



**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**
Analysis of the Water Vapor on the Marine Atmospheric Boundary Layer
Over the Region of the Brazil-Malvinas Confluence Between 2004 and 2015

Rose Ane Pereira de Freitas^{1,2}; Ronald Buss de Souza²;
Rafael Afonso do Nascimento Reis² & Walter Hugo Diaz Pinaya²

¹Universidade Federal de Santa Maria, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, (PPGMET-UFSM)
Av. Roraima 1000, Bairro Camobi, Santa Maria, RS, Brasil, CEP 97105-900.

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais, (CRS-INPE);
Av. Roraima 1000, Bairro Camobi, Santa Maria, RS, Brasil, CEP 97105-900.

E-mails: rosefreitas78@gmail.com; ronald.buss@inpe.br; rafael_cgb@hotmail.com; wpinaya@ig.com.br

Recebido em: 13/09/2017 Aprovado em: 12/10/2017

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2017_3_94_101

Resumo

A concentração de vapor d'água na camada limite atmosférica marinha (CLAM) sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), no Oceano Atlântico Sudoeste, foi analisada através de dados tomados durante dez cruzeiros oceanográficos realizados durante os meses de outubro a novembro de 2004 a 2015. Trabalhos anteriores comprovam que essa região, conhecida por seus intensos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar (TSM), é responsável pela modulação local da CLAM e pela manutenção de intensos gradientes laterais de fluxos de calor latente e sensível entre a atmosfera e o oceano. Nossos resultados mostram que os gradientes termais entre as águas quentes da Corrente do Brasil (CB) e as águas frias da Corrente das Malvinas (CM) que se encontram na CBM são capazes de produzir diferenças significativas entre o conteúdo de vapor d'água atmosférico nos dois lados da frente oceanográfica na extensão da CLAM. Em média sobre as águas mais quentes da CB, a CLAM apresenta-se mais úmida com valor médio próximo a 2 g.kg^{-1} mais alto que na região mais fria, dominada por águas da CM. A CLAM é modulada localmente pela TSM conforme observado em outros trabalhos pretéritos para a mesma região. Os sistemas atmosféricos transientes, comuns nessa região do planeta, no entanto, podem atenuar ou intensificar a concentração de vapor d'água na CLAM.

Palavras-chave: Conteúdo de vapor d'água; Confluência Brasil-Malvinas; Camada Limite Atmosférica Marinha

Abstract

The concentration of water vapor in the marine atmospheric boundary layer (MABL) at the Brazil-Malvinas Confluence (BMC), in the Southwestern Atlantic Ocean, was analyzed using data taken during ten oceanographic cruises conducted during the months of October to November in 2004 to 2015. Previous works had shown that this region, known for its intense horizontal gradients of sea surface temperature (SST), is responsible for the local modulation of CLAM and for the maintenance of intense lateral gradients of latent and sensible heat flows between the atmosphere and the ocean. Our results show that the thermal gradients between the warm waters of the Brazil Current (BC) and the cold waters of the Malvinas Current (MC) that meet at the BMC are able to produce significant differences on the atmospheric water vapor content between both sides of the oceanographic front on the extension of the MABL. On average over the warm waters of the BC, the MABL is more humid with an average value near 2 g.kg^{-1} higher than in the cold region dominated by MC waters. The MABL is locally modulated by the SST as observed in other previous works made for the same region. The atmospheric transient systems, common in this region of the planet, however, can attenuate or intensify the concentration of water vapor in the MABL.



Keywords: Water Vapor; Brazil-Malvinas Confluence; Marine Atmospheric Boundary Layer

1 Introdução

A água e o ar são os dois principais fluidos com dinâmica própria, que interagem entre si e definem o clima no Planeta Terra. A dinâmica da atmosfera e dos oceanos é regida fundamentalmente por processos dinâmicos e termodinâmicos, que dependem da radiação solar e dos processos de interação entre esses dois sistemas. Os processos de interação entre o oceano e a atmosfera ocorrem através dos fluxos de calor, momento e gases. Os oceanos, que tem grande capacidade térmica, amortecem as variações diurnas de temperatura na camada limite atmosférica marinha (CLAM). Além disso, os oceanos fornecem grande quantidade de vapor d'água para a atmosfera, regulando o clima regional ou global (Silva Dias & Justi da Silva, 2009).

