

ESTUDO DA INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DA TSM DO ATLÂNTICO SUL EXTRATROPICAL NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL MALVINAS NO REGIME HIDROMETEOROLÓGICO DE VERÃO DO SUL E SUDESTE DO BRASIL

MARCIO CATALDI¹, LUIZ PAULO DE FREITAS ASSAD², AUDALIO REBELO TORRES JUNIOR², JOSÉ LUIS DRUMMOND ALVES²

¹Operador Nacional do Sistema Elétrico/Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, RJ

²Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ

cataldi@ons.org.br, luizpaulo@lamma.ufrj.br, audalio@lamma.ufrj.br, jalves@lamce.coppe.ufrj.br

Recebido Outubro 2009 - Aceito Março 2010

RESUMO

Neste estudo é realizada uma investigação, via modelagem computacional, das influências remotas que as anomalias positivas da temperatura da superfície do mar (TSM) na região da Confluência das correntes do Brasil e das Malvinas (CBM), exercem no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Essa região é marcada por uma intensa frente oceânica formada pelo encontro das águas transportadas pela Corrente do Brasil (CB) e das águas transportadas pela Corrente das Malvinas (CM). Essa investigação foi realizada com a utilização do modelo climático Community Atmosphere Model 2.01 (CAM 2.01), sendo utilizadas anomalias numéricas da TSM, geradas dentro do código do modelo, visando a reprodução do episódio ocorrido no verão de 2005, tanto em relação a sua distribuição espacial, quanto temporal. Foram observadas alterações significativas no padrão ondulatório da circulação vertical da atmosfera em parte da América do Sul, o que acarretou em uma diminuição da precipitação na região Sul do Brasil e condições mais favoráveis para a configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sobre o norte da Região Sudeste do Brasil. Tais padrões se assemelharam aos observados durante o verão de 2005.

Palavras Chave: Atlântico Sul Extratropical, Regime Hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste, El Niño, Teleconexões

ABSTRACT: INFLUENCE OF EXTRATROPICAL SOUTH ATLANTIC SST ANOMALIES AT BRAZIL-MALVINAS CONFLUENCE REGION OVER THE HYDROMETEOROLOGICAL SUMMER REGIME OF SOUTHERN AND SOUTHEASTERN BRAZIL

This study analyses the influence of the extratropical South Atlantic sea surface temperature (SST) anomalies in the Southern and Southeastern Brazilian hydrometeorological pattern. The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) is one of the most important South Atlantic Ocean features. This region is characterized by a strong thermal front formed by the confluence between the warm waters transported by the Brazil Current (BC) and the cold waters carried by the Malvinas Current (MC). The knowledge of its dynamics could represent an important advance to understand its connection with locally and remotely generated ocean and atmospheric processes. This investigation is made with computational modeling using a Community Atmosphere Model (CAM 2.01). The spatial and time SST anomalies were numerically generated inside the model code in such a way to reproduce the summer 2005 event. Significant changes were observed in this experiment in the vertical atmospheric circulation pattern. The precipitation over South Brazil region decreased and more favorable conditions to the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) formation appeared over the northern part of the Southeastern Brazil region. These model generated patterns were similar to those observed during the summer 2005, especially the precipitation anomalies results.

KeyWords: Extratropical South Atlantic, South and Southeast Brazilian hydrometeorological regime, El Niño, Teleconnections

1. INTRODUÇÃO

Os fenômenos acoplados entre oceano e atmosfera são estudados há vários anos em diversas partes do mundo, sendo que, os mais difundidos são aqueles relacionados aos impactos dos fenômenos oceânicos do tipo El Niño-Oscilação Sul (ENOS), no clima de todo o globo (Philander, 1983; Philander, 1990; Kousky e Cavalcanti, 1984; Grimm et al., 1998). Os fenômenos do tipo ENOS são caracterizados por anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Oceano Pacífico Equatorial.

No entanto, nas últimas décadas, alguns pesquisadores também têm estudado a influência que as anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul exercem no clima de grande parte da América do Sul, principalmente durante o verão (Diaz et al., 1998). Evidências observacionais, teóricas e resultados de Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) demonstram, por exemplo, a influência que as condições atmosféricas e oceânicas do oceano Atlântico tropical podem ter na variabilidade interanual da precipitação sobre a América do Sul, particularmente sobre as regiões Amazônica (Buchmann et al., 1995) e Nordeste do Brasil (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996). A influência das anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul na variabilidade de baixa frequência da monção de verão na América do Sul, também tem sido objeto de investigação, como no estudo observacional e numérico realizado por Drumond e Ambrizzi (2005).

Com relação às teleconexões envolvendo as anomalias do oceano Atlântico Sul e o regime pluviométrico ou hidrológico da América do Sul, ainda são encontrados poucos trabalhos científicos. Uma das regiões onde essas teleconexões são mais estudadas é a região da bacia do Prata (Poveda e Mesa, 1997; Robertson e Mechoso, 1998; Diaz et al., 1998; Mechoso et al., 2001), que se estende por grande parte do sudeste da América do Sul. Nesses trabalhos, foi avaliada, com a utilização de dados observados, a influência das anomalias da TSM do Oceano Pacífico Equatorial e do Oceano Atlântico Sul no regime hidrológico dessa bacia. No entanto, nesses estudos, as principais teleconexões diretas entre o regime pluviométrico e hidrológico do sudeste da América do Sul são associadas às variações na TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a fenômenos do tipo ENOS, ficando às influências das anomalias na TSM do Oceano Atlântico Sul com papel secundário. Utilizando 13 anos de dados de satélite Lentini et al. (2001) analisaram a variabilidade da TSM na região oeste do Atlântico sul. Os autores observaram que a advecção de anomalias frias ($< 1^\circ\text{C}$), para sul, tende a estar associada à ocorrência de ENSO. Foi observado também que as amplitudes das anomalias de SST são maiores ao largo do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos.

Portanto, ainda não existem estudos que relacionem diretamente as anomalias da TSM ocorridas na região do oceano Atlântico Sul Extratropical, onde ocorre a confluência das correntes

do Brasil e das Malvinas – CBM, com os padrões atmosféricos que compõem o clima do verão da América do Sul. Esta confluência ocorre na região do Atlântico Sudoeste, junto à costa brasileira, e sua posição oscila ao longo do ano, localizando-se mais ao norte no inverno e mais ao sul no verão. Trata-se de uma das regiões mais energéticas dos oceanos (Chelton et al., 1990 apud Wainer et al., 2000), e portanto de grande variabilidade espacial em relação a distribuição da TSM (Tokinaga et al. 2005; Small et al. 2005).

Para a elaboração de cenários climáticos futuros, por exemplo, é necessário o conhecimento dos padrões que compõem o estado climático de uma determinada região e de como ocorre a sua variabilidade natural. A atmosfera é um sistema intrinsecamente termodinâmico, e não pode ser estudado separadamente das suas condições de contorno (Peixoto e Oort, 1991). Dessa forma, a variabilidade das condições da TSM tem uma influência notável no sistema atmosférico, sendo de grande relevância, então, para o desenvolvimento de prognósticos climáticos, e, conseqüentemente, hidrológicos. No Brasil, esse tipo de conhecimento é de grande relevância, por exemplo, para a otimização do planejamento da operação do parque hidroenergético brasileiro, já que cerca de 90% da energia consumida no país vem de fonte hidroelétrica. Como a maior parte do sistema elétrico brasileiro está interligada, o conhecimento prévio da disponibilidade dos recursos hídricos de cada região pode permitir uma otimização, tanto na geração e no intercâmbio de energia, quanto na utilização de outras fontes de energia, como as termoelétricas, o que pode ajudar a prevenir situações de racionamento de energia.

