

ALEX SANTOS DA SILVA

**CLIMA DO HEMISFÉRIO SUL HÁ 1,080 MILHÃO DE ANOS: IMPACTO DO
DERRETIMENTO DA GELEIRA ANTÁRTICA**

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

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2013

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

T

S586c
2013
Silva, Alex Santos da, 1987-
Clima do Hemisfério Sul há 1,080 milhão de anos : impacto
do derretimento da geleira antártica / Alex Santos da Silva. –
Viçosa, MG, 2013.
xiv, 60f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui apêndice.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f.36-41.

1. Climatologia - Antártida. 2. Geleiras - Antártida.
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Engenharia
Agrícola. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 551.6

ALEX SANTOS DA SILVA

**CLIMA DO HEMISFÉRIO SUL HÁ 1,080 MILHÃO DE ANOS: IMPACTO DO
DERRETIMENTO DA GELEIRA ANTÁRTICA**

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

APROVADA: 24 de julho de 2013.



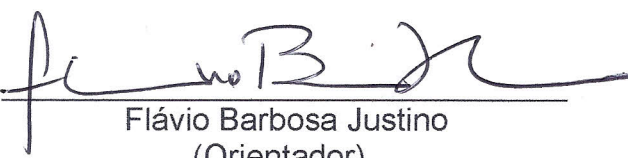
Carlos Fernando Lemos



Hemlley Maria Acioli Imbuzeiro



Paulo José Hamakawa



Flávio Barbosa Justino
(Orientador)

Jesus Cristo, coroadado de glória e de honra,
que pela Graça de Deus, deu-me vida e
vida com abundância.

“Se formos infiéis, ele permanece fiel; não pode negar-se a si mesmo.”

(Trecho da Bíblia, na segunda epístola a Timóteo, capítulo 2, versículo 13).

AGRADECIMENTOS

Ao Deus pai, Deus filho e Deus Espírito Santo, pelo amor, pelo fôlego de vida, pela misericórdia e pelos caminhos traçados por Ele até aqui.

Ciente de possíveis injustiças, por me esquecer de citar alguém (pois muitos me acompanharam), agradeço simploriamente, os testemunhos de vida das pessoas que conheci e que, de alguma forma contribuíram para a conclusão deste trabalho, louvo a Deus por todos vós.

Aos meus amados pais, Florêncio e Imaculada Silva, pelo amor, pela educação e por ser um exemplo da fidelidade e da bondade de Deus para comigo, a minha eterna gratidão.

Ao meu irmão Fernando Santos da Silva, por deixar Deus usá-lo com autoridade e virtude em muitos momentos desta caminhada.

Aos meus pastores Abraão, Ieda, André, Egnaldo e seus auxiliares, pela dedicação em aprender, ensinar e viver a fé e a conduta de Jesus Cristo.

Aos demais familiares e a Srta. Lizarb Cardoso, pela força e pelo exemplo de que família é muito importante na vida de uma pessoa.

Ao professor Flávio Justino, pelos ensinamentos, pelo respeito e pela oportunidade de realizar este mestrado. Além da relação professor-aluno, firmando uma amizade duradoura.

Aos amigos de sala Henderson, Rômula, Mônica, Douglas, Marine, Rafael, Walter, Manuel, Almir, Marcos Paulo, Carol, Maurício, Dayane e Paulo.

À secretária Graça, pela ajuda na resolução de dúvidas e questionamentos, sempre prestativa e atenciosa.

Aos demais amigos, professores e funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola, pela ajuda e pelo apoio.

À Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade de realização do curso.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro.

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

BIOGRAFIA

ALEX SANTOS DA SILVA, filho de Florêncio Pereira da Silva e Imaculada Conceição Aparecida Santos da Silva, nasceu em 25 de agosto de 1987, na cidade de São Paulo, SP.

Em dezembro de 2004 concluiu o ensino médio no Colégio da Polícia Militar (COLPOLMIL, SP).

Em meados de julho de 2005, ingressou no Curso de Graduação de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, RS.

Em agosto de 2007 sofreu um grave acidente automobilístico, limitando-o fisicamente por um período de aproximadamente 10 meses.

Graduou-se bacharel no Curso de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, em agosto de 2011.

No mesmo mês e ano, ingressou no Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola da Universidade Federal de Viçosa, MG.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xi
RESUMO.....	xiii
ABSTRACT	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
2.1. Objetivos específicos	4
3. METODOLOGIA.....	5
3.1. Dados utilizados para validação.....	5
3.1.1. Dados observados LEVITUS	5
3.1.2. Dados observados NCEP/NCAR	6
3.1.3. Dados observados GPCP	7
3.2. Modelo climático acoplado SPEEDO	8
3.3. Simulações acopladas (oceano – atmosfera – gelo).....	10
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	13
4.1. Validação da simulação controle (CTRL)	13
4.1.1. Temperatura da Superfície do Mar	13
4.1.2. Temperatura e Salinidade do Mar.....	13
4.1.3. Temperatura do ar	14
4.1.4. Precipitação	15
4.2. Circulação Oceânica há 1,080 milhão de anos	15

4.2.1. Temperatura da Superfície do Mar	15
4.2.2. Gelo Marinho	17
4.2.3. Temperatura do Mar	19
4.2.4. Fluxo de calor nos oceanos	21
4.2.5. Salinidade da Superfície do Mar	22
4.2.6. Salinidade do Mar	23
4.2.7. Fluxo de sal nos oceanos	24
4.2.8. Circulação Termohalina Global.....	25
4.3. Circulação Atmosférica há 1,080 milhão de anos	26
4.3.1. Temperatura do ar	27
4.3.2. Pressão ao nível médio do mar	27
4.3.3. Vento	29
4.3.4. Fluxo meridional de calor	31
4.3.5. Precipitação	32
5. CONCLUSÕES	34
6. REFERÊNCIAS.....	36
APÊNDICE A – Figuras ilustrativas.....	42

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** Mapa do continente antártico. As áreas em cinza representam plataformas de gelo (partes flutuantes do manto de gelo antártico). (Fonte: adaptada de Simões et al., 2004).....42
- Figura 2** Regiões geográficas consideradas: (a) distribuição espacial do continente antártico e seus oceanos adjacentes (pontilhado amarelo); (b) configuração horizontal da topografia Antártica. Triângulo (amarelo) indica a região oeste da Antártica e a elipse (vermelha) denota a faixa costeira do mar de Ross. (Fonte: adaptada do Centro Polar e Climático UFRGS).....42
- Figura 3** Representação esquemática das correntes marítimas do Atlântico Sul. Preenchimento em cinza representa as regiões com profundidades inferiores a 3000 m. (Fonte: adaptada de Peterson; Stramma,1991).....43
- Figura 4** Altura das geleiras acima do nível do mar (m) para as simulações (a) CTRL e (b) 1080ka.....43
- Figura 5** Distribuição da temperatura da superfície do mar (°C). a) dados observados LEVITUS; b) simulação CTRL; c) média zonal.....44
- Figura 6** Perfil vertical da temperatura (°C) e da salinidade (psu) do mar. a) dados observados LEVITUS; b) simulação CTRL; c) média zonal da salinidade da superfície do mar.....45
- Figura 7** Distribuição da temperatura do ar (°C), em 850hPa. a) dados observados NCEP; b) simulação CTRL.....46
- Figura 8** Distribuição da precipitação média diária (mm/dia). a) dados observados GPCP; b) simulação CTRL.....46
- Figura 9** Distribuição da temperatura da superfície do mar (°C). a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....47

Figura 10	Diferença da temperatura da superfície do mar climatológica entre as simulações 1080ka e CTRL. (a) Corrente do Brasil; (b) Corrente Equatorial Sul; (c) Corrente Circumpolar Antártica.....	48
Figura 11	Espessura média anual do gelo marinho Antártico (m) na simulação CTRL (a) e, anomalias desta espessura entre as simulações 1080ka e CTRL (b).....	49
Figura 12	Perfil vertical da temperatura do mar (°C) no Hemisfério Sul. a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	50
Figura 13	Perfil vertical da temperatura (°C). a) Corrente Equatorial Sul (10°S: 20°O); b) Corrente do Brasil (36°S: 50°O); c) Mar de Ross (75°S: 168°L); d) Corrente Circumpolar Antártica (60°S).....	51
Figura 14	Fluxo de calor (PW) nos oceanos. a) Simulação CTRL e; b) Simulação 1080ka - CTRL.....	52
Figura 15	Distribuição horizontal da salinidade da superfície do mar (psu). a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL. Relação entre SSM e Ev-Pr da simulação CTRL (c) e da anomalia 1080ka – CTRL (d).....	53
Figura 16	Perfil vertical da salinidade do mar (psu) no Hemisfério Sul. a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	54
Figura 17	Fluxo de sal (psuSv) nos oceanos. a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	55
Figura 18	Função de corrente (Sv) do Oceano Atlântico, segundo a simulação CTRL (a) e a diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (b).....	56
Figura 19	(a) Topografia da Antártica (m) em aproximadamente 1,080 milhão de anos passados e; (b) Variação da temperatura do ar (°C), em 850 hPa, entre as simulações 1080ka e CTRL.....	57

Figura 20	Média anual da pressão ao nível médio do mar (hPa). a) simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	57
Figura 21	Velocidade horizontal do vento ($m s^{-1}$) na Antártica, a diferentes níveis atmosféricos. Simulação CTRL (a), (b) e (c); diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (d), (e) e (f).....	58
Figura 22	Velocidade horizontal do vento ($m s^{-1}$) sobre o oceano Atlântico Sul e vizinhanças, a diferentes níveis atmosféricos. Simulação CTRL (a), (b) e (c); diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (d), (e) e (f).....	59
Figura 23	Fluxo meridional de calor ($K ms^{-1}$). a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	60
Figura 24	Distribuição da precipitação média anual (mm/ano). a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.....	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Distribuição dos níveis verticais padronizados dos dados mensais observados LEVITUS, dos níveis verticais do componente oceânico CLIO e suas respectivas profundidades, em metros.....	6
-----------------	--	---

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

1080ka	1,080 milhão de anos
°	Graus
°C	Graus Celsius
%	Por Cento
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CLIO	Coupled Large – Scale Ice - Ocean
cm	Centímetros
CO ₂	Dióxido de Carbono
CTRL	Controle
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA	ECMWF Re-analyses
Ev	Evaporação
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
hPa	HectoPascal
ICTP	International Centre for Theoretical Physics
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
K	Kelvin
km	Quilômetros
L	Leste
m	Metros
MIS31	Marine Isotope Stage 31
mm	Milímetros
N	Norte
NCAR	National Centers for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
O	Oeste
PW	Peta Watts
ppmV	Partes por milhão por volume
Pr	Precipitação
psu	Practical Salinity Units

s	Segundos
S	Sul
SPEEDY	Simplified Parametrization, primitive – Equation Dynamics
Sv	Sverdrup
TW	Tera Watts
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
W	Watts
WCRP	World Climate Research Programme
WOA	World Ocean Atlas

RESUMO

SILVA, Alex Santos da, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2013. **Clima do Hemisfério Sul há 1,080 milhão de anos: impacto do derretimento da geleira Antártica.** Orientador: Flávio Barbosa Justino.

O sistema climático da Terra é influenciado pela configuração da topografia, cuja importância fundamenta-se na caracterização dos aspectos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera e do oceano. Neste sentido, o objetivo do estudo é investigar os processos oceânicos e atmosféricos associados ao colapso das geleiras continentais da região oeste da Antártica, referente ao período de 1,080 milhão de anos (ka) passados. Para tal fim, foram realizadas duas simulações com o modelo climático acoplado SPEEDO: a) simulação controle (CTRL), sob condições atuais e; b) simulação forçada (1080ka), inserindo a topografia de 1,080 ka passados. Ambas as simulações são conduzidas com a concentração atmosférica de CO_2 em 380 ppmV. Na circulação oceânica, os resultados da simulação 1080ka mostram variações de salinidade e temperatura em relação à CTRL, em todos os níveis oceânicos. A forçante contribuiu para um aumento de aproximadamente 1,4 °C e 1,6 °C na temperatura da superfície do mar dos mares de Ross e a leste da Antártica, somados a intensificação do fluxo de calor oceânico ao sul do oceano Atlântico. Por outro lado, houve um acréscimo de 20 TW no fluxo de calor em direção ao norte do oceano Pacífico. Estas variações oceânicas conduzem a mudanças na circulação atmosférica. A temperatura do ar na simulação 1080ka foi 6,5 °C maior a CTRL na região do mar de Ross, inversamente a região leste da Antártica, onde ocorreu um decréscimo de 4,5 °C. No campo de precipitação, houve um aumento de aproximadamente 160 mm/ano na Península Antártica e uma diminuição próxima a 80 mm/ano no sul do Oceano Atlântico. O vento, em baixos níveis, foi intensificado no Anticiclone do Atlântico Sul, deslocando-se em direção ao continente sul-americano. Em altos níveis, os fluxos de oeste foram enfraquecidos, devido ao menor gradiente térmico meridional na região extratropical. Embora se tenha utilizado um modelo climático de complexidade intermediária, o mesmo foi capaz de representar os principais mecanismos de conservação de massa da atmosfera e dos oceanos.

ABSTRACT

SILVA, Alex Santos da, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2013. **South Hemisphere's climate in 1.080 million years ago: impact of the Antarctic melting glacier.** Adviser: Flávio Barbosa Justino.

The Earth's climate system is influenced by the topography configuration, whose importance is based on the characterization of the dynamic and thermodynamic aspects of the atmosphere and ocean. In this sense, the study aims to investigate the oceanic and atmospheric processes associated with the western Antarctic ice sheet collapse, which occurred 1.080 million years (ka) ago. Thus, two simulations were performed with the coupled climate model SPEEDO: a) the control simulation (CTRL) under current conditions and, b) forced simulation (1080ka), inserting the topography of 1.080 ka ago. Both simulations are conducted in the CO_2 atmospheric concentration of 380 ppmV. In the ocean circulation, the 1080ka simulation results show variations of salinity and temperature in relation to CTRL, at all ocean levels. Forcing contributed to an increase of approximately 1.4 °C and 1.6 °C in the sea surface temperature of the Ross and eastern Antarctic seas, plus the intensification of oceanic heat flux in the South Atlantic Ocean. On the other hand, there was an increase of 20 TW heat flow towards the north Pacific Ocean. These oceanic variations lead to changes in atmospheric circulations. The air temperature in the 1080ka simulation was 6.5 °C higher than CTRL in the Ross Sea region, contrary to the eastern region of Antarctic, where there was a decrease of 4.5 °C. In the precipitation field, there were an increase of approximately 160 mm/year in the Antarctic Peninsula and a decrease near 80 mm/year in the South Atlantic Ocean. The wind, at low levels, intensified in the South Atlantic anticyclone, moving towards South America continent. At high levels, the westward fluxes were weakened by the lower thermal gradient in the extratropical region. Although an intermediate complexity climate model was used, it was able to represent the main mass conservation mechanisms of the atmosphere and oceans.

1. INTRODUÇÃO

O sistema climático da Terra é influenciado pela configuração da topografia em grande escala, cuja importância fundamenta-se na caracterização dos aspectos dinâmicos e termodinâmicos do clima (DECONTO; POLLARD, 2003; JUSTINO; PELTIER, 2006; HAMON et al., 2012).

A região da Antártica (Figura 1), caracterizada marítima e continentalmente pelo gelo, em termos de espessura, concentração (percentual de área coberta), idade e espessura da camada de neve superior, modificaram-se substancialmente na história climática da Terra (ZACHOS et al., 2001). Segundo DeConto e Pollard (2003), na era Cenozóica, que compreende o período entre 65 e 1,5 milhões de anos passados, houve rápida glaciação induzida pelas mudanças na concentração atmosférica de CO_2 (dióxido de Carbono), com menor contribuição associada à abertura de passagens no Oceano Austral (entre Antártica e Austrália – Passagem da Tasmânia, e entre a Antártica e a América do Sul – Passagem de Drake).

Apesar das incertezas, informações geológicas indicam que mudanças anteriores nas concentrações de CO_2 estiveram correlacionadas com mudanças substanciais no volume de gelo e nível do mar global. Pagani et al. (2005) mostraram que no período do Eoceno (aproximadamente 55 milhões de anos passados), a concentração de CO_2 atmosférico era cerca de 1250 ± 250 ppmV. No início do Oligoceno (aproximadamente 32 milhões de anos atrás), a concentração de CO_2 atmosférico caiu para cerca de 500 ± 150 ppmV (PAGANI et al., 2005). Isto foi acompanhado pelo primeiro crescimento de gelo permanente no continente Antártico e por uma variação global do nível médio do mar de 45 ± 5 m (DECONTO; POLLARD, 2003). De acordo com Ahn et al. (2004), o período mais recente de baixa concentração de CO_2 atmosférico (185 ppmV) foi há 21.000 anos e corresponde ao Último Máximo Glacial, quando o nível do mar eustático diminuiu 130 ± 10 m (YOKOYAMA et al., 2000), em relação aos valores atuais.

Durante o início do Mioceno (23 a 17 milhões de anos passados), o volume de gelo variou entre 50% e 125% dos valores atuais. Tais oscilações

influenciaram diretamente na quantidade de radiação solar refletida pelo Hemisfério Sul e na caracterização do gradiente térmico meridional, influenciando a circulação de Hadley (OGURA; OUCHI, 2001; POLLARD; DECONTO, 2005, JUSTINO et al., 2013).

A partir de estudos com simulações numéricas, evidencia-se a importância das variações das geleiras polares. Modelos de circulação geral do clima geralmente mostram um aquecimento maior nas regiões polares que nas regiões tropicais para um cenário futuro de aquecimento global. Isto ocorre pelo mecanismo dinâmico conhecido como retroalimentação climática em função do albedo. Com o aquecimento da atmosfera adjacente, existiria um derretimento do gelo, aumentando a absorção da radiação solar e, conseqüentemente, o aquecimento inicial (JUSTINO et al., 2007).

Vale ressaltar, que devido à ausência de continentes entre as latitudes de aproximadamente 40°S e 60°S, o escoamento de água na região oceânica ao redor do continente Antártico é contínuo. Inevitavelmente, as circulações oceânicas e atmosféricas da região dão-se de maneira análogas. A corrente gerada por esse mecanismo é a Corrente Circumpolar Antártica, cujas interações com as geleiras foram avaliadas por Tomcsak e Godfrey (2003).

Nas últimas décadas houve um potencial para deglaciação da parte oeste das Geleiras Continentais da Antártica (Figura 2b), devido ao aquecimento global (ALLEY et al., 2005; VAUGHAN; ARTHERN, 2007). Dados de sensoriamento remoto também sugerem que o leste Antártico sofreu perdas de massa nas regiões costeiras (CHEN et al., 2009). Contudo, as variações contínuas nas geleiras continentais da Antártica e Groenlândia são paulatinamente observadas em maiores detalhes pelas informações de satélites (FRICKER et al., 2007; HOWAT et al., 2007; PAYNE; SAMMONDS, 2006).

Devido ao aquecimento global, uma redução considerável das geleiras continentais polares é esperada. Na parte oeste das geleiras continentais da Antártica, por exemplo, as condições favoráveis a um possível colapso assemelham-se ao ocorrido há aproximadamente 1,080 milhão de anos, quando a concentração de CO_2 atmosférico atingia cerca de 325 ppmV e os valores de temperatura eram comparados aos níveis que podem ser atingidos ou até excedidos nos próximos séculos (MELLES et al., 2012), embora as

estimativas destes valores de CO_2 e temperatura não sejam conclusivos. Em termos de temperatura, a maior parte dos dados é coletada na vizinhança antártica, o que não pode ser extrapolado para valores globais.

Variações de temperatura e salinidade da água do mar devido ao degelo continental na costa oeste da Antártica, que levaria a um aumento do nível médio do mar de aproximadamente 5 metros, segundo o IPCC (2007), se totalmente derretido, seria mais contundente que a observada na parte leste, pois a instabilidade da água sub-superficial é maior e porque, como demonstrado por Shapiro e Ritzwoller (2004), seu fluxo geotérmico é alto, induzindo temperatura basal maior do que na parte leste.

As distintas características das correntes oceânicas do Atlântico Sul (Figura 3) contribuem para a geração de intensos gradientes de *momentum* e fluxos verticais de energia. Estes fluxos afetam as estruturas dinâmica e termodinâmica tanto da atmosfera quanto do oceano (PEZZI et al., 2004; 2006).