A concentração de vapor d'água na atmosfera decresce rapidamente com o aumento da altitude e da latitude. Assim sendo, a maior parte do vapor d'água atmosférico está concentrada dentro dos primeiros 5 km da atmosfera a partir da superfície (Hartmann, 1994). Na atmosfera, a magnitude da concentração de vapor d'água varia tipicamente de alguns gramas por quilograma, em latitudes médias, até valores em torno de 20 g.kg^{-1} nos trópicos. Não havendo nem condensação nem evaporação, a relação de mistura de uma parcela de ar é constante (Wallace & Robbs, 2006).

Large & Pond (1982) mostraram que os oceanos armazenam energia que é transferida para a atmosfera em forma de fluxos de calor, sendo influenciados pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar, processo de evaporação e magnitude do vento. Sobre os oceanos, o conteúdo de vapor d'água na atmosfera está ligado a processos oceânicos como a profundidade da camada de mistura oceânica, que depende dos processos de mesoescala oceânica e de processos atmosféricos da escala sinótica. Variações suaves de até 10% na altura da CLAM em uma distância horizontal de 1000 km podem acontecer à medida que a temperatura de uma massa de ar entra em equilíbrio com a temperatura da superfície do mar (TSM), exceto em regiões oceânicas de gradiente termal elevado (Stull, 1988).

Segundo Hartmann (1994), a camada limite atmosférica pode conter uma camada bem misturada onde momento, calor e umidade são

quase independentes de altura. Isso acontece quando a camada de mistura se apresenta relativamente instável devido à turbulência gerada pelas instabilidades de cisalhamento ou pelas forças de flutuação. Nesse caso, os fluxos de umidade são confinados à uma região muito próxima à superfície e há um forte decréscimo da concentração de vapor d'água com a altura.

A estimativa incorreta do vapor d'água em baixos níveis troposféricos pode afetar os índices termodinâmicos que são utilizados para analisar o seu potencial para ocorrência de tempestades (Hallak & Filho, 2012). Dados de reanálises atmosféricas como aquelas do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), que se baseiam em medidas globais de vapor d'água, são conhecidos por subestimar significativamente os fluxos de calor latente de superfície quando comparados com observações de navio, por exemplo. Estudos mostraram que o vapor d'água na região da Corrente das Agulhas, no Oceano Índico, dá aporte às tempestades direcionadas para o continente africano. Sua contribuição real pode ser ainda maior que aquela documentada nos estudos sobre a região devido a erros nas estimativas locais de vapor d'água (Rouault *et al.*, 2002).

O oceano, mesmo sendo de fundamental importância, é ainda um dos elementos a serem melhor entendidos no complexo sistema terrestre. O nosso melhor conhecimento sobre o tempo, o clima e as mudanças climáticas deve incluir uma melhor compreensão sobre as contribuições individuais dos diferentes componentes do sistema terrestre e suas interações. Considerando a falta de conhecimento aprofundado sobre a concentração de vapor d'água acima do Oceano Atlântico Sul, em especial nas regiões de forte gradiente de TSM como a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) na sua porção ocidental, o estudo a ser apresentado aqui torna-se de importância fundamental. Embora muitos trabalhos tenham enfatizado a importância dos gradientes de TSM na modulação da CLAM na região da CBM e sua importância para o tempo e clima regionais (Pezzi *et al.*, 2005, 2009, 2016a; Acevedo *et al.*, 2010; Camargo *et al.*, 2013), pouca ênfase foi dada até o presente no papel do vapor d'água nessa região.

O objetivo deste estudo é analisar a influência da TSM na concentração de vapor d'água atmosférico dentro da CLAM na região da CBM a partir de dados coletados *in situ* a partir de navio

na região de estudo entre 2004 e 2015. Durante os meses de outubro a novembro a cada ano entre 2004 e 2015, dez cruzeiros oceanográficos foram realizados pelo Programa INTERCONF (Estudo da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas) a fim de coletar dados na interface oceano-atmosfera e na CLAM. Até o presente momento, o INTERCONF é o único programa observacional de longa duração nessa região do oceano global e o presente trabalho apresentará seus primeiros resultados com respeito à modulação do conteúdo de vapor d'água pela TSM local.

