

ESTUDO DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA REGIÃO SUDESTE DA FLORESTA AMAZÔNICA

Maísa Mello Ribeiro¹, Luciana V. Gatti², Luana S. Basso³, Gilberto Fisch⁴, Raiane A. L. Neves⁵, Stéphane P. Crispim⁶

^{1,2,3,5,6}Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP, Brasil

²Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo, SP, Brasil

⁴Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), Centro Técnico Aeroespacial (CTA), São José dos Campos, SP, Brasil

¹mamelloribeiro@gmail.com, ²luciana.gatti@inpe.br / lvgatti@gmail.com, ³luanabasso@gmail.com / luana.basso@inpe.br, ⁴fisch.gilberto@gmail.com, ⁵raiane.lopesneves@gmail.com, ⁶stephane.crispim@gmail.com

1. Introdução

As interações da superfície com a atmosfera são de grande importância para diversas atividades humanas e, estas incluem os fluxos de energia, momento e umidade, como também a concentração de poluentes. Desta forma, uma representação adequada da Camada Limite Planetária (CLP) se faz necessária em diferentes tipos de estudos, como por exemplo: a análise da qualidade do ar, melhorias nas técnicas agrícolas, previsão numérica do tempo e a modelagem climática (BAKLANOV *et al.*, 2010). Além destes fatores, como muitos modelos de previsão do tempo e clima não representam bem os processos ocorrentes na CLP de forma realista (TEIXEIRA *et al.*, 2008; HOLTSLAG *et al.*, 2013), uma maior compreensão da CLP beneficiará os modelos de previsão do tempo.

Em função da importância da Amazônia vários experimentos de campo vêm sendo realizados nas últimas décadas, a fim de aumentar o conhecimento dos processos físicos e biogeoquímicos na interface floresta-atmosfera (FISCH *et al.*, 2004).

Holtslag *et al.* (2013) descrevem que a CLP, por ser a mais baixa camada da atmosfera, se encontra em contínua interação com a superfície da Terra, devido ao atrito e aquecimento e/ou resfriamento. A CLP é geralmente turbulenta, e tem um ciclo diurno acentuado de temperatura, vento e outras variáveis sobre a terra. A turbulência é tridimensional e caótica com escalas de tempo tipicamente entre frações de segundo e uma hora. As escalas de comprimento correspondentes são de um milímetro até a profundidade da camada limite, ou

mais, no caso de nuvens convectivas, com sua profundidade variando no tempo e no espaço entre dezenas de metros até quilômetros.

O ciclo diário da CLP responde ao aquecimento da superfície devido à radiação solar. Este consiste em uma fase convectiva durante o dia (CLC) e, uma fase estável durante a noite (CLN). Em razão desta variação ao longo do dia, um dos parâmetros fundamentais da CLP é a determinação da sua altura, pois é utilizada para modelar a composição química e dinâmica da atmosfera em todas as escalas, incluindo a dispersão de poluentes no ar e a previsão da qualidade do ar. A altura da CLP é comumente definida para a CLC como sendo no topo da zona de entranhamento (camada entre a camada de mistura e a atmosfera livre) (WANG *et al.*, 2015). Os mecanismos gerais dos processos da CLC são bem conhecidos e estão descritos em livros texto (por exemplo, STULL, 1988).

Em um estudo recente (Carneiro, 2018) realizado na Amazônia, foi determinada a altura de Camada Limite, utilizando dados de diferentes sensores (Ceilometro, radio sondas e sodar entre outros). Foram realizadas campanhas de medidas ao longo do dia, tanto na estação Chuvosa quanto na estação Seca durante o ano de 2015, na região de Manacapuru, no estado do Amazonas. Verificou-se que a altura máxima da camada limite planetária na estação chuvosa é em média, aproximadamente 500 m menor do que na estação seca.

Com base nos argumentos que foram expostos acima, este projeto tem como objetivo determinar a altura da camada limite planetária, utilizando os perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e gás carbônico, para a série temporal de coletas já realizadas, ao longo da execução de inúmeros projetos do LaGEE (Laboratório de Gases de Efeito Estufa, localizado no Centro de Ciências do Sistema Terrestre-CCST do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE) de 2010 à 2017, na parcela de Floresta Amazônica próxima de Alta Floresta. São em torno de 102 perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica e 69 perfis de CO₂, todos realizados a partir de coletas com avião de pequeno porte, ao longo de 8 anos.

