



ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



Relação entre o Vapor D'Água Atmosférico e a Temperatura da Superfície do Mar Sobre a Região da Confluência Brasil-Malvinas com Base em Dados Coletados *In Situ*

Rose Ane Pereira de Freitas¹, Ronald Buss de Souza², Rafael Afonso do Nascimento Reis³ e Douglas da Silva Lindemann⁴

¹Professora Doutora em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia - Universidade Federal de Pelotas - (UFPEL); Avenida Engenheiro Ildefonso Simões Lopes, 2751, Pelotas, Brasil, RS, Brasil, RS 96060-290, rosefreitas78@gmail.com (autor correspondente). ²Doutor em Oceanografia Física e Pesquisador Titular III, Centro Regional Sul - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CRS-INPE); Av. Roraima s/n, Campus da UFSM, prédio do INPE, Bairro Camobi, Santa Maria, RS, Brasil, CEP 97105-900, ronald.buss@inpe.br; ³Doutorando em Meteorologia Aplicada, Universidade Federal de Viçosa, Departamento de Engenharia Agrícola, P. H. Holsfs S/N, 36570-000, Viçosa, MG, Brasil, cgb1504@gmail.com; Doutor em Meteorologia Aplicada, Faculdade de Meteorologia - Universidade Federal de Pelotas - (UFPEL); Avenida Engenheiro Ildefonso Simões Lopes, 2751, Pelotas, Brasil, RS, Brasil, RS 96060-290, douglasdasilva.lindemann@gmail.com

Artigo recebido em 19/03/2019 e aceito em 24/09/2019

RESUMO

A atmosfera consiste em um dos menores reservatórios de água do planeta, contribuindo com 0,001% da massa total da água presente, porém, sendo de fundamental importância para os processos físicos na atmosfera. A partir de dados obtidos através de 130 perfis de radiossondas realizados durante dez cruzeiros oceanográficos nos meses de outubro e novembro, entre 2004 e 2015, analisa-se a influência dos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM) e a passagem de sistemas atmosféricos transientes na variabilidade espaço-temporal da concentração de vapor d'água da camada limite atmosférica marinha (CLAM), sobre a região da Confluência Brasil Malvinas (CBM), enfatizando-se a Operação Antártica 31 (OP31). Os dados de vapor d'água são obtidos calculando-se umidade específica em superfície e água precipitável dentro da camada limite atmosférica. Os resultados mostram que os gradientes térmicos entre as águas quentes da Corrente do Brasil (CB) e as águas frias da Corrente das Malvinas (CM) produzem diferenças significativas no conteúdo de vapor d'água da CLAM nos dois lados da frente oceanográfica. Na superfície, o valor médio da umidade específica sobre o lado quente (frio) foi $8,4 \pm 1,67$ mm ($7,08 \pm 1,51$ mm). A CLAM foi localmente modulada pela TSM, sendo cerca de 2g/kg mais úmida sobre a região quente da frente oceanográfica em relação à região fria. Em todas as observações realizadas, o vapor d'água integrado na CLAM foi diretamente influenciada pela passagem de sistemas atmosféricos transiente.

Palavras-chave: Atlântico Sudoeste; Frente oceanográfica; Sistemas atmosféricos transientes;

Relationship between Atmospheric Water Vapor Content and the Sea Surface Temperature in the Brazil-Malvinas Confluence considering Data Collected *In Situ*

ABSTRACT

The atmosphere is the smallest contributor of the planet's water tanks, providing only 0.001% of the water total mass, however, it is of fundamental importance for playing a key role in the atmosphere's physical processes. The data were obtained from 130 radiosondes profiles taken during ten oceanographic cruises carried out during the months of October and November between 2004 and 2015, analyzed the influence of the sea surface temperature (SST) gradients and the passage of transient atmospheric systems at the spatial-temporal variability of the water vapor concentration within the marine atmospheric boundary layer (MABL), over Brazil-Malvinas Confluence (BMC), emphasizing the Antarctic Operation 31 (AO31). Water vapor data are obtained by calculating surface specific moisture and precipitable water within the atmospheric boundary layer. The results show that the thermal gradients between the warm waters of Brazil Current and the cold waters of the Malvinas Current were able to produce significant differences in the water vapor content of the MABL on both sides of the oceanographic front. On the surface, the average of the specific humidity over the warm (cold) side was 8.4 ± 1.67 mm (7.08 ± 1.51 mm). The MABL was locally modulated by the SST, being about 2 g/kg wetter over the warm part of the front with respect to the cold one. In all the observations made, the water vapor integrated in the MABL was directly influenced by the passage of transient atmospheric systems.

Key words: Southwest Atlantic; Oceanographic front; Transient atmospheric system

Introdução

O vapor d'água desempenha papel fundamental nos processos físicos que ocorrem na atmosfera, por exemplo, nos processos de transferência de radiação na atmosfera e no transporte e liberação de calor latente. Para o sistema climático global, o vapor d'água é essencial por afetar diretamente o balanço de energia da superfície terrestre por meio dos fluxos radiativos e da formação de nuvens, além de estabelecer uma ligação entre a superfície do planeta e a atmosfera. Essa ligação é feita através de um ciclo hidrológico que envolve um importante processo de realimentação, pois, à medida que aumenta a temperatura da atmosfera, mais vapor d'água pode ser armazenado (Nygård et al., 2013; Chen e Liu, 2016; Rose & Rencurrel, 2016; Bailey et al., 2017; Clark et al., 2018).

O Oceano Atlântico Sudoeste (OAS), ainda que pouco estudado, é de fundamental importância para o processo de ciclagem da água na atmosfera, pelo processo de evaporação, além disso, o OAS influencia diretamente no tempo e no clima do Brasil através das variações dos fluxos de calor, umidade e momentum, e tem incentivado um crescente número de estudos sobre os processos de interação Oceano-Atmosfera no OAS, especialmente na região da sua parte ocidental, conhecida como Confluência Brasil Malvinas (CBM), mostrada a seguir na Figura 1, e sua consequente influência no tempo e no clima da América do Sul (Pezzi et al., 2016a; Pezzi et al., 2016b; Freitas et al., 2017; Lima et al., 2019; Leyba et al., 2019).

Estudos anteriores demonstraram que na ausência dos sistemas de grande escala atuantes em regiões de frentes oceanográficas - Pezzi et al., (2005) para a região da Confluência Brasil Malvinas (CBM) e Ma et al., (2015) para a região de Kuroshio - a Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) será modulada pela frente oceânica que caracteriza a região. No caso específico da CBM, conforme relatado por Pezzi et al., (2005), no lado norte da CBM as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da CLAM, que afetam a variabilidade na magnitude e intensidade dos ventos, enquanto o cisalhamento vertical do vento na CLAM é reduzido, consequentemente ventos mais intensos ocorrem na superfície do mar, e a CLAM se torna turbulenta e instável sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de momentum para baixo.

A importância da CBM é relatada em estudos anteriores que demonstraram que a CBM interage com a modulação de processos atmosféricos como fluxos de calor, estabilidade da camada limite atmosférica e a magnitude dos ventos, por exemplo. Estes estudos descrevem importantes processos e fenômenos ligados ao acoplamento oceano-atmosfera nessa região, porém esses trabalhos não se interessaram em estudar com maior profundidade a concentração de vapor d'água na atmosfera e os efeitos dos gradientes de TSM (temperatura da superfície do mar) locais e a atividade sinótica atmosférica sobre essa variável (Camargo et al., 2013; Farias et al., 2015; Pezzi et al., 2016a; Rossato e Souza, 2016; Hackerott et al., 2018; Sutil et al., 2019).

Tendo em vista a carência de dados sobre o Oceano Atlântico Sudoeste e estudos que envolvam o vapor d'água na região, este artigo avalia o papel dos gradientes de TSM e da passagem de sistemas atmosféricos transientes de escala sinótica sobre a região da CBM em determinar a variabilidade espacial e temporal da concentração de vapor d'água dentro da CLAM na região, a partir de tomados *in situ*, dados de satélite e dados de reanálises. A principal contribuição deste estudo é gerar novas informações sobre o papel dos gradientes de TSM em uma região de frente oceanográfica no OAS sobre o vapor d'água atmosférico, enfatizando-se a Operação Antártica 31 (OP31) onde busca-se responder os motivos pelos quais o vapor d'água em superfície se apresenta com padrões diferentes dentre os dez cruzeiros analisados.