De modo geral, os processos turbulentos que ocorrem em pequenas escalas temporais e espaciais (ordem de quilômetros ou horas) podem induzir variações na evolução do processo de grande escala (ordem de milhares de quilômetros e vários dias). Por sua vez, processos de grande escala a oeste da Antártica (ALLEY et al., 2005; VAUGHAN; ARTHERN, 2007) influenciam diretamente as condições meteorológicas dos oceanos e da atmosfera.

Desta forma, avaliações que permitam diagnosticar o clima do período sob a ausência da parte oeste das geleiras continentais da Antártica (1,080 milhão de anos passados), é de suma importância para identificar possíveis impactos do aquecimento global esperado para um futuro próximo. Este estudo se propõe, a avaliar, com base em simulações com um modelo global acoplado, as circulações oceânicas e atmosféricas de 1,080 milhão de anos passados visando entender os processos que podem ocorrer futuramente, como resultado do derretimento da parte oeste da geleiras continentais da Antártica. O período em torno de 1,080 milhão de anos passados também é conhecido como MIS31 (Marine Isotope Stage 31).

2. OBJETIVOS

Investigar os processos oceânicos e atmosféricos associados ao colapso das geleiras continentais a oeste da Antártica, referente ao período de 1,080 milhão de anos passados, baseando-se em simulações com o modelo climático acoplado SPEEDO.

2.1. Objetivos específicos

- Avaliar as variações de temperatura e salinidade dos oceanos do Hemisfério Sul, sob condições topográficas atuais e de 1,080 milhão de anos passados.
- Investigar as principais mudanças na temperatura, pressão ao nível médio do mar, vento, sistemas transientes e precipitação durante o período de amplo colapso das geleiras continentais a oeste da Antártica há 1,080 milhão de anos.

3. METODOLOGIA

3.1. Dados utilizados para validação

3.1.1. Dados observados LEVITUS

Utilizou-se o Atlas Oceânico Global 94 (WOA, em inglês), cuja climatologia de 1900 a 1992 consiste de dados das propriedades dos oceanos, fornecidos pelo laboratório do clima oceânico da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA, em inglês). O WOA (também denominado LEVITUS, em homenagem ao pesquisador Sydney Levitus), baseia-se em grades globais espacialmente analisadas e produzidas em escalas temporais mensais, sazonais e anuais. Na distribuição dos campos médios mensais, a cobertura espacial é de 1° de latitude por 1° de longitude (180 X 360 pontos de grade).

Esta versão do LEVITUS foi escolhida por distribuir dados tridimensionalmente, interpolados em 19 níveis verticais padronizados (Tabela 1) desde a superfície (0 m) até a profundidade de 1000 metros. Os dados analisados são: profundidade da camada de mistura oceânica (baseada na temperatura potencial ou na densidade potencial), temperatura e salinidade de todo perfil vertical. Além dos campos médios das propriedades oceânicas, o LEVITUS também fornece informações estatísticas sobre tais dados constituintes. Há, por exemplo, a origem das médias geradas para as quantidades de pontos dos dados, seus cálculos do desvio padrão e do erro padrão. Este Atlas Oceânico Global está disponível em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.nodc.woa94.html>.

TABELA 1. Distribuição dos níveis verticais padronizados dos dados mensais observados LEVITUS, dos níveis verticais do componente oceânico CLIO e suas respectivas profundidades, em metros.

Nível	LEVITUS	CLIO
	<i>Profundidade (m)</i>	<i>Profundidade (m)</i>
1	0,0	0,0
2	10,0	5,0
3	20,0	16,0
4	30,0	29,0
5	50,0	45,0
6	75,0	65,0
7	100,0	89,0
8	125,0	121,0
9	150,0	163,0
10	200,0	220,0
11	250,0	299,0
12	300,0	415,0
13	400,0	589,0
14	500,0	850,0
15	600,0	1225,0
16	700,0	1718,0
17	800,0	2307,0
18	900,0	2963,0
19	1000,0	4021,0
20	-	5000,0

3.1.2. Dados observados NCEP/NCAR

As análises da temperatura do ar dos Centros Nacionais de Previsão do Tempo e de Pesquisas Atmosféricas (NCEP/NCAR, em inglês), subordinados à NOAA abrangem o período de 1979 a 2013. Este sistema

avalia as variáveis meteorológicas, assimila dados passados (a partir de 1957) até o presente e serve para projetar dados para o futuro (KALNAY et al., 1996).

O controle de qualidade dos dados no pré-processamento e módulo de assimilação com sistema de controle automático e arquivamento do módulo são realizados considerando respostas de modelos de circulação geral com diferentes perturbações nas condições iniciais. Inclui-se um modelo operacional global de 28 níveis verticais, em coordenadas sigma, com uma resolução horizontal de aproximadamente 210 km (KISTLER et al., 2001).

Adicionalmente, o NCEP interpola linearmente duas vezes por dia, uma análise com resolução horizontal constante (2,5° latitude X 2,5° longitude) em 12 níveis de pressão (1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50 hPa). Geralmente, esta análise preenche os pontos de grade com dados faltantes, ou por ausência de observações, ou por apresentarem erros no controle de qualidade.

Neste trabalho, foram utilizados para a validação do SPEEDO, os dados contínuos de temperatura do ar durante o período de 1982 a 2012 das análises globais diárias do NCEP. Os dados e suas aplicações situam-se em: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/thredds/catalog/Datasets/ncep/catalog.html>.

3.1.3. Dados observados GPCP

Para a validação da climatologia de precipitação do SPEEDO, foram utilizados os dados observados do Projeto de Climatologia de Precipitação Global (GPCP, em inglês), desenvolvido pelo Programa de Pesquisas do Clima Global (WCRP, em inglês). A climatologia global extraída envolve um conjunto de dados regulares variando entre os anos de 1981 e 2010.

O GPCP foi desenvolvido com o intuito de quantificar a distribuição de precipitação global em vários anos. Sua base fundamenta-se na combinação das informações de precipitação por microondas e pelo infravermelho, considerando a vantagem de cada tipo de dado.

As estimativas de microondas, por exemplo, são baseadas em dados de satélites. Já as informações de precipitação pelo infravermelho, são obtidas primeiramente pelos satélites geoestacionários e, posteriormente pelos

satélites de órbitas polares. Adicionalmente, incluem-se estimativas do índice de precipitação pela perda de radiação de onda longa da série de satélites do NOAA. A descrição detalhada deste conjunto de dados de entrada foi descrita por Huffman et al (1997).

Nos cálculos de refinamento da resolução espacial dos dados, aplica-se uma variante da adaptação em coordenada esférica do método de Shepard (WILLMOTT et al., 1985), para interpolar os dados da estação a pontos de grades regulares ($0,5^\circ$ latitude X $0,5^\circ$ longitude). Em seguida, tais pontos com informações de precipitação mensal total são adaptados em uma resolução horizontal de $2,5^\circ$ latitude X $2,5^\circ$ longitude.

Um sofisticado controle de qualidade é realizado antes de disponibilizá-lo para análises. Além da homogeneidade, comparada a normais climatológicas, os erros de codificação, digitação e transmissão dos dados de entrada são minuciosamente tratados (RUDOLF et al., 1998).

Os dados do GPCP e toda sua documentação, utilizados neste trabalho encontram-se disponíveis em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

3.2. Modelo climático acoplado SPEEDO

No presente trabalho foi utilizado o modelo SPEEDO, cuja complexidade do Sistema Terrestre é intermediária, com a circulação geral acoplada tridimensionalmente (atmosfera - oceano - gelo). O componente atmosférico é uma versão do modelo SPEEDY (Simplified Parametrization, primitive – Equation Dynamics), desenvolvido no Centro Internacional de Física Teórica (ICTP, em inglês), que é um modelo hidrostático de 8 níveis verticais (925, 850, 700, 500, 300, 200, 100 e 30 hPa) e resolução horizontal de $3,75^\circ$ de latitude e longitude (KUCHARSKI et al., 2006).

Como qualquer outro modelo atmosférico, o SPEEDY requer condições de fronteiras apropriadas para determinar os fluxos de *momentum*, calor, umidade e de radiação solar incidente no topo da atmosfera. Já na superfície, em adição a altura topográfica e a divisão (fracional) dos limites terra-oceano, o modelo utiliza alguns campos climatológicos, tais como, temperatura da superfície do mar, fração de gelo oceânico e camada de neve.

Todos os campos climatológicos iniciais são calculados do banco de dados de reanálise do Centro Europeu de Previsão do Tempo (ERA Interim; ver DEE et al., 2011) no período de 1979 a 2008.

As parametrizações do SPEEDY são simplificadas e foram descritas por Molteni (2003), com algumas modificações desenvolvidas (HAZELEGER et al., 2005). Nestas, incluem-se as radiações de ondas curta e longa, condensação em grande escala, convecção, fluxos de *momentum*, calor e umidade, assim como os processos de difusão vertical. A convecção é representada por um esquema de fluxo de massa que é ativado quando ocorre instabilidade condicional, ou seja, regiões com movimentos ascendentes do ar construídos em seções perpendiculares às linhas de espessura da camada de 850 a 300 hPa (PARSONS; HOBBS, 1983). O processo de entranhamento para o interior das parcelas de ar ascendentes ocorre na baixa troposfera, adjacente a camada limite planetária, enquanto que a liberação de calor latente é formulada considerando perda de massa somente no topo da convecção (TIEDKE, 1993). Este esquema também representa uma troca secundária de umidade entre a camada limite planetária e o nível do topo da convecção.

Quanto à cobertura de nuvens e suas espessuras, o SPEEDY as define pelos valores de umidade relativa em uma coluna de ar, incluindo todas as camadas da troposfera, exceto a camada limite planetária e a quantidade de precipitação total. As nuvens estratocumulus são tratadas separadamente, baseando-se na estabilidade estática da camada limite planetária.

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

O componente oceânico do SPEEDO é o modelo Coupled Large – Scale Ice – Ocean (CLIO). É baseado nas equações primitivas (de Navier Stokes) utilizando superfície livre com parametrizações termodinâmicas/dinâmicas para o componente do gelo marinho (GOOSSE; FICHEFET, 1999). Uma parametrização vertical para a camada de mistura é aplicada, envolvendo uma simplificação da aproximação do esquema de turbulência de Mellor e Yamada (1982). O modelo CLIO também inclui camadas de mistura vertical e horizontal ao longo das superfícies isopícnicas (superfícies com densidade

constante), que buscam capturar o impacto no transporte de vórtices turbulentos de mesoescala no transporte oceânico (MELLOR; YAMADA, 1982; GENT; MCWILLIAMS, 1990).

A resolução horizontal do modelo CLIO é de aproximadamente 3° de latitude e longitude, diferentemente dos dados observados, possui 20 níveis verticais espaçados desigualmente no oceano, com maior concentração no volume subjacente à superfície do mar para melhor representar a camada de mistura (Tabela 1). Os processos físicos que governam a evolução do gelo marinho, no modelo CLIO podem ser subdivididos 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 nas trocas com a atmosfera e os oceanos. Por outro lado, a dinâmica e o transporte do gelo marinho podem ser considerados como processos horizontais de grande escala. O modelo SPEEDO encontra-se disponível em <http://www.knmi.nl/onderzk/CKO/SPEEDO.html>.

3.3. Simulações acopladas (oceano – atmosfera – gelo)

Os experimentos de sensibilidade climática realizados na topografia da região oeste da Antártica (130°L a 80°O; 90°S a 68°S), baseados nos dados originais do modelo climático acoplado SPEEDO e no modelo paleoclimático de Pollard e DeConto (2009), abrangem as respectivas simulações: a) simulação controle (CTRL), processada de 1800 a 2799 (1000 anos), utilizando condições de topografia atuais (Figura 4a) e; b) simulação forçada (1080ka), avaliada para o período de 1800 a 2399 (600 anos), inserindo os estados topográficos de 1,080 milhão de anos passados (Figura 4b). Para ambas as simulações, o nível de concentração de CO_2 foi mantido constante em 380 ppmV, com o intuito de diagnosticar única e exclusivamente a contribuição topográfica nas variações das circulações oceânica e atmosférica.

Em seguida, extraiu-se uma climatologia de 2350 a 2399 (50 anos), denominada condição de equilíbrio dos experimentos CTRL e 1080ka.

As simulações possuem longos períodos devido à necessidade de se avaliar as condições de equilíbrio do clima para as variáveis em estudo. Ou

seja, a partir do início da simulação o sistema todo precisa de um tempo de ajuste “*Spin-up*” por não possuir condições iniciais e condições de fronteira em equilíbrio perfeito com o sistema ao qual é forçado. Segundo Pezzi e Souza (2005), o tempo exato de “*Spin-up*” para uma simulação numérica não é facilmente encontrado, pois depende das condições de estabilidade, convergência e coerência das variáveis em descrever um determinado fenômeno.

A diferença entre os períodos das simulações CTRL e 1080ka é explicada pelo fato do SPEEDO levar, aproximadamente, 500 anos para ajustar as circulações oceânica e atmosférica, utilizando as condições de topografia atuais. Assim, o tempo de ajuste da simulação CTRL serviu como referência para o início da simulação 1080ka, cujos últimos 50 anos (período de equilíbrio) foram extraídos.

Transições entre os estados glaciais, intermediários e de degelo são relativamente rápidas, ocorrendo de um a milhares de anos. Pollard e DeConto (2009) mostraram as variações das concentrações de gelo marinho e continental da Antártica, no período de 1,084 a 1,080 milhão de anos passados, cujo colapso drástico das geleiras continentais da Antártica assemelha-se ao que pode ocorrer nos próximos séculos devido ao aumento dos gases do efeito estufa. Embora as condições atuais de temperatura do oceano e concentrações de CO_2 não sejam exatamente as mesmas verificadas há 1,080 milhão de anos passados, este experimento será útil para o entendimento dos futuros processos físicos e dinâmicos dos oceanos e também da atmosfera que podem associar-se ao aquecimento global.

Como resultado das variações das geleiras continentais da Antártica, anomalias de temperatura próxima à superfície podem sofrer desvios de magnitude superiores aos atuais, favorecendo um maior aquecimento na região oeste da Antártica devido, principalmente às influências diretas do gradiente vertical da temperatura. Um efeito secundário, que inevitavelmente atua com um papel proeminente na definição das anomalias de temperatura próximas a superfície está associado com a interação entre fluxos radiativos e nebulosidade.

Os processos de retroalimentação entre as variações das geleiras continentais a oeste da Antártica e o Oceano Atlântico Sul explicam-se pelo

fato de ser um oceano amplamente conectado aos Oceanos Índico, Atlântico Norte e a um grande fluxo marítimo na Passagem de Drake, proveniente do Pacífico. Embora as simulações CTRL e 1080ka diferem-se substancialmente da resolução horizontal dos dados observados LEVITUS, intercomparar suas respectivas circulações médias dos oceanos permite o entendimento de quais padrões são resolvidos a diferentes resoluções.

Apesar das variáveis do clima se ajustarem mais rapidamente em simulações isentas de acoplamento entre o oceano e a atmosfera, as hipóteses de oceanos fixos não permitem uma investigação sistemática dos efeitos de gelo marinho e da temperatura da superfície do mar no clima (extratropical / polar), assim como, não permitem estudar suas influências fora das altas latitudes. Deste modo, para estudos dessa natureza deve-se ativar o acoplamento, que permite a cada intervalo, solucionar as equações físicas dos ambientes envolvidos interativamente.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Validação da simulação controle (CTRL)

4.1.1. Temperatura da Superfície do Mar

Na análise da distribuição da temperatura da superfície do mar, verifica-se que assim como nos dados observados LEVITUS (Figura 5a), a simulação CTRL (Figura 5b) apresentou valores inferiores a $-1,5^{\circ}\text{C}$ nas proximidades dos mares de Ross e de Weddell.

Em relação à distribuição da temperatura da superfície do mar dos oceanos em torno da Antártica, os valores da simulação CTRL (Figura 5b) foram relativamente maiores aos do LEVITUS, inclusive a leste do continente antártico.

Na simulação CTRL (Figura 5b), a passagem de Drake apresenta anomalia positiva de temperatura da superfície do mar (aproximadamente 3°C), ao norte da convergência Antártica.

A Figura 6c mostra a variação zonal da temperatura da superfície do mar entre os dados observados LEVITUS e a simulação CTRL. Nota-se que no Hemisfério Sul, a simulação CTRL superestimou os valores observados, em aproximadamente $1,5^{\circ}\text{C}$ desde o polo até latitudes próximas a 50°S . Em se tratando de Hemisfério Norte, os dados observados LEVITUS apresentaram predominantemente maiores valores que a simulação CTRL, exceto na região entre 35°N e 45°N .

4.1.2. Temperatura e Salinidade do Mar

Na Figura 6 são analisados os perfis verticais de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade, em Unidades Práticas de Salinidade (psu, em inglês), dos dados observados LEVITUS e da simulação CTRL na Corrente Circumpolar Antártica, representada pelo cinturão de 60°S . Estas variáveis são predominantemente

proporcionais em ambos os casos, revelando variações positivas com a profundidade. Neste caso, as águas de fundo mais quentes não afloram por apresentarem altas concentrações de sal.

Particularmente nas longitudes dos mares de Ross e de Weddell, as distribuições de temperatura e salinidade em superfície favorecem a subsidência das águas e a formação da Água de Fundo da Antártica, cuja profundidade atinge níveis próximos aos 4000 m com fluxos em direções leste e norte (TOMCZAK; GODFREY, 2003). Estes autores demonstraram que por convecção profunda ao sul do Chile e na Argentina, a uma profundidade máxima de 1000 m, forma-se também a Água Intermediária da Antártica. De acordo com Saenko e Weaver (2001), a Água de Fundo da Antártica e a Água Intermediária da Antártica possuem papéis importantes no sistema climático, pela captação de CO_2 e redistribuição de calor e água doce.

Na distribuição média zonal de salinidade da superfície do mar, os valores máximos, em torno de 35,5 *psu* encontram-se nas latitudes próximas a 20°, em ambos os hemisférios. As relações dos perfis horizontais de salinidade da superfície do mar entre os dados observados LEVITUS e a simulação CTRL são semelhantes no Hemisfério Sul, porém, a partir da latitude aproximada de 60°S até as latitudes vizinhas a 20°S, os resultados da simulação CTRL subestimam os valores do LEVITUS.

4.1.3. Temperatura do ar

A Figura 7 apresenta os resultados obtidos da temperatura do ar (°C) a um nível de 850 hPa pelos dados de previsão do NCEP e da simulação CTRL. Apesar de se tratar de um modelo climático de complexidade intermediária, o mesmo foi capaz de estimar a temperatura global. Nas baixas latitudes, houve coerência nos resultados sobre os continentes africano, americano e norte da Austrália. O cinturão médio (15°S: 15°N), onde é formada a Zona de Convergência Intertropical foi bem representada pelo SPEEDO, com exceção da região leste do oceano Pacífico (160°O; 100°O), ocorrendo um decréscimo de aproximadamente 4°C. Esta diferença é causada, principalmente pelos processos de retroalimentação climática, envolvendo variações dos ventos

alísios e da ressurgência equatorial. O gradiente meridional de temperatura entre as latitudes médias são bem representados em ambos os hemisférios. Já na região do polo sul, o modelo tende a superestimar as reanálises na porção leste da Antártica.

4.1.4. Precipitação

No campo de precipitação, a Figura 8 mostra que a área de formação da Zona de Convergência Intertropical foi espacialmente bem representada. Contudo, os valores máximos sobre o oceano Pacífico, regiões norte e parte do nordeste do Brasil foram acrescidos em cerca de 2 mm/dia. Segundo Okumura e Xie (2004), as variações anômalas de convecção tropical são supridas pelas anomalias de temperatura da superfície do mar.

O modelo climático acoplado enfatiza a precipitação de duas formas: convectiva e de grande escala. A primeira abrange basicamente as baixas latitudes, enquanto que a última é responsável pela distribuição entre as latitudes médias e os polos. Nota-se que as parametrizações do SPEEDO representaram os índices pluviométricos associados à formação da Zona de Convergência Intertropical dupla no oceano Pacífico, a banda de precipitação com orientação noroeste / sudeste sobre a América do Sul, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul e aos ciclones extratropicais das regiões entre 25° e 50°, em ambos os hemisférios.