O propósito deste trabalho é avaliar, via simulação computacional, a influência das anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul extratropical, na região da CBM, no regime hidrometeorológico de verão do Hemisfério Sul das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Para essa avaliação, foi feita a opção pela geração matemática de anomalias da TSM e sua inclusão em um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, o modelo CAM 2.01. Essa abordagem permite a avaliação controlada de como essas anomalias podem influenciar no clima de parte do Brasil durante a estação de verão. Em outras palavras, considerando que todos os processos internos que compõem o sistema climático estão corretamente representados no MCGA, pode-se obter a compreensão de como as anomalias da TSM atuam na alteração de padrões climáticos dessa região, sem a interferência de qualquer outro evento, atmosférico ou oceânico, que esteja fora do estado médio da atmosfera, obtido a partir das equações contidas no MCGA.

2. MOTIVAÇÃO

As anomalias na TSM do Atlântico Sul na região da CBM nos meses de janeiro a março de 2005 foram motivadoras deste

trabalho. Esses meses também foram marcados por intensas anomalias negativas de precipitação na região Sul do Brasil, e conseqüentemente, fortes anomalias nas vazões naturais¹ observadas nas Usinas Hidroelétricas (UHEs) de Salto Santiago, localizado na bacia do rio Iguazu (Paraná), Machadinho, localizado na bacia do rio Uruguai (Santa Catarina) e Passo Real na bacia do rio Jacuí (Rio Grande do Sul), como pode ser observado nas Tabelas 1 e 2.

Tabela 1 – Anomalias de precipitação verificadas nas principais bacias hidrográficas da região Sul do Brasil em % da precipitação média climatológica mensal.

	Bacia do rio Jacuí (RS)	Bacia do rio Uruguai (SC)	Bacia do rio Iguazu (PR)
<i>Out-04</i>	130 %	100 %	170 %
<i>Nov-04</i>	64 %	97 %	90 %
<i>Dez-04</i>	50 %	65 %	50 %
<i>Jan-05</i>	74 %	70%	87 %
<i>Fev-05</i>	16 %	17 %	19%
<i>Mar-05</i>	50 %	53 %	54%

Tabela 2 – Anomalias de vazão natural verificadas nos principais aproveitamentos hidroelétricos da região Sul do Brasil em % da média de longo termo

	Bacia do rio Jacuí (RS)	Bacia do rio Uruguai (SC)	Bacia do rio Iguazu (PR)
<i>Out-04</i>	44 %	113 %	120 %
<i>Nov-04</i>	101 %	108 %	174 %
<i>Dez-04</i>	68 %	67 %	86 %
<i>Jan-05</i>	47 %	73 %	77 %
<i>Fev-05</i>	27 %	29 %	37 %
<i>Mar-05</i>	35 %	46 %	32 %

Nesse mesmo período, foram verificadas anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical próximo a região da CBM, com destaque para as anomalias observadas nos meses de janeiro e fevereiro, e em especial no mês de fevereiro de 2005, quando os valores da TSM observados chegaram a superar a média climatológica em até 3°C. Na Figura 1 são apresentadas as anomalias de TSM observadas no Oceano Atlântico Sul nos meses de outubro de 2004 a março de 2005, consecutivamente.

¹ Em artigos de Hidrologia e no âmbito do setor elétrico brasileiro as anomalias de vazão são usualmente representadas da forma que estão nas tabelas 1 e 2. A vazão média de longo termo é descrita como sendo 100% da média, portanto, valores abaixo de 100% representam anomalias negativas e acima de 100 % anomalias positivas de vazão

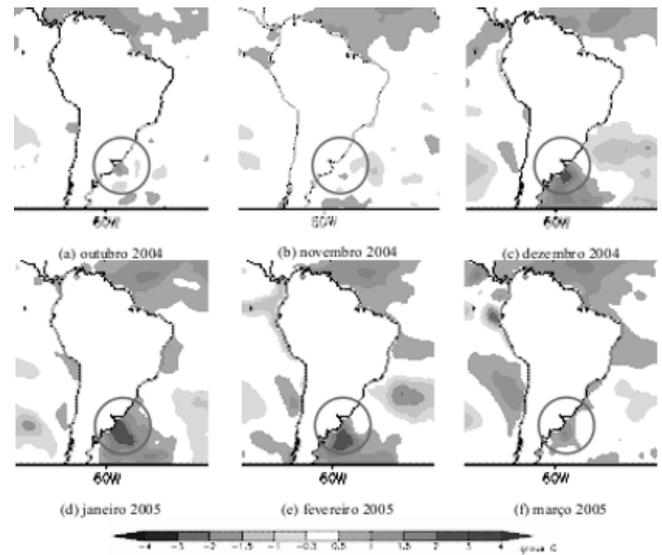


Figura 1 – Anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul verificadas de outubro de 2004 até março de 2005, consecutivamente. (fonte: CPTEC/INPE).

Os padrões da circulação atmosférica também sofreram modificações durante esse período, apresentando algumas anomalias semelhantes desde dezembro de 2004 até março de 2005. No entanto, as mudanças mais significativas foram observadas no mês de fevereiro de 2005, que foi marcado pela rápida passagem de frentes frias pela região Sul do Brasil, geralmente associadas a uma anomalia na orientação da corrente de jato em 200 hPa, que apresentou uma componente mais intensa de noroeste-oeste, fazendo com que as frentes frias, após alcançarem a região Sul, rapidamente fossem deslocadas para o oceano ou para a região Sudeste.

Outro importante aspecto a ser considerado como motivador do trabalho é a realização de estudos recentes, cujos esforços têm se voltado para o entendimento de processos de interação oceano-atmosfera em áreas de ocorrência de frentes oceânicas intensas. Pezzi *et al.* (2009) analisando dados oceanográficos e meteorológicos, coletados simultaneamente na região da CBM, durante quatro cruzeiros realizados entre 2004 e 2007, concluíram que a dinâmica da camada limite atmosférica marinha é modulada pelos gradientes de TSM observados na região. Os autores sugerem ainda a utilização de modelos oceânicos e atmosféricos para a melhor compreensão da interação existente entre os processos oceano-atmosfera locais e os associados à larga escala.

Na próxima seção será apresentada uma breve descrição da região da CBM. Em seguida será descrita a metodologia utilizada neste estudo, enfatizando a obtenção da climatologia do CAM 2.01 e, conseqüentemente, a geração do caso controle; a geração das funções analíticas para a representação espacial e

temporal dos padrões de anomalias da TSM do oceano Atlântico Sul extratropical, na região da CBM; e uma breve descrição do modelo CAM 2.01. Posteriormente serão apresentadas as motivações e os principais resultados, abordando os impactos das anomalias positivas da TSM na região da CBM no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil, comparando os resultados das simulações numéricas com os observados no verão de 2005. Por fim serão apresentadas conclusões e algumas recomendações.

3. CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

A CBM constitui-se uma das mais importantes feições oceânicas existentes na bacia do Oceano Atlântico Sul. Essa região é caracterizada por uma intensa frente térmica e salina, estabelecida no encontro entre as águas quentes e salinas transportadas pela Corrente do Brasil (CB), e frias e menos salinas transportadas pela Corrente das Malvinas (CM), como representado na Figura 2.

