



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



ILLELSON RAFAEL DA SILVA BARBOSA

**ESTUDO DA VARIABILIDADE E COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS
DE ESTIMATIVA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA
AMAZÔNIA CENTRAL**

Prof^ª Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Orientadora

**Campina Grande – PB
Junho-2018**

**ESTUDO DA VARIABILIDADE E COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS
DE ESTIMATIVA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA
AMAZÔNIA CENTRAL**

Dissertação apresentada ao programa de pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, para obtenção do título de Mestre.

Orientadora: Prof^a Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Área de Concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia
Subárea: Micrometeorologia

**Campina Grande – PB
Junho-2018**

ILLELSON RAFAEL DA SILVA BARBOSA

ESTUDO DA VARIABILIDADE E COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS DE
ESTIMATIVA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA AMAZÔNIA
CENTRAL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 22/06/2018

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. CLÁUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA
Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

“A persistência é o caminho do êxito.”
Charles Chaplin

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida.

À instituição, pelo ambiente proporcionado.

A minha orientadora, Prof^a. Dr^a Clênia Alcântara, pela disposição e compreensão nos meus momentos de dificuldades.

Aos meus professores, pelos conhecimentos aprofundados.

À CAPES, pela concessão da bolsa de mestrado.

À minha família, pelo amor.

A meu filho, Miguel Barbosa, por ser minha inspiração de vida.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu cordial agradecimento.

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi realizar um estudo da variabilidade e comparação dos métodos de estimativa da Camada Limite Atmosférica na Amazônia Central, através dos dados observacionais do Projeto GOAmazon 2014/15. Os resultados encontrados mostraram que a Camada Limite Convectiva varia bastante ao longo do ano, alcançando no período chuvoso uma altura média de 838,5 m, enquanto que no período seco, a altura média foi de 1833,8 m, ou seja, uma diferença em torno de 1000m. As alturas encontradas para a Camada Limite Noturna não apresentaram uma sazonalidade como na Camada Limite Convectiva. Entre todos os métodos utilizados nesse estudo, o ceilômetro foi o método que mais se aproximou dos valores encontrados pelo método dos perfis na Camada Limite Convectiva. O coeficiente de determinação foi maior no período seco ($R^2 = 0,835$). Isso por conta de que em dias de céu claro ou com pouca nebulosidade, o instrumento estima de forma mais eficiente o topo da Camada Limite Convectiva. Os demais métodos superestimaram o topo da Camada Limite Convectiva com uma diferença em valores médios que chegaram a 650 m. A Camada Limite Noturna apresentou os piores resultados, tanto nas estimativas quanto nos coeficientes de determinação. Isso por conta de que os métodos possuem particularidades na estimativa, e as mesmas divergiram bastante. Diferente dos resultados encontrados na Camada Limite Convectiva, o ceilômetro subestima a altura da Camada Limite Noturna e não consegue identificar uma sazonalidade nos valores estimados.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica, Ceilômetro, Amazônia

ABSTRACT

"VARIABILITY AND COMPARISON RESEARCH OF PLANETARY BOUNDARY LAYER METHODS IN THE CENTRAL AMAZON"

This work makes a study of the planetary boundary layer variability and compare its estimation methods in the Amazonia centre region, through the observational data from the GOAmazon 2014/15 Project. This research is precursor in terms of using a so long record series. The obtained results showed that the Convective Boundary Layer (CBL) has a huge variability all year round, reaching, in the rainy season, an average height of 838,5 m, while in the dry period, the average height was 1833,8 m. In other words, a difference around 1000m . The heights found for the Nocturnal Boundary Layer (NBL) did not obtain a seasonality as in CBL. Among all methods used in this analysis, the ceilometer was the method that was closer from the values found by the profile method in the CBL. The determination coefficient was higher in the dry period ($R^2 = 0.835$) because, during clear sky or low cloudiness days, the instrument estimates more efficiently the top of the CBL. The other methods overestimated the top of the CBL with an average difference of 650 m. The NBL presented the worst results, both in the estimates and in the determination coefficients, because the methods have particularities in the estimation that diverged a lot. Different from the CBL results, the ceilometer underestimates the height of the NBL and can not identify a seasonality in the estimated values.

Keyword: planetary boundary layer, ceilometer, Amazônia

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Perfil vertical da troposfera - Adaptado de Wallace e Hobbs,2006).....	15
Figura 2. Desenvolvimento da estrutura da CLA ao longo do dia (Adaptado de Stull,1988)..	18
Figura 3. Mapa da região norte do Brasil ao fundo (Adaptado de Martin et al., 2016) e a área de domínio do radar banda S sobreposta (Adaptado de Zhuang et al., 2017), ambas mostrando a localização do sítio T3 destacado em vermelho	29
Figura 4. Equipamento de lançamento das sondas do GOAmazon.....	30
Figura 5. Representação ideal do Método dos perfis para a CLC	32
Figura 6. Representação da CLN e suas características	33
Figura 7. Representação ideal do Método das parcelas.....	33
Figura 8. Esquematização dos tipos de regimes na CLA	34
Figura 9. Modelo CT25K da Vaisala Inc. (Finlândia).....	35
Figura 10. Acumulado mensal em Manacapuru-AM e a média climatológica em Manaus – AM.....	37
Figura 11. Acumulado diário de precipitação em Manacapuru-AM.....	37
Figura 12. Acumulado sazonal horário da precipitação em Manacapuru-AM no ano de 201538	
Figura 13. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL do mês chuvoso.....	40
Figura 14. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL entre os dias 01 a 16 do mês seco	41
Figura 15. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL entre os dias 17 a 29 do mês seco	42
Figura 16. Perfis de Θ e Θ_v às 01:30 HL do mês chuvoso.....	44
Figura 17. Perfis de Θ e Θ_v às 01:30 HL do mês seco.....	46
Figura 18. Comparação dos métodos de estimativa da CLC no período chuvoso: a) CLC-dezembro, b) CLC-janeiro, c) CLC-fevereiro, d) CLC-março, e) CLC- abril e f) CLC-maio.	50
Figura 19. Perfis clássicos selecionados do período chuvoso	51
Figura 20. Comparação dos métodos de estimativa da CLC no período seco: a) CLC-junho, b) CLC-julho, c) CLC-agosto, d) CLC-setembro, e) CLC-outubro e f) CLC-novembro.....	53
Figura 21. Perfis clássicos selecionados da CLC do período seco	54
Figura 22. Comparação dos métodos de estimativa da CLN no período chuvoso: a) CLN-dezembro, b) CLN-janeiro, c) CLN-fevereiro, d) CLN-março, e) CLN-abril e f) CLN-maio.	56
Figura 23. Perfis clássicos selecionados da CLC do período chuvoso.....	57
Figura 24. Comparação dos métodos de estimativa da CLN no período seco: a) CLN-junho, b) CLN-julho, c) CLN-agosto, d) CLN-setembro, e) CLN-outubro e f) CLN-novembro.....	59
Figura 25. Perfis clássicos selecionados da CLN do período seco.....	60

Figura 26. Altura média mensal da CLC	64
Figura 27. Altura média mensal da CLN.....	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Informações de medições utilizadas no estudo.....	29
Tabela 2. Especificações técnicas do ceilômetro modelo CT25K.....	36
Tabela 3. Θ e Θ_v no topo da CLC mês de janeiro de 2015	40
Tabela 4. Θ e Θ_v no topo da CLC no mês de setembro de 2015	43
Tabela 5. Características da CLN no período chuvoso, em que $h_i(m)$ é a altura da CLN, Θ (hi) temperatura potencial no topo da CLN, Θ_s temperatura potencial na superfície e $\Delta\Theta$ é a descontinuidade térmica	45
Tabela 6. Comparação dos valores médios da CLN: Obtidas neste trabalho, com o resultado de Santos (2005).....	45
Tabela 7. Características da CLN no período seco, em que $h_i(m)$ é a altura da CLN, Θ (hi) temperatura potencial no topo da CLN, Θ_s temperatura potencial na superfície e $\Delta\Theta$ é a descontinuidade térmica	47
Tabela 8. Comparação entre as alturas da CLN: Obtidas no presente estudo, com os resultados de Fisch (2005), Santos (2005) e Neves (2010)	48
Tabela 9. Comparação dos valores médios da CLN: Obtidas no presente estudo, com os resultados de Fisch (1995), Santos (2005) e Neves (2010).....	48
Tabela 10. Comparação entre os métodos de estimativa da CLC durante o período chuvoso.	62
Tabela 11. Comparação entre os métodos de estimativa da CLC durante o período seco.....	62
Tabela 12. Comparação entre os métodos de estimativa da CLN durante o período chuvoso	62
Tabela 13. Comparação entre os métodos de estimativa da CLN durante o período seco.....	62

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ABLE 2A	Experimento da Camada Limite da Amazônia
AL	Atmosfera Livre
AM	Amazonas
ARM	<i>Atmospheric Radiation Measurement</i>
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala

CHUVA	<i>(Cloud processes of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement))</i>
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLFA	Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara
CLN	Camada Limite Noturna
CLS	Camada Limite Superficial
CR	Camada Residual
DJF	Dezembro – Janeiro – Fevereiro
DOE	<i>United State Departament of Energy</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	<i>El Niño</i> Oscilação Sul
GOAmazon	Green Ocean Amazon
HL	Horário Local
JJA	Junho – Julho – Agosto
LI	Linhas de Instabilidade
LIDAR	Light Detection And Ranging
MAM	Março – Abril – Maio
NW-SE	Noroeste-Sudeste
RBLE3	<i>Rondonia Boundary Layer Experiment</i>
Ri 0,25	Número de Richardson com valor crítico 0,25
SON	Setembro – Outubro – Novembro
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USP	Universidade de São Paulo
WETAMC	<i>Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico SUL
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZE	Zona de Entranhamento

Sumário

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVO	15
2.1 Objetivo geral	15
2.2 Objetivos específicos	15
3. REVISÃO DE LITERATURA	15
3.1 Aspectos gerais da CLA	15
3.2 Aspectos climatológicos da Amazônia	19
3.3 Estudos anteriores sobre CLA ao redor do mundo e na Amazônia	22
4. MATERIAL E MÉTODOS	28
4.1 Instrumentos e metodologia	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
5.1 Análise da precipitação no período de estudo	36
5.2 Análise dos perfis de Θ e Θ_v	39
5.4 Altura média mensal	63
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67
APÊNDICE A	75
APÊNDICE B	83

1. INTRODUÇÃO

A região Amazônica compreende a maior floresta tropical úmida de todo o globo, possuindo assim uma grande importância climática, por se tratar de uma fonte de calor e vapor d'água para os processos determinadores da circulação geral da atmosfera. A Amazônia apresenta cerca de 6,3 milhões de km² de área e devido a essa grande extensão, torna-se interessante pesquisar a interação entre a floresta e a atmosfera em escala local, regional e global.

Embora a região amazônica ainda esteja, principalmente, coberta por florestas tropicais, vem sofrendo uma alta taxa de desmatamento que no período de 2002 e 2003, foi de 23.750 km², a segunda maior taxa já registrada nessa região, superada somente pela marca histórica de 29.059 km² desmatados em 1995 (INPE,2004). Evidências consideráveis de estudos de modelagem e empíricos indicam que o desmatamento tropical em muitas escalas influencia o clima local, regional e até global (D'Almeida et al., 2007; Davidson et al., 2012; Mahmood et al., 2013)

As recentes e severas secas na bacia amazônica aumentaram o interesse pelas futuras condições climatológicas e ecológicas desta região. Mudanças futuras nos períodos de estiagem e em períodos úmidos podem ter impactos enormes na estrutura, biomassa e composição da floresta (Duffy et al., 2015).

Dada a importância de uma melhor compreensão das interações de aerossóis, nuvens e precipitações sobre o clima e a circulação global, vários estudos e experimentos têm sido desenvolvidos na Amazônia. O mais recente é o **Green Ocean Amazon** (GoAmazon), que ocorreu nas áreas adjacentes à Manaus - Brasil. O projeto é uma colaboração entre instituições brasileiras de ensino e pesquisa, dentre elas a Universidade de São Paulo (USP), o Departamento Americano de Energia (*United State Department of Energy* – DOE) e o Instituto Max Planck da Alemanha .

No contexto do GOAmazon em tentar entender a interação da floresta com a atmosfera desde a escala local até a global, está a Camada Limite Atmosférica (CLA), que é a parte mais baixa da troposfera, com características predominantemente turbulentas. A CLA responde as forçantes da superfície, com uma escala de tempo de aproximadamente 1 hora ou menos e apresenta, também, uma escala de altura da ordem de aproximadamente 1 a 2 km. Estas forçantes incluem o arrasto friccional, a evaporação e a transpiração, a transferência de calor, a emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzido pela superfície (Stull, 1988).

A altura e as características dentro da CLA variam muito ao longo do dia, podendo ir de situações de estabilidade denominada de Camada Limite Estável (CLE) ou Camada Limite Noturna (CLN), até uma camada bastante misturada e instável denominada Camada Limite Convectiva (CLC).

Na Amazônia, os estudos sobre CLA possuem foco sobre a influência do desmatamento na sua estrutura dinâmica e térmica e da sua evolução. Nesse ponto de vista, diversos estudos foram realizados na região desde a década de 80, por exemplo, o Experimento da Camada Limite da Amazônia (ABLE 2A) (Martin et al., 1988), o RBLE3 (*Rondonia Boundary Layer Experiment*) caracterizado pelo estudo do período seco da região amazônica em agosto de 1994 (Fisch,1995), o WETAMC (*Wet season Atmospheric Mesoscale Campaign*) realizado no período chuvoso em conjunto com o TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), em janeiro e fevereiro de 1999 (Silva Dias et al.,2002), o “DRY-TO-WET” *Atmospheric Mesoscale Campaign*” (*Radiation, Cloud, and Climate Interactions*), em 2002 e o Projeto CHUVA (*Cloud processes of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)*) que possuiu uma campanha em Belém-PA durante o mês de junho de 2011.