4.2. Circulação Oceânica há 1,080 milhão de anos

4.2.1. Temperatura da Superfície do Mar

Na análise da configuração climatológica anual da temperatura da superfície do mar na Corrente Circumpolar Antártica e nos seus oceanos adjacentes (Figura 9), observa-se que ao considerar a topografia atual da região oeste da Antártica, os menores valores (abaixo de -1,4°C) foram

encontrados nos mares de Weddell e de Ross. Estes resultados são condizentes com a observação climatológica LEVITUS, conforme mostrado na Figura 5a.

Ao comparar a simulação forçada (1080ka) com a simulação CTRL, verifica-se que a ausência de topografia elevada na região oeste da Antártica favoreceu o processo de retroalimentação climática, em forma de transporte horizontal do fluxo de calor para a faixa costeira oeste, especialmente em direção aos mares de Ross e de Amundsen. Dentre os resultados oceânicos da Corrente Circumpolar Antártica, inclui-se que sua circulação próxima à superfície é predominantemente de oeste. Esta implicação favorece a advecção horizontal de calor da faixa costeira próxima às alterações de topografia para os oceanos do Hemisfério Sul, pois nessa faixa meridional não há área continental, atuando como barreira dos fluxos oceânicos.

Desta forma, ao interagir com a circulação do mar de Weddell, o calor transportado da região oeste da Antártica contribuiu para um aquecimento médio de aproximadamente $1,6^{\circ}\text{C}$ ao longo da região sul do Atlântico. Semelhantemente a estes resultados, um estudo observacional da variabilidade acoplada oceano-atmosfera (STERL; HAZELEGER, 2003), sugere que o fluxo anômalo de calor latente e o aprofundamento da camada de mistura oceânica causada pelo vento são os principais responsáveis pela variabilidade da temperatura da superfície do mar encontrada no oceano Atlântico Sul. Para Haarsma et al. (2005), o transporte de Ekman também é importante na geração dessa variabilidade, pois a variabilidade de temperatura da superfície do mar observada na Confluência Brasil-Malvinas possui uma grande contribuição do transporte das correntes barotrópicas causadas pelo vento, ou seja: variações do vento que dirigem tais correntes, poderão gerar anomalias de temperatura da superfície do mar.

Dentre as variações de temperatura da superfície do mar (Figura 10) devido à ausência das geleiras continentais da Antártica, destacam-se as influências causadas nas correntes marítimas do Brasil, Equatorial Sul e Circumpolar Antártica. Em se tratando da corrente marítima do Brasil (a), situada a uma latitude média de 36°S e variando com a longitude de 56°O a, aproximadamente 40°O , a simulação CTRL excede, em aproximadamente $0,5^{\circ}\text{C}$ os valores de temperatura da superfície do mar da simulação forçada

1080ka. A partir dos 43°O a cerca de 40°O, nota-se uma situação inversamente proporcional a esta distribuição, ou seja: um aquecimento da superfície do mar na simulação 1080ka em relação a CTRL.

Garfield (1990) descreve a corrente marítima do Brasil abaixo de 24°S como uma corrente estreita e rasa, transportando água tropical e Água Central do Atlântico Sul em profundidades menores que 400 m. Em aproximadamente 31°S, a corrente marítima do Brasil torna-se mais larga e profunda, devido à contribuição das águas costeiras e à entrada da Água Central do Atlântico Sul proveniente do giro subtropical.

Na corrente marítima Equatorial Sul (b), detectada a uma latitude próxima a 10°S, e longitude variando de 40°O ao meridiano de Greenwich, notou-se que a temperatura da superfície do mar variou em torno de -0,2°C entre as simulações 1080ka e CTRL. Isto difere das longitudes próximas a 5°O, alteradas pelo alto gradiente meridional térmico de temperatura da superfície do mar a sul da corrente de Benguela.

Na Corrente Circumpolar Antártica (c), verificam-se anomalias positivas de temperatura da superfície do mar da simulação 1080ka em relação à simulação CTRL na maior parte dos oceanos próximos a 60°S. Isto está diretamente associado a menor cobertura de gelo marinho na simulação 1080ka.

As anomalias de temperatura da superfície do mar são evidentes nos oceanos do Hemisfério Sul, a simulação 1080ka apresenta valores superiores a 1,5°C, quando comparada a simulação CTRL (Figura 11b). Estas mudanças são mais amplas no sul dos oceanos Atlântico e Pacífico, interagindo possivelmente com a distribuição horizontal do vento a baixos níveis e intensificada pela advecção térmica das latitudes médias.

4.2.2. Gelo Marinho

Como componente característico do sistema climático na Antártica, a redução da cobertura de gelo marinho causa anomalias de temperatura da superfície do mar pelo mecanismo de retroalimentação climática, favorecendo

uma maior absorção de radiação solar e um reforço do aquecimento inicial (JUSTINO et al., 2007).

De acordo com a simulação CTRL (Figura 11a), é possível observar que a espessura média anual do gelo marinho antártico atinge valores próximos a 80 cm nas vizinhanças dos mares de Weddell, Ross e Amundsen, reduzindo-se gradualmente com o afastamento da região polar. Baseando-se em dados de satélites, Parkinson e Cavalieri (2012) mostraram tendências positivas da extensão do gelo marinho nos mares de Weddell e de Ross. Por outro lado, os autores indicaram tendências negativas desta componente no mar de Amundsen, certamente por unificarem os mares de Amundsen e Bellingshausen (Figura 1).

A redução da espessura do gelo marinho nos mares de Amundsen e Weddell (Figura 11b) são consequências do aquecimento da superfície continental, que afeta o comportamento dos ventos catabáticos, sendo mais quentes nestas situações. Estas respostas assemelham-se aos resultados obtidos por Fiedler et al. (2010), ao concluírem que os ventos catabáticos também atuam na redução da espessura do gelo marinho, por ampliar a transferência de calor sensível.

Ao observar as anomalias causadas pela simulação 1080ka, as espessuras do gelo marinho a sul do Pacífico são suscetíveis a reduções de até 17 cm, semelhantemente à variabilidade encontrada por Yuan e Martinson (2000). Em contrabalanço, ocorre uma variação positiva de até 16 cm na região banhada pelo oceano Índico. Regionalmente, a distribuição de gelo marinho devido somente à redução das geleiras continentais da Antártica revela tendências positivas nos oceanos Índico e Pacífico oeste e negativas nos mares Bellingshausen e Amundsen, semelhantemente a climatologia (1979 a 2010) da extensão do gelo marinho no Hemisfério Sul (PARKINSON; CAVALIERI, 2012).

Em um estudo de modelagem climática, Sigmond e Fyfe (2010) concluíram que a diminuição do gelo marinho antártico, como verificado nos mares de Ross, Amundsen, Bellingshausen e Weddell (Figura 11b), possui conexão com o impacto antropogênico do ozônio estratosférico.

4.2.3. Temperatura do Mar

No que diz respeito à distribuição em profundidade da temperatura do mar (Figura 12), a climatologia anual da simulação CTRL (a) revela um gradiente meridional de temperatura de aproximadamente 23°C na superfície do mar e de aproximadamente 14°C a 600 m de profundidade. Esta variação vertical, principalmente nas latitudes baixas, provoca processos turbulentos nas camadas oceânicas, cuja ação favorece a subsidência de massas de água mais densas e o afloramento das menos densas, ambas em função da temperatura. Contudo, pode-se observar que a partir de 65°S, em direção ao polo sul, há uma inversão desproporcionalmente menor do gradiente vertical da temperatura. As águas levemente mais aquecidas nas profundidades intermediárias não são substituídas pelas águas superficiais, pois a concentração de sal também se intensifica com a profundidade nesta região, sendo predominante na densidade da camada. Como mostrado nas Figuras 6a,b.

A proeminente assimetria termal da superfície do oceano no Hemisfério Sul (Figura 12a) envolve um conjunto de interações zonais. Dentre estas, destaca-se a Circulação Termohalina Global, a qual é direcionada pelas variações de flutuabilidade causadas pelos fluxos de calor e água doce na superfície oceânica. Estes fluxos ocorrem entre os hemisférios, de forma que águas densas e profundas dos mares Nórdicos fluem em direção ao polo sul, sendo distribuídas nas profundidades dos oceanos Pacífico e Índico. O fluxo de retorno acontece nos oceanos adjacentes à Indonésia, à África e à passagem de Drake.

A Figura 12a revela que nas latitudes próximas a Corrente Circumpolar Antártica, há um intenso resfriamento das águas em superfície, resultando na formação de águas mais densas em todo o perfil vertical dos oceanos ao redor da Antártica. A partir das latitudes médias, em direção ao equador, verificam-se águas subtropicais mais aquecidas, cuja mistura com as primeiras favorecem a formação de convecção profunda que dirige a Circulação Termohalina Global para a direção norte. Segundo Stocker et al. (2001), estas interações não lineares resultam em regimes turbulentos e instabilidade oceânica.

Quando comparada a simulação 1080ka com a CTRL (Figura 12b), verifica-se que condições propícias para processos oceânicos turbulentos são formadas na região polar e nas latitudes médias do Hemisfério Sul. De acordo com Seidov e Maslin (2001), o transporte de calor entre os hemisférios na faixa equatorial atua para o balanço térmico, ou seja, a ocorrência do aquecimento de um hemisfério pode ocasionar em resfriamento no outro.

Assim como a Água de Fundo da Antártica e a Água Intermediária da Antártica possuem papéis importantes no sistema climático, no Hemisfério Norte existe a Água Profunda do Atlântico Norte, cujo processo envolve convecção profunda no Oceano Ártico, no Mar do Labrador e no Mar da Groenlândia, atuando em profundidades que variam de 500 a 2000 m com movimento em direção ao sul (MACHADO et al., 2011).

Neste sentido, as Figuras 13 mostram a distribuição dos perfis verticais de temperatura das correntes marítimas Equatorial Sul (a), do Brasil (b), da Circumpolar Antártica (c) e do mar de Ross (d) nas simulações CTRL e 1080ka. A variação de 0 a 600 metros de profundidade foi escolhida com o intuito de analisar a camada de mistura e a termoclina, já que variações abaixo de 600 m são menos representativas (Tabela 1).

Embora a simulação 1080ka seja aproximadamente 0,5°C mais fria, a CTRL nos 50 metros superficiais das correntes marítimas Equatorial Sul e do Brasil, as Figuras 13a,b revelam similaridades no gradiente vertical de temperatura para ambas as simulações. Uma queda de aproximadamente 2°C por subcamadas de 100 m foi detectada nas correntes marítimas Equatorial Sul e do Brasil até as profundidades de 200 e 300 m, respectivamente.

Nas Figuras 13c,d, os efeitos são mais diretos por serem correntes marítimas próximas a área alterada na simulação 1080ka. Na Corrente Circumpolar Antártica, por exemplo, nota-se um leve aquecimento da camada dos primeiros 150 metros de profundidade e, estabilidade nos níveis inferiores. Ao analisar o perfil vertical de temperatura do mar de Ross, verifica-se que os processos de convecção profunda tendem a diminuir na simulação 1080ka. Em se tratando de temperatura, deve-se notar que variações na densidade e na troca de calor entre o oceano e a atmosfera também desempenham um papel fundamental para a formação de água profunda.

Esta, geralmente fria e densa, possui um fluxo em direção as bacias oceânicas ao norte, implicando no balanço global de calor e, conseqüentemente, no derretimento dos blocos de gelo, na transferência de calor oceano/atmosfera regional e na circulação termohalina global.

4.2.4. Fluxo de calor nos oceanos

Mudanças meridionais da circulação oceânica favorecem a presença de transportes anômalos de calor nos oceanos. A Figura 14a mostra a distribuição do fluxo de calor nos oceanos, em *Peta Watts* (10^{15} W). Valores negativos indicam que o deslocamento dá-se em direção ao sul e, valores positivos em direção ao norte.

É possível notar, que o oceano Atlântico influencia particularmente no transporte de calor em direção ao norte. Já o oceano Índico, apresenta a maior resposta deste transporte em direção ao sul, no Hemisfério Sul. Em se tratando do transporte global, os valores máximos na simulação CTRL aparecem em torno das latitudes de 10° , em ambos os hemisférios. Contudo, o transporte em direção ao polo sul é aproximadamente 0,4 PW maior ao do Hemisfério Norte (Figura 14a).

Os valores do fluxo de calor total simulados pelo SPEEDO aproximam-se aos de Wu et al. (2010), porém, o modelo superestima este transporte em até 0,5 PW nas latitudes próximas a 30° S. Uma resposta razoável, já que os valores propostos na literatura baseiam-se em reanálises.

Ao considerar as condições topográficas da simulação 1080ka (Figura 14b), nota-se que o transporte de calor pelo oceano Atlântico é desintensificado, com predominância atuante no sentido sul, implicando em anomalias positivas da temperatura da superfície do mar no Hemisfério Sul. Como resposta a esta inversão do fluxo de calor, ao sul de 20° S, os oceanos Índico e Pacífico tendem a transportar calor para o sentido norte, com maior representatividade do Pacífico.

As conseqüências dessas variações estendem-se as interações do oceano com a atmosfera. Em um estudo semelhante, Justino et al. (2013) mostraram que o enfraquecimento da Água Profunda do Atlântico Norte,

quando forçado pelo aumento da entrada de água doce, deveria associar-se a uma redução no transporte de calor atmosférico no Hemisfério Sul.

4.2.5. Salinidade da Superfície do Mar

Dentro dos oceanos, a salinidade varia pela mistura das massas de água provenientes de diferentes localidades da Terra. Os valores de salinidade são adimensionais, pois são gerados da razão entre a condutividade elétrica da amostra e a condutividade elétrica de um nível, cientificamente expressa por Unidades Práticas de Salinidade (psu, em inglês). Na superfície dos oceanos, a salinidade é diretamente proporcional à evaporação e decai com a dissolução pela precipitação.

As Figuras 15 mostram a distribuição da salinidade da superfície do mar anual da simulação CTRL (a), da diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (b) e a correlação entre a salinidade da superfície do mar e o balanço entre evaporação (Ev) e precipitação (Pr) do Hemisfério Sul, para as respectivas simulações (c) e (d).

De modo geral, a distribuição horizontal da salinidade da superfície do mar (Figura 15a), com um gradiente meridional menos expressivo, apresenta uma relação diretamente proporcional a temperatura da superfície do mar (Figura 9a). Isto fica mais evidente ao analisar as anomalias entre as simulações 1080ka e CTRL (Figura 15b). Assim como a temperatura da superfície do mar, a salinidade da superfície do mar sofreu uma oscilação positiva nas proximidades dos mares de Ross e Amundsen, inversamente ao ocorrido no mar de Weddell, onde uma queda anual de aproximadamente 0,25 *psu* foi verificada.

Os valores mínimos de salinidade da superfície do mar associam-se a produção de precipitação, as vazões dos rios dentro das regiões costeiras ou mares anexos e com o derretimento do gelo marinho, opostamente aos valores máximos que são encontrados em regiões de alta taxa de evaporação.

A Figura 15c mostra uma variação de aproximadamente 150 mm/ano entre as climatologias anuais de precipitação e evaporação da Antártica. Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Genthon e Krinner (1998), que

demonstraram que a precipitação é maior que a evaporação sobre a Antártica. Segundo Guo et al. (2003), isto é restritamente verdadeiro no setor oeste da Antártica.

Considerando o impacto causado pela simulação forçada 1080ka (Figura 15d) no Hemisfério Sul, é possível notar que as distribuições de salinidade da superfície do mar e da correlação entre Ev e Pr sofrem, em média, variações opostas de até 5% em relação aos valores zonais da simulação CTRL.

4.2.6. Salinidade do Mar

A taxa de variação vertical da salinidade exerce um papel importante no controle da densidade da água do mar e, portanto na formação de massas de água. Os processos de subsidência e afloramento dão-se de forma lenta, diferentemente da temperatura. Como pode ser visto ao longo do Hemisfério Sul (Figura 16a), os valores máximos para cada latitude encontram-se nas profundidades dos oceanos. Além disso, o gradiente meridional da salinidade é da ordem de aproximadamente 1 *psu* maior na superfície do mar ao nível de 600 metros de profundidade.

No cinturão médio compreendido entre 20°S e o equador, verificou-se uma condição de estabilidade desta variável, ou seja, gradiente vertical aproximadamente nulo. Isto ocorre, pois os vórtices turbulentos são mais intensificados nas camadas de mistura, cujos processos radiativos, de evaporação, precipitação e vento se integram frequente e intensamente.

A Figura 16b revela que a ausência de topografia elevada na região oeste das geleiras continentais da Antártica contribui para a diminuição da concentração de sal nas proximidades do continente Antártico. Esta resposta é uma consequência da variação de gelo marinho dos mares de Weddell, Amundsen, Bellinghausen e Ross. Devido ao enfraquecimento do transporte salino da água intermediária da Antártica (aproximadamente 550 m), este perfil interfere na ampliação do gradiente zonal e na distribuição da salinidade desde 60°S até o equador, com destaque para as latitudes entre 20°S e 5°S, cujas concentrações de sal nos níveis entre 500 e 600 metros de profundidade

tendem a dificultar o afloramento das respectivas massas de água. Segundo Broecker (2000), o aumento verificado da salinidade nas latitudes do Oceano Atlântico pode intensificar a ventilação dos oceanos do Hemisfério Sul.

4.2.7. Fluxo de sal nos oceanos

Medições diretas do fluxo de sal nos oceanos são difíceis, de alto custo financeiro e por isso extremamente raras. Contudo, parametrizações físicas e matemáticas tem sido elaboradas para representá-lo em amplas áreas, nos modelos climáticos com acoplamento entre o oceano e a atmosfera. Juntamente, algoritmos que representam a tensão de cisalhamento do vento com informações de satélites são convertidos para parâmetros intermediários, validados e aplicados.

Neste propósito, as Figuras 17a,b mostram a climatologia zonal do transporte de sal nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico para as simulações CTRL e 1080ka – CTRL. Os valores negativos representam os fluxos em direção ao polo sul, enquanto que os positivos referem-se aos dirigidos para o norte.

Estas simulações, em *Practical Salinity Units Sverdrup* ($psuSv$) ($1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$), revelam as contribuições no transporte de sal dos oceanos individual e globalmente. No Hemisfério Sul, diferentemente ao fluxo de calor, o oceano Atlântico atua para deslocar salinidade para o sul, e os oceanos Pacífico e Índico para o sentido oposto (Figura 17a). Os valores máximos e mínimos dessa variável estendem-se a latitudes de aproximadamente 35° , em ambos os hemisférios.

A anomalia entre a simulação 1080ka e a CTRL fornece no Hemisfério Sul as maiores oscilações desta propriedade. Pode-se notar uma inversão, próxima a latitude de $20^\circ S$ pelo oceano Índico, cujos valores anômalos de transporte atingem aproximadamente $1 psuSv$ em direção ao polo sul. Como resposta a esta inversão, em forma de conservação de massa, o oceano Pacífico é intensificado em direção ao norte, atingindo $1 psuSv$ na latitude de $20^\circ S$ e valores extremos de $1,3 psuSv$ nas latitudes próximas a $17^\circ S$, também em direção ao norte.

Deste modo, o enfraquecimento do transporte de sal no oceano Pacífico está de acordo com as variações de salinidade mostradas na Figura 16b, entre 40°S e 60°S. Enquanto que o oceano Atlântico, semelhantemente ao fluxo de calor (Figura 14b) intensifica o transporte de sal em direção ao polo sul.

No Atlântico Norte, o transporte de sal sofre uma variação positiva máxima de aproximadamente 0,6 *psuSv* entre 40°N e 60°N, a qual contribui para a redução de salinidade no Atlântico Sul e para um aumento no transporte de água mais salina, intensificando a região da Água Profunda do Atlântico Norte. A função de corrente global (Figura 18a) apresenta, adicionalmente as células convectivas dos oceanos.

4.2.8. Circulação Termohalina Global

Os processos de derretimento e congelamento da água do mar são, também, responsáveis por aumentar ou diminuir a salinidade dos oceanos e, conseqüentemente alteram a densidade. Segundo Manabe e Stouffer (1999), este processo gera a Circulação Termohalina Global, também denominada Esteira Transportadora (do inglês Conveyor Belt), cuja origem ocorre no oceano Atlântico, fundamentando-se no transporte de massas de água oceânicas associado a diferenças de densidade da água em função de variações de temperatura e salinidade.

