

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Rafael dos Reis Pereira

Investigação da altura da camada limite
planetária na região da Estação Brasileira na
Antártica

São Paulo

2017

Rafael dos Reis Pereira

Investigação da altura da camada limite
planetária na região da Estação brasileira na
Antártica

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Profa. Dra. Jacyra Soares

São Paulo

2017

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todos que fizeram parte deste período e que de alguma forma ajudaram no meu crescimento pessoal e intelectual.

Aos meus pais e meu irmão, quem, antes de tudo, posso confiar e me apoiar nos momentos de felicidade e de dificuldades.

A minha orientadora, Jacyra Soares, pelo grande incentivo, apoio e cobrança que me fizeram encontrar o melhor caminho para o aprendizado.

Aos meus amigos de apartamento, Ricardo e Vitor, que foram minha segunda família em São Paulo.

A todos os amigos que fiz ao longo do curso e do instituto, pois sempre estiveram presentes em tudo que precisei. Em especial: Djalma, Samuel, Glauber, Jenniffer, Damian, Alberto, Edson, João, todo pessoal da informática e professores.

Ao apoio da Marinha durante a OPERANTAR XXXIV e a todos os amigos que fiz durante essa grande jornada ao continente gelado. São lembranças que ficaram para sempre na memória.

Agradeço a CAPES pelo financiamento da bolsa de pesquisa e também ao apoio financeiro do CNPq e INCT-APA no processo 407137/2013-0 do Projeto ETA.

Resumo

PEREIRA R. R. **Investigação da altura da camada limite planetária na região da Estação Brasileira na Antártica**. 2017. 46 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

A região Antártica desempenha um papel fundamental no controle do clima global, afetando principalmente o Hemisfério Sul. Entretanto, pouco se conhece sobre os processos de interação entre a superfície e a atmosfera local, que ocorrem na camada limite planetária (CLP) e se estendem verticalmente até a altura da CLP. Deste modo, este trabalho tem como objetivo investigar a altura da camada limite planetária na região da Estação Brasileira na Antártica (EACF), utilizando dados observacionais obtidos pelo projeto ETA (Estudo da Turbulência na Antártica) durante os dias 22 a 26 de novembro de 2014 e apoiando-se em estudos prévios realizados para a Antártica. Estes estudos mostraram que a altura da CLP ao longo do continente pode chegar a 100 m durante condição estável ou neutra no verão, mas não ultrapassa os 50 m no restante do ano. Para a região da EACF foram utilizadas seis expressões diagnósticas que estimaram a altura da CLP sob condições de estabilidade estável e neutra a partir de dados observados próximos a superfície e coeficientes adimensionais empíricos. Para todas estas expressões foram ajustados e sugeridos novos coeficientes a fim de que a estimativa da altura da CLP na região da EACF fosse compatível com as alturas encontradas na literatura. Embora as estimativas tenham se baseado apenas em observações próximas a superfície, este trabalho fornece uma discussão inédita para o estudo da altura da CLP na região da EACF e irá auxiliar trabalhos futuros.

Palavras-chave: Altura da camada limite planetária, expressão diagnóstica, coeficiente adimensional, Estação Antártica Comandante Ferraz.

Abstract

PEREIRA R. R. **Investigation of planetary boundary layer height in the region at Brazilian Antarctic Station.** 2017. 46 f. Dissertation (Masters in Meteorology) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, 2017.

The Antarctic region playing a fundamental role in the global climate control, affecting mainly the Southern Hemisphere. However, little is known about the processes of interaction between the surface and the local atmosphere, which occur in the planetary boundary layer (PBL) and extend vertically up to the height of the PBL. Thus, this study aims to investigate the height of the planetary boundary layer in the region at Brazilian Antarctic Station (EACF), using observational data obtained by the ETA project ("Estudo da Turbulência na Antártica") in between November 22 to 26th, 2014 and supported by previous studies for Antarctica. These studies have shown that the PBL height along the continent can reach 100 m during a stable or neutral condition in the summer, but does not exceed 50 m for the remainder of the year. For the EACF region, six diagnostic expressions were used to estimate the PBL height under stable and neutral stability conditions based on data observed near the surface and on the empirical dimensionless coefficients. For all of these expressions, new coefficients were adjusted and suggested so that the PBL height estimate in the EACF region was compatible with the heights found in the literature. Although estimates have been based only on near-surface observations, this paper provides an unprecedented discussion for the study of PBL height in the EACF region and will assist future works.

Palavras-chave: Planetary boundary layer height, diagnostic equation, dimensionless coefficient, "Comandante Ferraz" Antarctic Station.

SUMÁRIO

1. Introdução.....	10
1.1 Objetivo.....	12
2. Região de estudo e dados utilizados.....	13
2.1 Região de estudo.....	13
2.2. Dados utilizados.....	15
3. Conceitos básicos sobre Camada Limite Planetária	16
3.1 Energia cinética turbulenta.....	16
3.2 Jato de baixos níveis.....	18
3.3 Fluxos turbulentos.....	20
3.4 Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO)	20
4. Condição atmosférica do período	22
5. Métodos de estimativa da altura da CLP neutra e estável.....	25
6. Estudos prévios da altura da CLP na região Antártica	29
6.1 Região não costeira	29
6.2 Região costeira	31
6.3 Região da Península.....	32
7. Resultados e discussão.....	37
8. Conclusão.....	41
Referências Bibliográficas	43

1. Introdução

A circulação atmosférica global é impulsionada pelo contraste térmico entre baixas e altas latitudes, sendo responsável pelo transporte de calor, massa e momento entre os trópicos e os polos. O continente Antártico tem papel fundamental no controle desta circulação devido a sua extensa e permanente massa de gelo que funciona como sorvedouro de calor do Hemisfério Sul (King e Turner, 1997). É importante destacar que a presença de neve e gelo na região podem dar origem a um mecanismo de *feedback* gelo-albedo que altera o balanço de energia na superfície e pode gerar impactos no sistema climático global. Além disso, o continente é cercado pelo Oceano Austral, o qual é afetado pelas condições ambientais da região e é responsável pelo transporte de calor, massa e momento entre os oceanos adjacentes (Turner et al., 2009), enfatizando o papel da região no controle do clima global.

Deste modo, destaca-se a importância do estudo do ambiente Antártico e suas alterações. Um dos processos fundamentais no estudo destas alterações é a transferência de energia entre a superfície e a atmosfera, a qual ocorre através de fluxos turbulentos (Oke, 1988). Estes fluxos ocorrem na camada mais baixa da atmosfera conhecida como camada limite planetária (CLP) e podem ser estimados, por exemplo, através da covariância entre as flutuações de velocidade vertical e as respectivas variáveis atmosféricas, obtidas a partir de dados de alta frequência medidos *in situ*.

Tão importante quanto o estudo dos fluxos na CLP, é a estimativa da sua altura (Cheng et al., 2002), que é definida como a extensão máxima em que os efeitos de superfície ainda são percebidos. A altura da CLP (h) influencia na difusão e no transporte vertical das propriedades atmosféricas, sendo assim h se torna um parâmetro importante para a descrição da turbulência em modelos computacionais prognósticos e diagnósticos de tempo e clima (Vogelezang e Holtslag, 1996). Há poucos estudos observacionais de h na Antártica. Alguns autores estudaram as características da CLP na região costeira e interior do continente a partir de dados observados, e encontraram grande variação temporal e espacial de h , com valores máximos aproximados entre 225 m e valores mínimos de 8 m ou próximo a zero devido à ausência de

turbulência (Heineman e Rose, 1990; Handorf et al., 1999; Argentini et al., 2013; entre outros).

Por este motivo o propósito deste trabalho será investigar a altura da CLP na região da estação brasileira na Antártica “Comandante Ferraz” entre os dias 22 e 26 de novembro de 2014, utilizando medidas realizadas *in situ* pelo projeto ETA (Estudo da Turbulência na Antártica).

Diferentes instrumentos e metodologias podem ser empregados na estimativa de h (Seibert et al., 2000), como por exemplo perfis verticais médios de temperatura e vento obtidos por radiossonda ou balão cativo, por sensoriamento remoto (Lidar, SODAR) ou expressões diagnósticas. Entretanto, é importante destacar que alguns destes métodos têm sua funcionalidade prejudicada devido as condições extremas do continente Antártico, sendo necessário optar por expressões diagnósticas que utilizam dados medidos próximos a superfície e que são comumente utilizadas como parametrização de h dentro de modelos numéricos de previsão de tempo. Estas expressões são relativamente fáceis de serem resolvidas, entretanto, sua aplicabilidade é complexa, pois seu resultado é função de parâmetros de superfície, os quais variam espacial e temporalmente de acordo com cada região. De acordo com Mauritsen e Svensson (2007), muitas vezes essas expressões superestimam o valor de h nas simulações numéricas de tempo. Deste modo, é necessário adicionar um coeficiente adimensional que ajusta h estimado pelo método diagnóstico a partir de h observado por outros métodos. Este coeficiente não é universal e o valor ajustado para uma determinada região dificilmente poderá ser aplicado em outra, ainda que suas características sejam semelhantes.

Na Antártica a superfície sofre intenso resfriamento radiativo e, mesmo durante o verão, o aquecimento da superfície devido a radiação solar é pequeno fazendo com que a CLP seja dominada pela estratificação estável ou neutra na maior parte do tempo, com espessura da ordem de poucas dezenas de metros. Deste modo, apenas os períodos sob estabilidade estável e neutra serão analisados neste trabalho.

1.1 Objetivo

O objetivo geral deste trabalho é discutir métodos de estimativa da altura da camada limite planetária em regiões de alta latitude e estimar a altura da camada na região da Base brasileira na Antártica (Estação Antártica Comandante Ferraz – EACF), no período de 22 a 26 de novembro de 2014, a partir de dados de superfície medidos em uma torre micrometeorológica.

Os objetivos específicos são:

- Analisar os dados disponíveis da camada limite planetária na região de estudo;
- Discutir os métodos de estimativa da altura da camada limite planetária;
- Investigar os estudos prévios realizados sobre a altura da camada limite na Antártica;
- Utilizar diferentes expressões empregadas para a estimativa da altura da camada válidas para a Antártica e comparar com os resultados da literatura.

2. Região de estudo e dados utilizados

O trabalho investiga a altura da camada limite na região da Estação Antártica Brasileira Comandante Ferraz ($62^{\circ}05'07''\text{S}$, $58^{\circ}23'33''\text{W}$).

2.1 Região de estudo

A Estação é localizada na Península Keller, no interior da Baía do Almirantado, Ilha Rei George, maior ilha do Arquipélago das Ilhas Shetlands do Sul, localizada no extremo norte da Península Antártica (Fig. 1). O arquipélago está situado a 130 km do continente Antártico e a 849 km do ponto mais ao sul do continente sul americano (Cabo de Hornos).