Os estudos anteriores sobre a CLA na Amazônia que compararam sazonalmente a sua estrutura foram realizados com no máximo 02 meses de dados. Com isso, mostra-se a relevância do presente estudo, pois o GOAmazon foi o mais recente e duradouro experimento na Amazônia, que ocorreu durante o período de janeiro de 2014 a dezembro de 2015. Uma introdução sobre o experimento, assim como uma melhor descrição dos sítios e instrumentos, está em Martin et al.(2016).

Devido à altura máxima da CLA variar bastante ao longo dia e da época do ano, medições contínuas são necessárias para se obter um maior entendimento da evolução da CLA na região de estudo. As medições através das radiossondas são a principal forma de se analisar a sua estrutura, e identificar o seu topo através dos perfis termodinâmicos e dinâmicos, porém devido ao seu alto custo, as medições ocorrem de forma esporádica (um lançamento a cada 6 horas, na maioria dos experimentos de campo ou a cada 12 horas na rede sinótica). Sendo assim, como justificativa desse estudo, torna-se interessante o uso de instrumentos que fazem o uso da técnica de sensoriamento remoto, como o Ceilômetro, para se obter uma maior amostragem do ciclo diário da CLA (Emeis,2010).

2. OBJETIVO

2.1 Objetivo geral

O objetivo deste trabalho é a realização de um estudo da variabilidade e comparação dos métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva (CLC) e da Camada Limite Noturna (CLN) na região central da Amazônia, utilizando para isso, métodos subjetivos, objetivos e uso de sensoriamento remoto.

2.2 Objetivos específicos

- Utilizar o coeficiente de determinação R^2 para os métodos de estimativa;
- Comparar e identificar o método que mais se aproxima do método dos perfis

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Aspectos gerais da CLA

Devido aos diversos processos físicos e químicos existentes dentro da primeira camada da atmosfera denominada troposfera, a mesma pode ser dividida em duas partes: a primeira é a CLA que é a mais baixa e próxima à superfície e que possui características predominantemente turbulentas, conforme exemplificada na Figura 1. A segunda parte é denominada de Atmosfera Livre (AL), que é dominada por processos meteorológicos associados aos sistemas atmosféricos de grande e meso escala e possui um escoamento considerado laminar.

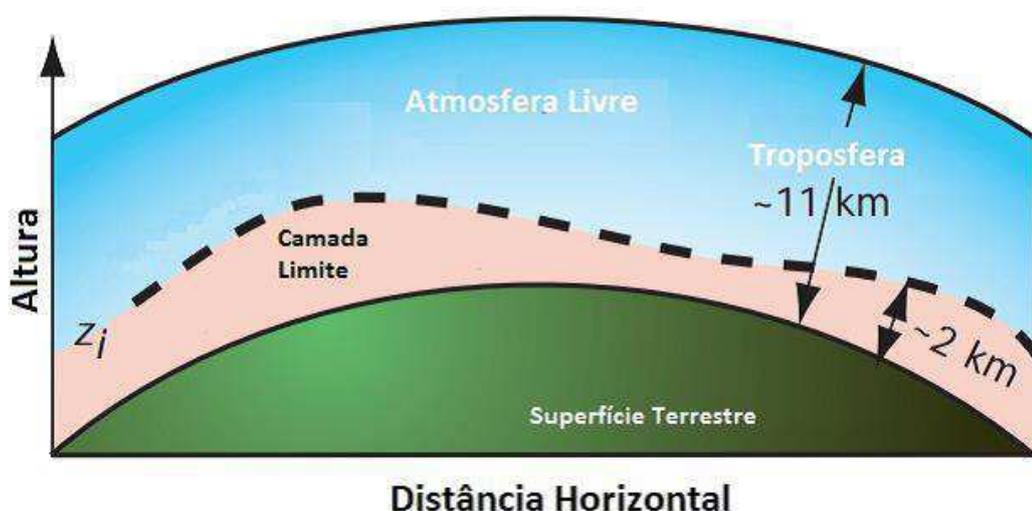


Figura 1. Perfil vertical da troposfera - Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006)

De acordo com Zhang et al. (2011), a CLA é uma das camadas mais importantes da atmosfera terrestre, e sua espessura tem sido um dos parâmetros físicos importantes na simulação numérica.

A ocorrência da turbulência próxima ao solo é uma das principais características que faz com que a CLA seja diferente da atmosfera livre. Os movimentos verticais turbulentos podem ter duas origens: mecânica, que é devido à presença do cisalhamento provocado pelos ventos que escoam sobre a superfície, e térmica, devido ao aquecimento da atmosfera em decorrência dos fluxos de calor na superfície terrestre. A turbulência permite que a camada limite responda as variações das forçantes de superfície. Esses processos são controlados pelas interações da superfície e do entranhamento com a atmosfera livre acima. Ao mesmo tempo, a CLA deve também modificar os fluxos de superfície através da influência da temperatura e umidade do ambiente, resultado da partição de energia da superfície (Fisch et al., 2004).

De acordo com Holton et al.(2002), os principais atributos da CLA são: ter um papel central na determinação da ocorrência de nuvens baixas e os consequentes efeitos sobre os limites de radiação; manter a "ligação" entre a superfície e a atmosfera, influenciando a transferência de calor e umidade entre elas; ser fundamental na determinação das propriedades do ar que entra na base das nuvens, gerando condições necessárias para a convecção de umidade e reter aerossóis e poluentes.

O ciclo diurno da radiação solar é um dos principais fatores responsáveis pela estrutura da CLA de um determinado local, pois ela é a fonte primária de energia para toda atmosfera. Grande parte dessa radiação é absorvida pela superfície e devolvida para o restante da atmosfera através dos processos de transferência de energia (radiação, convecção e condução de calor) que ocorrem dentro da camada.

Quando a superfície do solo está mais aquecida do que a atmosfera, ela transfere energia à camada de ar adjacente por condução e esta, por convecção, aquecerá a CLA por inteira. Portanto, pode-se afirmar que há um fluxo positivo de calor. Porém, durante a noite, o solo passa a emitir radiação de onda longa, perdendo energia, passando então a receber calor da atmosfera. A partir de então, ocorre uma inversão no processo, ou seja, o solo atua como sumidouro de calor e o fluxo se torna negativo (Nunes, 2008).

Seibert et al. (2000) descrevem a CLA como a altura da camada adjacente ao solo sobre a qual os poluentes ou quaisquer constituintes emitidos dentro desta camada ou entranhados nela tornam-se verticalmente dispersos pela convecção ou turbulência mecânica

dentro de uma escala temporal de cerca de uma hora. As variações da altura da CLA vão de centenas de metros até alguns quilômetros, dependendo das influências das forçantes próximas à superfície, as quais ocorrem através de mecanismos de transferência turbulenta (Stull,1988). Tal altura é um importante parâmetro para a determinação de diversos processos que ocorrem dentro da troposfera, como por exemplo, a formação de nuvens, distribuição de aerossóis, assim como, a determinação do volume disponível para dispersão de poluentes, etc.

O desenvolvimento da estrutura da CLA (Figura 2) pode ser entendido através do ciclo diário do fluxo de radiação solar. Este ciclo se inicia ao nascer do sol, que aquece a superfície e a mesma particiona esta energia aquecendo a CLA na forma de calor sensível, surgindo assim a Camada Limite Superficial (CLS). Esta é a camada que fica em contato com a superfície e pode variar desde poucos milímetros a poucas dezenas de metros, com pouca influência da viscosidade. Apresentando fluxos verticais turbulentos de calor e momentum relativamente constantes com a altura. Esta região fica na base da camada limite, onde os fluxos turbulentos e a fricção apresentam pouca variação com a altura, considerando-se, em média, um decréscimo de 10% de sua intensidade no topo da camada. Nesta camada, os primeiros centímetros desde o solo, recebem o nome de Micro-Camada ou Camada Interfacial, onde o transporte molecular é mais importante do que o transporte turbulento (Stull,1988).

Durante o dia, a CLS possui intensos gradientes verticais de umidade, velocidade do vento e temperatura, alta concentração de térmicas, as quais se fundem e formam turbilhões maiores e mais organizados na CLC, a qual pode ser assim chamada devido à forte mistura na sua parte interna, indicando a existência de grande turbulência oriunda de intensa convecção (Stull,1988; Wallace e Hobbs,2006; Nunes,2008).

A CLC se estende até aproximadamente 1-2 km de altura. Caracteriza-se também pela presença de perfis verticais aproximadamente constantes com a altura de algumas variáveis (temperatura potencial e umidade específica e, em alguns casos, de vento) e apresenta também turbulência intensa. As principais fontes convectivas responsáveis pela mistura desta camada são correntes ascendentes de ar quente (térmicas), que se deslocam a partir da superfície (Stull, 1988). O topo desta camada é estável e serve como um tampão, impedindo a subida das térmicas e contendo assim o domínio da turbulência. A região do topo da camada é chamada de Zona de Entranhamento (ZE), onde existe um empuxo negativo, fazendo com que as térmicas, que ascendem verticalmente com o empuxo positivo, voltem à CLC, porém com um

ar quente e seco, sendo este processo denominado de “entranhamento” ou “penetração convectiva” (Fisch, 1995).

No início da noite, quando o saldo de radiação passa a ser negativo, a CLA não apresenta mais a influência dos processos turbulentos da mesma maneira que ocorrem durante o dia. A partir daí, surge uma camada de inversão, a CLN, a qual causa um desacoplamento entre a superfície e a CLC acima dela. A camada logo acima desta camada estável recebe o nome de Camada Residual (CR), por possuir características remanescentes da CLC formada durante o dia, ou seja, as mesmas variáveis de estado e concentração, além de reter os poluentes, os quais ficarão ali confinados durante o período noturno. A turbulência nessa camada é estável. Ao contrário do que ocorre na CLC, a CLN não possui um topo bem definido, que se mistura suavemente com a CR logo acima (Stull,1988; Garrat,1992; Nunes,2008).

Os empuxos negativos existentes devido ao fato do maior resfriamento da superfície em comparação com a atmosfera acima agem para suprimir a turbulência mecânica e diminuir sua profundidade, assim como, os movimentos atmosféricos (tais como, ondas de gravidade) podem coexistir com a turbulência, tornando sua estrutura mais complexa (Santos et al.,2005).

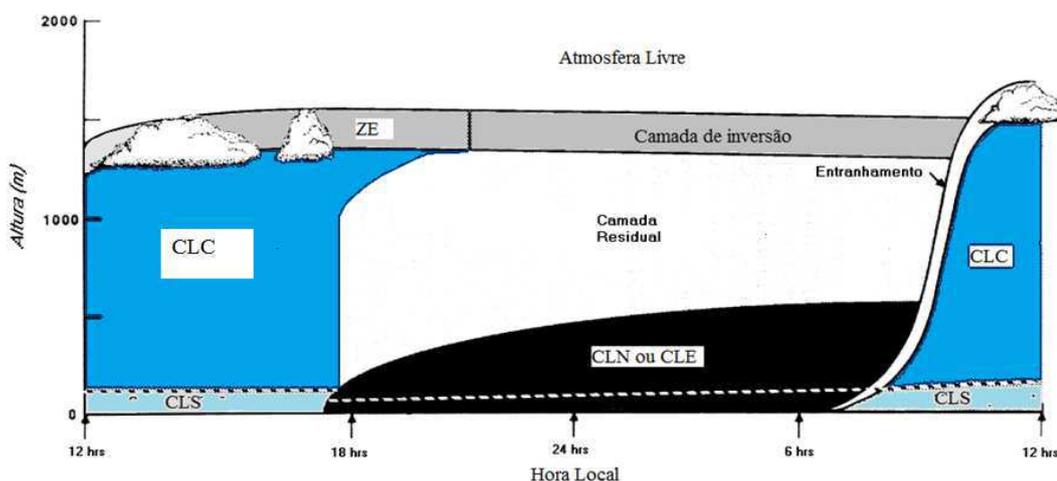


Figura 2. Desenvolvimento da estrutura da CLA ao longo do dia (Adaptado de Stull,1988)

3.2 Aspectos climatológicos da Amazônia

Devido a sua extensão, a região amazônica é afetada por diversos sistemas meteorológicos em diferentes escalas de tempo que podem promover acumulados de chuva abaixo ou acima da média climatológica e que são modulados por mecanismos de interação na interface oceano-atmosfera (De Souza et al., 2005a). Nesse sentido, diversos estudos anteriores subdividiram a Amazônia de acordo com os sistemas atuantes e a quantidade de precipitação anual (Rao e Hada, 1990; Liebmann e Marengo, 2001; Marengo e Nobre, 2009; Reboita et al., 2010; Santos et al., 2015; 2017).

Na região da bacia central, foco desse trabalho, a cobertura de nuvens e as chuvas são mais baixas a partir do mês de junho, sendo o período central da estação seca, entre agosto e setembro. O período chuvoso inicia-se a partir de dezembro, com um máximo entre março e abril (Marengo et al., 2017).

Entre os principais sistemas meteorológicos atuantes na Amazônia, está a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que segundo Ferreira (1996) está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos alísios ;ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar (TSM); iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. A ZCIT pode influenciar no regime pluviométrico da região amazônica de duas formas: atuando diretamente na precipitação devido a sua variação sazonal, alcançando sua posição mais austral entre o verão e o outono (de fevereiro a abril), localizando-se em ~ 4°S no Atlântico – Hastenrath, 1991), podendo atingir 5° S em anos mais chuvosos (Melo et al., 2009), e durante o inverno alcança sua posição mais boreal (~10° N), que corresponde ao período de menor taxa de precipitação na região.

