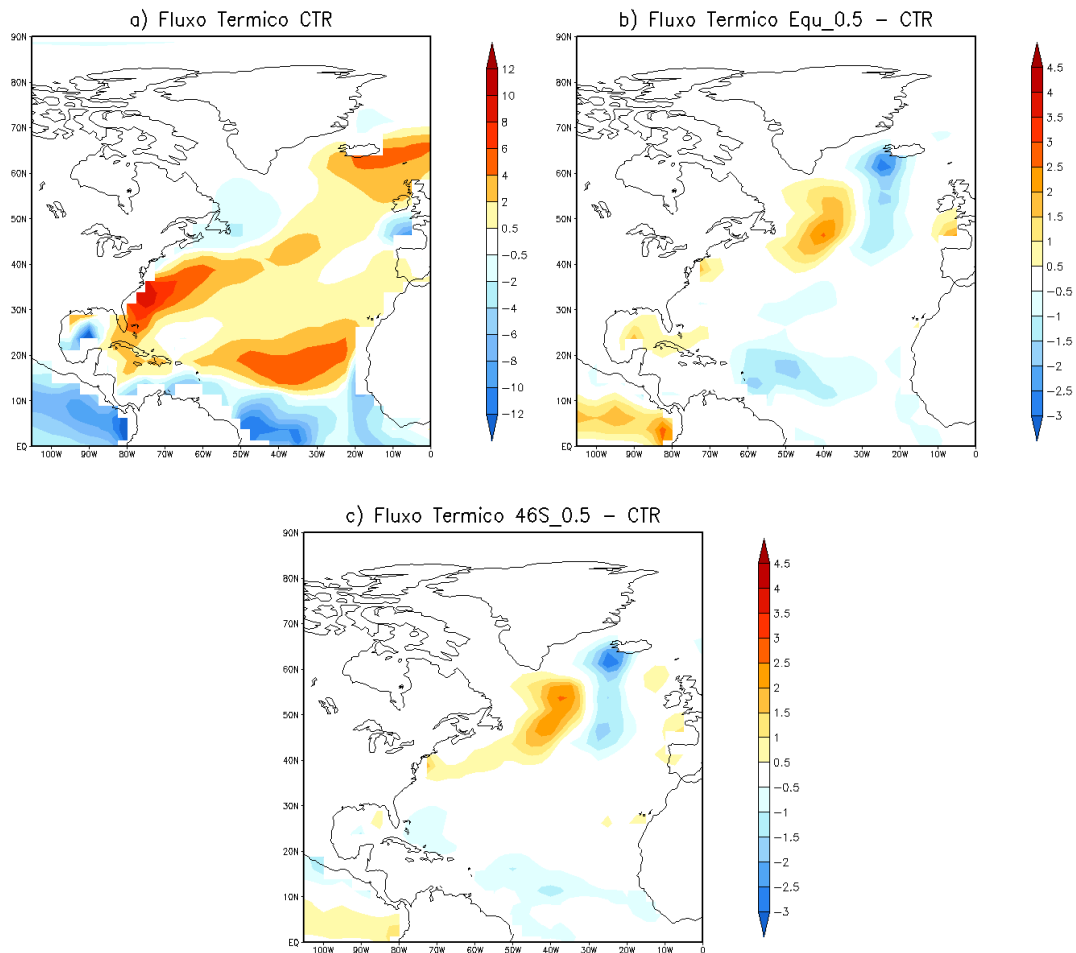


Figura 4.13 – Fluxo térmico ($10^{-6} \text{ kg}^{-2} \text{ s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.

De acordo com a Figura 4.14a, que mostra o fluxo halino para a simulação CTR, nota-se que este termo atua da mesma forma que o fluxo térmico, porém, com valores menores. Os valores negativos na região equatorial agem de forma a reduzir a densidade da água do mar. Como discutido anteriormente, o equador apresenta um excesso de precipitação, o que contribui para uma quantidade maior de água doce nessa região e, como consequência, a água superficial fica menos salina e com menor densidade.

Através da Figura 4.14b, é possível determinar as diferenças para o termo dependente da salinidade entre a simulação EQU_0.5 e a CTR, onde destaca-se que a contribuição individual do fluxo halino não mostra anomalias

no Atlântico Norte. Salienta-se que também não são observadas anomalias no fluxo halino para a condição de TCV intensificada em 46°S (Figura 4.14c).

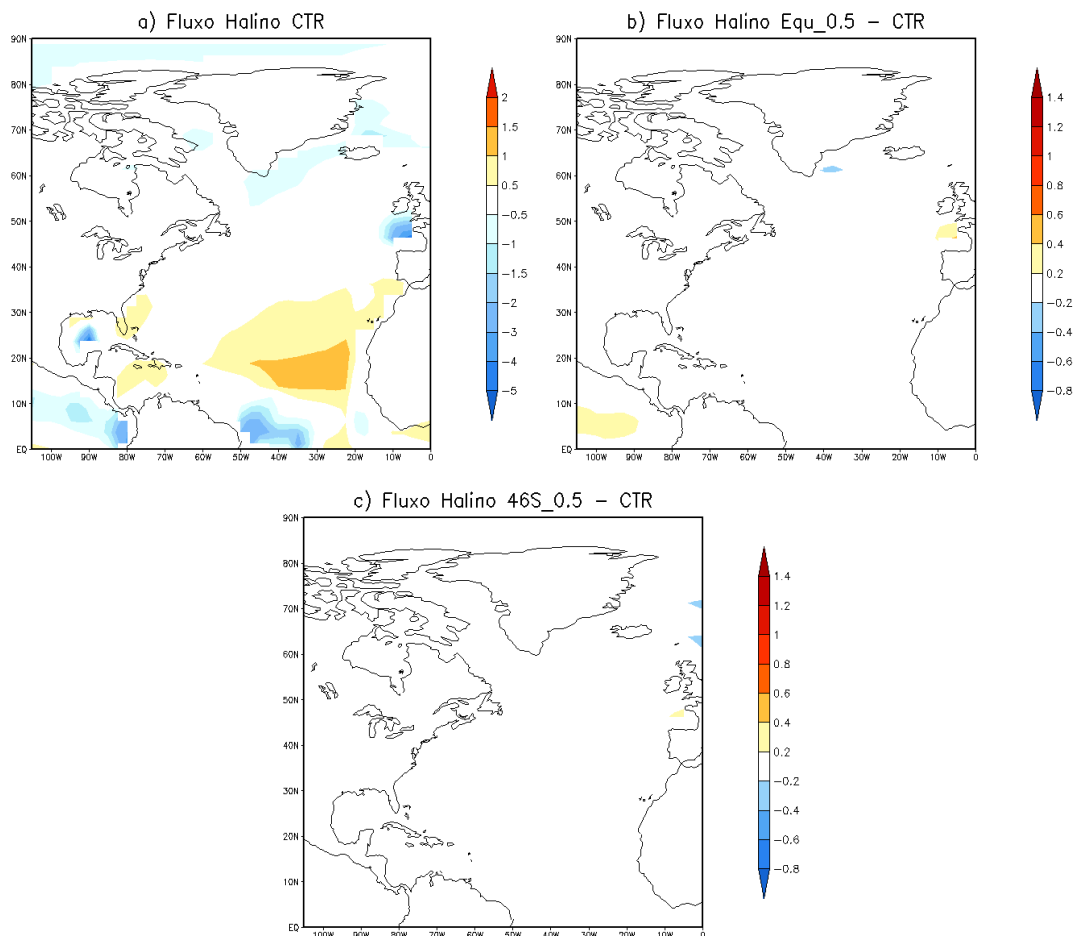


Figura 4.14 – Fluxo halino ($10^{-6} \text{kg}^{-2} \text{s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.

Através da Figura 4.15, tem-se o somatório das contribuições dos fluxos térmico e halino para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV. Nota-se, para a simulação CTR (Figura 4.15a), o reforço nos valores negativos e positivos, devido ao incremento do termo halino.

As anomalias nos fluxos termohalinos entre as simulações EQU_0.5 e CTR (Figura 4.15b) são bastante reduzidas no Atlântico Norte, em função da APAN praticamente não sofrer alterações neste cenário climático. Entretanto, nota-se que para a simulação com a TCV intensificada em 50% em 46°S, os

fluxos termohalinos somados atuam de forma a reduzir a densidade no Atlântico Norte (Figura 4.15c), na região dos mares nórdicos (valores negativos de anomalias), o que pode estar relacionado com o enfraquecimento da APAN mostrado anteriormente neste cenário climático (Figura 4.12e).

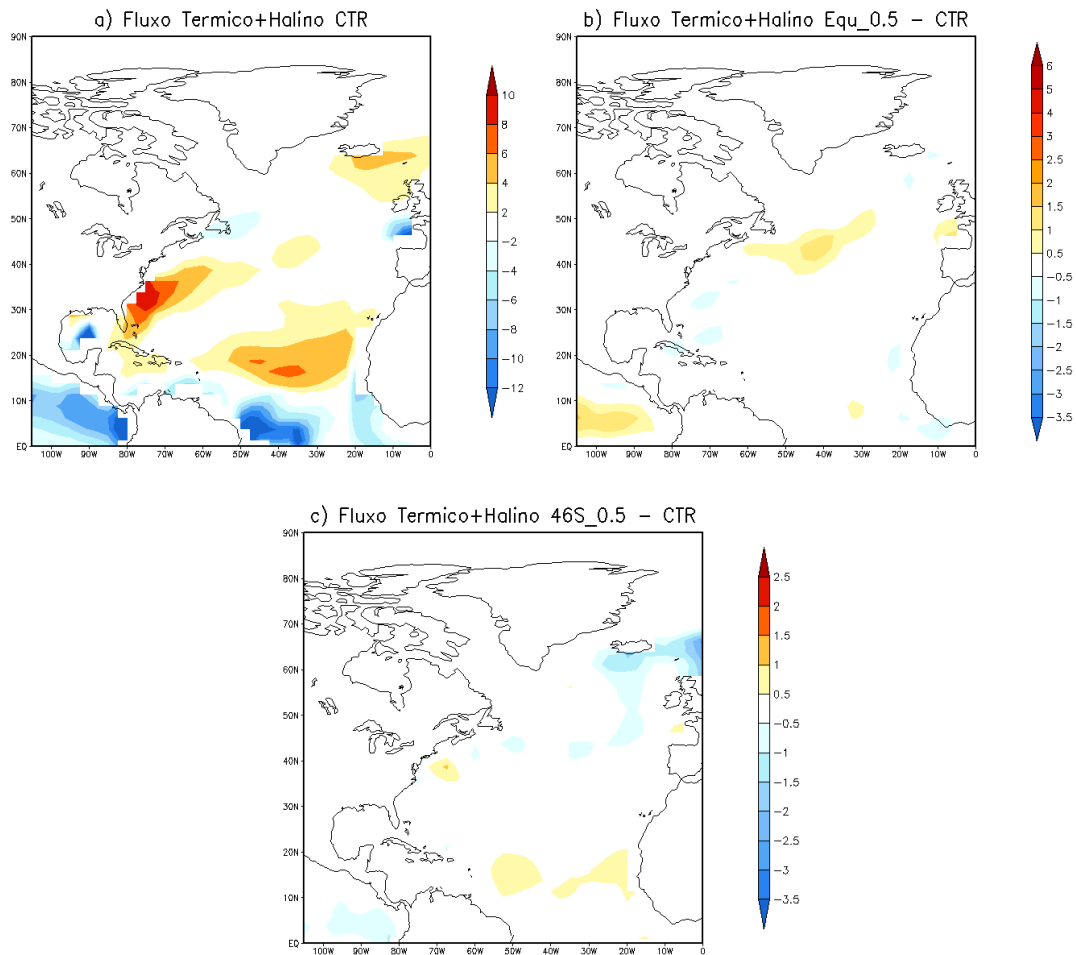


Figura 4.15 – Somatório dos fluxos térmico e halino ($10^{-6} \text{kg}^{-2} \text{s}^{-1}$). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.

Devido às mudanças na densidade da água do mar mostradas pelos fluxos térmico e halino, a Figura 4.16 mostra o perfil da circulação oceânica de superfície para a simulação CTR e as anomalias com as simulações forçadas na região da Corrente do Golfo, no Atlântico Norte. De acordo com a Figura 4.16a, onde mostra a circulação oceânica de superfície para a simulação CTR, as águas quentes e salinas da Corrente do Golfo, fluem em direção norte fornecendo calor para a atmosfera. Essas águas, ao alcançarem a região dos mares do Labrador e da Groenlândia, Islândia e Noruega (GIN), perdem calor e, assim, submergem para regiões oceânicas de subsuperfície, onde formam a APAN. De acordo com Jia (2003), a Corrente do Golfo (ramo superior da CTG) transporta uma quantidade de calor muito maior em relação ao ramo inferior. Além disso, o transporte de calor líquido do Oceano Atlântico Norte atinge um máximo de 1PW (1 PW = 10^{15} Watts) em torno de 30°N (Jia, 2003).

O aumento da TCV na região equatorial, praticamente não indica mudanças na circulação oceânica de superfície no Atlântico Norte (Figura 4.16b). Nota-se apenas uma pequena intensificação da magnitude da Corrente do Golfo, com anomalias de aproximadamente 1 cm/s. Entretanto, essa leve intensificação pode contribuir para o aumento da densidade no Atlântico Norte e reforçar a APAN, como mostrado anteriormente.

Através das anomalias da magnitude da corrente oceânica entre os experimentos 46S_0.5 e CTR (Figura 4.16c), nota-se a ocorrência de anomalias negativas no Atlântico Norte, o que mostra o enfraquecimento da Corrente do Golfo nesta situação. Esta condição contribui para o menor transporte de sal e calor e, como consequência, enfraquece a APAN. Isto explica as anomalias negativas de TSM e SSM mostradas no Atlântico Norte.

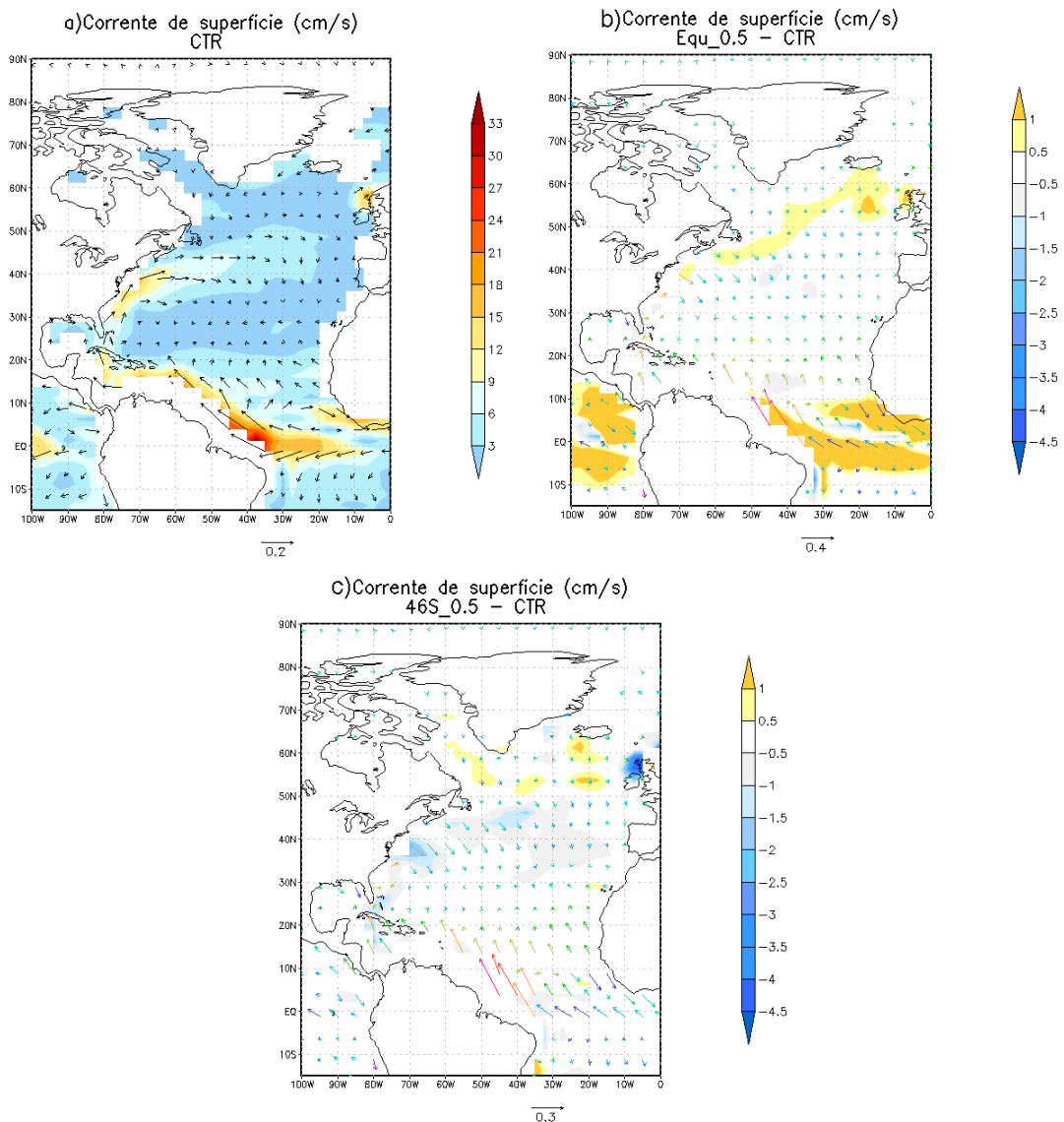


Figura 4.16 – Magnitude e direção da corrente de superfície para o Atlântico Norte (cm/s). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.

4.8. Transporte de sal

Após a análise das mudanças na CTG e nos fluxos térmico e halino, torna-se importante determinar as anomalias ocasionadas no transporte de sal dos oceanos Atlântico e Pacífico, devido às alterações na TCV. As Figuras 4.17a,b mostram a média zonal do transporte de sal para os oceanos Atlântico e Pacífico para as simulações CTR, EQU_0.5 e 46S_0.5.