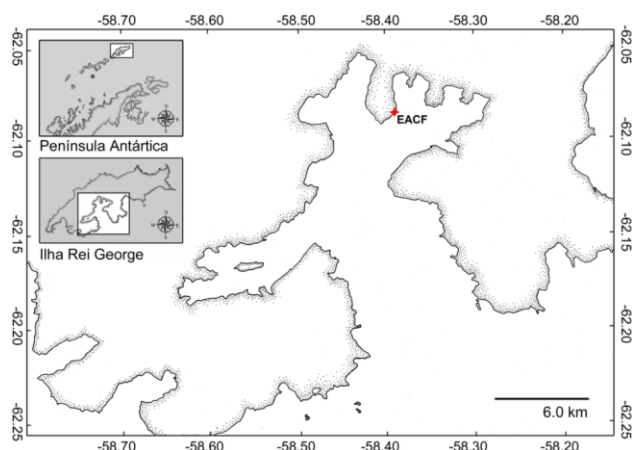


Figura 1. Localização da EACF (estrela vermelha). Adaptado de Moura (2009).

A Ilha Rei George está posicionada na zona subantártica e está no domínio climatológico da Antártica Marítima, que é caracterizado por um clima marítimo, relativamente quente e úmido, com temperaturas médias mensais acima de 0°C durante o verão e que dificilmente ultrapassam valores inferiores a -12°C durante o inverno (Ovstedal e Smith, 2001). De acordo com Bintanja (1995), o clima da ilha é caracterizado pela passagem de sistemas de baixa pressão vindos de oeste responsáveis pelo transporte de ar quente e úmido em direção à Península Antártica, causando os valores relativamente altos de

temperatura e umidade do ar com média no verão de 2°C e 80%, respectivamente.

Devido a sua posição, a EACF é parcialmente protegida dos efeitos diretos dos ventos predominantes de oeste e ocasionalmente ocorre a entrada de ar frio vindos do setor leste/sudeste originados no Mar de Weddell (Bintanja, 1995; Schwerdtfeger, 1984).

A superfície da região no entorno da EACF é de solo nu com cascalho, sem vegetação e está frequentemente coberta por neve ou gelo durante o verão. As características geográficas mais significativas estão no lado leste e oeste. Na direção leste está a enseada Martel e na direção oeste o relevo é mais acentuado atingindo entre 100 m e 270 m acima do nível do mar, como pode ser visto na Figura 2.



Figura 2. Imagem aérea da região de estudo e localização da torre micrometeorológica. (Fotografia e direitos autorais de Ricardo Leizer).

As pesquisas de campo são difíceis de serem realizadas na região devido as condições extremas do clima. Os trabalhos de campo realizados pelo projeto ETA foram muitas vezes interrompidos devido às baixas temperaturas e/ou fortes rajadas de vento. O autor participou como membro na 34ª Operação Antártica (OPERANTAR XXXIV), uma das campanhas de observação na região, instalando e removendo os sensores de baixa e alta frequência.

2.2. Dados utilizados

Os dados observacionais utilizados neste trabalho foram coletados, através do projeto ETA (Estudo da Turbulência na Antártica), por sensores de alta e baixa frequência instalados em uma torre micrometeorológica localizada na região próxima a EACF, a aproximadamente 100 m da linha costeira e a 16 m acima do nível do mar (Figura 2).

Os dados de alta frequência foram coletados por um anemômetro sônico (Gill Instrumentos, modelo Windmaster Pro) e um analisador de gás infravermelho (LI-7200, LI-COR, Lincoln, NE, USA) instalados a 11,74 m de altura na torre micrometeorológica. Foram medidos dados de temperatura do ar, das três componentes do vento e do vapor d'água com uma frequência de amostragem de 10 Hz, a fim de obter suas respectivas flutuações. Estes dados foram organizados em médias de 30 minutos e submetidos as devidas correções para garantir a qualidade dos resultados, como descrito por Alves (2016). Após o tratamento dos dados de alta frequência foi escolhido um período de cinco dias entre 22 e 26 de novembro de 2014, que será analisado neste trabalho.

Os dados de alta frequência foram utilizados para a estimativa direta dos fluxos turbulentos e, a partir destes obter as escalas características da camada limite superficial. Estas escalas características serão utilizadas para estimar a altura da CLP.

Os dados de baixa frequência foram coletados simultaneamente aos de alta frequência por um anemômetro de hélice (RM Young 05103) e um termo higrômetro (Campbell CS215) instalados a 10,15 m e um saldo radiômetro (Kipp Zonen CNR 4) instalado a 3,4 m de altura na mesma torre. As medidas foram realizadas com frequência de 0,1 Hz e armazenadas a cada 5 minutos (média). Para simplificar a visualização, os dados de baixa frequência também foram organizados em médias de 30 minutos.

3. Conceitos básicos sobre Camada Limite Planetária

A Camada Limite Planetária (CLP) é a região inferior da troposfera que é diretamente influenciada pelas forçantes da superfície terrestre devido, principalmente ao atrito e aos gradientes intensos das propriedades que ocorrem perto da superfície. Estes dois fatores são responsáveis pelo comportamento turbulento do escoamento na CLP, o qual é responsável pelo transporte de momento, calor e massa entre a superfície e a atmosfera, e se estende até um determinado nível vertical conhecido como topo ou altura da CLP (Garra, 1992).

Sob condições de estratificação estável ou neutra o aumento da altura da CLP ocorre principalmente por processos mecânicos, e é dificultado por processos térmicos e pela estabilidade estável acima da CLP (Zilitinkevich, 2007).

3.1 Energia cinética turbulenta

A intensidade da turbulência pode ser estimada através da Energia Cinética Turbulenta (\bar{e}), definida como $\bar{e} = 0,5 (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$, onde u' , v' e w' são, respectivamente, as flutuações das componentes zonal, meridional e vertical da velocidade do vento.

Os processos físicos que produzem, destroem ou transferem turbulência na CLP são descritos através da equação do balanço da energia cinética turbulenta. Assumindo estacionariedade, homogeneidade horizontal e um sistema de coordenadas alinhado com o vento médio, a equação pode ser escrita como (Stull, 1988):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta} (\overline{w'\theta'})}_{\text{I}} - \underbrace{(\overline{u'w'}) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{\text{II}} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'e})}_{\text{III}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'p'})}_{\text{IV}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{V}} \quad (1)$$

onde g é a gravidade da Terra considerada, aqui, igual a $9,81 \text{ m s}^{-2}$, $\bar{\theta}$ e θ' são, respectivamente, a média e a flutuação da temperatura potencial, \bar{u} é média da componente zonal do vento, ρ é a densidade do ar considerada, aqui, igual a $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ e ρ' é a flutuação de densidade do ar.

Por definição, neste trabalho, os fluxos serão considerados positivos quando concordantes com a coordenada vertical, isto é, da superfície em direção a atmosfera.

O termo I representa a produção ou destruição de energia cinética turbulenta devido ao fluxo turbulento vertical de calor sensível, $\overline{w'\theta'}$. Quando positivo, representa produção de energia e quando negativo, representa destruição de energia devido a estabilidade estável da CLP e, em geral, ocorre quando a superfície está relativamente mais fria que a atmosfera adjacente, neste caso a CLP recebe o nome de camada limite estável (CLE). Quando este termo é próximo de zero diz-se que a camada é quase-neutra e recebe o nome de camada limite neutra (CLN).

O termo II representa a produção mecânica de energia cinética turbulenta devido ao cisalhamento vertical do vento médio. Os termos III e IV representam o transporte de energia cinética turbulenta e não produzem ou destroem turbulência. O termo III representa o transporte turbulento vertical de energia e o termo IV representa o transporte devido às perturbações na pressão. Este último também atua drenando energia da CLP durante condições de estabilidade estável (Stull, 1988) o que reduz a altura da camada.

O termo V representa a taxa de dissipação molecular de energia cinética turbulenta, que ocorre com o transporte de energia dos grandes turbilhões para os menores (cascata de energia), até que a energia seja dissipada devido a viscosidade representando a conversão de energia cinética turbulenta em energia na forma de calor (Sorbján, 1989). Este termo é considerado neste trabalho sendo sempre negativo.

Em altas latitudes, como na região Antártica, os gradientes verticais de temperatura potencial são pouco frequentes e pouco intensos, assim a contribuição do termo I para a produção de energia cinética turbulenta é pequena ou próxima de zero mesmo durante o verão. Deste modo a altura da CLP observada na região é mais baixa que em latitudes médias (Neff e Hall,

1976; Mastrantonio et al., 1999; Kouznetsov, 2009; Argentini et al., 2013). Durante o inverno polar a CLP na região permanece, em geral, sob estabilidade estável e sofre destruição térmica de turbulência. Na CLE a produção mecânica é a única fonte de turbulência, pois a estratificação estável restringe grande parte dos movimentos verticais e a turbulência é suprimida devido a destruição térmica que em alguns casos pode causar um desacoplamento das camadas superiores com a superfície. Este desacoplamento pode ser gerado por uma intensa estabilidade que diminui o efeito da rugosidade superficial nas camadas acima da superfície provocando um aumento na velocidade do escoamento, (Blackadar, 1957; Garratt, 1985) podendo dar origem aos jatos de baixos níveis (JBN).

3.2 Jato de baixos níveis

O JBN (também conhecido na literatura como jato noturno) pode modular a altura da camada e a produção de turbulência, pois o cisalhamento na região do jato é uma possível fonte de turbulência para a camada abaixo. Deste modo, a altura do JBN é um parâmetro importante na descrição das propriedades da CLE (Mahrt et al., 1998).

A oscilação inercial tem sido a teoria mais utilizada para explicar a formação do JBN no topo da CLE (Blackadar, 1957; Wexler, 1961). Segundo Thorpe e Guymer (1977) uma camada logo acima da CLE pode se desacoplar da superfície devido a estratificação estável que atenua a mistura turbulenta e o transporte de momento. Conseqüentemente nesta camada desacoplada a força de atrito é desprezada e observa-se apenas oscilações inerciais. As equações que descrevem esse movimento são (Thorpe e Guymer, 1977; Blackadar, 1957):

$$u_{(t)} = (u_0 - u_g) \cos(ft) + v_0 \text{sen}(ft) + u_g \quad (2)$$

$$v_{(t)} = v_0 \cos(ft) - (u_0 - u_g) \text{sen}(ft) \quad (3)$$

onde u e v são, respectivamente, as componentes zonal e meridional da velocidade do vento, u_g e v_g são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento geostrófico, f é o parâmetro de Coriolis e t é o tempo.

Os JBN associados à oscilação inercial se desenvolvem em um período ($P/2$) que corresponde à metade do período inercial $P=2\pi/f$ do local investigado (Blackadar, 1957; Van de Wiel et. al., 2010).

A título de exemplo, a Fig. 3 apresenta um perfil vertical de velocidade do vento idealizado para condições continentais onde o JBN se formaria durante a noite sob condições de estabilidade estável (Stull, 2015).

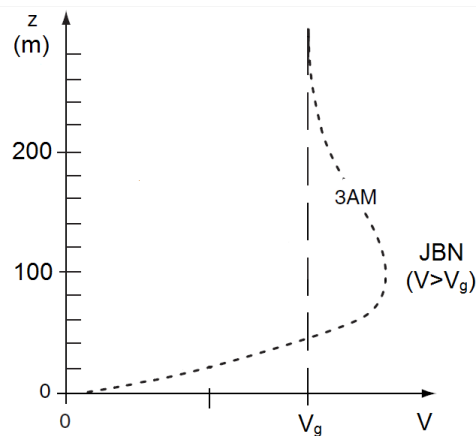


Figura 3. Perfil vertical de velocidade do vento total V (m s^{-1}). V_g é a velocidade total do vento geostrófico. A região onde V ultrapassa V_g é conhecida como jato de baixo nível. Adaptado de Stull (2015).