Outra forma de influência é através dos aglomerados convectivos que se formam ao longo da ZCIT e que ao se propagarem para oeste atingem a bacia Amazônica; e através da interação dos alísios com a circulação da brisa marítima formam as Linhas de Instabilidade (LI) (Kousky, 1980; Cohen et al., 1995), que em condições favoráveis, penetram e se propagam da costa para o meio da bacia e são mais frequentes entre abril e junho (Alcântara et al., 2011). A propagação desse sistema de mesoescala modula o ciclo diurno da precipitação e se caracteriza pela maior taxa de precipitação entre 14 e 18 HL (Santos e Silva et al., 2013).

Ainda na mesoescala, outro tipo de sistema que contribui para a precipitação na região amazônica são os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) tropicais (Nieto-Ferreira et al., 2003; Salio et al., 2007). Na região tropical, não são modulados por sistemas sinóticos como nos extratropicais, mas estão associados ao aquecimento radiativo da superfície que, por sua vez, promove convergência e convecção. Por isso, apresentam máximo desenvolvimento durante o dia (Salio et al., 2007). Os CCM tropicais possuem tempo de vida menor do que 9 h, tamanho menor do que 150.000 km² no período de máxima extensão e são mais frequentes no verão seguido do outono (Salio et al., 2007).

Devido à região amazônica conter uma grande malha hidrográfica, é comum se desenvolver uma circulação de brisa fluvial no período da tarde (Oliveira e Fitzjarrald, 1993, Silva Dias et al., 2004). Fisch et al. (1998) verificaram através de imagens de satélite que as nuvens se formam preferencialmente sobre a terra durante o dia, com movimentos de subsidência na área dos rios. Oliveira e Fitzjarrald (1993) também detectaram a existência desta circulação fluvial nos baixos níveis (até 1500 – 2000 m), possuindo o sentido floresta-rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido (rio-floresta) durante a tarde e início da noite. Cohen et al. (2014) utilizando dados de um radar banda S verificaram bandas de nuvem associadas à brisa ao longo da margem leste do rio Tapajós e ao Sul do rio Amazonas no período da tarde.

Algumas frentes frias, com grande deslocamento meridional, também podem contribuir para precipitação na região amazônica. Quando as frentes alcançam tal região o fenômeno é chamado de friagem (Molion, 1987). Fisch (1995) verificou que entre abril e setembro há uma frequência de 6-7 eventos de friagem na bacia Amazônica. Período em que ocorre com maior frequência a Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), caracterizada por uma banda de nebulosidade com elevada atividade convectiva que se estende na direção Noroeste-Sudeste (NW-SE) da América do Sul, partindo da região Amazônica, podendo estender-se até o Oceano Atlântico (Kousky, 1988). Elas são responsáveis pelas chuvas máximas no final da primavera e no verão austral (Carvalho et al., 2004; Grimm, 2011; De Oliveira Vieira et al., 2013).

Ricarte et al. (2015) identificaram que eventos de friagem possuem uma representação significativa na variabilidade climática da região amazônica, causando um decaimento intenso da temperatura do ar, redução da umidade e aumento da pressão atmosférica na superfície. Viana (2015) propôs que o aumento do desmatamento acarreta na alteração do clima local e favorece o aumento de friagens na região. Além disso, os resultados mostraram que, devido ao desmatamento, durante os eventos de El Niño, há uma frequência maior de friagens

quando comparado com eventos de La Niña. Porém em anos de La Niña, a intensidade dos casos é mais significativa.

A Alta da Bolívia (AB), também contribui para a precipitação durante o verão austral (Figuerola et al., 1995; Lenters e Cook, 1997). Durante o inverno austral, a migração da ZCIT para o Hemisfério Norte e o enfraquecimento da AB alteram a intensidade e distribuição da precipitação na Amazônia.

Os principais mecanismos de precipitação que podem afetar as anomalias pluviométricas da região, são: i) o El Niño Oscilação Sul (ENOS) no oceano Pacífico; ii) o gradiente meridional interhemisférico das anomalias de TSM do Oceano Atlântico (Dipolo do Atlântico) (Nobre e Shukla 1996; De Souza et al., 2000; Liebmann e Marengo, 2001); e a iii) Oscilação Madden-Julian (Madden e Julian, 1972). Esses mecanismos atuam em diferentes fases, favorecendo ou desfavorecendo a atividade convectiva em áreas tropicais (Moura e Shukla, 1981; Rasmusson e Arkin, 1985; Weickmann et al., 1985; Madden e Julian, 1994; De Souza et al., 2005; Vitorino, 2003; 2006; Souza e Ambrizzi, 2006).

Macedo (2016) realizou um estudo da variabilidade temporal (anos de 2014 e 2015) e espacial (somente 2014) da irradiância solar na região de Manaus-AM, através de dados observacionais do GOAmazon. Os resultados obtidos mostraram que o ano de 2015 foi mais seco quando comparado ao de 2014. A autora justifica esse resultado pela condição de El Niño que ocorreu em 2015 e conclui que essa condição afetou a região de maneira a deixar o céu com menor cobertura de nuvens. Ainda sobre o projeto GOAmazon, Marengo et al. (2017) verificaram que durante o período de dezembro de 2014 a maio de 2015 (período chuvoso na bacia central da Amazônia), a precipitação foi cerca de 80-90 mm abaixo do normal, e para o período de setembro a novembro de 2015, a precipitação estava bem abaixo do normal, em torno de 90mm em quase toda a Amazônia. Os autores sugerem ser um sinal dos impactos do El Niño 2015-2016 que estava em desenvolvimento no Pacífico tropical desde meados de 2015. Esta seca de 2015-2016 causou a temporada de maior foco de incêndio do século 21. Foram cinco meses com mais de 10.000 focos de incêndio e o maior número de ocorrências de incêndios ativos por Km² (Aragão et al., 2016).

Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a modulação de precipitação no Brasil e detectaram que a oscilação Madden-Julian pode interferir no aumento da chuva na floresta amazônica e que interage com os sistemas responsáveis pela variação sub-mensal da ZCAS e da ZCIT.

3.3 Estudos anteriores sobre CLA ao redor do mundo e na Amazônia

Como foi visto anteriormente, a CLA apresenta diferentes características quando considerada sobre diversos tipos de superfícies. Também é possível identificar diferenças nesta camada quando se estuda a CLA em distintas localidades do globo. Diversos estudos destacam esta diferenciação, em que a altura da CLA é comumente utilizada para caracterizar a extensão vertical da mistura dentro da camada limite e a altura em que acontecem as trocas com a troposfera livre (Seidel et al., 2010).

Gamo (1996) estudou a espessura de convecção seca sobre vários desertos no mundo com o uso de dados meteorológicos em altitude e do modelo numérico do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-ECMWF*. Os resultados mostraram que a altura da CLC em muitos desertos na Ásia e África, se desenvolvia acima de 4-6 km; na costa ocidental dos Estados Unidos e Norte do México entre 3 – 6 km; na Austrália entre 1,5 - 3 km e na Patagônia, no máximo, 1,5 km. O autor concluiu que a CLC é mais rasa no Hemisfério Sul do que no Hemisfério Norte.

Ulke e Mazzeo (1998) estudaram aspectos climatológicos da CLC na cidade de Buenos Aires. O estudo foi feito com análises estatísticas de dados no verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA), primavera (SON) e dados anuais. As alturas de mistura horárias durante o dia foram obtidas usando temperatura potencial virtual calculada de dados observacionais, dados horários de superfície, dados de vento e cobertura de nuvens. Os resultados mostraram que as alturas mais baixas ocorreram pela manhã, atingindo o máximo entre 14 HL- 15 HL. As maiores alturas ocorreram durante o verão entre 716 e 1037 m, enquanto que no inverno ficaram entre 330 m e 486 m.

Reuter et al. (2004) compararam a estrutura da CLC marítima com a continental. Os sítios experimentais de coleta foram a bordo do Navio Oceanográfico Antares (Comando da Marinha, Ministério da Defesa) no Oceano Atlântico Equatorial e no setor de Meteorologia do Centro de Lançamento de Foguetes de Alcântara (CLFA) – MA, durante o período de 13 a 15 de junho de 1999. Os resultados encontrados mostram que, na CLA litorânea os processos de crescimento e decaimento da CLC são mais intensos, devido à superfície responder mais rapidamente ao ciclo diário da radiação solar. O maior desenvolvimento da CLC ocorreu em média às 15 HL (650 m) e no oceano às 18 HL (600 m). A CLC marinha foi mais rasa, mais fria (em torno de 1,5 K) e mais seca ($0,5 \text{ g.kg}^{-1}$). Os autores concluíram que a estrutura da CLP no CLFA apresentou pouca profundidade, devido à pouca distância da costa.

Afim de avaliar a importância relativa das trocas radiativas e turbulentas na evolução da CLN pantaneira, Sá et al. (2006) estudaram a estrutura térmica da CLN durante as estações seca e úmida. Para tal, os autores utilizaram o número de Richardson (Ri_b), que é um número adimensional que relaciona a estabilidade vertical com o cisalhamento vertical. Representa a proporção de turbulência produzida termicamente com a gerada por cisalhamento vertical. Os resultados mostraram que houve diferenças nas curvaturas do perfil de Θ para as estações seca e úmida, sob condições em que a mistura turbulenta predomina, quando há uma clara relação entre a curvatura do perfil e o número de Richardson. No entanto, quando predomina o resfriamento radiativo, não foram observadas diferenças entre a estação seca e chuvosa e a curvatura do perfil de Θ não dependeu do valor do número de Richardson.

O uso de modernas técnicas de sensoriamento remoto baseadas no solo para seguir as variações diárias da CLA, são promissores. A escolha vai desde o acústico (SODAR), óptica (LIDAR, ceilômetro) até eletro-magnético (radar Doppler, perfil de vento) (Emeis et al., 2008). Münkkel et al. (2007) utilizando dados obtidos nas instalações da Vaisala na Finlândia, compararam a altura da CLA medida pelo ceilômetro com a altura encontrada pelas radiossondas em 71 dias de situação instável (convectiva) e de 38 dias de situação estável. Os resultados mostraram que a correlação para situações instáveis foram de 0,9 e de 0,8 para estáveis. Além disso, os autores analisaram o ciclo diário da CLA em um dia de céu claro na primavera e compararam com os valores encontrados nos quatro lançamentos de radiossonda. Os valores ficaram de acordo.

Emeis et al. (2008a) realizaram uma intercomparação de dois modelos diferentes de ceilômetro com um SODAR na cidade alemã de Augsburg, para observar a distribuição vertical de aerossóis dentro da CLA urbana. Os resultados encontrados mostram que o sensoriamento remoto com ceilômetros e sodar são uma boa maneira de monitorar a estrutura vertical da CLA. Esses instrumentos fornecem dados com alta resolução temporal e vertical. As maiores diferenças encontradas entre os ceilômetros se concentraram abaixo dos 200 m, devido aos diferentes caminhos ópticos entre os instrumentos. Esses resultados foram semelhantes aos encontrados por Emeis et al. (2009) que compararam o ceilômetro com um dispositivo radioacústico chamado RASS. Além disso, os resultados mostraram que o RASS pode ser usado para interpretar os resultados dos ceilômetros mais de perto (pelo menos para a faixa de altura do RASS).

Srivastava et al. (2010) estudaram perfis de altitude da temperatura potencial virtual e umidade específica obtidos através de variáveis meteorológicas via radiossondagens. Investigou-se as variações sazonais da altura da CLA desenvolvida sobre a cidade de

Ahmedabad, na Índia. Foram realizadas 82 sondagens quinzenais, pela manhã, no período de abril de 2003 a julho de 2007. A altura da CLC atingiu um máximo de aproximadamente 1.170 m no verão e 160 m durante os meses de inverno.

As características da altura da CLA e a sua relação com a concentração de massa de materiais particulados na China central foram foco dos estudos de Du et al. (2013). O método utilizado pelos autores visou a caracterização da CLA levando em consideração as variações diurnas, sazonais e anuais, usando dados meteorológicos de superfície, como precipitação, temperatura, direção e velocidade do vento, além de radiossondagens. Os resultados obtidos mostraram que a altura máxima diária do topo da CLA ocorreu entre 11 e 16 HL e a altura máxima sazonal ocorreu durante a primavera, devido à velocidade do vento máximo anual nesta estação.

No mês de Abril de 2011, ocorreu em Fortaleza à segunda etapa da campanha do Projeto CHUVA, que tem como um dos objetivos melhorar o entendimento dos sistemas precipitantes sobre diversas regiões do Brasil, principalmente, os relacionados a nuvens quentes. Leal Junior et al. (2013) comparam seis esquemas físicos de CLA presentes no modelo WRF v3.3 para a velocidade e direção do vento com dados de radiossondagens lançadas em Fortaleza, e verificaram que todos os esquemas apresentaram índices estatísticos próximos entre si, mostrando que foram capazes de reproduzir, de forma satisfatória, o perfil do vento nos primeiros 5 km da atmosfera. Souza et al. (2013) determinaram a altura da CLA durante o mesmo experimento do Projeto CHUVA. As alturas foram obtidas pelo método da temperatura potencial, utilizando as radiossondagens. Os valores da CLA durante o dia possuíram uma média de 925 ± 63 m, e durante a noite a média foi de 245 ± 28 m.