Nas Figuras 18a,b são analisadas as mudanças da Circulação Termohalina Global no oceano Atlântico, em termos de função de corrente. É necessário destacar que na simulação CTRL (a), desde a superfície do mar até níveis de aproximadamente 2000 m de profundidade, ocorre um transporte de água do norte para o sul, variando de 7 Sv a 12 Sv. Os valores máximos situam-se próximos à área de formação da Água Profunda do Atlântico Norte, entre as latitudes de 35°N e 50°N, e profundidade oscilando entre 850 e 1500 metros. Já os valores negativos, associam-se a Água de Fundo da Antártica, cujo deslocamento dá-se em direção norte.

Vale ressaltar que para a Água Profunda do Atlântico Norte, o SPEEDO subestimou os valores observados de 18,7 Sv por Cunningham et al.

(2007). Além destes, Stouffer et al. (2006) também exploraram a Água Profunda do Atlântico Norte e obtiveram resultados de aproximadamente 16 Sv.

A Figura 18b mostra a variação na Circulação Termohalina Global causada pela diminuição de topografia da região oeste das geleiras continentais da Antártica. Pode-se notar que o fluxo em direção ao sul é intensificado somente nos níveis próximos a superfície do mar, enquanto que a Água Profunda do Atlântico Norte se enfraquece. Contudo, a Água de Fundo da Antártica e a Água Intermediária da Antártica intensificam-se na camada oceânica de 1000 a 4500 metros em direção norte. Tanto a expansão da Água de Fundo da Antártica quanto o enfraquecimento da Água Profunda do Atlântico Norte, relacionam-se ao aumento da velocidade do vento em baixos níveis da atmosfera verificados nas proximidades do Mar de Weddell. Este resultado é dinamicamente semelhante ao encontrado por Timmermann e Goosse (2004) no que tange a intensificações dos ventos alísios e dos giros subtropicais do Atlântico, transportando águas mais quentes e salinas para as latitudes extratropicais.

Machado et al. (2011) mostraram que o enfraquecimento da Água Profunda do Atlântico Norte implica também na redução da Circulação Termohalina Global, contribuindo para anomalias positivas de temperatura da superfície do mar e de temperatura a 2 metros em altas latitudes do Hemisfério Sul, como verificado nas análises das simulações CTRL e 1080ka.

4.3. Circulação Atmosférica há 1,080 milhão de anos

Mudanças na circulação oceânica causam variações na circulação atmosférica. Neste capítulo, foram avaliados os campos atmosféricos de temperatura, pressão ao nível médio do mar, vento, sistemas transientes (storm tracks) e precipitação. Embora a temperatura seja descrita apenas para as regiões da Antártica e oceanos adjacentes, os outros campos atmosféricos são mostrados para uma área maior, pois necessitam ser colocados em contexto mais amplo.

4.3.1. Temperatura do ar

A redução da topografia, coberta predominantemente por neve na região oeste das geleiras continentais da Antártica (Figura 19a), implica em variações positivas da temperatura do ar de até 6,5°C entre as simulações 1080ka e CTRL (Figura 19b), o que é coerente com a maior diferença entre a radiação absorvida na simulação forçada 1080ka.

Associadamente a distribuição de radiação solar recebida com a latitude, a topografia possui papel fundamental no que diz respeito à definição da direção do gradiente térmico. Nas proximidades do polo sul, as regiões mais elevadas são mais vulneráveis a um índice superior de precipitação, em forma de neve (SCHLOSSER et al., 2008).

O aquecimento do ar em 850 hPa, verificado na faixa costeira do mar de Weddell, na região oeste e na península Antártica expande-se em direção ao sul dos oceanos Pacífico e Atlântico, concordando com as variações climatológicas de temperatura da superfície do mar (Figura 9b). No entanto, as variações positivas expressas na Figura 20b superam 2,5 vezes, em média, as variações de temperatura da superfície do mar nas mesmas regiões.

Mais adiante, mostrar-se-á que a circulação característica da Antártica é predominantemente de oeste. Isto implica que as anomalias positivas e negativas da temperatura do ar relacionam-se a advecção horizontal de calor da região alterada na simulação 1080ka. A interação entre o oceano e a atmosfera nessas condições turbulentas, favorece mecânica e termodinamicamente a desconfiguração das massas de água dos oceanos e dos principais sistemas atmosféricos formados nessas coordenadas geográficas.

4.3.2. Pressão ao nível médio do mar

A Figura 20a mostra a distribuição anual da pressão ao nível médio do mar, obtida pela simulação CTRL. Nota-se que ao redor da latitude de 60°S, há um cinturão de baixas pressões. Esta área é favorável à formação de ciclones extratropicais, pelo encontro entre as massas frias e quentes e, consequente

levantamento do ar, cujas subsidências dão-se nos subtropicais e polos, definindo as células de Hadley, de Ferrell e Polar.

No Hemisfério Sul, é possível notar que, basicamente duas regiões se destacam neste sentido (Figura 20a), a Alta Subtropical do Pacífico Sul e a Alta Subtropical do Atlântico Sul.

Estas regiões de alta pressão em superfície, não são estáticas e se correlacionam com condições de ventos calmos. Geralmente, a intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul atua como bloqueio para o avanço dos sistemas frontais formados em sua retaguarda, em particular durante o inverno.

O aumento dos valores de pressão média anual no cinturão de 60°S, certamente dificultam os processos de formação dos ciclones extratropicais, contudo, as possíveis condições de bloqueio para o avanço destes sistemas também se enfraquecem, pelas reduções verificadas nas zonas de alta pressão.

Na anomalia entre as simulações 1080ka e CTRL (Figura 20b) da climatologia da pressão ao nível médio do mar, evidencia-se uma variação positiva no cinturão de baixas pressões de 3 hPa, em média. Esta variação, causada pela redução da topografia a oeste das geleiras continentais da Antártica influencia diretamente as células de Ferrell e Polar.

Ao longo do cinturão de baixa, há o enfraquecimento do transporte vertical do ar, porém, a advecção do ar torna-se maior para o polo sul e, quedas de cerca de 2 hPa são verificadas a oeste das geleiras continentais da Antártica, a sul da península Antártica e na Alta Subtropical do Atlântico Sul. Esta variação negativa da pressão média a superfície do mar está de acordo com os resultados obtidos por Turner et al. (2012). No entanto, os autores relacionaram esta anomalia negativa na região da diminuição da topografia com a fase positiva do Modo Anular do Hemisfério Sul.

Este fenômeno é caracterizado pela variabilidade atmosférica de baixa frequência, especialmente entre as latitudes médias e altas. Durante a fase positiva, ocorre enfraquecimento do vento de oeste na Antártica, diminuição do índice pluviométrico a sul da Austrália e, aumento da pressão em superfície no cinturão médio de 60°S (MARSHALL, 2003).

4.3.3. Vento

Na Figura 21 é apresentada a distribuição da velocidade horizontal do vento (m s^{-1}) da simulação CTRL, em diferentes níveis (a) 850 hPa, (b) 500 hPa e (c) 200 hPa e das anomalias entre as simulações 1080ka e CTRL, seguindo os mesmos níveis atmosféricos (d), (e) e (f).

Os ventos médios desde a baixa até a alta troposfera sobre a Antártica são predominantemente de oeste (Figuras 21a,b,c), com uma variação positiva horizontal de aproximadamente 20 m s^{-1} entre os altos níveis (200 hPa) e o nível próximo a superfície (850 hPa).

O vento em 850 hPa é uma melhor descrição do vento na baixa troposfera do que o vento em superfície, pois o vento médio em superfície (1000 hPa) é fraco, devido ao efeito do atrito, que também produz um componente divergente que se enfraquece logo acima da superfície. Em 850 hPa o efeito do atrito é muito menor, e o vento sopra paralelo às isóbaras, enquanto que em 1000 hPa possui significativo componente cruzando as isóbaras.

Sendo assim, a anomalia da velocidade do vento entre as simulações 1080ka e CTRL neste nível (Figura 21d) revela o enfraquecimento da circulação padrão de oeste, além de uma intensificação da divergência no polo. A região de valores máximos a oeste das geleiras continentais da Antártica é condizente com a de maiores gradientes de temperatura da Figura 19b. Isto é fundamentado pelo mecanismo de advecção térmica, cujos transportes de calor dão-se de áreas mais quentes para as menos aquecidas.

O nível médio da troposfera (aproximadamente 500 hPa) é muito utilizado nas descrições sinóticas, pois células de alta pressão semi-estacionárias e barotrópicas persistem em uma região onde os ventos de oeste são normalmente observados. Neste sentido, nota-se que as condições da simulação forçada 1080ka enfraquecem este padrão médio e, em alguns casos invertem o sentido predominante da circulação (Figura 21e), contribuindo para a formação de condições baroclínicas da troposfera local.

Perturbações similares às verificadas nos níveis médios também foram encontradas em altos níveis (200 hPa), nas vizinhanças do mar de Ross. Contudo, nas latitudes próximas a Punta Arenas ocorre um enfraquecimento no

sentido oeste (Figura 21f), o qual combinado com a configuração de temperatura geram condições favoráveis à formação de ciclogêneses.

Nas análises da climatologia horizontal do vento em baixos níveis (Figura 22a), nota-se que a simulação CTRL apresenta um deslocamento da alta do Atlântico Sul para noroeste, com sua circulação no lado oeste penetrando no nordeste brasileiro. Possivelmente, essa circulação converge com o fluxo transequatorial que penetra no continente ao norte, desvia-se para o sudeste e gira em torno das regiões costeiras, caracterizando a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Ela influencia diretamente no índice pluviométrico das regiões norte, centro-oeste e sudeste do Brasil, podendo influenciar no norte da região Sul. Geralmente, a maior parte do fluxo proveniente da Alta Subtropical do Atlântico Sul dirige-se ou para a Zona de Convergência do Atlântico Sul ou para o sul do Brasil, de maneira que chuva aumentada na Zona de Convergência do Atlântico Sul frequentemente está associada a pouca chuva no Sul e vice-versa.

Em se tratando do efeito dos distúrbios da circulação atmosférica abordados na Figura 21, no Atlântico Sul e vizinhanças (Figuras 22) vê-se bem claro que o deslocamento em baixos níveis (Figura 22d) é descaracterizado. Os respectivos centros de alta e baixa pressão do Atlântico e do Chaco são desfeitos, alterando as condições de transporte de calor e umidade na costa leste do Brasil e, principalmente na Península e na região leste da Antártica, onde as anomalias dos giros anticiclônicos atingem gradientes horizontais de $1,2 \text{ m s}^{-1}$, em média.

Na região oeste das geleiras continentais da Antártica (Figura 21d), há uma tendência de formação de ciclogênese, cujos fluxos entram com mais facilidade ao continente devido à ausência de barreira, intensificando o gradiente médio horizontal do vento local. Situação semelhante ocorre a leste da Antártica (Figura 22d), onde a ampliação deste gradiente para cerca de 2 m s^{-1} é verificada.

Além disso, as mudanças na topografia da região oeste das geleiras continentais da Antártica contribuem para alguns distúrbios no nível de 500 hPa. Entre as latitudes 45°S e 30°S , a simulação 1080ka enfraquece a circulação de oeste (Figura 22e), cujas configurações se estendem até a alta troposfera (Figura 22f). Em compensação, as correntes de jato de noroeste,

resultantes do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis também são propagadas em ambos os níveis.

Na Figura 22f é possível notar que surge uma anomalia de baixa pressão a sudoeste da área de formação do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, posicionada sobre a região centro-oeste do Brasil, que ao se fechar com uma baixa fria ocasiona um dipolo. Neste sentido, verifica-se uma deflexão dos ventos de oeste na latitude de 25°S, contornando a região norte da baixa fria. Esse duplo máximo na componente zonal do vento surge como bifurcação do escoamento de oeste em níveis superiores sobre o sul do Uruguai (Figura 22f). As consequências do enfraquecimento do fluxo zonal das latitudes médias e dos subtropicais, estabelecem um padrão de bloqueio, o qual persiste em inviabilizar a migração de sistemas meteorológicos transientes oriundos de latitudes mais altas.

É importante salientar, que estes resultados estão de acordo com Ramírez et al. (1999) na identificação de Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no Atlântico e no nordeste brasileiro. Os autores mostraram que estes vórtices possuem centros frios, onde ocorre tempo estável, circulação térmica direta com convecção em sua borda, principalmente na direção de sua propagação, e estão associados à alta da Bolívia, também identificada em altos níveis.

4.3.4. Fluxo meridional de calor

Devido à complexidade e à variedade de fatores que influenciam a climatologia atual dos ciclones extratropicais, Hoskins e Hodges (2002) concluíram que variações baroclínicas da atmosfera, causadas pelas mudanças do vento meridional e do gradiente de temperatura na baixa e alta troposfera são fundamentais no processo de formação destes ciclones.

Como mostrado nas Figuras 21 e 22, as variações nos ventos médios geram instabilidades baroclínicas, cujos mecanismos convertem energia potencial disponível do fluxo médio em energia cinética dos sistemas transientes, que compõem os ciclones extratropicais. De acordo com Bengtsson et al. (2006), as regiões de origem dos sistemas transientes no

Hemisfério Sul situam-se entre 30°S e 45°S (leste dos Andes) e na faixa costeira da Antártica, a sul da Tasmânia.

Neste sentido, a Figura 23a mostra a distribuição horizontal dos sistemas transientes da simulação CTRL. No Hemisfério Sul, sinais negativos representam os fluxos de calor em direção ao polo sul.

Na Figura 23a é possível notar que, o cinturão médio compreendido entre aproximadamente 30°S e 65°S é propício à formação dos ciclones extratropicais. As regiões próximas ao norte da Argentina, Uruguai, sul do Brasil e norte da Península Antártica, revelam-se amplamente sensíveis aos mecanismos anteriormente citados, concordando com o estudo climático realizado por Mendes et al. (2010).

Ao comparar as simulações 1080ka e CTRL (Figura 23b), observa-se predominantemente nas latitudes a sul de 30°S, mudança no padrão dos sistemas transientes, ocorrendo desintensificação deste fluxo. Isto revela que devido ao processo de retroalimentação climática gelo / albedo, há reduções do gradiente de temperatura meridional e das condições baroclínicas, diminuindo (aumentando) a frequência dos ciclones extratropicais nas latitudes médias (altas).

4.3.5. Precipitação

A Figura 24a apresenta os resultados obtidos para a precipitação média anual, em mm, pela simulação CTRL. Esta climatologia revela um índice superior a 1400 mm/ano na área de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Os valores máximos encontram-se nas regiões norte do Brasil e da América do Sul e nas baixas latitudes, a oeste da África no cinturão propício a formação e atuação da Zona de Convergência Intertropical. Estas respectivas diferenças giram em torno de 3000 mm/ano até níveis próximos a 5200 mm/ano.

Por outro lado, no polo sul, nas latitudes médias dos oceanos Atlântico e Pacífico verificam-se valores médios anuais inferiores a 400 mm/ano. Tais áreas possuem características de alta pressão e divergência do ar em baixos níveis (Figuras 20a e 21a). É importante ressaltar, no entanto, que estes

regimes pluviométricos são resultados de uma série de eventos com escalas de tempo e espaço bastante diversas, de forma que as causas dessas chuvas podem ser uma mistura de fatores locais e remotos.

Nas análises de anomalia da precipitação média anual entre as simulações 1080ka e CTRL (Figura 24b), somente as reduções de topografia na região oeste das geleiras continentais da Antártica respondem, de forma ampla as variações de precipitação do Hemisfério Sul. Nota-se que na Península Antártica, nos mares de Ross e Amundsen, com vizinhanças climatológicas de precipitação anual inferiores a cerca de 1000 mm/ano, tornam-se favoráveis a variações positivas de até 220 mm/ano, em média. Segundo Schneider et al. (2012), estas variações estão diretamente relacionadas à distribuição dos sistemas de baixa pressão ao nível médio do mar.

Apesar das oscilações citadas, pode-se afirmar que ao se intensificarem as condições de subsidência do ar nas latitudes médias dos oceanos Pacífico, Atlântico, das zonas costeiras da Colômbia, Panamá e Nicarágua, os sistemas meteorológicos adjacentes bloqueiam-se, favorecendo maiores incidências nas áreas de valores máximos.

O prolongamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (Figura 24b) é explicado pela baroclinia entre a convecção acentuada do ar na região nordeste do Brasil, em baixos níveis (Figura 22d) e a divergência dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (Figura 22f), associados ao deslocamento da baixa do Chaco e intensificação do transporte de calor e umidade do oceano Atlântico para o sul do Uruguai, nas latitudes próximas a 30°S.

5. CONCLUSÕES

Este trabalho se propôs a investigar as circulações oceânica e atmosférica do Hemisfério Sul, associadas ao colapso das geleiras continentais a oeste da Antártica, em 1,080 milhão de anos passados. Realizaram-se dois experimentos com o modelo climático SPEEDO, o qual possui um sistema de acoplamento entre o oceano e a atmosfera.

As anomalias de temperatura da superfície do mar revelaram-se predominantemente positivas, com os valores máximos girando em torno de 1,6 °C nos mares de Ross, Amundsen e nas vizinhanças do Atlântico Sul. Contudo, algumas áreas isoladas apresentaram anomalias negativas desta componente, principalmente nas regiões da costa sudoeste da África e parte da passagem da Tasmânia, onde os valores médios se estabeleceram por volta de -0,8 °C. A salinidade na superfície do mar manteve uma relação de proporcionalidade muito próxima aos valores de temperatura da superfície do mar, com exceção de toda costa oeste da África e das vizinhanças do mar de Weddell. O gelo marinho sofreu os maiores colapsos nos mares de Ross, Amundsen, Bellingshausen, Weddell e na região banhada pelo oceano Índico. Por outro lado, a concentração de gelo marinho no mar de Davis se intensificou, reajustando as perturbações climáticas geradas pela forçante topográfica.

Em se tratando de circulação atmosférica, a temperatura do ar revelou um aumento médio de 3,5 °C nos valores a sul dos oceanos Atlântico e Pacífico, intensificando o gradiente térmico horizontal da região. Os valores máximos se aproximaram dos 6,5 °C na região oeste da Antártica, revelando o papel fundamental da topografia na distribuição de calor e na ativação de condições favoráveis a baroclinia da troposfera. Na pressão ao nível médio do mar, identificou-se uma variação da célula de Ferrell, que enfraqueceu as condições de bloqueio da Alta Subtropical do Atlântico Sul e dos centros de baixas pressões do cinturão de 60°S. Tais resultados permitem afirmar, que as regiões de eventos extremos tendem a expandir-se. Distúrbios na direção predominante do fluxo do ar nos níveis atmosféricos de 850, 500 e 250 hPa foram detectados, associadamente a importantes sistemas climáticos do Hemisfério Sul, tais como: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis, Baixa do Chaco e

Zona de Convergência do Atlântico Sul. No que tange aos sistemas transientes, observou-se diminuição (aumento) na frequência dos ciclones extratropicais nas latitudes médias (altas). Com exceção do mar de Weddell, o índice pluviométrico aumentou nos principais mares da Antártica. As regiões norte da América do Sul, leste e sul da África apresentaram as máximas variações positivas de precipitação, atingindo valores próximos a 240 mm/ano.

Embora, a simulação 1080ka tenha como forçante somente a variação de topografia da região oeste das geleiras continentais da Antártica, os resultados das circulações oceânica e atmosférica do SPEEDO foram satisfatórios e elucidam pontos importantes, referentes às mudanças climáticas. Em relação às possíveis incoerências locais, deve-se ressaltar o foco dimensional do modelo e o grau de complexidade dos parâmetros envolvidos.

6. REFERÊNCIAS

AHN, J., WAHLEN, M., DECK, B. L., et al. A record of atmospheric CO₂ during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core. **Journal of Geophysical Research-Atmosphere**, v. 109, D13305, doi: 10.1029/2003JD004415, 2004.

ALLEY, R. B., CLARK, P. U., HUYBRECHTS, P., et al. Ice sheet and sea-level changes. **Science**, v. 310, p. 456–460, doi:10.1126/science.1114613, 2005.

BENGTSSON, L., HODGES, K. I., and ROECKNER, E. Storm tracks and climate change. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3518-3543, 2006.

BROECKER, W. S. Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, v. 97, p. 1339 – 1342, 2000.