Palavras chave: Camada Limite Planetária, Amazônia, Altura CPL, Temperatura Potencial.

2. Metodologia

Desde o ano de 2010, com a execução do projeto AMAZONICA, iniciaram-se medidas de perfil vertical, utilizando avião de pequeno porte, em que são realizadas medidas dos Gases de Efeito Estufa (CO₂, CH₄, N₂O, CO e SF₆), além dos parâmetros meteorológicos de Temperatura, Umidade Relativa e Pressão Atmosférica, entre as altitudes de 300m a 4420m em relação ao nível do mar. O avião faz uma trajetória helicoidal descendente com 5 km de

diâmetro, com a finalidade de evitar possível influência do gás de combustão. A altitude em que deve ser feita a amostragem é previamente programada, através de um aparelho que orienta o piloto para a coleta desde o primeiro até o último frasco (GATTI *et al.* 2014). O ponto de coleta enfocado neste estudo é localizado na região de Floresta Amazônica próxima de Alta Floresta (ALF), Mato Grosso, com coordenadas 8,80°S e 56,75°O (Figura 1). Maiores detalhes a respeito das coletas com perfis verticais e análise do CO₂ podem ser obtidos em Gatti *et al.* (2014).

Figura 1 – Localização da área em estudo.



Fonte: Imagem de satélite do Google Earth produzida pelos autores.

Os dados de precipitação incluem a área de influência com base nas trajetórias retrocedentes das massas de ar que chegam ao local de estudo (ALF) para os dias e altitudes de cada um dos voos, simuladas pelo modelo Hysplit (DRAXLER, ROLPH, 2013) e correspondem ao período de 2010 à 2017. Estes foram obtidos através do site da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), no grupo de dados diários do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) (HUFFMAN, *et al.*, 2013).

Através dos parâmetros obtidos pelas coletas, pode-se obter a temperatura potencial (θ) (equação de Poisson) e, umidade específica (q), respectivamente pelas equações abaixo.

$$\theta = T * \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,286} \quad (01)$$

$$q = \frac{0,622 * es}{P - 0,38 * es} \quad (02)$$

onde, T é a temperatura do bulbo seco, P é a pressão e, es é a pressão de vapor, que é calculada por:

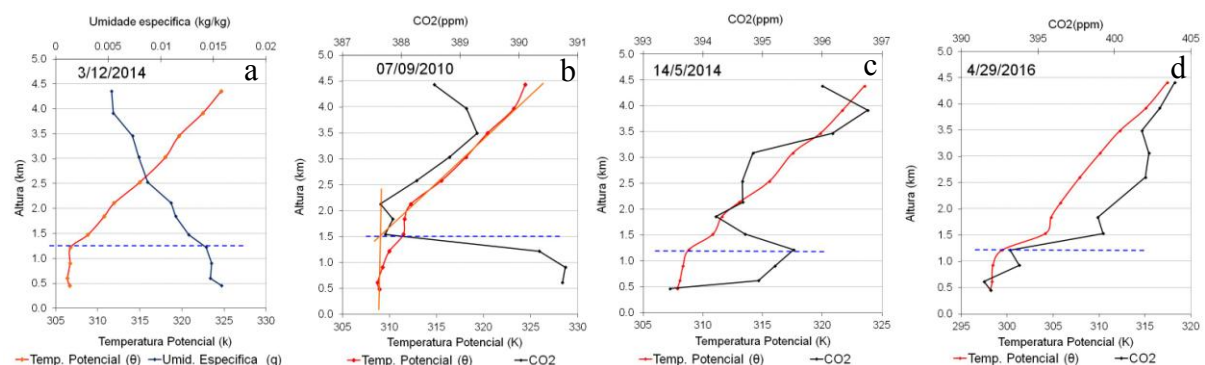
$$es = 6,11 * 10^{((a * Td)/(b + Td))} \quad (03)$$

no qual, T_d é a temperatura do ponto de orvalho e, a e b são constantes que a (7,5 quando $T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ou 9,5 quando $T \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) e b (237,3 quando $T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ou 265,5 quando $T \leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$). A umidade específica (q) tem definição na relação entre massa de ar úmido contido na amostra e sua quantidade de massa de vapor d'água existente sendo, portanto, a razão entre kg de vapor por kg de massa ar úmido, com unidade de kg kg^{-1} .