Considerando o parâmetro de Coriolis da EACF ($f=1,284 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), um JBN poderia se desenvolver após aproximadamente 6 horas e 47 minutos. Entretanto, este tempo é maior que a duração da noite (~ 5 horas e 30 minutos) do período de estudo. Neste período o horário do pôr do sol ocorre aproximadamente as 21h50 e o nascer as 03h30. Considerando a metade do período inercial o JBN se formaria por volta de 04h40, ou seja, fora do período estável noturno na EACF.

Na EACF, o JBN somente poderá ocorrer a partir do dia 20 de janeiro, quando as noites se tornam mais longas até atingir o máximo período noturno no solstício de inverno (21 a 23 de junho), com aproximadamente 19 horas de noite.

Nas demais regiões da Antártica os JBN foram associados com ventos catabáticos (King e Turner, 1997), com ventos de sul no lado leste da Península Antártica barrados pela topografia acentuada (Parish, 1983; Schwerdtfeger, 1984, Andreas et al., 2000) e com oscilações inerciais em uma camada desacoplada sobre a região oeste do Mar de Weddell (Andreas et al., 2000).

3.3 Fluxos turbulentos

Os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e momento (τ) podem ser calculados diretamente utilizando a covariância entre u' , w' e θ' (*Eddy Covariance Method*).

$$H = \rho C_p \overline{w'\theta'} \quad (4)$$

$$\tau = -\rho \overline{w'u'} \quad (5)$$

onde C_p é o calor específico do ar a pressão constante considerado, aqui, igual a $1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$.

3.4 Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO)

As teorias da similaridade foram desenvolvidas devido a impossibilidade de resolver diretamente as equações que governam a turbulência atmosférica. Estas teorias se baseiam na organização de variáveis relevantes na descrição da turbulência, em grupos adimensionais, utilizando o Teorema Pi de Buckingham (Stull, 1988; Bussinger et al., 1971). A Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov têm sido uma das mais bem-sucedidas tentativas de representar os fenômenos turbulentos, na camada adjacente à superfície conhecida como Camada Limite Superficial (CLS), a partir de relações universais. A TSMO assume que o escoamento é horizontalmente homogêneo, estacionário e que os fluxos turbulentos de calor e momento são constantes

com a altura na CLS. Desta teoria surge, entre outras, a escala característica de velocidade do vento (u_*) e a escala de comprimento de Obukhov (L) definidas como (Monin e Obukhov, 1954):

$$u_* = (\overline{w'u'})^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

A escala u_* é, especialmente, importante durante situações onde a turbulência é de origem mecânica (Stull, 1988). O comprimento de Obukhov, fisicamente, representa a altura na qual a produção ou destruição térmica de energia cinética turbulenta tem maior importância em relação a produção mecânica (Foken, 2006).

$$L = - \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{\theta_0}\right) \overline{w'\theta'}} \quad (7)$$

onde k é a constante de Von-Karman igual a 0,4, e θ_0 é a temperatura potencial de referência na superfície. A relação $\frac{g}{\theta_0}$ é chamado de parâmetro de flutuabilidade.

A razão entre a altura do sensor onde foram realizadas as medidas (z) e L, é conhecida como parâmetro de estabilidade Obukhov (ζ), definido como:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (8)$$

A classificação dos períodos de atmosfera estável, neutra ou instável é necessária para escolha da formulação ideal para o cálculo da altura da camada limite, visto que existem formulações distintas para cada situação. Esta classificação foi realizada neste trabalho utilizando o parâmetro ζ .

4. Condição atmosférica do período

Durante praticamente todo o período, os dados observacionais indicaram que a temperatura do ar a 2 m permaneceu abaixo de 0°C (Fig. 4) e esteve abaixo da média climatológica (2°C) obtida para o verão por Bintanja, 1995.

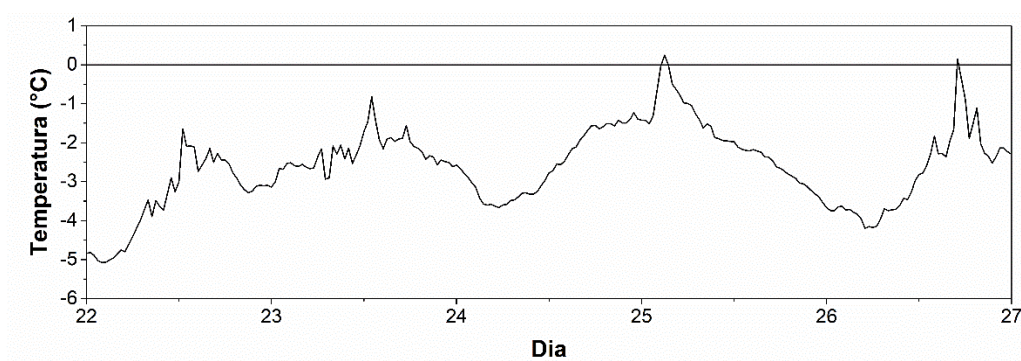


Figura 4. Variação temporal da temperatura do ar a 2 m (média de 30 min).

A radiação líquida (R_n , Fig. 5) é importante pois fornece a energia disponível para os processos radiativos como aquecimento da superfície, do ar e/ou evaporação (Stull, 1988). Neste trabalho R_n é considerado positivo quando ocorre no sentido da superfície para a atmosfera. R_n apresentou valores da ordem de 50 W m^{-2} durante o dia na maior parte do período e as rápidas variações de intensidade indicam a passagem de nuvens. Valores semelhantes de R_n foram encontrados por Braun et. al. (2001) na Ilha Rei George durante os meses de dezembro de 1997 e janeiro de 1998, e por Heineman e Rose (1990) sobre a plataforma de gelo Filchner-Ronne durante o mês de fevereiro de 1984.

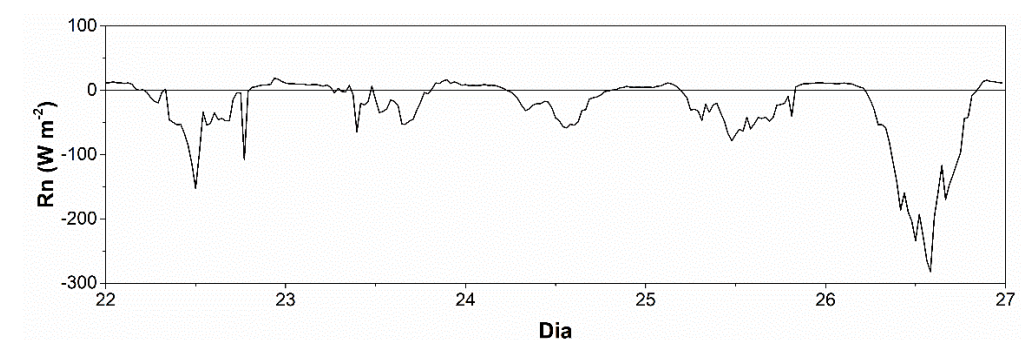


Figura 5. Variação temporal da radiação líquida (R_n) na região da EACF durante o período (média de 30 min).

Uma parte de R_n pode ser explicada pelo albedo da superfície (Fig. 6), que esteve alto, entre 0,8 e 0,9 (neve seca) grande parte do tempo, com progressivo derretimento de neve no dia 26 (albedo diminuiu para 0,6) coincidindo com o máximo de R_n .

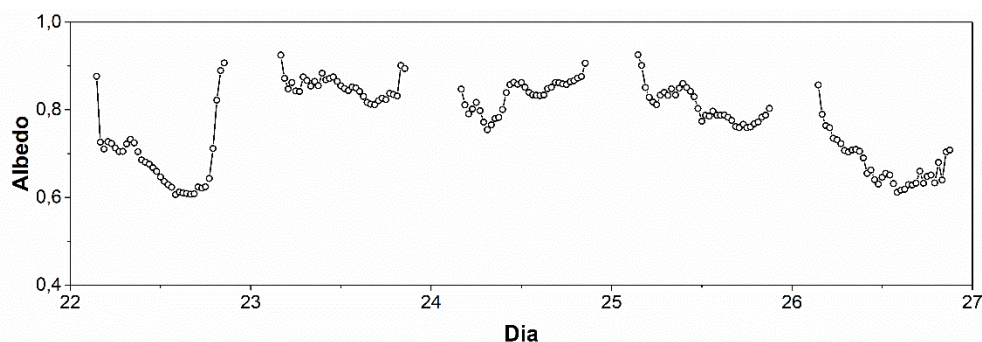


Figura 6. Variação temporal do albedo da superfície na região da EACF durante o período (média de 30 min).

O fluxo de calor sensível foi calculado por Alves (2016) utilizando a expressão (4). Os valores de H foram pouco intensos, variando entre -93 W m^{-2} e 55 W m^{-2} , com média de $3,3 \text{ W m}^{-2}$ durante o período (Fig. 7). H não apresentou, no período, um ciclo diurno como observado com a temperatura do ar (Fig. 4) e a radiação líquida (Fig. 5).

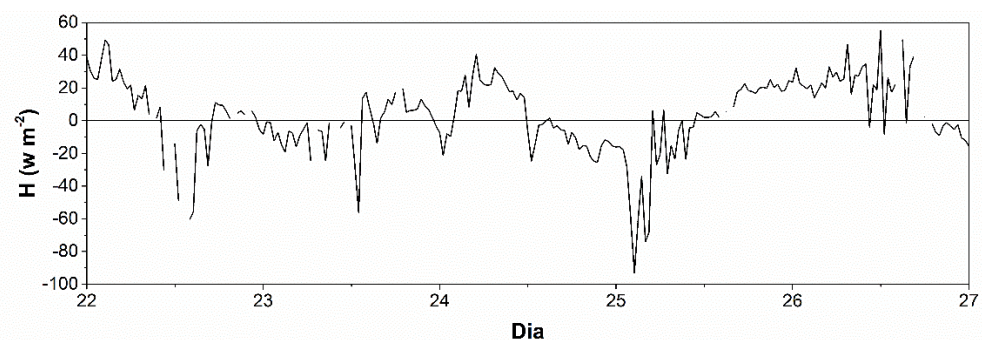


Figura 7. Variação temporal do fluxo turbulento de calor sensível (H). Média de 30 minutos.

Os ventos mais intensos e predominantes foram do setor leste (Fig. 8), representando 61% dos ventos do período com intensidade média no período de 9 ms^{-1} . Alves (2016) também destacou que os ventos de leste foram responsáveis pelo transporte de ar com características típicas de oceano sobre

a EACF, onde a atmosfera foi caracterizada com estabilidade próxima da neutralidade na maior parte do período.