A CB flui ao largo de praticamente toda a costa brasileira, e sua profundidade varia entre 200 a 800 m (mais rasas próximo ao equador e mais profundas na porção sul), sendo a corrente mais intensa do giro subtropical do Atlântico Sul e transporta águas quentes e salinas vindas de baixas latitudes. Ao atingir a região compreendida entre as latitudes médias aproximadas de 30° S a 40° S, a CB separa-se da costa ao encontrar a CM, que, por sua vez, flui para norte, transportando águas frias e pouco

salinas provenientes de altas latitudes. A região de encontro dessas duas correntes é, então, chamada de CBM. A região da confluência oscila ao longo do ano, localizando-se mais ao norte no inverno e mais ao sul no verão. Olson *et al.* (1988) utilizaram trajetórias de derivadores e dados de TSM oriundos de sensores fixos à plataformas orbitais para determinar a variabilidade espaço-temporal da confluência Brasil-Malvinas. Segundo os autores a CB pode ser diferenciada por uma banda de águas superficiais quentes subtropicais, que se estendem para sul ao longo da costa e separam-se da plataforma continental e talude na latitude média de 35,8° S ($\pm 1^\circ$). A região de separação da CB encontra-se mais ao norte durante o inverno (julho a setembro), e mais ao sul durante o verão (janeiro a março). A latitude média obtida para a separação da corrente das Malvinas foi de 38,6° ($\pm 0,9^\circ$). A região de separação da CM apresenta também sinais de variabilidade espacial sazonal apresentando-se mais ao norte durante os meses de inverno e mais ao sul durante os meses de verão (Olson *et al.*, 1988). Os autores sugerem ainda como possíveis fontes de variabilidade, para a região de interesse, a variabilidade da CCA e as variações do campo de tensão de cisalhamento do vento sobre o Atlântico Sul.

Pela sua influência sobre os transportes oceânicos de calor e massa na bacia do oceano Atlântico Sul, a região da CBM vem sendo alvo de muitos estudos na área de interação oceano-atmosfera, que visam principalmente caracterizar sua variabilidade espacial e temporal, e a causa do processo de separação da CB e da CM da costa, como é o caso dos estudos de Matano *et al.* (1993), Vivier *et al.* (2000) e Tokinaga *et al.* (2005). Nesses estudos, as variações na região da CBM são associadas a efeitos locais, como é o caso do efeito da tensão de cisalhamento do vento na fronteira entre o oceano e a atmosfera, e a efeitos remotos, geralmente associados às anomalias do oceano Pacífico Equatorial. O trabalho de Matano *et al.* (1993) destaca também o transporte de cada uma das duas correntes oceânicas como um fator importante na dinâmica da variabilidade espacial da CBM, propondo que quando uma dessas correntes está muito mais intensa do que a outra, a região da CBM pode sofrer variações latitudinais significativas. Alguns importantes processos oceânicos gerados localmente e remotamente estão associados com a variabilidade anual e interanual da frente térmica. Olson *et al.* (1988), usando dados de temperatura da superfície do mar e de trajetória de derivadores, sugeriram que as possíveis fontes de variabilidade da CBM são as variações no transporte associado Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e a variabilidade associada ao campo de tensão de cisalhamento do vento no Oceano Atlântico Sul. Anualmente, os movimentos da frente associada à CBM podem estar relacionados às flutuações do transporte baroclínico da CB, e são somente influenciados pela CM, quando o transporte da CB é pouco intenso (Goni e Wainer, 2001). Assad (2006) através

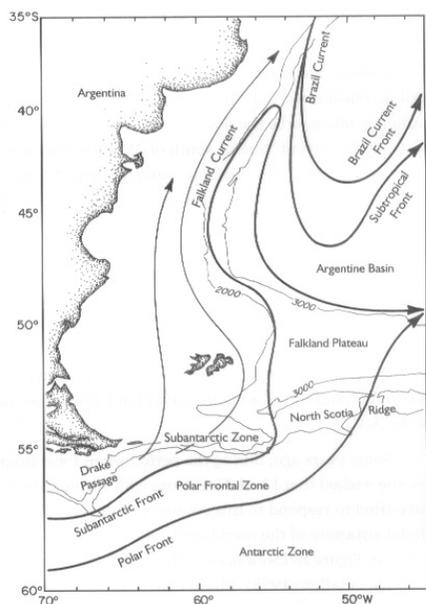


Figura 2 – Representação esquemática da região da confluência Brasil – Malvinas. Extraído de Peterson and Stramma, 1991.

de um experimento numérico climatológico sazonal utilizando o modelo de circulação global dos oceanos *Modular Ocean Model* 4.0 identificou para a região limitada entre os paralelos 32°S e 42°S e os meridianos de 62°W e 48°W uma amplitude térmica superficial média de 8°C entre os meses de fevereiro e Setembro.

Quando se observa o histórico das anomalias da TSM do Atlântico Sul nos meses de verão na região da CBM (Figura 3) percebe-se que, nos últimos 10 anos, essas anomalias passaram a ser mais significativas e a possuir um ciclo anual/bianual aparentemente mais bem definido. Nesta figura, é apresentado o histórico dessas anomalias médias no trimestre de janeiro a março no período de 1951-2007. A região que foi escolhida para o cálculo dessas anomalias é, em média, onde ocorre a CBM (63°W – 48°W; 43°S – 33°S). Os dados de TSM utilizados para a geração dessa figura foram obtidos de duas fontes distintas: 1) de janeiro de 1950 até dezembro de 1981 através do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Extended Reconstructed SST V2*; 2) de janeiro de 1982 até julho de 2007 através do *NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2*. No período coincidente entre os dois conjuntos de dados, que vai de janeiro de 1982 até dezembro de 1999, a diferença relativa entre a média da TSM na região da CBM foi de 1,6 %.

4. METODOLOGIA

Nesta seção, será apresentada uma breve descrição do MCGA NCAR CAM 2.01 e das metodologias utilizadas para a obtenção do clima e das anomalias positivas da TSM na região da CBM.

4.1 NCAR CAM 2.01

O modelo CAM 2.01 é a quinta geração de modelos climáticos desenvolvidos pelo NCAR, inicialmente chamados de *Community Climate Model (CCM)*. Os primeiros modelos

desenvolvidos pelo NCAR foram o CCM0A e o CCM0B, em 1983, baseados no modelo espectral australiano e em uma versão adiabática do modelo, também espectral, do ECMWF (Collins, *et al.*, 2002; Kiehl *et al.*, 2003 e Kiehl e Gent, 2004).