Metodologia

Área de estudo

Sendo o OAS uma região de fundamental importância no tempo e clima do Brasil, ainda que pouco estudado, a área de interesse deste estudo se concentra na sua parte Sudoeste, conhecida como Confluência Brasil-Malvinas. Localizada, em média, entre 36 °S e 39 °S, tem seu limite sul das águas quentes, associadas com a corrente do Brasil, flutuando entre 38 °S e 46 °S. Estudos mostram uma conexão entre a posição da CBM, e o clima regional do sul do Brasil, Uruguai e parte da Argentina (marcada pela bacia de drenagem Rio da Prata), sendo então, um importante regulador do clima regional principalmente na escala interanual

(Reid et al., 1977; Lentini, 2002).

A Figura 1 mostra a região de estudo e as estações de amostragem nos cruzeiros feitos por navios entre 2004 e 2015 para a coleta de dados. Esta região se caracteriza pelo encontro de águas mais frias da Corrente das Malvinas (CM) com águas mais quentes da Corrente do Brasil (CB),

com alta variabilidade espacial e temporal, típica de regiões de frentes oceanográficas, sendo uma das mais energéticas frentes do ponto de vista oceanográfico. A região tem papel fundamental na modulação da CLAM, assim como nos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera (Pezzi et al., 2016; Freitas et al., 2017).

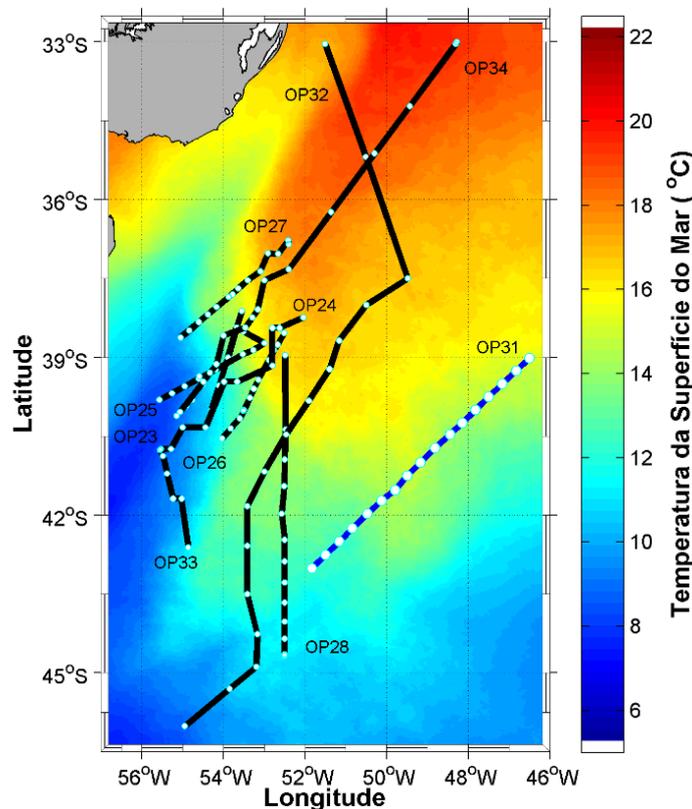


Figura 1 Região de estudo na CBM e localização das estações de amostragem in situ do Programa INTERCONF entre 2004 e 2015. A TSM da região é representada pela TSM média para o mês de outubro entre os anos de 2002 a 2014. A OP31 (estudo de caso) tem sua trajetória destacada na cor azul. Os respectivos acrônimos, variando de OP23 a OP34, representam os diferentes cruzeiros oceanográficos feitos para a coleta dos dados conforme Tabela 1. (Adaptado de Freitas et al., 2017).

Material e métodos

Para atingir o objetivo deste estudo foi utilizado um conjunto de dados composto por dados oceanográficos e atmosféricos coletados *in situ*, dados de reanálise e dados de satélite, descritos a seguir.

Os dados *in situ* usados neste estudo estão detalhados na Tabela 1 e foram amostrados no âmbito do INTERCONF (Estudo da Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência

Brasil-Malvinas). Este projeto tem por objetivo geral estudar a dinâmica da região oceânica e atmosférica do OAS e sua relação com os processos oceânicos e atmosféricos dos ambientes de altas latitudes no Oceano Atlântico e Austral. O projeto é descrito detalhadamente em Pezzi et al. (2005, 2009), Acevedo et al. (2010) e Camargo et al. (2013), por exemplo.

Através do INTERCONF e do INCT da

Criosfera, dados atmosféricos e oceanográficos têm sido coletados simultaneamente a cada Operação Antártica (OP), desde o ano de 2004 (OP23) até os dias de hoje, normalmente nos meses de outubro ou novembro de cada ano na região de estudo (Pezzi et al., 2016a). O projeto atua como parte das atividades desenvolvidas pelo PROANTAR a bordo de navios da Marinha do Brasil, como o navio de apoio oceanográfico NApOc Ary Rongel (H-44) e o navio de pesquisa polar Npo Almirante Maximiano (H-41) durante a realização das Operações Antárticas.

Durante as Operações Antárticas, da OP23 até OP31, os dados atmosféricos e oceanográficos usados neste estudo, foram coletados *in situ* por sistemas de recepção de dados previamente instalados nos navios pelos pesquisadores durante a realização dos cruzeiros. O sistema de medição das condições atmosféricas usado foi o Vaisala DigiCORA II MW15 e a partir da OP32 (2013), com a instalação de um sistema próprio no NPo.

Almirante Maximiano (H-41), o sistema receptor utilizado passou a ser o Vaisala DigiCORA MW31. Os tipos de radiossondas usados operam na banda de frequência 400 MHz e medem no mínimo as variáveis pressão, temperatura e umidade relativa do ar, direção e intensidade do vento.

Os dados oceanográficos foram coletados pelos seguintes instrumentos: para medidas de temperatura em função da profundidade, utilizou-se o XBT (*Expendable Bathy Thermograph*); para medidas de condutividade, temperatura e pressão, utilizou-se o CTD (*Conductivity Temperature Depth*). Esta medida de condutividade pode ser corrigida com a temperatura para fornecer perfil de salinidade. E para a aquisição contínua de dados de temperatura e salinidade na superfície do mar, utilizou-se o Termossalinógrafo, que é instalado no casco do navio e permite a cada 10 segundos essa aferição ao longo da trajetória realizada pelo navio, cruzando a CBM.

Tabela 1. Localização dos transectos e número de estações oceanográficas feitos pelo Programa INTERCONF entre 2004 e 2015 com coleta de dados de radiossondas (RS). Em negrito destaca-se a OP31 (estudo de caso). Na OP29 e OP30 não houve coleta de dados de radiossondas.

OP / Ano	Períodos dos cruzeiros	Lat/Lon Início do transecto	Lat/Lon Final do transecto	Radio sondas (RS) lançadas
OP23 / 2004	02 – 03/10/2004	38.12°S / 53.55°W	40.01°S / 54.30°W	5
OP24 / 2005	28 – 29/10/2005	38.54°S / 52.51°W	40.54°S / 54.03°W	12
OP25 / 2006	27 – 28/10/2006	38.51°S / 53.51°W	39.81°S / 55.57°W	10
OP26 / 2007	16 – 17/10/2007	39.52°S / 54.50°W	40.11°S / 55.15°W	5
OP27 / 2008	14 – 16/10/2008	36.85°S / 52.40°W	37.80°S / 53.78°W	14
OP28 / 2009	02 – 04/11/2009	37.97°S / 52.46°W	44.67°S / 52.50°W	15
OP31 / 2012	14 – 16/10/2012	39.01°S / 46.50°W	43.01°S / 51.84°W	17
OP32 / 2013	13 – 18/10/2013	33.04°S / 50.51°W	46.01°S / 54.95°W	16
OP33 / 2014	18 – 21/10/2014	22.89°S / 43.16°W	42.61°S / 54.86°W	20
OP34 / 2015	12 – 15/10/2015	33.04°S / 48.5°W	41.21°S / 56.24°W	16
Total				130

Dados de reanálise foram usados para identificar a influência das condições atmosféricas de grande escala sobre as concentrações de vapor d'água atmosférico em superfície e dentro da CLAM, foram utilizados dados de reanálise para os períodos dos cruzeiros. Os sistemas atmosféricos foram analisados para cada ponto de coleta de dados através do horário de reanálise mais próximo ao horário da coleta e, com base nestes dados, foram identificados os sistemas que atuaram sobre cada ponto e sua influência no comportamento do vapor d'água dentro da CLAM.