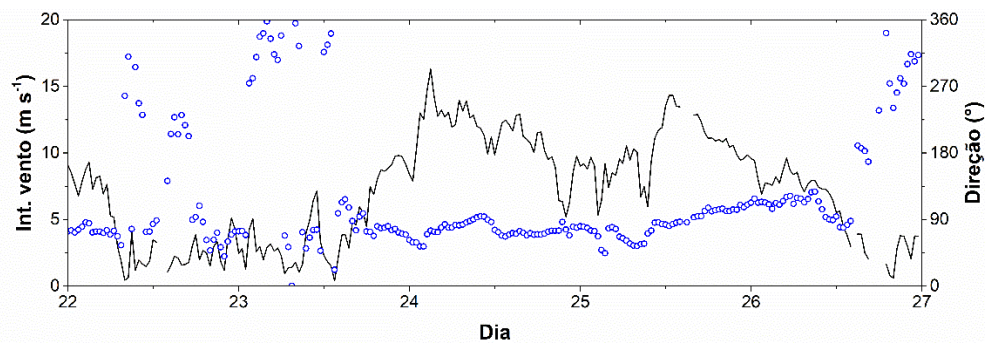


Figura 8. Variação temporal da intensidade e direção do vento a 10 m. A linha preta contínua indica a velocidade do vento (média de 30 min) e os círculos azuis a direção em graus meteorológicos.

A escala característica de velocidade (u_*) foi calculada utilizando a expressão (6). E verifica-se que durante os dias 23 e 25, u_* apresentou os maiores valores (Fig. 9), concordando com a máxima intensidade do vento (Fig. 8).

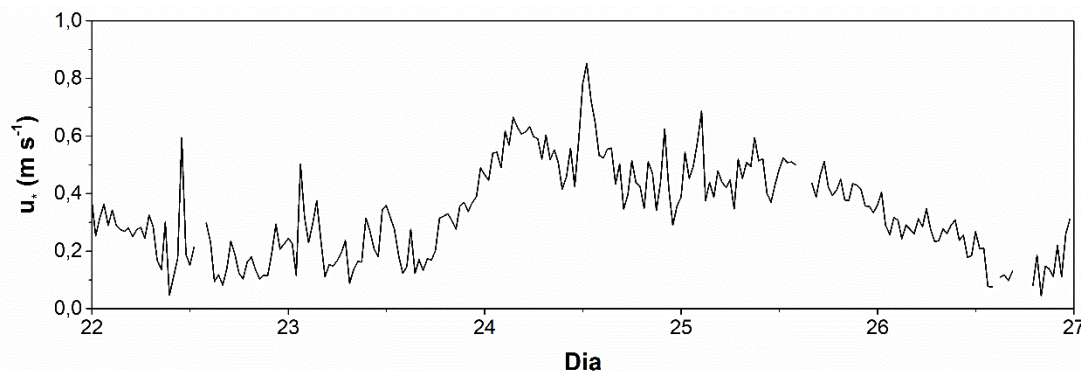


Figura 9. Variação temporal da escala característica de velocidade do vento (u_*) na região da EACF durante o período (média de 30 min).

Para melhor representar os regimes de estabilidade do período, Alves (2016) utilizou a expressão (8) e empregou os critérios de estabilidade descritos por Hogstrom (1990), onde os limites de $-0,1 \leq \zeta \leq 0,1$ definem o regime próximo da neutralidade. Quando $\zeta > 0,1$ considera-se que a atmosfera está sob condições de estabilidade estável e quando $\zeta < -0,1$ sob estabilidade instável (Fig. 10). De acordo com este critério a região apresentou condições

de estabilidade próximas da neutralidade durante a maior parte do tempo, cerca de 60% (141 casos). Este mesmo critério foi utilizado neste trabalho.

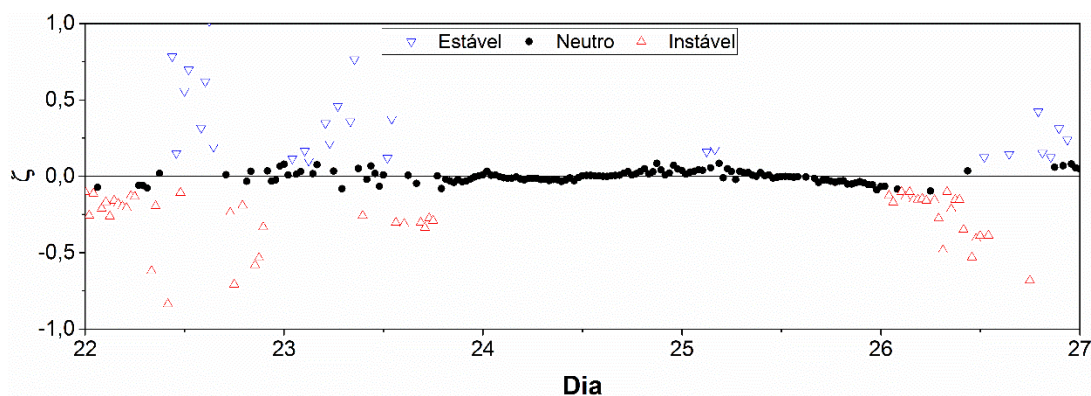


Figura 10. Variação temporal do parâmetro de estabilidade (ζ), para o período investigado (média de 30 min).

5. Métodos de estimativa da altura da CLP neutra e estável

Condições de estratificação estável (CLE) e neutra (CLN) ocorrem frequentemente na CLP sobre regiões polares. A representação correta da altura da CLE e CLN é difícil devido a turbulência ser fraca e intermitente e devido a interação com outros processos como intensidade do vento, intensidade do resfriamento radiativo, condensação/evaporação, ondas de gravidade e advecção (Smedman, 1988; Kurzeja et al., 1991; Mahrt et al., 1998; Duynkerke, 1999).

A estimativa da altura da CLP a partir de dados observados depende do tipo de dado disponível. Utilizando sondagens (radiossonda, balão cativo, etc.) é possível obter perfis verticais das variáveis atmosféricas, como temperatura e intensidade do vento. De acordo com Melgarejo e Deardorff (1974), a altura da camada pode ser estimada no nível de máxima intensidade do vento a partir da superfície como é indicado pelo traço azul horizontal na Figura 11 (68 m de altura). De acordo com Yamada (1976), h pode ser estimado no nível do topo da inversão de temperatura de superfície ou abaixo da menor descontinuidade de temperatura vertical, como indicado pelo traço vermelho horizontal na Figura 11 (100 m de altura). Estas duas definições podem ser consideradas como métodos indiretos, pois dependem das características do fluxo médio e não

diretamente da turbulência (Vickers e Mahrt, 2004). A relação entre estes dois métodos e a altura real da camada turbulenta pode ser complexa (Wetzel, 1982), pois, por exemplo, a camada com turbulência significativa pode ser menor que a camada de inversão de temperatura, devido a intensa estratificação térmica estável (Mahrt, 1981).

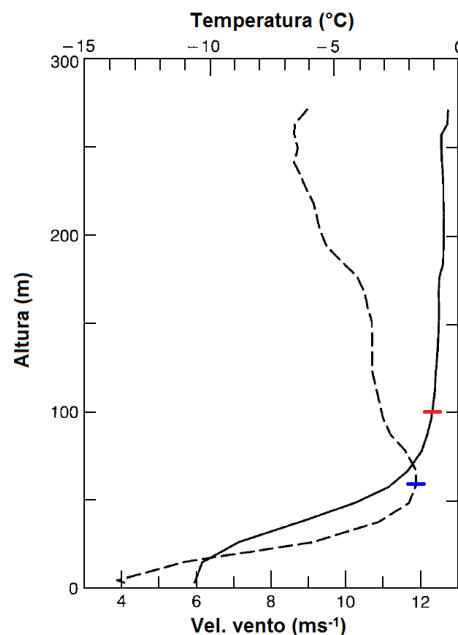


Figura 11. Perfil de velocidade do vento (linha tracejada) e temperatura do ar (linha contínua), obtidos por balão cativo sobre a faixa oeste do Mar de Weddell as 08h00 local. Os traços horizontais vermelhos e azul indicam sugestões de altura da CLE, estimada de forma visual. (Adaptada de Andreas et al., 2000).

Outra maneira de determinar h é por instrumentos de sensoriamento remoto (SODAR, LIDAR). Esta abordagem tem aplicação limitada, pois não opera de forma adequada durante tempo nublado ou com precipitação (Seibert et al., 2000), condições comumente encontradas na região da EACF.

Algumas expressões para estimar a altura da CLP podem utilizar o número de Richardson, caso os perfis verticais médios estejam disponíveis. O número de Richardson (R_i) é definido como a taxa entre a produção térmica e a produção mecânica de turbulência. A altura da camada pode ser definida utilizando diferentes critérios para o R_i como por exemplo, a altura abaixo do nível onde o número de Richardson excede um valor crítico (R_{ic}).

Na ausência de perfis verticais de intensidade do vento e temperatura do ar, é possível estimar h a partir dos fluxos obtidos na CLS. Neste trabalho

serão utilizadas expressões diagnósticas para estimativa de h a partir dos parâmetros de superfície (Zilitinkevich e Mironov, 1996, Zilitinkevich e Baklanov, 2002, Vickers e Mahrt, 2004). Estas expressões são baseadas em processos físicos da atmosfera e comumente utilizadas em modelos numéricos de tempo e clima.

Examinando o efeito do atrito na estrutura vertical da camada limite atmosférica sob influência da rotação da Terra, Rossby e Montgomery (1935) propuseram a seguinte expressão para h na camada limite próxima da neutralidade:

$$h = C_1 \frac{u_*}{|f|} \quad (h_1)$$

onde C_1 é um coeficiente adimensional empírico e f é o parâmetro de Coriolis.

O coeficiente C_1 foi analisado por Zilitinkevich e Mironov (1996) a partir de experimentos em laboratório e ajustado em 0,5. Porém, Vickers e Mahrt (2004) demonstraram que $C_1=0,5$ superestima a altura da CLP em regiões com superfície coberta por neve. Estes mesmos autores ajustaram $C_1=0,02$ comparando com alturas estimadas a partir de perfis verticais e destacaram que este coeficiente deve ser ajustado de acordo com a região de estudo.

Embora a teoria preveja uma dependência inversa entre (h_1) e o parâmetro de Coriolis, nenhuma dependência significativa entre (h_1) e f foi demonstrada com observações atmosféricas para condições de estratificação estável (Vickers e Mahrt, 2004).

Zilitinkevich (1972) propôs a expressão (h_2) para a altura da CLP com base na teoria da camada de Ekman e em perfis verticais de velocidade média do vento onde considera o topo da CLE como o nível em que o vento médio pode ser aproximado pelo vento geostrófico. Diferentes autores (Zilitinkevich e Mironov, 1996; Nieuwstadt, 1981) têm usado com sucesso esta expressão para estimar a altura da CLP em condições de estratificação estável.

$$h = C_2 \frac{u_*^2}{|fB_s|^{1/2}} \quad (h_2)$$

onde C_2 é um coeficiente adimensional empírico e B_s é o termo de flutuabilidade.

O coeficiente C_2 foi ajustado como 0,37 por Nieuwstadt (1985) durante condições de estratificação estável noturna na latitude de 52°N, sem especificações sobre as condições de cobertura da superfície. Vickers e Marht (2004) propuseram a utilização de $C_2=0,2$ para CLE formada em regiões com superfície coberta por neve.