O transporte de sal no Oceano Atlântico mostra que as simulações forçadas com o aumento da TCV para a simulação EQU_0.5 não diferem

substancialmente em relação a CTR. Os valores máximos ocorrem na região de 40°N, devido à atuação da Corrente do Golfo que contribui para o transporte de águas mais salinas em direção ao Atlântico Norte. Isto é coerente com os baixos valores de anomalias observados para o perfil vertical de salinidade (Figura 4.8b) e no fluxo halino (Figura 4.14c), mostrados anteriormente.

Por outro lado, o transporte de sal é intensificado no Oceano Atlântico, quando considera-se a TCV mais forte em latitudes médias do Hemisfério Sul. A Figura 4.17a mostra essa intensificação de 4 psuSv em 40°S. O oposto ocorre no Atlântico Norte, onde o transporte de sal sofre uma redução entre 40°N e 60°N. Logo, essa condição contribui para o aumento da salinidade no Atlântico Sul e uma redução no transporte de águas mais salinas para o Atlântico Norte, enfraquecendo a APAN.

A Figura 4.17b mostra a média zonal do transporte de sal no Oceano Pacífico para os três experimentos realizados. Assim como observado para o Oceano Atlântico, o transporte de sal no Oceano Pacífico também apresenta um perfil semelhante entre a simulação CTR e as forçadas com o aumento da TCV com máximos valores na região equatorial. Ao analisar o transporte de sal no Oceano Pacífico para a simulação EQU_0.5, observa-se que o aumento da TCV na região equatorial gera uma intensificação de 10 psuSv em relação a simulação CTR, em função da intensificação dos giros subtropicais.

A intensificação da TCV no Oceano Austral indica que as mudanças no transporte de sal no Oceano Pacífico são mais intensas no Hemisfério Sul, onde nota-se um reforço neste transporte de aproximadamente 5 psuSv entre 30°S e 40°S. Deste modo, a intensificação do transporte de sal está de acordo com o aumento da salinidade mostrado na Figura 4.5e para altas latitudes do Hemisfério Sul.

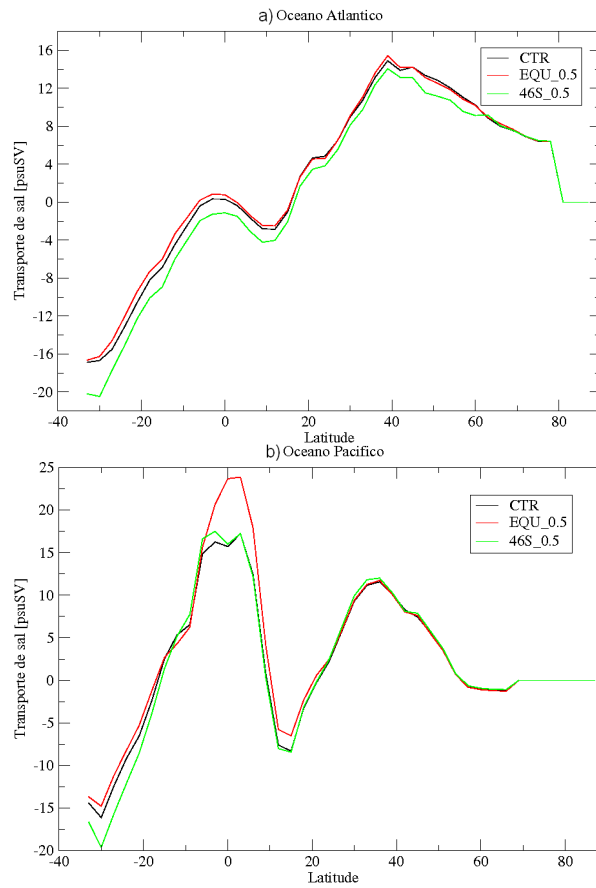


Figura 4.17 – Média zonal do transporte de sal (psuSv). a) transporte de sal no Oceano Atlântico e b) transporte de sal no Oceano Pacífico. Linha preta: simulação CTR, linha vermelha: simulação EQU_0.5 e linha verde: simulação 46S_0.5.

5. MUDANÇAS NA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

Após a análise das anomalias na circulação oceânica em função das mudanças da TCV na região equatorial e em 46°S, torna-se necessário verificar quais os impactos dessas mudanças na circulação atmosférica. Para isso, as anomalias nos padrões atmosféricos são analisadas através dos campos de temperatura do ar a 2m, precipitação, evaporação, vento, altura geopotencial e pressão à superfície. Além disso, serão determinadas as anomalias no perfil da instabilidade baroclínica e dos ciclones extratropicais (storms).

5.1. Temperatura do ar

As mudanças na circulação atmosférica, devido a perturbações na TCV, começam a ser discutidas a partir dos campos de temperatura do ar a 2m. As Figuras 5.1a,b mostram a distribuição espacial da T2m para as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5. Ao comparar a T2m destes dois experimentos com a simulação CTR (Figura 3.1a) nota-se poucas diferenças, com relação ao padrão espacial. Entretanto, é possível observar menores valores de temperatura para a simulação EQU_0.5 nas regiões do Pacífico e Atlântico equatorial. Destaca-se que a T2m média global calculada para os últimos 20 anos da simulação CTR é de 12°C, enquanto que nos experimentos EQU_0.5 e 46S_0.5 é de, respectivamente 11,8°C e 12,9°C. Estes valores estão abaixo do observado e do valor obtido por reanálises do NCEP, que são da ordem de 15°C.

As Figuras 5.1c,d mostram, respectivamente, as diferenças de T2m entre as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 em relação a CTR. Assim como ocorre com as anomalias de TSM, observa-se um resfriamento na região equatorial de até 1,5°C (Figura 5.1c), quando a tensão de cisalhamento do vento é reforçada nessa região. Como comentado anteriormente, isto ocorre devido ao aumento da divergência equatorial. Quando a tensão de cisalhamento aumenta na região extratropical do Hemisfério Sul, nota-se um aumento da T2m (Figura 5.1d), com valores de até 7°C próximo à Antártica. O derretimento do gelo marinho Antártico intensifica as trocas de calor entre o

oceano e a atmosfera e, soma-se a isso, o aumento na adveccão de águas relativamente mais quentes devido ao transporte meridional de Ekman.

A mudança da TCV no Oceano Austral também conduz a uma redução do gradiente térmico meridional entre o equador e o Polo Sul. Por outro lado, é possível observar uma diminuição da temperatura do ar na região do Atlântico Norte. Estas anomalias negativas estão associadas ao enfraquecimento da APAN. Estas condições são semelhantes ao que ocorre no sistema de gangorra inter-hemisférica (Machado, 2009). Nestas situações mais (menos) calor é transportado pelas correntes oceânicas para o Hemisfério Sul (Hemisfério Norte) aumentando (diminuindo) a TSM na região polar (Kageyama e Valdes, 2000; Knutti et al., 2004; Machado et al., 2011).

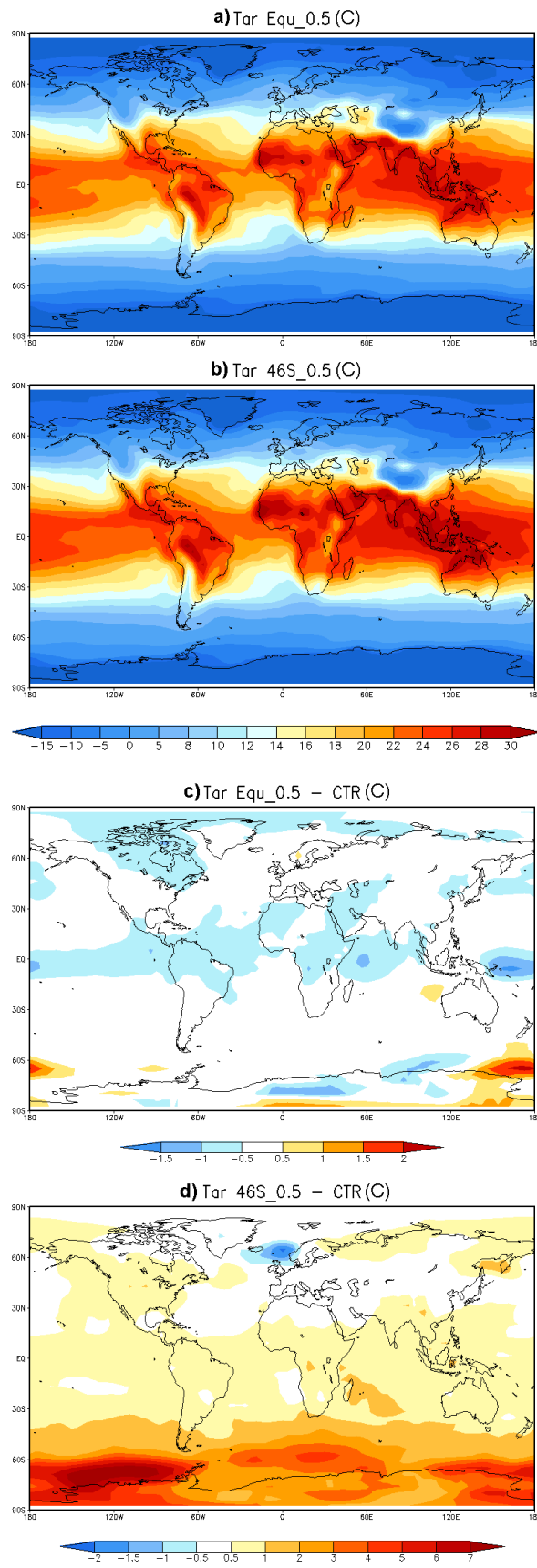


Figura 5.1 – T2m média anual (°C). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.

A partir da Figura 5.2, é possível analisar as mudanças de temperatura do ar na troposfera. Pela Figura 5.2a, observa-se o perfil vertical de temperatura para a simulação CTR, em que os maiores valores são observados na região tropical e diminuem com a altitude até o nível de 100 hPa. Além disso, nota-se a maior espessura da camada atmosférica na região equatorial decrescendo em direção aos polos.

As diferenças entre a simulação forçada com o aumento da TCV no equador e a CTR são mostradas na Figura 5.2b. Nota-se um resfriamento na região tropical de aproximadamente $0,6^{\circ}\text{C}$, que se estende a alta troposfera. Como a convecção tropical é dirigida pela evaporação da superfície quente dos oceanos, a redução da TSM que lembra situação de La Niña permanente, favorece um enfraquecimento da Célula de Hadley. Bhaskaran e Mullan (2003) indicam a desintensificação da Célula de Hadley em anos de La Niña. As demais regiões não apresentam mudanças com relação ao perfil vertical de temperatura.

Ao analisar as diferenças entre os experimentos 46S_0.5 e CTR (Figura 5.2c), nota-se que o aumento da temperatura do ar ocorre até médios níveis da atmosfera, com valores de 1°C a $1,5^{\circ}\text{C}$ em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul. Como discutido anteriormente, isto ocorre em função do aumento do fluxo de calor do oceano para a atmosfera, a partir da redução do gelo marinho Antártico. Além disso, esse aquecimento também é observado na região equatorial, como valores próximos de 1°C entre 200 e 500 hPa. Esse padrão de aumento de temperatura pode indicar mudanças no transporte de calor atmosférico, que serão mostradas mais adiante. Bjerknes (1964) sugeriu que mudanças no transporte de calor em direção aos pólos através de mecanismos compensatórios entre os polos e trópicos. Por outro lado, o resfriamento observado na região do Atlântico Norte, fica restrito aos níveis baixos da troposfera, com valores de aproximadamente 1°C .

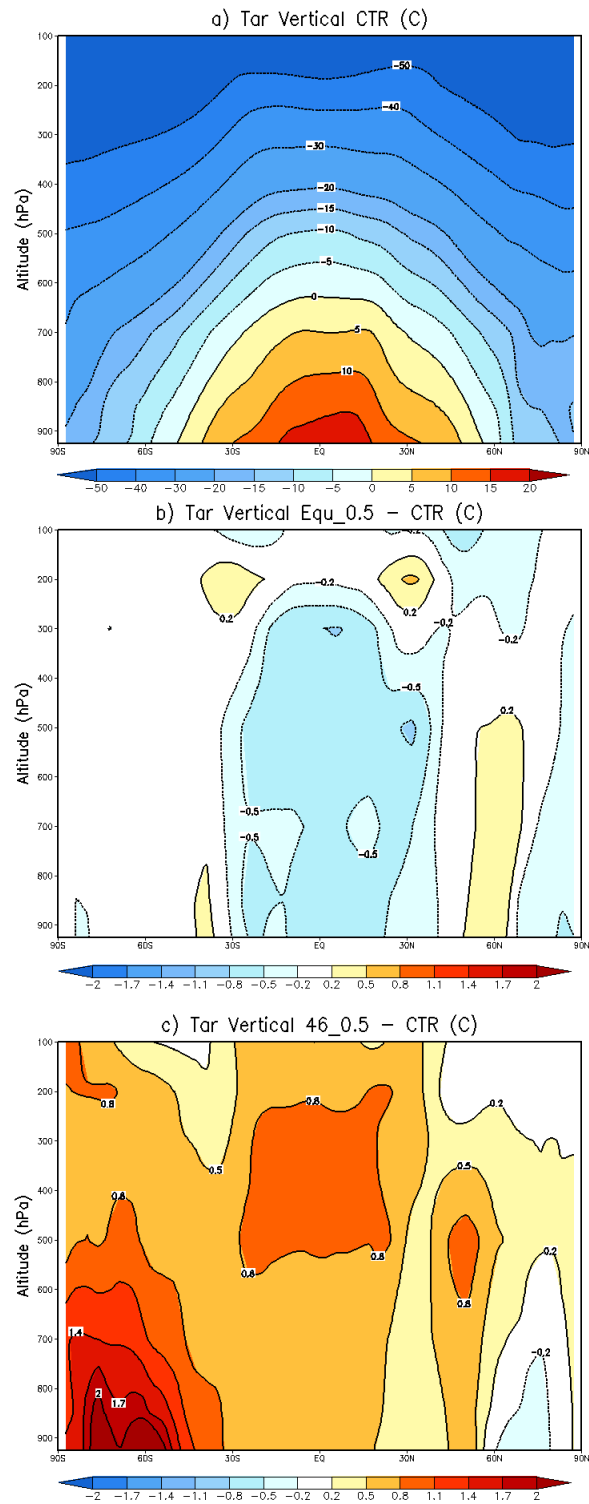


Figura 5.2 – Perfil vertical da temperatura do ar (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_0.5 – CTR e c) simulação 46S_0.5 – CTR.

5.2. Vento

O campo de vento está relacionado com a distribuição meridional de calor. Logo, as mudanças na temperatura do ar mostradas anteriormente, podem influenciar na magnitude do vento em diferentes níveis atmosféricos. Deste modo, torna-se importante analisar o perfil vertical da magnitude do vento para as simulações forçadas com o aumento da TCV e as anomalias em relação ao experimento CTR (Figura 5.3).

Ao comparar o perfil vertical do vento entre as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 (Figuras 5.3a,b) com a CTR (Figura 3.4a), nota-se que as três simulações mostram a condição de vento mais forte entre 30° e 60° de latitude nos dois hemisférios, relacionados ao fluxo de oeste nessas regiões, com máximos próximos ao nível de 200 hPa. Além disso, é possível observar em todos os experimentos, ventos com menor magnitude na região tropical, que representam o fluxo de leste nessa região.

As anomalias na magnitude do perfil vertical do vento, entre as simulações EQU_0.5 e CTR são mostradas na Figura 5.3c. O aumento da TCV em 50% na região equatorial não indica anomalias significativas da magnitude do vento em baixos níveis da troposfera. Mudanças são observadas em médios e altos níveis, com um aumento na magnitude do vento de até 1,5 m/s nos ventos de leste na região equatorial, seguido por uma desintensificação próximo de 30°S. Além disso, nota-se um leve enfraquecimento na corrente de jato no Hemisfério Norte. Ressalta-se que essas mudanças pouco significativas no perfil vertical do vento em EQU_0.5, podem ser explicadas devido ao gradiente térmico meridional ser pouco afetado neste cenário climático.

Mudanças mais significativas do perfil vertical do vento são observadas quando analisam-se as anomalias entre as simulações 46S_0.5 e CTR (Figura 5.3d). As principais mudanças ocorrem entre 45° e 60° de latitude em ambos os hemisférios, onde ocorre uma desintensificação dos ventos de oeste no Hemisfério Sul e o oposto para o Hemisfério Norte. O enfraquecimento da corrente de jato no Hemisfério Sul está associado a diminuição do gradiente térmico entre o equador e o Polo Sul, e de acordo com o vento térmico. Por outro lado, a diminuição da temperatura no Atlântico Norte, indica um maior contraste térmico em relação ao equador, tendo como consequência, a

intensificação dos ventos de oeste no Hemisfério Norte. É importante destacar que Ma et al. (2010) mostram uma intensificação dos ventos de oeste para o Hemisfério Sul, considerando uma condição de TCV mais fraca em médias latitudes. Resultado dinamicamente consistente com os demonstrados nesta pesquisa.