2 Material e Métodos

2.1 Área de Estudo

A área que este estudo abrange é localizada

no Oceano Atlântico Sudoeste (OAS), mais especificamente na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), reconhecidamente uma das regiões mais energéticas do oceano global. A CBM é caracterizada por fortes gradientes horizontais de TSM entre águas de origem subantártica e águas de origem tropical (Legeckis & Gordon, 1982; Olson *et al.*, 1982). Essas águas, carregadas respectivamente pelas Corrente das Malvinas (CM) e pela Corrente do Brasil (CB), tem seu encontro na região da CBM e caracterizam-se por alta variabilidade espacial e temporal típica de regiões de frentes oceanográficas. A região tem papel fundamental na modulação da CLAM, assim como nos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera (Pezzi *et al.*, 2005, 2009, 2016), A Figura 1 mostra a região de estudo e as estações de amostragem nos transectos realizados pelos navios entre 2004 e 2015 para a coleta de dados.

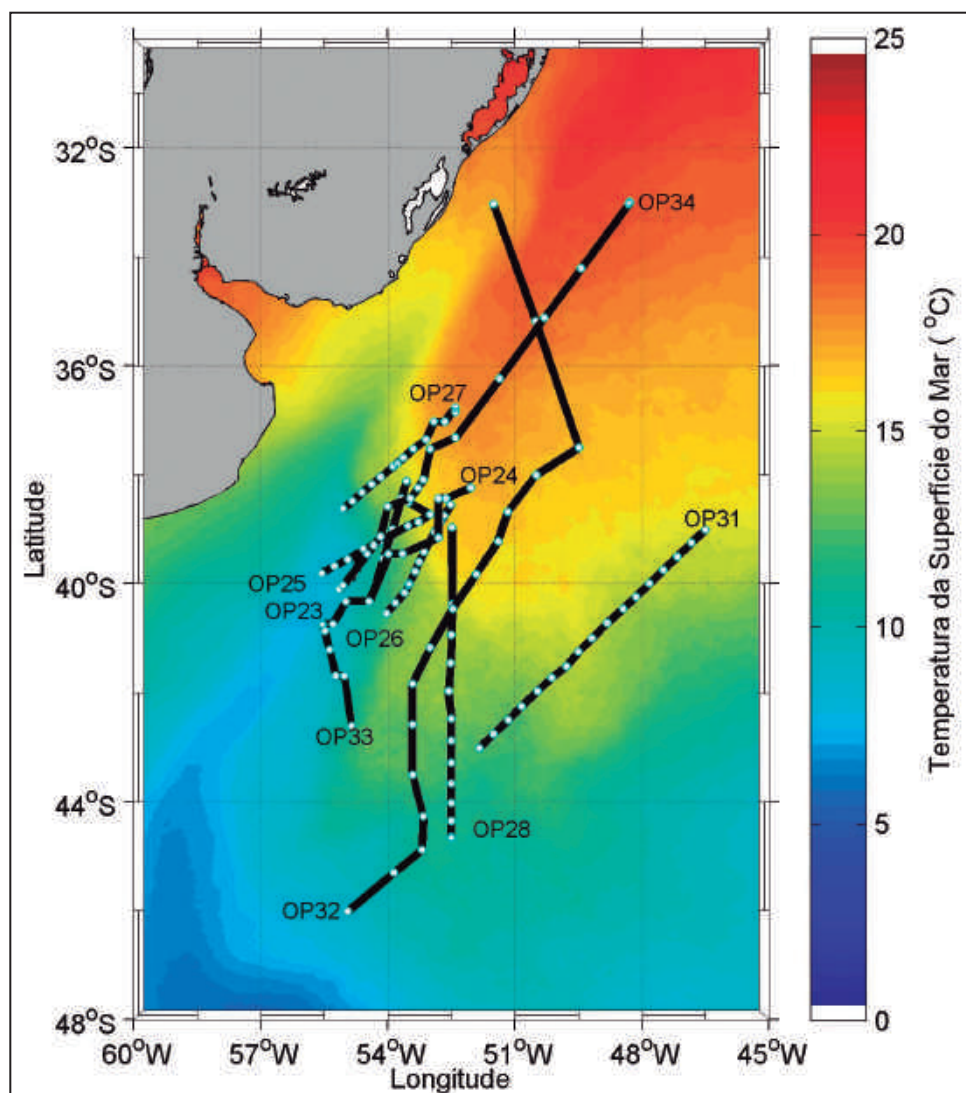


Figura 1 Região de estudo na CBM e localização das estações de coleta de dados do Programa INTERCONF entre 2004 e 2015. A TSM da região é representada pela TSM média para o mês de outubro entre os anos de 2002 a 2015 a partir de dados do sensor MODIS. Os respectivos acrônimos variando de OP23 a OP34 representam os diferentes cruzeiros oceanográficos realizados para a coleta dos dados conforme Tabela 1.

