

ESTIMATIVA DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NO CENTRO DE LANÇAMENTO DE ALCÂNTARA.

Diogo Ramos¹ e Gilberto Fisch¹

¹Instituto de Aeronáutica e Espaço, IAE

Resumo

A formação de brisas marítimas e terrestres e da camada limite interna são alguns fatores que dificultam a determinação do topo (h) da camada limite planetária (CLP) em áreas costeiras. Este trabalho avalia a estimativa de h para o Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), no Maranhão, usando 14 meses de medições remotas obtida por um *ceilometer* e comparando-as com estimativas do modelo ERA5. O equipamento estima h usando a altura da base das nuvens como referência, determinada pela altura de retroespalhamento do pulso luminoso emitido pelo instrumento. A intensidade desta resposta depende da quantidade de aerossóis e da umidade atmosférica presentes. As estimativas indicaram que os meses secos (setembro a novembro, com $\bar{h} = 637 \pm 488m$) tendem a uma menor variabilidade horária e sazonal de h em comparação aos meses chuvosos (março a maio, com $\bar{h} = 770 \pm 912m$). A maior quantidade de umidade atmosférica durante a época chuvosa elevou a dispersão amostral das estimativas. Esta condição foi mais frequente nos horários noturnos, intervalo caracterizado climatologicamente por maiores volumes pluviométricos no local. Estes resultados permitirão a comparação com simulações numéricas de alta resolução em estudos futuros, uma vez que as observações possuem uma taxa amostral alta.

Palavras-chave: Altura da camada limite; sensoriamento remoto; Camada limite costeira.

Abstract

Sea and land breeze circulation and the internal boundary layer are some aspects that make it difficult to determine the coastal planetary boundary layer (PBL) height (h). This paper evaluates the h estimation for the Alcântara Launch Center (CLA) in Maranhão state using 14 months of remote measurements obtained by a ceilometer and by the ERA5 reanalysis. The equipment estimates h using the cloud base height as a reference, determined by the backscatter height of the light pulse emitted by the instrument. This response depends on the concentration of aerosols and atmospheric humidity present. Mean results indicated that dry months (September to November, with $\bar{h} = 637 \pm 488m$) tend to have less hourly and seasonal variability of h compared to wet months (March to May, with $\bar{h} = 770 \pm 912m$). The higher amount of atmospheric humidity during the rainy season increased the sample dispersion estimated. This condition was more frequent at nighttime, an interval climatologically characterized by the higher rainfall. These results could be compared with high-resolution numerical simulations in future studies since the observations have a high sample rate.

Keywords: PBL height; remote sensing; Coastal boundary layer

1. Introdução

A estrutura espaço-temporal da camada limite planetária (CLP) nos trópicos é influenciada diretamente pela maior disponibilidade de calor e umidade próxima da superfície, principalmente sobre os oceanos e nas zonas costeiras (STULL, 2015). Um dos parâmetros usados para o estudo da evolução diária da CLP é a determinação da sua altura, h . O diagnóstico do topo da CLP é fundamental para estimar a atividade convectiva na baixa troposfera, além de ser um termo comumente usado nos modelos de dispersão atmosférica. Apesar dos avanços tecnológicos e científicos nas

últimas décadas, estimar h permanece um desafio por diferentes motivos: natureza turbulenta da CLP; alto custo das medições, disponibilidade e frequência de observações; etc. Estes problemas estão diretamente relacionados com a dificuldade de realização de estudos observacionais da CLP em território brasileiro.

O Centro de Lançamento de Alcântara, situado no Maranhão, é o principal portal brasileiro para o espaço, onde atividades de pesquisa e desenvolvimento aeroespacial são realizadas (RAMOS; FERNANDEZ; FISCH, 2018). O conhecimento da natureza da CLP é imprescindível para as etapas de preparação e lançamento dos foguetes, principalmente em virtude dos efeitos da turbulência na trajetória dos equipamentos e da dispersão dos gases gerados pela queima dos combustíveis de propulsão dos foguetes. A problemática na observação da estrutura da CLP em Alcântara está associada aos regimes pluviométricos e aspectos geográficos (FISCH, 1999). Durante o período seco, que ocorre entre julho a dezembro, os ventos atingem velocidades mais intensas e possuem um escoamento atmosférico menos turbulento do que a época chuvosa, compreendida entre janeiro e junho. Como consequência, a mistura turbulenta próxima da superfície é intensificada em função da maior velocidade do vento, tornando a CLP localmente com estabilidade neutra.