As principais características gerais do modelo são: modelo de domínio público e código fonte aberto; tridimensional e transiente; aproximações físicas de acordo com a estrutura vertical do modelo; solução das equações primitivas no domínio vertical e temporal, através de aproximações de diferenças finitas e no domínio horizontal, e de transformações espectrais; modelo basicamente Euleriano, mas com módulos semi-lagrangianos; possibilidade de incorporação de modelos (módulos) de superfície (solo), oceano e gelo; parametrizações de convecção profunda, convecção úmida, condensação, precipitação, fração de nuvens, radiação de onda curta, radiação de onda longa, difusão vertical e camada limite atmosférica. As trocas de calor e momentum entre a superfície (terra, oceano ou gelo) e a atmosfera também são tratadas no modelo através de formulações baseadas na teoria “*bulk*”, sendo utilizados esquemas específicos para cada tipo de superfície. Para a superfície terrestre, é utilizado o *Community Land Model - CLM2* (Bonan *et al.*, 2002), que é um modelo bastante complexo, que inclui o tratamento dos processos hidrológicos, biofísicos e bioquímicos, e considera a dinâmica da vegetação. Para as trocas entre o oceano e a atmosfera, são utilizadas formulações “*bulk*” que determinam o os fluxos turbulentos de momentum, de água (evaporação ou calor latente) e de calor sensível no topo da superfície oceânica. Nas superfícies de gelo, as trocas são calculadas utilizando-se as parametrizações do *Community Sea Ice Model (CSIM)*, que é descrito em Briegleb *et al.* (2004).

Para a realização deste trabalho, o modelo CAM 2.01 foi utilizado com a resolução espacial T42, com 128 longitudes e 64 latitudes, resultando em uma grade horizontal de aproximadamente 2,8 ° x 2,8 °, com 26 níveis na vertical

4.2 Obtenção do Caso Controle

Dadas condições de contorno médias mensais, espera-se que as simulações do modelo CAM 2.01, ao longo de alguns anos de integração, representem o clima de todo o globo, de modo que os resultados desta modelagem consigam reproduzir um comportamento atmosférico que se repita em escala sazonal.

Esse comportamento esperado nos resultados do modelo, definido como clima, pode ser resumido como: “um conjunto de quantidades promediadas que caracterizam a estrutura e o comportamento da atmosfera, hidrosfera e criosfera por um período de tempo” (Peixoto e Oort, 1991). É importante ressaltar que o clima é entendido por esses autores como um estado médio e, portanto, um comportamento hipotético da atmosfera.

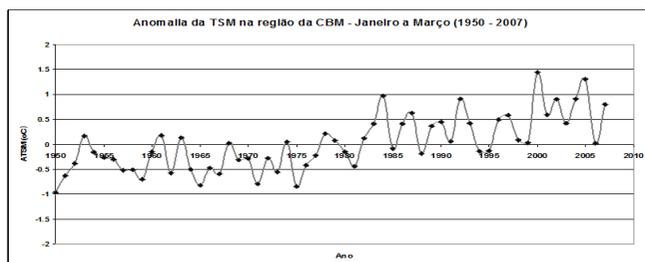


Figura 3 – Histórico de anomalias da TSM (°C) na região da CBM média para os meses de janeiro a março (1950 – 2007). Fonte: NOAA.

Esse comportamento retrata uma situação, que se vislumbra do ponto de vista instantâneo, tem poucas chances de acontecer efetivamente no sistema climático atmosférico real, pois é uma representação matemática de um sistema, que é composto por uma grande quantidade de parâmetros, como temperatura, densidade e momento, por exemplo, e de inúmeros subsistemas, totalmente correlacionados entre si (Peixoto e Oort, 1991).

Na realidade, o clima não deve ser considerado como um sistema estacionário e fechado, pois está sempre em contínua evolução. Portanto, a climatologia obtida, tanto através de dados observados, quanto das equações dos MCGA, representa uma simplificação do clima, observado através de uma pequena janela temporal e onde não são consideradas todas as interações não lineares entre os diversos subsistemas que compõem o sistema climático.

Para a obtenção do clima do modelo, foram realizadas simulações de quatro anos consecutivos, utilizando condições de contorno médias para cada mês do ano, repetidas em todos os anos. As condições iniciais foram do dia 01/09/2000. A TSM é interpolada linearmente entre médias mensais de forma a prover TSM a cada passo de tempo de integração, a escolha de TSM mensais, para o estudo proposto, mostra-se consistente do ponto de vista climático [Cohen-Solal et al., 1998].

Os resultados das simulações do modelo nesses quatro anos, considerando as condições de contorno como médias mensais, devem apresentar desvios sazonais mínimos para se considerar que o modelo atingiu o seu clima. Quando o modelo atingir esse estágio, as condições iniciais utilizadas na sua integração passarão a ter pouca influência nos seus resultados (Kumar et al., 2001), apesar de se tratar de um sistema não linear e sensível às condições iniciais (Lorenz, 1967). Para avaliação do clima obtido após os quatro anos de integração do modelo, os meses foram agrupados em quatro blocos, cada um contendo três meses do ano, de modo a se observar os

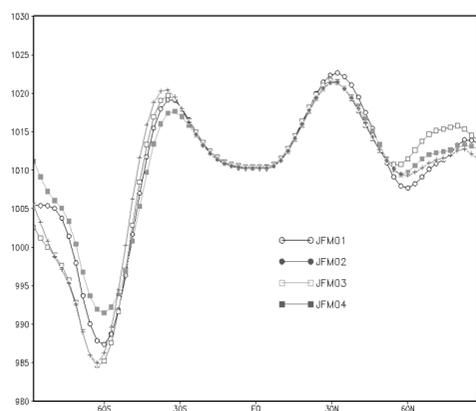


Figura 4 – Distribuição Zonal média da Pressão atmosférica Reduzida a Nível do Mar em hPa para os meses de janeiro-fevereiro-março nos quatro anos de integração do modelo.

padrões sazonais do modelo. Foram analisadas variáveis que representassem a dinâmica do modelo, como pressão e vento, por exemplo, e variáveis dependentes de abordagens paramétricas, como cobertura de nuvens e precipitação. Foram observadas variabilidades máximas de 0,5%. Nos polos a alta variabilidade é justificada para modelos de circulação geral da atmosfera como o CAM, que utilizam métodos espectrais para resolver as equações de movimento na horizontal. Tais códigos computacionais pertencem a uma classe de modelos que não conseguem resolver bem a malha numérica em regiões polares e de alta latitude (Chen et al., 2003).

Neste documento será apresentada apenas a distribuição média sazonal para o trimestre janeiro-fevereiro-março, que equivale ao período de verão do Hemisfério Sul, das variáveis pressão atmosférica reduzida ao nível do mar (Figura 4) e taxa de precipitação (Figura 5). Cabe destacar na Figura 4, a ocorrência de valores mais altos da pressão reduzida ao nível do mar em latitudes médias, provenientes de sistemas de alta pressão semi-estacionários presentes nessas latitudes, conhecidos como cinturões de altas subtropicais, e valores mais baixos próximos ao cinturão equatorial onde se encontra a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Outro fato notável nessa figura é a divergência nos resultados dos quatro anos de integração do modelo em latitudes superiores a 60° N e 60° S. Tal fato já era esperado, tendo em vista que o CAM faz parte de uma classe de modelos cuja grade tende a ser mal resolvida nos pólos, como descrito no trabalho de Chen et al. (2003). Essa ponderação deve ser levada em conta nos estudos que utilizem este modelo, principalmente naqueles mais aplicados a essas regiões. Na Figura 5, está representada a distribuição zonal média da taxa de precipitação para os meses de Janeiro – Fevereiro - Março. A análise dessa figura revela que os maiores níveis de precipitação estão localizados nas regiões equatoriais e latitudes médias, onde estão respectivamente localizados os centros de baixa pressão equatoriais e subpolares.