2.2 Dados Observacionais Tomados *in situ*

Os dados observacionais coletados *in situ* e usados neste estudo são perfis atmosféricos obtidos através do lançamento de radiossondas (RS) durante dez cruzeiros oceanográficos realizados pelo Programa INTERCONF entre 2004 e 2015 (Tabela 1). O INTERCONF 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. Todos os dados foram obtidos através de navios empregados pelo Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), durante as Operações Antárticas (OPs) OP23 (2004) a OP34 (2015). Os anos de 2010 e 2011 não foram amostrados.

Os dados atmosféricos foram obtidos através de radiossondagens atmosféricas utilizando-se um receptor Vaisala DigiCORA® MW31 e radiossondas modelos RS80, RS90, RS92 e RS41. Todos os modelos registram pressão, temperatura e umidade relativa do ar, direção e intensidade do vento. Dados oceanográficos complementares foram coletados a partir de sondas XBT (Expendable Bathythermograph) para medidas de temperatura da água do mar em função da profundidade.

2.3 Tratamento e Análise de Dados

A região de estudo foi separada em diferentes áreas de domínio da CB (águas superficiais e subsuperficiais mais quentes) e da CM (águas superficiais e subsuperficiais mais frias), e as estações oceanográficas e respectivos dados categorizados com respeito à sua posição geográfica sobre a CB ou CM durante o período desse estudo. A identificação da posição de cada estação com respeito a porção quente (CB) ou fria (CM) da CBM foi baseada na análise dos dados de XBT e de imagens de TSM de satélite do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo do satélite AQUA disponíveis no sítio <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>>.

Os dados atmosféricos obtidos através das radiossondas foram usados para determinar a altura do topo da CLAM para cada perfil amostrado. O método utilizado para determinar a altura do topo da CLAM está descrito em Stull (1988) e Pezzi *et al.* (2009). Os autores analisam a variabilidade dos perfis verticais de temperatura potencial virtual (θ_v), umidade relativa (UR) e umidade específica (q) da atmosfera e, através da localização da região de mais pronunciada variação de declividade dos perfis

Operação Antártica/Ano	Data de Coleta de Dados	Lat/Lon Início do Transecto	Lat/Lon Final do Transecto	Tipo de RS	RS Lançadas
OP23 / 2004	02 – 03/10/2004	38.12°S / 53.55°W	40.01°S / 54.30°W	RS80	5
OP24 / 2005	28 – 29/10/2005	38.54°S / 52.51°W	40.54°S / 54.03°W	RS90	12
OP25 / 2006	27 – 28/10/2006	38.51°S / 53.51°W	39.81°S / 55.57°W	RS90	10
OP26 / 2007	16 – 17/10/2007	39.52°S / 54.50°W	40.11°S / 55.15°W	RS90	5
OP27 / 2008	14 – 16/10/2008	36.85°S / 52.40°W	37.80°S / 53.78°W	RS92	14
OP28 / 2009	02 – 04/11/2009	37.97°S / 52.46°W	44.67°S / 52.50°W	RS92	15
OP31 / 2012	14 – 16/10/2012	39.01°S / 46.50°W	43.01°S / 51.84°W	RS92	17
OP32 / 2013	13 – 18/10/2013	33.04°S / 50.51°W	46.01°S / 54.95°W	RS92	16
OP33 / 2014	18 – 21/10/2014	22.89°S / 43.16°W	42.61°S / 54.86°W	RS92	20
OP34 / 2015	12 – 15/10/2015	33.04°S / 48.5°W	41.21°S / 56.24°W	RS41	16
			Total		130

Tabela 1 Localização dos transectos e número de estações oceanográficas realizadas pelo Programa INTERCONF entre 2004 e 2015 com coleta de dados de radiossondas (RS).

destas variáveis, determinam a altura o topo da CLAM. Para descrever o conteúdo de vapor d'água na CLAM, calculou-se a concentração de vapor d'água integrada na atmosfera (IWV – *Integrated Water Vapor*) segundo o método proposto por Solut (1939) e adaptado por Brown & Zang (1997):

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

Onde q é umidade específica, g é a aceleração da gravidade e p_i e p_0 são as pressões no topo da camada e superfície, respectivamente e (dp) representa o diferencial de pressão. A unidade de IWV é dada em $kg.m^{-2}$. Considerando a densidade da água líquida, o IWV é equivalente a quantidade total de água precipitável, expresso em mm de água precipitável. Na realidade, porém, nem todo o vapor d'água é precipitável.