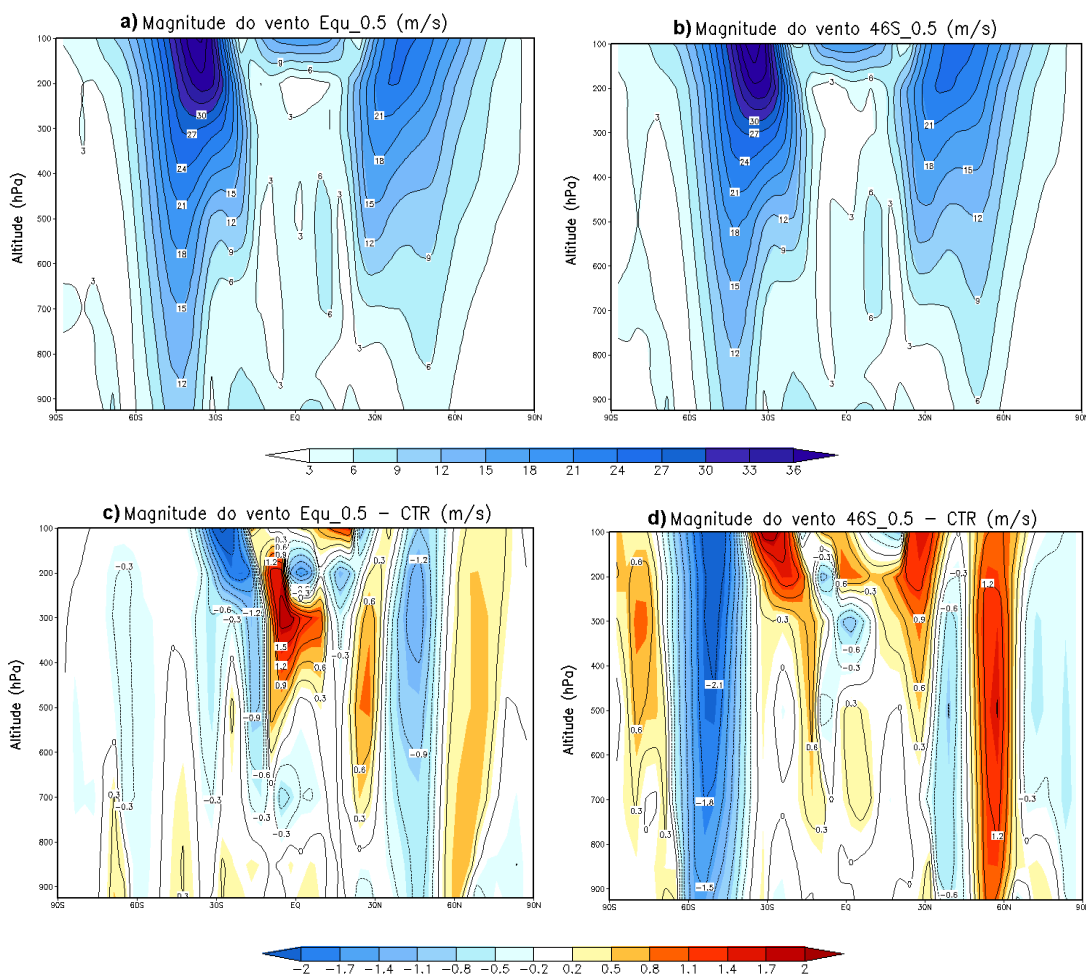


Figura 5.3 – Perfil vertical da magnitude do vento (m/s). a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.

5.3. Precipitação e evaporação

A partir da Figura 5.4 é possível observar as anomalias ocasionadas na precipitação e evaporação, em função da intensificação da TCV para o equador e em 46°S.

O aumento da TCV no experimento EQU_0.5 favorece a condição de resfriamento em toda a região equatorial. Em função disto, percebe-se uma diminuição da precipitação em praticamente toda a região equatorial (Figura 5.4a). Entretanto, anomalias positivas de precipitação são observadas próximas dos 15° de latitude em ambos os hemisférios. Com relação à evaporação (Figura 5.4c), observa-se uma redução na mesma região onde foram encontradas anomalias negativas de precipitação.

Quando a componente zonal da TCV é intensificada em latitudes médias do Hemisfério Sul, não observam-se mudanças significativas no regime de precipitação (Figura 5.4b). Entretanto, existe uma tendência de aumento da precipitação na região equatorial e em aproximadamente 30°S, que podem estar associadas com a maior disponibilidade de energia, em função das anomalias positivas de T2m e TSM para este experimento. Destaca-se um aumento na evaporação em latitudes médias e altas do Hemisfério Sul, com valores próximos a 300 mm/ano (Figura 5.4d).

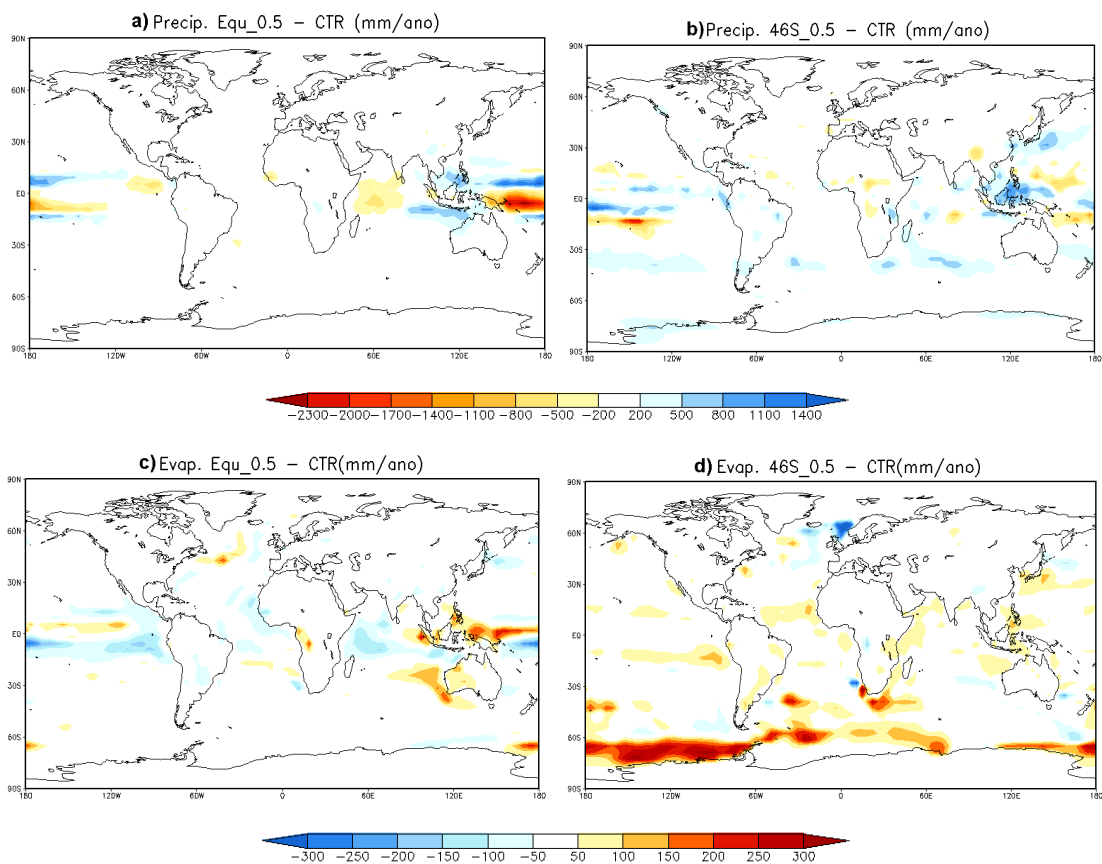


Figura 5.4 – Anomalia de precipitação e evaporação (mm). a) precipitação para a simulação EQU_0.5 – CTR, b) precipitação para a simulação 46S_0.5 – CTR, c) evaporação para a simulação EQU_0.5 – CTR e d) evaporação para a simulação 46S_0.5 – CTR.

5.4. Altura geopotencial

Mudanças no perfil de temperatura e na TCV, também conduzem a anomalias de geopotencial. É importante determinar as anomalias relacionadas a esta variável, visto que ela é de extrema importância na determinação dos modos de variabilidade climática, como a Oscilação Antártica. A Figura 5.5 mostra o padrão de geopotencial a partir das simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 em 500 hPa para o Hemisfério Sul e as anomalias quando comparadas com o experimento CTR.

O padrão espacial de altura geopotencial em 500 hPa, para as simulações forçadas com o aumento da TCV (Figuras 5.5a,b), é mantido quando comparado com a simulação CTR (Figura 3.5a), com os maiores valores próximos à região equatorial e decrescendo em direção à Antártica, devido a diminuição da temperatura. Entretanto, fica evidente um aumento da altura geopotencial para o experimento 46S_0.5 em relação à simulação CTR.

Ao analisar as diferenças entre as simulações EQU_0.5 e CTR (Figura 5.5c), notam-se baixos valores de anomalia de geopotencial, com uma redução de até 10m na região equatorial. A intensificação da TCV em EQU_0.5 ocasiona uma diminuição da temperatura do ar de aproximadamente 1,5°C na região equatorial, o que reduz o movimento convectivo tendo, como consequência, uma diminuição da espessura da camada atmosférica nesta região. Mas, de um modo geral, observam-se mudanças pouco significativas no padrão de geopotencial em 500 hPa para a simulação EQU_0.5.

As anomalias mais significativas são observadas a partir das diferenças entre as simulações 46S_0.5 e CTR (Figura 5.5d). As mudanças no padrão atmosférico, neste cenário climático, favorecem ao aumento da temperatura do ar em todo o Hemisfério Sul, mas principalmente na região da Antártica. Desta forma, são observadas anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa, com valores de até 70 m para altas latitudes do Hemisfério Sul. Logo, o aumento em 50% da TCV em 46°S, indica maiores mudanças no padrão de circulação atmosférica, o que pode indicar alterações nos modos de variabilidade climática, como a Oscilação Antártica.

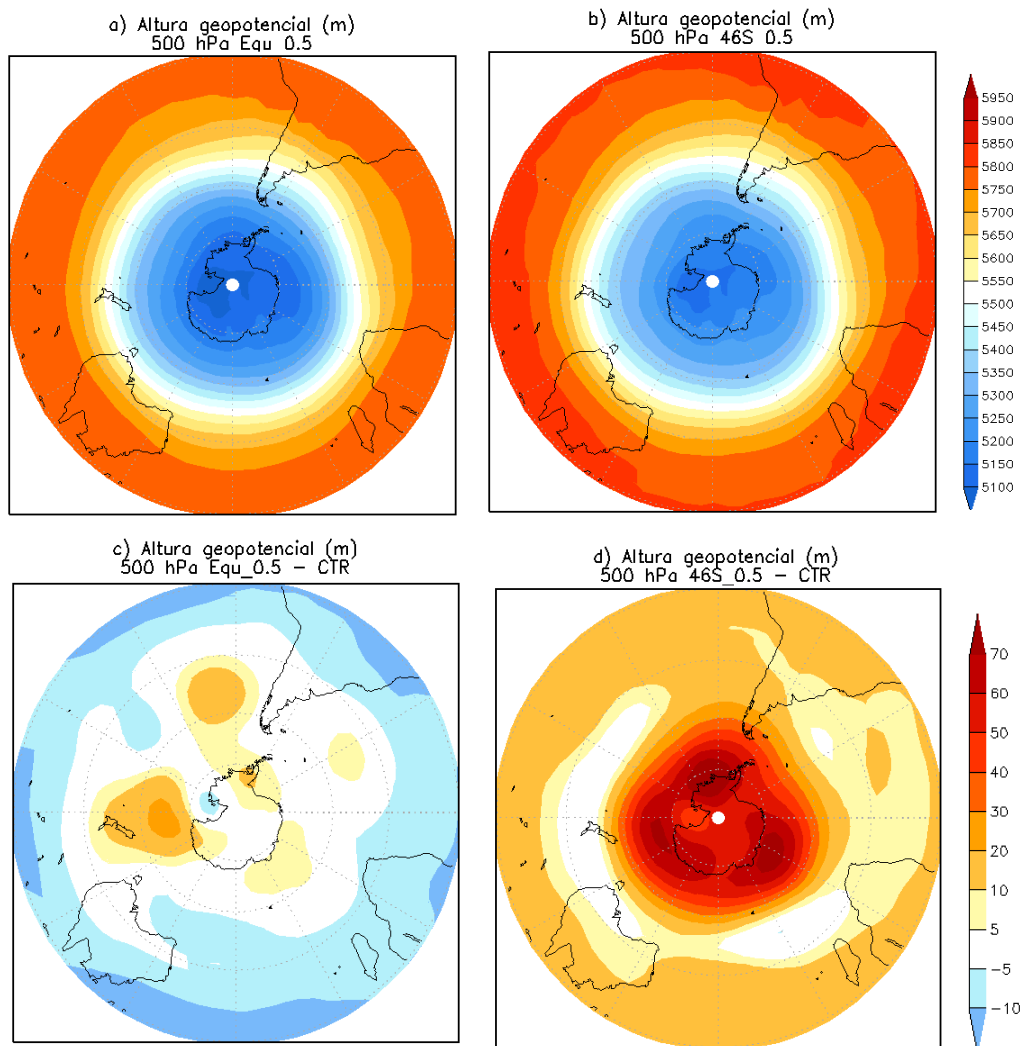


Figura 5.5 – Altura geopotencial em 500hPa (m) para o Hemisfério Sul. a) simulação EQU_0.5, b) simulação 46S_0.5, c) simulação EQU_0.5 – CTR e d) simulação 46S_0.5 – CTR.

5.5. Instabilidade baroclínica (IB)

Raupp et al. (2004) destacam que a Instabilidade Baroclínica (IB) ocorre devido ao crescimento na amplitude de distúrbios atmosféricos em função do cisalhamento vertical do vento em níveis médios da troposfera e consiste na conversão de energia potencial disponível do estado básico para as perturbações. Este tipo de instabilidade ocorre em latitudes médias, nas chamadas zonas baroclínicas, onde localizam-se os máximos gradientes horizontais de temperatura em larga escala e, conseqüentemente, onde

observam-se os jatos na alta troposfera. Para Holton (2004), a IB constitui-se na principal fonte de energia para os distúrbios de escala sinótica em latitudes médias, sendo o mecanismo responsável no desenvolvimento de sistemas de escala sinótica nessas regiões. Por outro lado, a IB torna-se menos importante na região tropical, visto que o principal mecanismo para a geração de distúrbios de mesoescala são os movimentos convectivos.

Vale ressaltar que, no oceano, tanto a IB como a instabilidade barotrópica são mecanismos responsáveis pela formação e manutenção de ondas e vórtices que atuam regulando o balanço de calor e momentum em algumas regiões oceânicas, tendo como exemplo as OIT que ocorrem no Pacífico Equatorial (Pezzi e Richards, 2003).

Neste estudo, o grau de baroclinicidade da atmosfera (σ_{BI}) foi estimado por meio da equação 5.1, descrita em Lindzen e Farrel (1980), também conhecida como *Eady Growth Rate*

$$\sigma_{BI} = 0.31 \frac{f}{N} \left(\frac{\partial V}{\partial Z} \right) \quad (5.1)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, N a frequência de Brunt-Väisälä ou de empuxo e, $\frac{\partial V}{\partial Z}$ refere-se a variação do vento zonal com a altura. Esta equação pode ser utilizada para determinar o potencial da atmosfera, com relação à instabilidade e crescimento dos ciclones (Hoskins e Valdes, 1990; Paciorek et al., 2002).

Diante do exposto, as anomalias na instabilidade baroclínica, devido as mudanças na TCV, são analisadas no nível de 500 hPa para os trimestres DJF (dezembro-janeiro-fevereiro) e JJA (junho-julho-agosto) (Figura 5.6)

As Figuras 5.6a,b mostram, respectivamente, o resultado da IB, como base no cálculo de σ_{BI} para a simulação CTR, nos períodos de DJF e JJA. Os valores negativos para o Hemisfério Sul e positivos para o Hemisfério Norte, encontrados para a IB, estão relacionados com o parâmetro de Coriolis. Ao analisar o resultado obtido para a simulação CTR, nota-se que a IB torna-se mais intensa no período de inverno de cada Hemisfério, devido ao maior

contraste térmico entre o equador e os polos, como demonstrado pelo termo do perfil vertical do vento. Os valores máximos são observados entre a Ásia e o Pacífico Norte e ao redor da Antártica, em função do forte cisalhamento do vento nessas regiões, principalmente no período de inverno de cada hemisfério (Figura 5.6b). Outra característica importante é que a IB mostra uma estrutura dupla em JJA no Hemisfério Sul, sendo que uma parte fica na faixa de 30°S e a outra ao longo do gelo marinho Antártico. De acordo com Trenberth (1991) isto ocorre em função do perfil dos ventos de oeste durante o inverno no Hemisfério Sul.

As Figuras 5.6c,d mostram as anomalias na atividade baroclínica ocasionadas pela intensificação da TCV na região equatorial em DJF e JJA. Nota-se que em DJF (Figura 5.6c), não ocorrem anomalias significativas no Hemisfério Sul o que corrobora com os resultados anteriores em que praticamente não existem mudanças na circulação atmosférica, para estas regiões. Por outro lado, observa-se uma mudança no padrão de IB para o Hemisfério Norte, mostrando uma intensificação da atividade baroclínica na faixa de 30°N e em altas latitudes. Essas anomalias da IB no Hemisfério Norte, acompanham as mudanças no perfil vertical do vento mostradas na Figura 5.3c. Condição que está de acordo com a aproximação do vento térmico. Já no período que compreende os meses de inverno no Hemisfério Sul (Figura 5.6d), a IB segue sendo pouco influenciada, mostrando anomalias pouco significativas. Para o mesmo período no Hemisfério Norte, nota-se que as anomalias de IB tornam-se bastante reduzidas, quando comparadas com o período de DJF.

Mudanças na atividade baroclínica no Hemisfério Sul são observadas nas Figuras 5.6e,f. Para o período de verão no Hemisfério Sul (Figura 5.6e), as anomalias positivas de IB indicam uma redução da atividade baroclínica neste hemisfério, principalmente entre 45°S e 60°S. Ao analisar as diferenças de IB durante JJA (Figura 5.6e), nota-se uma forte redução da atividade baroclínica no Hemisfério Sul em torno de 60°S. Logo, a redução do gradiente térmico meridional entre o equador e a região polar austral e o conseqüente enfraquecimento dos ventos de oeste, favorecem a redução da atividade baroclínica neste cenário climático.