Com o objetivo de estudar a evolução temporal de variáveis termodinâmicas da CLC desenvolvidas sobre áreas de caatinga e próximo ao litoral do Nordeste Brasileiro (NEB) durante o período chuvoso e seco, Silva (2015) realizou um estudo utilizando 3 sítios de lançamentos das radiossondas. Sendo eles: Apodi-RN, Mossoró-RN e Quixeramobim-CE. Os resultados encontrados mostram que durante o período chuvoso, o desenvolvimento da CLC em Mossoró-RN foi em média mais rasa (839,61 m contra 965 m), mais fria (301,33 K contra 302,37 K) e mais seca ($15,56 \text{ g.kg}^{-1}$ contra $16,16 \text{ g.kg}^{-1}$) em comparação a Quixeramobim-CE. Quanto à razão de mistura, na maioria dos dias foi acima de 10 g/kg próximo à superfície em todos os sítios. Em Apodi-RN, a altura da CLC foi maior no período seco do que no período chuvoso, com os valores máximos no final da tarde às 17:00 HL, meia hora antes do pôr do sol.

Sobre a região amazônica, diversos estudos foram realizados na busca de entender a evolução da CLA na região, bem como os seus aspectos. Na região de Ji-Paraná – RO encontram-se áreas de floresta e de pastagem, suficientemente grandes para desenvolver seus próprios microclimas, e pelo fato dessas áreas coexistirem próximas umas das outras, a região foi alvo de várias pesquisas que estudaram o impacto do desmatamento no CLA, sendo um dos estudos pioneiros o de Fisch (1995) que definiu que a CLC em áreas de pastagens, apresenta-se bem desenvolvida com o seu topo em torno de (2000-2200 m), maior do que em regiões de floresta (1000-1200 m). Essa diferença deve-se ao fato de que nas áreas de pastagem, o aquecimento da superfície é mais intenso, contribuindo assim, com um aumento de energia disponível para os processos convectivos. Em seguida, Oliveira (1999) analisou o comportamento do vento e da turbulência na floresta e na pastagem, na época chuvosa e seca. Verificou que o vento na floresta é, em média, 2 m.s^{-1} mais intenso que na pastagem durante a época seca. Na época chuvosa, a precipitação foi um fator importante na determinação do comportamento do vento. A turbulência analisada através do número de Richardson (Ri), surge próximo à superfície às 10:00 HL e 11:30 HL na pastagem e floresta, respectivamente, propagando-se na vertical até no máximo 1400m na pastagem e 900m na floresta, na época seca. Durante o período chuvoso, inicia-se às 08 HL na pastagem e às 09 HL na floresta.

Souza e Lyra (2001), com dados do projeto RBLE, mostraram que a pastagem sempre se manteve mais quente e menos úmida do que na floresta, sendo que em dias mais secos, a região de floresta apresentou um percentual de 58,6% a mais de umidade, quando comparada com a pastagem. A CLC na região de pastagem foi 66% mais espessa, chegando a 86% às 17 HL, com valores de 2172 m, contra valores de 1168 m na floresta às 17:00 HL. A taxa de aquecimento na pastagem foi cerca de 3 vezes mais alta que na floresta e $3,0 \text{ g kg}^{-1}$ mais seca. Através destes resultados, os autores concluíram que a CLC foi mais convectiva e turbulenta na pastagem do que na floresta.

Silva Dias et al. (2002) verificaram que na região durante a estação seca, o fluxo de calor para dentro do solo alcança valores de 10 W m^{-2} e de 50 W m^{-2} na floresta e pastagem, respectivamente. O balanço de energia mostra o papel dominante do saldo de radiação (R_n) no fluxo de calor latente, tanto na floresta quanto na pastagem, cujas razões de Bowen (relação entre calor sensível e calor latente) foram de 0,32 e 0,20, respectivamente. A evaporação na floresta foi de $0,6 \text{ mm dia}^{-1}$ maior do que na pastagem, o que é explicado pelo alto valor de R_n e uma pequena quantidade de calor sensível. E sobre o ciclo diário do balanço de energia, existem diferenças entre o período da manhã e o da tarde, sendo R_n maior

na floresta durante o período da manhã. Porém, durante a tarde, a pastagem possui os maiores valores. Isto pode ser explicado pela maior quantidade de nuvens na floresta no período vespertino. Os autores mostram também que o total da precipitação na região, foi de 266 mm para o mês de janeiro e 468 mm em fevereiro. Os autores verificaram um máximo de precipitação durante o período da tarde.

Fisch et al. (2004) mostram que na região, o fluxo de calor sobre a pastagem é muito alto, resultando em uma CLC 600 m mais profunda do que em áreas de floresta. Durante a estação chuvosa, os valores da altura para a pastagem, ficaram em torno de 1650 m, enquanto que na floresta, essa altura ficou em torno de 1100m. Porém, durante a estação seca, a altura da CLC ficou em torno de 1000m, tanto para áreas de pastagem quanto para floresta. Comparando as duas estações, pode se definir que a CLC sobre a pastagem, é mais quente e seca durante o período seco, porém, durante o período chuvoso, tanto a temperatura quanto a umidade do ar, são similares para a pastagem e floresta. Com relação ao crescimento da CLC, os autores verificaram que, sobre a pastagem, é evidenciada sua ligação com as características da superfície, ou seja, devido haver menor quantidade de água no solo, fazendo com que haja maior liberação de calor sensível para aquecer o solo, e conseqüentemente, o ar, enquanto que em áreas de floresta esta energia será usada também como calor latente, pois será usada no processo de evapotranspiração.

Santos (2005) realizou um estudo sobre a estrutura e dinâmica da CLN na região, e comparou sobre áreas de floresta e pastagem, determinando suas características durante as épocas seca e chuvosa na região, e os principais mecanismos que controlam seu desenvolvimento. Os resultados obtidos mostram que a estrutura da CLN é melhor caracterizada durante a estação seca, quando existe pouca influência de fatores de grande escala sobre seu desenvolvimento, sendo assim, os efeitos locais predominam, e sua profundidade é mais facilmente determinada. Durante a estação chuvosa, torna-se mais difícil de identificar padrões de comportamento da CLN, pois os fenômenos de grande e meso-escala atuam com maior intensidade na região, havendo uma interação entre as escalas, tornando mais complexa a análise. Foi verificado também que durante a estação seca, a CLN é mais profunda sobre a floresta, atingindo valores médios máximos de 420 m. E sobre a área de pastagem, a inversão térmica é mais intensa, significando perda de calor para a atmosfera e um resfriamento mais intenso da superfície, conseqüentemente, um menor desenvolvimento vertical da CLN sobre a pastagem nessa época do ano. E durante a estação chuvosa, as diferenças entre os sítios (floresta x pastagem) foram suavizadas, e a profundidade da CLN ficou em média de 223 m, bem menor do que durante a época seca.

Santos e Fisch (2007) fizeram uma comparação entre quatro diferentes métodos de estimativa da Camada Limite Convectiva (CLC). Os quatro métodos de estimativas utilizados foram os seguintes: método das parcelas; número de Richardson; método dos perfis; e medição através do SODAR. Os resultados mostram que os métodos do número de Richardson e o dos Perfis, quando comparados entre si, obtiveram as melhores correlações, com valores de 0,85 e 0,97 na fase 1 (final do período seco) e fase 2 (início do período chuvoso), respectivamente. Os autores concluíram que pela simplicidade e efetividade, o método dos perfis continua sendo um dos métodos mais utilizados para se estimar o topo da CLC.

Analisando o período de transição da época seca para a chuvosa, Neves e Fisch (2011) observaram, a partir de um conjunto de 11 dias de içamento com o balão cativo, a altura da CLN apresentou um crescimento mais semelhante à estação seca. Verificaram que o período de transição não possuiu uma atmosfera ainda totalmente estabelecida, pois tanto a radiossonda, quanto o SODAR, apresentaram condições de crescimento semelhantes a época seca, enquanto que a inversão térmica demonstrou uma estabilidade parecida com a época úmida. Silva e Lyra (2009) compararam o perfil do vento medido pelas radiossondas e pelo SODAR. Para tal, dividiram a CLP em três camadas, a saber: da superfície até 500m, de 500 m até 1000 m e de 1000 m até 1500 m. Os resultados encontrados mostraram que, na primeira camada, os campos apresentaram boa concordância, porém a correlação entre as medidas diminuiu de forma significativa nas outras duas camadas.

Na Bacia Central, foco desse estudo, Martin et al. (1988) utilizaram dados do Experimento da Camada Limite da Amazônia (ABLE 2A) que foi realizado no período de Julho-Agosto de 1985 nos sítios da Reserva Ducke, Embrapa e Carapanã, que são próximos a Manaus. No experimento foram medidos os fluxos de calor sensível e calor latente no dossel das árvores. Além disso, foram feitas medidas de temperatura, umidade e vento horizontal por meio de balão cativo, aeronave, radiossondagens e torres micrometeorológicas. Os resultados encontrados mostraram que a CLC crescia a uma taxa de $5-8 \text{ cm.s}^{-1}$ logo após o nascer do sol, atingindo uma altura média máxima de 1200 m às 13 HL.

Utilizando dados provenientes do projeto GOAmazon, Carneiro et al. (2016) com o uso de sensoriamento remoto (Ceilômetro), determinaram o crescimento da CLC para a região de Manacapuru-AM. Os autores comparam a estação chuvosa com a estação seca do ano de 2014, e verificaram que durante a época seca, a CLA mostrou-se melhor estabelecida, atingindo uma maior profundidade (1684 m) quando comparada com o período chuvoso

(1245 m). Durante o período chuvoso, o ciclo diário da CLA não ficou muito claro, principalmente, durante o período da tarde, devido á formação de nebulosidade e chuvas.

4. MATERIAL E MÉTODOS

Dados coletados

Os dados utilizados nesse estudo são do GOAmazon 2014/15 (Martin et al. 2016). O objetivo deste experimento foi compreender como os aerossóis e os fluxos de superfície influenciam os ciclos da nuvem em condições limpas, bem como a forma como as interações nuvem-aerossol-precipitação, são influenciados pelas emissões de poluentes a partir de uma megacidade tropical. O experimento foi realizado na região central da bacia amazônica, mais precisamente aos arredores de Manaus-Brasil, por 02 anos, de 01 Janeiro de 2014 a 31 de Dezembro de 2015.

As medições utilizadas são do sítio T3 (Figura 3) (Latitude. -3,21297; Longitude. -60,5981; Altitude. 50 m), considerado o ponto principal de coleta de dados durante o experimento GOAmazon, situado na Fazenda Exata em Manacapuru, a aproximadamente 66 km de distância sudoeste de Manaus. A vegetação da área é predominantemente de formação arbórea esparsa, possuindo ao seu redor um relevo composto por lagos e ilhotas. O sítio foi escolhido por receber ao longo do ano a pluma de poluição vinda de Manaus, uma vez que o padrão de vento é de nordeste, na estação chuvosa, ficando mais à leste na estação seca (Martin et al., 2016).

O foco deste estudo é analisar o ano de 2015 e devido às medições no sítio T3 terem ocorrido até o final de novembro de 2015. Foram coletados dados de 01 de dezembro de 2014 até 30 de novembro de 2015. O acesso a todos os dados do (*Atmospheric Radiation Measurement –ARM*) é público e garantido através de um cadastro no site (<http://www.arm.gov>). Os dados estão disponibilizados por plataformas de medição de acordo com o tipo de instrumento e/ou medida.

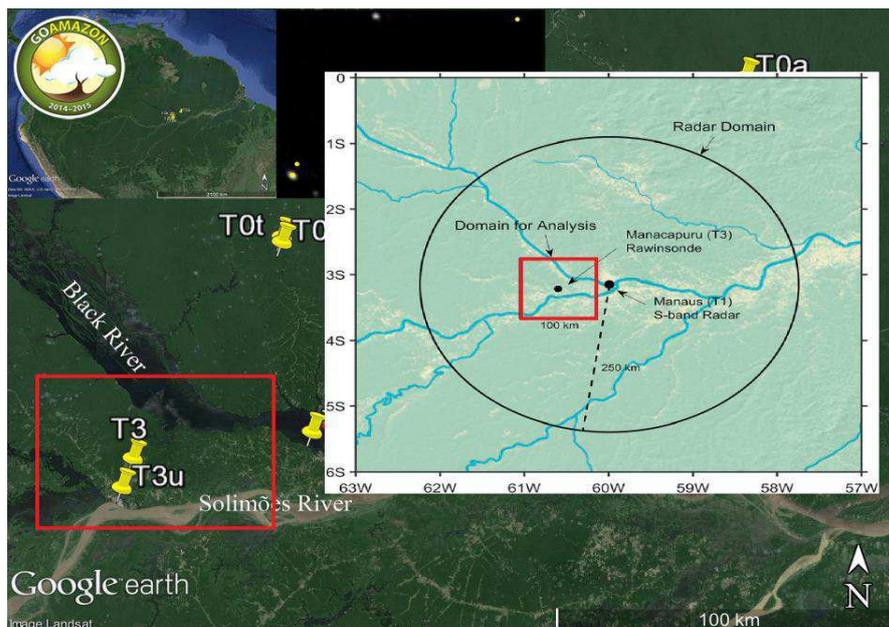


Figura 3. Mapa da região norte do Brasil ao fundo (Adaptado de Martin et al., 2016) e a área de domínio do radar banda S sobreposta (Adaptado de Zhuang et al., 2017), ambas mostrando a localização do sítio T3 destacado em vermelho

4.1 Instrumentos e metodologia

Apresenta-se nas Tabela 1 informações, instrumentos e amostragem do que foi utilizado nesse estudo e são brevemente descritos a seguir.