Os dados utilizados são provenientes das CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) para o período 1999 a 2011 e sua continuação é proveniente do CFSv2 (*Climate Forecast System, Versão 2*) para o período 2011 a 2014, que passou a ser operacional no NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) a partir de março de 2011. Todos os detalhes sobre as reanálises são encontrados no sítio <<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/docs/>> e em Saha et al. (2010, 2014). As reanálises contam com uma resolução espacial de 0,5° Lat/Lon e resolução

temporal de seis horas, sendo um modelo totalmente acoplado, que representa a interação oceano-atmosfera-terra e gelo. O CFSv2 utiliza as mais recentes abordagens científicas e assimila observações de fontes de dados, incluindo observações de superfície, de balão de ar superior, de aeronaves e de satélite.

Os dados Sensor Modis, a bordo do satélite AQUA, foram usados para separar a região de estudo entre lado quente e lado frio da CBM de acordo com a posição e as características, que foram selecionadas de acordo com as imagens do satélite AQUA/MODIS e com o auxílio de dados de amostragens oceanográficas coletados de instrumentos como XBTs e CTDs. O sensor MODIS, foi desenvolvido para atender diferentes estudos como atmosfera, oceano e terra, tem bandas de resolução espectral e espacial selecionadas para o conhecimento de diferentes necessidades de observação e para oferecer uma cobertura global quase diária (Justice et al., 2002).

Embora não seja mostrado neste estudo, os dados utilizados foram todos aferidos antes do

Tratamento e Análise de dados

A estimativa do topo da CLAM foi feita através dos perfis verticais de temperatura potencial virtual (θ_v), umidade relativa (UR) e umidade específica (q) tomados pelas radiossondas, o topo da CLAM pode ser determinado utilizando a metodologia proposta por Stull (1988). Esse método clássico determina a altura do topo (ou espessura) da CLAM pela detecção precisa da mais pronunciada declividade dos perfis destas variáveis com respeito à altura.

uso com a finalidade de evitar erros. Primeiramente, os dados de radiossondas foram comparados com dados de reanálises (CFSv2) e perfiladores atmosféricos por satélite (Aqua/Modis) e mostraram excelente resultados, demonstrando acurácia para uso na pesquisa. Preteritamente a isso, a aferição das radiossondas já é realizada pela Vaisala, incluindo a aferição do sistema de sondagem que lê os coeficientes de calibração automaticamente via link telemétrico e aferição do sensor de umidade que sempre é reconicionado, removendo qualquer contaminação por produtos químicos, garantindo uma excelente precisão em medições de umidade. Maiores informações sobre erros em medições são encontradas em

<<https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/>>. Os dados de XBTs e CTDs, são aferidos também antes de serem usados na pesquisa científica, onde são comparados dados simultâneos de XBT e CTD lançados no mesmo ponto (espacial e temporalmente) e descartados os dados que não apresentam resultados satisfatórios.

Em casos de dúvidas ou incertezas, e como método auxiliar, utilizou-se também o método objetivo de Sullivan et al. (1998), que foi usado com sucesso por Pezzi et al. (2009), com dados complementares aos usados neste trabalho. A estimativa da altura do topo da CLAM foi feita para todos os perfis de radiossondas tomados *in situ* utilizados neste estudo. Um exemplo de aplicação desses métodos para determinar a altura do topo da CLAM sobre a porção quente (CB) e fria (CM) da região deste estudo durante a realização da OP31 é mostrado na Figura 2.

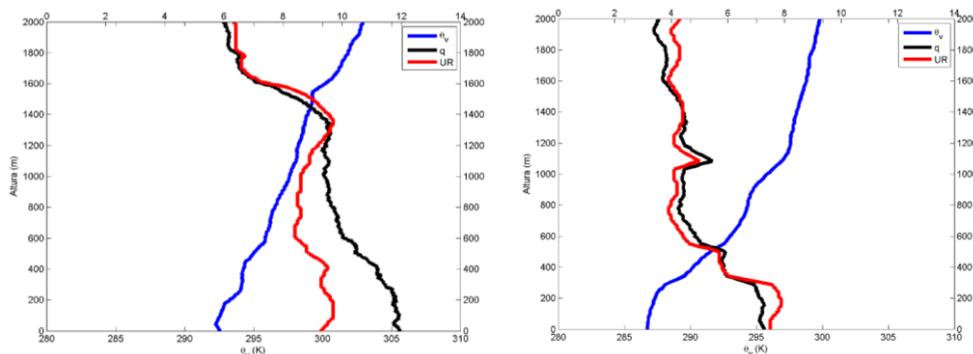


Figura 2 Perfis verticais tomados por radiossondas durante a OP31 sobre o lado quente da CBM (esquerda) e sobre o lado frio da CMB (direita). Os perfis de θ_v (K) são apresentados em azul, os perfis de q (g/kg) são apresentados em preto e os perfis de UR ($\times 101$ %) são apresentados em vermelho. A altura onde acontecem as maiores inflexões nos perfis analisados denota a altura do topo da CLAM, cerca de 1700 m de altura na porção quente e cerca de 400 m de altura na porção fria da CBM.

Analisa-se o vapor d'água atmosférico em níveis superficiais através da umidade específica (q), calculada através de dados de umidade relativa provenientes das radiossondagens feitas durante os cruzeiros. Segundo Wallace e Hobbs (2006), dentro de um certo volume de ar, a quantidade de vapor d'água pode ser definida como a razão entre a massa de vapor de água ($m_{\text{água}}$) e a massa de ar seco ($m_{\text{ar seco}}$), denominada de razão de mistura (r), mostrado nas equações E1 e E2. A proporção da mistura é geralmente expressa em gramas de vapor de água por quilograma de ar seco (g/kg)

$$r = m_{\text{água}} / m_{\text{ar seco}} \quad (\text{E1})$$

A massa do vapor de água ($m_{\text{água}}$) em uma unidade de massa de ar (ar seco mais vapor de água) é chamada de (q) e definida como:

$$q \frac{m_{\text{água}}}{m_{\text{água}} + m_{\text{ar seco}}} = \frac{r}{1 + r} \quad (\text{E2})$$

Uma vez que a magnitude de $m_{\text{água}}$ é apenas uma pequena percentagem (no máximo 2%), segue que os valores numéricos de (r) e (q) são praticamente equivalentes. Para propósitos práticos, usa-se neste estudo a umidade específica. Como ela é expressa em unidades de massa, não é afetada por mudanças na pressão ou temperatura.

A análise do vapor d'água em superfície é feita para dados a 10 metros de altura a fim de que os dados das radiossondas estejam estabilizados e descartadas as influências de turbulências e sprays gerados pelo navio e pela superfície do mar. Estes cuidados são tomados seguindo estudos anteriores, que observaram que eles podem ajudar a evitar distorções na tomada de dados in situ (Large e Pond, 1982).

O conteúdo de vapor d'água de uma coluna de ar (IWV – *Integrated Water Vapor*) é avaliado pela água precipitável, sendo definido como a altura de água que seria acumulada se todo vapor d'água naquela coluna fosse precipitado. Calcula-se IWV segundo o método proposto por Solot (1939), mais tarde adaptado por Brow e Zang (1997), mostrado na equação E3. Considerando (q) como sendo a umidade específica (kg.m^{-2}), (g) como a aceleração da gravidade e (π) e (p_0) as pressões no topo da camada e na superfície, respectivamente, IWV é a quantidade de vapor d'água contida numa coluna vertical da atmosfera de área unitária (kg.m^{-2} ; mm). Lembramos que 1kg

de vapor d'água sobre 1m^2 equivale a uma camada 1mm e, por consequência, $1\text{kg.m}^{-2} = 1\text{mm}$.

$$(IWV) = \frac{1}{g} \int_{\pi}^{p_0} q dp \quad (\text{E3})$$

Calculou-se o valor de IWV na espessura da CLAM na região desse estudo, considerando a estimativa da altura do topo da CLAM para cada perfil de radiossonda. Dessa forma, descreve-se o conteúdo vapor d'água integrado verticalmente em uma coluna de ar contida dentro da CLAM.