Tradicionalmente, a determinação de h tem sido estimada através de formulações usando perfis verticais de variáveis meteorológicas medidas diretamente no perfil da baixa troposfera, usando radiossondas ou balões cativos (STULL, 2015). Contudo, estes estudos são geralmente realizados através de campanhas observacionais intensivas e que possuem um alto custo operacional. Deste modo, o emprego de observações da CLP baseada em técnicas de sensoriamento remoto tem crescido, trazendo como principalmente vantagem o custo-benefício associado com a alta taxa temporal de amostragem e o valor médio de investimento neste tipo de equipamento. Em contrapartida, a incerteza das técnicas de medição remota e a impossibilidade de operação em determinadas condições meteorológicas são as principais limitações. Todavia, estudos tem mostrado a eficácia no uso de *ceilometer* para estudos da CLP em diferentes condições meteorológicas e geográficas (AVOLIO et al., 2017; CARNEIRO; FISCH; KAUFMANN, 2016; SCHWEEN et al., 2014). Portanto, este trabalho tem o objetivo de analisar os padrões médios sazonais e diário de h usando medições de um *ceilometer* no CLA.

2. Material e Métodos

2.1 Área de estudo e dados utilizados

A região do CLA possui vegetação tipicamente de floresta úmida e relevo predominantemente plano, circundado por riachos e próximo da baía de São Marcos, que separa o CLA da capital do estado do Maranhão, São Luiz. A zona costeira é definida pela presença de falésias com altura média de 40 m, que impacta diretamente na aerodinâmica do escoamento atmosférico nos níveis próximos da superfície. Seu regime climatológico apresenta duas estações bem distintas (FISCH, 1999), com período seco entre julho a dezembro (sendo mais intenso entre setembro - novembro) e chuvoso entre janeiro a junho (com máximos entre março – maio). Neste local foram analisados os dados mensurados remotamente pelo *ceilometer*, além de diagnósticos numéricos de h obtidos pela reanálise do centro meteorológico europeu, ECMWF. Informações pluviométricas coletadas no mesmo sítio experimental também foram usadas de forma complementar na análise dos resultados. Como o estudo abrange um período com diferentes regimes pluviométricos, todas os registros válidos do equipamento foram considerados. Os dados analisados foram coletados entre novembro de 2016 a dezembro de 2017. O intervalo entre maio e junho houve ausência de dados do *ceilometer* devido a problemas técnicos, enquanto nos demais meses a disponibilidade de medições variou entre 85% (janeiro) a 95% (julho).

2.2 Estimativa de h no *ceilometer*

O *ceilometer* usado (*Campbell Scientific Ltd*, CS135) é um instrumento de medição remota do tipo LIDAR (*Light and Detection Ranging*) que estima a altura da base de nuvens, instalado sobre a superfície terrestre. O princípio de funcionamento é baseado na emissão vertical de pulsos luminosos de baixa potência, com comprimento de onda ajustável entre 902 a 912 μm . Em seguida, o sensor recebe os pulsos refletidos por nuvens e aerossóis presentes acima do instrumento. A

intensidade de retroespalhamento depende da quantidade de partículas no ar (i.e., aerossóis) e da umidade atmosférica. Os algoritmos proprietários do equipamento estimam a altura da CLP a partir dessa altura das nuvens, com grau de incerteza de aproximadamente 5 m. O instrumento foi ajustado para uma taxa amostral de 1 minuto, cujo alcance vertical é de até 10 km. O equipamento estima quatro diferentes níveis de base das nuvens, sendo o primeiro escolhido neste trabalho. A análise inicial dos dados indicou uma grande variabilidade temporal, provavelmente causada por: 1) dificuldade na detecção da inversão térmica entre a camada limite interna e a CLP (PIRES, 2009); 2) baixa concentração de aerossóis e elevada umidade atmosférica. Portanto, os valores válidos de h do 1º nível foram considerados apenas quando inseridos entre os percentis de 5% a 95%.