A partir do perfil vertical da θ e q foi determinada a altura da CLP, como pode ser observado na Figura 2a. Através da identificação do nível vertical onde ocorre um aumento da temperatura potencial, e redução da umidade relativa (SEIDEL *et al.*, 2010). Esse método foi estabelecido por Holzworth (1964), e é denominado de método dos perfis, onde através da análise do gráfico com os perfis de θ e q é possível determinar o topo da CLP. Em casos em que o gráfico não apresentava o padrão esperado, como na Figura 2b, traçaram-se duas retas concorrentes, uma paralela ao eixo y, utilizando os três primeiros pontos e outra em diagonal que acompanhava o comportamento dos pontos restantes na inversão de temperatura que ocorre na atmosfera livre.

Também foi utilizado um método inovador, desenvolvido neste trabalho, para determinar a altura da camada limite planetária a partir do perfil vertical das concentrações de CO_2 na atmosfera. Neste método foi considerada a altura da camada como sendo a altura em que a concentração de CO_2 apresentava uma grande mudança nas concentrações, quando comparada as altitudes superiores do perfil. A camada está na primeira porção em que apresenta a mudança significativa de concentração, tanto para maior como para menor, como pode ser observado nos exemplos apresentados na Figura 2b, c e d.

Figura 2 – Exemplos de quatro perfis verticais mostrando os dois métodos utilizados na determinação da Altura da CLP. a) perfil vertical da θ e q ; b, c e d) perfis verticais de CO_2 e θ .



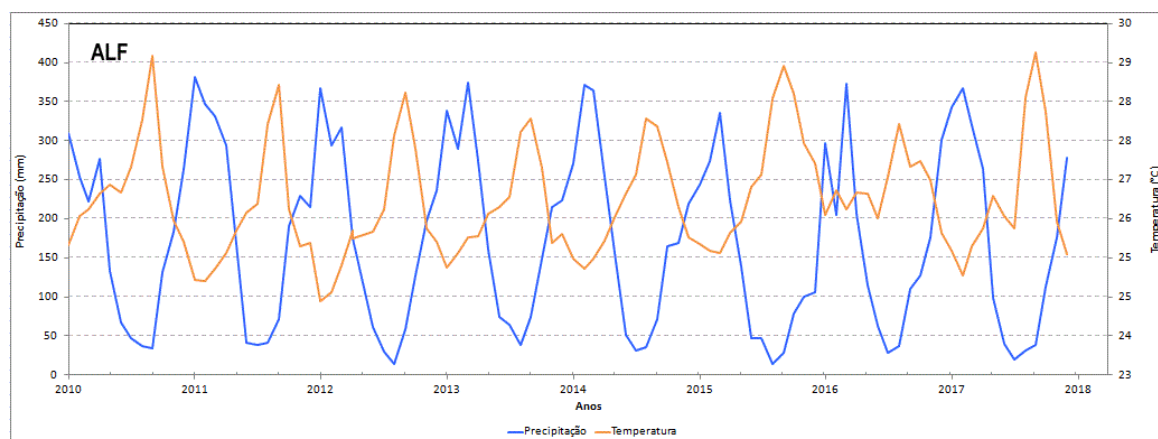
Fonte: Autores.