Para o estudo de caso são utilizados dados da OP31, destacados na Tabela 1.

Para a estatística deste estudo, utiliza-se o teste *t de Student* para comparar se as amostras em ambos os lados da CBM, determinando se as médias entre os dois grupos independentes diferem e são estatisticamente significativos (Wilks, 2005).

Resultados e discussão

Estimativa do vapor d'água em níveis superficiais e dentro da CLAM

Tendo como referência a identificação do lado da CBM onde foi feito o lançamento da radiossonda (lado quente mais a norte, lado frio mais a sul) e dos sistemas atmosféricos que atuavam sobre cada ponto de amostragem, foi feita a análise do vapor d'água dentro da CLAM e em níveis superficiais para ambos os lados da CBM, separadamente, e para cada ponto de radiossondagem (RS). De acordo com Liu et al. (2015) as observações de radiossondagem fornecem uma boa estimativa do vapor d'água atmosférico ao longo da atmosfera e, portanto, são frequentemente usadas em pesquisas climáticas de longo prazo ou para situações específicas.

A Figura 3 (esquerda) mostra a relação entre a TSM e água precipitável dentro da CLAM, em que o comportamento do vapor d'água é investigado em relação às alterações de TSM sobre ambos os lados da CBM (Freitas *et al.*, 2017). A média de IWV do lado quente é de 8,35 mm ($\pm 4,10$), enquanto que para a Corrente das Malvinas (lado frio), é de 5,71 mm ($\pm 5,00$). A média da TSM do lado quente é de 16,98 ($\pm 2,57$) e do lado frio, é de 11,30 ($\pm 2,85$).

Observa-se que o comportamento do vapor d'água sobre a região da CBM mostra que a tendência de vapor d'água atmosférico é dominada pela tendência da TSM, sendo que um aumento na TSM representa um aumento no vapor d'água

atmosférico, e as maiores concentrações de vapor d'água estão sobre o lado em que a TSM é mais quente (lado mais ao norte). Estes resultados são coerentes com os de Bailey et al., (2017) que também encontraram maiores concentrações de vapor d'água sobre as TSM mais quentes na região do Oceano Pacífico Tropical.

Esses resultados também estão em consonância com Gafinkel et al., (2013), que desenvolveram um estudo sobre as tendências de temperatura na troposfera e estratosfera, analisando suas conexões com a TSM e as implicações no vapor d'água e ozônio nos três oceanos em regiões tropicais, porém, este artigo mostra que não só a TSM domina a estrutura da concentração de vapor d'água, mas também outros fatores como os sistemas sinóticos atuantes na

região de estudo, como será mostrado na sequência deste artigo.

A concentração de vapor d'água da região também é associada à estabilidade estática, pois, segundo Orlanski (1986), a estabilidade estática atmosférica influencia diretamente o movimento vertical dos fluxos, podendo intensificar ou inibir os movimentos verticais. Por exemplo, uma redução da estabilidade estática nos primeiros 1000 metros da atmosfera pode influenciar na transferência de calor do oceano para a atmosfera, podendo favorecer o desenvolvimento de ciclones. E de acordo com Rose e Rencurrel (2016), os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera exercem uma forte influência na estrutura térmica da atmosfera, com consequências importantes para a capacidade da atmosfera em reter vapor d'água.

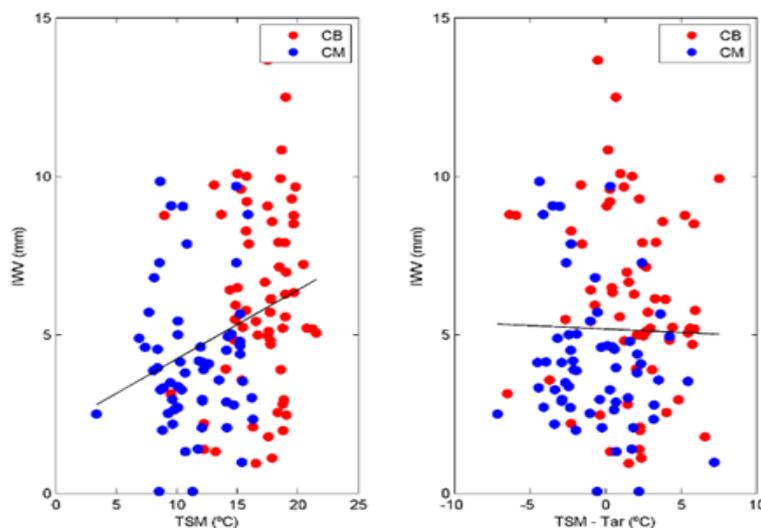


Figura 3 (Lado esquerdo) Diagrama de dispersão do domínio da média da TSM (°C) e IWV. (Lado direito) Diagrama de dispersão entre dados de instabilidade atmosférica (TSM-Tar) e IWV (mm). Pontos em vermelho representam o lado quente e pontos em azul representam o lado frio, ambos sobre a CBM.

Na Figura 3 (direita) analisa-se como o vapor d'água pode ser afetado pela turbulência presente na CLAM. Usa-se o parâmetro de estabilidade, conforme metodologia adotada por Pezzi et al., (2009), definido como $TSM - Tar$ (Temperatura do ar, em °C). Quando $TSM < Tar$, os valores são negativos, mostrando que a atmosfera se apresentava estável. Quando $TSM > Tar$, os valores são positivos, evidenciando uma atmosfera instável. Os dados plotados relacionando o parâmetro de instabilidade com o IWV têm correlação negativa, pois quanto mais estável a

atmosfera se apresentar ao ser analisada no sentido de maior instabilidade, a tendência passará a ser positiva.

Os perfis médios de vapor d'água na superfície para cada operação são mostrados na Figura 4 para ambos os lados da CBM, separadamente. E calculados para a superfície por meio da umidade específica (q) evidenciando que o vapor d'água apresenta maiores concentrações sobre o lado quente da CBM, com valor médio de $8,40 \text{ g/kg} (\pm 1,67)$. Sobre o lado frio da CBM, a concentração de vapor d'água apresenta seu valor

médio em torno de 7,08 g/kg ($\pm 1,51$).

Para testar a hipótese de que as diferenças entre os valores médios de umidade específica nas regiões quente e fria da CBM são significantes ao nível de 95% ($p < 0,05$), foi utilizado o Teste-t de Student (Wilks, 2006). O Teste-t indica que as diferenças entre os valores de q para os dois lados da frente são significantes ($T=5,736$; $p < 0,006$).

De acordo com os valores médios de umidade específica em superfície (q) para todas as operações analisadas, foi observado que durante a OP24 e OP31 a maior concentração apresentava-se sobre o lado frio da CBM, motivando uma maior investigação sobre este aspecto diferenciado das demais operações.

Primeiramente utilizou-se o Teste-t de Student por grupo para testar a hipótese de que as diferenças entre os valores de (q) nas regiões quente e fria da CBM durante a OP24 e OP31 são

significativas ao nível de 95% ($p < 0,05$). Então, o Teste-t mostrou que as diferenças entre os valores de q para os dois lados da frente durante a OP24 não eram significantes ao nível de 95% ($T=-1,29$; $p=0,22$) enquanto que para a OP31 são significantes ($T=3,32$; $p=0,005$), motivando o estudo deste caso.

As concentrações de vapor d'água em níveis superficiais foram avaliadas também pelo cálculo do Coeficiente de Correlação de Pearson, obtendo $r=0,767$ entre umidade específica em superfície e TSM. Este resultado mostra forte correlação positiva entre concentração de vapor d'água em níveis superficiais da atmosfera e TSM, concordando com estudos anteriores como que mostram em níveis superficiais, a TSM e as frentes oceanográficas modulam o vapor d'água (Garfinkel et al., 2013).