Kitaigorodski (1960) utilizou o comprimento de Obukhov, L , como uma escala de comprimento apropriada para estimativa da altura da CLE:

$$h = C_3 L \quad (h_3)$$

onde C_3 é um coeficiente adimensional empírico.

O coeficiente C_3 varia entre o valor de 100 para uma região com superfície coberta por neve (Kitaigorodski e Joffre, 1988) e o valor de 1 para condições oceânicas (Stigebrandt, 1985). De acordo com Arya (1981) a expressão (h_3) é apropriada para condições de forte estratificação estável e C_3 deve ser próximo de 10. Vickers e Marht (2004) propuseram a utilização de $C_3=1,4$ para regiões com superfície coberta por neve e demonstraram que C_3 é função de z/L afetando as estimativas de h_3 .

Benkley e Schulman (1979) concluíram que a intensidade do vento em um nível z é apropriada para estimativa de h :

$$h = C_4 u_z \quad (h_4)$$

onde u_z é a velocidade do vento a 10 m e C_4 é um coeficiente adimensional empírico estimado por Zilitinkevich e Baklanov (2002) como 125 para velocidade do vento a 10 m, durante estratificação estável da camada, em uma região na latitude de 52°N sem especificações sobre a cobertura da superfície.

Utilizando simulações numéricas, Nieuwstadt (1981) propôs a seguinte expressão para a CLE:

$$h = L \left(\frac{0,3u_*/(fL)}{1 + 1,9z/L} \right) \quad (h_5)$$

Yu (1978) analisou as expressões de Deardorff (1972) para a CLP e encontrou a seguinte relação:

$$h = \left(\frac{1}{30L} + \frac{f}{0,35u_*} \right)^{-1} \quad (h_6)$$

Vickers e Mahrt (2004) encontraram concordância entre as expressões (h₅) e (h₆) e a altura da CLP estimada a partir de perfis verticais médios de temperatura potencial, intensidade do vento e empuxo sobre uma região coberta por neve.

Os modelos numéricos de tempo e clima, em geral, apresentam problemas nas parametrizações de CLP estável e neutra, pois estas expressões são baseadas em parâmetros de superfície e em coeficientes que variam de local para local e, em geral, não são definidos adequadamente. Por isso torna-se necessário a análise destas expressões para as condições específicas da EACF.

6. Estudos prévios da altura da CLP na região Antártica

Há poucos estudos sobre a altura da camada limite planetária na região da Antártica. Os trabalhos encontrados, em sua maioria, fornecem poucos detalhes sobre os mecanismos envolvidos na evolução temporal e espacial da altura da CLP no continente.

6.1 Região não costeira

O trabalho mais antigo encontrado foi do Programa de Micrometeorologia do Polo Sul (Dalrymple et al., 1966 na Fig. 12), onde foram

analisados dados de superfície e de radiossondas entre 1957 e 1958 na região do polo sul geográfico. Os dados das radiossondagens revelaram uma atmosfera sob condições de estabilidade estável na maior parte do tempo. A altura da CLP foi estimada, pelos autores, utilizando a altura da inversão do perfil vertical de temperatura e foi apresentada na forma de médias mensais com valores entre 408 metros em dezembro de 1957 e 524 metros em fevereiro de 1958. Entretanto os autores não apresentam graficamente os perfis verticais obtidos pelas radiossondas.

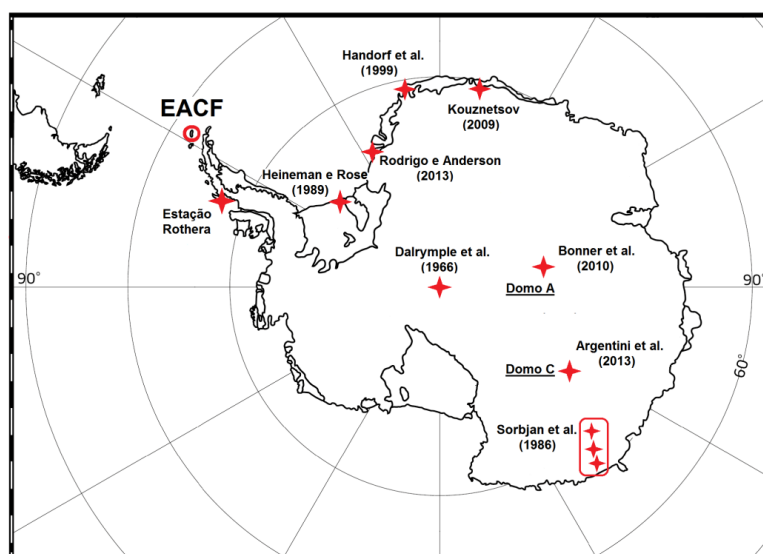


Figura 12. Mapa da Antártica, onde as estrelas vermelhas indicam posições onde existem estimativas das alturas da CLP, com o respectivo autor. O círculo vermelho indica a localização da EACF (Adaptado da fonte: Discovery Antarctica).

No interior do continente estão localizadas as regiões mais elevadas da Antártica, conhecidas como Domo A (4100 m de altura máxima) e Domo C (3233 m de altura máxima). Estas duas regiões apresentam superfícies planas, homogêneas e cobertas por neve e/ou gelo durante todo o ano. De acordo com Marks et al. (2002) é possível que estas regiões tenham uma altura da CLP baixa devido à divergência e ausência de ventos catabáticos que agem intensificando o cisalhamento vertical e elevando a altura da CLP. Deste modo, para o Domo A (Fig. 12), Bonner et al. (2010) utilizaram dados de SODAR para estimar a altura da CLP durante os meses de fevereiro a agosto de 2009 e encontraram uma camada com espessura média de 13,9 metros para todo o período, com mínimo de 9,7 metros e máximo de 19,7 metros (médias mensais

são apresentadas na Tabela I), e um caso de ausência de turbulência no dia 29 de abril às 09h00 UTC (do inglês *Universal Coordinated Time* ou Tempo Coordenado Universal) em que a altura da camada foi aproximadamente zero. Os autores também destacaram uma intensa variação diurna da altura da CLP observada apenas durante o mês de fevereiro devido a maior incidência de radiação solar que foi capaz de aquecer a superfície durante a tarde e elevar a CLP. Neste mês a altura estimada pelo SODAR atingiu valores próximos a 110 metros durante a tarde do dia 9.

Para o Domo C (Fig. 12), Argentini et al. (2013) encontraram uma CLP mais alta nos meses de dezembro e janeiro de 2011/2012 também utilizando dados de SODAR. Na noite do dia 28 de dezembro de 2011 os autores observaram uma CLP estável com alturas próximas a 50 metros. Os autores também observaram a ocorrência de advecção de ar frio sobre a superfície relativamente mais quente do Domo C, situação que pode ser responsável pela elevação da altura da CLP na região (Mastrantonio et al., 1999).

Em uma região menos elevada entre o interior e a costa do continente, Sorbjan et al. (1986) fizeram um estudo observacional durante o verão de 1983 utilizando dados obtidos por radiossonda na região conhecida como Terra de Adelia (Fig. 12). A partir do perfil vertical de temperatura potencial os autores estimaram visualmente a altura da camada limite estável que se forma durante a noite na região. O topo da CLP foi estimado como o nível onde a temperatura potencial se torna constante com a altura, alcançando seu maior valor próximo de 225 metros às 23h40 do dia 20 de janeiro e o menor valor próximo de 85 metros às 19h00 do dia 23 de janeiro de 1983. Os autores também concluíram que durante o verão a CLP da região foi controlada, dentre outros fatores, pela estabilidade térmica e por forçantes sinóticas.

6.2 Região costeira

Além do interior do continente, alguns autores analisaram a CLP de regiões costeiras ao longo da Antártica. Em seu trabalho, Heinemann e Rose (1990) utilizaram balão cativo para estimar a altura da CLP a partir de perfis verticais médios da temperatura potencial e da intensidade do vento e dados

micrometeorológicos para estimar a altura da CLP a partir dos parâmetros de superfície utilizando a expressão diagnóstica (h_2). Os autores concluíram que a estimativa mais razoável para a altura da CLP foi a partir do número de Richardson crítico igual a 0,33 encontrando valor máximo da altura da CLP de 200 metros as 20h00 do dia 1 de fevereiro de 1984 e mínimo de 40 metros as 04h00 do dia 2 de fevereiro do mesmo ano. Os autores utilizaram o coeficiente $C_2=0,4$ na expressão diagnóstica (h_2), que não apresentou concordância com as demais estimativas.

A CLP na região costeira analisada por Handorf et al. (1999), indicada na Figura 12, apresentou condições frequentes de estabilidade estável e neutra. Os autores utilizaram dados de sensores instalados em sete níveis ao longo de uma torre de 45 metros para calcular o número de Richardson. Eles encontraram valores de h menores que 45 metros para os casos de CLP estável durante os meses de maio a julho de 1983 utilizando como critério o número de Richardson crítico igual 0,2. O período analisado por Handorf et al. (1999) é conhecido como noite polar, pois é a época do ano em que a radiação solar incidente é mínima durante todo o dia. Rodrigo e Anderson (2013) encontraram resultado semelhante utilizando o número de Richardson crítico igual a 0,25 para outra região costeira da Antártica (Fig. 12). Eles encontraram h variando entre 16 m e 32 m para CLP sob condições de estabilidade estável, entre os meses de março a novembro de 2003.

Kouznetsov (2009) encontrou, analisando dados obtidos por SODAR durante o mês de dezembro de 2006, alturas da CLP entre 50 m e 150 m no dia 24 de dezembro em uma região costeira do continente (Fig. 12) relativamente próxima à região estudada por Handorf et al. (1999) e Rodrigo e Anderson (2013).

6.3 Região da Península

Na Península Antártica a CLP tem sido investigada pelo programa de pesquisa britânico (British Antarctic Survey – BAS) a partir de dados obtidos por radiossondas de alta resolução lançadas periodicamente na estação Rothera (67°S, 68°O a 760 km da EACF) localizada na região costeira da Ilha

Adelaide, próxima ao nível do mar (Fig. 13). As características geográficas do local são semelhantes às encontradas na EACF. A superfície é composta por cascalho e não há vegetação. O local está cercado pelo mar à leste e terrenos inclinados à oeste e os sistemas de baixa pressão vindos de oeste afetam a região assim como na EACF fazendo com que a temperatura média durante o verão fique acima de 0°C.

Em Rothera são realizados entre 2 e 4 lançamentos por semana, às 11h00 UTC (07h00 local). Os dados possuem espaçamento vertical de aproximadamente 11 metros, podendo ultrapassar os 20 km de altitude. Para o mês de estudo estavam disponíveis 10 sondagens, onde apenas uma delas coincide com o período analisado neste trabalho, dia 25 de novembro.