Tabela 1. Informações de medições utilizadas no estudo

Instrumento	Modelo	Variável	Amostragem
Pluviômetro	260-2501-A	Precipitação (mm)	01 min
Disdrômetro	Thies	Taxa de precipitação (mm/h)	01 min
Radiossonda	digiCORA-III (RS 92) da Vaisala	Temperatura (Θ e Θ_v) e umidade específica (g/Kg)	06 hs
Ceilômetro	CT25K	Altura da CLA	16 s

Dados de superfície

Além do pluviômetro que reúne e mede a quantidade de precipitação líquida a cada minuto, o Disdrômetro Laser também foi utilizado, esse instrumento é capaz de medir o diâmetro e a velocidade da queda das gotas através do nível de perturbação na potência do feixe laser quando a gota o atravessa. O instrumento faz observações sobre a distribuição de

tamanho de partícula na gama de 0,06 a 24 milímetros, classifica o tipo de precipitação e compreende 8 tipos de hidrometeoros (Bartholomew,2014).

Com os dados de precipitação será analisada a sua variabilidade temporal ao longo do ano de 2015, desde o acumulado horário, identificando o horário de maior ocorrência de chuva durante o período chuvoso e seco, até o acumulado mensal que será comparado a série climatológica. Através do acumulado horário, serão excluídos os dias com lançamentos de radiossonda próximo ou no horário de ocorrência de chuva.

Dados de altitude

Uma das principais ferramentas para o estudo da CLA é o uso do sistema de radiossonda (Figura 4) que consiste em uma sonda que fornece medições *in situ* (perfis verticais) de temperatura, umidade e pressão, além de inferir a direção e velocidade do vento via GPS (Global Position System). O modelo da radiossonda utilizada nesse experimento foi um digiCORA-III (RS 92) da Vaisala, capaz de medir temperaturas entre -90 e 60°C. Os lançamentos foram realizados nos horários de 01:30 HL; 07:30 HL; 13:30 HL e 19:30 HL. Porém, nesse estudo só serão utilizados os lançamentos de 01:30 HL e 13:30 HL Considerando que a CLC e CLN estará melhor estabelecida nesses horários, e sendo assim, excluindo os horários de transição.



Figura 4. Equipamento de lançamento das sondas do GOAmazon

Fonte: <https://www.arm.gov/capabilities/instruments/sonde>

Com os valores da temperatura (°C) medidos na radiossonda foram calculados os valores da temperatura potencial (Θ) para cada nível da sondagem, seguindo a seguinte equação:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_{pd}}$$

Eq. 1

Em que T é a temperatura do ar em K, a pressão de referência P_0 é escolhida como 1000 hPa, p é a pressão atmosférica de determinado nível, R é a constante universal dos gases, e C_{pd} é o calor específico a pressão constante. Para o ar seco R/C_{pd} tem um valor de 0,286.

A temperatura potencial pode ser definida como a temperatura que o ar teria, se trazido adiabaticamente seco até o nível padrão de 1000 hPa, ou seja, é retirado o efeito da pressão para assim poder comparar duas ou mais parcelas de ar na atmosfera.

Para comparação dos perfis de Θ , a fim de identificar áreas secas e úmidas nos perfis, também será calculada a temperatura potencial virtual Θ_v , que pode ser obtida da seguinte forma:

$$\Theta_v = \Theta(1+0,61r) \quad \text{Eq. 2}$$

Em que Θ é a temperatura potencial em (K), e r é a razão de mistura em g/kg, que é dada em função da pressão de vapor. A temperatura potencial virtual (Θ_v) é a temperatura que o ar teria se fosse sujeito a mesma temperatura e pressão que o ar úmido. Através dos perfis de Θ e Θ_v será calculado a valor da altura da CLA por meio de quatro métodos que serão descritos abaixo.

Método subjetivo

Os perfis de temperatura e umidade específica na CLA são usados para uma estimativa subjetiva da altura h . Em condições instáveis, o método dos perfis é baseado no fato de que, dentro da CLC, as propriedades de Θ e Θ_v são bem misturadas, permanecendo quase que constantes com a altura (z) e, ao atingirem a camada de inversão (ZE), o gradiente dessa propriedade apresenta uma forte inclinação, deixando assim de ser constante (Stull, 1988). Sendo assim, a altura da CLC corresponde ao primeiro ponto em que o perfil de Θ aumenta com a altura. Este método está esquematizado na Figura 5.

Para a CLN, a altura h_i é definida como a altura na qual o gradiente vertical de Θ ou Θ_v é nulo, por conta da CR. A partir da identificação de h_i , é então calculado os outros parâmetros que descrevem o estado da CLN (os quais estão representados na Figura 6: a temperatura no topo da camada $\Theta(h_i)$, isto é a temperatura na altura $z = h_i$; a descontinuidade térmica, definida como a diferença entre $\Theta(h_i)$ e Θ na superfície, ou seja, $\Delta\theta = \Theta(h_i) - \Theta_s$ (o subscrito “s” indica a superfície).

O método dos perfis é utilizado como a referência dos métodos utilizados nesse estudo, nesse sentido, os dias em que o perfil de Θ e Θ_v não estava bem definido, por conta de ocorrência de chuva próxima ou no horário de lançamento das radiossondas, foram excluídos.

Método objetivo

O objetivo desses métodos, neste caso, o método das parcelas, é simplificar a estimativa da altura da CLC. A ideia central desse método é de seguir a adiabática seca, desde a superfície até encontrar a região de intersecção com o valor da primeira medida, como é mostrado na Figura 7. Isso determina a altura h como sendo um nível de equilíbrio de um hipotético crescimento de parcelas de ar, representando uma térmica (Santos e Fisch, 2007). Devido a sua praticidade e simplicidade, este método tem sido bastante utilizado em meteorologia operacional (Seibert et al., 2000). Vale observar que a Figuras 5 e 7 foram feitas na mesma escala horizontal e vertical, para que assim possam-se verificar as diferenças de altura encontrada por estes dois métodos distintos.

Produto de Valor Agregado (PVA)

O programa de Medição de Radiação Atmosférica (*Atmospheric Radiation Measurement - ARM*) desenvolveu um Produto de Valor Agregado (PVA) para a altura da CLA, implementando alguns métodos de estimativa. Nesse estudo serão utilizados dois métodos que fazem parte desse PVA. O primeiro utiliza o método de Liu e Liang (2010) e o segundo será o número de Richardson (Seibert et al., 2000; Sorenson et al., 1998) que serão descritos a seguir.

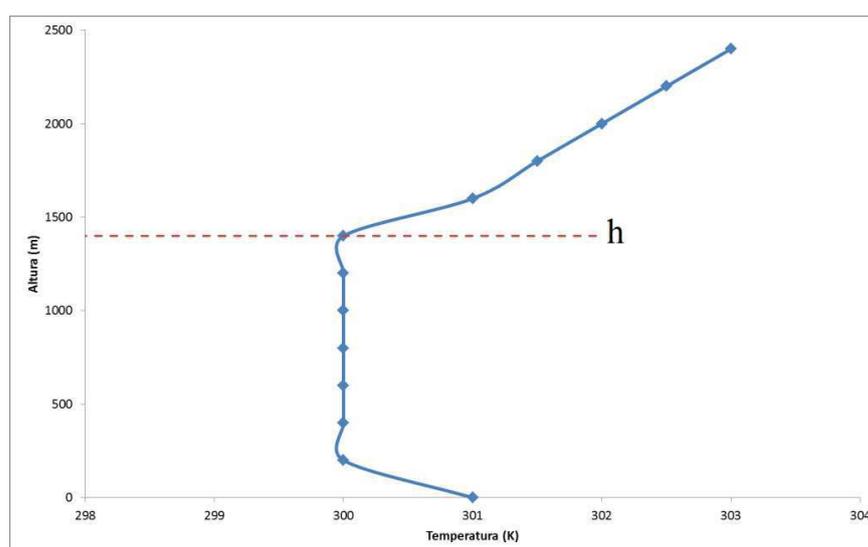


Figura 5. Representação ideal do Método dos perfis para a CLC

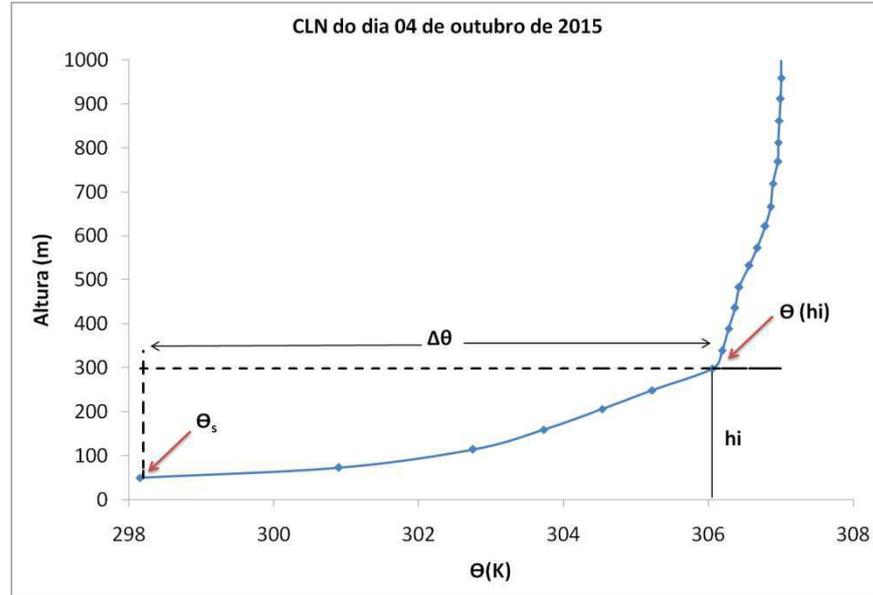


Figura 6. Representação da CLN e suas características

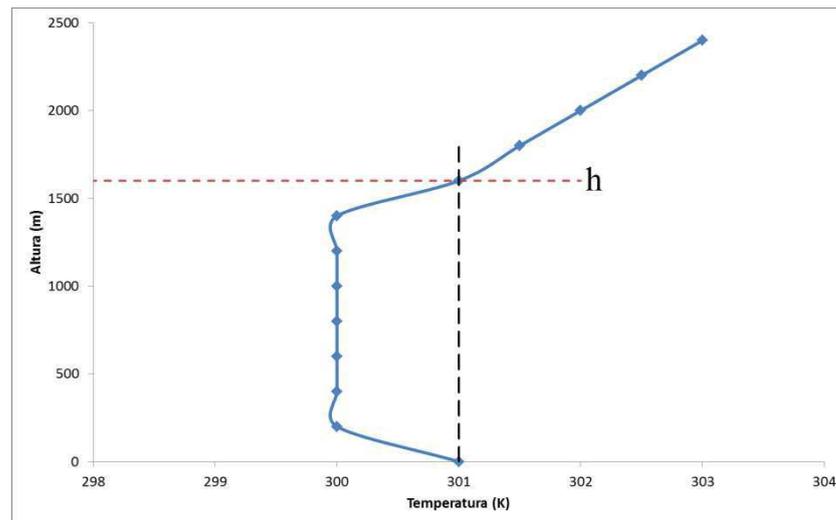


Figura 7. Representação ideal do Método das parcelas

Segundo Liu e Liang (2010) foram usados os gradientes de Θ próximo à superfície para identificar o regime da CLA. A CR é identificada se estiver associada com um nível quase neutro e acoplada a CLS. Para identificar o regime, a diferença de Θ entre o primeiro e o quinto nível das sondagens é comparada com um limiar de estabilidade, δ_s . Para superfícies terrestres os valores do limiar de estabilidade são $\delta_s = 1,0K$.

Os seguintes critérios são usados para identificar os regimes:

$$\Theta_5 - \Theta_1 < -\delta_s = \text{Camada Limite Convectiva (CLC)} \quad \text{Eq. 3}$$

$$\Theta_5 - \Theta_1 > +\delta_s = \text{Camada Limite Estável (CLE)} \quad \text{Eq. 4}$$

$$-\delta_s \leq \Theta_5 - \Theta_1 \leq +\delta_s = \text{Camada neutra} \quad \text{Eq. 5}$$

Os regimes são esquematizados na Figura 9. Após identificado o regime da CLA, use-se os critérios definidos em Liu e Liang (2010) para estimar a altura da CLP.

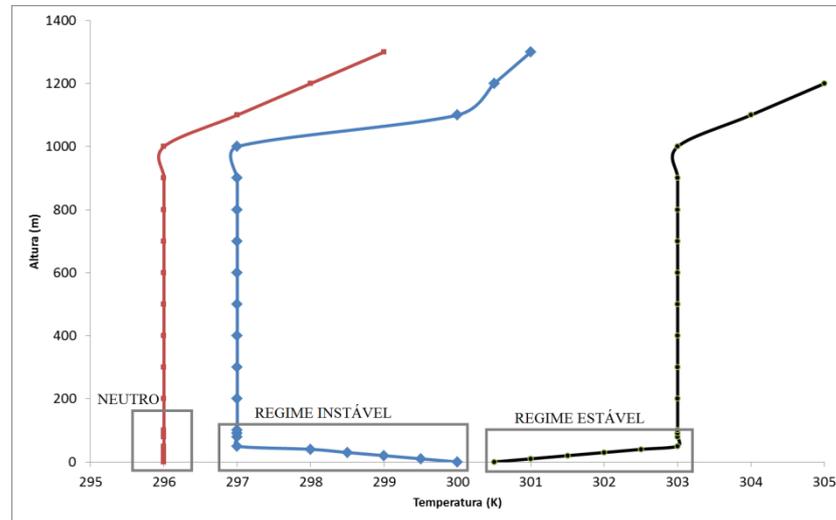


Figura 8. Esquematização dos tipos de regimes na CLA

O segundo método do PVA que foi utilizado neste estudo refere-se ao número de Richardson, Ri_b , que é um número adimensional que relaciona a estabilidade vertical com o cisalhamento vertical. Representa a proporção de turbulência produzida termicamente com a gerada por cisalhamento vertical. Os métodos que usam o Ri_b para estimar a altura da CLA assumem que não há produção de turbulência no topo da CLA e, portanto, Ri excede seu valor crítico no topo da camada limite (Seibert et al., 2000).