3. Resultados e Discussão

Na Figura 3 é possível observar que ao longo do período de oito anos em que foram realizados os voos na localidade de ALF, a região é caracterizada geralmente com picos de precipitações (linha azul), em torno de 350mm nos primeiros e últimos meses de cada ano

(estação chuvosa de janeiro à maio e de outubro à dezembro, e estação seca de junho à setembro), enquanto a temperatura (linha laranja) apresenta comportamento inverso, tendo seus picos no meio do ano. A precipitação obtida nesta região foi utilizada para análise do comportamento sazonal da altura da CLP, conforme apresentado na Figura 4, juntamente com os valores médios das alturas mensais calculados através dos perfis de θ e q (vermelho) e de CO_2 (preto). Pode-se observar que a média mensal da CLP está dentro do intervalo de 960m à 1540m, e em geral os métodos são coerentes entre si, com valores de média muito próximos. Também é possível averiguar um aumento da altura da CLP a partir do mês de junho até o mês de setembro, meses com precipitação abaixo de 100mm, considerados, portanto representantes da estação seca, e a partir de outubro, quando é retomada a estação chuvosa, com precipitação total acima de 100mm, a altura da CLP descende.

Figura 3 – Série Temporal de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Precipitação (mm) para a região de influência de ALF entre 2010 e 2017.



Fonte: Autores.

Para um melhor entendimento do comportamento da altura em relação à precipitação, em cada perfil utilizado, as alturas da CLP, obtida pelas duas metodologias, foram correlacionadas com a variação de precipitação (Figura 5). Por uma questão metodológica os valores de altura por perfil de CO_2 são determinados em pontos específicos, pois as amostras de CO_2 foram coletas a cada 150m, portanto a altura da CLP fica restrita a estas alturas das coletas. Em ambos os métodos há uma correlação entre o aumento da precipitação e a diminuição da altura da CLP, sendo mais evidente no método da Temperatura Potencial e Umidade Específica em que o coeficiente de regressão linear (r), que mede a correlação entre Precipitação (x) e CLP (y) foi de 0,47. Apesar do número de amostras serem variáveis nas duas metodologias, para este estudo foram utilizados somente dias com resultados nos dois métodos adotados.

A despeito do método do CO₂ apresentar as alturas de CLP em altitudes específicas (alturas da coleta dos frascos do sistema de amostragem), sendo basicamente quatro alturas distintas, os dois critérios tiveram uma correlação linear de 0,71, como pode ser observado na Figura 6.

Figura 4 – Média mensal da precipitação (losangos azuis) e da altura da CLP calculados através dos perfis de θ e q (círculos vermelhos) e de CO₂ (losangos pretos) e seus respectivos desvios padrões, assim como o número de perfis utilizados no cálculo para cada um dos métodos.