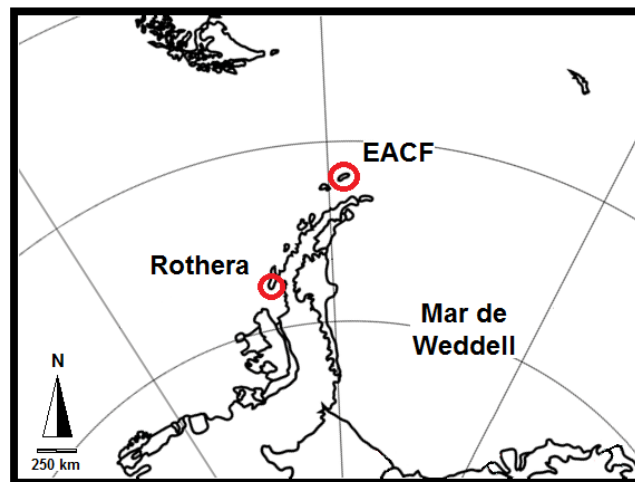


Figura 13. Os círculos vermelhos indicam a localização da estação brasileira (EACF) e britânica (Rothera). (Adaptado da fonte: Discovery Antarctica).

De acordo com os perfis de temperatura potencial obtidos pelas radiossondagens na região da estação Rothera apenas um perfil apresentou atmosfera ligeiramente convectiva (dia 07) e, nesse dia, a altura da camada foi estimada em 35 m. Os outros nove perfis apresentaram um perfil levemente estável e neutro com ligeira inversão de temperatura potencial abaixo dos 30 m (indicadas pelo traço vermelho na Fig. 14).

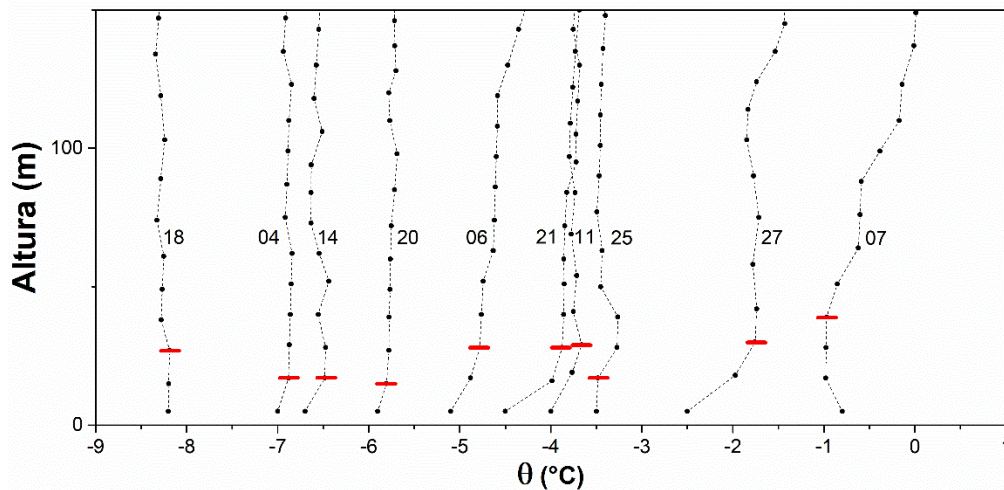


Figura 14. Perfis de temperatura potencial (θ) obtidas por radiossondagens em Rothera para o mês de novembro de 2014 às 7h00 local (British Antarctic Survey). O dia está indicado ao lado de cada perfil e os traços horizontais em vermelho indicam a altura da CLP, estimada, por este trabalho, de forma visual.

Para complementar as estimativas a partir dos perfis de temperatura potencial, foram selecionados três perfis verticais de intensidade do vento que aparentemente indicavam a presença de JBN, sendo os dias 20 (Fig. 15a), 25 (Fig. 15b) e 27 (Fig. 15c) de novembro de 2014. A partir destes perfis a altura da CLP pode ser estimada pelo método visual encontrando o nível de máxima intensidade do vento, indicado pelo traço horizontal vermelho na Figura 15. A altura da CLP, nesses dias variou, aproximadamente, entre 360 m e 530 m.

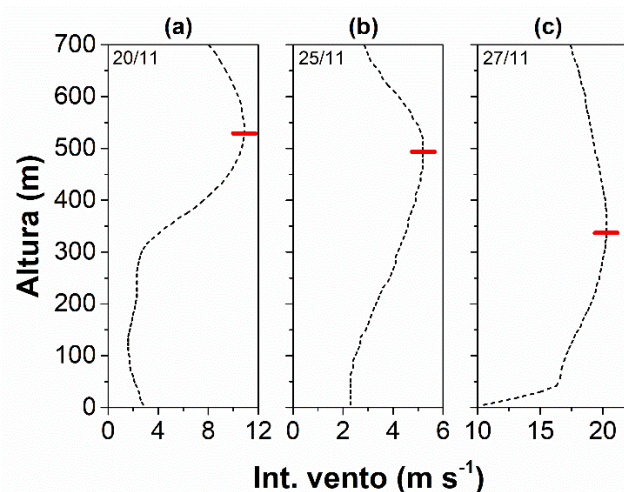


Figura 15. Perfis verticais de intensidade do vento obtidas por radiossondagens em Rothera para o mês de novembro de 2014 às 7h00 local. O dia está indicado ao lado de cada perfil e os traços horizontais em vermelho indicam a altura da CLP, estimada de forma visual.

De acordo com King et al. (2008) os JBN observados durante o verão nessa região podem se formar devido a uma combinação da forçante orográfica da barreira de montanhas à leste e condições sinóticas. As condições apresentadas por King et al. (2008) são semelhantes às encontradas nas radiossondagens de Rothera, indicando que os jatos da Figura 15 podem não ser formados devido as forçantes de superfície e, dessa forma, não representam a altura da CLP local. A partir destas considerações, acredita-se os perfis de temperatura potencial possam representar melhor a altura da CLP na região de Rothera.

As alturas da CLP sob condições de estabilidade estável, encontradas ao longo do continente Antártico, e outros detalhes relevantes das regiões descritas neste capítulo são apresentados de forma sucinta na Tabela I. As alturas da camada sob condições de estabilidade neutra não foram discutidas em nenhum dos trabalhos encontrados.

Alguns autores verificaram a ocorrência de camadas convectivas durante o verão Antártico (Mastrantonio et al., 1998; Argentini et al., 2013).

Durante o período de estudo deste trabalho não houveram medidas dos perfis verticais da atmosfera na EACF e não foram encontrados trabalhos prévios que tenham estimado a altura da CLP nesse local. Deste modo, a Tabela I, que apresenta informações da altura da CLP, torna-se referência para discussão dos resultados obtidos neste trabalho.

Tabela I – Altura da CLP (estável) encontrada na região Antártica.

Autor	Local (Fig. 10)	Cobertura da sup.	Mês	Dia/hora	Informação disponível	h (m)	Método
Bonner et al. (2010)	Domo A	Neve	Fev Mar Abr Mai Jun Jul Ago 2010	—	Média mensal	12-40 9-23 9-21 <9-17 <9-13 10-21 9-14	SODAR
Argentini et al. (2013)	Domo C	Neve	Dez 2011 Jan 2012	28/- 10/-	Instantânea	10-50 ~80	SODAR

Sorbjan et al. (1986)	Terra de Adelia	Neve	Jan 1983	14/00h 14/07h 20/23h 23/19h 24/00h	Instantânea	175 150 225 85 100	Radiossonda
Heinemann e Rose (1989)	Reg. costeira	Neve	Fev 1984	1/12h- 2/18h	Instantânea	50-120 40-80 30-80 20-50	Balão cativo
				3/12h- 4/18h	Instantânea	20-40 100-120 40 10-20	
Handorf et al. (1999)	Reg. costeira	Neve	Mai-Jul 1983	—	Média	< 50	Radiossonda
Kouznetsov (2009)	Reg. costeira	Cascalho	Dez 2006	25/-	Instantânea	50-90	SODAR
Rodrigo e Anderson (2013)	Reg. costeira	Neve	Mar-Nov 2003	—	Instantânea	16-32	Radiossonda
BAS	Península	—	Nov 2014	07h	Média	~25	Radiossonda

Como descrito anteriormente, a altura da CLP é fortemente influenciada pela estabilidade. Em condições neutras e especialmente instáveis, a mistura turbulenta vertical é normalmente intensa ao longo da CLP, resultando em camadas mais profundas (Stull 1988; Garratt 1994). Porém, sob estratificação estável a altura da CLP é significativamente menor, variando em torno de algumas dezenas de metros (Stull, 1988; Garratt 1994).

Alves e Soares (2016) mostraram que a produção mecânica durante o período é a principal responsável pela geração de turbulência e seus valores mais intensos coincidem com o período de atmosfera quase-neutra. Considerando que o período de CLE coincide com períodos de menor intensidade do vento e que pode haver destruição térmica, mesmo que pequena, espera-se que sua altura seja menor que a altura estimada para a CLN. Nestas condições, e a partir das considerações dos estudos apresentados neste capítulo espera-se que a camada limite na região da EACF durante o período de observação deste trabalho tenha altura de aproximadamente 100 m durante condições de estabilidade quase-neutra e de aproximadamente 80 m durante condições de estabilidade estável.

Para este período não foi considerada a possibilidade de formação de JBN gerados pela oscilação inercial, pois não houve longos períodos de estratificação estável (maiores que 6h e 47min). Observações de altitude são necessárias para melhores conclusões.

7. Resultados e discussão

Neste capítulo é apresentado e discutido o comportamento da altura da camada limite na região da EACF utilizando as diferentes expressões apresentadas no capítulo 4.

Os coeficientes encontrados na literatura para as diferentes expressões de estimativa da altura da CLP (h_1) a (h_4), assim como as expressões (h_5) e (h_6), foram testadas para as condições da EACF e resultaram, em alguns casos, em alturas superiores a 1500 m, fisicamente incompatíveis com a estrutura da atmosfera da região. Dessa forma, foi necessário encontrar coeficientes que gerem alturas da camada mais compatíveis com as esperadas na EACF.

As expressões originais (h_5) e (h_6), indicadas na literatura, não possuem coeficientes de ajuste e geram alturas não realísticas para EACF. Na tentativa de obter alturas mais compatíveis com a literatura da região, foram inseridos nessas expressões coeficientes de ajuste C_5 e C_6 , resultando nas expressões (h_7) e (h_8) a seguir:

$$h = C_5 \left[L \left(\frac{0,3u_*/(fL)}{1 + 1,9z/L} \right) \right] \quad (h_7)$$

$$h = C_6 \left[\left(\frac{1}{30L} + \frac{f}{0,35u_*} \right)^{-1} \right] \quad (h_8)$$

Baseado na literatura existente (Tabela I), há indicação que a altura da CLP para a região durante o período de estudo não ultrapassa os 100 m durante condições de estabilidade neutra e 80 m para atmosfera estável. Os valores sugeridos para os novos coeficientes estão na Tabela II.

Tabela II – Coeficientes, C_1 a C_6 , ajustados para a região da EACF durante período de estudo e as respectivas expressões a que pertencem (h_1 a h_8).