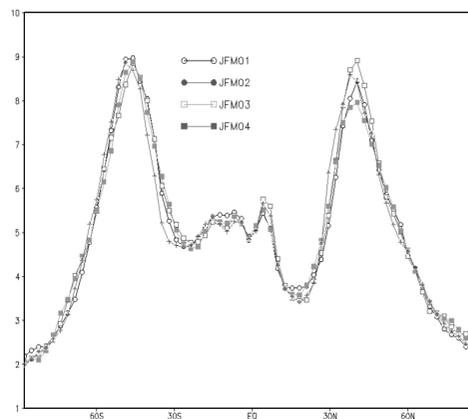


Figura 5 – Distribuição Zonal média da Taxa de Precipitação Total em mm/dia para os meses de janeiro-fevereiro-março nos quatro anos de integração do modelo.

As áreas com menor valor de precipitação, que são os trópicos e as regiões polares, devido à subsidência do ar nos centros de altas pressões subtropicais e polares, também foram coerentemente modeladas.

4.3 Inclusão das Anomalias da TSM – Obtenção do Caso Perturbado

Para a realização desse trabalho, as anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul na região da CBM foram geradas através de funções analíticas inseridas no código do modelo. Como citado anteriormente, a escolha da utilização de campos sintéticos de TSM é justificada por permitir uma avaliação controlada da influência da TSM sobre a dinâmica atmosférica da região continental adjacente.

Os dados de TSM observados constituem, em sua maior parte, de dados oriundos de sensores fixos à plataformas orbitais e medidos diretamente por sensores fixos à embarcações e estruturas fixas flutuantes. Tais dados possuem relativo grau de imprecisão associado à própria precisão do equipamento de medição utilizado (radiômetros e termômetros). Além disso, alguns dados são ainda interpolados espacialmente e temporalmente antes de serem disponibilizados em bases climatológicas. Dessa forma, em muitas situações, tais dados podem superestimar ou subestimar valores de anomalias da temperatura da superfície do mar, podendo conduzir a falhas na correta representação dos processos de troca de calor entre oceano e atmosfera e, conseqüentemente, ao mascaramento do objeto principal de investigação do trabalho.

Os campos sintéticos de anomalia de TSM foram obtidos através da combinação de duas distribuições gaussianas no espaço (Equação 1) e uma no tempo (Equação 2), de acordo com a metodologia proposta por Torres Júnior (2005).

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_\phi \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(y - \eta_\phi)^2}{2\sigma_\phi^2}\right] \frac{1}{\sigma_\lambda \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \eta_\lambda)^2}{2\sigma_\lambda^2}\right] \quad (1)$$

onde: f(x) distribuição gaussiana no espaço; x índice de longitude; y índice de latitude; η_ϕ deslocamento em latitude; σ_ϕ variância em latitude; η_λ deslocamento em longitude; σ_λ variância em longitude.

$$g(x) = \frac{1}{\sigma_\tau \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(t - \eta_\tau)^2}{2\sigma_\tau^2}\right] \quad (2)$$

onde: g(x) distribuição gaussiana no tempo; t índice de tempo; η_τ deslocamento no tempo; σ_τ variância no tempo ou largura do pulso

Para este experimento os valores das constantes das gaussianas no espaço foram: x = 128 longitudes; y = 64

latitudes; $\eta_\phi = 19$ deslocamentos em latitude a partir da origem; $\sigma_\phi = 4$ latitudes de variância máxima; $\eta_\lambda = 109$ deslocamentos em longitude a partir da origem; $\sigma_\lambda = 3$ longitudes de variância máxima. Com essa configuração, a maior anomalia da TSM que o centro das gaussianas pode assumir nesse experimento é de 4 °C. A máxima distribuição espacial dessa função gaussiana é apresentada na Figura 6.

Os termos da distribuição gaussiana no tempo tiveram os seguintes valores: t tempo total = 330 dias; η_τ deslocamento no tempo = 180 dias (tempo de atuação efetiva da função); σ_τ variância no tempo ou largura do pulso = 40 dias

A evolução temporal dessas anomalias pode ser observada na Figura 7. A integração do modelo se iniciou no mês de setembro (marco zero do eixo x) do ano (0)², ocorrendo o aquecimento na TSM do Oceano Atlântico Sul a partir do terceiro mês de integração, novembro do ano (0), atingindo o seu valor máximo (peso máximo da função gaussiana) no final do mês de fevereiro do ano (1), semelhante ao comportamento da TSM verificado no período descrito acima.

Cabe ressaltar que a inserção de anomalias numéricas para a execução do experimento perturbado, permite a avaliação controlada de como anomalias de TSM de uma região

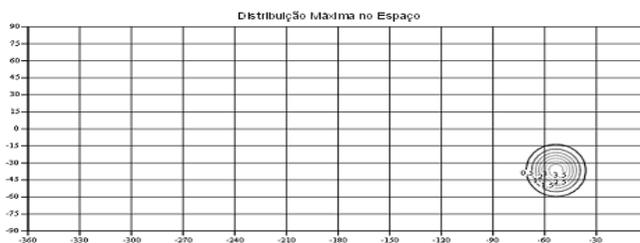


Figura 6 – Distribuição máxima espacial das funções Gaussianas no espaço (°C).

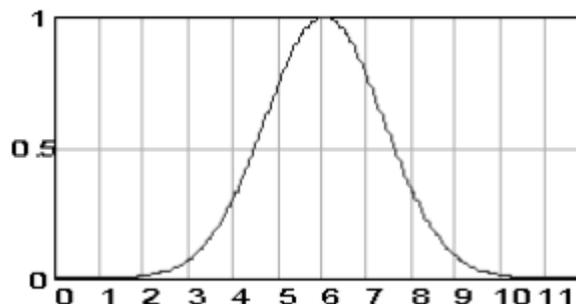


Figura 7 – Distribuição do peso das funções Gaussianas no tempo – Experimento 1.

oceânica podem influenciar o clima de uma determinada região continental adjacente. Tal influência pode ocorrer sem que se considerem outras perturbações nos oceanos, na criosfera ou na própria estrutura interna da atmosfera. Assim, é possível estudar de forma isolada a interação desta forçante sob a dinâmica atmosférica da região de interesse.

5. RESULTADOS

Nesta seção são apresentadas as situações climáticas, sinóticas e hidrológicas que motivaram a realização deste estudo e os principais resultados obtidos com as simulações do modelo CAM 2.01.

Para associar essas anomalias na circulação atmosfera, com aquelas observadas na TSM do Atlântico Sul na região da CBM, deve-se avaliar que a atmosfera só irá responder a essa forçante oceânica após esta atingir certo limiar energético. Nesse caso, esse limiar só foi atingido no mês de fevereiro, mesmo já sendo observadas anomalias na TSM da região da CBM desde o mês de janeiro.

Foram feitas então simulações com o modelo CAM 2.01, conforme a metodologia descrita na terceira seção deste documento, visando representar o ocorrido no período de outubro de 2004 a março de 2005. Cabe lembrar que nos experimentos realizados neste trabalho, para todo o restante dos oceanos, a TSM foi considerada com o seu valor médio. Na Figuras 8a-d podem ser observados os campos com as anomalias da temperatura da superfície modelados nos meses de dezembro

de 2004 a março de 2005, respectivamente, após a introdução das anomalias de TSM no código do modelo.

