

EFEITOS DO AUMENTO DA TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO NO CLIMA DO HEMISFÉRIO SUL OBTIDO DO MODELO ACOPLADO SPEEDO

JEFERSON PRIETSCH MACHADO¹, FLÁVIO JUSTINO¹, LUCIANO PONZI PEZZI²

¹Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, MG, Brasil

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP, Brasil

jefpmac@gmail.com, fjustino@ufv.br, luciano.pezzi@cptec.inpe.br

Recebido Abril de 2013 - Aceito Janeiro de 2014

RESUMO

Estudos têm sugerido uma intensificação e um deslocamento do máximo da tensão de cisalhamento do vento (TCV) para latitudes mais altas no Oceano Austral, em função de um aumento na magnitude do vento em latitudes extratropicais no Hemisfério Sul. Diante do exposto, o objetivo do trabalho é investigar o comportamento anômalo das circulações oceânica e atmosférica devido ao aumento da TCV em 50% na região equatorial e extratropical do Hemisfério Sul. Pretende-se, especificamente, analisar as alterações no gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM e na Oscilação Antártica. Para tal fim, utiliza-se um modelo climático acoplado de complexidade intermediária (SPEEDO). Os resultados demonstram que a intensificação da TCV na região equatorial, ocasiona uma diminuição da temperatura da superfície do mar na região tropical, devido ao aumento da ressurgência, favorecendo a mudanças no gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM e uma intensificação da precipitação no nordeste brasileiro. Por outro lado, a intensificação da TCV na região extratropical do Hemisfério Sul induz a um aumento da temperatura da superfície do mar e do ar em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul, além de uma redução na espessura do gelo marinho Antártico, favorecendo ao enfraquecimento da fase positiva da Oscilação Antártica.

Palavras-chave: Mudanças climáticas; Cisalhamento do vento; Oscilação Antártica.

ABSTRACT: EFFECTS OF THE WIND STRESS INCREASE IN THE SOUTHERN HEMISPHERE CLIMATE FROM SPEEDO COUPLED MODEL

Studies have suggested intensification and shift of the wind stress maximum towards the south in the Southern Ocean due to wind intensification in extratropical latitudes in the Southern Hemisphere. Considering these evidences, the objective of this study is to investigate the impacts in atmospheric and oceanic circulation due to the increasing wind stress by 50% in the equatorial region and in the extratropical Southern Hemisphere region. Specifically, changes in the Atlantic Dipole and Antarctic Oscillation are analyzed. For this purpose, a coupled climate model of intermediate complexity (SPEEDO) is employed. The results show that the wind stress intensification in the equatorial region causes a decrease in sea surface temperature in the tropical region, due to increased upwelling. This causes changes in Atlantic Dipole and enhanced precipitation over Brazilian northeast. Moreover, the wind stress intensification in the extratropical Southern Hemisphere region induces an increase in sea surface temperature and air temperature in high latitudes of the Southern Hemisphere, and a reduction in the Antarctic sea ice thickness, favoring a weakening of positive Antarctic Oscillation phase.

Keywords: Climate change; Wind stress; Antarctic Oscillation.

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, a tensão de cisalhamento do vento (TCV) tem sido abordada em diversos estudos com modelos climáticos (Justino, 2004; Timmermann e Goosse, 2004; Yang et al., 2007; Menviel et al., 2008; Saenko, 2009; Ma et al., 2010). Esta motivação recente está diretamente relacionada com projeções climáticas para as próximas décadas que indicam, através de modelos numéricos idealizados com o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, um deslocamento do máximo da TCV para latitudes mais altas do que o normal, em função da intensificação dos ventos em latitudes extratropicais (Gillet e Thompson, 2003; Fyfe e Saenko, 2006; Fyfe et al., 2007; Swart e Fyfe, 2012). Diante desta hipótese, torna-se importante a realização de simulações climáticas forçadas com a TCV anômala para analisar os impactos ocasionados nas circulações oceânica e atmosférica. A seguir serão mostrados vários estudos, baseados em modelagem numérica, que demonstram a importância da TCV para o acoplamento entre o oceano e a atmosfera.

Neste contexto, Timmermann e Goosse (2004) mostraram que os giros oceânicos forçados pelo vento são essenciais para a existência da circulação termohalina global (CTG) no Oceano Atlântico. Utilizando um modelo de complexidade intermediária, os autores realizaram uma simulação climática reduzindo a zero a TCV sobre todo o oceano. Os resultados indicam uma completa interrupção na CTG, devido a alterações no gradiente de densidade que não é mantido sem a forçante da TCV. Timmermann et al. (2004) também afirmaram que a forçante do vento na CTG apresenta importantes contribuições, como por exemplo, no transporte horizontal de salinidade devido à circulação dirigida pelos ventos, transporte vertical de salinidade e convecção no oceano devido ao bombeamento de Ekman.

Baseado em uma metodologia semelhante a de Timmermann e Goosse (2004), Saenko (2009) analisou o impacto que a ausência da tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano causa na atmosfera. Os resultados indicaram uma redução da temperatura média do ar próximo à superfície em altas latitudes. Além disso, o transporte de calor atmosférico em direção aos polos aumentou em ambos os hemisférios, enquanto que o transporte de calor oceânico diminuiu de maneira mais significativa no Hemisfério Norte.

Justino (2004) utilizou o modelo acoplado LOVECLIM para avaliar os impactos ocasionados devido a variações da TCV na região tropical. De acordo com o autor, ao simular a TCV intensificada em baixas latitudes por um longo período, foram observadas anomalias negativas de TSM na região do Pacífico e do Atlântico Tropical, devido ao aumento da divergência equatorial, caracterizando um padrão semelhante à La Niña.

Além disso, quanto mais próximo do equador, maior foi o valor da anomalia de TSM encontrada. Vale ressaltar que, conforme Carton et al. (1996), mudanças nos ventos próximos à superfície no Atlântico Tropical, geram impactos na evaporação e, conseqüentemente, podem alterar o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM (ATSM).

Também torna-se importante destacar como a TCV influencia os padrões de circulação oceânica e atmosférica em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul. Ressalta-se que Yang et al. (2007) analisaram as mudanças na TCV para períodos decenais no Oceano Austral e associaram com a depleção do ozônio na região da Antártica. Os autores utilizaram dados de reanálise do 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) e dados observados para encontrar uma tendência de aumento na TCV entre as latitudes de 45°S e 60°S, nos últimos 20 anos. De acordo com os autores, isto ocorre em função das anomalias de vento devido à Oscilação Antártica (OAA) que interage com o fluxo médio e a circulação meridional.

Menviel et al. (2008), através de simulações realizadas com o modelo acoplado LOVECLIM, afirmam que uma intensificação de 15% do vento a 10 metros (entre 40°S e 60°S) induz a um aumento na produção da Água de Fundo Antártica (AFA) de 16 Sv para 32 Sv, que pode ser explicado em parte, pelo aumento da densidade na superfície. De acordo com Toggweiler (2009), a mudança da TCV sobre o Oceano Austral, pode ser responsável por modular a intensidade da Célula de Revolvimento Meridional (Meridional Overturning Cell – MOC).

Diante do exposto, torna-se evidente a importância da TCV para as circulações oceânica e atmosférica. Logo, o objetivo deste trabalho é analisar os impactos que o aumento da tensão de cisalhamento do vento, em diferentes latitudes, ocasiona no clima do Hemisfério Sul, através de simulações numéricas realizadas com o modelo acoplado SPEEDO. Busca-se, especificamente, determinar as alterações nos modos de variabilidade climática interanuais, como o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM (ATSM) e a Oscilação Antártica.

O artigo está organizado da seguinte maneira: A Seção 2 fornece a descrição do modelo utilizado e detalha a metodologia empregada, além de uma comparação da simulação controle do SPEEDO com reanálises e observações. A Seção 3 mostra os resultados gerados a partir da intensificação da TCV. Finalmente, a Seção 4 apresenta as considerações finais.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição do modelo numérico

O modelo climático acoplado entre o oceano e a atmosfera Speedy-Ocean (SPEEDO), descrito em Molteni

(2003), é classificado como um modelo de complexidade intermediária do Sistema Terrestre. Esses tipos de modelos foram propostos com o objetivo de preencher uma lacuna entre os modelos globais, que possuem uma representação física bastante complexa e os modelos conceituais, que são bastante simplificados (Severijns e Hazeleger, 2010). A seguir é feita uma descrição dos componentes que formam o modelo SPEEDO.

O componente atmosférico do modelo acoplado SPEEDO, denominado de SPEEDY (Simplified Parametrization, primitive-Equation Dynamics), é um modelo espectral hidrostático com truncamento horizontal T30, o que corresponde a uma resolução horizontal de 3,95°. A resolução vertical do modelo atmosférico apresenta 8 camadas (925, 850, 700, 500, 300, 200, 100 e 30 hPa) em coordenada sigma. O SPEEDY emprega um núcleo dinâmico e usa a equação da divergência-vorticidade como descrita por Bourke (1974). As parametrizações incluem ainda as radiações de ondas curta e longa, condensação em grande escala, convecção, fluxos de momentum, calor e umidade, assim como inclui os processos de difusão vertical. A convecção é representada por um esquema de fluxo de massa que é ativado quando ocorre instabilidade condicional. Este conjunto é atrelado a parametrizações físicas para o ciclo hidrológico (Held e Suarez, 1978). Detalhes adicionais sobre a formulação do modelo podem ser obtidos em Molteni (2003).