	C_1 (h_1)	C_2 (h_2)	C_3 (h_3)	C_4 (h_4)	C_5 (h_7)	C_6 (h_8)
Neutro	0,015	—	—	—	—	—
Estável	—	0,14	0,7	11	0,074	0,09

Foi sugerido um coeficiente de $C_1=0,015$ para estimar altura da camada sob estabilidade neutra utilizando a expressão (h_1), de modo que as maiores alturas correspondessem a aproximadamente 100 m (Fig. 16), seguindo as considerações feitas na seção 5.4. É possível notar que a variação temporal da altura da CLP segue o mesmo comportamento de u_* (Fig. 9), pois em uma atmosfera neutra a produção mecânica é a principal fonte de turbulência, e por isso a altura não apresenta um ciclo diurno bem definido. As alturas estimadas com (h_1) seguem uma distribuição normal, com média e mediana coincidentes em 49 m, e 50% dos dados variando entre 40 m e 60 m (Fig. 17).

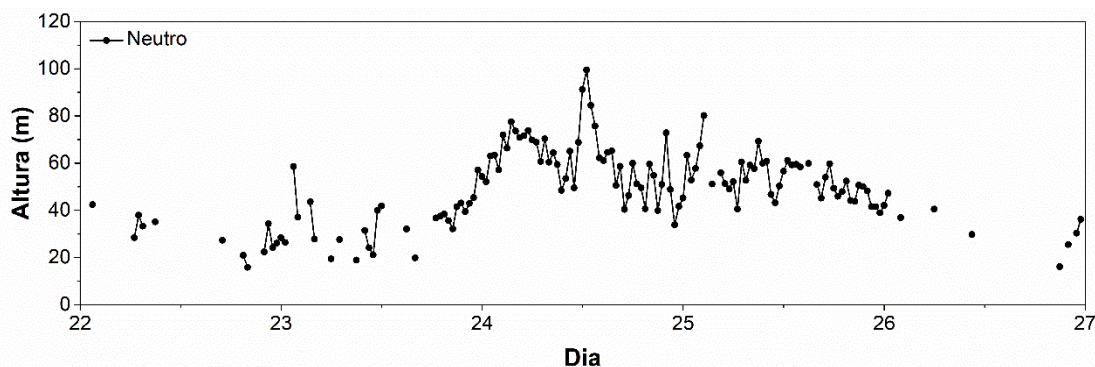


Figura 16. Variação temporal da altura da CLP (média 30 min) estimada com a expressão (h_1) e $C_1=0,015$ para estabilidade neutra.

Somente a altura estimada pela expressão (h_1) apresentou uma distribuição normal, enquanto as demais apresentaram assimetria, com a distribuição deslocada para menores valores de altura da camada, conforme ilustrado na Fig. 17. Isso indica que a maior parte dos dados são representados por menores alturas da camada em uma CLP estável e a média tende para maiores alturas devido aos valores discrepantes da ordem de 80 m.

A expressão (h_2) apresentou alturas entre 3 m e 83 m, com média de 33 m, com 50% dos dados entre 20m e 45 m (Fig. 17). A grande variação total das alturas obtidas a partir de (h_2) pode, em alguns casos, não representar às

condições de CLP estável, pois gera estimativas próximas ou semelhantes às obtidas para uma CLP neutra.

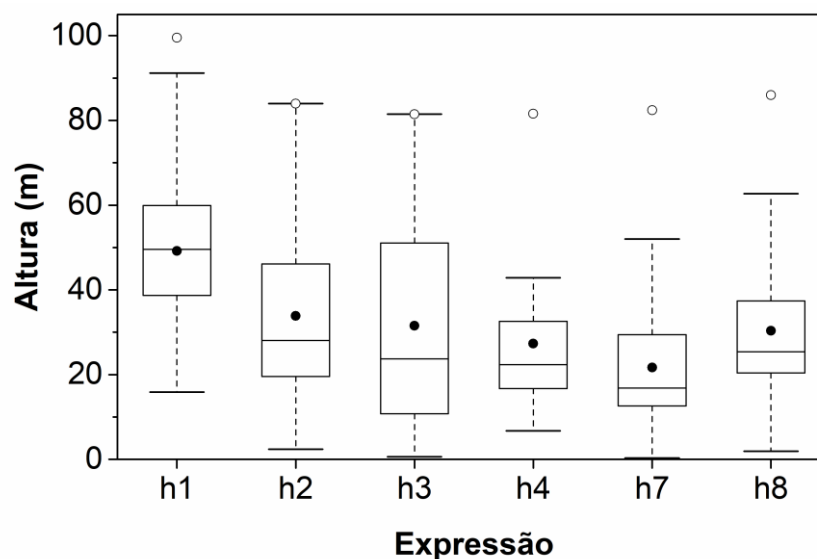


Figura 17. Distribuição das alturas obtidas a partir das expressões h_1 a h_8 . Os limites inferior e superior das caixas indicam os quartis Q1 e Q3, respectivamente (50% dos dados), os círculos cheios indicam a média e o traço, a mediana. Os limites da linha tracejada representam todo o conjunto dos dados, exceto os valores discrepantes indicados pelos círculos vazios.

Os resultados obtidos utilizando a expressão (h_3) apresentaram a maior variação total das alturas, entre 1 m e 82 m, com 50% dos dados entre 10 m e 50 m (Fig. 17), sugerindo que a estimativa da altura da CLP em função somente do comprimento de Obukhov não deve ser aplicável para a região, pois as grandes variações dos resultados podem, em alguns casos, indicar alturas superiores às esperadas para uma camada estável.

A expressão (h_4) utiliza somente a velocidade do vento a 10 m para estimar a altura da camada, não considerando a possível destruição térmica presente na camada estável. A partir de (h_4) foram estimadas as alturas com menor variação, entre 7 m e 44 m com média de 27 m (Fig. 17). Isto pode ser um indicativo de que (h_4) forneça uma boa estimativa para a região de estudo, pois gera bons resultados e utiliza a velocidade do vento em um único nível, que é relativamente fácil de se obter.

Utilizando os novos coeficientes $C_5=0,074$ e $C_6=0,09$ nas expressões (h_7) e (h_8), a altura média do período foi de, respectivamente, 21 m e 30 m (Fig. 17) e concorda com as alturas encontradas por Rodrigo e Anderson (2013),

Argentini et al. (2013), Heinemann e Rose (1989) e BAS (2014) para uma CLP estável durante o verão. Estes máximos estão associados a máxima intensidade de u^* durante condições estáveis e foi possível notar que L influencia ligeiramente mais (h_7), do que (h_8), diminuindo a altura da camada.

Os resultados obtidos utilizando as expressões (h_7) e (h_8) com os coeficientes sugeridos acima apresentaram pouca variação das alturas (Fig. 17). Estas expressões, diferentemente das demais, dependem de diferentes parâmetros que variam em função da estabilidade da CLP. Isto sugere que estas expressões e com coeficientes adequados ao local representam melhor as condições físicas da CLP estável do período e da região.

De maneira geral a expressão (h_1) apresentou altura média maior que as outras expressões. Como esperado, a altura da camada limite neutra deveria ser maior que a camada limite estável. Dentre as expressões para camada limite estável, (h_7) e (h_8) parecem ter melhor aplicabilidade para a região e período.

Uma combinação das alturas estimadas durante o período utilizando as expressões (h_1) e (h_8) é apresentada na Figura 18.

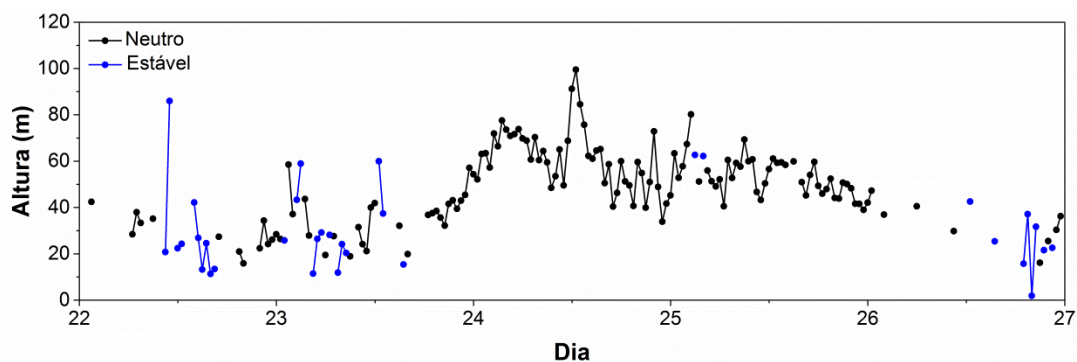


Figura 18. Variação temporal da altura da CLP estimada com a expressão (h_1) e $C_1=0,015$ para estabilidade neutra (preto) e estimada com a expressão (h_8) e $C_6=0,09$ para estabilidade estável (azul).

8. Conclusão

A região Antártica é conhecida pelo seu importante papel no controle do clima global, responsável pelo transporte de calor, massa e momento, afetando principalmente o Hemisfério Sul (King e Turner, 1997). No entanto, pouco se conhece sobre os processos de interação entre a superfície e a atmosfera local, que ocorrem na CLP e se estendem verticalmente estabelecendo a altura da CLP. Por este motivo, o propósito deste trabalho foi investigar a altura da CLP sob condições de estabilidade estável e neutra na região da Estação Antártica Comandante Ferraz, utilizando dados observacionais coletados *in situ* pelo projeto ETA.

Os dados meteorológicos usados neste estudo foram medidos durante os dias 22 a 26 de novembro de 2014 na Estação Antártica Comandante Ferraz utilizando sensores de alta e baixa frequências.

Os dados observados mostraram que o período foi caracterizado por temperaturas do ar, a 2 m de altura, abaixo de 0°C durante quase todo o período. Além disso, o vento predominante e mais intenso foi do quadrante leste, transportando ar com características típicas de oceano que levaram a uma condição de estabilidade próxima da neutralidade sobre a estação.

Estudos prévios da altura da CLP na região Antártica foram utilizados como referência mostrando que a altura da CLP apresenta grande variação espacial e temporal. A variação temporal da altura da CLP é mais acentuada durante o dia no verão austral, podendo atingir valores abaixo de 100 m durante condições de estabilidade estável ou neutra. Em geral, durante o restante do ano, devido a noite polar, são encontrados valores abaixo de 50 m. Espacialmente, a altura da CLP varia conforme a proximidade da região com o oceano, pois sofre maior influência da frequente advecção de massas de ar com características típicas do oceano (Heinemann e Rose, 1989). Para a região da EACF nas condições do período de estudo espera-se que a CLP tenha altura de aproximadamente 100 m em condições de estabilidade neutra e 80 m durante condições de estabilidade estável.

Diferentes métodos para estimativa da altura da CLP são encontrados na literatura. Estes métodos variam de acordo com a estabilidade da camada (estável, neutra ou convectiva) e com o dado disponível (perfil vertical,

sensoriamento remoto, dados de superfície). Na ausência de dados do perfil vertical da atmosfera ou de sensoriamento remoto, as expressões diagnósticas têm sido a melhor opção para estimativa da altura, pois são baseadas em dados observados próximos a superfície, que são relativamente fáceis de obter. Neste trabalho foram utilizadas seis expressões diagnósticas para estimar a altura da CLP sob condições de estabilidade estável e neutra a partir de dados observados próximos a superfície e coeficientes adimensionais empíricos. Para as expressões (h₁) a (h₄) foram sugeridos novos coeficientes (C₁=0,015, C₂=0,14, C₃=0,7 e C₄=11) a fim de que a estimativa da altura da CLP fosse compatível com as alturas encontradas na literatura. Para as expressões (h₇) e (h₈) foram sugeridos, respectivamente, os valores C₅=0,074 e C₆=0,09 para as condições do período investigado na EACF.