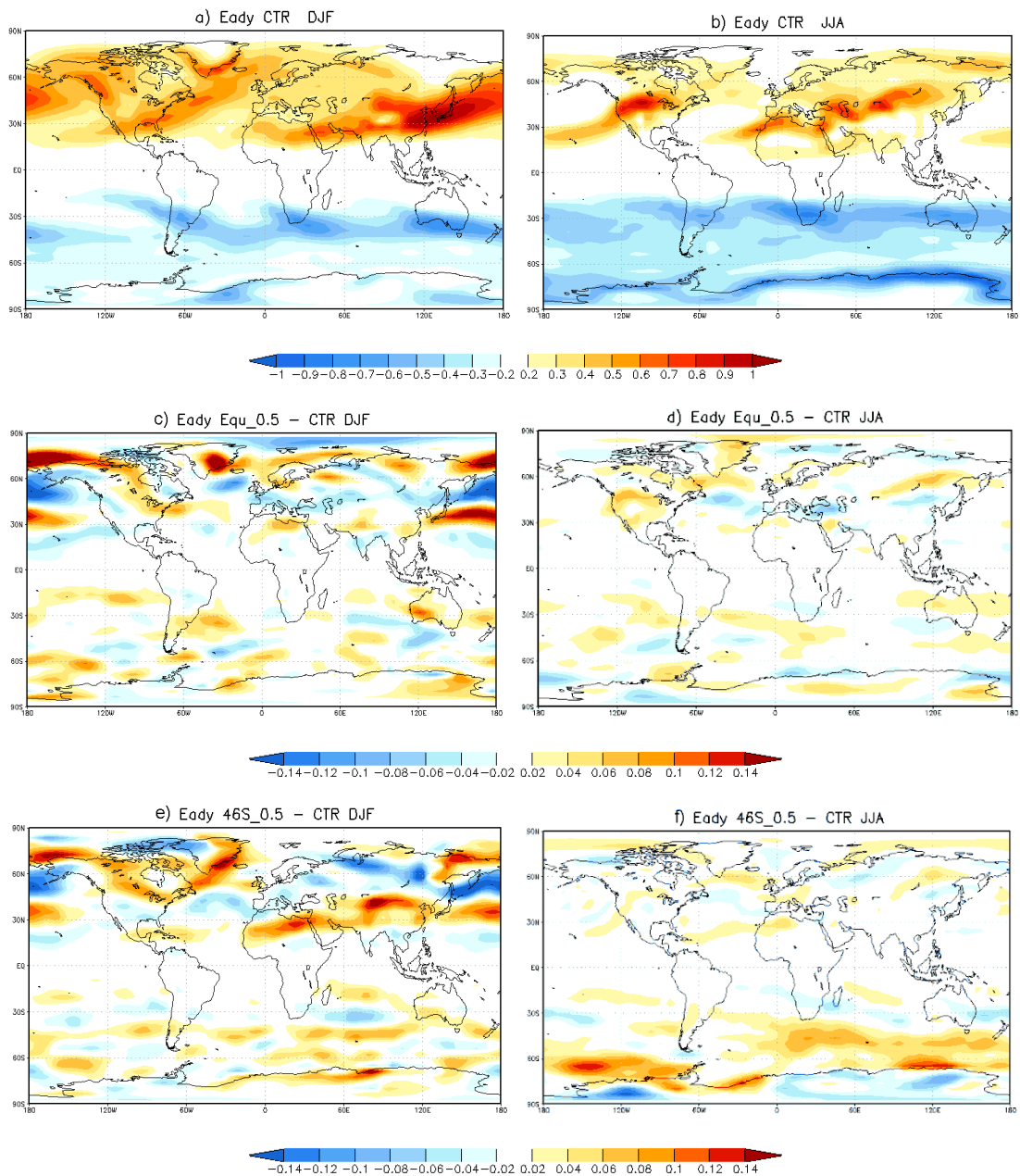


Figura 5.6 – Instabilidade Baroclínica (dia^{-1}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.

5.6. Sistemas transientes

As mudanças na estrutura baroclínica da atmosfera estão relacionadas com anomalias no vento médio e ocasionam alterações nos sistemas transientes (*storms tracks*). Essas trilhas de tempestades são definidas como a região de máxima variância de altura geopotencial na média e alta troposfera, sendo decorrentes de distúrbios com períodos de aproximadamente uma semana, sendo a região preferencial para a formação dos ciclones extratropicais (Hoskins and Valdes, 1990; Justino et al., 2005). Conforme Mendes et al. (2010), existem duas regiões preferenciais para a ocorrência desses ciclones no Hemisfério Sul: uma cobrindo o norte da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil, e a outra no norte da Península Antártica.

De acordo com Wu et al. (2010), os sistemas transientes atuam como reguladores da precipitação. Além disso, eles também são responsáveis por parte do fluxo de calor que se propaga em direção ao pólo, e atuam para reduzir o gradiente de temperatura entre o equador e a região polar (Trenberth, 1986). Do ponto de vista climático, mudanças na localização e amplitude dos sistemas transientes podem influenciar no transporte de calor, momentum e umidade, visto que as ondas baroclínicas têm um papel importante no transporte dessas variáveis (Yin, 2005).

Neste estudo, os sistemas transientes são estimados a partir do cálculo do fluxo meridional de calor ($\overline{v'T'}$) em 700 hPa, e do transporte horizontal de momentum ($\overline{u'v'}$) em 200 hPa, ambos para os períodos de DJF e JJA. É importante destacar que $\overline{v'T'}$ representa as trocas entre a energia potencial do estado básico e a energia potencial disponível para os distúrbios. Já $\overline{u'v'}$ indica as trocas entre a energia cinética dos distúrbios e a energia cinética do estado básico (Carmo, 2004).

A atividade do fluxo meridional de calor ($\overline{v'T'}$) em 700 hPa é mostrada na Figura 5.7, bem como as anomalias entre as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV para o período de DJF e JJA. Nota-se, para o experimento CTR (Figuras 5.7a,b), que o fluxo $\overline{v'T'}$ atua de forma mais intensa em latitudes médias e altas no período de inverno em cada hemisfério, com

valores máximos de 25 a 35 kms^{-1} , sendo esse máximo observado no Pacífico Norte. De acordo com Trenberth (1991), o jato mais intensificado durante o inverno favorece a advecção das ondas transientes mais para leste. Ao comparar o fluxo $\overline{v'T'}$ da simulação CTR com resultados obtidos por Machado et al. (2011), observa-se um padrão zonal semelhante, porém, o SPEEDO mostra os sistemas transientes mais intensos, em função da maior resolução vertical e horizontal do modelo. Deve-se destacar que quando comparado a modelos de resolução mais fina, o SPEEDO subestima a magnitude dos sistemas transientes. É possível observar que os sistemas transientes mostram um padrão mais contínuo no Oceano Austral quando comparado com o Hemisfério Norte. Isto deve-se ao menor contraste entre o oceano e o continente.

As Figuras 5.7c,d mostram as anomalias de $\overline{v'T'}$ em DJF e JJA para a situação em que a TCV é intensificada na região equatorial em 50%. Destaca-se que o experimento EQU_0.5 não favorece a ocorrência de anomalias significativas na circulação atmosférica, sendo que as mudanças ficam mais localizadas na região equatorial, como discutido. A intensificação da TCV no equador pouco influencia nas atividades dos sistemas transientes no Hemisfério Sul, tanto para o período de DJF como em JJA. As maiores anomalias de $\overline{v'T'}$ são observadas para o período de inverno no Hemisfério Norte (Figura 5.7c), em que nota-se um enfraquecimento ou migração deste fluxo nas regiões norte do Pacífico e Atlântico. Esta “migração” dos sistemas transientes na região do Pacífico pode estar relacionada com anomalias negativas de TSM na mesma região, mostradas na Figura 4.2c. Isto contrasta com um aumento no fluxo $\overline{v'T'}$ no norte da Europa e no Ártico. Salienta-se que estas anomalias estão de acordo com as mudanças da atividade baroclínica anteriormente mostrada.

As anomalias de $\overline{v'T'}$ entre a simulação CTR e a forçada com o aumento da TCV no Oceano Austral durante o verão e o inverno em ambos os hemisférios são observadas nas Figuras 5.7e,f. Durante o período de DJF (Figura 5.7e), observa-se para o Hemisfério Sul que os sistemas transientes mantêm o mesmo padrão da simulação CTR, com baixos valores de anomalia. Entretanto, uma desintensificação do fluxo meridional de calor é observada nos

oceanos Pacífico e Atlântico Norte, exceto sobre a região dos mares nórdicos, onde nota-se uma intensificação dos sistemas transientes. Como mostrado, o enfraquecimento da APAN ocasiona uma diminuição da TSM e da temperatura do ar nessas regiões, intensificando o fluxo $\overline{v'T'}$.

A mudança no padrão dos sistemas transientes é observada durante o inverno no Hemisfério Sul (Figura 5.7f), onde os valores positivos mostram uma desintensificação do fluxo $\overline{v'T'}$ ao longo da Frente Polar. Logo, o aquecimento observado no Hemisfério Sul contribui para a desintensificação dos ventos de oeste, o que reduz a IB e o fluxo meridional de calor.

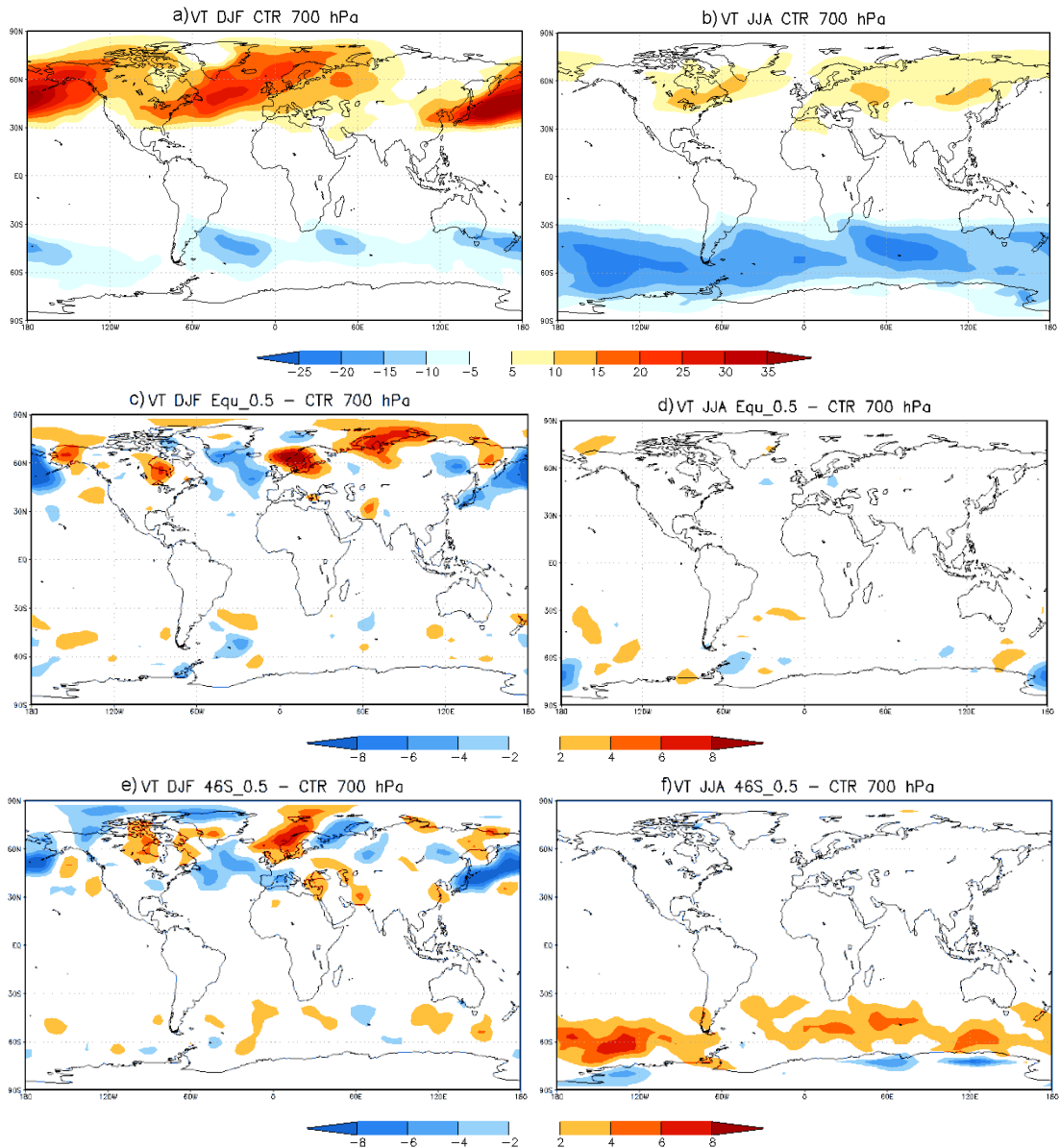


Figura 5.7 – Fluxo meridional de calor (Kms^{-1}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.

Nesta etapa é analisado o transporte horizontal de momentum ($\overline{u'v'}$) na alta troposfera em 200 hPa (Figura 5.8). Nota-se que o transporte horizontal de momentum está diretamente associado com os ventos de oeste em ambos os hemisférios, sendo mais intensos em DJF no Hemisfério Norte (Figura 5.8a) e em JJA no Hemisfério Sul (Figura 5.8b). Observa-se que $\overline{u'v'}$ atua entre 30°S e

45°S durante o verão e o inverno do Hemisfério Sul. Torna-se ainda evidente o maior enfraquecimento de $\overline{u'v'}$ e o deslocamento mais para norte durante o período de verão no Hemisfério Norte. A intensidade e posição dos *storms* a partir de $\overline{u'v'}$ simulados pelo SPEEDO, são semelhantes aos resultados obtidos com a reanálise do NCEP/NCAR, mostrados por Carmo (2004).

Através das Figuras 5.8c,d é possível determinar as anomalias de $\overline{u'v'}$ entre as simulações CTR e EQU_0.5 para DJF e JJA. Assim como mostrado no cálculo de $\overline{v'T'}$, a intensificação da TCV na região equatorial não contribui de forma significativa para a mudanças no padrão dos storm tracks, sendo que as anomalias ocorrem de forma mais localizadas. Entretanto, pode-se destacar um enfraquecimento de $\overline{u'v'}$ no Pacífico e no Atlântico Norte durante DJF (Figura 5.8c), o que também foi observado no cálculo do fluxo meridional de calor. Durante o período de inverno no Hemisfério Sul (Figura 5.8d) observam-se valores positivos de anomalias no Oceano Pacífico na região de 30°S. Isto indica uma desintensificação dos *storms* para essa região na simulação EQU_0.5.

Para as simulações CTR e 46S_0.5 (Figuras 5.8e,f), nota-se que as maiores diferenças são observadas em latitudes médias do Hemisfério Sul em JJA (Figura 5.8f), quando o transporte horizontal de momentum ($\overline{u'v'}$) é enfraquecido em até $12\text{m}^2/\text{s}^2$ entre 30°S e 45°S (valores positivos de anomalias). É importante destacar que a intensificação da TCV em latitudes médias também mostrou uma desintensificação da IB e do fluxo meridional de calor ($\overline{v'T'}$) em 700 hPa.

Recentemente, Justino et al. (2013) realizaram simulações numéricas com o modelo acoplado SPEEDO, considerando uma condição de topografia reduzida da Antártica. Os resultados indicam que esta condição induz a uma redução no gradiente térmico meridional, enfraquecendo os fluxos $\overline{u'v'}$ e $\overline{v'T'}$. Consequentemente ocorrem mudanças na TSM do Oceano Austral e um aumento no transporte de volume na AFA.

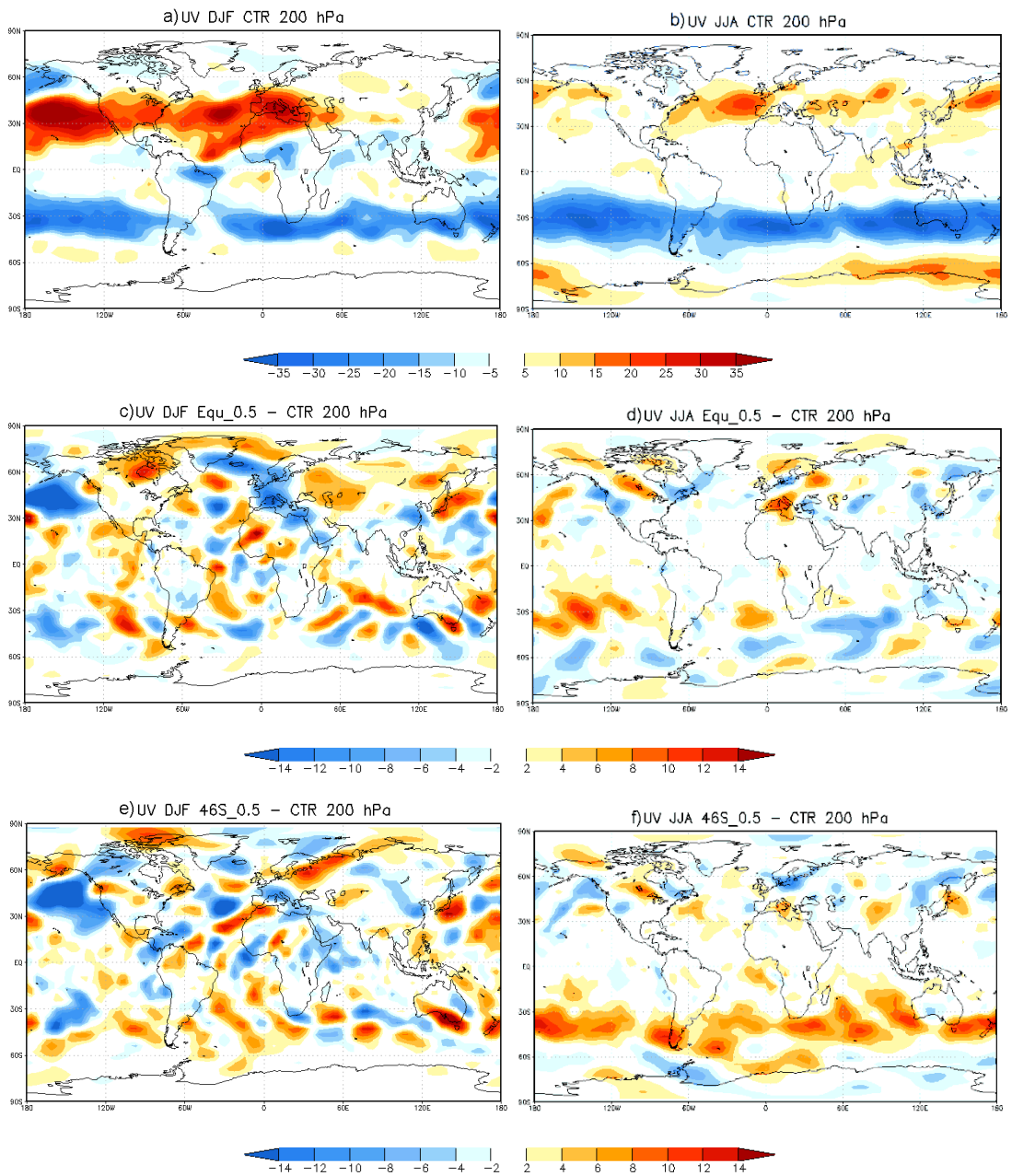


Figura 5.8 – Transporte horizontal de momentum (m^2s^{-2}). a) simulação CTR para DJF, b) simulação CTR para JJA, c) simulação EQU_0.5 – CTR para DJF, d) simulação EQU_0.5 – CTR para JJA, e) simulação 46S_0.5 – CTR para DJF e f) simulação 46S_0.5 – CTR para JJA.