Segundo Sorenson et al. (1998), define-se o número de Richardson como:

$$Ri_b = \left(\frac{gz}{\theta_{v0}} \right) \left(\frac{\theta_{vz} - \theta_{v0}}{u_z^2 + v_z^2} \right) \quad \text{Eq. 6}$$

em que g é a aceleração devido à gravidade; θ_{v0} e θ_{vz} são a temperatura potencial virtual na superfície e em uma altura z , respectivamente; e u e v , são as componentes de velocidade do vento em uma altura z .

Na implementação do PVA, foi usado o menor valor nos arquivos da sonda para representar a superfície. Esses são tipicamente os valores das medidas meteorológicas que são introduzidas no software da sonda antes do seu lançamento. A altura da CLA é então escolhida como a altura mais baixa, na qual o valor de Ri_b atinge um limite crítico. A literatura sugere vários limiares críticos para o Ri . Porém nesse estudo só será utilizado o limiar crítico 0,25 ($Ri_{0,25}$). Em geral, o método do $Ri_{0,25}$ é melhor para estimar a CLA com baixas velocidades do vento (Seibert et al., 2000).

Ceilômetro

Como medição direta da altura da CLA, será utilizado o instrumento de sensoriamento remoto chamado Ceilômetro (Figura 9), o modelo utilizado no experimento foi um CT25K. O ceilômetro CT25K mede as alturas da nuvem e a visibilidade vertical. O instrumento emprega a tecnologia LIDAR a laser (LIDAR= Detecção e variação de luz), onde os pulsos de laser curtos e potentes são enviados na direção vertical. O reflexo da luz – retrodifusão – causado por hidrometeoros é medido a medida que os pulsos do laser atravessam o céu. O perfil de retrodispersão resultante, ou seja, a força do sinal versus a altura é armazenado e processado e as bases da nuvem são detectadas. Conhecendo a velocidade da luz, o tempo de atraso entre o lançamento do pulso laser e a detecção do sinal de retrodifusão, indica a altura da base da nuvem. O CT25K é capaz de detectar três camadas de nuvem simultaneamente. Além das camadas de nuvens, o instrumento detecta se há precipitação ou outras obstruções à visão (Munkel et al.,2003; Weitkamp,2005)

Os ceilômetros podem ser usados para monitorar a longo prazo a estrutura vertical da atmosfera na base da camada de nuvem mais baixa, desde que nenhuma chuva, neblina ou névoa forte obstruam as medidas até alturas superiores a 2000 m acima do solo. Portanto, são adequados para investigações de CLA (Emeis et al.,2009).

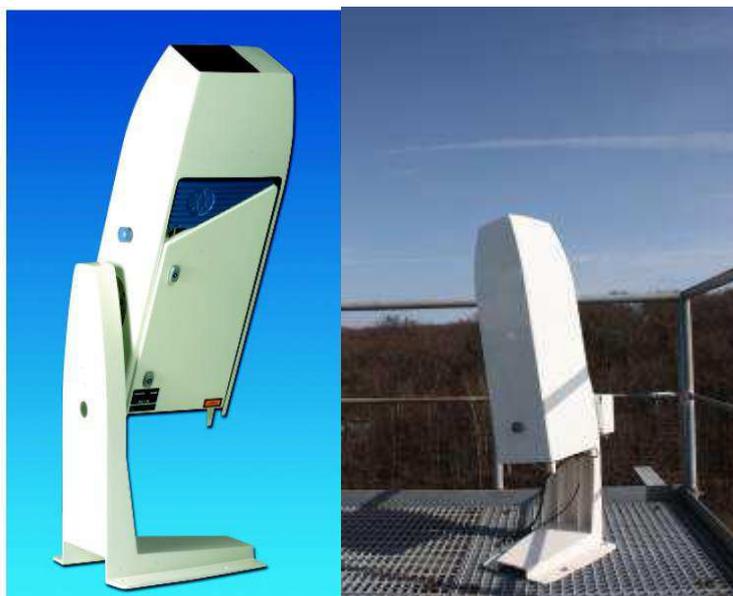


Figura 9. Modelo CT25K da Vaisala Inc. (Finlândia)

Tabela 2. Especificações técnicas do ceilômetro modelo CT25K

Modelo	CT25K
Faixa de medição (m)	0 - 7500
Resolução (m)	15
Sistema Laser (nm)	InGaAs MOCVD laser diode
Comprimento de onda (nm)	905
Propriedades do pulso	100 ns, 1.6µJ/pulso
Taxa média de repetição de pulso (Hz)	4369

Para os dias em que foram utilizados os perfis de Θ e Θ_v da radiossonda, juntos com os dados do PVA, foram utilizados os dados do ceilômetro para o horário de 01:30HL e 13:30 HL. Como foi visto anteriormente, o instrumento possui uma alta amostragem temporal, porém, serão utilizados esses dois horários, para fins de comparação do ceilômetro com os demais métodos de estimativa utilizados nesse estudo.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise da precipitação no período de estudo

O ano de 2015 foi um ano atípico como visto por Macedo (2016) que estudou a variabilidade temporal da irradiância solar na região de Manaus no período de 2014 a 2015. Ao analisarmos a distribuição da precipitação ao longo do ano mostrado na Fig.10, é possível notar uma grande irregularidade quando comparada as médias climatológicas. Sobretudo no período chuvoso (dezembro a maio) em que essa irregularidade na precipitação é bem marcante, pois ocorreram anomalias positivas e negativas, como no mês de janeiro em que a diferença chegou a +142,0 mm, no mês seguinte a diferença foi em torno de - 158,6 mm. O período seco (junho a novembro) sofreu muito mais com a influência do *El Niño*, pois as anomalias na precipitação foram muito mais intensas e dos seis meses do período, apenas os dois primeiros meses possuíram uma anomalia positiva não tão intensa (junho e julho). A partir do mês de agosto até novembro, a anomalia negativa foi muito marcante, principalmente no mês de setembro que teve acumulado de precipitação de apenas 2,0 mm, quando a climatologia indica acumulado de 74 mm.

Na Figura 11 é exibido o acumulado diário onde verifica-se que durante o período chuvoso, mesmo nos meses com anomalias negativas, a maioria dos dias possuiu registro de precipitação. Com acumulados diários máximos acima de 50 mm em todos os meses e chegando a 100,1 mm no dia 06 de maio de 2015. A partir do mês de junho (início do período seco) começa ocorrer uma diminuição da ocorrência de precipitação, que é característico dessa época, porém nos meses de junho e julho ainda há vários dias com registro de chuva

acima de 20 mm chegando a 56,9 mm no dia 27 de junho de 2015. A partir do mês de agosto, o período seco ficou bem caracterizado, pois foram poucos dias com registro de precipitação, sobretudo no mês de setembro em que o único registro foi no dia 15 e de apenas 02 mm/d, e nos meses de outubro e novembro apenas três dias possuíram um registro de precipitação acima de 20 mm.

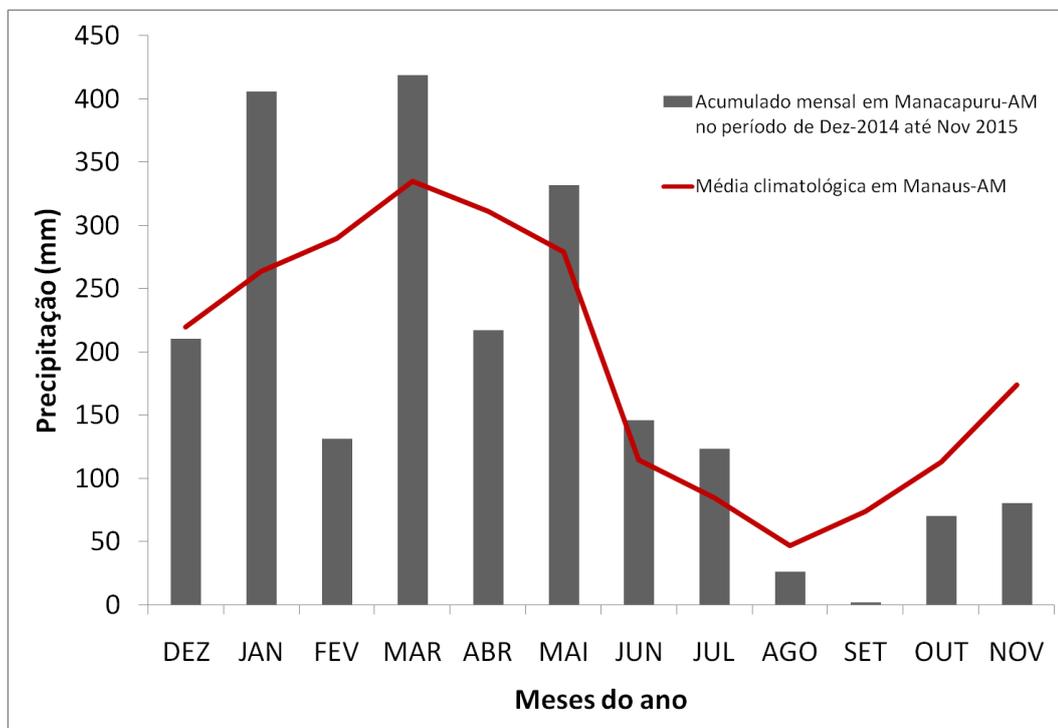


Figura 10. Acumulado mensal em Manacapuru-AM e a média climatológica em Manaus – AM

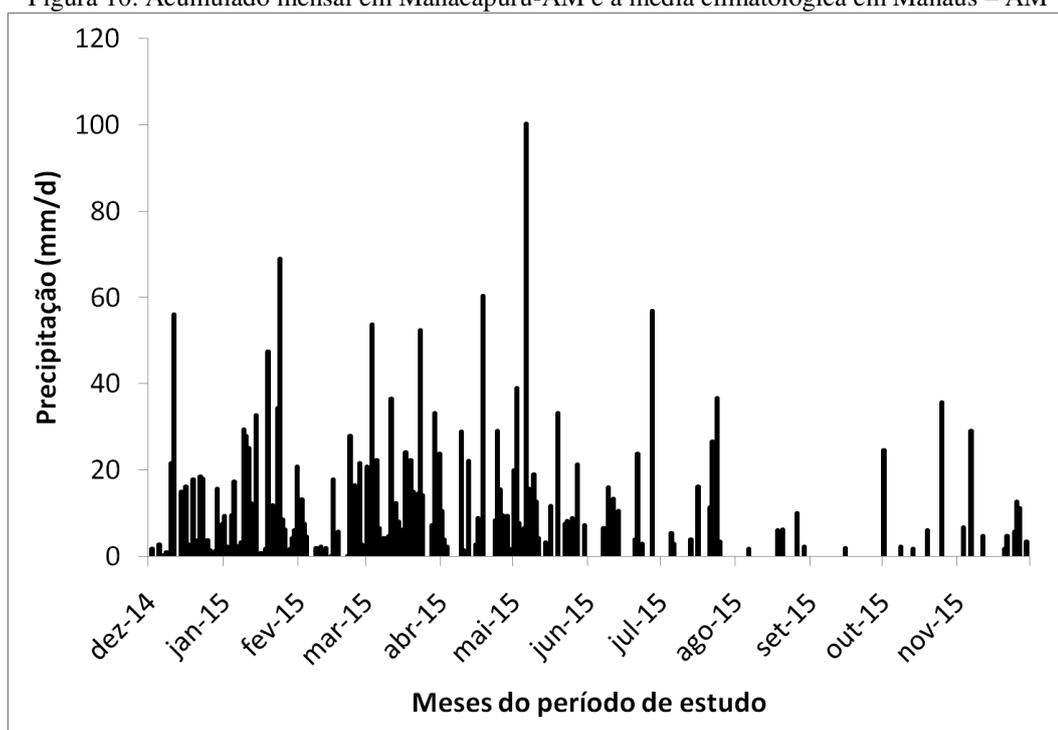


Figura 11. Acumulado diário de precipitação em Manacapuru-AM

Dando sequência às análises, na Figura 12 é ilustrado um acumulado sazonal horário, onde é possível verificar que nos dois períodos, a precipitação é predominantemente diurna na região. Durante o período chuvoso, a precipitação se concentrou no intervalo de 09:00 HL até 17:00 HL, com um acumulado 1244,2 mm dos 1721,1 mm que ocorreu no período, ou seja, em torno de 72%. O horário com maior intensidade de precipitação foi às 13:00 HL com um total de 241,6 mm. Essa chuva predominantemente diurna pode estar associada com as interações em grande escala como a ZCIT, assim como a chuva no horário de 13:00 HL é devido à forte atividade convectiva que ocorre nesse horário. Durante o período seco, a precipitação se distribuiu de forma mais esporádica, sem possuir um horário preferencial para ocorrência. Os acumulados se concentraram nos horários de 06:00, 09:00, 10:00 e 14:00 HL. Essa distribuição irregular, possivelmente, deve-se as chuvas localizadas que são características durante o período seco.

O acumulado no horário de 13:00 HL no período chuvoso justifica o fato do uso de poucos dias para as análises dos perfis da radiossonda (serão exibidos posteriormente), dado que o lançamento da mesma ocorre as 13:30 HL.