Embora o modelo atmosférico proposto no estudo seja de resolução intermediária, estudos anteriores mostram sua capacidade em reproduzir as principais características do sistema climático, tanto nas latitudes tropicais, como nas regiões extratropicais (Molteni, 2003; Bracco et al., 2004; Kucharski et al., 2006; Severijns e Hazeleger, 2010; Justino et al., 2013). Uma detalhada comparação entre a climatologia apresentada pelo SPEEDY, e pelos modelos NCAR Community Climate Model (CCM3) e ERA-40 pode ser vista no endereço <http://esp.ictp.it>.

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

A resolução horizontal do modelo CLIO é de aproximadamente 3° de latitude e longitude, enquanto a resolução vertical é dada em coordenada Z com 20 níveis

verticais desigualmente espaçados. O modelo tem maior número de níveis concentrados nos primeiros metros a fim de melhor representar os processos oceânicos que ocorrem na camada de mistura oceânica.

2.2 Experimentos numéricos realizados

Para o desenvolvimento deste estudo, foram realizados três experimentos de sensibilidade climática. O primeiro consistiu na realização da simulação controle (CTR), que foi rodada por 200 anos (de janeiro de 1800 a dezembro de 1999), considerando as condições atuais de albedo, vegetação e topografia. A concentração de CO₂ evolui ao longo desse período, sendo baseada em observações históricas. As outras duas simulações também foram rodadas por 200 anos para o mesmo período e com as mesmas condições de contorno da simulação CTR, porém, intensificando a TCV em 50% na região equatorial (EQU_0.5) e na latitude de 46°S (46S_0.5), respectivamente, durante todo o tempo de integração do modelo. Destaca-se que essas regiões foram as que apresentaram maior influência no clima em função da intensificação da TCV, quando comparadas com outras latitudes (Machado, 2013). Além disso, como citado anteriormente, cenários climáticos futuros indicam um intensificação da TCV em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul.

A justificativa para a simulação longa (200 anos para cada experimento) deve-se à necessidade de se avaliar o clima em equilíbrio (*Spin-Up*). Conforme Pezzi e Souza (2005), o tempo exato de *Spin-Up* para uma integração não é facilmente encontrado, pois depende principalmente do tipo de fenômeno que se está estudando. É importante destacar que a média anual dos últimos 20 anos de cada simulação (janeiro de 1980 a dezembro de 1999) foi considerada para a análise dos resultados.

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

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

em que “a” é o fator de amplitude, “ γ ” é a latitude de máxima anomalia e “ α ” é o termo que refere-se a faixa de anomalia da tensão de cisalhamento do vento aplicada. Deste modo, a segunda simulação, denominada de EQU_0.5, teve como base um aumento em 50% da tensão de cisalhamento do vento na região equatorial, ou seja, o fator “a” foi considerado como 0.5 e “ γ ” o valor da latitude de 1°S no modelo CLIO. Já a terceira simulação (46S_0.5) também considerou o fator de amplitude de 0.5, mas com a anomalia aplicada para a latitude de 46°S. Ressalta-se que este fator β é utilizado com o intuito de evitar

problemas de contorno nas simulações, isto é, ele atua como um fator de amortecimento, que tem um valor máximo na latitude escolhida, decrescendo para as demais latitudes. A Figura 1 mostra uma média zonal de τ_x para as três simulações, a qual é feita a partir da média dos valores de τ_x para todos os pontos de longitude, enquanto que os valores são variáveis para cada latitude, considerando a média dos últimos vinte anos de cada experimento (1980-1999). Nota-se que ao multiplicar τ_x pela função β , ocorre um aumento da tensão de cisalhamento, com máxima anomalia em 1°S (linha pontilhada) e 46°S (linha tracejada), decrescendo em uma faixa de aproximadamente 15° para as duas simulações.

2.3 Determinação do Gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM e da Oscilação Antártica

Para as análises das distribuições espaciais dos campos simulados, foram utilizadas as técnicas de Funções Ortogonais Empíricas (EOF - *Empirical Orthogonal Functions*). A análise das EOFs é eficiente no sentido de que campos de dados podem ser adequadamente representados pelo menor número de funções ortogonais e seus coeficientes temporais correspondentes (Componentes Principais). Quanto maior a correlação entre os dados, menor o número de funções ortogonais necessárias para explicar a maior parte da variabilidade.

Neste estudo, o padrão dominante do gradiente ATSM, para as simulações CTR e forçadas com o aumento da TCV, é obtido a partir dos valores de amplitudes da primeira EOF entre 20°S e 20°N, com base nos últimos 20 anos de anomalias de TSM para cada simulação. Já a OAA foi calculada para as três simulações a partir da primeira EOF das anomalias de geopotencial em 700 hPa, entre 40°S e 90°S, também para os últimos 20 anos.

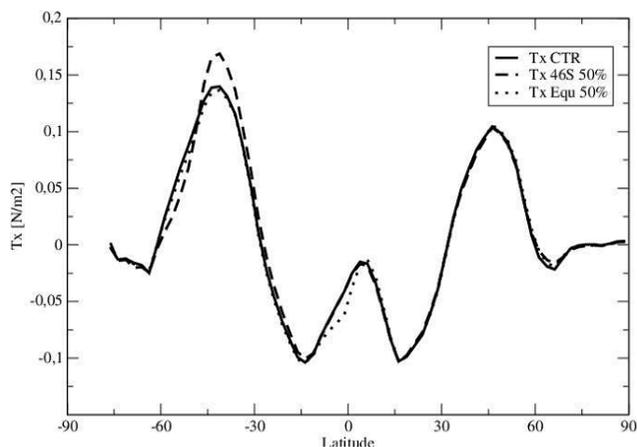


Figura 1 - Média zonal da tensão de cisalhamento do vento τ_x (Nm⁻²) para as simulações CTR (linha contínua) e forçada com o aumento de 50% na região equatorial (linha pontilhada) e em 46°S (linha tracejada).

A partir dos valores de amplitudes obtidos com a primeira EOF para cada modo de variabilidade climática, foi realizada uma regressão linear com as demais variáveis oceânicas e atmosféricas. Adotou-se como a variável independente da regressão, os valores normalizados da amplitude da primeira EOF obtida para cada modo de variabilidade climática. Desta forma, os valores de anomalias de precipitação foram utilizados como variável dependente para determinar a influência do gradiente ATSM, enquanto que as anomalias de temperatura do ar e de espessura de gelo marinho foram adotadas como variáveis dependentes para analisar a resposta da OAA nestas variáveis.

2.4 Comparação do modelo SPEEDO com os dados de reanálise

A avaliação da simulação controle realizada através do modelo SPEEDO é feita a partir da comparação com dados de reanálise provenientes do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996) e observações do *CPC Merged Analysis of Precipitation* (CMAP) (Xie e Arkin, 1996), tendo como base a média anual para o período entre janeiro de 1980 e dezembro de 1999.

Em função das limitações da resolução espacial da componente atmosférica do SPEEDO, observa-se um padrão de distribuição de temperatura do ar a 2m (T2m) semelhante à reanálise do NCEP/NCAR (Figuras 2a e 2b). Nota-se, também, que o modelo SPEEDO reproduz satisfatoriamente a estrutura equatorial do Atlântico e a estrutura da língua fria no Pacífico. Porém, o SPEEDO subestima em até 3°C os valores de temperatura nas regiões tropicais dos oceanos Pacífico e Atlântico. A partir da média zonal de T2m (Figura 2c) é possível observar que a simulação CTR do SPEEDO reproduz o padrão do NCEP/NCAR, porém com tendência de subestimar os valores de temperatura do ar, principalmente em latitudes médias e altas do Hemisfério Sul.

É importante destacar que o SPEEDO simula de forma ligeiramente mais fraca a magnitude dos ventos de oeste em baixos e médios níveis da troposfera para o Hemisfério Sul, enquanto que o vento máximo (corrente de jato) apresenta valores semelhantes aos da reanálise, porém, um pouco mais deslocado para norte e entre 150 e 100 hPa (Figuras 3a e 3b). Por outro lado, observa-se que os ventos de leste (região equatorial) são levemente superiores aos dados de reanálise em níveis superiores da troposfera.

Com relação à precipitação, nota-se que os valores simulados pelo SPEEDO e observados pelo CMAP na região equatorial, associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), são superiores a 3000 mm/ano (Figuras 4a e 4b). Vale ressaltar que o modelo SPEEDO superestima a precipitação