5.7. Transporte de calor total

Como discutido anteriormente, a intensificação da TCV na região equatorial e em 46°S favorecem a ocorrência de anomalias nas circulações oceânica e atmosférica. Além disso, também foram observadas anomalias na atividade baroclínica no Hemisfério Sul. Estas mudanças podem estar associadas à anomalias nos transportes de calor oceânico e atmosférico em direção aos polos. O somatório destes transportes de calor é obtido para cada faixa latitudinal, pela diferença entre o saldo de radiação de ondas curtas e de ondas longas, ambos no topo da atmosfera (Miller e Russell, 1989; Peixoto e Oort, 1992; Trenberth e Caron, 2001). O transporte de calor total é determinado pela equação 5.2 a seguir:

$$H(\varphi)_{total} = H_{ATM} + H_{OCE} = 2a^2\pi \int (S_{TOA}(\varphi)' - L_{TOA}(\varphi)') \cos\varphi' .d\varphi' \quad (5.2)$$

em que H_{total} , H_{ATM} e H_{OCE} representam, respectivamente, o transporte de calor total, atmosférico e oceânico, a é o raio da Terra, φ é a latitude, S_{TOA} é o saldo de radiação de onda curta, e L_{TOA} é o saldo de radiação de onda longa, sendo os dois fluxos integrados zonalmente no topo da atmosfera.

Com o intuito de analisar as anomalias nos transportes de calor em direção aos polos, a Figura 5.9 mostra a média zonal do transporte de calor total e, também, do transporte oceânico no Atlântico e no Pacífico para as simulações CTR, EQU_0.5 e 46S_0.5.

O somatório dos transportes de calor do oceano e da atmosfera (Figura 5.9a) mostra um padrão semelhante entre as simulações CTR e forçadas com a intensificação da TCV. Os valores máximos do transporte de calor total ocorrem entre as latitudes de 30° e 40° para ambos os hemisférios, sendo que os valores negativos indicam o transporte em direção ao Polo Sul e os valores positivos estão associados a transferência de calor em direção norte. Destaca-se que o SPEEDO simula o transporte de calor total, com valores próximos aos de Trenberth e Caron (2001) e Wu et al. (2010), porém, o modelo superestima esse transporte em até 1 PW em 30° de latitude em ambos os hemisférios. Isto

é razoável já que os valores propostos na literatura também são baseados em reanálises.

Quando analisa-se o transporte de calor total entre as simulações CTR e EQU_0.5, percebe-se que os experimentos apresentam poucas diferenças, sendo que os valores não sofrem alterações no Hemisfério Sul, com valor de -7,2 PW em 30°S (Tabela 5.1). Em relação ao Hemisfério Norte, o transporte de calor total é enfraquecido na simulação EQU_0.5 em 0,1 PW em 30°N (Tabela 5.2). Estas pequenas alterações no transporte de calor total, estão de acordo com as alterações mais significativas nas circulações oceânica e atmosférica que ocorrem na região tropical, visto que praticamente não há anomalias na transferência de energia em direção os polos neste cenário climático.

Por outro lado, o transporte de calor total é modificado quando a TCV é intensificada em 50% em 46°S. Esta situação fica evidente na Figura 5.9a, onde observa-se uma intensificação deste transporte no Hemisfério Sul e um enfraquecimento no Hemisfério Norte. Ao analisar as Tabelas 5.1 e 5.2, nota-se que o transporte total aumenta em 0,31 PW na latitude de 30°S, enquanto que no Hemisfério Norte ocorre uma desintensificação de 0,25 PW em relação à simulação CTR. Logo, a maior transferência de calor em direção ao Hemisfério Sul, no experimento 46S_0.5, pode favorecer um aumento da TSM e da temperatura do ar nas regiões extratropicais.

Ao analisar apenas a contribuição do transporte de calor dos oceanos Atlântico e Pacífico para a simulação CTR do SPEEDO (Figuras 5.9b,c), observa-se que os valores máximos associados ocorrem próximos a região equatorial. Embora, os valores encontrados sejam menores que o transporte de calor total. A partir das Tabelas 5.1 e 5.2 nota-se que o transporte de calor oceânico contribui com cerca de 10% do transporte total. Destaca-se que a parte atmosférica do transporte mostrada nas tabelas é obtida pela diferença entre o transporte de calor total e o oceânico.

A intensificação da TCV na região equatorial em 50% mostra que em aproximadamente 15°S o transporte oceânico enfraquece. Isto favorece a presença de anomalias de temperatura da água do mar para essa região, mostradas anteriormente. Já as mudanças no transporte de calor do Oceano Pacífico (Figuras 5.9c) são observadas para o Hemisfério Sul, onde nota-se uma intensificação de aproximadamente 0,1 PW em 30°S. Nas demais regiões

os valores são muito próximos aos da simulação CTR. O transporte de calor mais intenso para média latitudes do Hemisfério Sul favorece a ocorrência de anomalias positivas de TSM observadas em aproximadamente 60°S (Figura 4.2c).

Com relação ao experimento 46S_0.5, nota-se que as mudanças no transporte de calor ocorrem de forma significativa no Oceano Atlântico (Figura 5.9b). O transporte de calor oceânico é intensificado no Atlântico Sul e o oposto ocorre no Atlântico Norte. Pela Tabela 5.1 é possível observar essa intensificação em 30°S. Deste modo, o transporte de calor oceânico muda de sentido, ou seja, ele passa a ser em direção ao sul favorecendo o processo de formação da gangorra interhemisférica. De acordo com Broecker (1998) para que um fenômeno desse tipo ocorra, basta uma redução nas taxas de formação de água profunda do Atlântico Sul ou do Atlântico Norte. Machado et al. (2011) também mostram esse processo em função de um enfraquecimento na CTG. Como mostrado anteriormente, a intensificação da TCV em 50% em 46°S induz a uma intensificação no transporte de volume da AFA, enquanto que o transporte da APAN enfraquece. Apesar do transporte de calor oceânico contribuir em apenas 10% do total, os resultados mostram que uma pequena intensificação associada a uma mudança de sentido, contribui significativamente para as alterações nas circulações oceânica e atmosférica, neste cenário climático.

Destaca-se que os resultados aqui apresentados diferem dos estudos que avaliam a relação entre a formação de massas d'água profundas e os fluxos meridionais de calor oceânico e atmosférico. Pois o enfraquecimento da APAN, quando forçado pelo aumento da entrada de água doce, deveria estar associado a uma redução no transporte de calor atmosférico no Hemisfério Sul (Machado et al, 2011; Justino et al, 2013). Isto mostra que um mecanismo diferenciado surge quando a atmosfera é forçada por uma diferente TCV nos extratropicos. Isto muito provavelmente conduz a um clima diferenciado do estado atual.

Tabela 5.1 – Transporte de calor em 30°S para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV (PW).

Simulações	Transporte Total	Oceano Global	Atlântico	Indi./Pac.	Atmosfera
CTR	-7,21	-0,86	0,01	-1,04/0,17	-6,35
EQU_0.5	-7,21	-0,92	0,01	-1,19/0,26	-6,29
46S_0.5	-7,52	-1,12	-0,10	-1,14/0,12	-6,40

Tabela 5.2 – Transporte de calor em 30°N para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV (PW).

Simulações	Transporte Total	Oceano Global	Atlântico	Pac.	Atmosfera
CTR	8,63	0,96	0,57	0,39	7,67
EQU_0.5	8,53	0,97	0,57	0,40	7,56
46S_0.5	8,38	0,82	0,46	0,36	7,56

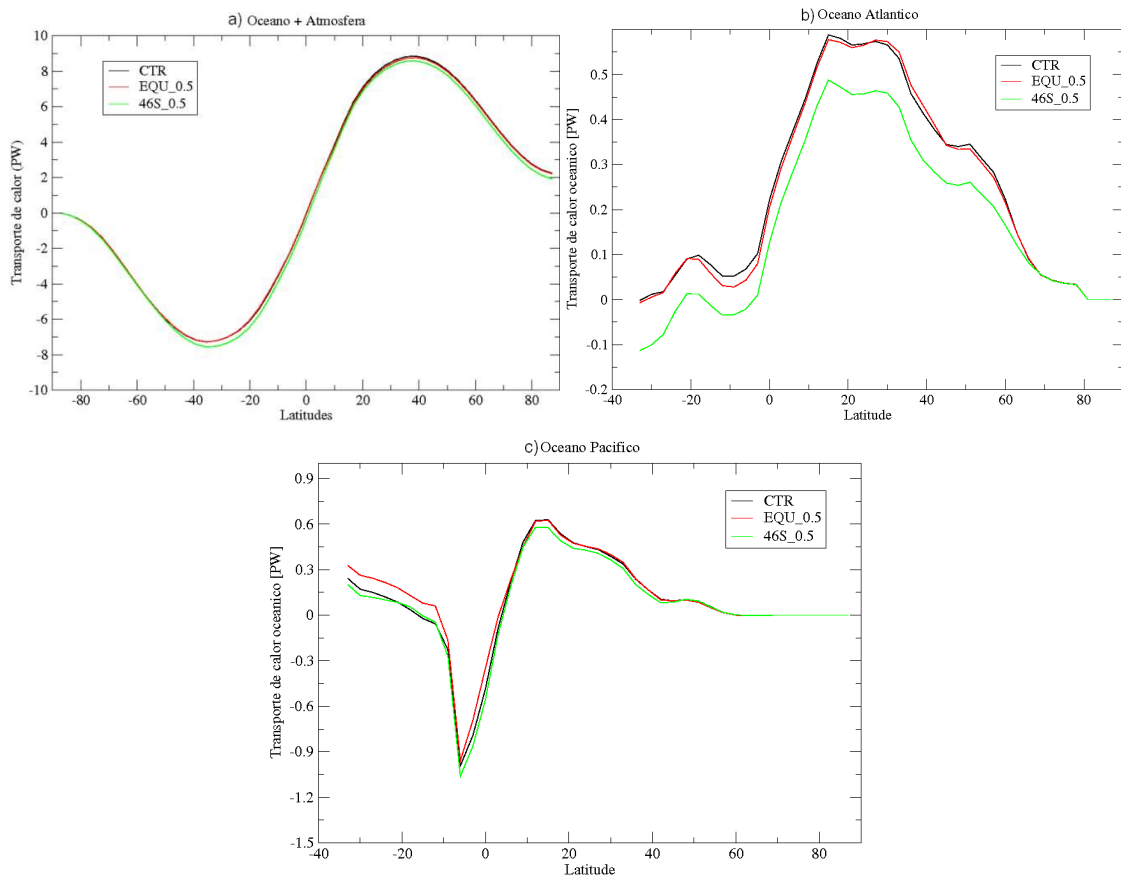


Figura 5.9 – Média zonal do transporte de calor (PW). a) transporte de calor total, b) transporte de calor no Oceano Atlântico e c) transporte de calor no Oceano Pacífico. Linha preta: simulação CTR, linha vermelha: simulação EQU_0.5 e linha verde: simulação 46S_0.5.

6. MUDANÇAS NOS MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA

Após as análises das mudanças nas circulações oceânica e atmosférica, em função das alterações da TCV na região equatorial e em 46°S, torna-se importante determinar as alterações nos modos de variabilidade climática. Neste estudo, foram analisados o Gradiente Inter-hemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical, também denominado de Dipolo do Atlântico, e a Oscilação Antártica (OAA), que pode ser referida como Modo Anular Sul (MAS).

6.1. Gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM

O gradiente interhemisférico de anomalias de TSM, que caracteriza o dipolo do Atlântico apresenta um padrão anômalo de TSM antissimétrico em relação ao equador com centros na região dos ventos alísios de nordeste e sudeste (Nobre e Shukla, 1996). Este gradiente de anomalias de TSM foi estudado primeiramente por Hastenrath e Heller (1977), onde foi observada uma relação entre as configurações da circulação atmosférica sobre o Atlântico Tropical e os eventos climáticos regionais extremos (secas e inundações), e sobre as regiões da América Central, Caribe e Nordeste Brasileiro (NEB).

Rao et al. (1999) destacam que durante a fase negativa do gradiente inter-hemisférico sobre a região do Atlântico equatorial, os padrões de TSM no Atlântico tropical sul, apresenta águas mais quentes e pressões mais baixas do que o normal, em consonância à ocorrência de alísios intensos de nordeste e confluência-convergência do vento ao sul do equador. Condições estas favoráveis ao posicionamento e manutenção da ZCIT ao sul do Atlântico equatorial. Como consequência, sobre o setor norte do Atlântico equatorial nota-se a presença de anomalias negativas de nebulosidade e de precipitação. Na fase positiva, tem-se o padrão oposto.

O padrão dominante do dipolo no Atlântico Tropical para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV é determinado com base no modo dominante da EOF a partir das anomalias de TSM (Figura 6.1). Neste trabalho, adotou-se como critério examinar somente a primeira EOF, uma vez que esta função explica a maior parte da variância dos dados.

A primeira EOF calculada através das anomalias de TSM do Atlântico Tropical (entre 20°S e 20°N, Figura 6.1a) para a simulação CTR, é capaz de representar a fase positiva do dipolo do Atlântico, com 83% da variância total. Como discutido anteriormente, o padrão dipolo simulado pelo SPEEDO é mais fraco quando comparado com as reanálise do NCEP (Figura 3.8). Além disso, nota-se que as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 (Figuras 6.1b,c) também indicam um padrão semelhante à simulação controle, sendo que a primeira EOF dessas simulações explica, respectivamente 82% e 83% da variância total.

Ao analisar as diferenças entre a simulação CTR e as forçadas (Figuras 6.1d,e), fica evidente que as maiores alterações no gradiente de anomalias de TSM ocorrem para a condição de TCV mais forte na região equatorial. Nesta situação, observa-se uma diminuição dos valores de amplitude da primeira EOF (Figura 6.1d), com valores positivos de anomalia para o Atlântico Tropical Sul e negativos para o Atlântico Tropical Norte, o que caracteriza um enfraquecimento da fase positiva do dipolo do Atlântico. Por outro lado, percebe-se que a intensificação da TCV em 46°S pouco influencia no padrão dipolo do Atlântico Tropical (Figura 6.1e).

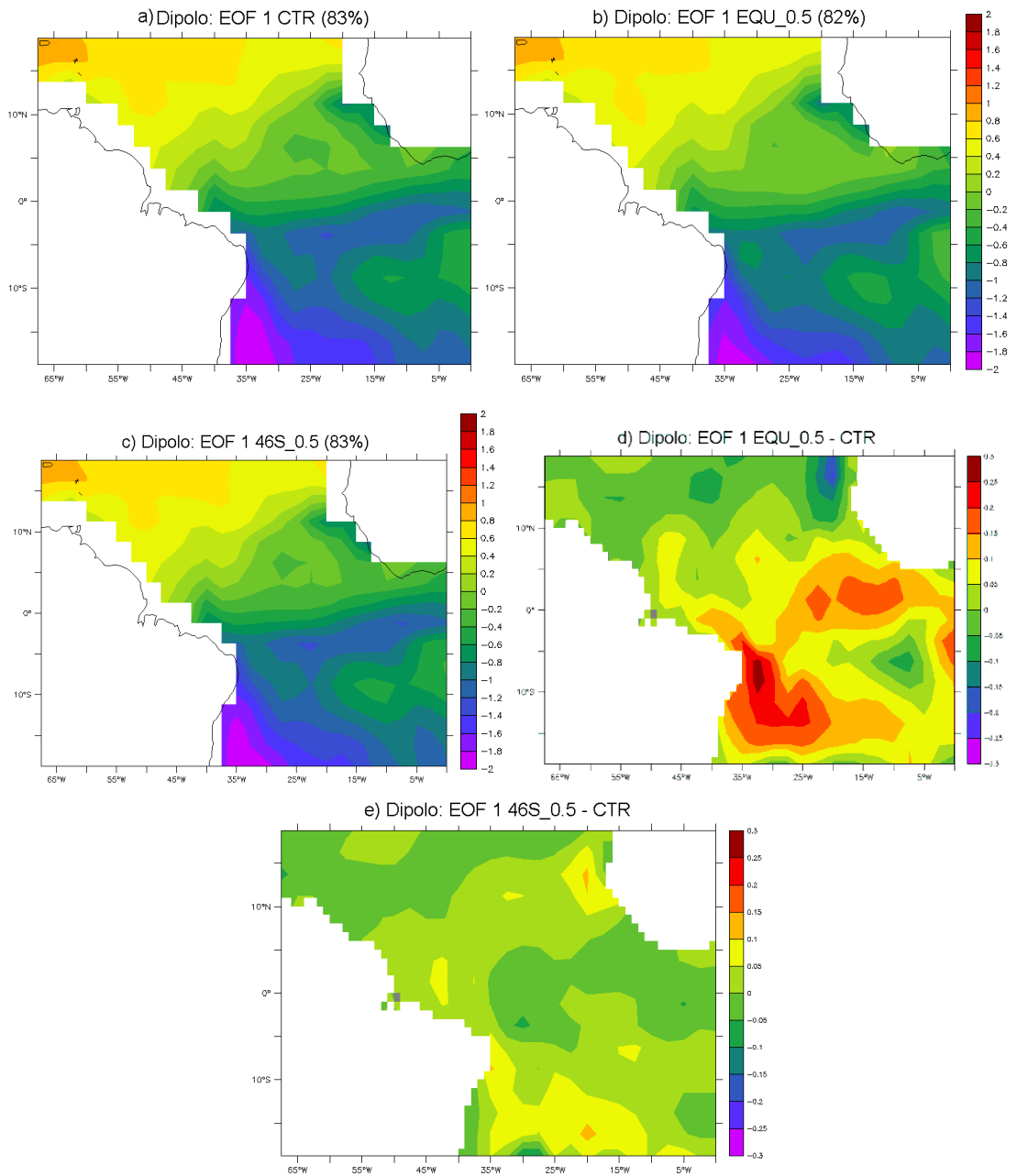


Figura 6.1 – Padrão espacial da primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46_05, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.