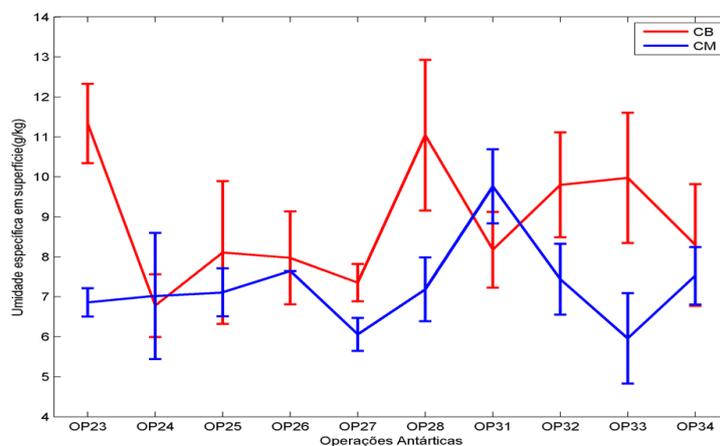


Figura 4 Valor médio dos perfis de umidade específica em superfície (g/kg) e desvio padrão para cada Operantar sobre o lado quente (Linha Vermelha) e lado frio (Linha Azul) da CBM. Datas de realização: OP23 (2-3/11/2004), OP24 (28/10/2005), OP25 (27-28/10/2006), OP26 (16/10/2007), OP27 (14-16/10/2008), OP28 (02-04/11/2009), OP31(14-16/10/2012), OP32 (13-18/10/2013), OP33(18-20/10/2014) e OP34 (12-15/10/2015).

Estudo de caso

Nesta seção, analisa-se mais detalhadamente a OP31, buscando responder os motivos pelos quais houve maior concentração de vapor d'água em superfície sobre o lado frio da CBM, tendo o vapor d'água em superfície se apresentado com padrões diferentes dentre os dez cruzeiros analisados, conforme analisado na Figura 4.

As condições atmosféricas durante o cruzeiro feito pelo INTERCONF na OP31 são analisadas segundo os campos de pressão ao nível

médio do mar (hPa), vento médio em 1000 hPa ($m.s^{-1}$), umidade específica (g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa. Foram também utilizadas para análise imagens de satélite. Como mencionado anteriormente, para definir o lado da CBM em que os sistemas atuavam, foram usadas imagens do satélite AQUA/MODIS e dados oceanográficos coletados *in situ* e classificadas conforme sua posição na região de estudo: lado quente (mais ao norte) e lado frio (mais ao sul) da CBM.

Durante a realização da OP31, foram feitos

dezesseis lançamentos de radiossondas entre os dias 14 e 16 de outubro de 2012: 10 radiossondas foram lançadas sobre o lado quente da CBM, posteriormente, 06 radiossondas, sobre o lado frio da CBM. Neste período, a região da CBM esteve

sob a atuação de dois sistemas de alta pressão (Figura 5, lado esquerdo), obtendo uma amostragem sob uma atmosfera mais seca durante o cruzeiro, evidenciada nos campos de umidade em superfície mostrados na Figura 5 (lado direito).

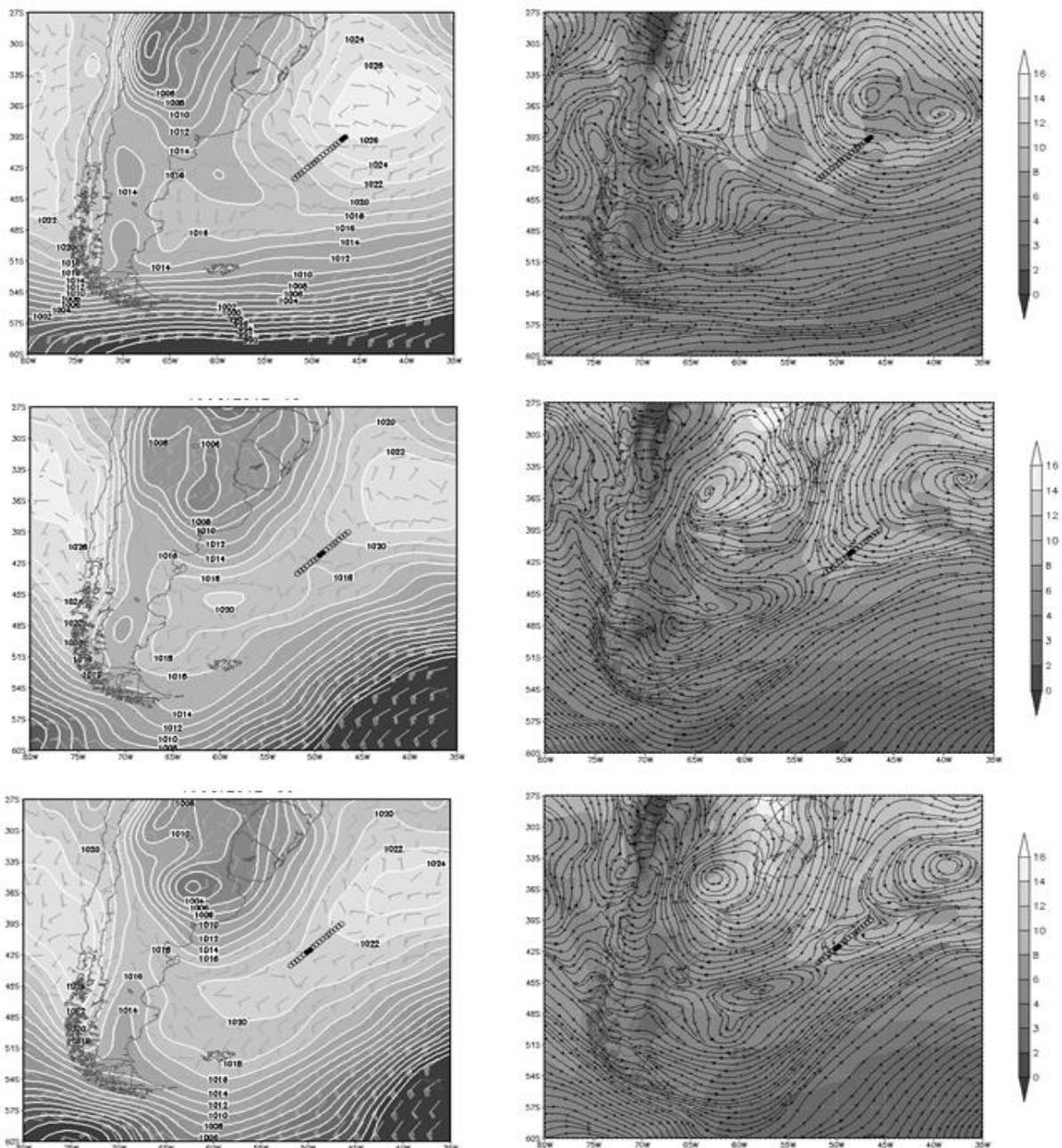


Figura 5 Condições atmosféricas durante a OP31 a partir de dados de reanálise CFSv2. As figuras à esquerda são de pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) e vento médio 1000 hPa ($m \cdot s^{-1}$) e, na direita, umidade específica a 2 metros (g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa. As estações de lançamentos de radiossondas estão marcadas pelos círculos pretos.

Os primeiros pontos de coleta de dados de RS (RS01 a RS06) estavam sobre a CB sob a influência de um anticiclone transiente que, posteriormente, se fundiu com a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), como se pode observar através dos campos de pressão ao nível médio do mar e vento médio 1000 hPa, pontos sob atuação de ventos de Norte (N) de forte intensidade (Figura 5, lado esquerdo). No segundo dia de coleta de dados, houve aproximação de um outro sistema anticiclônico transiente (RS11), marcando o encontro destes dois sistemas pelo enfraquecimento do vento, logo depois, o sistema transiente incorpora-se a ASAS, tornando-se um só sistema de alta pressão (Figura 5, lado esquerdo).

Os pontos amostrados durante a OP31 apresentaram-se em maior parte sob condições de advecção quente (Figura 6), especialmente quando os sistemas de alta pressão se fundem, passando a ASAS a ter influência na região especialmente sob condições de advecção quente sobre o lado frio da CBM. Os campos de umidade em superfície mostrados anteriormente apresentam características semelhantes com os pontos amostrados.