Após a análise sinótica de vários campos médios simulados nesse experimento, verificou-se que, com a observação das anomalias positivas da TSM na região da CBM, os sistemas de baixa pressão transientes, que passam por perto dessa região, se intensificam, como pode ser observado na Figura 9, onde nota-se também o aparecimento de um cavado pronunciado sobre o estado do Rio de Janeiro ($40^{\circ} \text{W} - 22^{\circ} \text{S}$). Esse fato acaba ocasionando anomalias de ar ascendentes no Atlântico Sul (50°S), que geram outra anomalia descendente sobre a Região Sul do Brasil ($30^{\circ} \text{S} - 35^{\circ} \text{S}$), que força o aparecimento de anomalias mais fracas ascendentes sobre a Região Sudeste ($20^{\circ} \text{S} - 25^{\circ} \text{S}$) e descendentes no norte/nordeste do país, próximo ao Equador, como pode ser observado no corte vertical apresentado na Figura 10. Essa alteração no padrão ondulatório da circulação vertical da atmosfera leva a uma diminuição da precipitação na região Sul do Brasil, devido à presença dessa anomalia de ar subsidente, e a um favorecimento das condições para a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS sobre o norte da Região Sudeste. Este favorecimento à formação da ZCAS está associado aos padrões observados nas linhas de corrente em 200 hPa no caso controle, Figura 11a, e no experimento perturbado com as anomalias positivas da TSM na região da CBM, Figura 11b.

Observa-se na Figura 11b que o centro da Alta da Bolívia encontra-se dentro do continente, em 62°W , enquanto que na Figura 11a esse sistema está mais próximo do oceano Pacífico, com centro

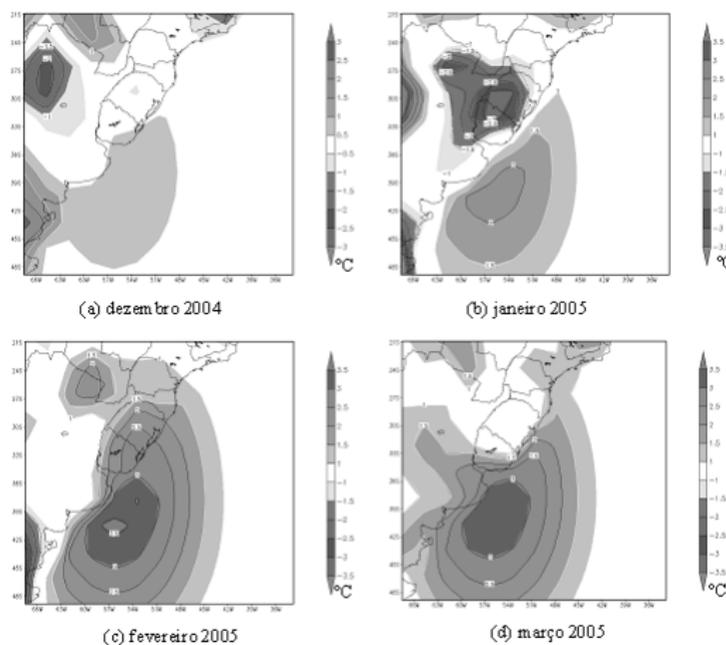


Figura 8 - Anomalias da temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$) modeladas nos meses de dezembro (a), janeiro (b), fevereiro (c), e março (d), após a inclusão da anomalia de TSM.

em 72W. Já o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis – VCAN, próximo ao litoral da região NE, encontra-se fechado na Figura 11b, e aparece apenas como um cavado no caso controle (Figura 11a).

A configuração da ZCAS é determinante para o regime de precipitação a região Sudeste do Brasil durante os meses de verão, ocasionando a intensificação de precipitação na região Sudeste e períodos de estiagem na região Sul. Quando a ZCAS está configurada, os Jatos de Baixos Níveis estão enfraquecidos e a umidade transportada da Amazônia é dirigida para a Região

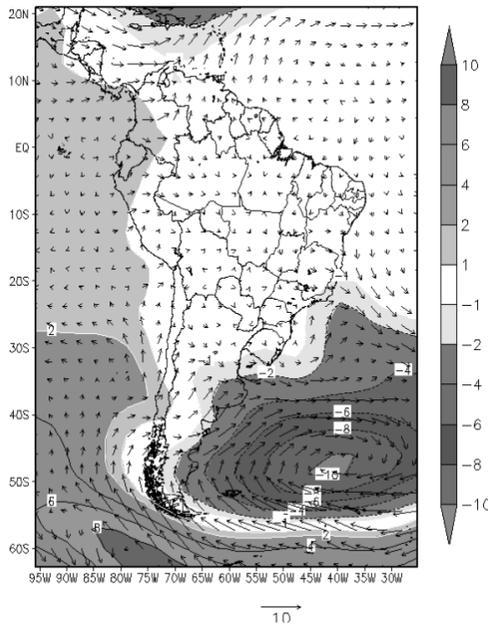


Figura 9 – Anomalia modelada da pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e do vento em 1000 hPa (m/s) do mês de fevereiro. Diferença entre o caso perturbado e o caso controle.

Sudeste do Brasil (Marengo *et al.*, 2002). A presença da Alta da Bolívia sobre o continente e do VCAN sobre o litoral da região Sudeste, associados a um cavado em níveis médios sobre a região Sudeste do Brasil, são essenciais para a configuração e permanência da ZCAS sobre uma determinada região, sendo o VCAN uma resposta, em termos de vorticidades relativa, à presença da alta da Bolívia (Taljaard, 1972; Casarim e Kousky, 1986; Quadro, 1994).

Um desenho esquemático representando as principais modificações nos padrões de circulação atmosférica simulados numericamente, após a introdução das anomalias de TSM na região da CBM, pode ser observado na Figura 12. Essa figura apresenta uma síntese do que foi observado nas simulações

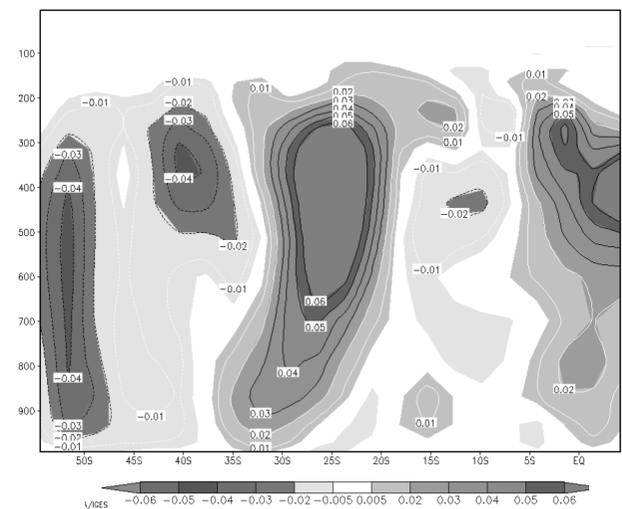


Figura 10 – Corte vertical meridional feito em 48°W entre as latitudes de 54°S e 4°N dos campos de omega (hPa/s). Diferença entre o caso