Sugestões de trabalhos futuros

- Estimar a altura da CLP utilizando dados obtidos por radiossondagem;
- Estimar a altura da CLP a partir de modelos numéricos;
- Testar a validade dos coeficientes sugeridos neste trabalho, comparando com diferentes métodos de estimativa da CLP na EACF.

Referências Bibliográficas

ALVES, M. A. A. **Investigation of the balance and momentum flux in the atmospheric surface layer in a non-glaciated coastal area at Ferraz Station, Antarctica region**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 43 pp, 2016.

ANDREAS, E. L.; CLAFREY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea. **Boundary Layer Meteorology**, v. 97, p. 459–486, 2000.

ARGENTINI, S.; PETENKO, I.; VIOLA, A.; MASTRANTONIO, G.; PIETRONI, I.; CASASANTA, G.; ARISTIDI, E.; GHENTON, C. The surface layer observed by a high-resolution sodar at DOME C, Antarctica. **Annals of Geophysics**, 2013, v. 56, 10p.

ARYA, S. P. S. Parameterization the Height of the Stable Atmospheric Boundary Layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 20, p. 1192–1202, 1981.

CHENG, Y.; CANUTO, V. M.; HOWARD, A. M. An improved model for the turbulent PBL. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 1550–1565, 2002.

BENKLEY, C. W.; SCHULMAN, L. L. Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 772–780, 1979.

BINTANJA, R. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modeling. **Antarctic Science**, v. 7, p. 315–325, 1995.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 38, p. 283-290, 1957.

BONNER, C. S.; ASHLEY, M. C. B.; CUI, X.; FENG, L.; GONG, X.; LAWRENCE, J. S.; LUONG-VAN, D. M.; SHANG, Z.; STOREY, J. W. V.; WANG, L.; YANG, H.; YANG, J.; ZHOU, X.; ZHU, Z. Thickness of the atmospheric boundary layer above Dome A, Antarctica, during 2009. **The Astronomical Society of the Pacific**, v. 122, p. 1122–1131, 2010.

BRAUN M.; SAURER H.; VOGT S.; SIMÕES J.C.; GOßMANN H. The influence of largescale atmospheric circulation on the surface energy balance of the King George Island ice cap. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 21–36, 2001.

British Antarctic Survey. British Antarctic Survey: high resolution radiosonde data from Halley and Rothera stations. NCAS British Atmospheric Data Centre, 2008. Disponível em: <<http://browse.ceda.ac.uk/browse/badc/bas/data/rothera/2014/11>>. Acesso em: 23 maio 2015.

BUSSINGER J. A., WYNGAARD J. C., IZUMI Y., BRADLEY E. F. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 181–189, 1971.

CHENG, Y.; CANUTO, V. M.; HOWARD, A. M., 2002: An Improved Model for the Turbulent PBL. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 1550–1565.

DALRYMPLE, P. C.; LETTAU, H. H.; and WOLLASTON, S. H. South Pole Micrometeorological Program: Data Analysis. **Antarctic Research Service**, v. 9, p. 13–17, 1966.

DEARDORFF, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 93–106, 1972.

DISCOVERY ANTARCTICA – Antarctic base map. Disponível em: <http://discoveringantarctica.org.uk/%20antarctica_base_map/>. Acesso em: 10 jan. 2017.

DUYNKERKE, P.G. Turbulence, radiation and fog in Dutch stable boundary layers. **Boundary Layer Meteorology**, v. 90, p. 447–477, 1999.

FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Boundary Layer Meteorology**, v. 119, n. 3, p. 431–447, 2006.

GARRAT J. R. Inland boundary layer at low latitudes. Part 1, the nocturnal jet. **Boundary Layer Meteorology**, v. 32, p. 307–327, 1985.

GARRAT J. R. The atmospheric boundary layer. **Cambridge University Press**, Cambridge, 316 pp, 1992.

HANDORF, D.; FOKEN, T.; KOTTMEIER, C. The stable atmospheric boundary layer over an Antarctic ice sheet. **Boundary Layer Meteorology**, v. 91, p. 165–189, 1999.

HEINEMANN, G.; ROSE, L. Surface energy balance, parameterizations of boundary-layer heights and the application of resistance laws near an Antarctic ice shelf front. **Boundary Layer Meteorology**, v. 51, p. 123–158, 1990.

KING, J. C.; LACHAN-COPE, T. A.; LADKIN, R. S.; WEISS, A. Airborne measurements in the stable boundary layer over the Larsen Ice Shelf, Antarctica. **Boundary-Layer meteorology**, v. 127, p. 413–428, 2008.

KING, J. C.; TURNER, J. *Antarctic Meteorology and Climatology*, 5thed, **Cambridge, University Press**, 409 pp, 1997.

KITAIGORODSKI, S. A. On the computation of the thickness of the wind-mixing layer in the ocean. **Bulletin of the Russian Academy of Sciences, Geophysics series**, v. 3, 425–431, 1960.

KITAIGORODSKI, S. A.; JOFFRE, S. M. In search of simple scaling for the heights of the stratified atmospheric boundary layer. **Tellus, Series A**, v. 40, p. 419–433, 1988.

KOUZNETSOV, R. D. The summertime ABL structure over an Antarctic oasis with a vertical Doppler sodar. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 18, p. 163–167, 2009.

KURZEJA, R. J.; BERMAN, S.; WEBER, A. H. A climatological study of the nocturnal planetary boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 54, p. 105–108, 1991.

MAHRT, L. Modelling the Depth of the Stable Boundary Layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 21, p. 3–19, 1981.

MAHRT, L., Sun, J.; BLUMEN, W.; DELANY, W.; ONCLEY, S. Nocturnal boundary layer regimes. **Boundary Layer Meteorology**, v. 88, p. 255–278, 1998.

MARKS, R. D. Astronomical seeing from the summits of the Antarctic plateau. **Astronomy and Astrophysics**, v. 385, p. 328–336, 2002.

MASTRANTONIO, G.; MALVESTUTO, V.; ARGENTINI, S.; GEORGIADIS, T.; VIOLA, A. Evidence of a convective boundary layer developing on the Antarctic Plateau during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 71, p. 127–132, 1999.

MAURITSEN, T.; SVENSSON, G. Observations of Stably Stratified Shear-Driven Atmospheric Turbulence at Low and High Richardson Numbers. **American Meteorological Society**, v. 64, p 645–655, 2007.

MELGAREJO, J. W.; DEARDORFF, J. W. Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1324–1333, 1974.

MONIN A. S.; OBUKHOV A. M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. **Tr. Akad. Nauk. SSSR Geophys. Inst.**, v. 24., 151, p. 163–187, 1954.

MOURA R.B. **Estudo taxonômico dos Holothuroidea (Echinodermata) das Ilhas Shetland do Sul e do Estreito de Bransfield, Antártica**. Dissertação de Mestrado, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 111 pp, 2009.

NEFF, W. D.; HALL, F. F. Acoustic sounding of the atmospheric boundary layer at the South Pole. **Antarctic Journal of the U.S.**, v. 11, p. 143–144, 1976.

NIEUWSTADT, F. T. M. The steady state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: Theory compared with Cabauw observations. **Boundary Layer Meteorology**, v. 20, p. 3–17, 1981.

OKE, T. R. Boundary layer climates. **Routledge Press**, London, 1988.

OVSTEDAL, D. O.; SMITH, R. I. L. Lichens of Antarctica and South Georgia: A guide to their Identification and Ecology. Cambridge: **Cambridge University Press**, 453 pp, 2001.

PARISH, T. R. The influence of de Antarctic Peninsula on the wind field over the Western Weddell Sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 88(C4), p. 2684–2692, 1983.

RODRIGO, J. S.; ANDERSON, P. S. Investigation of the Stable Atmospheric Boundary Layer at Halley Antarctica. **Boundary Layer Meteorology**, v. 148, p. 517–539, 2013.

ROSSBY, C. G.; MONTGONERY, R. B. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. **Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol**, v. 3, n. 3, 101 pp, 1935.

SCHWERDTFEGER, W., 1984: Weather and Climate of the Antarctic. **Developments in Atmospheric Science 15**. Elsevier, 261 pp.

SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 1001–1027, 2000.

SMEDMAN, A. Observations of a multi-level turbulence structure in a very stable atmospheric boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 44, p. 231–253, 1988.

SORBJAN, Z. **Structure of the atmospheric boundary layer**. Prentice Hall, New Jersey, 317 pp, 1989.

SORBJAN, Z.; KODAMA, Y.; WENDLER, G. Observational Study of the Atmospheric Boundary Layer over Antarctica. **American Meteorological Society**, v. 25, p. 641–651, 1986.

STIGEBRANDT, A. A model of the seasonal pycnocline in rotating systems with application to the Baltic proper. **Journal of Physics Oceanography**, v. 15, p. 1392–1404, 1985.

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. **Kluwer Academic Press**, Dordrecht, 666 pp, 1988.

STULL, R. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. **University of British Columbia**. 938 pp, 2015.

THORPE, A. J. and GUYMER, T. H. The nocturnal jet. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 633–653, 1977.

TURNER, J.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P.; DI PRISCO, G.; FAHRBACH, E.; GUTT, J.; HODGSON, D.; MAYEWSKI, P.; SUMMERHAYES, C. Antarctic Climate Change and Environment, a Contribution to the International Polar Year 2007-2008. **Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge**, v. 526, 2009.

VAN DE WIEL, B. J. H.; MOENE, A. F.; STEENEVELD, G. J.; BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M. A conceptual view on inertial oscillations and nocturnal low-level jets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 2679–2689, 2010.

VICKERS, D.; MAHRT, L. Evaluating formulations of stable boundary layer height. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 1736–1749, 2004.

VOGELEZANG, D. H. P.; HOLTSLAG, A. A. M. Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. **Boundary Layer Meteorology**, v. 81, p. 245–269, 1996.

WEXLER, H. A boundary layer interpretation of low-level jet. **Tellus**, v. 13, p. 368–378, 1961.

WETZEL, P. J. Toward parameterization of the stable boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, p. 7–13, 1982.

YAMADA, T. Prediction of the nocturnal surface inversion height. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 28–33, 1979.

YU, T. Determining height of the nocturnal boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, p. 28–33, 1978.

ZILINTINKEVICH, S. On the determinations of the height of the Ekman boundary layer. **Bound Layer Meteorology**, v. 3, p. 141–145, 1972.

ZILITINKEVICH, S.; MIRONOV. A multi-limit formulation for the equilibrium depth of stably stratified boundary layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 81, p. 325–351, 1996.

ZILITINKEVICH, S.; BAKLANOV, A. Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications. **Boundary Layer Meteorology**, v. 105, p. 389–409, 2002.

ZILITINKEVICH, S.; ESAU, I.; BAKLANOV, A. Further Comments on the Equilibrium Height of Neutral and Stable Planetary Boundary Layers. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133 (622), 265–271, 2007.