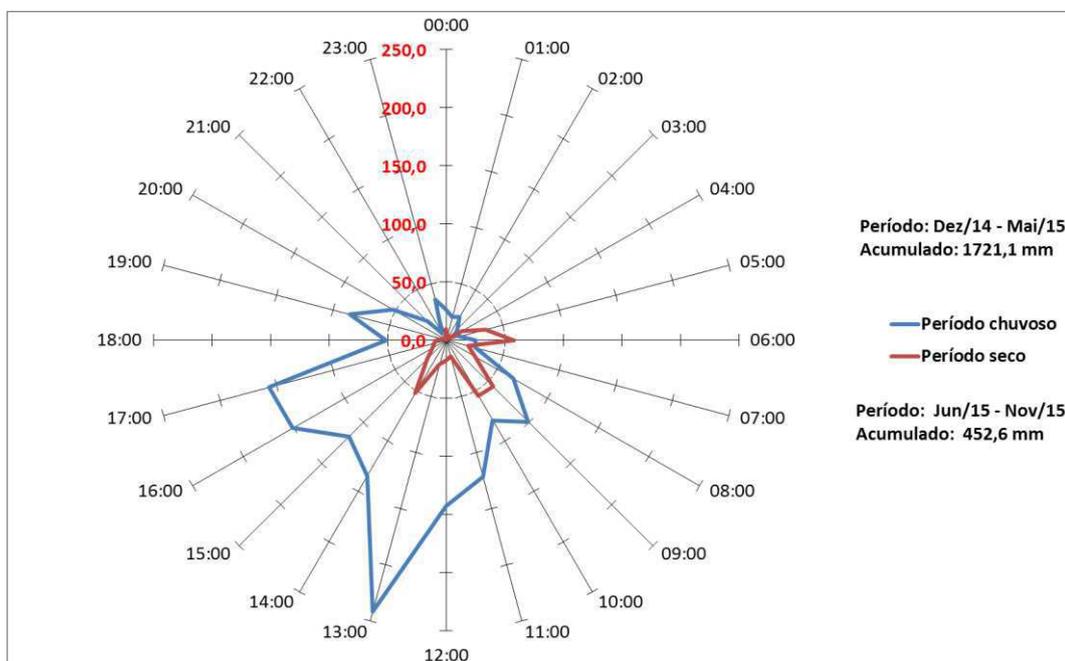


Figura 12. Acumulado sazonal horário da precipitação em Manacapuru-AM no ano de 2015

5.2 Análise dos perfis de Θ e Θ_v

(Camada Limite Convectiva)

Para uma comparação sazonal foram escolhidos dois meses que irão representar o período chuvoso e seco, sendo eles, janeiro e setembro, respectivamente. O primeiro foi escolhido, porque foi o mês que possuiu uma anomalia positiva de precipitação muito intensa com apenas cinco dias sem registro. O segundo foi o mês mais seco do ano, com apenas 2,0 mm no mês.

A Figura 13 mostra os perfis de Θ e Θ_v no horário de 13:30 HL no mês de janeiro. Verifica-se que de 31 dias do mês, apenas em 09 dias os perfis ficaram bem neutros. Isso deve-se ao fato de ocorrência de precipitação no horário ou próximo ao horário de lançamentos das radiossondas. A altura da CLC na maioria dos dias ficou em torno de 700 m. As menores alturas encontradas foram nos dias 06 e 19 com 630,2 m e 644,8 m, respectivamente. Enquanto que nos dias 26 e 28, foram de 982,2 m e 1105,9 m, respectivamente. A altura da CLC nesse mês ficou em média com 838,5 m. Esse resultado aproxima-se dos valores encontrados por Oliveira e Fisch (2000) que, em estudos com dados de 28 lançamentos de radiossondas no horário de 14:00 HL nos meses de janeiro e fevereiro de 1999 numa região de pastagem, obtiveram uma CLC média de 775 m no sudoeste da Amazônia. Ao analisarmos a temperatura média no topo da CLC, exibida na Tabela 03, verifica-se um topo médio em Θ de 302,0 K e 304,9 K em Θ_v .

No período chuvoso há uma grande variação da altura da CLC, devido à ocorrência de precipitação e nebulosidade. Os sistemas de grande escala atuam nesse período, sobretudo a ZCIT, e, em dias de precipitação intensa acaba ocorrendo uma quebra da mistura turbulenta, fazendo com que a CLC se dissipe ou possua pouco desenvolvimento.

Os resultados encontrados até aqui são completamente diferentes do período seco, pois ao analisarmos os perfis de Θ e Θ_v no horário de 13:30 HL no mês de setembro (Figuras 14 e 15), nota-se primeiramente a diferença de dias utilizados, porque foram utilizados 24 perfis de 30 dias do mês. Isso deve-se ao fato de que o mês foi extremamente seco, possuindo uma CLC bem misturada em quase todos os dias. O aquecimento de uma superfície seca gera mais turbilhões que serão responsáveis por essa mistura.

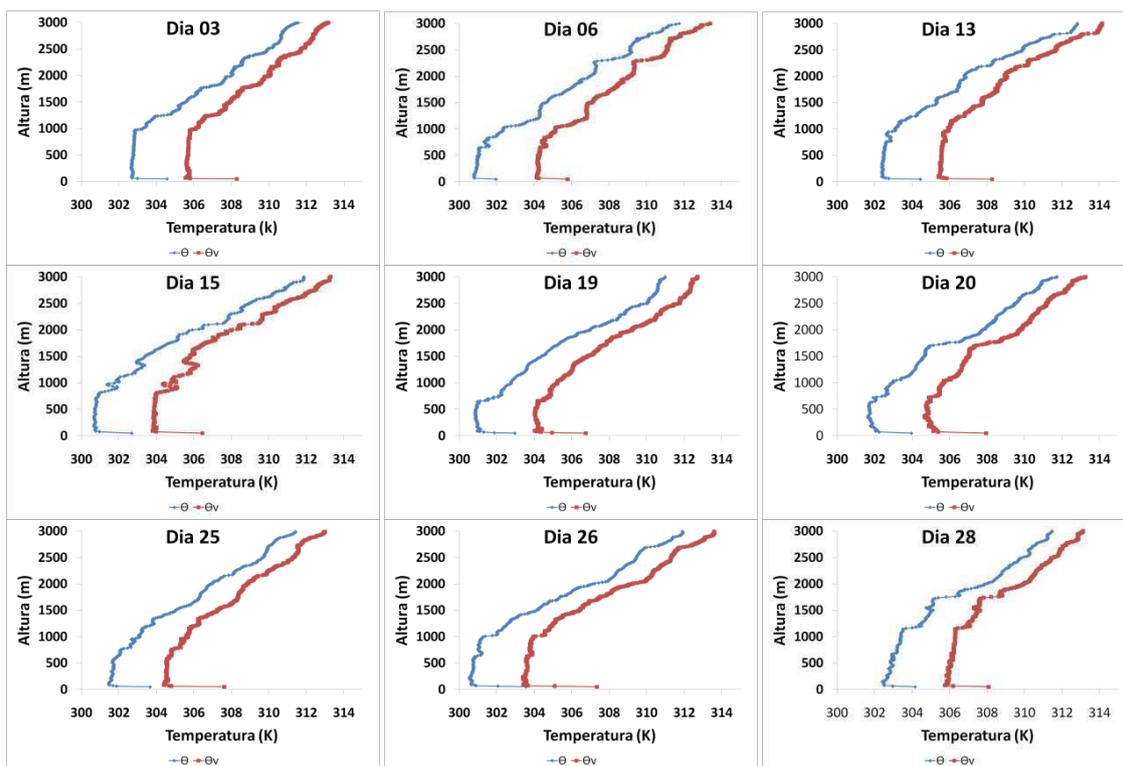


Figura 13. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL do mês chuvoso

Tabela 3. Θ e Θ_v no topo da CLC mês de janeiro de 2015

Janeiro	Topo da CLC em Θ (hi) (K)	Topo da CLC em Θ_v (hi) (K)
Dia 03	302,9	305,8
Dia 06	301,6	304,5
Dia 13	302,8	305,7
Dia 15	301,0	304,1
Dia 19	301,0	304,2
Dia 20	301,8	304,9
Dia 25	302,1	304,8
Dia 26	301,3	303,9
Dia 28	303,5	306,3
Média	302,0 K	304,9 K

Na maioria dos dias os perfis mostraram uma CLS bastante rasa e logo acima dela uma CLC bem neutra com uma altura acima de 1500 m chegando a mais de 2000m em alguns dias. Os maiores valores foram encontrados nos dias 09 (Figura 14) e 21 (Figura 15) com 2221,2 m e 2431,9 m, respectivamente. Esses valores são mais do que o dobro do menor valor encontrado no mês que foi no dia 15 (Figura 14) com apenas 1109,2 m. Esse dia foi o único que obteve registro de precipitação e de apenas 2,0 mm que ocorreram às 19 HL. O que deve ter influenciado na altura da CLC foi um céu bastante nublado e instável. A CLC nesse mês ficou em média com 1833,8 m. Esses resultados encontrados para o período seco estão próximos dos encontrados anteriormente na Amazônia. Em região de pastagem, Santos (2005) calculou a altura da CLC no mês de setembro que ficou em média com 1690 m às 17 HL, três horas e meia a mais que no presente estudo. A Tabela 04 mostra a temperatura no topo da CLC em Θ e Θ_v , observando os valores diários é possível verificar que a partir do dia 21 houve um aquecimento da CLC, justamente o dia que possuiu a maior CLC

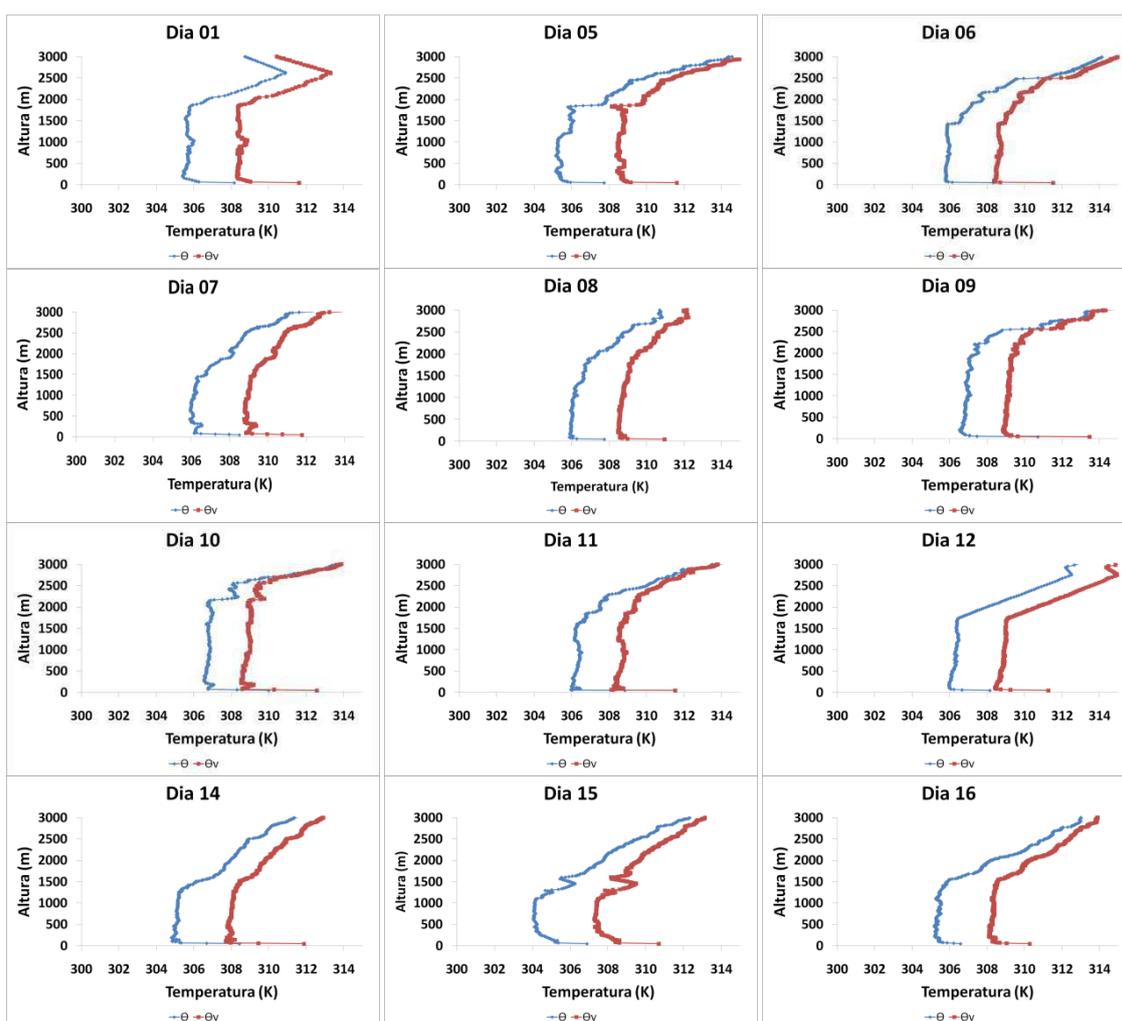


Figura 14. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL entre os dias 01 a 16 do mês seco