CENTRO POLAR E CLIMÁTICO. **Brasil e as duas regiões polares, visão em perspectiva**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 2013.

CHEN, J. L., WILSON, C. R., BLANKENSHIP, D., et al. Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements. **Nature Geoscience**, v. 2, p. 859–862, doi:10. 1038/ngeo694, 2009.

CUNNINGHAM, S. A., KANZOW, T., RAYNER, D., et al. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5 degrees N. **Science**, v. 317, p. 935-938, doi: 10.1126/science.1141304, 2007.

DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 533-597, 2011.

DECONTO, R. M., and POLLARD, D. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. **Nature**, v. 421, p. 245-249, doi:10.1038/nature01290, 2003.

FIEDLER, E. K., LACHLAN-COPE, T. A., RENFREW, I. A., et al. Convective heat transfer over thin ice covered coastal polynyas. **Journal of Geophysical Research**, doi:10.1029/2009JC00579, 2010.

FRICKER, H. A., SCAMBOS, T., BINDSCHADLER, R., et al. An Active Subglacial Water System in West Antarctica Mapped from Space. **Science**, v. 315, p. 1544-1548; published online 15 February 2007 (10.1126/science.1136897), 2007.

GARFIELD, N., III. The Brazil current at subtropical latitudes. **Rhode Island: University of Rhode Island**, 122 p. (Tese de Doutorado), 1990.

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

GENTHON, C., and KRINNER, G. Convergence and disposal of energy and moisture on the Antarctic polar cap from ECMWF reanalyses and forecasts. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1703-1716, 1998.

GOOSSE, H. and FICHEFET, T. Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. **Journal Geophysical Research**, v. 104, p. 23337 – 23355, 1999.

GUO, Z., BROMWICH, D. H., and CASSANO, J. J. Evaluation of Polar MM5 simulations of Antarctic atmospheric circulation. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 384-411, 2003.

HAARSMA, R. J., CAMPOS, E. J. D., HAZELEGER, W., et al. Dominant modes of variability in the South Atlantic: A study with a hierarchy of ocean-atmosphere models. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1719-1735, 2005.

HAMON, N., SEPULCHRE, P., DONNADIEU, Y., et al. Growth of subtropical forests in Miocene Europe: The roles of carbon dioxide and Antarctic ice volume. **Geology**, v. 40, p. 567-570, doi: 10.1130/G32990.1, 2012.

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

HOSKINS, B. J., and HODGES, K. I. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 59, p. 1041-1061, 2002.

HOWAT, I. M., JOUGHIN, I., SCAMBOS, T. A. Rapid Changes in Ice Discharge from Greenland Outlet Glaciers. **Science**, v. 315, p. 1559 – 1561, doi: 10.1126/science.1138478, 2007.

HUFFMAN, G. J., ADLER, R. F., ARKIN, P., et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation datasets. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 5 -20, 1997.

JUSTINO, F. and PELTIER, W. Influence of Present Day and Glacial Surface Conditions on the Antarctic Oscillation/Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L220702, doi:10.1029/2006GL027001, 2006.

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

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.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KISTLER, R., KALNAY, E., COLLINS, W. et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 247-267, 2001.

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.

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**, v. 32, p. 2255-2270, doi: 10.1002/joc.3411, 2011.

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

MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and Reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, p. 4134-4143, 2003.

MELLES, M., BRIGHAM-GRETT, J., MINYUK, P. S., et al. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytyn, NE Russia. **Science Journal**, doi: 10.1126/science.1222135, 2012.

MELLOR, G. and 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., et al. Climatology of extratropical cyclones over the South American southern oceans sector. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, p. 239-250, 2010.

MOLTENI, F. Atmospheric simulations using GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi – decadal experiments. **Climate Dynamics**, v. 20, p 175-191, doi: 10.1007/s00382-002-0268-2, 2003.

OGURA, T. and OUCHI, A. A. Influence of the Antarctic Ice Sheet on southern high latitude climate during the Cenozoic: Albedo vs topography effect. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 587-590, doi: 10.1029/2000GL011366, 2001.

OKUMURA, Y., and XIE, S.-P. Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and African monsoon. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3589-3602, 2004.

PAGANI, M., ZACHOS, J. C., FREEMAN, K. H., et al. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. **Science**, v. 309, p. 600-603, doi: 10.1126/science.1110063, 2005.

PARKINSON, C. L., and CAVALIERI, D. J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010. **The Cryosphere**, v. 6, p. 871–880, doi: 10.5194/tc-6-871-2012, 2012.

PARSONS, D. B. and HOBBS, P. V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2377-2397, 1983.

PAYNE, A. and SAMMONDS, P. Special issue on Evolution of the Antarctic Ice Sheet: New Understanding and Challenges. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v. 364, 2006.

PETERSON, R. and STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1-73, doi: 10.1016/0079-6611(91)90006-8, 1991.

PEZZI, L. P., VIALARD, J., RICHARDS, K. J., et al. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, doi 10.1029/2004GL019995, 2004.

PEZZI, L. P., SOUZA, E. B. O uso da temperatura da superfície do mar em estudos climáticos. **Oceanografia por Satélites**, v. 1, p. 118-133, 2005.

PEZZI, L. P., CALTABIANO, A. C., CHALLENGOR, P. Satellite observations of the Pacific Tropical Instability Waves characteristics and their interannual variability. **International Journal of Remote Sensing**, v. 27, p. 1581-1599, 2006.

POLLARD D. and DECONTO, R. M. Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice sheet variations. **Global and Planetary Change**, v. 45, p. 9-21, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.09.011, 2005.

POLLARD, D. and DECONTO, R. M. Modeling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. **Nature**, v. 458, p. 329-332, doi: 10.1038/nature07236, 2009.

RAMÍREZ, M. C. V., KAYANO, M. T., FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88, 1999.

RUDOLF, B., FUCHS, T., RUETH, W., et al. Precipitation data for verification of NWP model re-analyses: The accuracy of observational results. **WCRP International Conference on Reanalyses, Washington, DC**, No. 876, p. 215-218, 1998.

SAENKO, O. A., and 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.

SEIDOV, D. and MASLIN, M. Atlantic Ocean heat piracy and the bi-polar climate sea-saw during Heinrich and Dansgaard–Oeschger events. **Journal of Quaternary Science**, v. 16, p. 321–328, 2001.

SCHLOSSER, E., DUDA, M. G., POWERS, J. G., et al. Precipitation regime of Dronning Maud Land Antarctica, derived from Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS) archive data. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D24108, doi:10.1029/2008JD009968, 2008.

SCHNEIDER, D. P., DESER, C., and OKUMURA, Y. An assessment and interpretation of the observed warming of West Antarctic in the austral spring. **Climate Dynamics**, v. 38, p. 323-347, 2012.

SHAPIRO, N. M. and RITZWOLLER, M. H. Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 223, p. 213–224, 2004.

SIGMOND, M., and FYFE, J. C. Has the ozone hole contributed to increased Antarctic sea ice extent? **Geophysical Research Letters**, v. 37, L18502, doi: 10.1029/2010GL044301, 2010.

SIMÕES, J. C., ARIGONY-NETO, J., and BREMER, U. F. O uso de mapas antárticos em publicações. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 191-197, 2004.

STERL, A. and HAZELEGER, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic ocean. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 559-571, 2003.

STOCKER, T. F., KNUTTI, R., and PLATTNER, G.-K. The future of the thermohaline circulation – A perspective. **Geophysical Monograph, American Geophysical Union**, v. 126, p. 277–293, 2001.

STOUFFER, R. J., YIN, J., GREGORY, J. M., 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.

TIEDKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1779-1800, 1993.

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

TOMCZAK, M., and GODFREY, J. S. **Regional Oceanography: an Introduction**, 2nd edition, 390 p., 2003.

TURNER, J., PHILLIPS, T., HOSKING, J. S., et al. The Amundsen Sea low. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 1818-1829, doi:10.1002/joc.3558, 2012.

VAUGHAN, D. G. and ARTHURN, R. Why is it hard to predict the future of ice sheets? **Science**, v. 315, p. 1503–1504, doi:10.1126/science.1141111, 2007.

WILLMOTT, C. J., ROWE, C. M. and PHILPOT, W. D. Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. **American Cartographer**, v. 12, p. 5-16, 1985.

WU, Y., TING, M., SEAGER, R., et al. Changes in storm tracks and energy transports in a warmer climate simulated by the GFDL CM2.1 model. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 53-72, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00284.1, 2010.

YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K., DECKKER, P., et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. **Nature**, v. 406, p. 713–716, doi: 10.1038/35021035, 2000.

YUAN, X. and MARTINSON, D. G. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1697-1717, 2000.

ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. **Science**, v. 292, p. 686-693, doi: 10.1126/science.1059412, 2001.

APÊNDICE A – Figuras ilustrativas

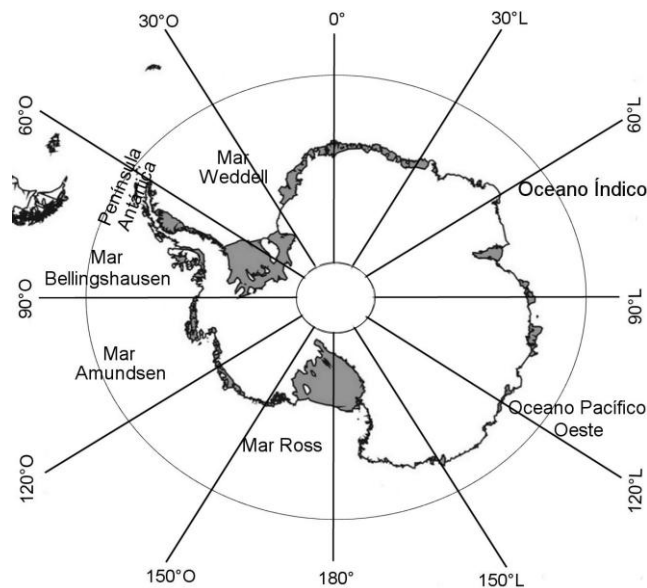


Figura 1. Mapa do continente antártico. As áreas em cinza representam plataformas de gelo (partes flutuantes do manto de gelo antártico). (Fonte: adaptada de Simões et al., 2004).

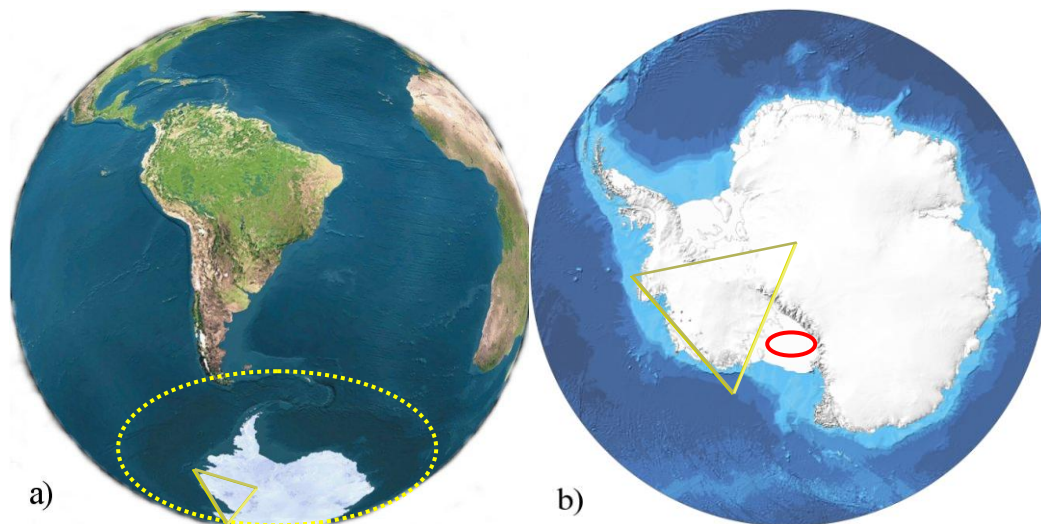


Figura 2. Regiões geográficas consideradas: (a) distribuição espacial do continente antártico e seus oceanos adjacentes (pontilhado amarelo); (b) configuração horizontal da topografia Antártica. Triângulo (amarelo) indica a região oeste da Antártica e a elipse (vermelha), a faixa costeira do mar de Ross. (Fonte: adaptado do Centro Polar e Climático UFRGS).

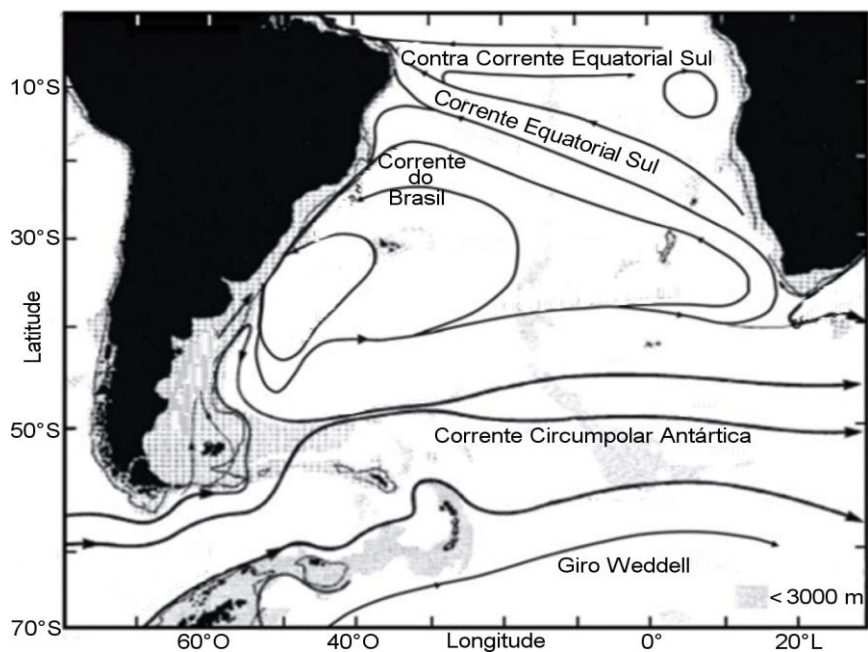


Figura 3. Representação esquemática das correntes marítimas do Atlântico Sul. Preenchimento em cinza representa as regiões com profundidades inferiores a 3000 m. (Fonte: adaptada de Peterson; Stramma, 1991).

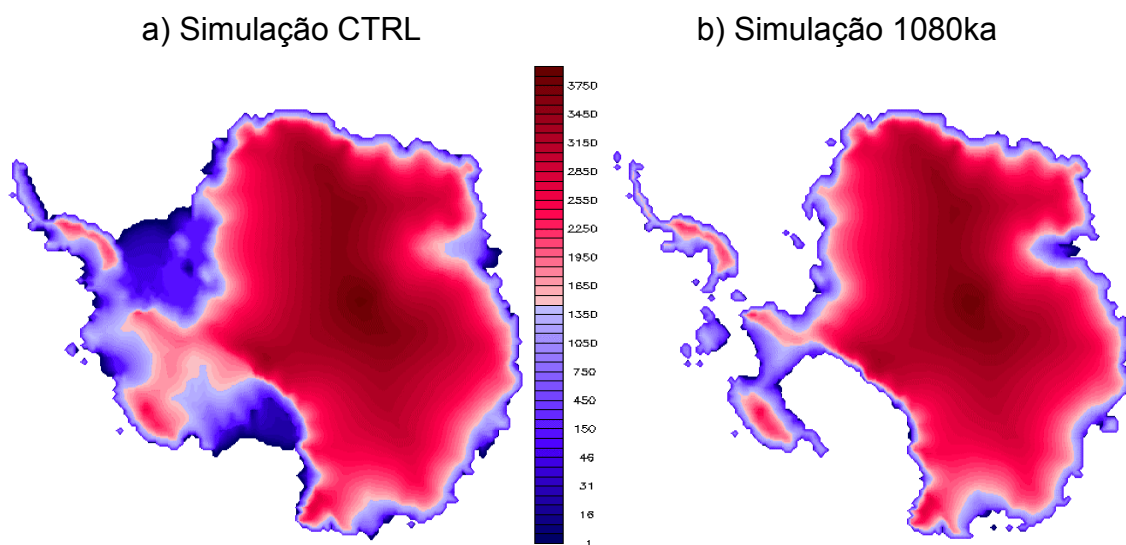


Figura 4. Altura das geleiras acima do nível do mar (m) para as simulações (a) CTRL e (b) 1080ka.

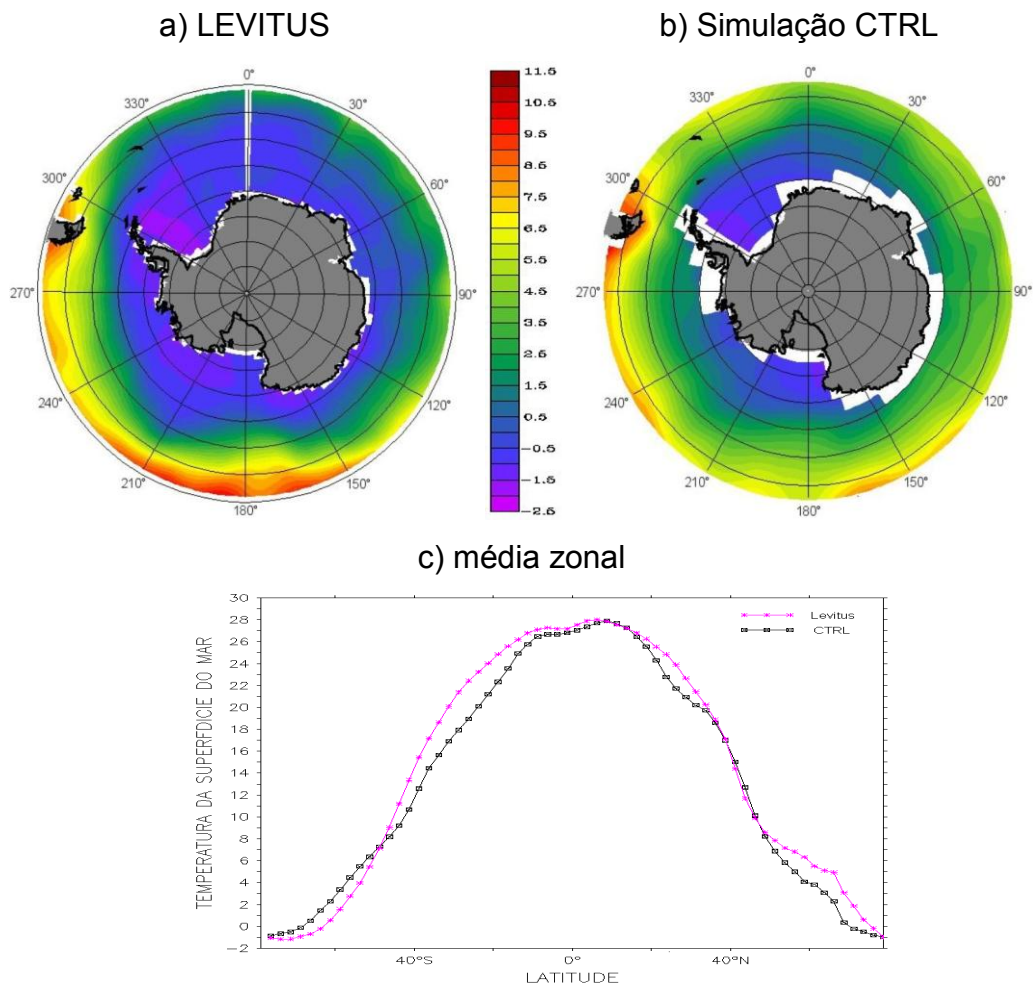


Figura 5. Distribuição da temperatura da superfície do mar (°C). a) dados observados LEVITUS; b) simulação CTRL; c) média zonal.