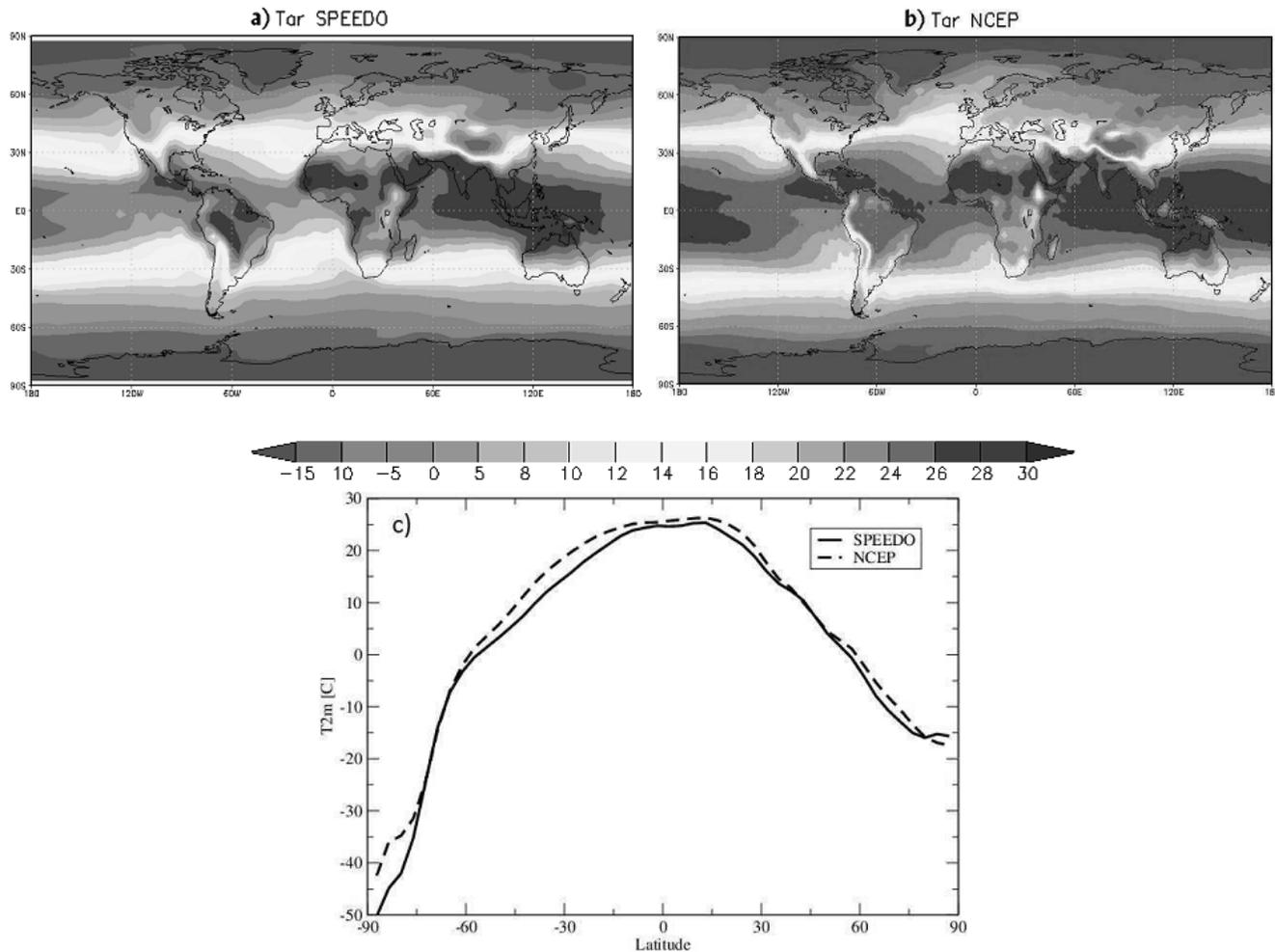


Figura 2 - Temperatura média anual do ar a 2m (°C). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do NCEP/NCAR e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha contínua) e pelo NCEP/NCAR (linha tracejada).

na região equatorial e, também, nas regiões central e sudeste do Brasil e do continente Africano. Entretanto, modelos de maior complexidade também apresentam problemas em simular a precipitação na zona equatorial (Justino, 2004). Outras diferenças significativas entre os dois conjuntos de dados ocorrem na região oeste do Pacífico subtropical, onde a precipitação associada com a convecção na piscina de água quente (PAQ) é subestimada pelo SPEEDO. Essas diferenças também são observadas ao analisar a média zonal (Figura 4c). Nota-se também, que o modelo subestima os valores de precipitação para regiões extratropicais nos dois hemisférios. Essa tendência de subestimativa de precipitação pode estar associada à subestimativa da temperatura do ar (Figura 2) em relação à reanálise, principalmente na região extratropical do Hemisfério Sul, o que contribui para uma menor taxa de evaporação. Além disso, pela média zonal, é possível observar a tendência da simulação CTR do SPEEDO de superestimar a precipitação na região equatorial. Conforme Pezzi e

Richards (2003), estas diferenças na precipitação podem estar relacionadas com a baixa resolução do modelo, que acaba não representando processos importantes no Pacífico e Atlântico.

Apesar das diferenças existentes entre o modelo em relação às reanálises e observações, em função de sua resolução, Severijns e Hazeleger (2010) destacam que o SPEEDO é capaz de simular as características básicas do sistema climático, sendo que este modelo pode ser utilizado para estudar o comportamento climático em épocas passadas, além de fornecer projeções para o clima futuro.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Temperatura do ar a 2m e temperatura da superfície do mar

As mudanças nas circulações atmosférica e oceânica, devido à intensificação forçada da TCV em 50 % na região

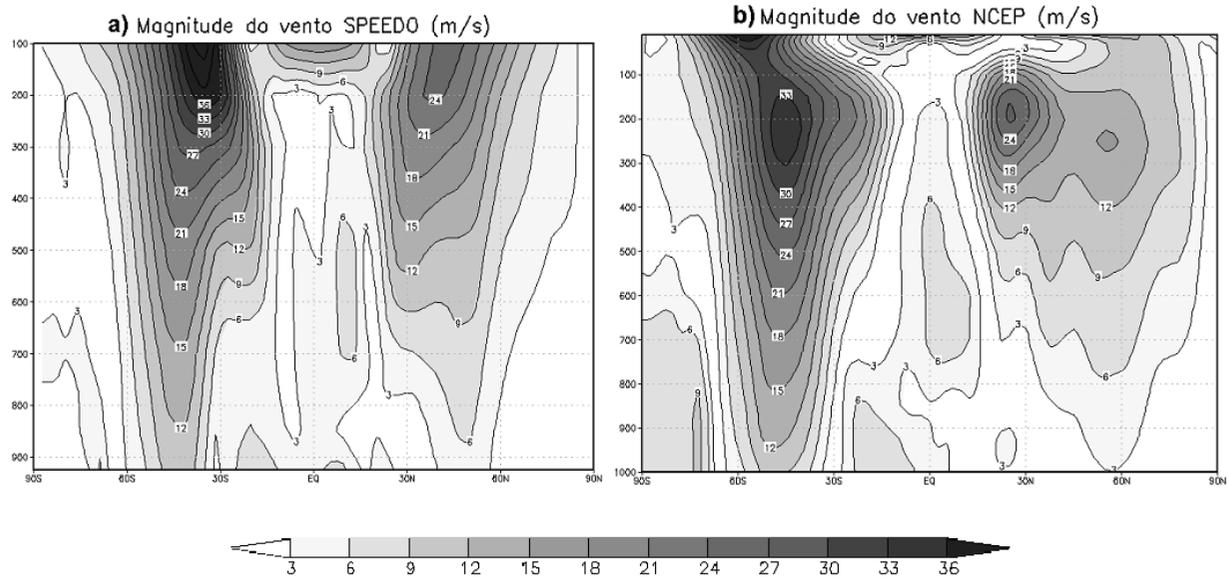


Figura 3 - Perfil vertical da magnitude do vento (m/s). a) simulado pelo SPEEDO e b) reanálise do NCEP/NCAR.

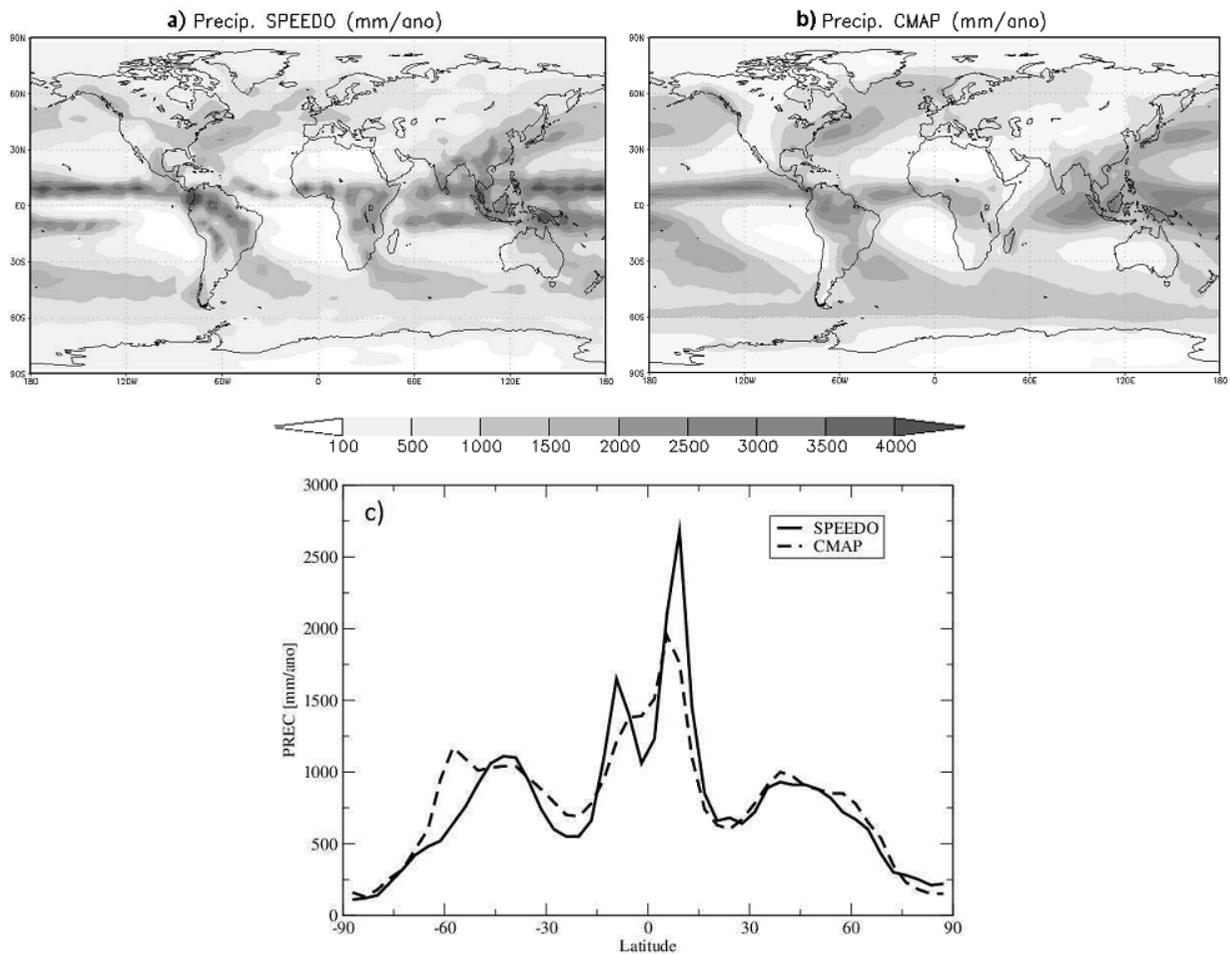


Figura 4 - Precipitação média anual (mm/ano). a) simulada pelo SPEEDO, b) reanálise do CMAP e c) Média zonal simulada pelo SPEEDO (linha contínua) e pelo CMAP (linha tracejada).