2.3 Diagnóstico de h no ERA5

A 5ª geração de reanálises do ECMWF, nomeada de ERA5, é produzida a partir das previsões do modelo global operacional deste centro e do sistema integrado de observações da Organização Mundial Meteorológica (OMM). Estes dados são assimilados usando o método 4D-VAR, sendo disponibilizados com 137 níveis verticais em coordenada híbrida, topo atmosférico em 0,01 hPa, frequência horária e resolução horizontal de 31 km (Copernicus Climate Change Service, 2017). Como o estudo trata de uma região costeira, estes dados permitirão identificar o contraste espacial de h entre continente (44.5 °W; 2.5 °S) e oceano (44.25 °W; 2.25 °S).

A metodologia é baseada na formulação adaptada do número de Richardson volumétrico, Ri_b , descrita por Seidel et al. (2012). Os autores avaliaram diferentes métodos distintos para determinação de h considerando informações de radiossondas, reanálises e modelos climáticos para os Estados Unidos e Europa. Como as radiossondas não possuem medições de vento em 2 m de altura e da velocidade de fricção u_* , os autores definiram nas equações 1 a 4 que $U_{2m} = 0$, o cisalhamento vertical do vento seja ignorado e o efeito da energia estática virtual do ar seco (S_v) seja considerado. Com isso, h será o nível n onde Ri_b alcança seu valor crítico de 0,25, calculado a partir da Equação 4.

$$|\Delta U|^2 = u_{hbl}^2 + v_{hbl}^2 \quad (1)$$

$$s_{vn} = c_p T_n (1 + \epsilon q_n) + g z_n \quad (2)$$

$$s_{vhbl} = c_p T_{hbl} (1 + \epsilon q_{hbl}) + g h_{bl} \quad (3)$$

$$Ri_b = h_{bl} \frac{2g(s_{vhbl} - s_{vn})}{(s_{vhbl} + s_{vn} - g h_{bl} - g z_n) |\Delta U|^2} \quad (4)$$

3. Resultados e Discussões

O desenvolvimento médio de 3 horas e mensal de h estimado no *ceilometer* (h_{OBS}) e nos 2 pontos de grade do ERA5 (continente - $ERA5_{hC}$; oceano - $ERA5_{hO}$) é uma observado na Figura 1. Nos meses secos, a evolução média do topo da CLP possui menor variabilidade que nos meses chuvosos. Durante a estação chuvosa, h_{OBS} oscilou entre 500 m a 2000 m, enquanto no intervalo sem precipitação, esta variação esteve concentrada entre 400 a 1000 metros. Em situações pontuais do período disponível, h superou estes limiares, atingindo alturas inconsistentes com os padrões médios do topo de uma CLP tropical (STULL, 2015). Ao considerar apenas as derivações do equipamento, esta inconsistência é ainda mais destacada. Por outro lado, houve uma persistência de valores abaixo de 200 m na época seca neste mesmo nível. A principal razão para este comportamento se deve ao maior conteúdo de aerossóis atmosféricos acima do CLA, resultado da ausência prolongada de precipitação no local. O diagnóstico do ERA5 possui um desenvolvimento mais comportado entre os pontos considerados com relação ao ponto observacional, principalmente na posição oceânica. O erro médio absoluto entre ERA5 e *ceilometer* foi sazonalmente estimado em : Trimestre chuvoso, $ERA5_{hC} = 708 \pm 53m$ e $ERA5_{hO} = 648 \pm 46m$; trimestre seco, $ERA5_{hC} = 18 \pm 89m$ e $ERA5_{hO} = 46 \pm 77m$.