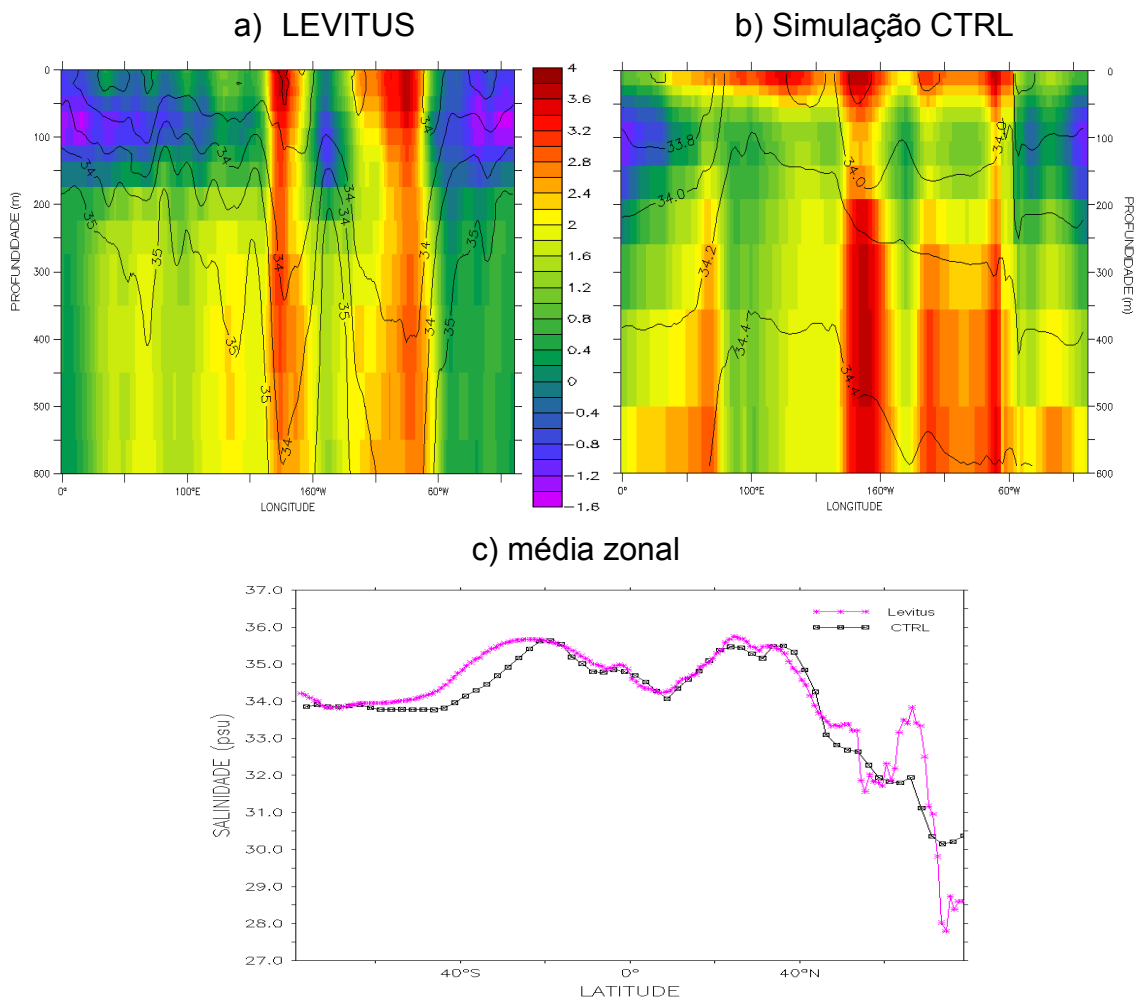


Figura 6. Perfil vertical da temperatura (°C) e da salinidade (psu) do mar. a) dados observados LEVITUS; b) simulação CTRL; c) média zonal da salinidade da superfície do mar.

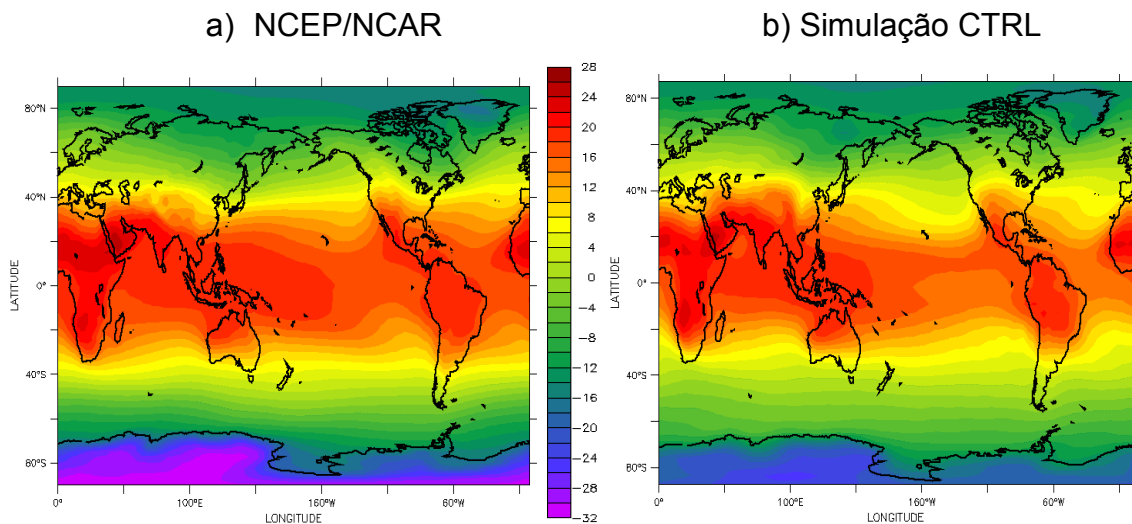


Figura 7. Distribuição da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), em 850hPa. a) dados observados NCEP; b) simulação CTRL.

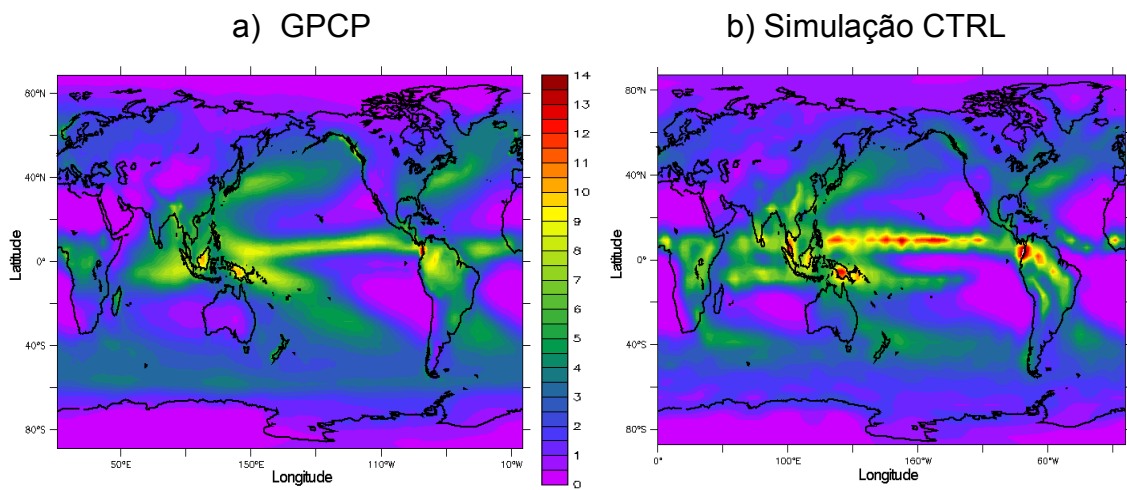
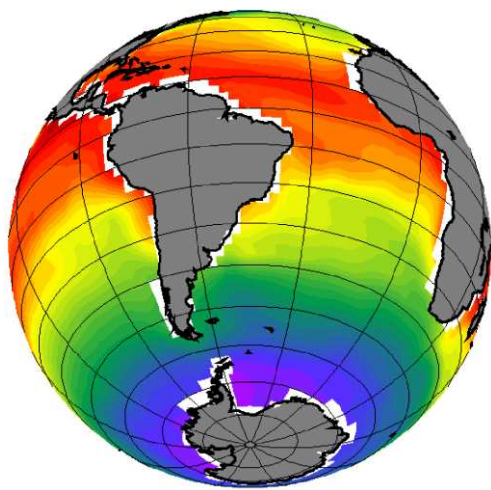


Figura 8. Distribuição da precipitação média diária (mm/dia). a) dados observados GPCP; b) simulação CTRL.

a) Simulação CTRL



b) Simulação 1080ka - CTRL

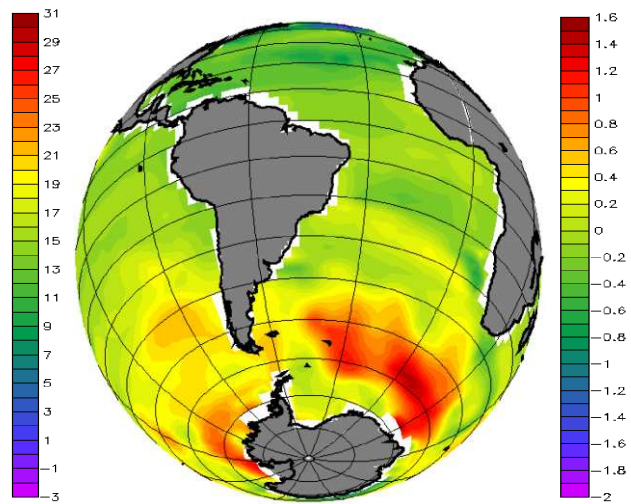


Figura 9. Distribuição da Temperatura da superfície do mar (°C). a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.

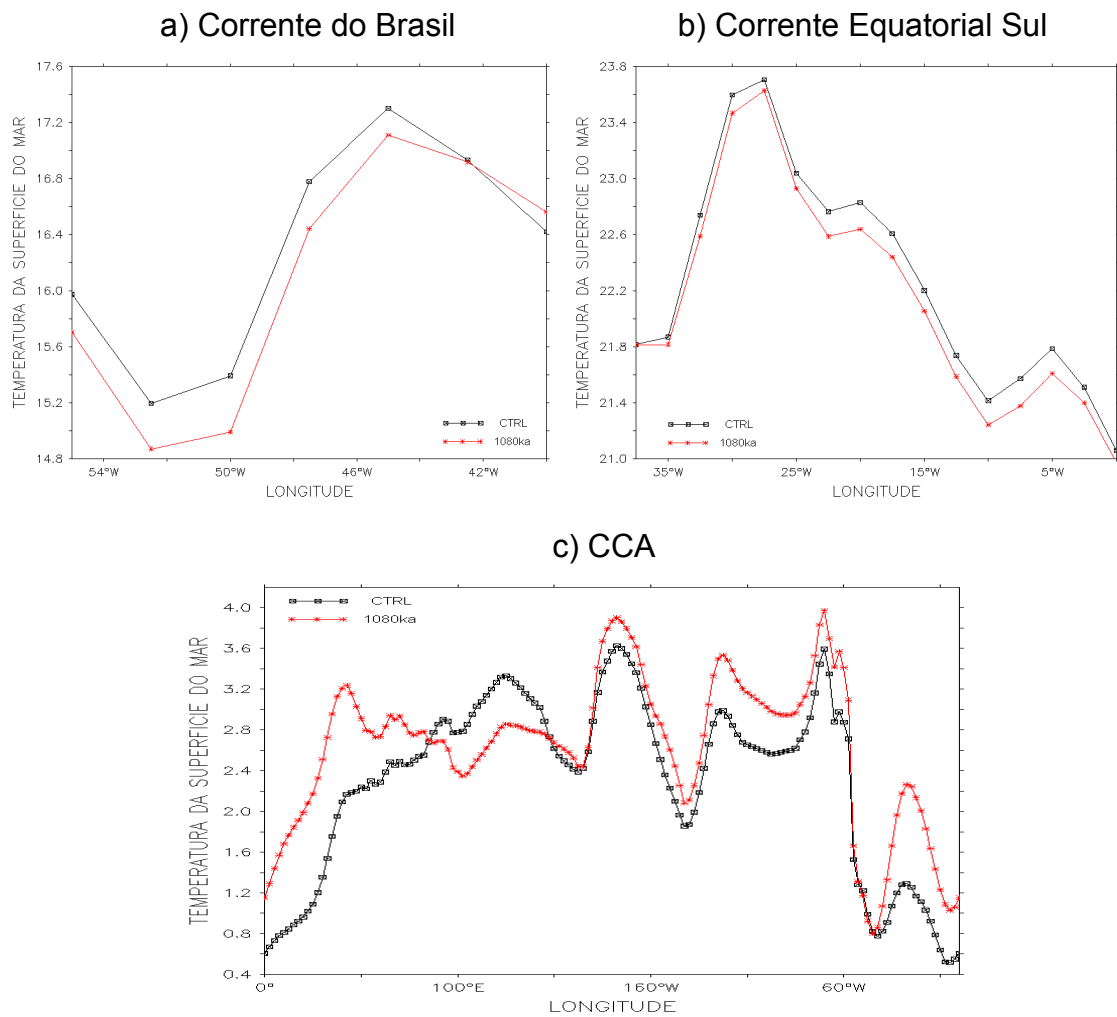


Figura 10. Diferença da temperatura da superfície do mar climatológica entre as simulações 1080ka e CTRL. (a) Corrente do Brasil; (b) Corrente Equatorial Sul; (c) Corrente Circumpolar Antártica.

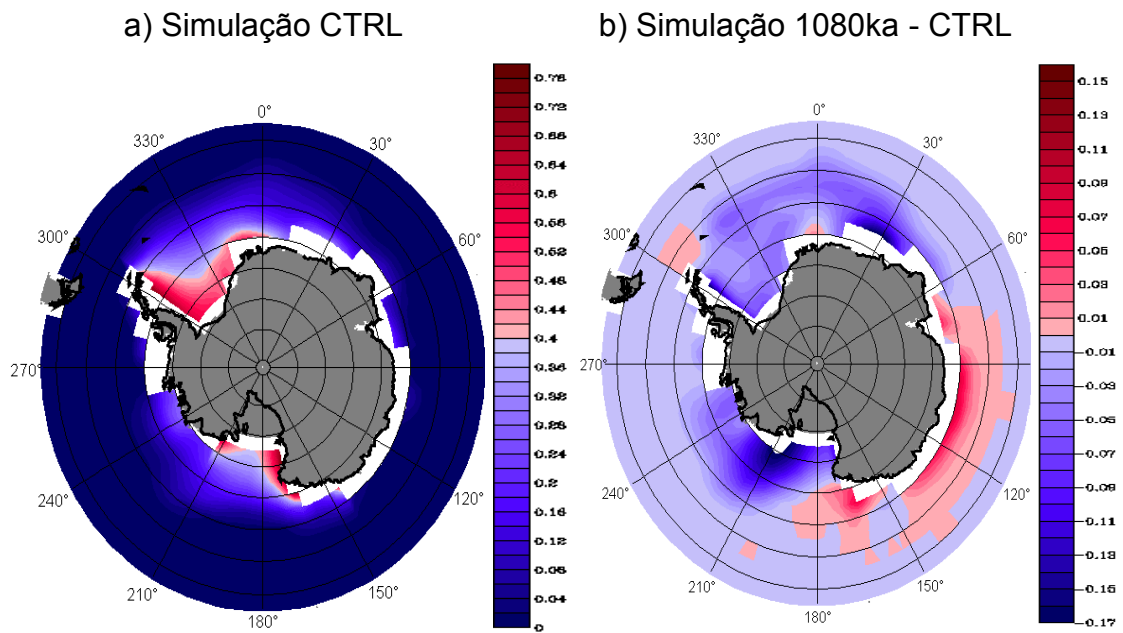


Figura 11. Espessura média anual do gelo marinho Antártico (m) na simulação CTRL (a) e, anomalias desta espessura entre as simulações 1080ka e CTRL (b).

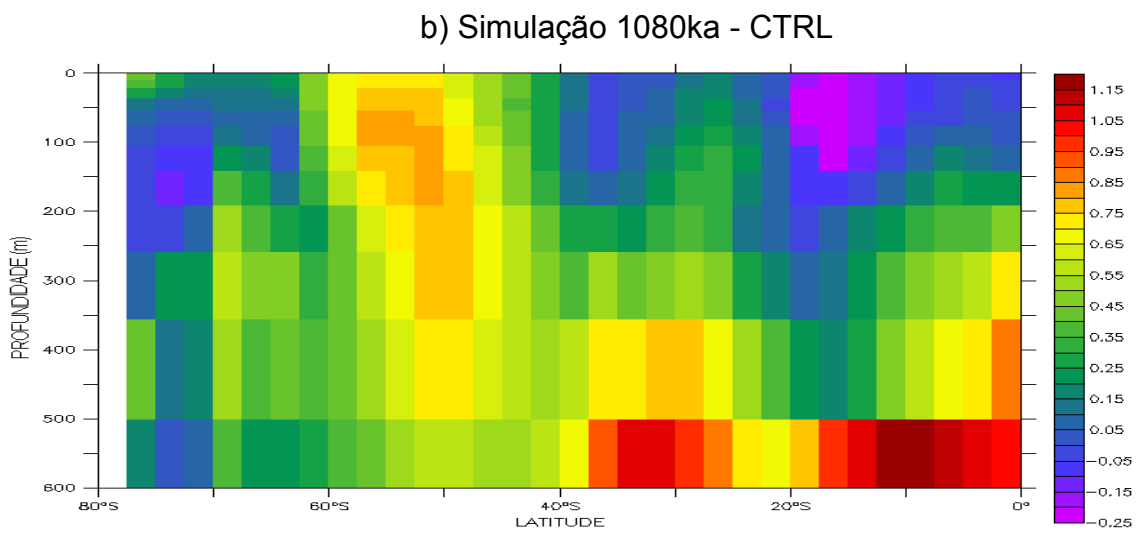
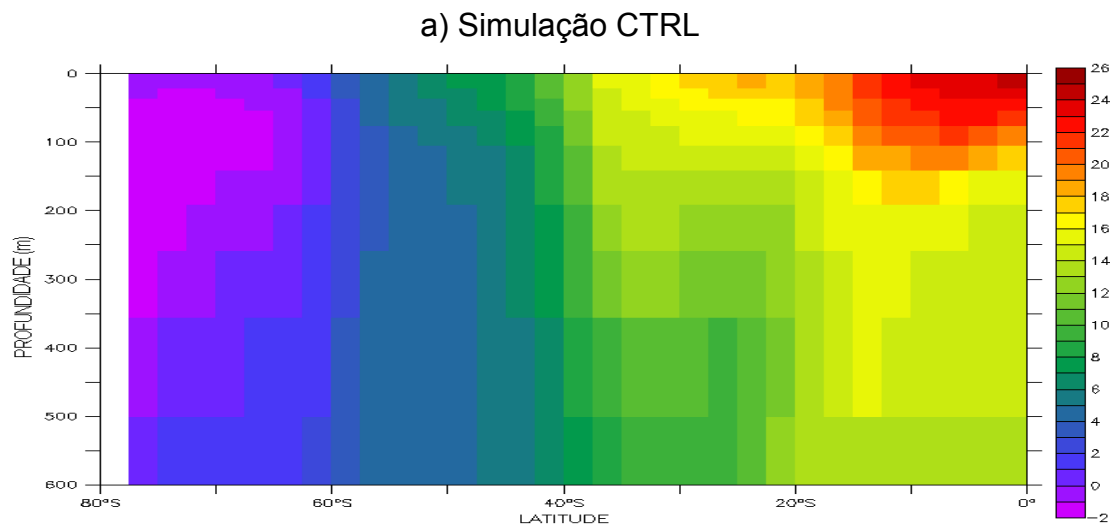


Figura 12. Perfil vertical da temperatura do mar ($^{\circ}\text{C}$) no Hemisfério Sul. a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.