Os fluxos de calor sensível (H) e latente (Le) entre o oceano e a atmosfera foram estimados através de parametrizações baseadas na teoria de similaridade de Monin-Obukhov utilizando-se o método proposto por Fairall *et al.* (1996).

3 Resultados e Discussão

3.1. Estimativa do Vapor D'água na Camada Limite Atmosférica Marinha

Na Figura 2 apresentam-se, através de um diagrama de caixas, os valores médios do vapor d'água integrado (IWV) dentro da CLAM, calculados a partir dos dados coletados *in situ* para os lados quente (em vermelho) e frio (em azul) da CBM e para cada um dos cruzeiros oceanográficos analisados aqui. Nota-se que o comportamento do IWV não é uniforme para sobre a CBM. A variabilidade do IWV é bastante acentuada, com perfis significativamente diferentes entre as regiões quente e fria. Em geral, observa-se um maior IWV sobre o lado quente da CBM em maior parte das análises, exceto para a região fria durante a OP24 e OP25. A média de IWV do lado quente é 8,35 mm ($\pm 4,10$ - desvio padrão), enquanto que para a Corrente das Malvinas foi de 5,71 mm ($\pm 5,00$ - desvio padrão).

A Figura 2 mostra que as OP24 e OP25 apresentaram as maiores concentrações de IWV sobre ambos os lados da CBM. Uma análise sinótica realizada para os períodos e área de estudo (não

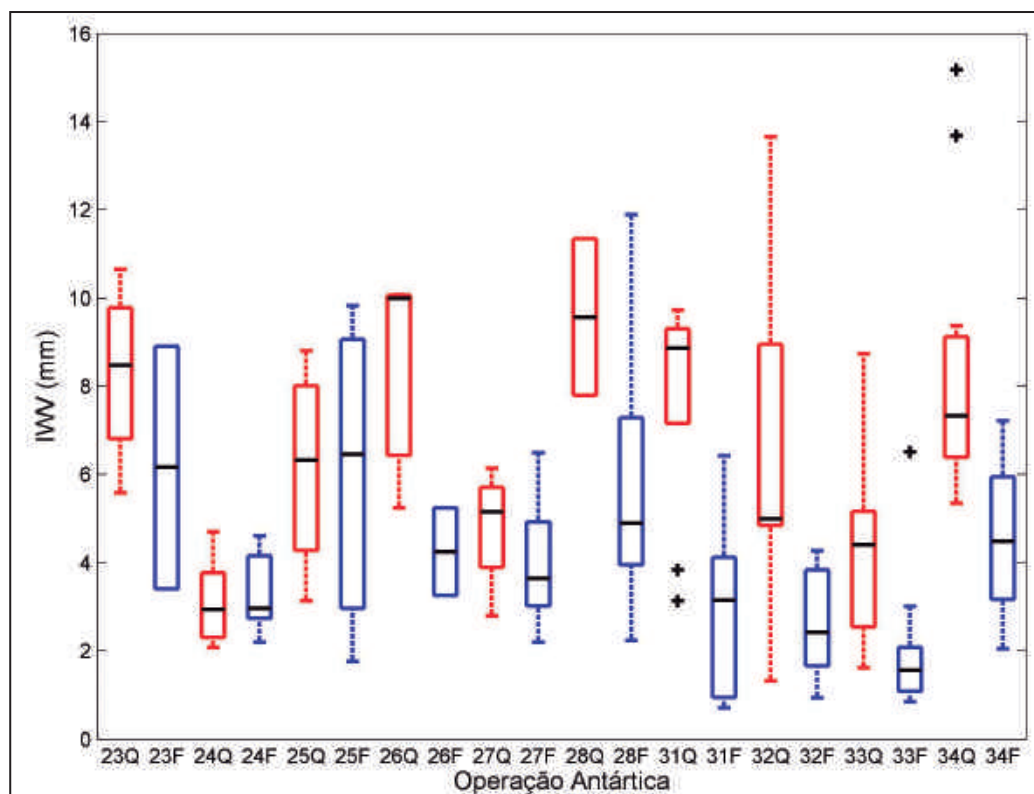


Figura 2 Diagrama de caixas ("boxplot") do vapor d'água integrado na CLAM para os lados quente (em vermelho) e frio (em azul) da CBM e para cada um dos cruzeiros oceanográficos analisados aqui. O diagrama apresenta a mediana (linha preta dentro do box) e os valores mínimos e máximos. Dados considerados *outliers* são representados como (+).