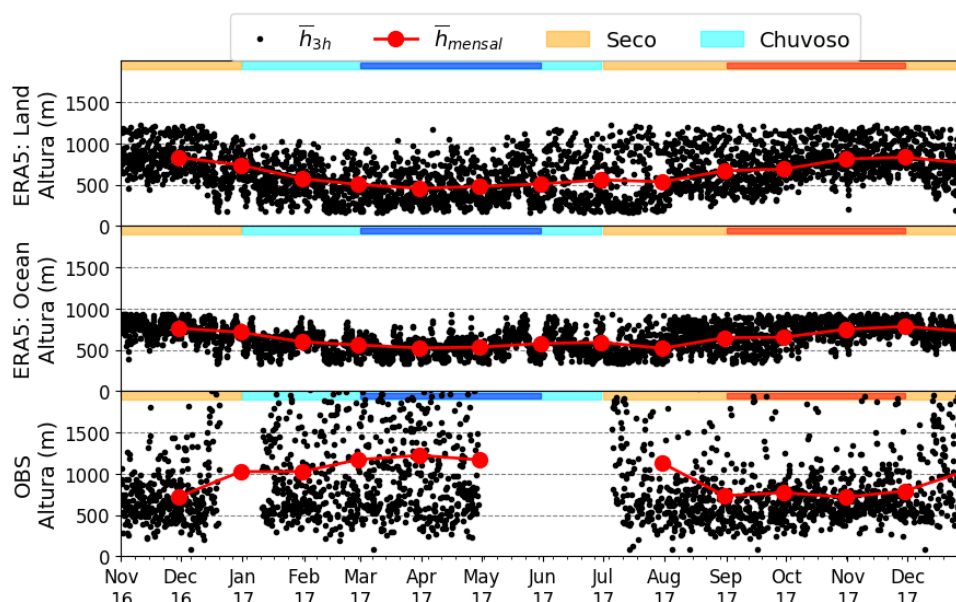


Figura 1 – Evolução média mensal e de 3 horas de h estimado nos primeiro (acima) e segundo nível (abaixo) do *ceilometer*. As barras superiores delimitam a época seca e chuvosa do período estudado, destacando os intervalos mais intensos de cada estação.

Este resultado mostra a sensibilidade direta do *ceilometer* e do ERA5 com as variações de precipitação e nebulosidade local ao longo do ano. Nos intervalos ausentes de precipitação houve uma maior concentração de h em torno de 600 m, sendo um resultado similar ao valor médio estimado por Fisch (2012) usando diferentes instrumentos e metodologias no CLA (figura não mostrada). Durante a passagem de sistemas meteorológicos, há uma variabilidade maior na altura da base destas nuvens convectivas. Entretanto, há uma tendência de acúmulo de aerossóis e demais materiais particulados na CLP durante períodos sem chuva (SCHWEEN et al., 2014).

A Figura 2 apresenta o ciclo horário médio de h para os trimestres seco (setembro a novembro) e chuvoso (fevereiro a maio) de 2017. A dispersão dos valores noturnos e diurnos se destaca entre os trimestres, seja na evolução do ciclo como na magnitude da variação da amostra. O desenvolvimento horário da mediana de h_{OBS} e $ERA5_{hO}$ no período seco é mais homogêneo, cujo média oscila entre 500 e 700 m, com desvio padrão inferior a 100 m a noite, e abaixo de 500 m ao longo do dia. Contudo, a evolução deste parâmetro na estação chuvosa apresenta um comportamento oposto, ou seja, com alta dispersão dos dados durante a noite, e menores desvios durante o dia. Além disso, a magnitude destes desvios também é aumenta consideravelmente no período noturno, associado ao regime pluviométrico da região ter ocorrido justamente nesse intervalo de tempo com maior frequência. A evolução horária sazonal de $ERA5_{hO}$ é próxima do valor médio estimado por Fisch (2012), que também fez uso de medições remotas, mas usando um perfilador microradiométrico. Em virtude da proximidade do ponto observacional ser menos de 700 m próximo do oceano, era de se esperar que a camada limite oceânica predominasse sobre a CLP local de Alcântara.

A Figura 3 reúne as dispersões sazonais entre observações do *ceilometer* e os diagnósticos do ERA5 para os pontos mais próximos do CLA. Os resultados apresentam a sensibilidade sazonal dos dados, principalmente no período noturno chuvoso. Enquanto isso, os valores diurnos médios de h estiveram em torno de 600 a 1200 m. A dispersão com as observações mostra uma concentração de valores diagnosticados entre 600 e 800 m, seja no continente ou no oceano. Por outro lado, esta concordância não é reproduzida no trimestre chuvoso, onde o intervalo de concentração do ponto continental decai para 300 a 500 m, e 500 a 600 m na época chuvosa. Esta é uma resposta direta da continentalidade, uma vez que o desenvolvimento da CLP é proporcional a evolução térmica da superfície. Como na época chuvosa há uma diminuição da média climatológica de temperatura do ar (RAMOS; FERNANDEZ; FISCH, 2018), é natural que a CLP continental seja menos profunda que a época seca. A capacidade calorífica do oceano retém mais energia na forma de calor, tornando o gradiente térmico sazonal menos intenso. O volume amostrado de h analisado