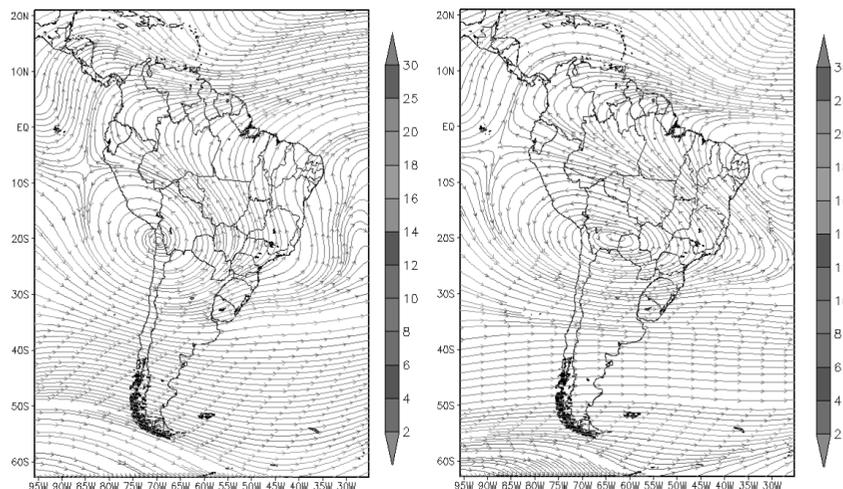


Figura 11 - Linhas de corrente do vento em 200 hPa (m/s) no caso controle (a) e no experimento perturbado (b).

numéricas, no que diz respeito às modificações nos padrões da circulação vertical atmosférica e nos sistemas que dão suporte a Alta da Bolívia, aos VCAN e a ZCAS.

As alterações nos padrões da circulação atmosférica, simulados no experimento perturbado, foram semelhantes aos observados no mês de fevereiro de 2005, o que resultou em padrões de anomalias de precipitação bastante coerentes também. Na Figura 13 são apresentadas, (a) as anomalias de precipitação verificadas no mês de fevereiro de 2005 e (b) as anomalias de precipitação total calculadas no modelo CAM

2.01, após a inclusão da anomalia da TSM do Oceano Atlântico Sul no experimento perturbado, ambas em mm. Cabe destacar as simulações de anomalias negativas na precipitação de até 100 mm na região Sul do Brasil e positivas da ordem de mais de 100 mm nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, e da ordem de 50 mm no sul do estado da Bahia, coerentes com o que foi observado nesse mês de fevereiro.

6. CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho são referentes à uma teleconexão, ainda pouco explorada, entre as anomalias positivas da TSM do Oceano Atlântico Sul extratropical na região da CBM e o regime de hidrometeorológico das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e de parte da região Nordeste do Brasil. O regime hidrometeorológico das regiões sul e sudeste do Brasil foi a motivação principal do trabalho. Apesar dos prognósticos fazerem referências somente às anomalias de precipitação, a correlação dessas com as anomalias de vazão natural é bastante alta e difundida na literatura específica, principalmente na região Sul do Brasil, onde, devido à composição rochosa e a inclinação das bacias hidrográficas da região, a resposta das vazões à ocorrência ou não de precipitação é muito rápida.

Esse artigo contribui para a descrição dos processos associados às anomalias positivas de TSM na região da Confluência Brasil-Malvinas, que influenciam os padrões atmosféricos das regiões sul e sudeste brasileiras, durante o período de verão austral.

No experimento numérico deste estudo foi realizada uma simulação, onde somente as anomalias da TSM do Atlântico Sul na região da CBM foram levadas em consideração, tendo como base o observado no mês de fevereiro de 2005, onde foram verificadas anomalias bastante negativas, tanto na precipitação,

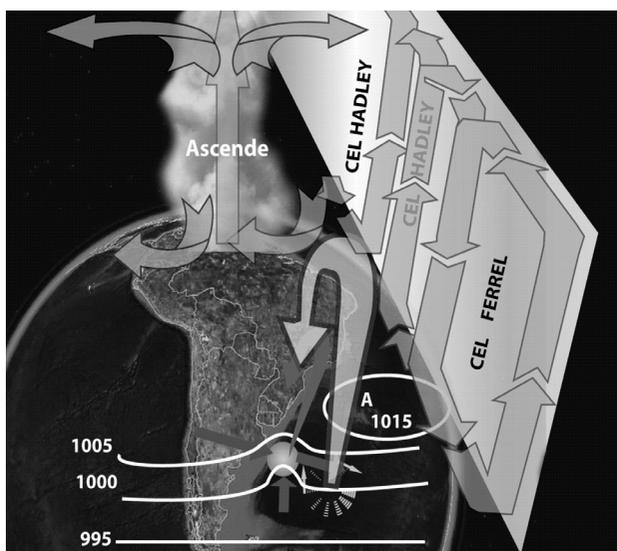


Figura 12 – Esquema com o resumo das alterações nos padrões de circulação atmosférica observados na simulação numérica após a introdução das anomalias de TSM no Atlântico Sul.

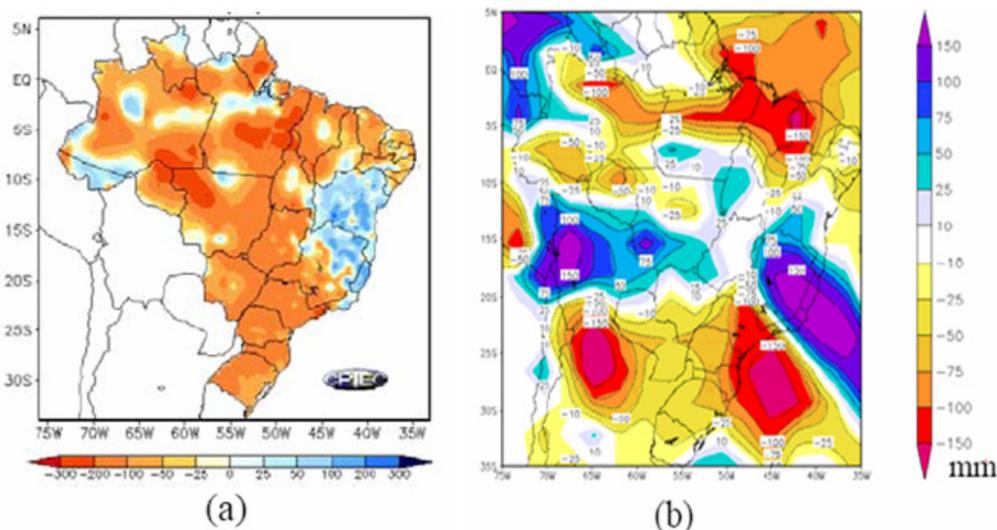


Figura 13 – (a) Anomalias de precipitação em mm verificadas no mês de fevereiro de 2005; e (b) anomalias na precipitação total em mm modeladas numericamente no mês de fevereiro no experimento perturbado.

quanto na vazão das bacias hidrográficas da região Sul, sendo as anomalias na TSM do Atlântico Sul, geradas numericamente. Os resultados demonstraram que as anomalias da TSM na região da CBM exerceram um papel importante nesse episódio, pois, após a análise sinótica de vários campos médios simulados e observados, verificou-se que, com a observação das anomalias positivas da TSM na região da CBM, os sistemas de baixa pressão transientes que passam por perto dessa região se intensificam. Esse fato acaba ocasionando anomalias de ar ascendentes no Atlântico Sul, que geram outra anomalia descendente sobre a Região Sul do Brasil, forçando o aparecimento de mais uma anomalia ascendente sobre a Região Sudeste e de outra descendente sobre a Região Nordeste. Essa alteração no padrão ondulatório da circulação vertical da atmosfera leva a uma diminuição da precipitação na região Sul do Brasil, devido à presença dessa anomalia de ar subsidente, e a um favorecimento das condições para a formação da ZCAS sobre o norte da Região Sudeste. Esse esquema de anomalia na estrutura vertical da atmosfera pode variar de acordo com a época do ano, com a intensidade e a persistência das anomalias da TSM e com a presença de forçantes de larga escala, como é o caso, por exemplo, da configuração de fenômenos do tipo ENOS.