mostrada) comprova que durante a OP24 houve a presença de sistemas de baixa pressão atuando na região de estudo. Já durante a OP25 tivemos a atuação de sistemas frontais, Nesses dois casos a concentração de IWV no lado frio da CBM é superior àquela sobre o lado quente. Esses valores também se apresentam acima da média relacionada a todas as coletas realizadas (8,58 mm). As maiores amplitudes interquartis foram encontradas na OP28 e OP32 (sobre o lado quente da CBM) e na OP28 (sobre o lado frio).

Para testar a hipótese de que as diferenças entre os valores médios de IWV nas regiões quente e fria da CBM são significantes ao nível de 95% ($p < 0,05$), foi utilizado o Teste-t de Student (WILKS, 2005) por grupo. O Teste-t indica que as diferenças entre os valores de IWV para os dois lados da frente são significativas ($T = -3,205$; $p < 0,002$). Stephens (1990) estudou a relação entre dados de TSM e água precipitável baseado na equação de Clausius-Clayperon. O autor mostra que dentro da CLAM, a água precipitável não é dependente somente da TSM, mas também da ação de sistemas de grande escala atuantes na região através da advecção de temperatura. Isso explica alguns casos desse estudo onde notam-se maiores IWP no lado mais frio da CBM em relação ao lado mais quente.

3.2. Perfis médios da CLAM na CBM

Para descrever um pouco melhor a estrutura da CLAM dos lados quente e frio da CBM, essa sessão analisa os perfis médios de temperatura potencial

(θ_v) que é definida como a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse levada adiabaticamente até uma pressão de referência e de umidade específica, obtidos através das radiossondas lançadas nos dez cruzeiros INTERCONF analisados aqui (Figura 3). Os perfis apresentam uma forte inversão de θ_v em níveis superficiais, o que demonstra a predominância da atuação dos sistemas de alta pressão durante os cruzeiros. A Tabela 2 indica que a pressão média na CBM ficou entre 1014,6 hPa (lado quente) e 1011.8 hPa (lado frio). Observa-se a partir da Figura 3 que a CLAM se apresenta mais desenvolvida sobre a região quente onde o IWV é maior. As inversões de θ_v também afetam diretamente o IWV por reterem maiores concentrações de vapor d'água nos níveis em que ocorre inversão. Esses resultados estão de acordo com estudos anteriores que comparam regiões de forte gradiente termal nos Oceanos Pacífico, Índico e Atlântico (Shie *et al.*, 2006). Os autores reportam que a CLAM se apresenta mais úmida sobre regiões mais quentes desses oceanos.

A Tabela 2 apresenta as médias de várias variáveis atmosféricas na extensão da CLAM para ambos os lados da CBM no período desse estudo. Em geral observa-se que, associados a uma maior TSM, temos também maiores valores para todas as outras variáveis analisadas: temperatura do ar, pressão, magnitude do vento, umidade específica, altura da CLAM, IWV, fluxo de calor sensível (H) e fluxos de calor latente (Le). Todas essas variáveis são apresentadas como médias na extensão da CLAM, exceto obviamente a altura da CLAM e os fluxos de calor.