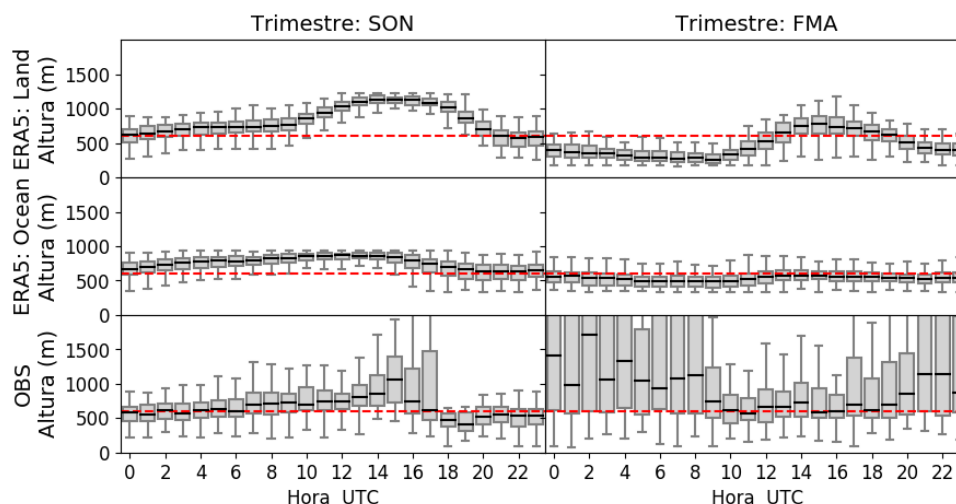


Figura 2 – Ciclo horário de h para os períodos seco (esquerda) e chuvoso (direita) para os valores do ERA5 continente (superior), ERA5 oceano (centro) e *ceilometer* (inferior). A linha tracejada indica $\bar{h} = 600m$ obtido por Fisch (2012).

neste estudo complementa estudos anteriores que discutiram medições remotas da CLP (FISCH, 2012), assim como, efeitos da precipitação na evolução de h (RAMOS; FERNANDEZ; FISCH, 2018).

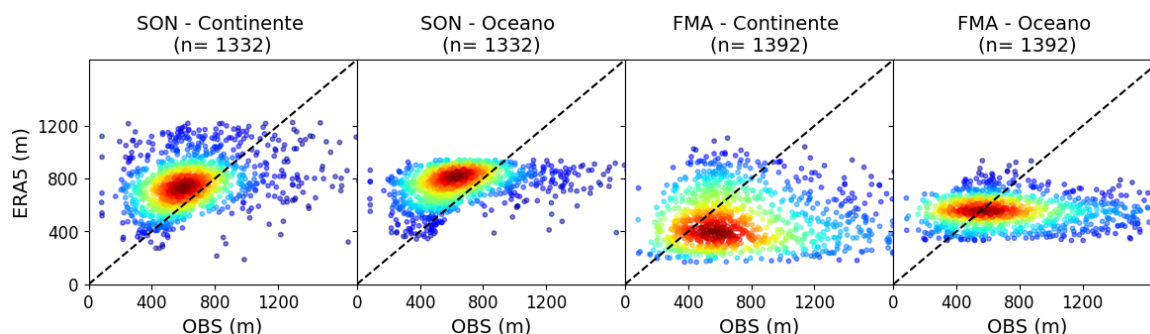


Figura 3 – Dispersão de h entre observações remotas do *ceilometer* e valores calculados pelo ERA5 durante estações seca e chuvosa para os pontos de continente e oceano da reanálise.

Os resultados apresentados indicam diferentes características de h estimado pelo *ceilometer*. Em termos médios e desconsiderando valores inconsistentes com as condições geográficas e climáticas do local (RAMOS; FERNANDEZ; FISCH, 2018; STULL, 2015; FISCH, 2012), os valores de h para as épocas seca e chuvosa foram de $637 \pm 488m$ e $770 \pm 912m$, respectivamente. Estas informações devem beneficiar não apenas no entendimento da CLP da região, como também favorecer na validação de modelos de previsão numérica de tempo. É importante considerar também as incertezas associadas ao método de determinação da altura da base das nuvens, assim como, das condições meteorológicas e do equipamento usado. Schween et al. (2014) discutiram esta problemática, que apesar dos métodos de estimativa de h e da instrumentação disponível atualmente resultarem em valores coerentes com estudos clássicos, estas limitações técnicas devem ser sempre consideradas. Por fim, vale ressaltar que o método empregado pelo ERA5 foi desenvolvido e verificado para observações da CLP de médias latitudes por Seidel et al. (2012), necessitando ainda de validação para zonas tropicais.