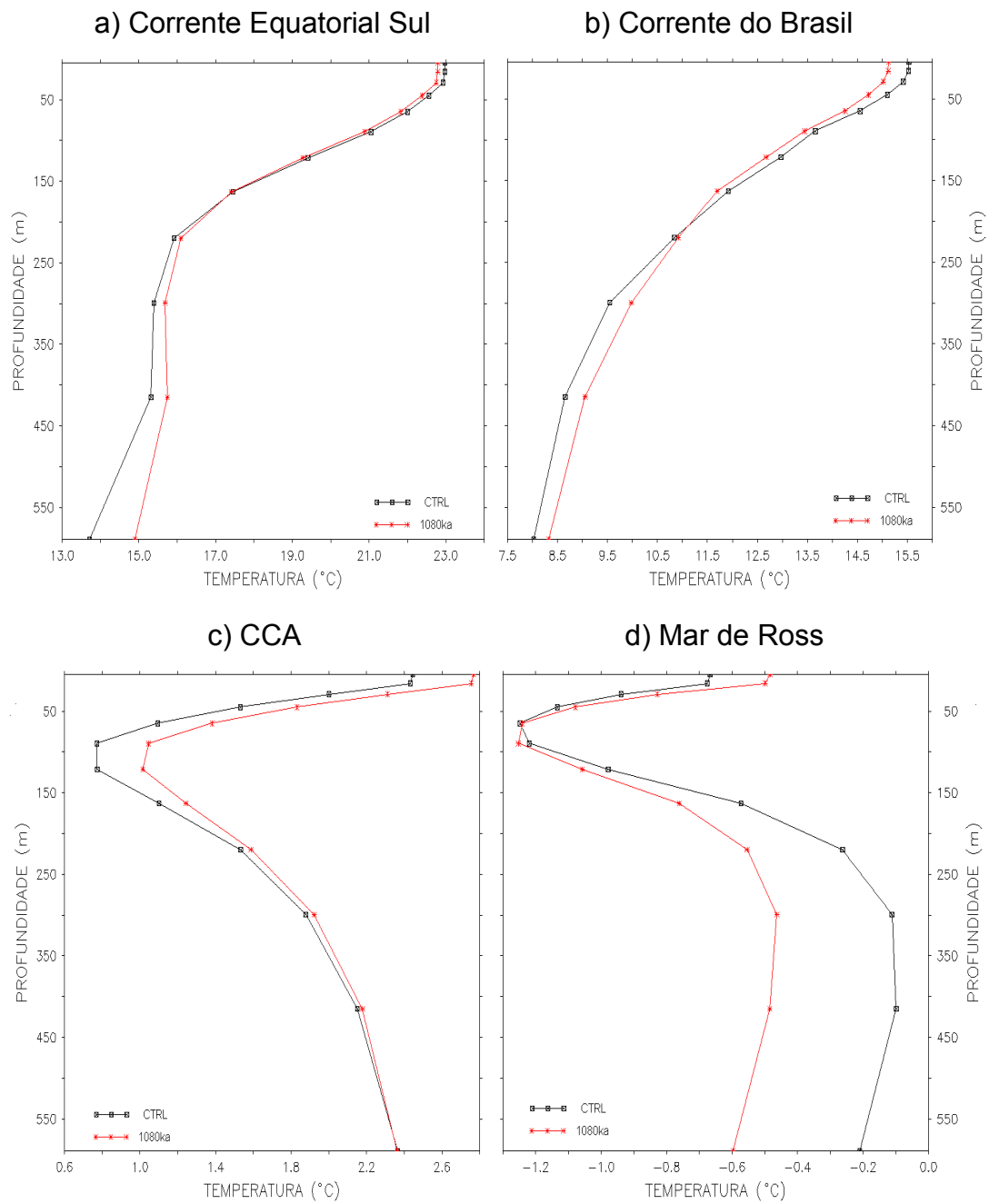


Figura 13. Perfil vertical da temperatura (°C). a) Corrente Equatorial Sul (10°S: 20°O); b) Corrente do Brasil (36°S: 50°O); c) Corrente Circumpolar Antártica (60°S); d) Mar de Ross (71°S: 180°L).

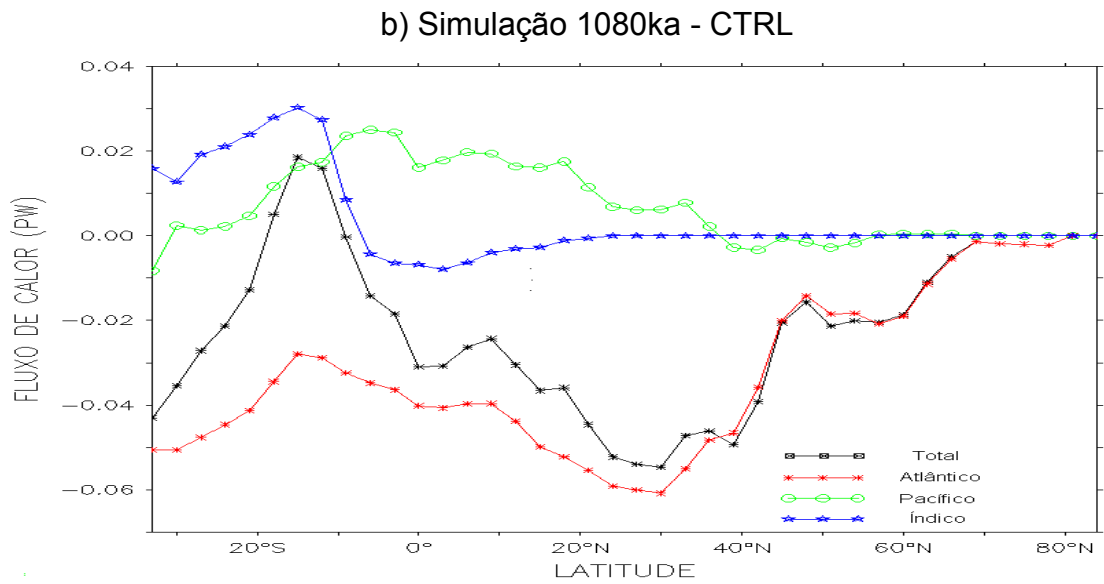
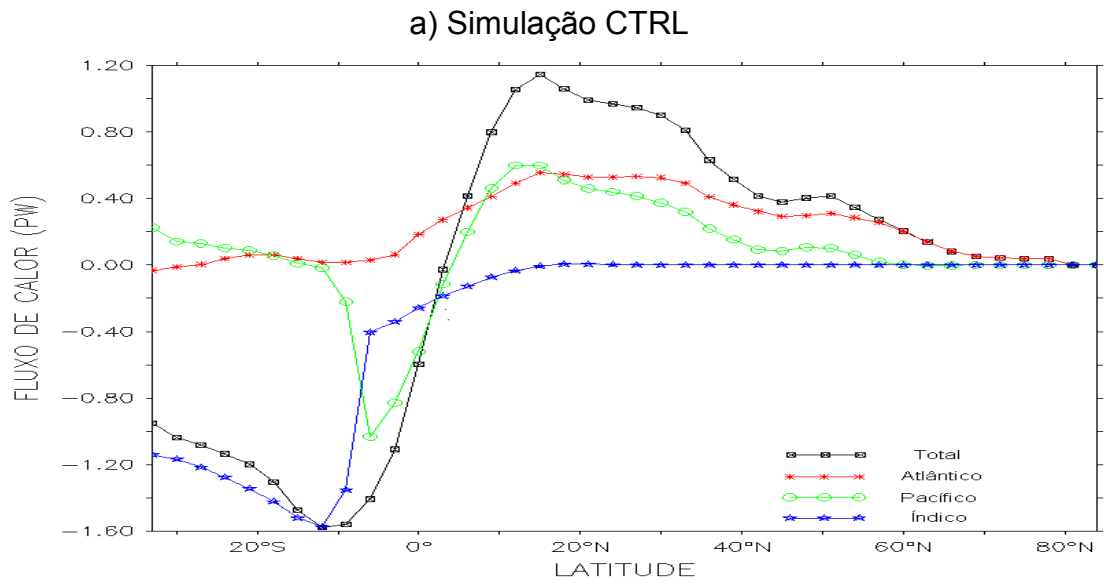


Figura 14. Fluxo de calor (PW) nos oceanos. a) Simulação CTRL e; b) Simulação 1080ka – CTRL.

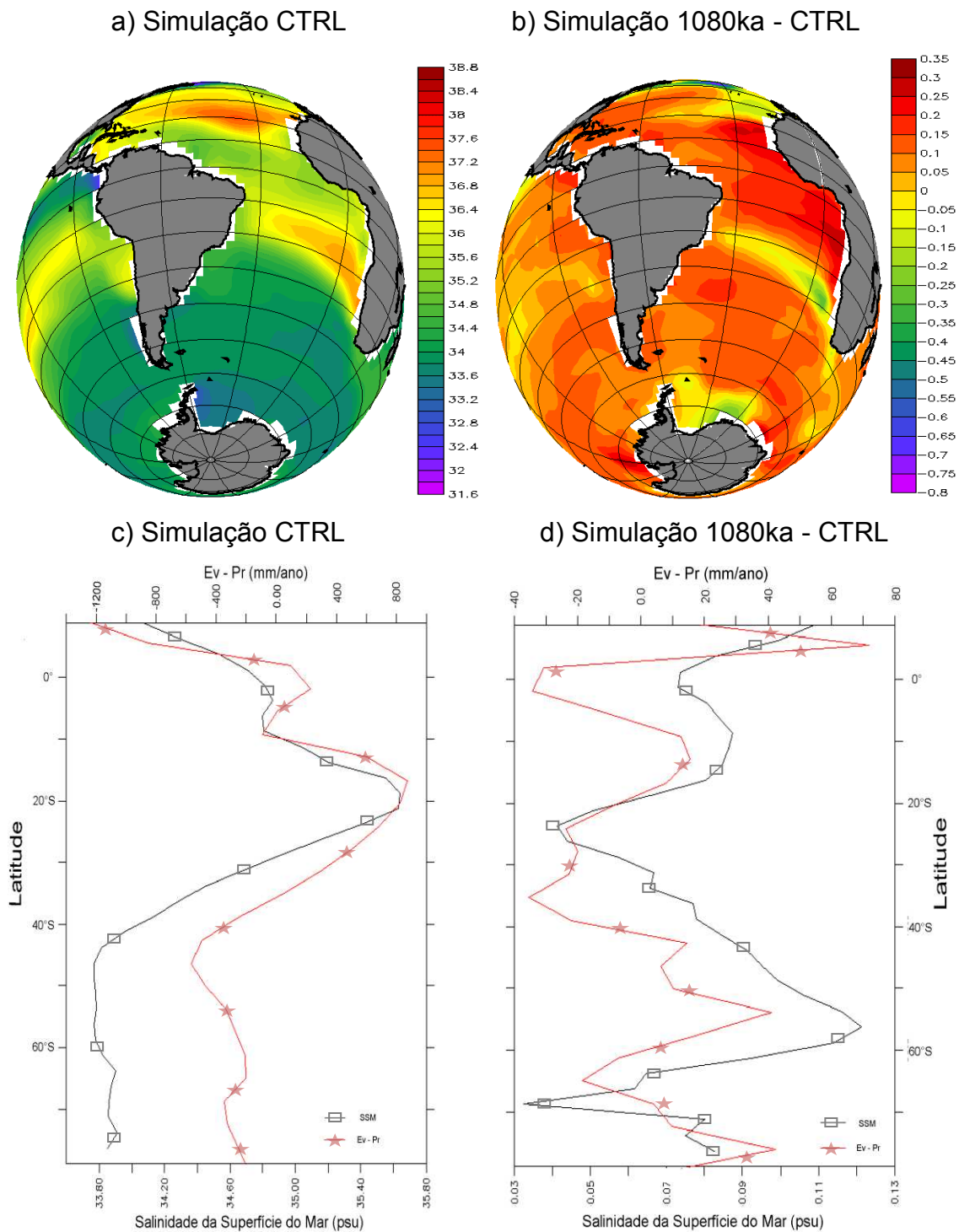


Figura 15. Distribuição horizontal da salinidade da superfície do mar (psu). a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL. Relações entre salinidade da superfície do mar e Ev-Pr da simulação CTRL (c) e da anomalia 1080ka – CTRL (d).

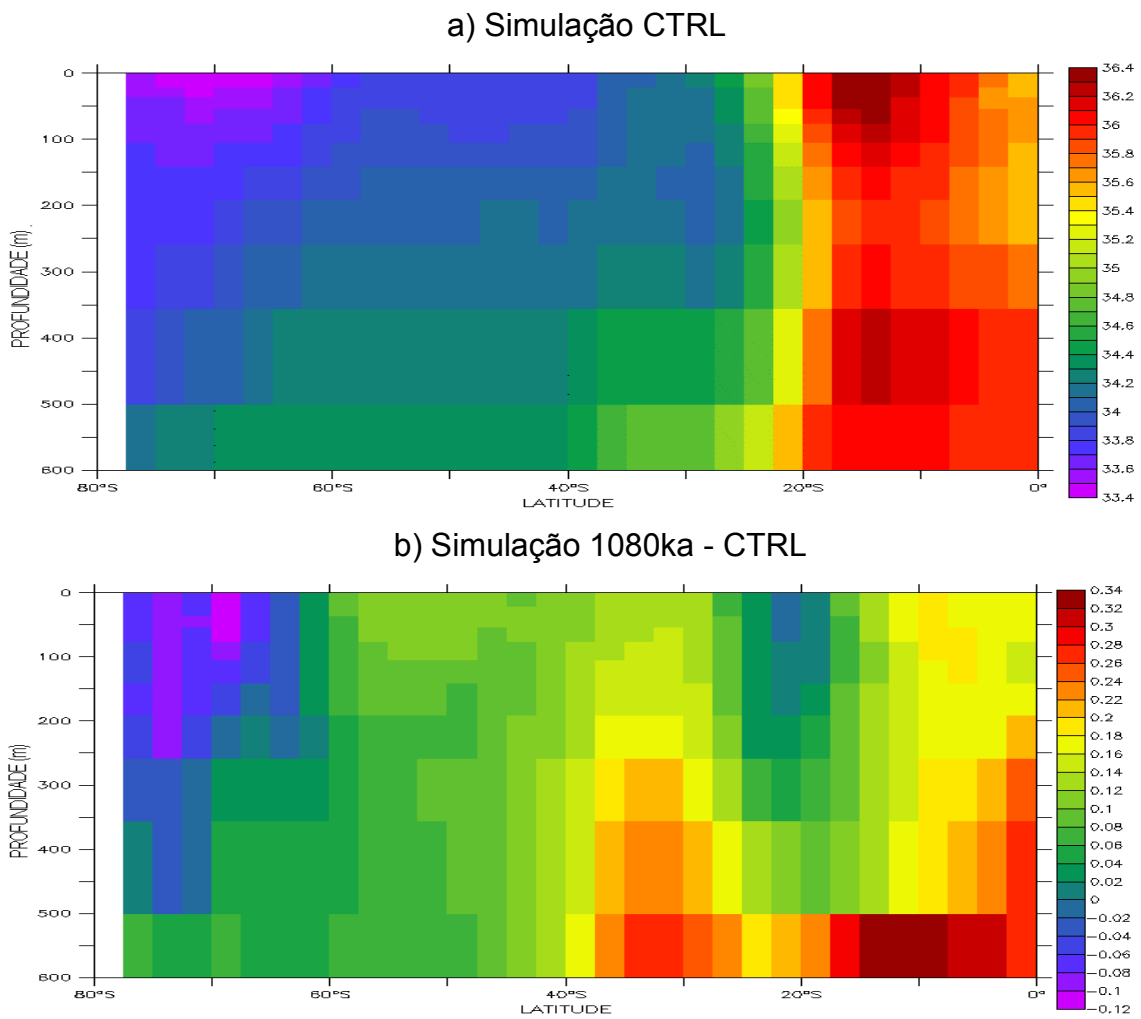


Figura 16. Perfil vertical da salinidade do mar (psu) no Hemisfério Sul. a) simulação CTRL; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.

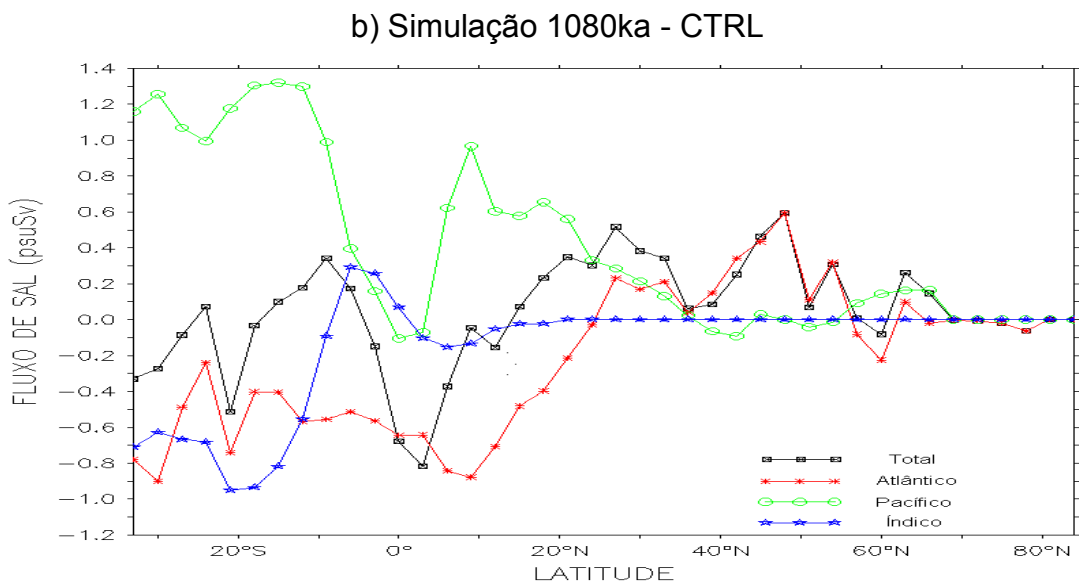
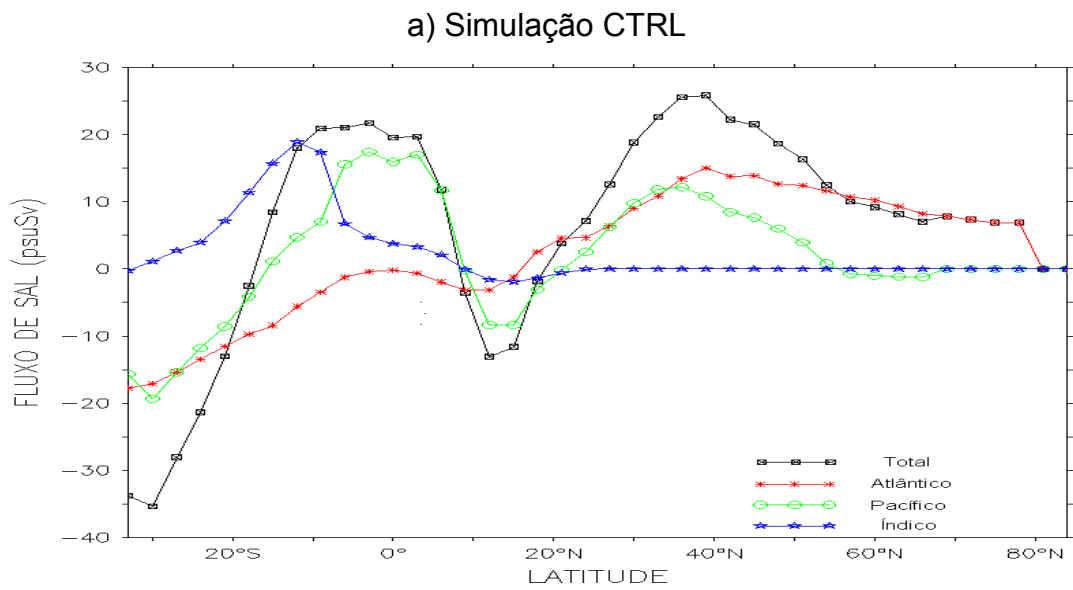


Figura 17. Fluxo de sal (psuSv) nos oceanos. a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080ka e CTRL.