equatorial e na latitude de 46°S, começam a ser discutidas a partir dos campos de T2m e TSM (Figura 5).

Destaca-se que o aumento da TCV gera respostas diferentes entre as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 em relação a CTR. A partir da Figura 5a, observa-se uma diminuição da T2m na região tropical de até 1,5°C, quando a TCV é reforçada nessa região. É importante destacar que a intensificação forçada na TCV, faz variar a TSM, com o surgimento de anomalias negativas de até 2°C no Pacífico equatorial para a simulação EQU_0.5 (5c). Além disso, notam-se anomalias negativas de até 1°C no Atlântico Tropical, o que pode induzir mudanças no gradiente ATSM, que serão abordadas mais adiante. Destaca-se que essas anomalias de TSM podem estar associadas ao fortalecimento das células oceânicas verticais, intensificando a divergência equatorial nessa região. Resultados semelhantes foram obtidos por Justino (2004), em que o aumento da TCV na região equatorial também gera anomalias negativas de TSM e T2m, em função de mudanças associadas ao transporte

de Ekman. Ressalta-se que as anomalias negativas de T2m e TSM favorecem a diminuição da precipitação e evaporação na região equatorial (não mostrado). Como a convecção tropical é dirigida pela evaporação da superfície quente dos oceanos, a redução da TSM que lembra a situação de La Niña permanente, favorece um enfraquecimento da Célula de Hadley. Bhaskaran e Mullan (2003) indicam a desintensificação da Célula de Hadley em anos de La Niña.

Quando a tensão de cisalhamento aumenta em 50% na região extratropical do Hemisfério Sul, nota-se um aumento da T2m (Figura 5b), com valores de até 7°C próximo à Antártica. A mudança da TCV em 46°S também conduz a uma redução do gradiente térmico meridional entre o equador e o Polo Sul. Por outro lado, é possível observar uma diminuição da temperatura do ar na região do Atlântico Norte. Estas condições são semelhantes ao que ocorre no sistema de gangorra inter-hemisférica (Machado, 2009). Nestas situações mais (menos) calor é transportado pelas correntes oceânicas para o Hemisfério

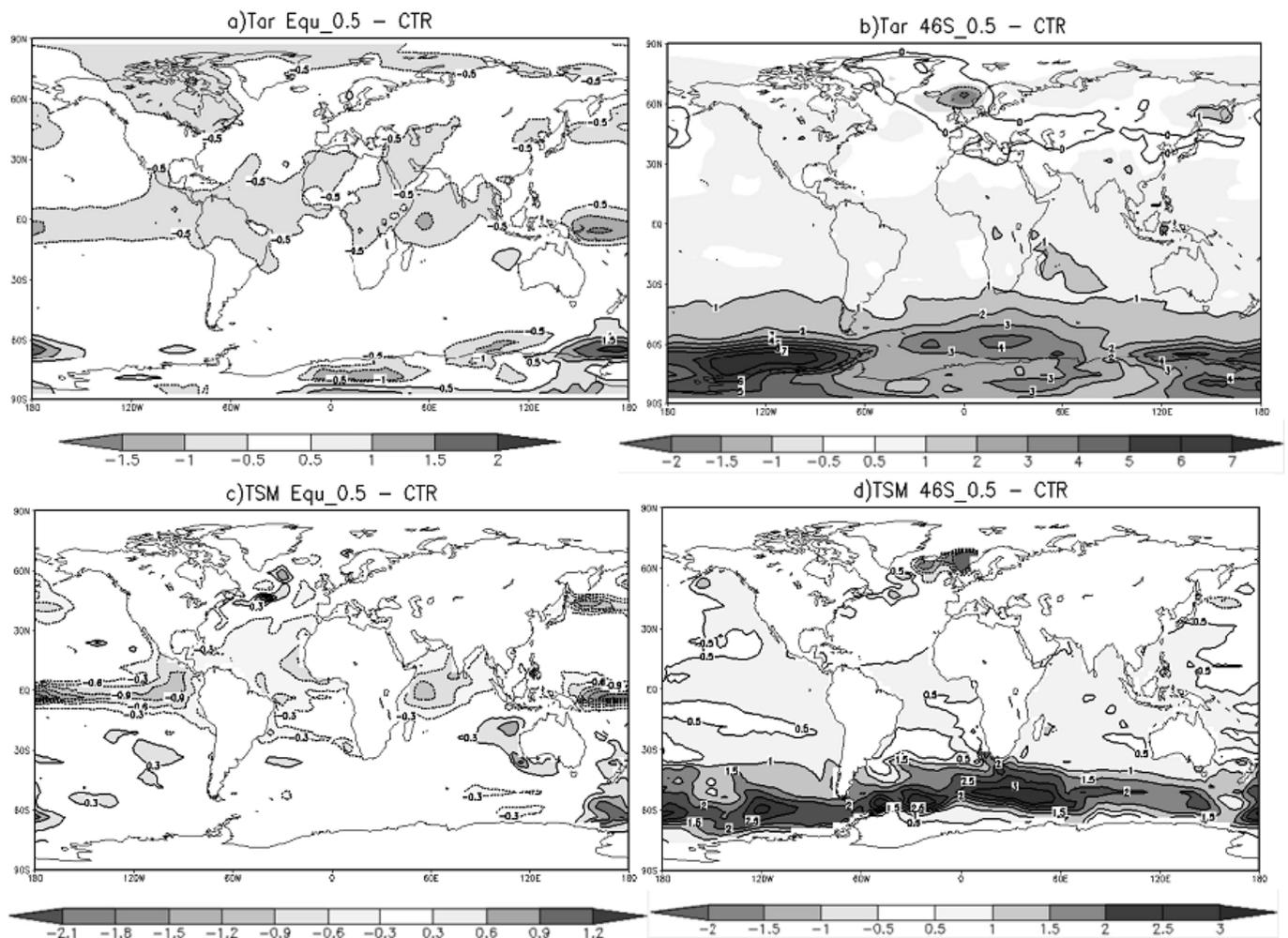


Figura 5 - Temperatura do ar a 2m e temperatura da superfície do mar (°C). a) Anomalia de T2m para EQU_0.5 – CTR, b) anomalia de T2m para 46S_0.5 – CTR, c) Anomalia de TSM para EQU_0.5 – CTR e d) anomalia de TSM para 46S_0.5 – CTR.

Sul (Hemisfério Norte), aumentando (diminuindo) a TSM na região polar Austral (Boreal) (Kageyama e Valdes, 2000; Knutti et al., 2004; Machado et al., 2011). Destaca-se que também são observadas anomalias positivas de TSM na região extratropical do Hemisfério Sul e negativas no Atlântico Norte para a simulação 46S_0.5 (Figura 5d). Estas anomalias negativas de T2m e TSM estão associadas em função de mudanças na CTG. A Figura 6 mostra as anomalias na CTG entre as simulações 46S_0.5 e CTR, em função de corrente para o Oceano Atlântico, onde observa-se um enfraquecimento da APAN de aproximadamente 3 a 3,5 Sv. Resultados encontrados por Ma et al. (2010) indicam que, ao forçar um enfraquecimento da TCV em altas latitudes do Hemisfério Sul, anomalias negativas de TSM são observadas no Pacífico, entre 40°S e 60°S, enquanto que um aquecimento é observado no Atlântico para as mesmas latitudes. Entretanto de acordo com os resultados aqui apresentados, nota-se uma situação oposta para o Atlântico Norte. Conforme Justino et al. (2013), uma redução no gradiente térmico meridional favorece ao enfraquecimento da atividade baroclínica no Hemisfério Sul. Consequentemente, ocorrem mudanças na TSM do Oceano Austral e um reforço na AFA.