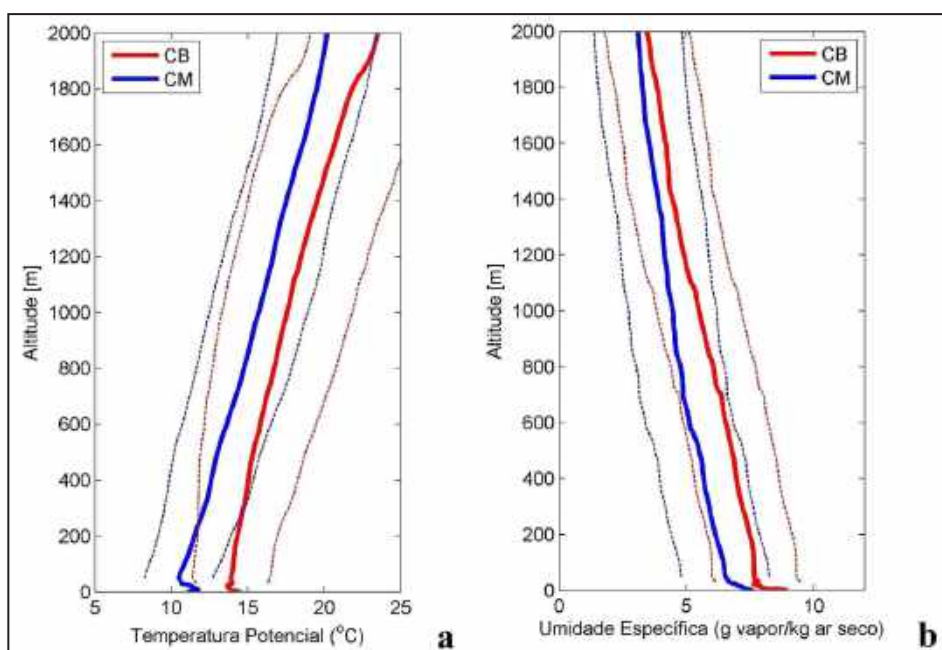


Figura 3 Perfis verticais médios para os dez cruzeiros (a) temperatura potencial (b) umidade específica.

Como esperado, os fluxos de calor sensível e latente apresentam alta variabilidade (expressa pelo desvio padrão) nos dois lados da CBM. Embora ambos os fluxos sejam maiores sobre águas quentes, diferenças entre os locais e períodos analisados que estavam sujeitos a diferentes regimes atmosféricos e oceânicos podem explicar essa alta variabilidade. Os valores médios, no entanto, corroboram resultados anteriores reportados por Pezzi *et al.* (2005, 2009) e Acevedo *et al.* (2010) para a região da CBM.

A pressão média descrita para a região demonstra a predominância de atuação de sistemas de alta pressão na região e período de estudo, sendo também indicativa de que o balanço entre os dois mecanismos de modulação da CLAM, tendeu para o mecanismo de estabilidade estática proposto por Wallace *et al.* (1989) em detrimento do mecanismo de balanço hidrostático proposto por Lindzen & Nigan (1987). Esses últimos autores descrevem que a baixa pressão atmosférica se localiza sobre águas quentes e vice-versa, e o ar sobre a superfície do mar se movimenta para as baixas pressões, isto é, para a direção da alta TSM. Wallace *et al.* (1989) descrevem, por outro lado, que a TSM afeta diretamente a estratificação de densidade da CLAM através da variação da estabilidade vertical. Assim sendo, a flutuabilidade e a turbulência aumentam sobre as águas quentes, levando a uma maior magnitude do vento sobre a superfície do mar na parte quente das frentes oceanográficas. Outro fator a ser considerado refere-se a influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), sistema atmosférico semi-permanente, que pode afetar mais a região de atuação da CB por estar em latitudes mais ao norte em relação a região de atuação da CM conforme mostrado por Freitas (2017).

4 Conclusões

Os resultados desse trabalho demonstram na região e período de estudo o conteúdo de calor integrado na camada limite atmosférica marinha foi maior sobre a área de predominância da Corrente do Brasil, onde água superficiais mais quentes predominam. O Teste-t de Student mostra que o IWV é significativamente mais alto sobre águas quentes e mais baixo sobre águas frias. A passagem de sistemas transientes e frentes frias sobre a região da CBM é fator predominante para uma eventual mudança desses padrões. O trabalho também mostra que, na porção quente da CBM, todas as variáveis atmosféricas estudadas são em média mais altas do que sobre a porção fria da frente oceanográfica. A alta variabilidade dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera evidencia o balanço entre os fatores locais ligados à TSM e os fatores de grande escala ligados à situação sinótica da atmosfera durante os meses de outubro de novembro entre 2004 e 2015. O padrão médio da pressão atmosférica mais alta sobre águas mais quentes na região da CBM indica uma possível predominância do mecanismo de estabilidade estática proposto por Wallace *et al.* (1989) para a região e período desse estudo. Trabalhos futuros pretendem analisar o conteúdo de vapor d'água na CLAM através de perfis atmosféricos coletados por sensores instalados em satélites e compará-los aos perfis de radiossonda coletados pelo Programa INTERCONF para a região da CBM.