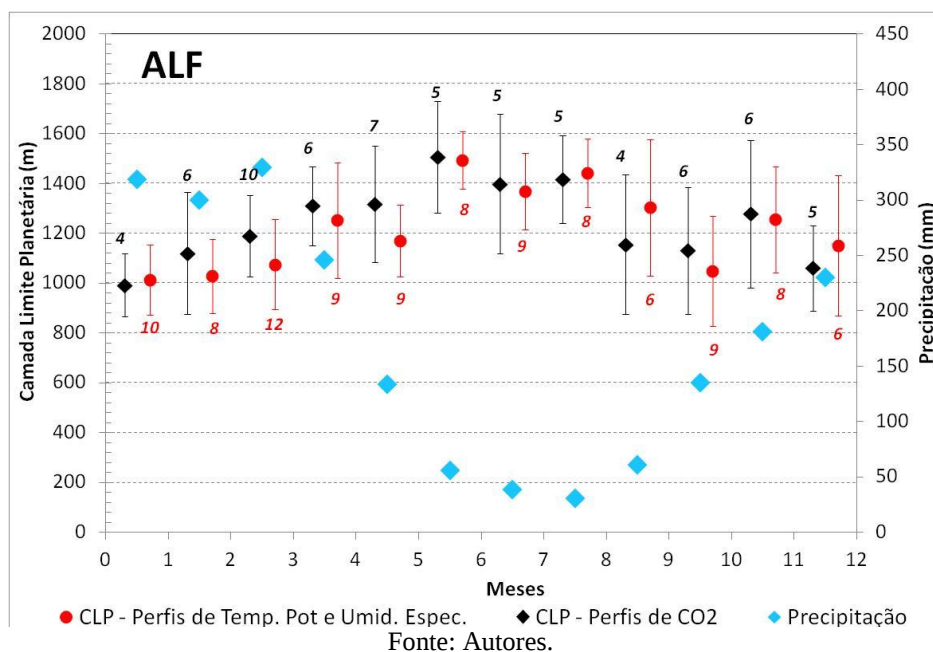
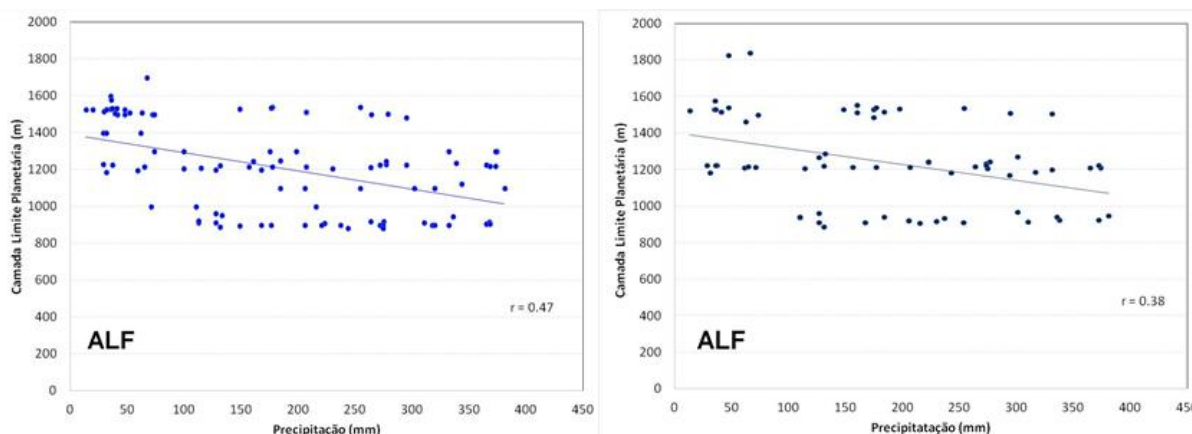


Figura 5 – Relação da precipitação com a altura da CLP, para todos os perfis, a esquerda (azul) refere-se aos perfis de θ e q , e a direita (azul escuro) aos perfis de CO₂.

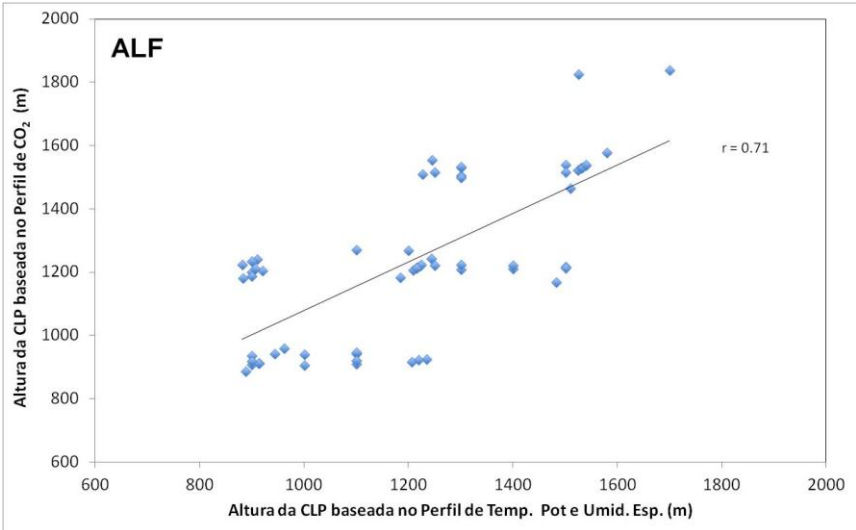


Fonte: Autores.