3.2 Gelo marinho Antártico

Através das Figuras 7a, 7b é possível observar as anomalias na espessura do gelo marinho Antártico para as diferentes simulações em relação à CTR. O aumento da tensão de cisalhamento na região equatorial pouco influencia no gelo marinho (Figura 7a). Entretanto, é observado uma redução na espessura de 50 a 60 cm para região do Mar de Ross. Por outro

lado, quando o vento é intensificado na região de 46°S (Figura 7b), nota-se uma redução na espessura do gelo marinho para toda a região da Antártica, sendo que as maiores anomalias ocorrem nos setores dos mares de Ross, Bellingshausen e Amundsen, com valores de 60 a 70 cm. Consequentemente, essa anomalias negativas na espessura do gelo marinho contribuem para o aumento da T2m e TSM mostrado anteriormente para a simulação 46S_0.5. Deste modo, tem-se o mecanismo dinâmico conhecido como retroalimentação climática, em função da diminuição do albedo do gelo marinho, favorecendo uma maior absorção de radiação solar, o que reforça o aquecimento inicial (Justino et al., 2007). Soma-se a isto, o aumento na advecção de águas relativamente mais quentes devido ao transporte meridional de Ekman. É importante destacar que Ma et al. (2010) indicam a expansão do gelo marinho Antártico, em função de anomalias negativas de TSM, devido a um possível enfraquecimento da TCV no Oceano Austral.

3.3 Gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM

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

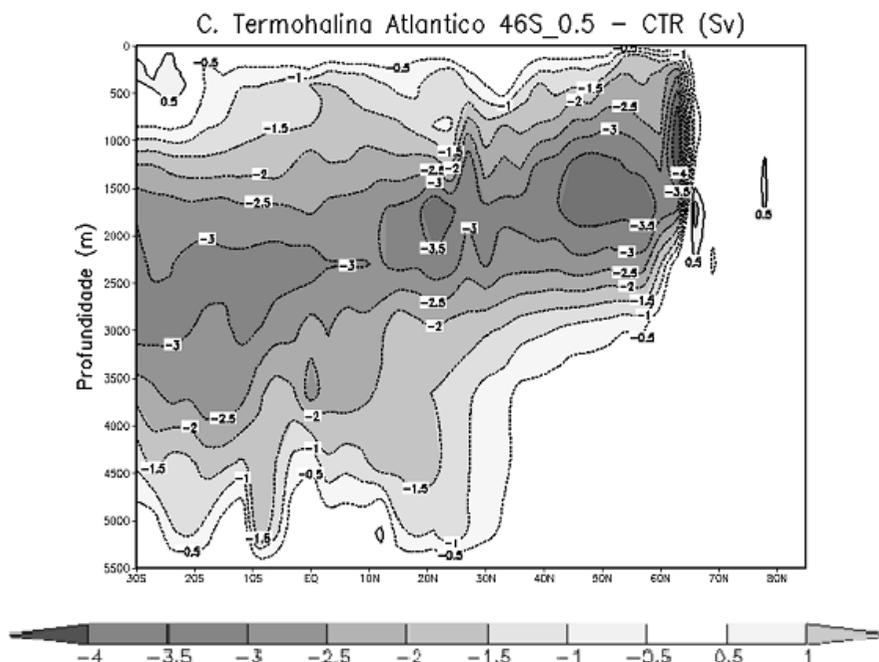


Figura 6 - Anomalia na Circulação Termohalina Global (Sv) entre as simulações 46S_0.5 - CTR

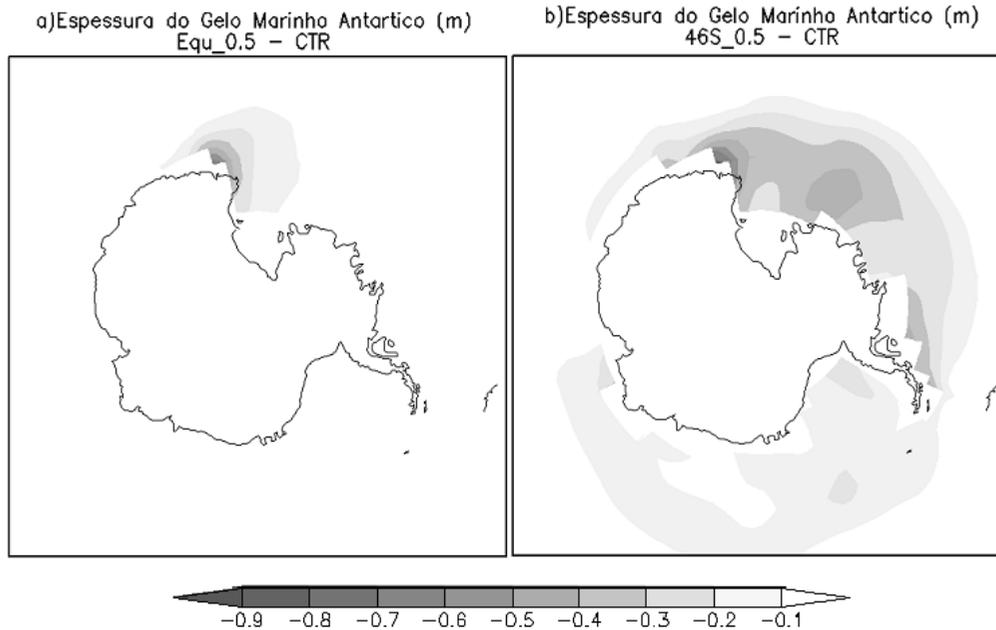


Figura 7 - Espessura de Gelo marinho Antártico (m). a) Anomalia para EQU_0.5 – CTR e b) anomalia para 46S_0.5 – CTR.

A primeira EOF calculada através das anomalias de TSM do Atlântico Tropical (entre 20°S e 20°N) para a simulação CTR (Figura 8a), é capaz de representar a fase positiva do dipolo do Atlântico, com 83% da variância total. É importante destacar que o padrão dipolo simulado pelo SPEEDO é mais fraco quando comparado com as reanálises do NCEP/NCAR (não mostrado). Além disso, nota-se que as simulações EQU_0.5 e 46S_0.5 (Figuras 8b e 8c) também indicam um padrão semelhante à simulação controle, sendo que a primeira EOF dessas simulações explica, respectivamente 82% e 83% da variância total.

Ao analisar as diferenças entre a simulação CTR e as forçadas (Figuras 8d e 8e), fica evidente que as maiores alterações no gradiente ATSM ocorrem para a condição de TCV mais forte na região equatorial (Figura 8d). Nesta situação, observa-se um enfraquecimento da variabilidade do dipolo, o que é explicado devido à diminuição do gradiente de pressão no Atlântico Tropical de ambos os hemisférios, em função da diminuição da TSM neste cenário climático. Por outro lado, percebe-se que a intensificação da TCV para a latitude de 46°S pouco influencia no padrão dipolo do Atlântico Tropical (Figura 8e). É importante destacar que esta reduzida influência dos extratropicais no dipolo do Atlântico, pode estar muito provavelmente associada a um modo mais fraco de teleconexões, característico de modelos de intermediária complexidade.

A partir dos valores da amplitude da primeira componente da EOF obtidos para as três simulações, é possível analisar a resposta do gradiente de anomalias de TSM do Atlântico Tropical nas variáveis atmosféricas (Figura 9). Destaca-se que

será mostrada a influência deste modo de variabilidade climática na precipitação para América do Sul, especialmente em relação ao experimento EQU_0.5, o qual mostra as maiores anomalias na região equatorial.

Por meio da regressão linear entre a primeira componente principal de TSM do Atlântico Tropical e as anomalias de precipitação para a simulação CTR (Figura 9a), nota-se a influência da fase positiva do dipolo do Atlântico na América do Sul. Observa-se na fase positiva do dipolo do Atlântico anomalias negativas de precipitação, principalmente para o NEB, devido ao deslocamento da ZCIT mais para norte. Quando analisa-se a resposta do dipolo do Atlântico nas anomalias de precipitação para a simulação EQU_0.5 (Figura 9b), é possível observar que a fase positiva do dipolo indica uma resposta semelhante em relação à precipitação, com anomalias negativas no NEB e positivas no Atlântico Tropical norte. Entretanto, ao analisar as diferenças entre as regressões (Figura 9c), observa-se uma intensificação da precipitação no interior do NEB, enquanto que o oposto ocorre para sub-região da bacia do Atlântico Tropical norte. É importante destacar que este aumento da precipitação pode estar associado à menor variabilidade da ZCIT e, também, às mudanças na Célula de Walker, visto que ocorre um resfriamento no Pacífico equatorial, caracterizando um padrão La Niña.