Segundo Mächel et al., (1998), uma análise feita com mais de cem anos de dados para descrever a variação espacial da ASAS ao longo do ano mostrou que, entre os meses de maio e outubro, a ASAS varia bastante em relação à sua intensidade e abrangência espacial. No mês de outubro, mês de realização de maior parte dos cruzeiros analisados neste estudo, a ASAS normalmente se encontra em torno de 2°W. Degola (2013) e Reboita et al., (2019) demonstraram que a ASAS apresenta um deslocamento zonal, e durante o período de inverno-primavera austral a ASAS adentra o continente sul-americano, tendo maior influência no clima das regiões Sudeste e Nordeste do Brasil e, conseqüentemente, influencia também a região da CBM, como demonstrado nos resultados do presente estudo.

A Figura 7 mostra a concentração do vapor d'água atmosférico integrado verticalmente até o topo da CLAM (IWV) para cada ponto de coleta de dados sobre a CBM durante a OP31, sob presença de sistemas sinóticos distintos. A linha preta tracejada representa o parâmetro de instabilidade e a linha vermelha sólida representa IWV. Em estudo recente, Freitas et al., (2017), por meio de dados

observacionais, mostraram que a altura média da CLAM no lado quente (CB) é de 951,25 m e desvio padrão de +/- 442,63, enquanto no lado frio (CM), a altura média é de 800,32 m e desvio padrão +/- 422,00.

A análise dos campos de IWV durante a OP31 mostrou que, em sua maior parte, os perfis de coletas de dados estão sob atuação de sistemas anticiclônicos, evidenciando que a região está sob atuação de sistema de alta pressão com movimento de subsidência de ar onde a região está mais seca, estando as maiores concentrações sobre os pontos coletados sobre o lado mais quente (RS1 a RS6). Observa-se também uma relevante situação em que a RS11, lançada sob a latitude 41,5 °S, mostra uma rápida diminuição da concentração de vapor d'água mostrada verticalmente ainda sobre a CB, estando esse ponto sobre uma área de encontro dos sistemas de circulação, que acontece pela aproximação do segundo sistema transiente de alta pressão, sendo que, neste ponto, a atmosfera passa a apresentar desintensificação do vento, influenciando diretamente na IWV. A análise da OP31 juntamente com todos os outros cruzeiros analisados, não mostrados neste estudo, comprovam que, quando há uma região de máximo gradiente termal, mostrado pelo encontro das duas frentes, normalmente há um decréscimo rápido de vapor d'água, caracterizando a região de encontro dos lados quente e frio da CBM. Este ponto de amostragem pode ser notado na Figura 7, aproximadamente em 40°S.

A análise tendo como referência os dados observados na região e reunidos na Tabela 2, mostram que a água precipitável não é definida somente em relação à TSM na região da CBM, mas também está altamente relacionada aos sistemas de grande escala atuantes na região, que estão altamente relacionados à advecção de temperatura sobre a superfície oceânica, e a direção preferencial do vento sobre a região, variando entre Noroeste (NO) e Norte (N). Estudos anteriores como os de Stephens (1989) correlacionam dados da TSM com dados de água precipitável, com base na equação de Clausius-Clayperon, e afirmam que o teor de vapor d'água na atmosfera acima dos oceanos pode ser prescrito pela TSM, com desvio padrão de 0,36 g/cm². Mostram estes estudos que, dentro da CLAM, devem ser considerados efeitos oceânicos e atmosféricos para considerar IWV na região.

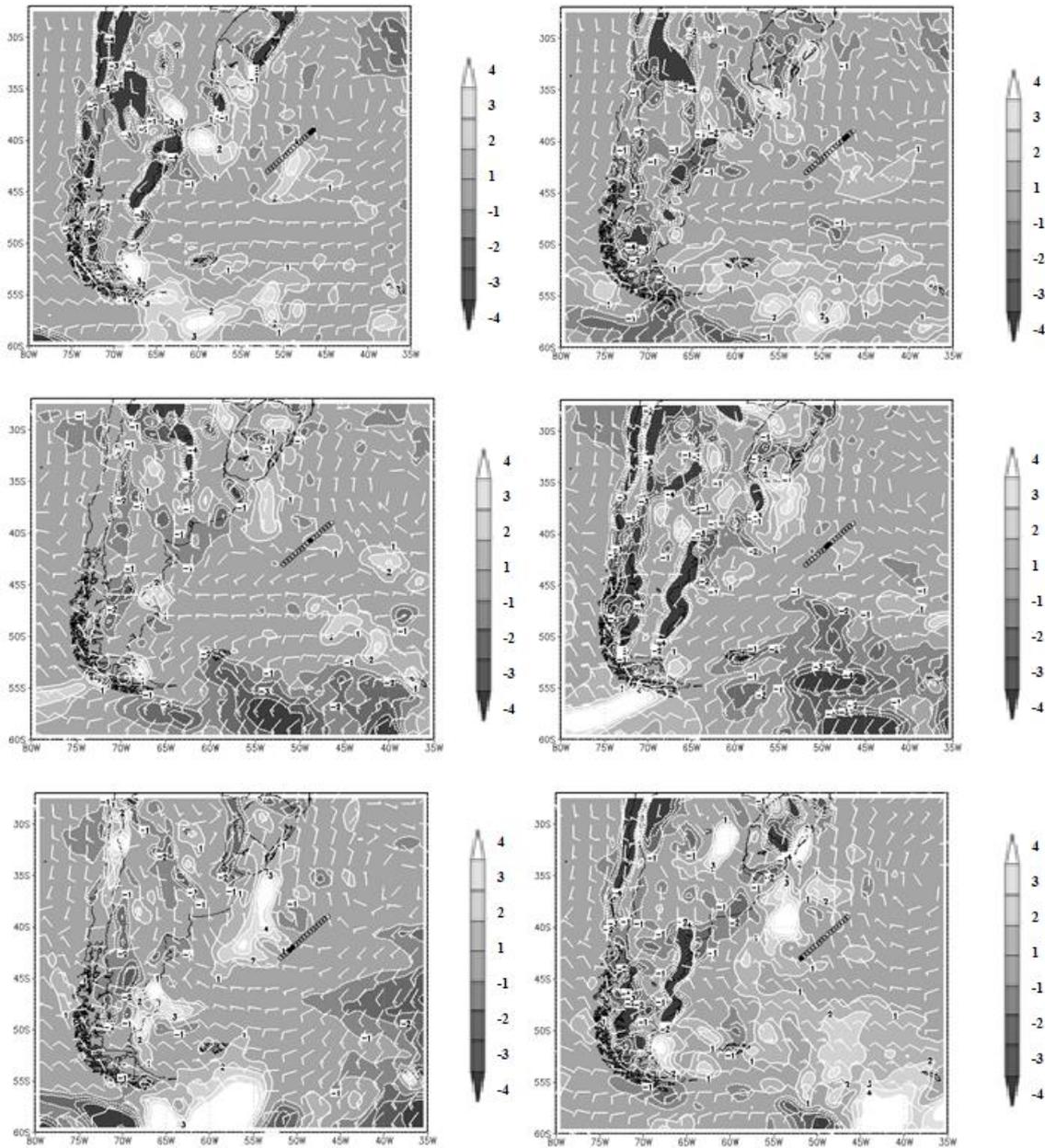


Figura 6 Advecção térmica ($^{\circ}\text{C}/6\text{horas}$) e vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), em 1000 hPa durante a OP31, considerando dados de reanálise. As estações de lançamentos de radiossondas estão marcadas pelos círculos pretos.

Na Figura 7 se analisa também o parâmetro de estabilidade do ar na concentração de vapor d'água integrado na região da CBM para OP31. Pode-se observar que, na maior parte do deslocamento do navio, a TSM foi maior que a temperatura do ar, indicando condição de instabilidade. Pode-se observar que onde existem valores negativos indicando que a atmosfera se apresenta estável sobre a CB, o vapor d'água atmosférico alcança suas menores concentrações. O mesmo fenômeno pode ser observado sobre a CM, em que a estabilidade estática se apresenta em

quase toda trajetória com valores positivos, mostrando a instabilidade da atmosfera sobre a CM, mas a concentração de vapor d'água se apresenta bem menor.