As simulações conseguiram capturar as anomalias da circulação atmosférica e da precipitação no 6º mês de integração. Isso indica que é possível realizar previsões climáticas de longo prazo para as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, mesmo utilizando-se anomalias da TSM geradas através de funções analíticas. O importante nessas simulações é capturar as principais modificações no estado médio da atmosfera, que têm relação com a ocorrência de precipitação.

Outro fato importante a ser destacado neste trabalho foi a coerência encontrada nos resultados das simulações numéricas realizadas com o modelo CAM2.01, após a inclusão das anomalias na TSM do Atlântico Sul extratropical, na representação dos processos físicos e dinâmicos da atmosfera e de suas interações, indicando que a escolha desse modelo para a realização do estudo foi bem sucedida.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSAD, L. P. F. **Influência do campo de vento anômalo tipo ENSO na dinâmica do Atlântico Sul**. 2006. 222f. Tese (Doutorado em modelagem computacional aplicada a Engenharia Ambiental)- Programa de Engenharia Civil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2006.
- BONAN, G.B.; K.W. OLESON, M.; VERTENSTEIN, S.; LEVIS, X.; ZENG, Y.; DAI, DICKINSON, R.E.; YANG Z.L.. The Land Surface Climatology of the Community Land Model Coupled to the NCAR Community Climate Model. **Journal of Climate**, 15, 3123–3149, 2002.
- BRIEGLEB, B. P., E. C. HUNKE; C. M. BITZ; W. H. LIPSCOMB; M. M. HOLLAND, J. L. SCHRAMM; R. E. MORITZ. **The sea ice simulation of the Community Climate System Model, version two**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-451STR, 34 pp, 2004.
- BUCHMANN, J.; BUJA, L.E.; PAEGLE, J; DICKINSON, R. E. Further Experiments on the Effect of Tropical Atlantic Heating Anomalies upon GCM Rain Forecast over the Americas. **Journal of Climate**, Vol. 8 (5), p. 1235-1244, 1995.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V.E.. Rainfall anomalies in southern Brazil and related atmospheric circulation features. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol.1, p.83-90, 1986.
- CHELTON, D.B.; SCHLAX, M.G.; WITTER, D.L.; RICHAMAN, J.G.. Geosat Altimeter Observations of the Surface Circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 95, 17877- 17903, 1990.
- CHEN, Y., MILLER, J. R.; FRANCIS, J.A. Observed and modeled relationships among Arctic climate variables. **Journal of Geophysical Research**, vol. 108, 17, p. 1-13, 2003.
- COHEN-SOLAL, E.S.; P.J. GLECKER, P.J.; WEHNER, M.F.; SANTER, K.E.; TAYLOR, K.E.; DOUTRIAUX, C. **The Sensitivity of AGCM Simulations to the Temporal Resolution of Ocean Surface Boundary Conditions**, pp. 23, Lawrence Livermore National Laboratory/ University of California, Livermore, 1998.
- COLLINS, W. D. ET. AL. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2). **Technical Report NCAR**, 172 pp., 2002.
- DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, vol 11, p. 251-271, 1998.
- DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. **Climate Dynamics**, 24, vol. 7-8, p. 781-791, 2005.
- GONI G.; WAINER, I. Investigation of the Brazil Current front dynamics from altimeter data. **Journal of Geophysical Research**. Vol.. 106, no. C12, p.31.117–31.128, 2001
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; Gomes, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.
- KIEHL, J. T., ET AL. **Community Climate System Model Science Plan (2004-2008)**. CCSM Scientific Steering Committee, 71 pp, 2003.
- KIEHL, J. T.; GENT, P.R. The Community Climate System Model, Version 2. **Journal of Climate**, vol. 17, p. 3666–3682, 2004.
- KOUSKY, V.E.; CAVALCANTI, I.F.A.. Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, 36(11), p. 1888-1889, 1984.

- KUMAR, A.; BARNSON, A.G.; HOERLING, M.P. Seasonal Predictions, Probabilistic Verifications, and Ensemble Size. **Journal of Climate**, vol. 14, p. 1671-1676, 2001.
- LENTINI, C. A. D.; PODESTÁ, G. G; CAMPOS, J.D.; OLSON, D.B.. Sea surface temperature anomalies on the western South Atlantic from 1982 to 1994. **Continental Shelf Research**, vol. 21, p 89-112, 2001.
- LORENZ, E.N. **The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere**. World Meteorological Organization, 161 pp., 1967
- MATANO, R. P., SCHLAX, M. G. e CHELTON, D. B. Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, vol. 98, p. 18027-18035, 1993.
- MARENGO, J.A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P.L. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign, J., 2002
- MECHOSO, C. R. ET. AL. **Climatology and Hydrology of the Plata Basin**. Panel in The Variability of American Monsoon Systems (VAMOS) - CLIVAR/WCRP. 56 pp., 2001.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 38, p. 2653-2675, 1981.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, vol. 9, p. 2464-2479, 1996.
- OLSON, D. B.; PODESTÁ, G.P.; EVANS, R.H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. **Deep Sea Research**, vol. 35, p. 1971-1988, 1988.
- PEIXOTO, J.P., e A.H. OORT. **Physics of Climate**. American Institute of Physics, New York. 500 pp, 1991.
- PETERSON, R.G; STRAMMA, L.. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, vol. 26, p. 1-73, 1991.
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region, **Journal of Geophysical Research**, 114, 2009.
- PHILANDER, S.G.H. El Niño Southern Oscillation phenomena, **Nature**, vol. 302, pp. 295-301, 1983.
- PHILANDER, G. S. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Academic Press, 291 pp., 1990.
- POVEDA, G.; MESA, O. J. Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean–Atmospheric Phenomena. **Journal of Climate**, vol. 10, p. 2690-2702, 1997.
- QUADRO, M. F. L. **Um estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), 1994.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, vol. 11, p. 2570-2581, 1998.
- SMALL J., X-P; Hafner, J. Satellite observations of mesoscale ocean features and copropagating atmospheric surface fields in the tropical belt. **Journal of Geophysical Research**, vol. 110, C02021, p. 1-19, 2005.
- TALJAARD, J.J. **Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere**. Meteor. Monog., 13, p. 139-213, 1972.
- TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations, **Journal of Climate**, vol. 18, p. 3470-3482, 2005.
- TORRES JÚNIOR, A. R. **Estudo Numérico sobre Tele-Conexão Atmosférica entre Fenômenos Oceânicos do pacífico Equatorial e do Atlântico**. Tese (Doutorado em Engenharia Oceânica), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 147 pp, 2005.
- VIVIER, F.; PROVOST, C.; MEREDITH, M. P. Remote and Local Forcing in the Brazil–Malvinas Region, **Journal of Physical Oceanography**, vol. 31, n° 4, p. 892–913, 2000.
- WAINER, I.; GENT, P; G. GONI. The Annual Cycle of The Brazil–Malvinas Confluence Region in the NCAR Climate System Model. **Journal of Geophysical Research**, Estados Unidos, v. 105, p. 26167-26177, 2000.