3.4 Oscilação Antártica

De acordo com Carvalho et al. (2005), a OAA pode ser identificada através da aplicação da técnica de EOF em uma

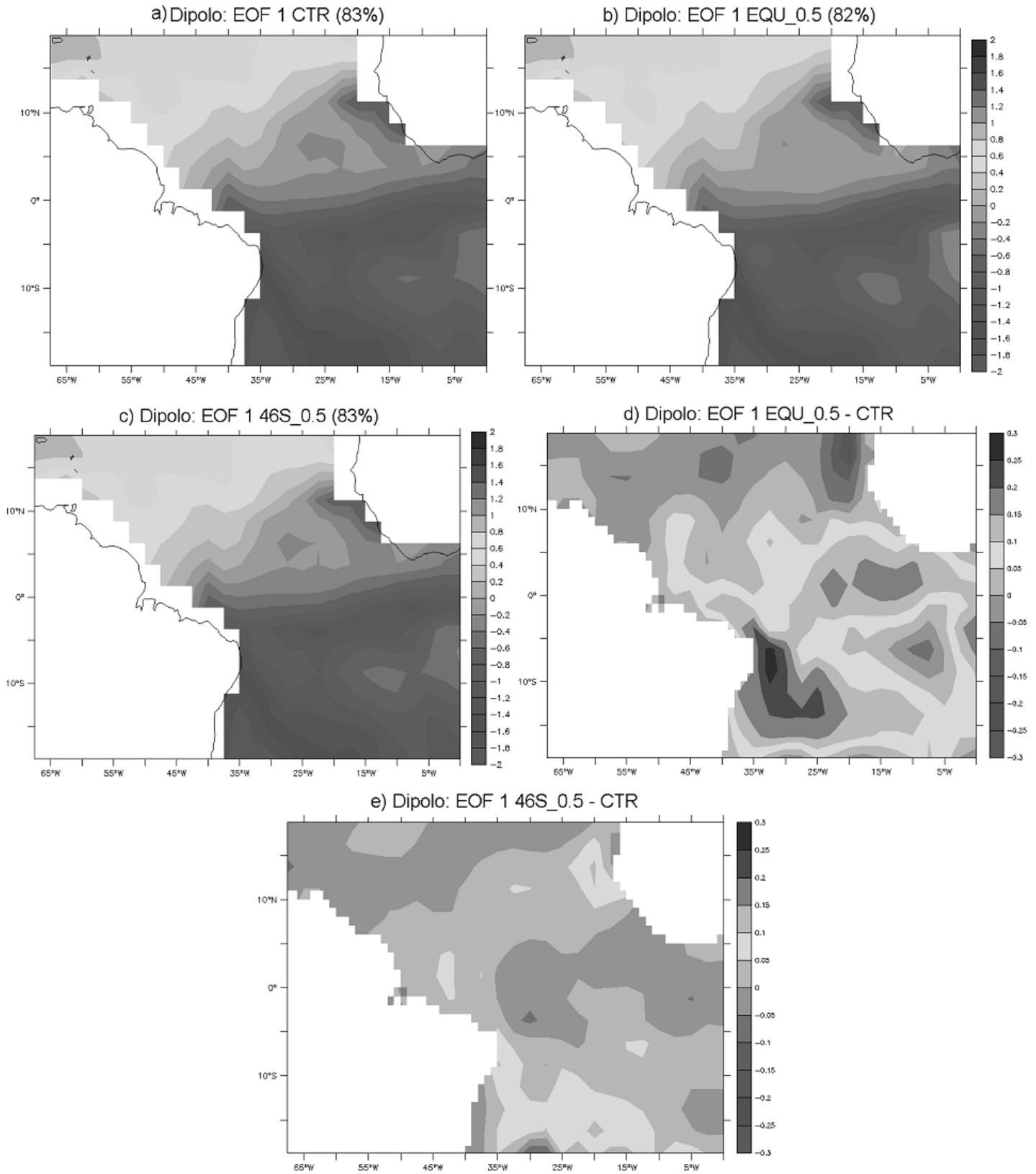


Figura 8 - Padrão espacial da primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical (°C). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05, c) simulação 46_05, d) simulação EQU_0.5 – CTR e e) simulação 46S_0.5 – CTR.

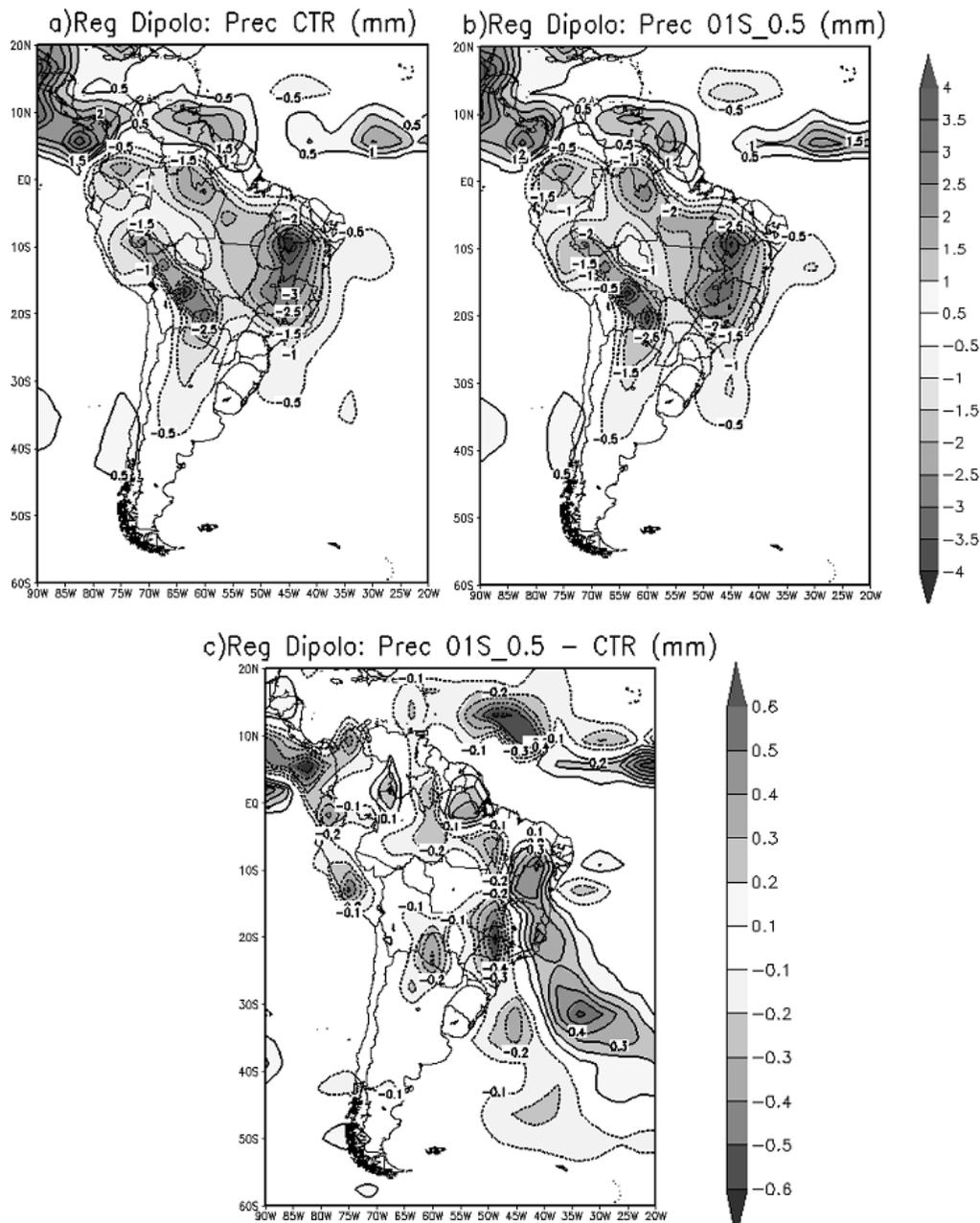


Figura 9 - Regressão linear entre a primeira componente principal de TSM na região do Atlântico Tropical com as anomalias de precipitação (mm). a) simulação CTR, b) simulação EQU_05 e c) EQU_05 - CTR.

série de anomalias de altura geopotencial em 700 hPa para médias e altas latitudes do Hemisfério Sul. Esta oscilação tem uma contraparte no Hemisfério Norte, chamada de Oscilação do Ártico (OA) (Carvalho et al., 2005; Vasconcellos e Cavalcanti, 2010).

Durante a fase positiva da OAA, predominam anomalias negativas de geopotencial na região da Antártica e positiva ao redor da região de latitudes médias (Gong e Wang, 1999). Carvalho et al. (2005) destacam que, nesta fase da Oscilação,

a atividade dos sistemas transientes, como os ciclones extratropicais e frentes frias, observada em latitudes médias fica deslocada para as regiões próximas da Antártica. Entretanto, nas latitudes médias, o predomínio do cinturão de altas pressões modifica a trajetória e intensidade de sistemas transientes. De acordo com Thompson e Wallace (2000), existe uma tendência da OAA em décadas recentes para a fase positiva, devido ao aumento dos ventos de oeste em latitudes médias e às condições frias sobre a maior parte da Antártica.

A OAA foi calculada para as três simulações a partir das anomalias de geopotencial em 700 hPa, entre 40°S e 90°S (Figura 10). Primeiramente, observa-se na Figura 10a, a fase positiva da OAA para a simulação CTR, calculada através de EOF entre os anos de 1980 e 1999. Além disso, a primeira EOF representa 80% da variância total nesta simulação, indicando que a segunda EOF simulada pelo SPEEDO é muito fraca. É importante destacar que o padrão espacial da fase positiva da OAA é simulado de forma satisfatória pelo SPEEDO, quando comparado com a reanálise do NCEP/NCAR (Figura 10b), com valores negativos sobre a Antártica e positivos em latitudes médias.

Ao comparar as simulações forçadas com o aumento da tensão de cisalhamento do vento na região equatorial e em 46°S com a CTR (Figuras 10c e 10d), nota-se que as mudanças

na OAA ocorrem para a simulação 46S_0.5. Logo, é possível observar uma tendência de enfraquecimento da fase positiva deste padrão dominante. Como descrito por Carvalho et al. (2005) e Reboita et al. (2009), a OAA interfere nas atividades dos sistemas transientes. Deste modo, o enfraquecimento da fase positiva da OAA pode estar relacionado com o enfraquecimento da atividade baroclínica no Hemisfério Sul para a simulação 46S_0.5 (Machado, 2013).

Com base nos valores da amplitude da primeira componente da EOF obtidos para as simulações CTR e forçadas, calcula-se a regressão linear para determinar a influência da OAA na temperatura do ar e no gelo marinho Antártico. Entretanto, serão mostrados os resultados especialmente em relação ao experimento 46S_0.5, em função das maiores anomalias encontradas na OAA para este cenário climático.