4. Conclusão

A evolução temporal do topo da CLP foi estudada neste trabalho através de estimativas de um *ceilometer* e diagnósticos da reanálise ERA5 durante um período de 14 meses no Centro de Lançamento de Alcântara (MA). A análise dos ciclos horários e mensais indicaram uma alta variabilidade de h associado ao regime pluviométrico do local. A estimativa de h nos meses secos indicou

um ciclo diário mais homogêneo e menos variável ($\bar{h} = 637 \pm 488m$). Por outro lado, a altura da CLP indicou alta variabilidade durante os meses chuvosos ($\bar{h} = 770 \pm 912m$), principalmente durante a noite. Estudos anteriores já discutiram estas características da precipitação noturna da região, embora a resposta da CLP com um maior volume de dados observados não havia sido ainda analisada.

Os diagnósticos do ERA5 para pontos de grade (1 no continente e outro no oceano) próximos do CLA reproduziram uma evolução conceitual de h . O ciclo médio de h sobre o oceano calculado no ERA5 é equivalente ao indicado pelo *ceilometer* e por estudos anteriores. Todavia, a metodologia usada na reanálise foi elaborada para informações de médias latitudes, necessitando portanto uma averiguação para condições de CLP tropical.

As limitações técnicas inerentes ao tipo de medição remota do equipamento, assim como, condições meteorológicas de elevada umidade atmosférica durante a época chuvosa aumentam a incerteza dos resultados. Porém, os valores médios obtidos estão fisicamente consistentes com outras investigações, validando estas informações para estudos futuros que façam uso de metodologias similares. A intercomparação destes resultados com outros instrumentos disponíveis no CLA, assim como, a verificação de simulações numéricas de h são potenciais direções de estudos futuros.

Referências Bibliográficas

AVOLIO, E.; FEDERICO, S.; MIGLIETTA, M. M.; Lo Feudo, T.; CALIDONNA, C. R.; SEMPREVIVA, A. M. Sensitivity analysis of WRF model PBL schemes in simulating boundary-layer variables in southern Italy: An experimental campaign. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 192, n. December 2016, p. 58–71, 2017. ISSN 01698095.

CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. Determinação da altura da camada limite planetária na floresta amazônica utilizando um ceilometer. **Ciência e Natura**, v. 38, n. Ed. Especial, p. 460–466, jul 2016. ISSN 2179-460X.

Copernicus Climate Change Service. **ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate**. 2017. Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp/{#}/h>>.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLA) [Wind profile patterns in the Alcântara Launch Center]. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 11–21, 1999.

FISCH, G. The heights of the Atmospheric Boundary Layer at a coastal region using remote sensing and in situ measurements. In: **16th International Symposium for the Advancement of Boundary-Layer Remote Sensing**. Boulder, Colorado (EUA): ISARS, 2012. p. 3.

PIRES, L. B. M. **Estudo da Camada Limite Interna desenvolvida em falésias com aplicação para o Centro de Lançamento de Alcântara**. 2009. 167 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 2009.

RAMOS, D. N. d. S.; FERNANDEZ, J. P. R.; FISCH, G. Evolution of the Planetary Boundary Layer on the northern coast of Brazil during the CHUVA campaign. **Atmospheric Research**, v. 203C, p. 298–310, jan 2018. ISSN 01698095.

SCHWEEN, J. H.; HIRSIKKO, A.; LÖHNERT, U.; CREWELL, S. Mixing-layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: From case studies to long-term assessment. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 7, n. 11, p. 3685–3704, 2014. ISSN 18678548.

SEIDEL, D. J.; ZHANG, Y.; BELJAARS, A.; GOLAZ, J.-C.; JACOBSON, A. R.; MEDEIROS, B. Climatology of the planetary boundary layer over the continental United States and Europe. **J. Geophys. Res. Atmos.**, Blackwell Publishing Ltd, v. 117, n. D17, p. n/a–n/a, sep 2012. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018143>>.

STULL, R. **Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science**. 1st ed.. ed. Vancouver, BC, Canada: Sundog Publishing, 2015. 942 p. ISBN 978-0-88865-176-1.