A partir dos valores da amplitude da primeira componente da EOF obtidos para as três simulações, é possível analisar a resposta do gradiente de anomalias de TSM do Atlântico Tropical nas variáveis atmosféricas (Figura 6.2). Destaca-se que será mostrada a influência deste modo de variabilidade climática na precipitação para América do Sul, especialmente em relação ao experimento EQU_0.5 o qual mostra as maiores anomalias na região equatorial.

Por meio da regressão linear entre a primeira componente principal de TSM do Atlântico Tropical e as anomalias de precipitação para a simulação CTR (Figura 6.2a), nota-se a influência da fase positiva do dipolo do Atlântico para a América do Sul. Observa-se na fase positiva do dipolo do Atlântico anomalias negativas de precipitação, principalmente para o NEB devido ao deslocamento da ZCIT mais para norte. Quando analisa-se a resposta do dipolo do Atlântico nas anomalias de precipitação para a simulação EQU_0.5 (Figura 6.2b), é possível observar que a fase positiva do dipolo indica a mesma resposta em relação à precipitação, com anomalias negativas no NEB e positivas no Atlântico Tropical norte. Entretanto, ao analisar as diferenças entre as regressões (Figura 6.2c), observa-se uma intensificação da precipitação no interior do NEB, enquanto que o oposto ocorre para a bacia do Atlântico Tropical norte.

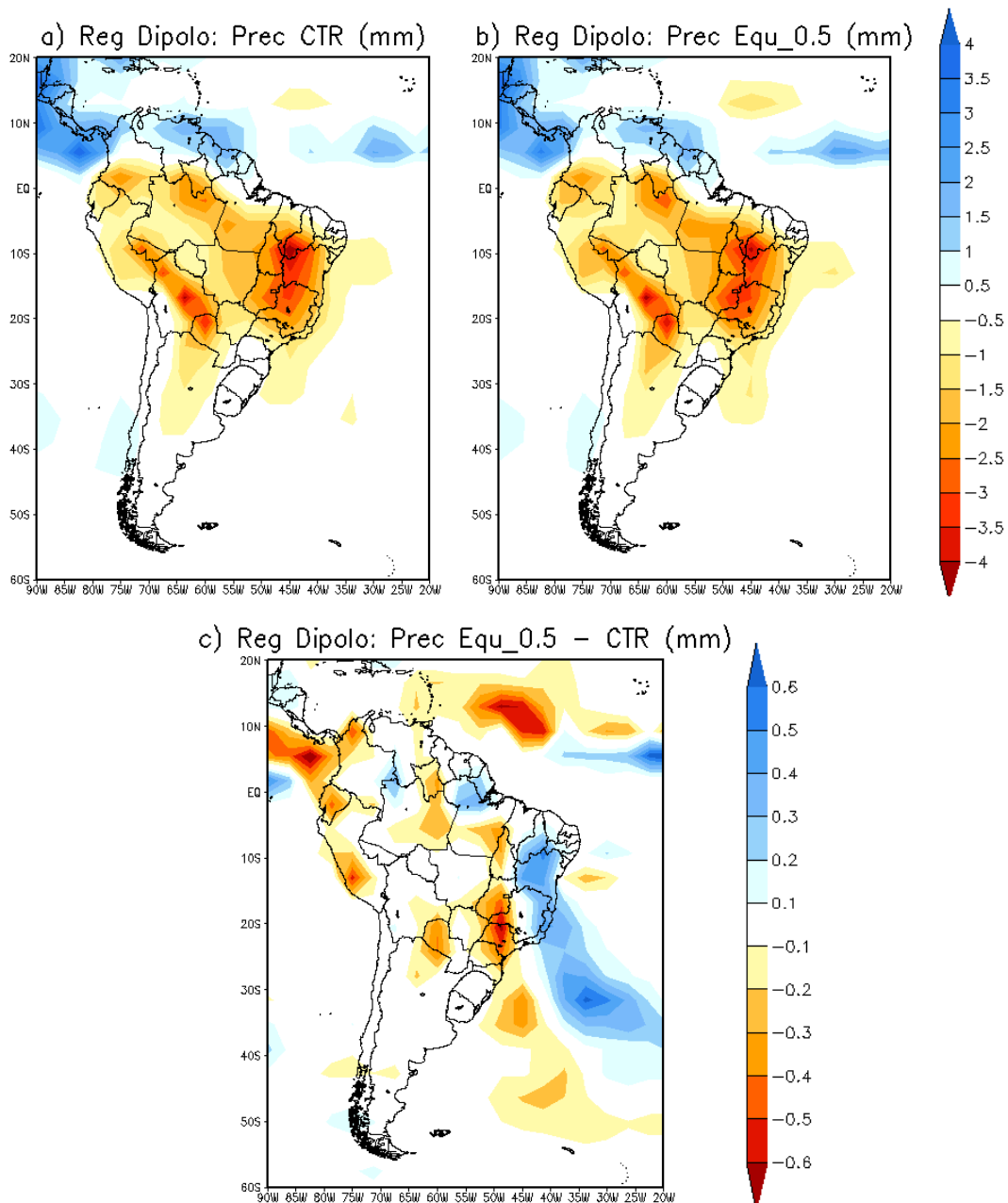


Figura 6.2 – Regressão linear entre a primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical com as anomalias de precipitação (mm). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) EQU_0.5 – CTR.

6.2. Oscilação antártica (OAA)

De acordo com Carvalho et al. (2005), a OAA pode ser identificada através da aplicação da técnica de EOF em uma série de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para as latitudes médias e altas do Hemisfério Sul. Esta oscilação tem uma contraparte no Hemisfério Norte, chamada de Oscilação do Ártico (OA) (Carvalho et al., 2005; Vasconcellos e Cavalcanti, 2010).

Durante a fase positiva da OAA, predominam anomalias negativas de geopotencial na região da Antártica e positiva ao redor da região de latitudes médias (Gong e Wang, 1999). Carvalho et al. (2005) destacam que a atividade dos sistemas transientes, como os ciclones extratropicais e frentes frias, que é observada em latitudes médias fica deslocada para as regiões próximas da Antártica. Entretanto, nas latitudes médias, o predomínio do cinturão de altas pressões modifica a trajetória e intensidade de sistemas transientes.

Por outro lado, Reboita et al. (2009) afirmam que durante a fase negativa da OAA, a trajetória dos ciclones em todo o Hemisfério Sul desloca-se para norte, sendo que no setor do Atlântico Sul há intensa atividade frontogenética e anomalias positivas de precipitação na costa sudeste da América do Sul. Vasconcellos e Cavalcanti (2010) destacam que os extremos de precipitação durante o período de verão no sudeste do Brasil, estão associados com um padrão de circulação anômala, a qual é forçada pelo padrão América do Sul-Pacífico (PSA) intensificado pela OAA.

Destaca-se que, de acordo com Thompson e Wallace (2000), existe uma tendência da OAA em décadas recentes para a fase positiva, devido ao aumento dos ventos de oeste em latitudes médias e às condições frias sobre a maior parte da Antártica.

A OAA pode ser identificada através da aplicação da técnica de EOF em uma série de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para médias e altas latitudes do Hemisfério Sul.

A OAA foi calculada para as três simulações a partir das anomalias de geopotencial em 700 hPa, entre 40°S e 90°S (Figura 6.3). Primeiramente, observa-se na Figura 6.3a, a fase positiva da OAA para a simulação CTR, calculada através de EOF entre os anos de 1980 e 1999. Além disso, a

primeira EOF representa 80% da variância total nesta simulação, indicando que a segunda EOF simulada pelo SPEEDO é muito fraca. É importante destacar que o padrão espacial da fase positiva da OAA é simulado de forma satisfatória pelo SPEEDO, quando comparado com a reanálise do NCEP (Figura 6.3b), com valores negativos sobre a Antártica e positivos em latitudes médias. Entretanto, o modelo simula este padrão climático de forma mais intensa que a reanálise do NCEP, principalmente na região da Antártica, onde os valores de amplitude da primeira EOF são mais negativos. Isto mostra a maior variabilidade do SPEEDO que a reanálise em altas latitudes.

Ao comparar as simulações forçadas com o aumento da tensão de cisalhamento do vento na região equatorial e em 46°S com a CTR (Figuras 6.3c,d), nota-se que as maiores mudanças na OAA ocorrem para a simulação 46S_0.5. É possível observar uma tendência de enfraquecimento da fase positiva deste padrão dominante. Como descrito por Carvalho et al. (2005) e Reboita et al. (2009), a OAA interfere nas atividades dos sistemas transientes. Logo, o enfraquecimento da fase positiva está relacionado com o enfraquecimento dos storm tracks no Hemisfério Sul para a simulação 46S_0.5.

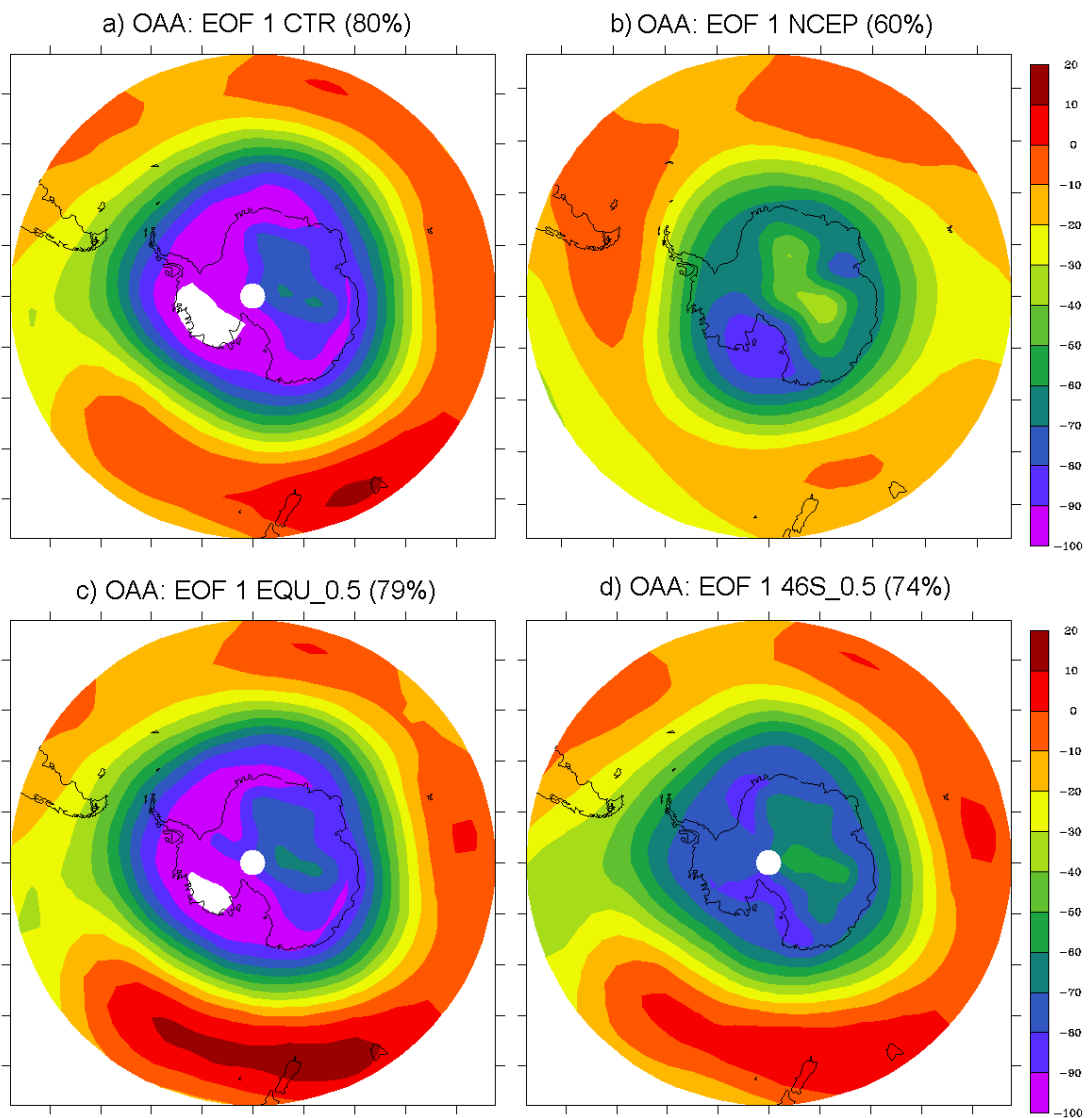


Figura 6.3 – Padrão espacial da primeira EOF de geopotencial em 700 hPa (m). a) simulação CTR, b) reanálise do NCEP, c) simulação EQU_05 e d) simulação 46_05.

Com base nos valores da amplitude da primeira componente da EOF obtidos para as simulações CTR e forçadas, calcula-se a regressão linear para determinar a influência da OAA nas variáveis oceânicas e atmosféricas (Figura 6.4). Neste estudo, foi analisada a resposta da OAA na TSM, no gelo marinho Antártico e na temperatura do ar para o Hemisfério Sul.

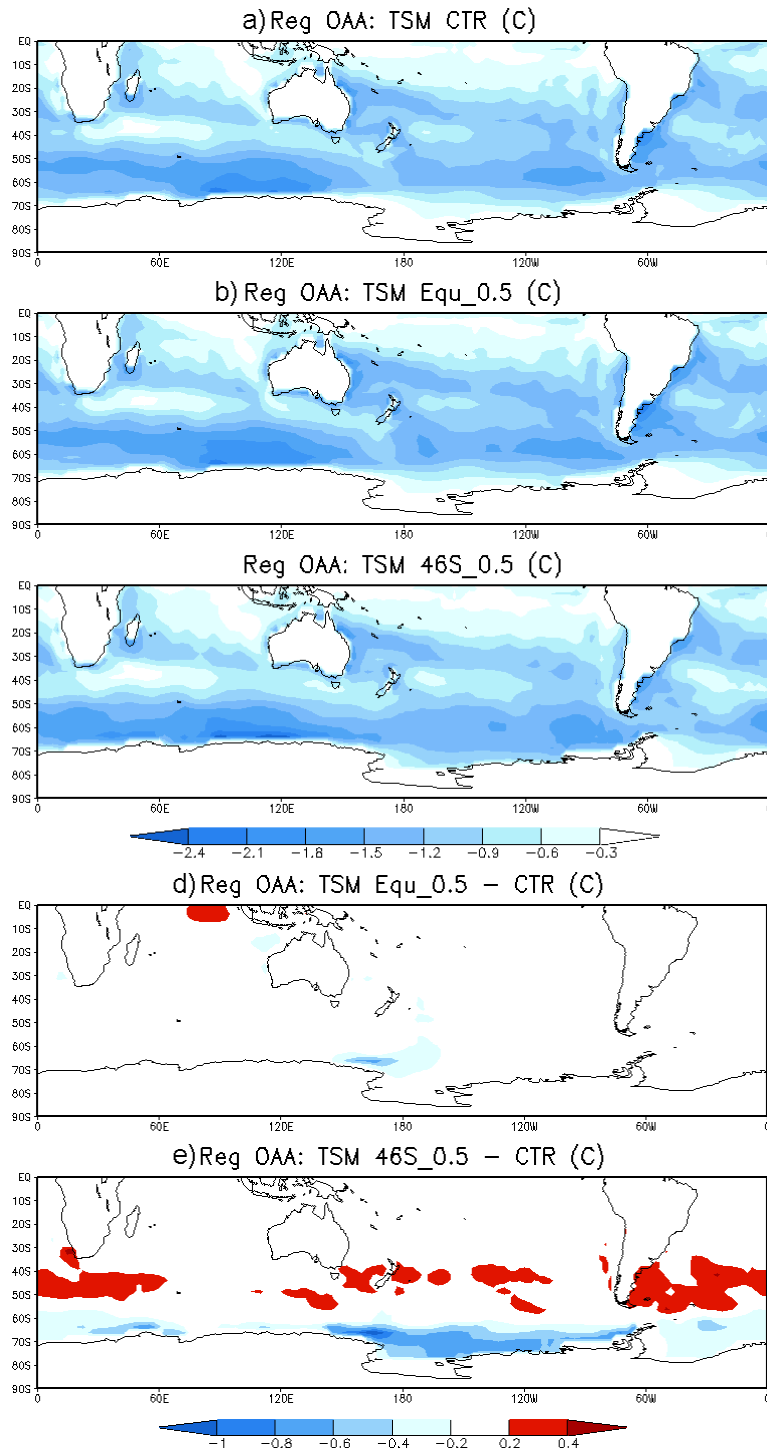


Figura 6.4 – Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de TSM (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR.

Ao analisar a resposta unicamente da OAA nas anomalias de TSM para as simulações CTR e forçadas com a intensificação da TCV (Figuras 6.4a,b,c), observa-se um padrão semelhante nas três situações. A fase positiva da OAA está relacionada com anomalias negativas de TSM no Hemisfério Sul, com valores de até $-2,4^{\circ}\text{C}$ no Oceano Austral próximo a Antártica.

Quando realiza-se as diferenças para as regressões entre a simulação CTR e forçadas, nota-se que OAA não ocasiona mudanças TSM para a condição de TCV mais forte na região equatorial (Figura 6.4d). Entretanto, ao analisar as anomalias entre as simulações CTR e 46S_0.5 (Figura 6.4e), observa-se uma diminuição da contribuição da fase positiva da OAA para as anomalias negativas de TSM entre 40°S e 50°S (valores positivos). Logo, o enfraquecimento da fase positiva da OAA favorece ao aumento de TSM no Hemisfério Sul para a condição da TCV intensificada em 46°S .

A regressão entre os valores de amplitude da primeira EOF das anomalias de geopotencial em 700 hPa em relação as anomalias de espessura do gelo marinho Antártico é mostrada na Figura 6.5. Ao analisar os resultados, nota-se que a OAA também exerce influência na espessura do gelo marinho Antártico sendo que a fase positiva contribui para o aumento de espessura em até 0,3m para as três simulações (Figuras 6.5a,b,c). Além disso, esse valor indica que a OAA contribui com cerca de 30% para o aumento na espessura do gelo marinho Antártico, quando comparado com a simulação CTR (Figura 4.4a).