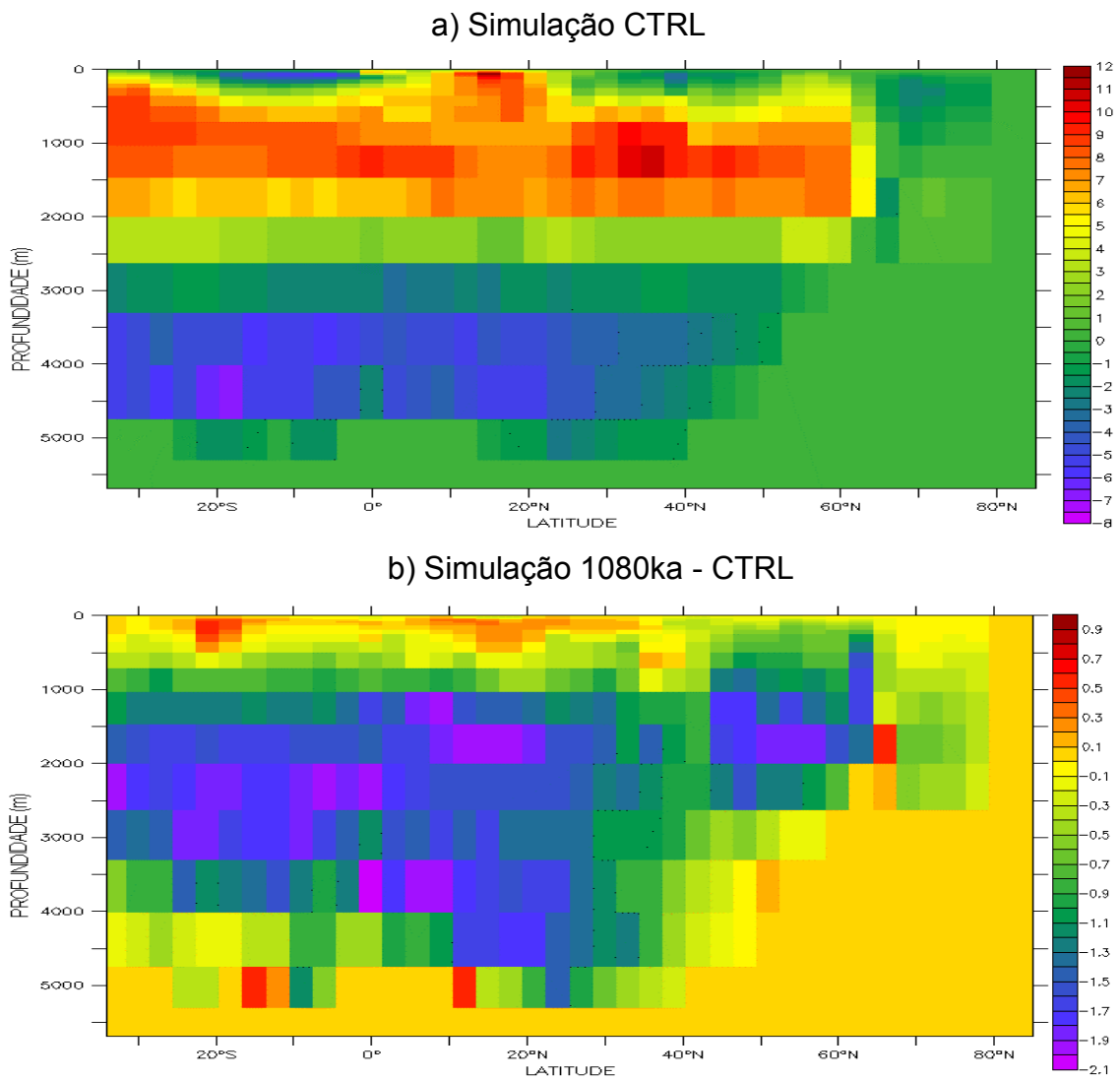


Figura 18. Função de corrente (Sv) do Oceano Atlântico, segundo a simulação CTRL (a) e a diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (b).

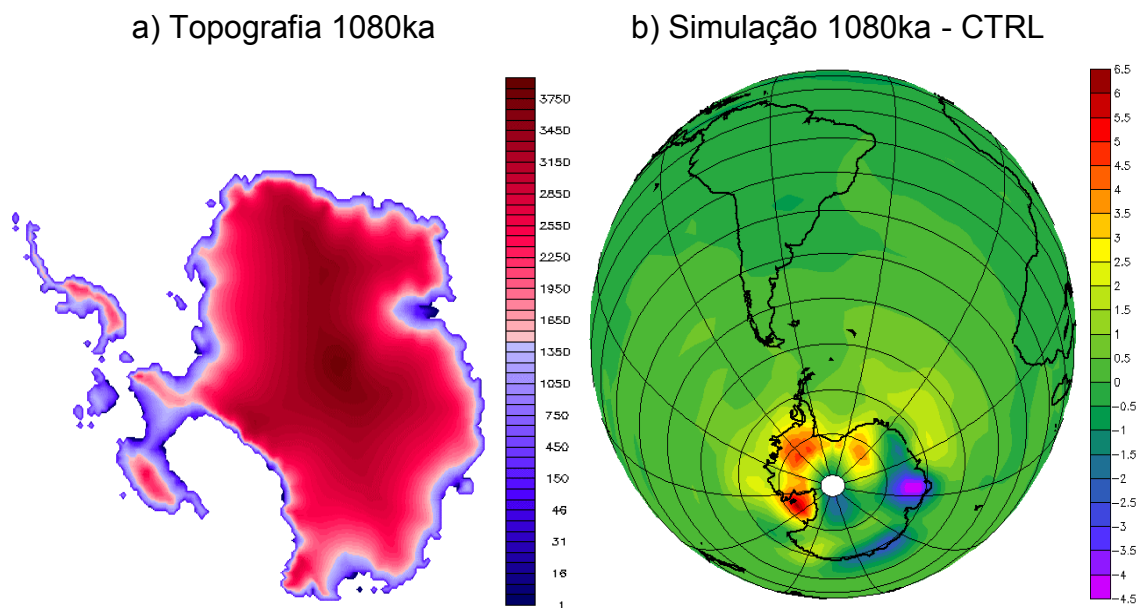


Figura 19. (a) Topografia da Antártica (m) em aproximadamente 1,080 milhão de anos passados e; (b) Variação da temperatura do ar ($^{\circ}C$), em 850 hPa, entre as simulações 1080ka e CTRL.

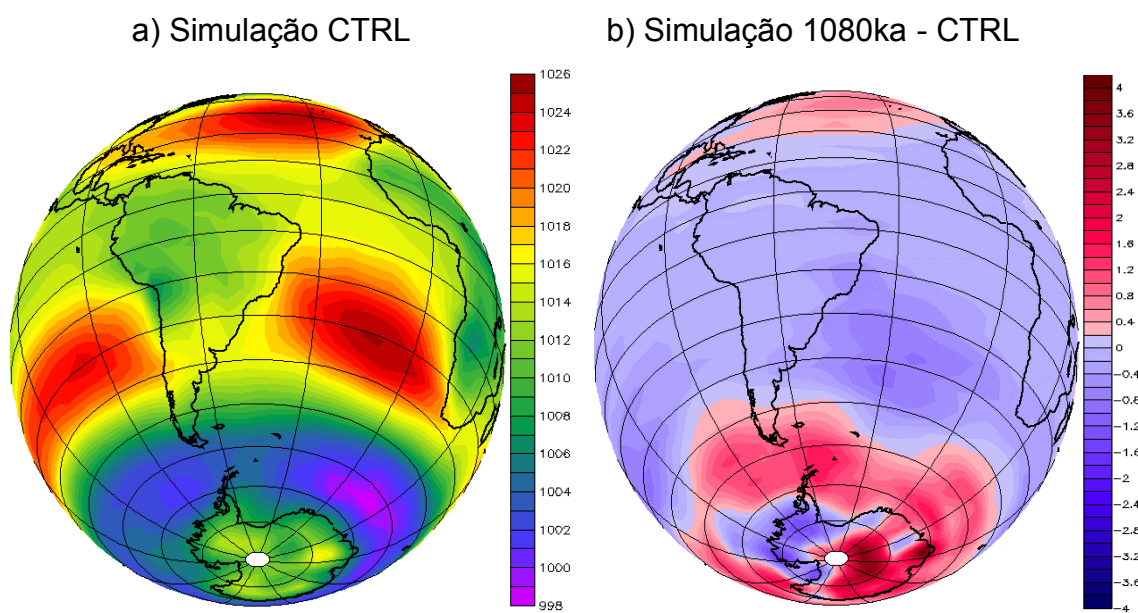


Figura 20. Média anual da pressão ao nível médio do mar (hPa). a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080Ka e CTRL.

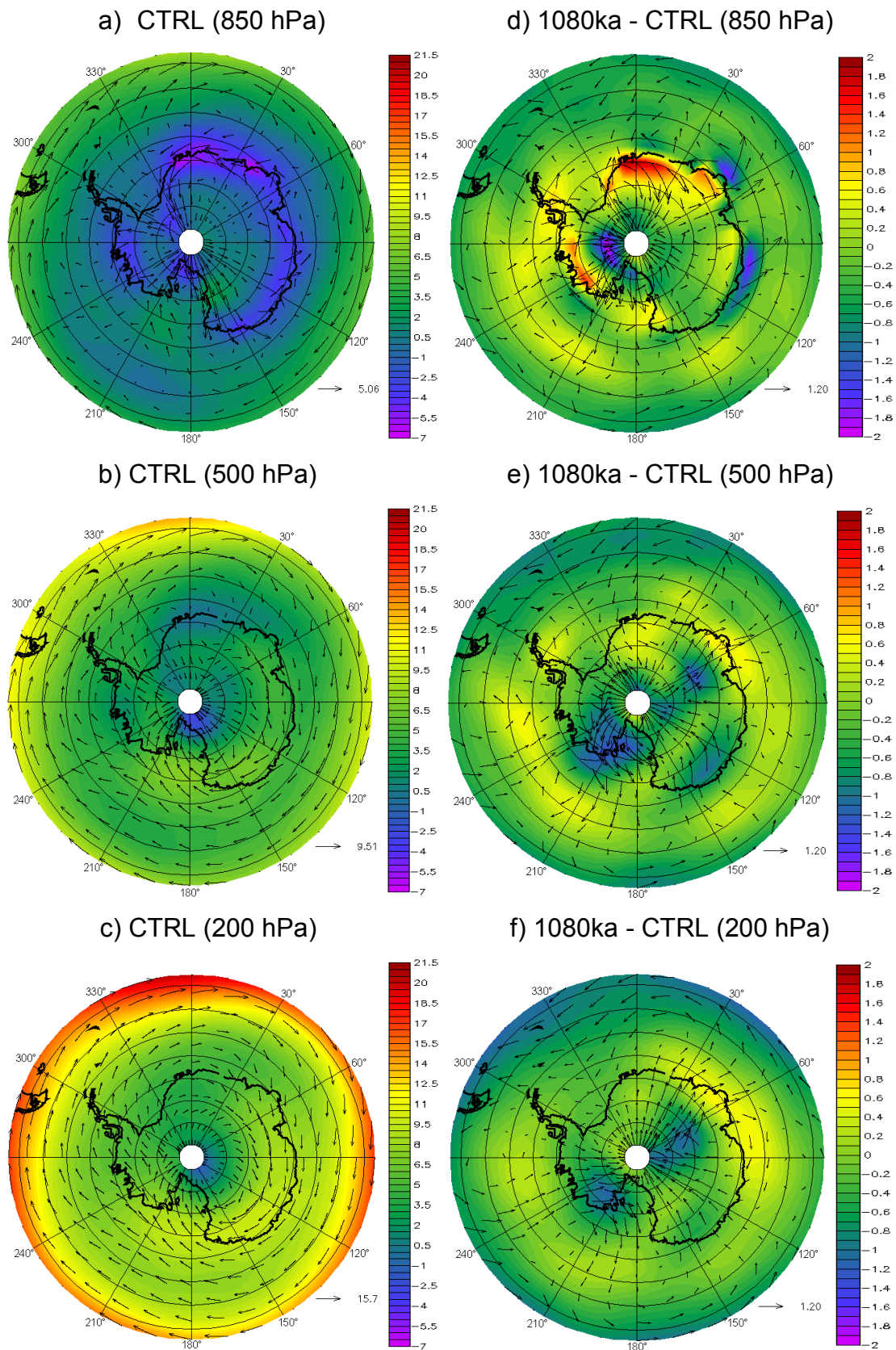


Figura 21. Velocidade horizontal do vento ($m s^{-1}$) na Antártica, a diferentes níveis atmosféricos. Simulação CTRL (a), (b) e (c); diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (d), (e) e (f).

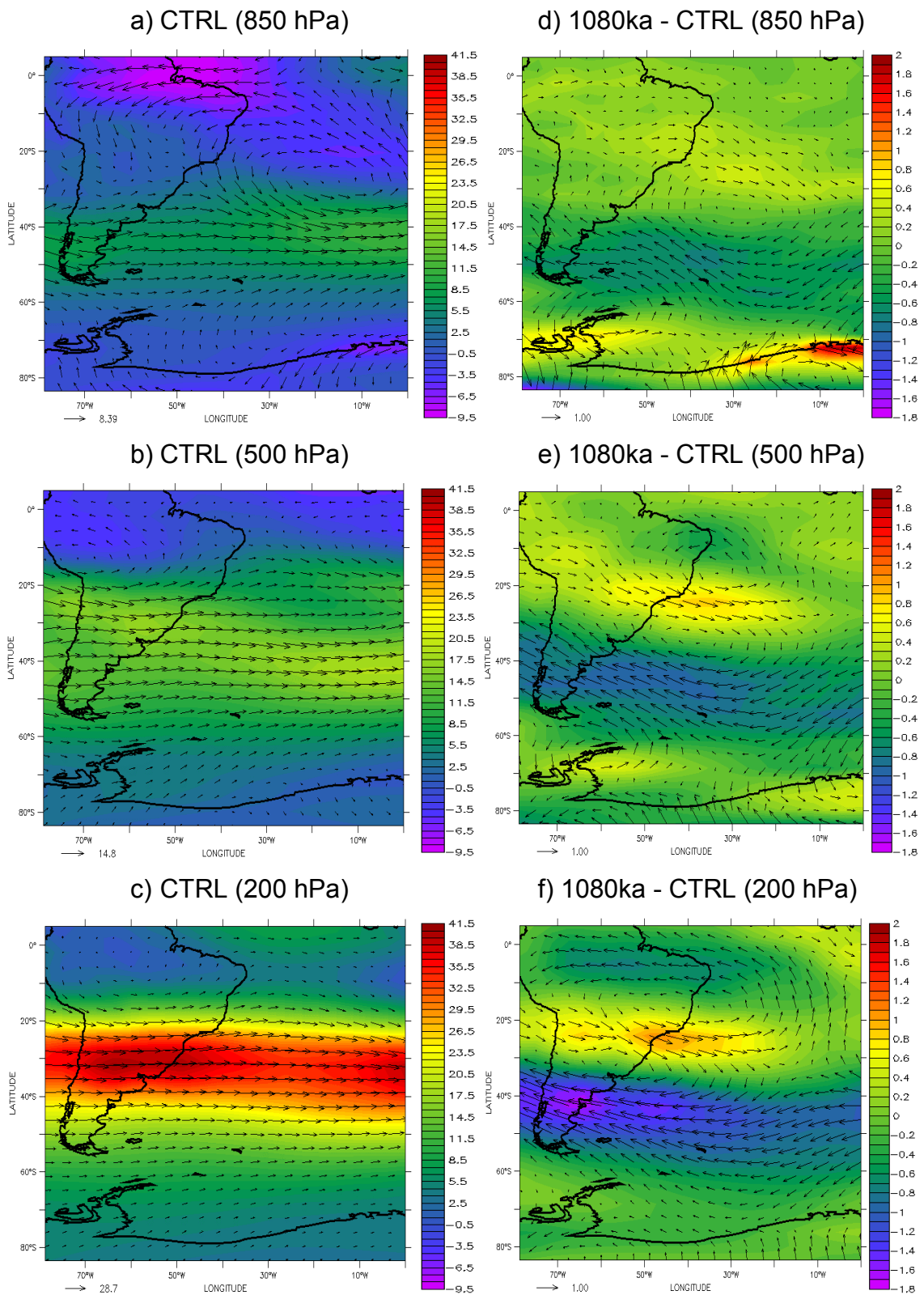


Figura 22. Velocidade horizontal do vento ($m s^{-1}$) sobre o oceano Atlântico Sul e vizinhanças, a diferentes níveis atmosféricos. Simulação CTRL (a), (b) e (c); diferença entre as simulações 1080ka e CTRL (d), (e) e (f).

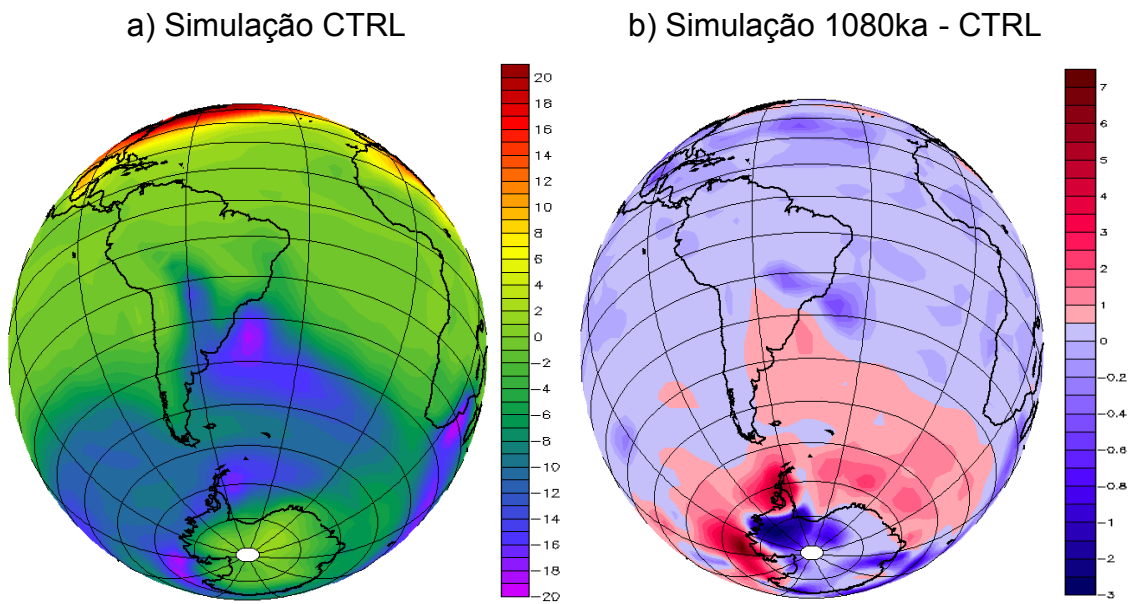


Figura 23. Fluxo meridional de calor ($K\ ms^{-1}$). a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080Ka e CTRL.

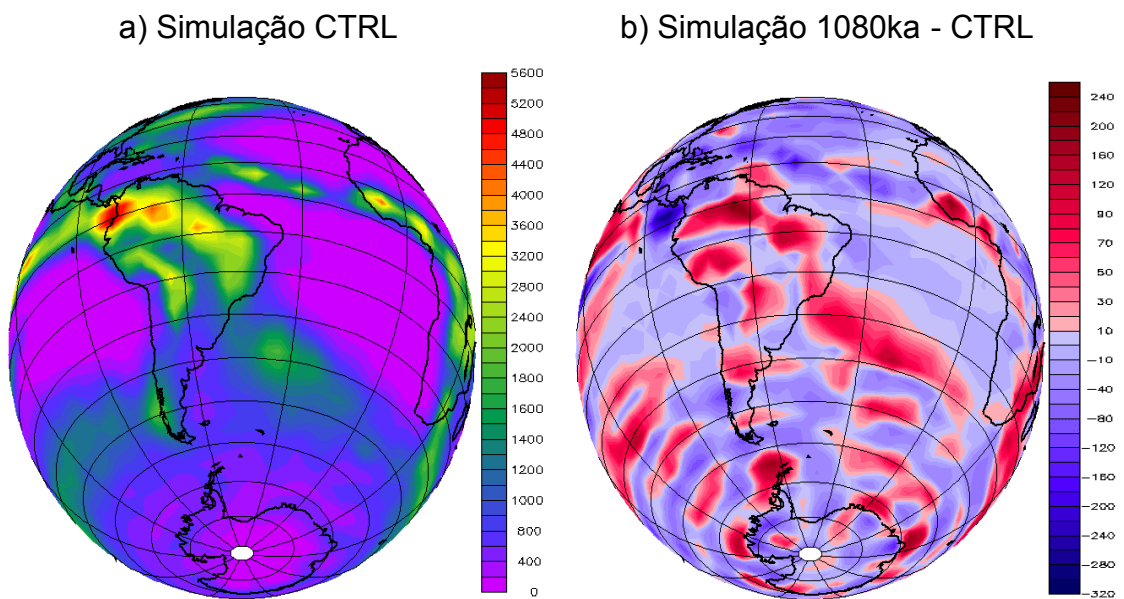


Figura 24. Distribuição da precipitação média anual (mm/ano). a) Simulação CTRL e; b) diferença entre as simulações 1080Ka e CTRL.