5 Agradecimentos

Os autores agradecem a CAPES e a UFSM pela bolsa de estudo ao primeiro autor e o apoio do CNPq a R.B. Souza no Programa de Produtividade em Pesquisa (308646/2013-4). Esse trabalho é

		TSM	t	p	v	q	CLAM	IWV	H	Le
CB (N=65)	Média	16.98	15.8	1014.6	6.45	8.40	951.25	8.35	13.77	79.50
	dvp	2.57	2.35	5.14	3.26	1.67	442.68	4.10	29.02	53.03
CM (N=59)	Média	11.30	12.03	1011.8	6.38	7.08	800.32	5.71	1.87	31.30
	dvp	2.85	2.57	8.78	2.65	1.51	422	5.00	27.89	53.42

Tabela 2 Valores médios e desvio padrão (dvp) das variáveis referentes aos lados quente (CB) e frio (CM) da CBM para TSM (°C), temperatura do ar (t, °C), pressão (p, hPa), magnitude do vento (v, m.s⁻¹) umidade específica (q, g.kg⁻¹), altura da CLAM (CLAM, m), IWV (mm), H (W.m⁻²), Le (W.m⁻²).

uma contribuição aos projetos 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).

6 Referências

- Acevedo, O.C.; Pezzi, L.P.; Souza, R.B. 2010. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence. South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-12. D22.
- Brown, R.G. & Zhang, C. 1997. Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud-top height distribution during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Science*, 54: 2760 – 2774.
- Camargo, R.; Todesco, E.; Pezzi, L.P.; Souza, R.B. 2013. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118: 6266–6280.
- Silva Dias, M. A. F.; DA Silva, M. G. A. J. 2009. *Para entender tempo e clima*. In: CAVALCANTI *et al.* (eds.). Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 15-23.
- Fairall, C.W.; Bradley, E.F.; Rogers, D.P.; Edson, J.B. & Young, G.S. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean- Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment difference relative analysis. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3747- 3764.
- Freitas, R.A.P. 2017. *Estudo da concentração de vapor d'água na camada limite atmosférica sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas*. Tese de doutorado. Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria, 2017.
- Hallak, R., & Pereira Filho, A.J. 2012. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na Região Metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27: (2):173-206.
- Hartmann, D.L. 1994. An Introduction to Solar Radiation. *Global physical climatology*. 1983. 390p.
- Large, W.G. & Pond, S. 1982. Sensible and latent heat fluxes over the ocean. *Journal Physical Oceanography*, 12: 463-482.
- Legeckis, R. & Gordon, A.L. 1982. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*, 29: 375-401.
- Lindzen, R.S. & Nigam, S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics, *Journal of Atmospheric Science*, 44: 2418–2436.
- Olson, D.B.; Podestá, G.P.; Evans, R.H. & Brown, O.B. 1982. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents. *Deep-Sea Research*, 35: 1971-1990.
- Pezzi, L.P.; Souza, R.B. & Dourado, M. S. 2005. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters*, 32: 2-5.
- 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.
- Pezzi, L.P.; Souza, R.B. & Quadro M.F.L. 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(4): 428-453.
- Rouault, M.; White, S.A.; Reason, C.J.C.; Lutjeharms, J.R.E. & Jobard, I. 2002. Ocean-atmosphere interaction in the Agulhas Current region and a South African extreme weather event. *Weather Forecast*, 17: 655–669.
- Shie, C.L.; Tao, W.K. & Simpson, J. 2006. A note on the relationship between temperature and water vapor over oceans including sea surface temperature effects. *Journal Advances in Atmospheric Sciences*, 23: 141-148.
- Solot, S.B. 1939. Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Monthly Weather Review*, 67(4): 100-103.
- Stephens, G.L. 1990. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface-temperature. *Journal of Climate*, 3(6): 634-645.
- Stull, R.B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht. *The Netherlands: Kluwer Academic Publishers*. 666 p.
- Wallace, J.M. & Hobbs, P.V. 2006. Atmospheric Science: An Introductory Survey. *Academic Press. New York*. 467p.
- Wallace, J.M.; Mitchell, T.P. & Deser, C.J. 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability, *Journal of Climate*, 2: 1492 – 1499.
- Wilks, D.S. 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. San Diego. *International Geophysics Series*. Second Edition. 139p.