Destaca-se que a OAA não indica mudanças na espessura do gelo marinho quando compara-se os experimentos CTR e EQU_0.5. Por outro lado, as anomalias mais intensas ficam evidentes para a condição de TCV intensificada em 46°S (Figura 6.5c). Ao realizar a diferença entre as simulações CTR e 46S_0.5 (Figura 6.5e) percebe-se que o enfraquecimento da fase positiva da OAA induz a uma redução da espessura do gelo marinho Antártico de até 0,25m, principalmente nos setores do Mar de Bellingshausen e Amundsen. Desta forma, a OAA contribui em aproximadamente 50% para ocorrência de anomalias negativas na espessura do gelo marinho Antártico, quando comparada com a Figura (4.4e), na condição da TCV intensificada em 50% no Oceano Austral.

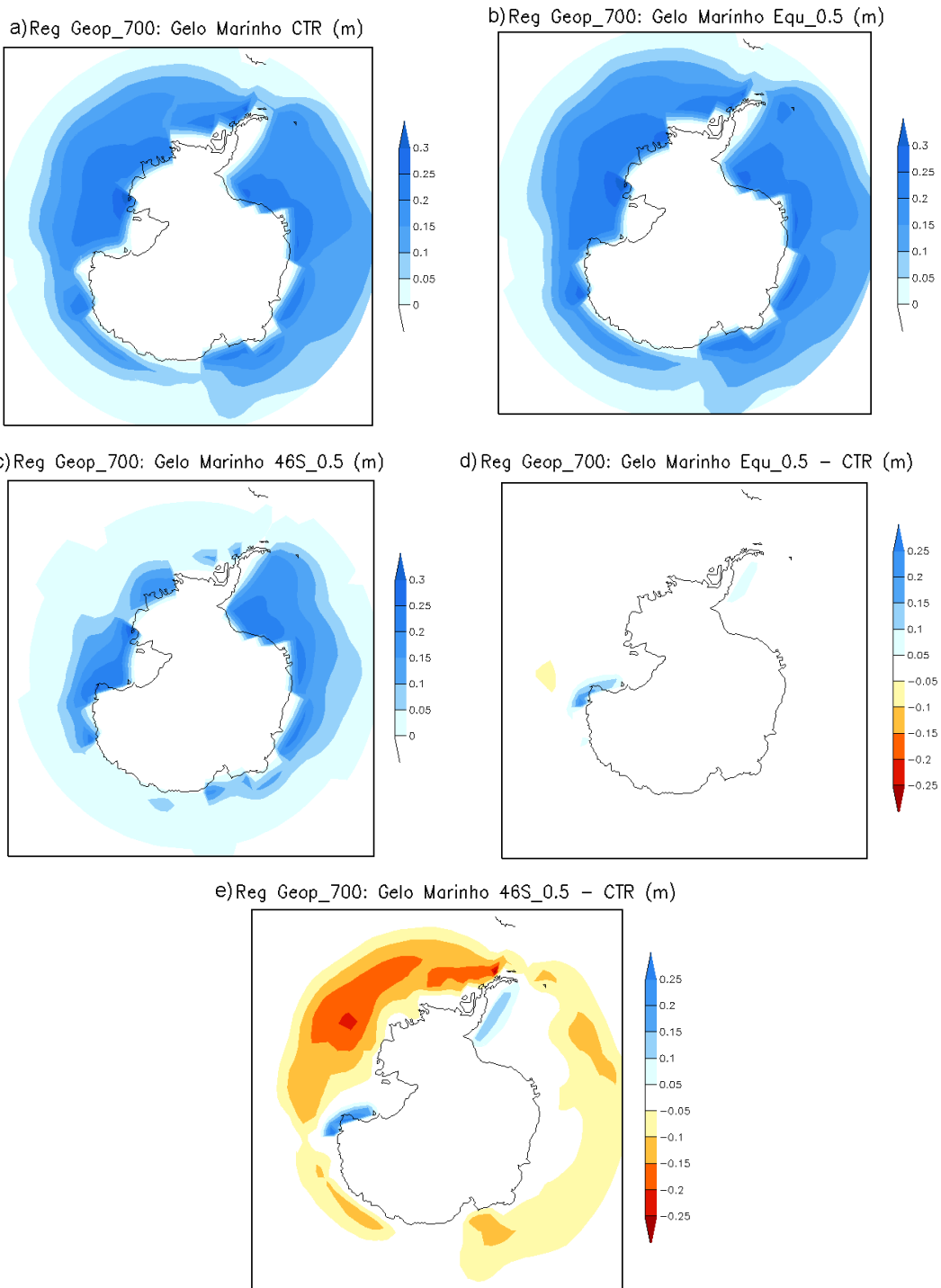


Figura 6.5 – Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de espessura do gelo marinho Antártico (m). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR.

A resposta da OAA na atmosfera é determinada a partir da regressão linear entre os valores de amplitude da primeira EOF das anomalias de geopotencial em 700 hPa e as anomalias de T2m para a simulação CTR e as forçadas com o aumento da TCV (Figura 6.6). Os resultados da regressão indicam que a fase positiva da OAA está relacionada com anomalias de T2m em latitudes médias e altas do Hemisfério Sul (Figura 6.6a), com valores entre -4°C e -6°C próximos à Antártica e mais negativos na região continental da Antártica. Vale ressaltar que Justino e Peltier (2008) mostram uma resposta semelhante da fase positiva da OAA na temperatura do ar, entretanto com magnitude diferente, pelo fato da OAA ter sido determinada para o nível de 500 hPa.

Ao analisar a influência da OAA nas simulações EQU_0.5 e 46S_0.5, um padrão semelhante é observado em relação ao experimento CTR (Figuras 6.6b,c). Como demonstrado para as variáveis TSM e espessura do gelo marinho Antártico, a intensificação da TCV na região equatorial não altera o padrão de T2m, em função da fase positiva da OAA não sofrer alterações neste cenário climático (Figuras 6.6b,d). Por outro lado, a TCV intensificada em 46°S (Figuras 6.6c,e) induz mudanças na fase positiva da OAA, de modo que observam-se anomalias positivas de T2m de até 4°C ao redor da Antártica. Logo, o enfraquecimento da OAA para o experimento 46S_0.5, mostra uma forte relação com as anomalias positivas de T2m neste cenário climático, principalmente nos setores do Mar de Bellingshausen e Amundsen, sendo que nessas regiões são observadas as maiores anomalias na espessura do gelo marinho Antártico. Isto está de acordo com o aumento no fluxo de calor do oceano para a atmosfera, o que também acarreta um aumento na densidade de superfície oceânica e favorece a formação da AFA.

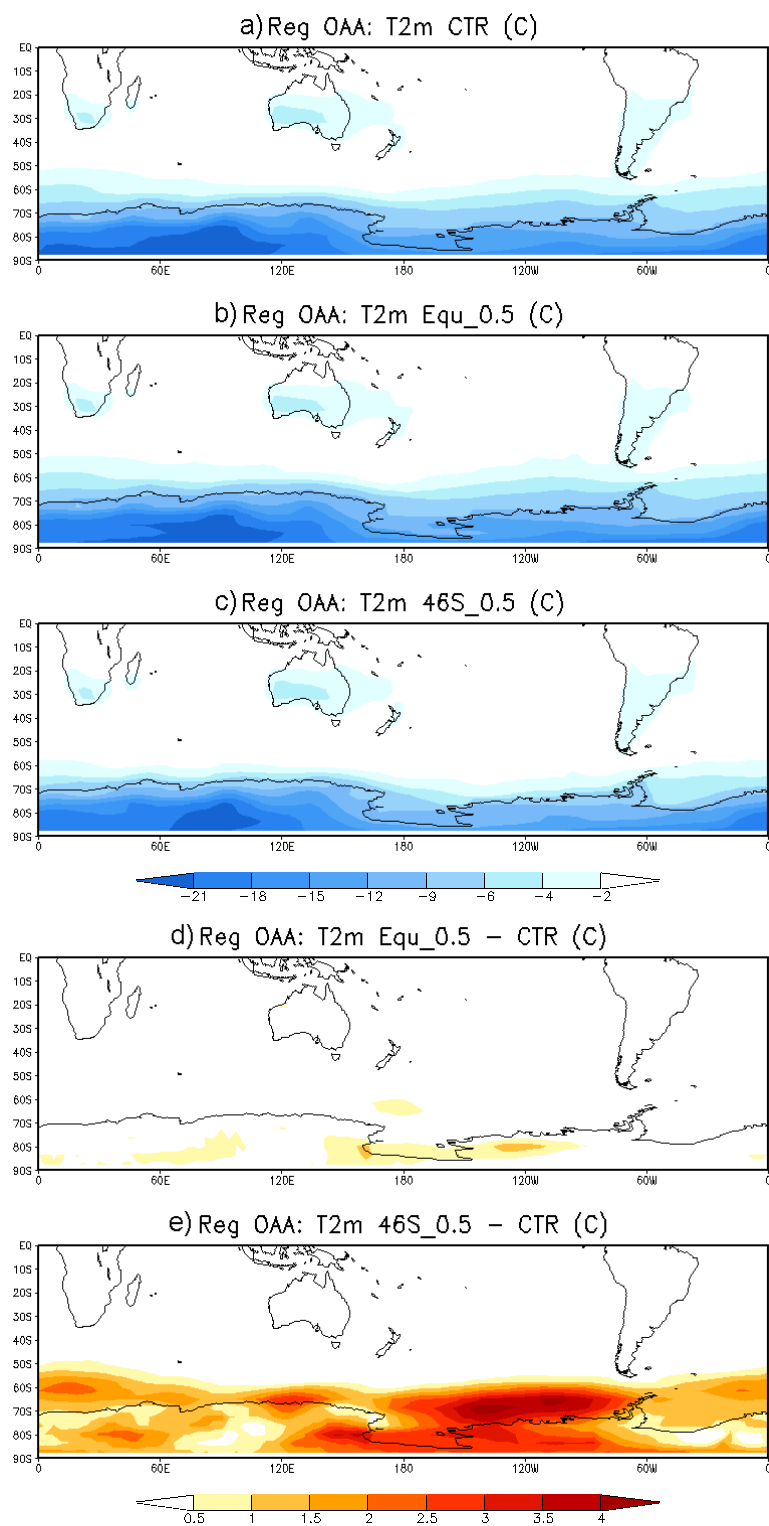


Figura 6.6 – Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de T2m (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46S_0.5, d) EQU_0.5 – CTR e e) 46S_0.5– CTR.

7. CONCLUSÕES

Baseado em simulações realizadas com um modelo climático de complexidade intermediária (SPEEDO), foi possível avaliar a importância da tensão de cisalhamento do vento para o sistema climático, e que sua intensificação sobre a região equatorial e em 46°S ocasiona diferentes respostas nas circulações oceânica e atmosférica.

Apesar de se observarem na literatura trabalhos que sugerem a intensificação da tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano, como por exemplo, Delworth e Zeng, 2008 e Swart e Fyfe, 2012, este estudo torna-se importante pelos resultados inéditos que o modelo SPEEDO apresentou, como os seguintes:

Oceano

- A intensificação da tensão de cisalhamento do vento em 50% em 46°S resultam num enfraquecimento na formação da Água Profunda do Atlântico Norte e num reforço no transporte da Água de Fundo Antártica, alterando a circulação termohalina global.
- Além disso, verificou-se neste cenário climático, um aumento da temperatura e da salinidade na região da Água Intermediária Antártica.

Atmosfera

- Há um enfraquecimento do gradiente térmico meridional para a condição da tensão de cisalhamento intensificada em 46°S, tendo como consequência, uma desintensificação da instabilidade baroclínica e dos sistemas transientes, principalmente no período de inverno no Hemisfério Sul. É importante destacar que a desintensificação do vento zonal com a altura foi um fator determinante para a redução da instabilidade baroclínica em altas latitudes do Hemisfério Sul.
- Com relação ao transporte de calor total (somatório entre o transporte de calor atmosférico e o oceânico), notou-se que as maiores anomalias também ocorreram para a simulação forçada com o aumento da tensão de cisalhamento do vento em 46°S, com um aumento na região de 40°S.

- Além disso, a maior contribuição desse aumento no transporte total foi em função da intensificação do transporte de calor no Oceano Atlântico, o qual passou a ser dirigido de norte para sul, favorecendo ainda mais ao aquecimento no Hemisfério Sul, neste cenário climático.

Modos de variabilidade climática

- A intensificação da TCV na região equatorial influenciou no padrão dipolo do Atlântico Tropical, sendo que observou-se um enfraquecimento da fase positiva deste modo de variabilidade. Além disso, essas mudanças no padrão dipolo foram relacionadas com anomalias positivas de precipitação na região nordeste do Brasil.
- Também foi mostrado que ocorreram mudanças na Oscilação Antártica, devido à intensificação da tensão de cisalhamento em 46°S. Logo, a fase positiva da Oscilação Antártica apresentou um enfraquecimento e passou a contribuir para o maior aquecimento no clima do Hemisfério Sul.

De modo geral, as anomalias da circulação oceânica foram observadas através de mudanças na temperatura e salinidade da superfície do mar, espessura do gelo marinho, temperatura e salinidade abaixo da camada superficial. Ao intensificar a tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano em 50% ao longo da região equatorial, observa-se a ocorrência de anomalias negativas de temperatura da superfície do mar e em subsuperfície para toda a faixa equatorial de até 2°C. Isto está associado a intensificação do transporte de Ekman, e conseqüente aceleração das células subtropicais oceânicas e o aumento na divergência equatorial. Ao intensificar a tensão de cisalhamento do vento em 46°S, foi observada uma dinâmica diferente em relação àquela da região equatorial. Nesta situação, tem-se um aumento da TSM de até 3°C no Oceano Austral e uma redução na espessura do gelo marinho Antártico. É importante destacar que Ma et al. (2010) encontraram uma diminuição da TSM e uma expansão do gelo marinho Antártico para uma condição de vento nulo em 40°S.

Para a condição da tensão de cisalhamento do vento intensificada na região equatorial, as mudanças mais significativas na atmosfera foram observadas para a temperatura do ar que tornou-se mais baixa na região

tropical em aproximadamente 1°C, favorecendo a ocorrência de anomalias negativas de precipitação na faixa equatorial. Já a intensificação da tensão de cisalhamento do vento em 46°S resultam em mudanças mais significativas, com anomalias positivas na temperatura do ar de aproximadamente 7°C na região da Antártica em função do derretimento do gelo marinho Antártico, propiciando uma possível intensificação nas trocas de calor entre o oceano e a atmosfera.

8. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Apesar de o modelo acoplado SPEEDO apresentar um desempenho satisfatório em relação aos dados de reanálise, torna-se importante realizar simulações forçadas com o aumento da tensão de cisalhamento do vento a partir de modelos climáticos com maior grau de complexidade, com o intuito de melhor explicar processos que os modelos de menor complexidade não são capazes de simular ou apresentam limitações, principalmente em relação à resolução espacial.

Diante disto, sugere-se como trabalhos futuros a realização de simulações mostrando a intensificação da tensão de cisalhamento do vento a partir de modelos de maior complexidade e comparar com os resultados obtidos do SPEEDO. Além disso, deverão ser utilizados os resultados das simulações do SPEEDO, que demonstram uma desintensificação da tensão de cisalhamento do vento. Não é claro se a resposta da atmosfera e do oceano devido às variações TCV apresenta um comportamento linear.

REFERÊNCIAS

- ARZEL, O., ENGLAND, M. H. Wind-stress feedback amplification of abrupt millennial-scale climate changes. **Climate Dynamics**. DOI: 10.1007/s00382-012-1288-1, 2012.
- BEAL, L. M. ET AL. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. **Nature**, v. 472 (7344): 429 doi: 10.1038/nature09983, 2011.
- BHASKARAN, B.; MULLAN, A. El niño-related variations in the southern Pacific atmospheric circulation: model versus observations. **Climate Dynamics**, v. 2-3, p. 229–239, 2003.
- BIASTOCH, A., BÖNING, C. W., LUTJEHARMS, J. R. E. Agulhas Leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. **Nature**, v. 456, p. 489–492, 2008.
- BIASTOCH, A., BÖNING, C. W., LUTJEHARMS, J. R. E., SCHWARZKOPF, F. U. Increase in Agulhas leakage due to pole-ward shift of the Southern Hemisphere westerlies. **Nature**, v. 462, p. 495–498, 2009.
- BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1–82, 1964.
- BLANK, D. M. P. **Relação entre a concentração de gelo marinho Antártico e a temperatura mínima na América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Pelotas, Brasil, 2009.
- BOURKE, W. A multilevel spectral model. i. formulation and hemispheric integrations. **Monthly Weather Review**, v. 102, p. 687–701, 1974.
- BRACCO, A., KUCHARSKI, KALLUMMA, R., MOLTENI, F. Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal agcm ensembles. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 659–678, 2004.
- BREUGEM, W. P., HAZELEGER, W., AND HAARSMA, R. J. Mechanisms of northern tropical Atlantic variability and response to CO₂ doubling, **Journal of Climate**, v. 20, p. 2691–2705, 2007.
- BROECKER, W. Paleocean circulation during the last deglaciation. A bipolar seesaw? **Paleoceanography**, v. 13, p. 119–121, 1998.
- CAMPIN, J. M. **Modelisation tridimensionnelle de la circulation generale oceanique lors du dernier maximum glaciaire**. Ph.D. thesis, Université Catholique de Louvain, 1997.

CARMO, A. M. C. **Os Storm Tracks no Hemisfério Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil, 2004.

CARTON, J. A., CAO, X., GIESE, B. S., DA SILVA, A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, p.1165-1175, 1996.

CARVALHO, L. M. V., JONES, AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, 2005.

CHELTON, D., ESBENSEN, S., SCHILAX, M., THUM, N., FREILICH, M. Observation of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1479–1498, 2001.

COMISO, J. C., GORDON, A. L. Interannual variability in summer sea-ice minimum, coastal polynyas and bottom water formation in the Weddell Sea In Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability. **Antarctic Research Series**, v. 74, p. 293-315, 1998.

CUNNINGHAM, S. A., KANZOW, T., RAYNER, D., BARINGER, M. O., JOHNS, W. E., MAROTZKE, J., ET AL. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5 degrees N. **Science**, v. 317(5840), p. 935-938. doi:10.1126/science.1141304, 2007.

CURRY, R., DICKSON, B., YASHAYAEV, I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. **Nature**, v. 426, p. 826–829, 2003.

DASILVA, A., YOUNG, A. C., LEVITUS, S. Atlas of surface marine data 1994, volume 1.: Algorithms and procedures. Tech. Rep. 6, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 1994.