Os resultados corroboram com Pezzi et al., (2016b) que analisaram a variabilidade, estrutura vertical e estabilidade de CLAM no OAS durante o inverno austral de 2012, bem como fluxos de calor na interface ar-mar. Os autores mostraram que gradientes térmicos locais associados à mistura entre massas distintas de água desempenham um papel essencial na modulação e estabilidade da

CLAM. Embora mais fracos quando comparados com outras regiões frontais, os gradientes térmicos reproduzem exatamente o que é esperado para regiões oceânicas abertas: ventos mais fortes (mais fracos), pressões atmosféricas ao nível do mar mais baixas (mais altos) e uma CLAM mais instável (estável) são encontrados no lado quente (frio) da frente oceanográfica.

Para reforçar os resultados mostrados neste estudo, são analisados os dados referentes a OP31 na Figura 8, que mostra o gráfico de dispersão das

observações para a OP31 que permite analisar a relação entre a umidade específica em níveis superficiais e TSM (Figura 8a) e a instabilidade estática dada pela TSM-Tar (Figura 8b). Percebe-se que a umidade específica na OP31 em níveis superficiais apresentou comportamento esperado, aumentando conforme aumenta a TSM, e tem seus pontos de coleta distribuídos entre regiões estáveis e instáveis, e quanto maior a instabilidade da região, maior a concentração de vapor d'água superficial.

Tabela 2 - Descrição das estações de lançamento de radiossondas do Programa INTERCONF entre 2004 e 2015 com as características básicas de posição em relação à frente oceanográfica na CBM, altura da CLAM, IWV e sistema atmosférico sinótico atuante. (RS) refere-se ao número do lançamento da radiossonda na OP31, (lat/lon) são os dados de latitude e longitude respectivamente da posição do lançamento da radiossonda, (CBM, Q=lado quente e F=lado frio) refere-se ao lado da frente oceanográfica na CBM, (IWV) é o vapor d'água verticalmente integrado dentro da CLAM, (sistema) refere-se ao sistema sinótico atmosférico atuante no momento do lançamento da radiossonda.

RS	data dd/mm/aaaa	horário (UTC)	lat (°)	lon (°)	CBM (Q/F)	altura CLAM (m)	IWV (mm)	sistema	direção do vento (°)
1	14/10/2012	17:24	39.01	46.50	Q	1700	8,27	Anticiclone	310
2	14/10/2012	19:49	39.25	46.83	Q	1750	9,20	Anticiclone	323
3	14/10/2012	22:06	39.50	47.17	Q	1780	9,59	Anticiclone	345
4	15/10/2012	00:20	39.75	47.50	Q	1700	9,72	Anticiclone	339
5	15/10/2012	02:48	40.00	47.83	F	100	0,94	Anticiclone	317
6	15/10/2012	07:02	40.22	48.12	F	250	2,23	Anticiclone	330
7	15/10/2012	09:39	40.46	48.45	F	650	6,42	Anticiclone	320
8	15/10/2012	13:45	40.73	48.83	Q	700	6,94	Anticiclone	50
9	15/10/2012	16:59	41.00	49.18	Q	700	6,59	Anticiclone	75
10	15/10/2012	19:30	41.25	49.50	Q	300	3,19	Anticiclone	316
11	15/10/2012	23:17	41.52	49.79	Q	300	3,13	Anticiclone	0
12	16/10/2012	01:43	41.72	50.13	Q	400	3,84	Anticiclone	165
13	16/10/2012	04:07	41.97	50.47	Q	400	3,73	Anticiclone	90
14	16/10/2012	07:33	42.25	50.85	F	500	5,00	Anticiclone	100
15	16/10/2012	09:27	42.50	51.16	F	400	4,12	Anticiclone	83
16	16/10/2012	11:42	42.75	51.50	F	400	0,70	Anticiclone	77

Também na Figura 8, são analisadas as relações entre IWV contido na CLAM e TSM (Figura 8c) e entre IWV e instabilidade estática, dada pela TSM-Tar (Figura 8d). Nota-se claramente que a concentração de vapor d'água dentro da CLAM, dada pela água precipitável,

aumenta com o aumento da TSM. Por outro lado, essa relação não é clara em relação ao parâmetro de estabilidade. Nota-se que na OP31 essa relação não é direta, provavelmente pela presença de sistemas atmosféricos anticiclônicos durante todo o cruzeiro.

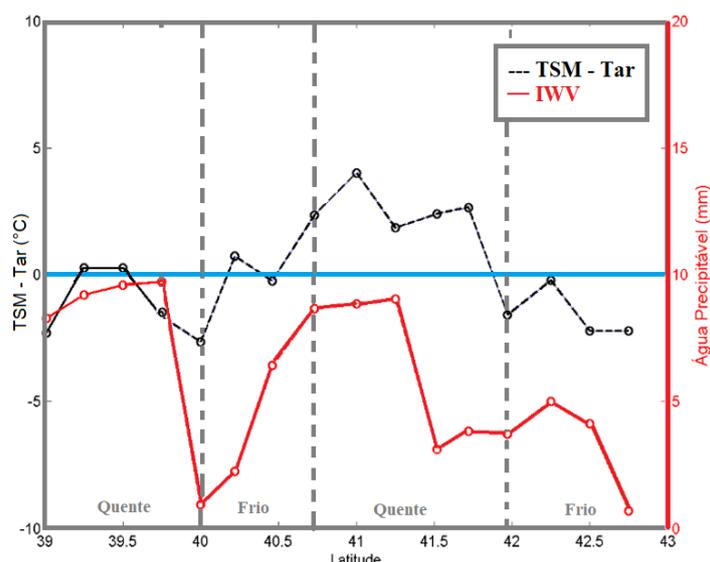


Figura 7 Variação do parâmetro de estabilidade TSM-Tar (linha preta) e conteúdo de água precipitável (linha vermelha) dentro da CLAM ao longo das OP31, considerando dados coletados *in situ*. Linha vertical pontilhada cinza indica separação de água mais quente e mais fria na CBM, linha azul representa a TSM em 0°C.

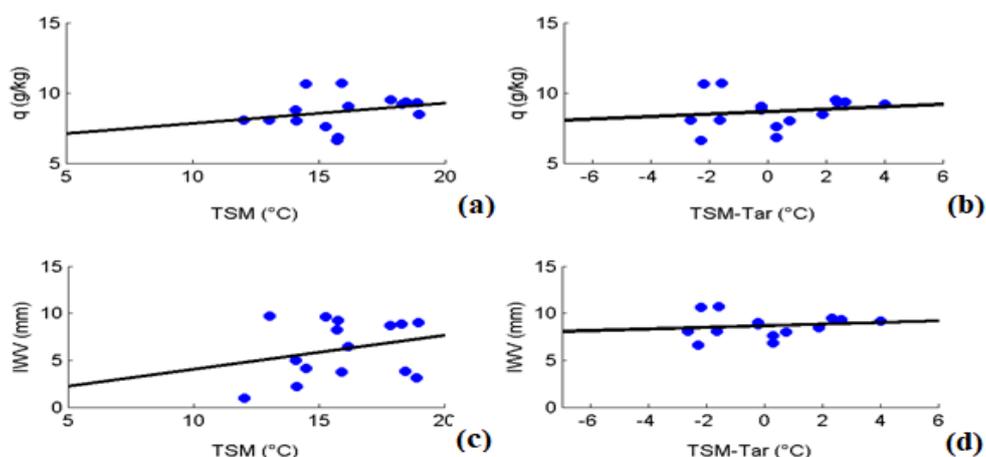


Figura 8 Variação da umidade específica em superfície durante a OP31 (a) em relação à TSM (b) em relação à instabilidade estática. Variação do vapor d'água verticalmente integrado na CLAM durante a OP31 (c) em relação à TSM e (d) em relação à instabilidade estática.

Conclusões

Tendo em vista a carência de dados observados no OAS, são de grande relevância medições feitas durante os dez anos de coleta de dados pelo Programa INTERCONF, proporcionando uma análise do sistema acoplado oceano-atmosfera na região do OAS, mais especificamente sobre a CBM, através de amostragens verticais da atmosfera por meio de radiosondas e também das características oceânicas por meio de equipamentos apropriados.