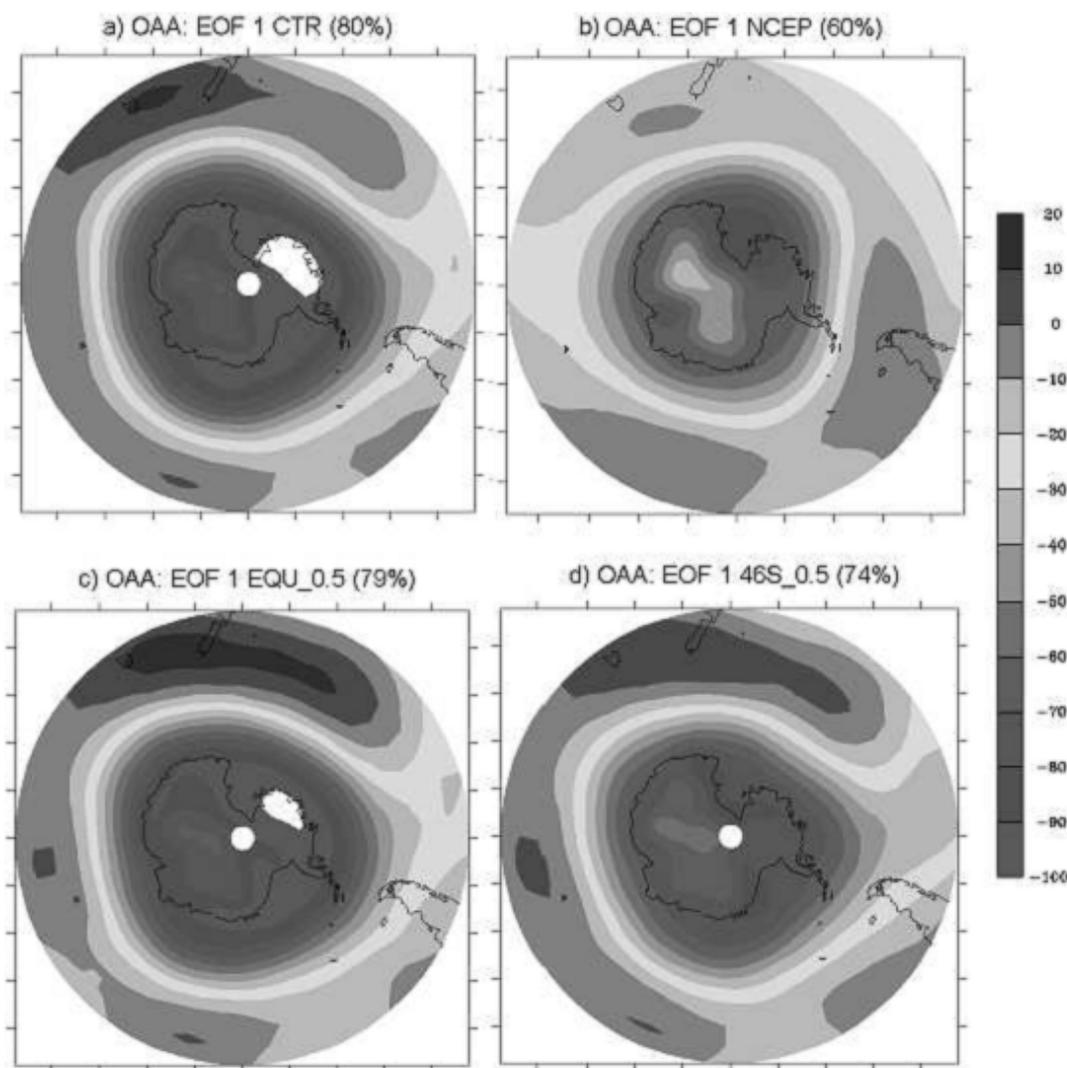


Figura 10 - Padrão espacial da primeira EOF de geopotencial em 700 hPa (m). a) simulação CTR, b) reanálise do NCEP/NCAR, c) simulação EQU_05 e d) simulação 46_05.

Os resultados da regressão linear indicam que a fase positiva da OAA está relacionada com anomalias de T2m em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul (Figura 11a), com valores entre -4°C e -6°C próximos à Antártica e mais negativos na região continental da Antártica. Vale ressaltar que Justino e Peltier (2008) mostram uma resposta semelhante da fase positiva da OAA na temperatura do ar, entretanto, com magnitude diferente, pelo fato da OAA ter sido determinada para o nível de 500 hPa.

Ao analisar a influência da OAA na simulação 46S_0.5, nota-se que a TCV intensificada no Oceano Austral (Figura 11b) induz mudanças na fase positiva da OAA, de modo que observam-se anomalias positivas de T2m de até 4°C ao redor da Antártica. Logo, o enfraquecimento da OAA para o experimento 46S_0.5, mostra uma forte relação com as anomalias positivas de T2m, principalmente nos setores do Mar de Bellingshausen e Amundsen, sendo que nessas regiões também são observadas as maiores anomalias na espessura do gelo marinho Antártico. Isto está de acordo com o aumento no fluxo de calor do oceano para a atmosfera, o que também acarreta um aumento na densidade de superfície oceânica e favorece a intensificação da AFA.

A regressão entre os valores de amplitude da primeira EOF das anomalias de geopotencial em 700 hPa em relação às

anomalias de espessura do gelo marinho Antártico é mostrada na Figura 12. Ao analisar os resultados, nota-se que a OAA também exerce influência na espessura do gelo marinho Antártico, sendo que a fase positiva contribui para o aumento de espessura em até 0,3 m para a simulação CTR (Figura 12a). Ao realizar a diferença entre as simulações CTR e 46S_0.5 (Figura 12b) percebe-se que o enfraquecimento da fase positiva da OAA induz a uma redução da espessura do gelo marinho Antártico de até 0,25 m, principalmente nos setores do Mar de Bellingshausen e Amundsen. Desta forma, a OAA contribui em aproximadamente 50% para ocorrência de anomalias negativas na espessura do gelo marinho Antártico, quando comparada com a Figura 7b, na condição da TCV intensificada em 50% no Oceano Austral.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

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

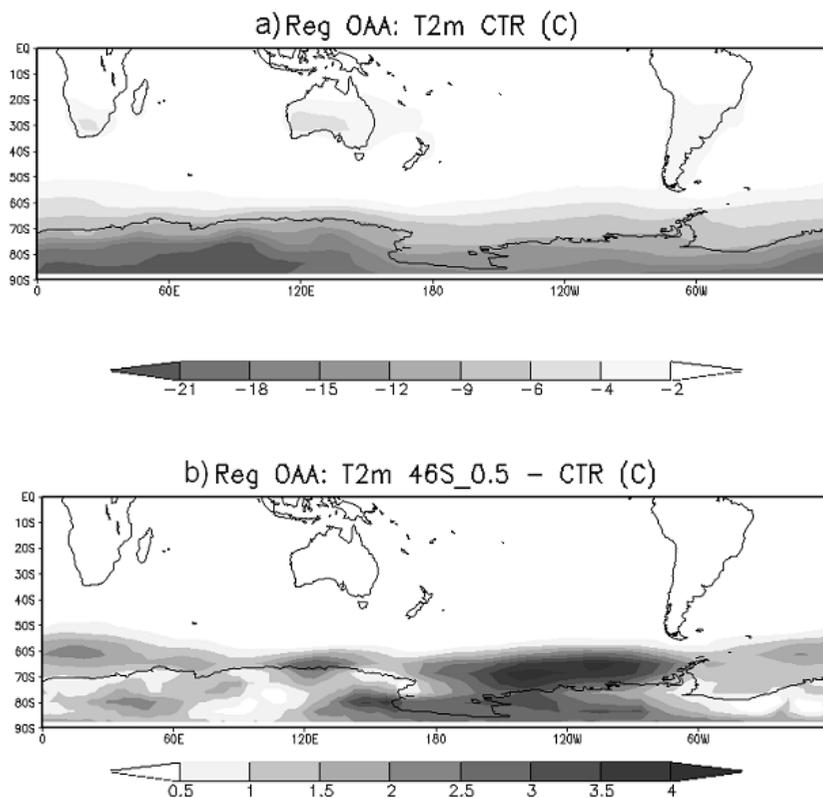


Figura 11 - Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de T2m ($^{\circ}\text{C}$). a) simulação CTR e b) 46S_0.5- CTR.

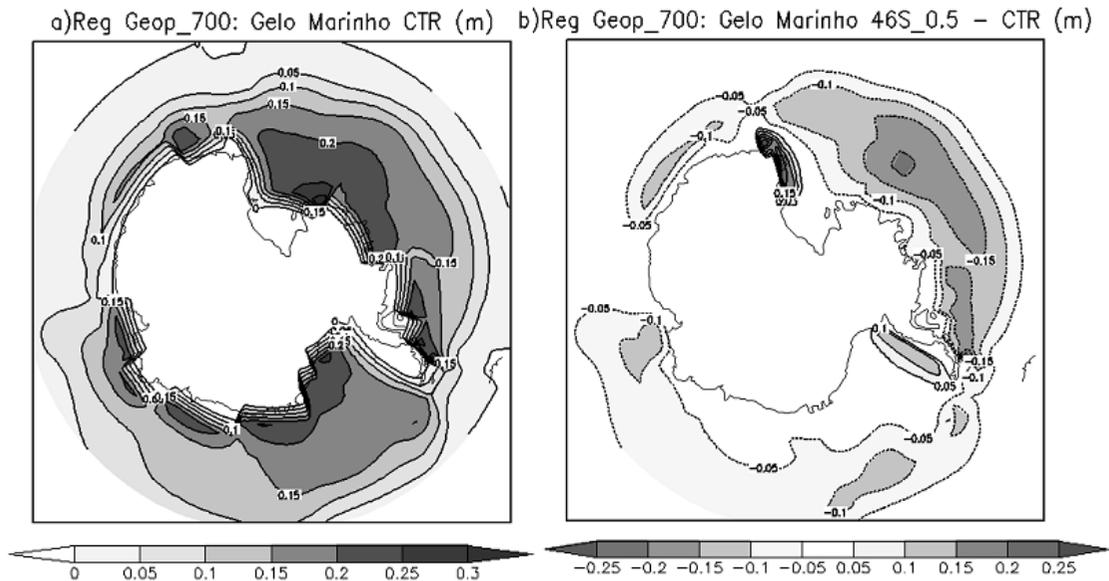


Figura 12 - Regressão linear entre a primeira componente principal de geopotencial em 700 hPa no Oceano Austral com as anomalias de espessura do gelo marinho Antártico (m). a) simulação CTR e b) 46S_0.5- CTR.