Por fim foram calculadas as médias das alturas da CLP e desvios padrões para as distintas estações, seca e chuvosa, e metodologias, apresentadas na Tabela 1, além da contagem do número de voos usados em cada um dos casos. Onde, observa-se que método de Temperatura Potencial e Umidade Específica apresenta maior confiança estatística por conter maior quantidade de dados, sendo analisados quase 20 perfis a mais do que para o de CO₂. Contudo, ambas as metodologias apresentaram valores de altura da CLP similares para cada uma das

estações. Os valores médios de altura da CLP para a estação seca e chuvosa, em ambos os métodos, conforme observado na Tabela 1, mostram uma diferença considerável entre estas estações, de cerca de 250m – 300m maior durante a estação seca (que contempla quatro meses) em comparação com a estação chuvosa (que abrange oito meses), diferença está confirmada pelo teste de significância estatística.

Figura 6 – Correlação entre as alturas da CLP determinadas pelos métodos de perfil de CO₂ e Temperatura Potencial e Umidade Específica.



Fonte: Autores.

Tabela 1 – Valores das médias das alturas, em ambos os métodos, para as estações chuvosa e seca, com o número de perfis considerados em cada estação, além do número de meses que na média caracterizam a estação seca e chuvosa nesta região.

	CLP - Temp. Pot e Umid. Espec. ± Dev.	Número de Perfis	CLP - CO ₂ ± Dev. Padrão	Número de Perfis	Número de meses
Chuvosa (>100 mm)	1119 ± 207	70	1179 ± 225	52	8
Seca (≤100 mm)	1410 ± 162	32	1432 ± 214	17	4
Chuvosa ≠ Seca	291		253		

Fonte: Autores.

4. Conclusões

As alturas obtidas através da análise destes perfis demonstram que a altura da CLP encontra-se normalmente entre 900m e 1500m para a região de ALF, e demonstram uma concordância entre as duas metodologias adotadas neste estudo. A variação média mensal da altura da CLP em cada ano, em comparação ao comportamento da precipitação, tornou possível verificar principalmente para o método de Temperatura Potencial e Umidade Específica, que na maioria das coletas, a relação entre altura da CLP e a precipitação é inversamente proporcional, o que significa uma altura maior nos meses em que a precipitação é menor, o

que ocorre com maior frequência entre os meses de junho e setembro, sendo a altura da CLP em média na estação seca entre 250m e 300m maior do que na estação chuvosa.

5. Agradecimentos

Agradecemos ao CNPq pela bolsa de IC PIBIC, à FAPESP (processo FAPESP 2016/02018-2, 2018/14006-4), à ERC (*European Research Council* no programa Horizon 2020 e projeto GeoCarbon) pelo apoio financeiro na execução do projeto.

6. Referências

- BAKLANOV, A. et al. On the nature, theory, and modelling of atmospheric planetary boundary layers. *Bull Am Meteorol Soc* 92:123–128. 2010.
- CARNEIRO, R. G. Erosão da Camada Limite Noturna e suas Implicações no Crescimento da Camada Limite Convectiva na Região Amazônica, Tese de Doutorado, INPE, 2018.
- DRAXLER, R.; ROLPH, G. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), 2013. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. Disponível em: <<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>>. Acesso em: 1 agosto 2018.
- FISCH, G. et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazônia. *Theoretical and applied climatology*, Vienna, v 78, p. 47-59, 2004.
- FITZJARRALD, D. et al. Daytime turbulent exchange between the Amazon Forest and the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*. v. 95, n. 10, p. 16825 - 16838. 1990.
- GATTI, L.V. et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature*, v. 506, p. 76-80. 2014.
- HOLTSLAG, A. A. M. et al. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles—challenges for weather and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 94, p. 1691 – 1706. 2013.
- HOLZWORTH, C. G. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Monthly Weather Review*. v. 92, p. 235 – 242. 1964.
- HUFFMAN, G.J. et al. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations. *J. Hydrometeor.*, 2, 36-50. 2001.
- MAHRT, L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*. v. 96, p. 33 – 62. 2000.
- SEIDEL, D. J.; AO, C. O.; LI, K. Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research*. v. 115, p. 1 – 15. 2010.
- STULL, R. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. p. 666, 1988.
- TEIXEIRA, J. et al. Parameterization of the atmospheric boundary layer: a view from just above the inversion. *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 89, p. 453 – 458. 2008.
- WANG, C et al. Measuring boundary-layer height under clear and cloudy conditions using three instruments. *Particology*. Acesso em: 1 agosto 2018.