Este artigo teve por finalidade analisar o

vapor d'água dentro da CLAM na região da CBM, através de dados coletados *in situ*, tendo os resultados demonstrado através da análise das médias e desvio padrão das 130 estações de coletas de dados atmosféricos e oceanográficos, que a TSM média do lado quente é de 16,98 °C ($\pm 2,57$) e para o lado frio, é de 11,30 °C ($\pm 2,85$), enquanto a umidade específica apresentou valores médios em superfície de 8,40 g.kg⁻¹ ($\pm 1,67$) e para o lado frio, de 7,08 g.kg⁻¹ ($\pm 1,51$). Considerando a camada limite atmosférica marinha, a análise dos dados mostrou que o conteúdo de vapor d'água

integrado dentro da CLAM, representado pelo IWV, também é influenciado pela TSM e pela instabilidade, especialmente sobre o lado quente da CBM. A média de IWV do lado quente foi de 8,35 mm ($\pm 4,10$), e para o lado frio da CBM foi de 5,71 mm ($\pm 5,00$), os resultados corroboram com Freitas et al., (2017).

A região da CBM pode ser influenciada tanto por sistemas transientes como por sistemas semipermanentes (ASAS). Neste estudo, foi observada influência dos sistemas transientes na região. Os resultados indicam que o deslocamento dos sistemas transientes tem influência sobre a região, podendo aumentar/diminuir a advecção de temperatura/umidade, influenciando diretamente no vapor d'água sobre a região. Por outro lado, a predominância do vento de Oeste e Noroeste sobre a CBM, associada ao deslocamento para leste de sistemas sinóticos transientes, induz advecção de temperatura e umidade sobre a região, influenciando diretamente nas características das variáveis dentro da CLAM, por processos induzidos pelo oceano. Estes processos são influenciados pela velocidade do vento, tais como processos turbulentos que transportam vapor d'água na região, influenciando nas concentrações de vapor d'água na região.

Estes resultados juntamente com as análises mostradas indicam que a TSM age como força local, modulando o vapor d'água atmosférico, mantendo maior concentração em níveis superficiais e passando a ser modulada nos níveis superiores pelos sistemas de grande escala que atuam na região.

A região da CBM pode, através de sistemas transientes, deslocar vapor d'água e influenciar diretamente na região Sul e Sudeste do Brasil. Sugere-se para estudos futuros que sejam consideradas as diferenças nas concentrações de vapor d'água sobre a região na melhoria de modelos numéricos de previsão de tempo e clima, considerando temporal e espacialmente as análises mostradas neste estudo.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq pela bolsa de estudo ao primeiro autor e pelo apoio a R.B. Souza no Programa de Produtividade em Pesquisa (308646/2013-4). Esse trabalho é uma contribuição aos projetos do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (CNPq/PROANTAR 704222/2009) e Estudos Avançados em Oceanografia de Médias e Altas Latitudes (CAPES

23038.004304/2014-28). Agradecem também a Universidade Federal de Pelotas e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, processo n° 23110.044318/2018-98.

Referências

- Acevedo, Otávio C. et al. 2010. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115, D22.
- Bailey, A. et al. 2017. Detecting shifts in tropical moisture imbalances with satellite-derived isotope ratios in water vapor. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122, 5763–5779, doi:10.1002/2016JD026222.
- Brown, Randy G.; ZHANG, Chidong. 1997. Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during TOGA COARE. *Journal of the atmospheric sciences* 54, 2760-2774.
- Camargo, Ricardo et al. 2013. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 12, 6266-6280.
- Chen, B. & Liu, Z. Global water vapor variability and trend from the latest 36 year (1979 to 2014) data of ECMWF and NCEP reanalyses, radiosonde, GPS, and microwave satellite. 2016. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 442-462, doi: 10.1002/2016JD024917.
- Clark, S. K. et al. 2018. The Role of the Water Vapor Feedback in the ITCZ Response to Hemispherically Asymmetric Forcings. *Journal of Climate* 31, 3659-3678, doi: 10.1175/JCLI-D-17-0723.1.
- Degola, T. S. D. 2013. Impactos e variabilidade do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros. 91 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Farias, P. C. et al. 2015. Análise do acoplamento oceano-atmosfera em escala sinótica ao longo de 33 °S nos dias 19 e 20 de junho de 2012. *Ciência e Natura* 37, 39-45, doi: 10.5902/2179460X16213.
- Freitas, Rose Ane Pereira et al. 2017. Análise do conteúdo de vapor d'água na camada limite atmosférica marinha sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas entre os anos de 2004 e 2015. *Anuário do Instituto de*

- Geociências.40, 94-101.
- Garfinkel, C. I. et al. 2013. Temperature trends in the tropical upper troposphere and lower stratosphere: Connections with sea surface temperatures and implications for water vapor and ozone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 9658-9672.
- Hackerott, J. A. et al., 2018. The Role of Roughness and Stability on the Momentum Flux in the Marine Atmospheric Surface Layer: A Study on the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123, doi: <https://doi.org/10.1002/2017JD027994>.
- Justice, C.O.; et al. 2002. The MODIS fire products. *Remote Sensing of Environment* 83, 244-262.
- Large, W. G.; Pond, S. 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of physical Oceanography* 12, 464-482.
- LENTINI, C.A.D. et al, 2002. Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998, *Geophysical Research Letters* 29, 58-1 – 58-4.
- Leyba, I. M.; Solman, S. A. & Saraceno, M. 2019. Trends in sea surface temperature and air–sea heat fluxes over the South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04777-2>.
- Lima, L. N. et al., 2019. An investigation of ocean model uncertainties through ensemble forecast experiments in the Southwest Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124, 432–452, <https://doi.org/10.1029/2018JC013919>.
- Liu, Z. et al. 2015. Analysis and modelling of water vapour and temperature changes in Hong Kong using a 40-year radiosonde record: 1973–2012, *International Journal of Climatology* 35, 462–474, doi:10.1002/joc.4001.
- Ma, J. et al. 2015. Atmospheric responses to oceanic eddies in the Kuroshio Extension region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 6313–6330, doi:10.1002/2014JD022930.
- Mächel, H.; Kapala, A.; Flohn, H. 1998. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *International Journal of Climatology* 18, 1-22.
- Nygård, T., Valkonen, T., And Vihma, T. 2013. Antarctic Low Tropospheric Humidity Inversions 10yr Climatology, *Journal of Climate* 26, 5205–5219.
- Orlanski, Isidoro. 1986. Localized baroclinicity- A source for meso-alpha cyclones. *Journal of the atmospheric sciences* 43, 2857-2885.
- Pezzi, Luciano Ponzi et al. 2005. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters* 32, 22.
- Pezzi, Luciano Ponzi et al. 2016. Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal do Oceano Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia* 31, 428-453.
- Pezzi, Luciano Ponzi et al. 2016b. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121, doi: 10.1002/2016JC011774.
- Pezzi. L.P.; Souza. R.B.; Acevedo. O. 2009. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research* 114: 1-19.
- Reboita M. S. et al. 2019. The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate. *Frontiers in Earth Science* 7, doi: 10.3389/feart.2019.00008.
- Reid, J. L.; et al., 1977. On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 7, 62-91.
- Rose, B. E. J. & Rencurrel, M. C. 2016. The Vertical Structure of Tropospheric Water Vapor: Comparing Radiative and Ocean-Driven Climate Changes. *Journal of Climate* 29, 4251-4268, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0482.1.
- Rossato, F. & Souza, R. B. 2016. Observações sobre a modulação da camada limite atmosférica marinha devida à passagem de um sistema frontal no Atlântico Sudoeste. *Ciência e Natura* 38, p. 388-393, doi: 10.5902/2179460X20278
- Saha, Suranjana et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, n. 8, p. 1015-1058.
- Saha, Suranjana et al. 2014. The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate* 27, 2185-2208.
- Solot, Samuel B. 1939. Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Monthly*

- Weather Review 67,58.
- Stephens, Graeme L. 1989. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *Journal of Climate* 3, 634-645.
- Stull, R.B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 666 p.
- Sullivan, Peter P. et al. 1998. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *Journal of the atmospheric sciences* 55, 3042-3064.
- Sutil, Ueslei Adriano et al. 2019. Ocean-Atmosphere Interactions in an Extratropical Cyclone in the Southwest Atlantic. *Anuário do Instituto de Geociência* 42, 525-535.
- Wallace, John M.; Hobbs, Peter V. 2006. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic press.
- Wilks, D.S.; 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. San Diego. International Geophysics Series. Second Edition. 139p.