A simulação com o aumento da tensão de cisalhamento do vento em 50% na região equatorial mostrou uma diminuição dos valores de temperatura do ar e da temperatura da superfície do mar em até 2°C na região tropical, estando associada à intensificação do transporte de Ekman, e consequente aceleração das células subtropicais oceânicas e o aumento na divergência equatorial. Ao intensificar a tensão de cisalhamento do vento sobre a região extratropical do Hemisfério Sul, foi observada uma dinâmica diferente em relação à região equatorial. Neste segundo cenário climático simulado, observou-se um aumento da temperatura da superfície do mar no Oceano Austral em até 3°C e da temperatura do ar em médias e altas latitudes do Hemisfério Sul de até 7°C, além de uma redução na espessura do gelo marinho Antártico. Por outro lado, notou-se um resfriamento no Atlântico Norte. Essas anomalias nas variáveis oceânicas foram associadas às alterações na circulação termohalina global.

Além disso, verificou-se que as anomalias ocasionadas nas circulações oceânica e atmosférica favoreceram a alterações em modos de variabilidade climática, como o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM e a Oscilação Antártica. Logo, a intensificação na região equatorial influenciou no padrão dipolo do Atlântico Tropical, onde foi possível notar um enfraquecimento da fase positiva deste modo de variabilidade. Além disso, essas mudanças no padrão dipolo foram relacionadas com anomalias positivas de precipitação na região nordeste do Brasil. Também foi mostrado que ocorreram mudanças na Oscilação Antártica, devido à intensificação

da tensão de cisalhamento sobre o Oceano Austral. Nesta situação, a fase positiva da Oscilação Antártica apresentou um enfraquecimento e passou a contribuir para o maior aquecimento no clima do Hemisfério Sul.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Netherlands Centre for Climate Research pelo fornecimento do modelo acoplado SPEEDO. Agradecem também o suporte financeiro do CNPQ (processos 143280/2009-0 e 407681) e da FAPEMIG (processo 551-13).

6. REFERÊNCIAS

- BHASKARAN, B.; MULLAN, A. El niño-related variations in the southern Pacific atmospheric circulation: model versus observations. *Climate Dynamics*, v. 2-3, p. 229–239, 2003.
- BOURKE, W. A multilevel spectral model. i. formulation and hemispheric integrations. *Monthly Weather Review*, v. 102, p. 687–701, 1974.
- BRACCO, A., KUCHARSKI, KALLUMMA, R., MOLTENI, F. Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal agcm ensembles. *Climate Dynamics*, v. 23, p. 659–678, 2004.
- CARTON, J. A., CAO, X., GIESE, B. S., DA SILVA, A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, p.1165-1175, 1996.

- CARVALHO, L. M.V., JONES, AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. *Journal of Climate*, v. 18, p. 702-718, 2005.
- FYFE, J. C., SAENKO, O. A., ZICKFELD, K., EBY, M., WEAVER, A. J. The Role of Poleward-Intensifying Winds on Southern Ocean Warming. *Journal of Climate*, v. 20, p. 5391-5400, DOI: 10.1175/2007JCLI1764.1, 2007.
- FYFE, J. C., SAENKO, O. A. Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents. *Geophysical Research Letters*, v. 33, L06701, DOI: 10.1029/2005GL025332, 2006.
- GENT, P., MCWILLIAMS, J. Isopycnal mixing in ocean general circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, v. 20, p. 150-155, 1990.
- GILLET, N. P., THOMPSON, D. W. J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, v. 302, p. 273-275, 2003.
- GONG, D.Y., WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 459-462, 1999.
- GOOSSE, H., FICHEFET, T. Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 337-355, 1999.
- HASTENRATH, S., HELLER L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, p. 77-92, 1977.
- HELD, I., SUAREZ, M. A two-level primitive equation atmosphere model designed for climate sensitivity experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, p. 206-229, 1978.
- JUSTINO, F., HASTENREITER, F., GRIMM, A., SCHAEFER, C. Impacto do dióxido de carbono atmosférico no gelo marinho Antártico. *Oecologia Brasiliensis*, v. 11, p. 69-77, 2007.
- JUSTINO, F., MARENGO, J., KUCHARSKI, F., STORDAL, F., MACHADO, J., RODRIGUES, M. Influence of Antarctic ice sheet lowering on the Southern Hemisphere climate: modeling experiments mimicking the mid-Miocene. *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-013-1689-9, 2013.
- JUSTINO, F., PELTIER, R. W. Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: glacial maximum and present day perspectives. *Journal of Climate*, v. 21, p. 459-475, 2008.
- JUSTINO, F. **The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum**. Thesis, Leibniz-Institute of Marine Research - CAU - Germany, 2004.
- KAGEYAMA, M., VALDES, P. Synoptic-scale perturbations in AGCM simulations of the present and Last Glacial Maximum climates. *Climate Dynamics*, v. 16, p. 517-533, 2000.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOLLEN, J., ZHU, Y., LETMAN, A., REYNOLDS, R., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., JENNE, R., JOSEPF, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, p. 437-471, 1996.
- KNUTTI, R., FLUECKIGER, J., STOCKER, T., TIMMERMANN, A. Strong hemispheric coupling of glacial climate through continental freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, v. 430, p. 851-856, 2004.
- KUCHARSKI, F., MOLTENI, F., BRACCO, A. Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics*, v. 26, p. 79-91, 2006.
- MA, H., L. X. WU, C. LI. The role of southern high latitude wind stress in global climate. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 27, p. 371-381, DOI: 10.1007/s00376-009-9047-x, 2010.
- MACHADO, J. P., JUSTINO, F., PEZZI, L. P. Changes in the global heat transport and eddy-mean flow interaction associated with weaker thermohaline circulation. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.3411, 2011.
- MACHADO, J. P. **Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao enfraquecimento da circulação termohalina global**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, Brasil, 2009.
- MACHADO, J. P. **Resposta das circulações oceânica e atmosférica associada ao aumento na tensão de cisalhamento do vento**. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola), Universidade Federal de Viçosa, Brasil, 2013.
- MELLOR, G., YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 20, p. 851-875, 1982.
- MENVIEL, L., TIMMERMANN, A., MOUCHET, A., TIMM, O. Climate and marine carbon cycle response to changes in the strength of the Southern Hemispheric westerlies. *Paleoceanography*, v. 23, PA4201, DOI:10.1029/2008PA001604, 2008.
- MOLTENI, F. Atmospheric simulations using a GCM with simplified physical parametrizations. I: model climatology and variability in multi-decadal experiments. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-002-0268-2, 2003.

- NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.
- PEZZI, L. P., SOUZA, E. B. O Uso da Temperatura da Superfície do Mar em Estudos Climáticos. In: Ronald Buss de Souza. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 117-133, 2005.
- PEZZI, L. P., RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C12, 3371, DOI:10.1029/2003JC001834, 2003.
- REBOITA, M. S., AMBRIZZI, T., ROCHA, R. P. D. Relationship between the southern annular mode and the southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009.
- SAENKO, O. A. On the Climatic Impact of Wind Stress. **Journal of Physical Oceanography**, v. 39, p. 89–106. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JPO3981.1>, 2009.
- SEVERIJNS, C. A., HAZELEGER, W. The efficient global primitive equation climate model SPEEDO. **Geoscientific Model Development**, v. 3, p. 105-122, 2010.
- SWART, N. C., FYFE, J. C. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress, **Geophysical Research Letters**, v. 39, L16711, DOI:10.1029/2012GL052810, 2012.
- THOMPSON D. W. J., WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000-1016, 2000.
- TIMMERMANN, A., GOOSSE, H. Is the wind stress forcing essential for the meridional overturning circulation? **Geophysical Research Letters**, v. 31, L04303, DOI:10.1029/2003GL018777, 2004.
- TIMMERMANN, A., JUSTINO, F., JIN, F-F, GOOSSE, H. Surface temperature control in the North and tropical Pacific during the last glacial maximum. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 353–370, 2004.
- TOGGWEILER, J. R. Shifting westerlies. **Science**, v. 232, p. 1434–1435, 2009.
- VASCONCELLOS, F. C., CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, p. 21-26, 2010.
- XIE E ARKIN. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, **Journal of Climate**, v. 9, p. 840-858, 1996.
- YANG, X., HUANG, R., WANG, D. Decadal changes of wind stress over the Southern Ocean associated with Antarctic Ozone Depletion. **Journal of Climate**, v. 20, p. 3395–3410. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4195.1>, 2007.