DELWORTH, T. L., GREATBATCH, R. J. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1481–1495, 2000.

DELWORTH, T., MANN, M. E. Observed and simulated multi decadal variability in the Northern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 661–676, 2000.

DELWORTH, T. L., ZENG, F. R. Simulated impact of altered Southern Hemisphere winds on the Atlantic Meridional Overturning Circulation, **Geophysical Research Letters**, v. 35, L20708, DOI:10.1029/2008GL035166, 2008.

DONG, B. W., SUTTON, R. T. The dominant mechanism of variability in Atlantic Ocean heat transport in a coupled ocean– atmosphere GCM. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 2445–2448, 2001.

DUFFY, P., EBY, M., WEAVER, A. Climate model simulations of effects of increased atmospheric CO₂ and loss of sea ice on ocean salinity and tracer uptake, **Journal of Climate**, v. 14, p. 520-532, 2001.

EDEN, C., JUNG, T. North Atlantic interdecadal variability: Oceanic response to the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, v. 14, p. 676–691, 2001.

EMERY, W. J. *Water Types and Water Masses*, University of Colorado, Boulder, CO, USA. Academic Press DOI:10.1006/rwos.2001.0108, 2001.

FERRERO, B., WAINER, I. Estudo comparativo da temperatura e salinidade entre os resultados do Community Climate System Model, os dados hidrográficos do World Ocean Data Atlas 2001 e da reanálise oceânica Simple Ocean Data Assimilation. *Atlântica*, v. 30(2), p. 89-100, 2008.

FYFE, J. C., SAENKO, O. A. Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L06701, DOI: 10.1029/2005GL025332, 2006.

FYFE, J. C., SAENKO, O. A., ZICKFELD, K., EBY, M., WEAVER, A. J. The Role of Poleward-Intensifying Winds on Southern Ocean Warming. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5391-5400, DOI: 10.1175/2007JCLI1764.1, 2007.

GENT, P. Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century? **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 1023-1026, 2001.

GENT, P. R., DANABASOGLU, G. Response to Increasing Southern Hemisphere Winds in CCSM4. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4992–4998. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05011.1>, 2011.

GENT, P., MCWILLIAMS, J. Isopycnal mixing in ocean general circulation model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 20, p. 150-155, 1990.

GILLET, N. P., THOMPSON, D. W. J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. **Science**, v. 302, p. 273–275, 2003.

GONG, D. Y., WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, p. 459–462, 1999.

GOOSSE, H., FICHEFET, T. Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 337-355, 1999.

HALL, A., STOUFFER, R. J. An abrupt climate event in a coupled ocean–atmosphere simulation without external forcing. **Nature**, v. 409, p. 171–174, 2001.

HAARSMA, R. J., CAMPOS, E. J., DRIJFHOUT, D. S., HAZELEGER, W., SEVERIJNS, C. Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean-atmosphere simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 989-1003, DOI:10.1007/s00382-009-0692-7, 2011.

HARRISON, D. E. The appearance of sustained equatorial surface westerlies during the 1982 Pacific warm event. **Science**, v. 224, p. 1099-1102, DOI: 10.1126/science.224.4653.1099, 1984.

HASHIZUME, H., S.-P. XIE, W. T. LIU, AND K. TAKEUCHI. Local and remote atmospheric response to tropical instability waves: A global view from space. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, 10173–10185, 2001.

HASTENRATH, S., HELLER L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.

HAZELEGER, W., HAARSMA, R. J.: Sensitivity of tropical Atlantic climate to mixing in a coupled ocean-atmosphere model, **Climate Dynamics**, v. 25, 4, p. 387–99, 2005.

HAZELEGER, W., SEVERIJNS, C, HAARSMA, R. J., SELTEN, F., STERL, A. Model description and validation of a flexible coupled model for climate studies, Technical Report, 2003.

HAZELEGER, W., SEVERIJNS, C., SEAGER, R., AND MOLTENI, F. Tropical Pacific-driven decadal energy transport variability, **Journal of Climate**, v. 18, p. 2037–2051, 2005.

HELD, I., SUAREZ, M. A two-level primitive equation atmosphere model designed for climate sensitivity experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 206–229, 1978.

HIRABARA, M., ISHIZAKI, H., ISHIKAWA, I. Effects of the Westerly Wind Stress over the Southern Ocean on the Meridional Overturning. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 2114–2132, 2006.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, Inc., 540 pp, 2004.

HOSKINS, B. J., VALDES, P. J. On the existence of storm tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 1854–1864, 1990.

JIA, Y. Ocean heat transport and its relationship to ocean circulation in the CMIP coupled models. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 153-174, 2003.

JONES, I. S. F., TOBA, Y. **Wind stress over the ocean**, 307pp, 2009.

JUSTINO, F. **The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum**. Thesis, Leibniz-Institute of Marine Research - CAU - Germany, 2004.

JUSTINO, F., HASTENREITER, F., GRIMM, A., SCHAEFER, C. Impacto do dióxido de carbono atmosférico no gelo marinho Antártico. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, p. 69-77, 2007.

JUSTINO, F. B., MACHADO, J. P. Climate feedbacks induced by the North Atlantic freshwater forcing in a coupled model of intermediate complexity. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 103-113, 2010.

JUSTINO, F., MARENGO, J., KUCHARSKI, F., STORDAL, F., MACHADO, J., RODRIGUES, M. Influence of Antarctic ice sheet lowering on the Southern Hemisphere climate: modeling experiments mimicking the mid-Miocene. **Climate Dynamics**. DOI: 10.1007/s00382-013-1689-9, 2013.

JUSTINO, F., PELTIER, R. W. Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: glacial maximum and present day perspectives. **Journal of Climate**, v. 21, p. 459-475, 2008.

JUSTINO, F., PELTIER, R. W. Influence of present day and glacial surface conditions on the Antarctic Oscillation/Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**. v.33, DOI: 10.1029/2006GL027001.L22702, 2006.

JUSTINO, F., TIMMERMANN, A., KREBS, U., SOUZA, E. Synoptic reorganisation of atmospheric flow during the last glacial maximum. **Journal of Climate**, v. 18, p. 2826–2846, 2005.

KAGEYAMA, M., VALDES, P. Synoptic-scale perturbations in AGCM simulations of the present and Last Glacial Maximum climates. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 517–533, 2000.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOLLEN, J., ZHU, Y., LETMAN, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., JENNE, R., JOSEPF, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KIEHL, J. T., TRENBERTH, K. E. Earths annual global mean energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 78 pp., 1997.

KNUTTI, R., FLUECKIGER, J., STOCKER, T., TIMMERMANN, A. Strong hemispheric coupling of glacial climate through continental freshwater discharge and ocean circulation. **Nature**, v. 430, p. 851–856, 2004.

KUCHARSKI, F., MOLTENI, F., BRACCO, A. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. **Climate Dynamics**, v. 26, p. 79–91, 2006.

LEVITUS, S., T.P. BOYER, T. P. World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature, number 4, 1994.

LINDZEN, R. S., FARRELL, B. A simple approximate result for maximum growth rate of baroclinic instabilities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 1648-1654, 1980.

LINDZEN, R. S., NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44(17), p. 2418–2436, 1987.

LIU, Z., PHILANDER, S. How different wind stress pattern affect the tropical-subtropical circulations of the upper ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 449-462, 1995.

LIU, W. T., X. XIE, P. S. POLITO, S.-P. XIE, HASHIZUME, H. Atmospheric manifestation of tropical instability waves observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. **Geophysical Research Letters**, v. 27, p. 2545–2548, 2000.

MA, H., L. X. WU, C. LI. The role of southern high latitude wind stress in global climate. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, p. 371–381, DOI: 10.1007/s00376-009-9047-x, 2010.

MACHADO, J. P. **Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao enfraquecimento da circulação termohalina global.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, Brasil, 2009.

MACHADO, J. P., JUSTINO, F. Impactos do aumento da tensão de cisalhamento do vento sobre a região equatorial na circulação oceânica. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado RS, 2012a.

MACHADO, J. P., JUSTINO, F. Impactos das mudanças da tensão de cisalhamento do vento sobre o Oceano Austral no clima do Hemisfério Sul. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado RS, 2012b.

MACHADO, J. P., JUSTINO, F., PEZZI, L. P. Changes in the global heat transport and eddy-mean flow interaction associated with weaker thermohaline circulation. **International Journal of Climatology**. DOI: 10.1002/joc.3411, 2011.

MACHADO, J. P., JUSTINO, F., RODRIGUES, J., LINDEMANN, D, FREITAS, R. Uma nova estratégia para a modelagem acoplada; SPEEDO. Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém, 2010.

MACMYNOWSKI, D. G., TZIPERMAN, E. Two-Way Feedback Interaction between the Thermohaline and Wind-Driven Circulations. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36. p. 914-929, 2006.

MANABE, S., STOUFFER, R. The role of thermohaline circulation in climate. **Tellus**, v. 51A, p. 91–109, 1999.

MARKUS, T., KOTTMEIER, C., FAHRBACH, E. Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity in Antarctic Sea-Ice: Physical process, interactions and variability. **Antarctic Research Series**, v. 74, p. 273-292, 1998.

MARSHALL, J., JOHNSON, H., GOODMAN, J. A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1399–1421, 2001.

MAYKUT, G. A. Large-scale heat exchange and ice production in the Central Arctic. **Journal of Geophysical Research**. v. 87, p. 7971-7984, 1982.

MCCREARY, J., LU, P. Interaction between the subtropical and the equatorial ocean circulations: The subtropical cell. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, p. 466-497, 1994.

MELLOR, G., YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851–875, 1982.

MENDES, D.; SOUZA, E.P.; MARENGO, J., DAMIÃO, M. M. Climatology of extratropical cyclones over the South American southern oceans sector. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, p. 239-250, 2010.

MENVIEL, L., TIMMERMANN, A., MOUCHET, A., TIMM, O. Climate and marine carbon cycle response to changes in the strength of the Southern Hemispheric westerlies. **Paleoceanography**, v. 23, PA4201, DOI:10.1029/2008PA001604, 2008.

MILLER, J. R., RUSSELL, G. L. Ocean Heat Transport during the Last Glacial Maximum. **Paleoceanography**, v. 4, p. 141–155, 1989.

MOLTENI, F. Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. **Climate Dynamics**, DOI 10.1007/s00382-002-0268-2, 2003.

MOURA, A. D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2653-2675, 1981.

NAKICENOVIC, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., ET AL. Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 599 pp., 2000.

NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

OPSTEEGH, J., HAARSMA, R., SELTEN, F., KATTENBERG, A. ECBILT: A dynamic alternative to mixed boundary conditions in ocean models. **Tellus**, v. 50A, p. 348–367, 1998.

PACIOREK, C. J., JAMES, S. R., VALÈRIE, V., RICHARD, D. R. Multiple Indices of Northern Hemisphere Cyclone Activity, Winters 1949–99. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1573–90, 2002.

PEETERS, F. J. C. et al. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. **Nature**, v. 430, p. 661–665, 2004.

PEIXOTO, J., OORT, A. **Physics of Climate**. Springer-Verlag: 520. ISBN 0883187124, 9780883187128, 1992.

PEREIRA, J. **Influência do Gelo Marinho Antártico no Setor Austral e Sudoeste do Atlântico Sul**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia), Universidade de São Paulo, Brasil, 2003.

PEZZI, L. P., CAVALCANTI, I. F. A.. The Relative Importance of ENSO and Tropical Atlantic Sea Surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205-212, 2001.

PEZZI, L. P., RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C12, 3371, DOI:10.1029/2003JC001834, 2003.

PEZZI, L. P., SOUZA, E. B. O Uso da Temperatura da Superfície do Mar em Estudos Climáticos. In: Ronald Buss de Souza. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 117-133, 2005.

PEZZI, L. P., SOUZA, R. B., ACEVEDO, O., WAINER, I., MATA, M. M., GARCIA, C. A. E., CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region, **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D19103, doi:10.1029/2008JD011379, 2009.

PEZZI, L. P., VIALARD, J., RICHARDS, K. J., MENKES, C., ANDERSON, D. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of Tropical Instability Waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n.L16306, p. L16306, 2004.

POLITO, P. S., J. P. RYAN, T. W. LIU, AND F. P. CHAVEZ. Oceanic and atmospheric anomalies of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 2233–2237, 2001.

PREISENDORFER, R. W. **Principal component analyses in meteorology and oceanography**. Elsevier, New York, 425 p, 1988.

RAUPP, C. F. M., DIAS, P. L. S., DIAS, M. A. F. S. Estudo de Caso de um Sistema Convectivo Ocorrido próximo à Costa Leste do Nordeste do Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza / CE. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

RAO, V. B.; CHAPA, S. R.; FRANCHITO, S. H. Decadal variation of Atmosphere-Ocean interaction in the tropical Atlantic and its relationship to the Northeast Brazil rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 77, p. 63-75, 1999.

REBOITA, M. S., AMBRIZZI, T., ROCHA, R. P. D. Relationship between the southern annular mode and the southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009.

ROUAULT, M., PENVEN, P., POHL, B. Warming in the Agulhas Current system since the 1980's. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L12602, 2009.

SAENKO, O. A. On the Climatic Impact of Wind Stress. **Journal of Physical Oceanography**, v. 39, p. 89–106. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JPO3981.1>, 2009.

SAENKO, O. A., ENGLAND, M. H. On the response of Southern Ocean water-masses to atmospheric meridional moisture advection, **Geophysical Research Letters**, v. 30(8), 1433, doi:10.1029/2002GL016516, 2003.

SAENKO, O. A., WEAVER, A. J. Importance of wind-driven sea ice motion for the formation of Antarctic Intermediate Water, **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 4147– 4150, 2001.

SATO, O. T. Fluxos de calor oceânico medidos por satélites. In: Ronald Buss de Souza. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 148-165, 2005.

SCHMID, C., SIEDLER, G., ZENK, W. Dynamics of the Intermediate Water in the Subtropical South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, p. 3191–3211, 2000.

SCHMITT, R. W., BOGDEN, P. S., DORMAN, C. E. Evaporation minus precipitation and density flux for the North Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 19, p. 1208-1221, 1989.

SERVAIN, J., LEGLER, D. M. Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress: 1964-1979. **Journal of Geophysical Research**, v. 91(12), p. 181-191, 1986.

SEVERIJNS, C. A., HAZELEGER, W. The efficient global primitive equation climate model SPEEDO. **Geoscientific Model Development**, v. 3, p. 105-122, 2010.

SOUZA, R. B., LORENZZETTI, J. A., LUCCA, E. V. D. Estimativas da temperatura da superfície do mar através do sensoriamento remoto no infravermelho. In: Ronald Buss de Souza. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 102-116, 2005.

SPEER, K., TZIPERMAN, E. Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 22, p. 94-104, 1992.

STECH, J. L. Assimilação de dados de vento sobre a superfície dos oceanos em modelos de circulação . In: Ronald Buss de Souza. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 20-31, 2005.

STEWART, R. H. **Introduction to Physical Oceanography**. PDF version, 353pp, 2007.

STOUFFER, R. J., YIN, J., GREGORY, J. M., DIXON, K. W., SPELMAN, M. J., ET AL. Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1365-1387, 2006.

SWART, N. C., FYFE, J. C. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress, **Geophysical Research Letters**, v. 39, L16711, DOI:10.1029/2012GL052810, 2012.

TALLEY, D., REID, L., ROBBINS, E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. **Journal of Climate**, v. 16, p. 3213–3226, 2003.

THOMPSON D. W. J., WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000-1016, 2000.

TIMMERMANN, A., GOOSSE, H. Is the wind stress forcing essential for the meridional overturning circulation? **Geophysical Research Letters**, v. 31, L04303, DOI:10.1029/2003GL018777, 2004.

TIMMERMANN, A, JUSTINO, F, JIN, F-F, GOOSSE, H. Surface temperature control in the North and tropical Pacific during the last glacial maximum. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 353–370, 2004.

TOMCZAK, M. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. **Journal of Marine Research**, v. 57, p. 275–303, 1999.

TOMCZAK, M., STUART, J., G. **Regional Oceanography: an Introduction**, 2nd edn, 390pp., 2003.

TRENBERTH, K. E. Storm Tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2151–2178, 1991.

TRENBERTH, K. E., FASULLO, J. T., KIEHL, J. T. Earth's Global Energy Budget, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, p. 311–324, 2009.

TRENBERTH, K. E. The role of Eddies in maintaining the westerlies in the Southern Hemisphere Winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 11, p. 1498-1508, 1986.

TRENBERTH, K., CARON, J. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. **Journal of Climate**, v. 14, p. 3433–3443, 2001.

VASCONCELLOS, F. C., CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, p. 21-26, 2010.

WALLACE, J. M., T. P. MITCHELL, AND C. DESER. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1492– 1499, 1989.

WEARE, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 467-478, 1977.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2nd ed. Academic Press, 627 pp., 2006.

WINTON, M., SARACHIK, E. S. Thermohaline oscillation induced by strong steady salinity forcing of ocean general circulation models. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, p. 1389–1410, 1993.

WONG, A. P. S., N. L., BINDOFF, CHURCH, J. A. Freshwater and heat changes in the North and South Pacific Oceans between the 1960s and 1985-94. *J. Clim.*, **14**(7), 1613–1633, 2001.

WORBY, A. P., GEIGER, C. A. PAGET, M. J. VAN WOERT, M. L. ACKLEY, S. F., DELIBERTY, T. L. Thickness distribution of Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, C05S92, DOI:10.1029/2007JC004254, 2008.

WU, Y., TING, M., SEAGER, R., HUANG, H-P., CANE, M. A. Changes in storm tracks and energy transports in a warmer climate simulated by the GFDL CM2.1 model. **Climate Dynamics**, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00284.1, 2862-2879., 2010.

XIE E ARKIN. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, **Journal of Climate**, v. 9, p. 840-858, 1996.

YANG, X., HUANG, R., WANG, D. Decadal changes of wind stress over the Southern Ocean associated with Antarctic Ozone Depletion. **Journal of Climate**, v. 20, p. 3395–3410. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4195.1>, 2007.

YIN, J. H. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L18701, doi:10.1029/2005GL023684, 2005.

YIN, F., SARACHIK, E. S. Interdecadal thermohaline oscillations in a sector ocean general circulation model: Advective and convective processes. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 2465–2484, 1995.