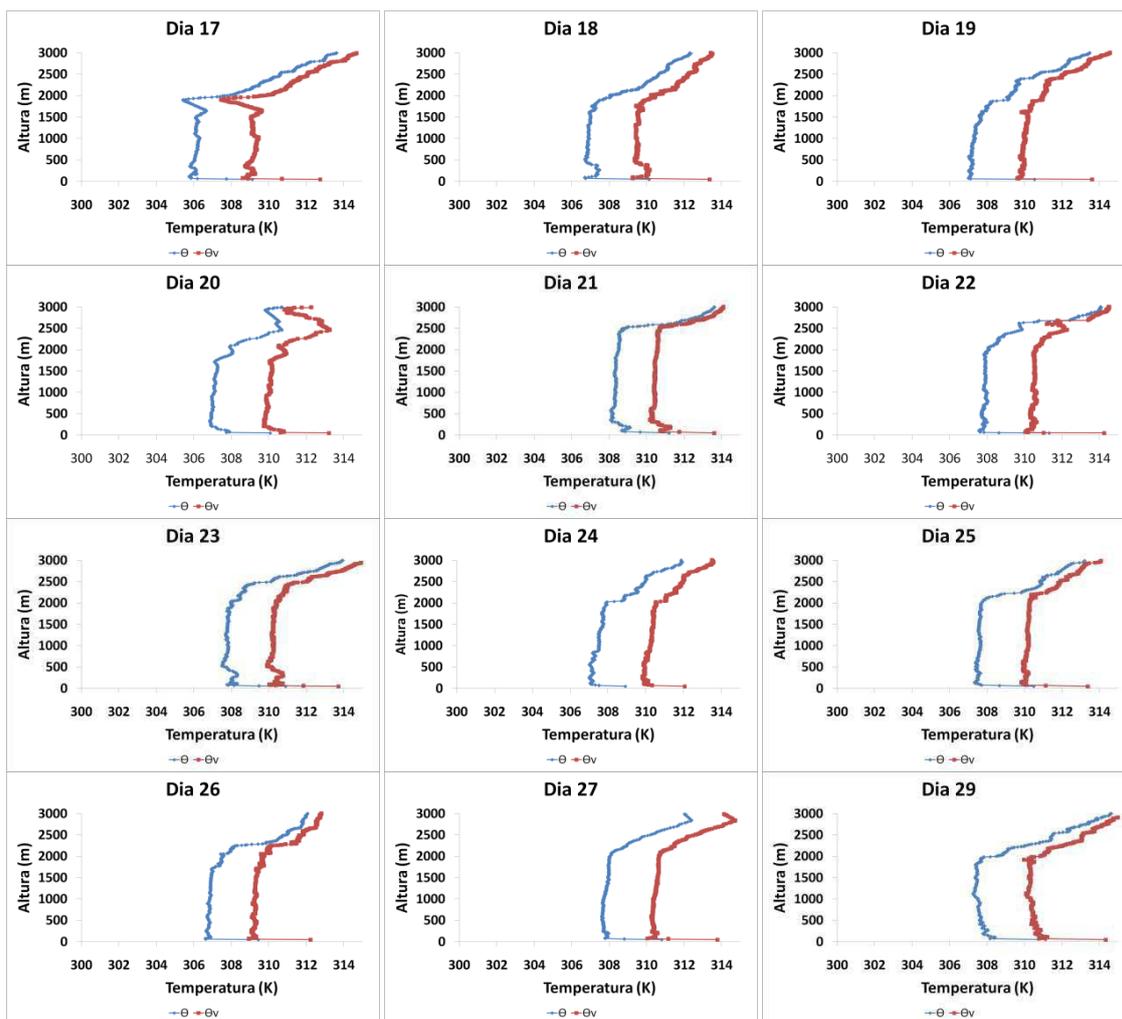


Figura 15. Perfis de Θ e Θ_v às 13:30 HL entre os dias 17 a 29 do mês seco

Como já era esperado, o dia que possuiu a camada mais fria do mês foi justamente no dia 15. Na média Θ e Θ_v no topo da CLC ficaram em 307,0 K e 309,4 K, respectivamente, aproximadamente 5 graus mais quente que no período chuvoso. Essas diferenças encontradas entre os dois períodos estão associadas ao fato de que durante o período seco, grande parte da energia recebida, é utilizada como calor sensível que aquece a superfície terrestre, transferindo por condução o calor para a camada superficial adjacente que, aquecida, fornece calor para as camadas superiores. Em dias mais quentes e com pouca nebulosidade há maior absorção de radiação de onda longa pela atmosfera. Vale lembrar que esse ano do período de estudo sofreu influência do *El Niño* que acaba inibindo a formação de precipitação e modificando os fluxos de calor. Durante o período chuvoso, a quantidade de energia recebida será mais utilizada como calor latente, que é o calor liberado na mudança de fase da água.

Tabela 4. Θ e Θ_v no topo da CLC no mês de setembro de 2015

Setembro	Topo da CLC em Θ (hi) (K)	Topo da CLC em Θ_v (hi) (K)
Dia 01	305,8	308,4
Dia 05	305,8	308,3
Dia 06	305,9	308,7
Dia 07	306,4	309,1
Dia 08	306,7	309,1
Dia 09	307,4	309,5
Dia 10	306,9	309,0
Dia 11	306,9	309,0
Dia 12	306,5	309,1
Dia 14	305,5	308,4
Dia 15	304,3	307,5
Dia 16	306,0	308,6
Dia 17	305,4	307,5
Dia 18	307,1	309,7
Dia 19	308,3	310,4
Dia 20	307,3	310,1
Dia 21	308,7	310,8
Dia 22	308,7	310,7
Dia 23	308,5	310,7
Dia 24	308,0	310,5
Dia 25	308,1	310,4
Dia 26	307,6	308,9
Dia 27	308,2	310,9
Dia 29	307,8	310,4
Média	307,0 K	309,4 K

(Camada Limite Noturna)

A CLN no período chuvoso é ilustrada através dos perfis de Θ e Θ_v no horário de 01:30 HL do mês de janeiro mostrados Figura 16. Dos 31 dias do mês, apenas 10 perfis foram utilizados para a identificação da altura da CLN. Diferente do esperado para esse período, a altura da CLN esteve bem elevada na maioria dos dias, a começar pelo dia 03 que ficou em torno de 352,6 m e no dia 06 com 379,5 m. Esse mês possuiu uma grande variação de um perfil para outro, haja vista que nos dias 09 e 11 a altura foi de apenas 205,7 m e 131 m, respectivamente. Identificar o topo da CLN através dos perfis no período chuvoso é difícil, pois em alguns dias a estabilidade não possui uma região de neutralidade (local onde inicia a ZE) como é o caso do dia 30. Um bom exemplo de uma CLN “clássica” é a do dia 16, em que existe uma camada estável e logo acima uma atmosfera neutra mostrando a presença da CR, a altura da CLN para este dia foi de 385,4 m. Na média a altura da CLN foi de 308,2 m, todos

os valores diários, assim como a média são exibidos na Tabela 05. Os resultados encontrados aqui podem ser comparados com o de Santos (2005) que utilizou dados obtidos durante a campanha WeTAMC-LBA, realizada em Rondônia nos meses de janeiro e fevereiro de 1999, os valores encontrados para a região de pastagem no horário de 01 HL foi de 227 ± 43 m. As características da CLN são comparadas entre os dois estudos e ilustradas na Tabela 06. As diferenças encontradas podem ter ocorrido devido ao fato de serem de regiões distintas, a primeira na Amazônia Central e a segunda no sudoeste da Amazônia. Na Tabela 07 são ilustrados as características da CLN para esse período.

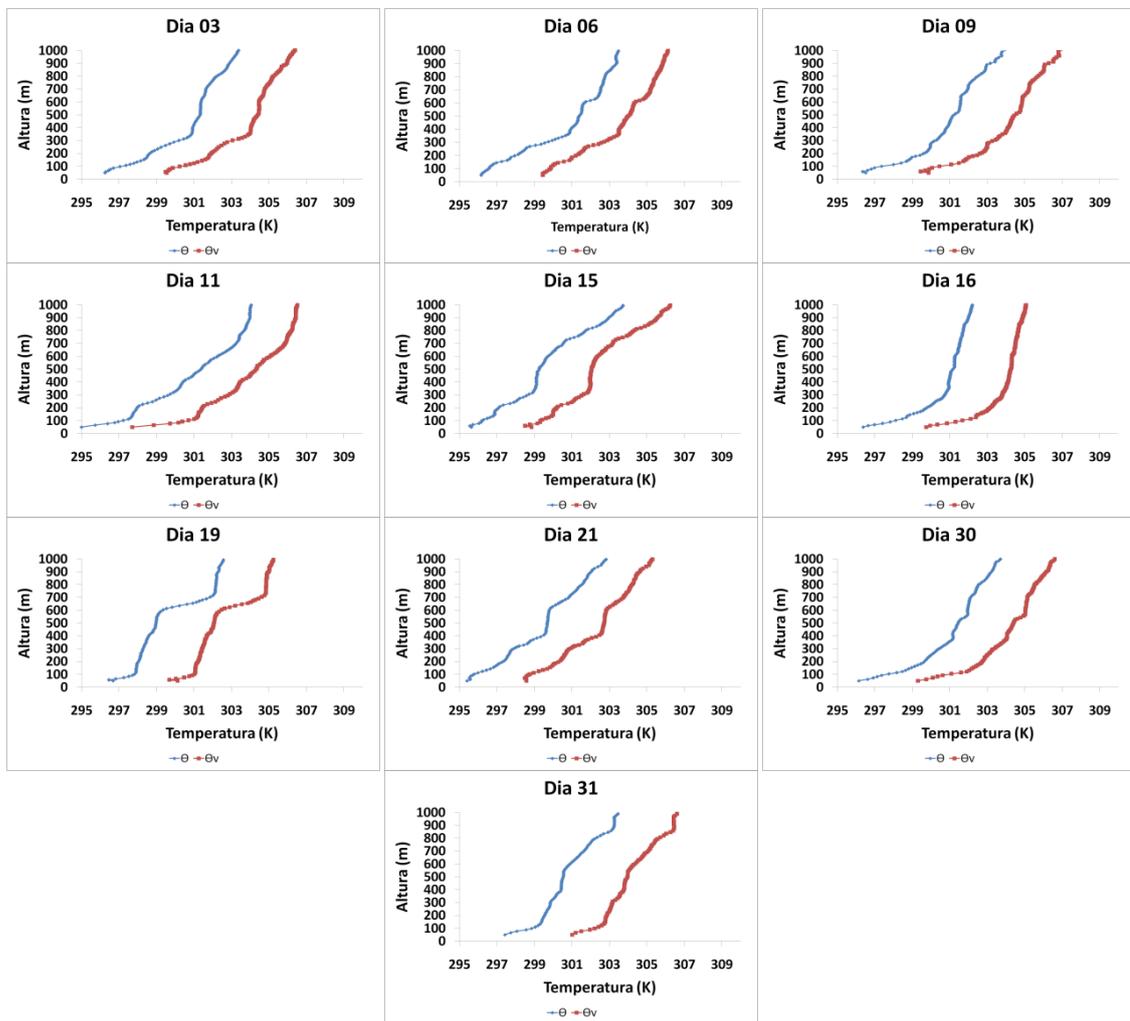


Figura 16. Perfis de Θ e Θ_v às 01:30 HL do mês chuvoso

Tabela 5. Características da CLN no período chuvoso, em que $h_i(m)$ é a altura da CLN, $\Theta(h_i)$ temperatura potencial no topo da CLN, Θ_s temperatura potencial na superfície e $\Delta\Theta$ é a descontinuidade térmica

Janeiro	h_i (m)	$\Theta(h_i)$ (K)	Θ_s (K)	$\Delta\Theta$ (K)
Dia 03	352,6	300,9	296,3	4,6
Dia 06	379,5	300,9	296,2	4,7
Dia 09	205,7	299,7	296,6	3,1
Dia 11	131,0	297,7	295,0	2,7
Dia 15	324,1	299	295,6	3,4
Dia 16	385,4	300,9	296,4	4,5
Dia 19	124,2	298	296,7	1,3
Dia 21	418,9	299,5	295,4	4,1
Dia 30	373,1	301,1	296,1	5,0
Dia 31	387,8	300,4	297,4	3,0
Média	308,2 m	299,8 K	296,2 K	3,6 K

Tabela 6. Comparação dos valores médios da CLN: Obtidas neste trabalho, com o resultado de Santos (2005)

Estudo	Nº de perfis utilizados	h_i (m)	$\Theta(h_i)$ (K)	$\Delta\Theta$ (K)
Presente estudo	10	308,2	299,8	3,6
Santos (2005)	09	227,0	301,0	3,0

A seguir, serão apresentados os perfis de Θ e Θ_v do mês de setembro no horário de 01:30 HL mostrados Figura 17. Dos 30 dias do mês, 16 perfis foram utilizados. Diferentemente do período chuvoso, nesse período na maioria dos perfis é possível identificar uma neutralidade nos perfis de Θ e Θ_v indicando a presença da CR. Os valores das características da CLN do período seco são exibidos na Tabela 07, os resultados mostram que na maioria dos dias, a CLN esteve acima de 300 m. Os menores valores encontrados para a altura foram nos dias 12, 27 e 28, com 213 m, 203 m e 211 m, respectivamente. Abaixo dos encontrados nos dias 24, 26 e 30, com 408,4 m, 400,3m e 517,5 m, nessa ordem. Outra característica interessante foi o gradiente térmico ($\Delta\Theta$) que na maioria dos dias ficou acima de 6,0 K, o que mostra uma CLN bastante estável. Na média a CLN ficou em 326,8 m, próximo ao encontrado para o período chuvoso, porém nesse período foram utilizados mais perfis, o valor gradiente térmico ($\Delta\Theta$) foi de 7,1 K, em torno de 3,5 K mais intenso que no período chuvoso. Essas diferenças das características da CLN entre os dois períodos podem está associadas ao fato de que durante o período seco há o predomínio das condições meteorológicas locais, e sabendo que o mês de setembro praticamente não obteve registro de precipitação, o mês possuiu noites com pouca nebulosidade, baixa umidade e ventos fracos,

criando condições favoráveis para um eficiente resfriamento radiativo da superfície e da atmosfera pela emissão de radiação de onda longa.

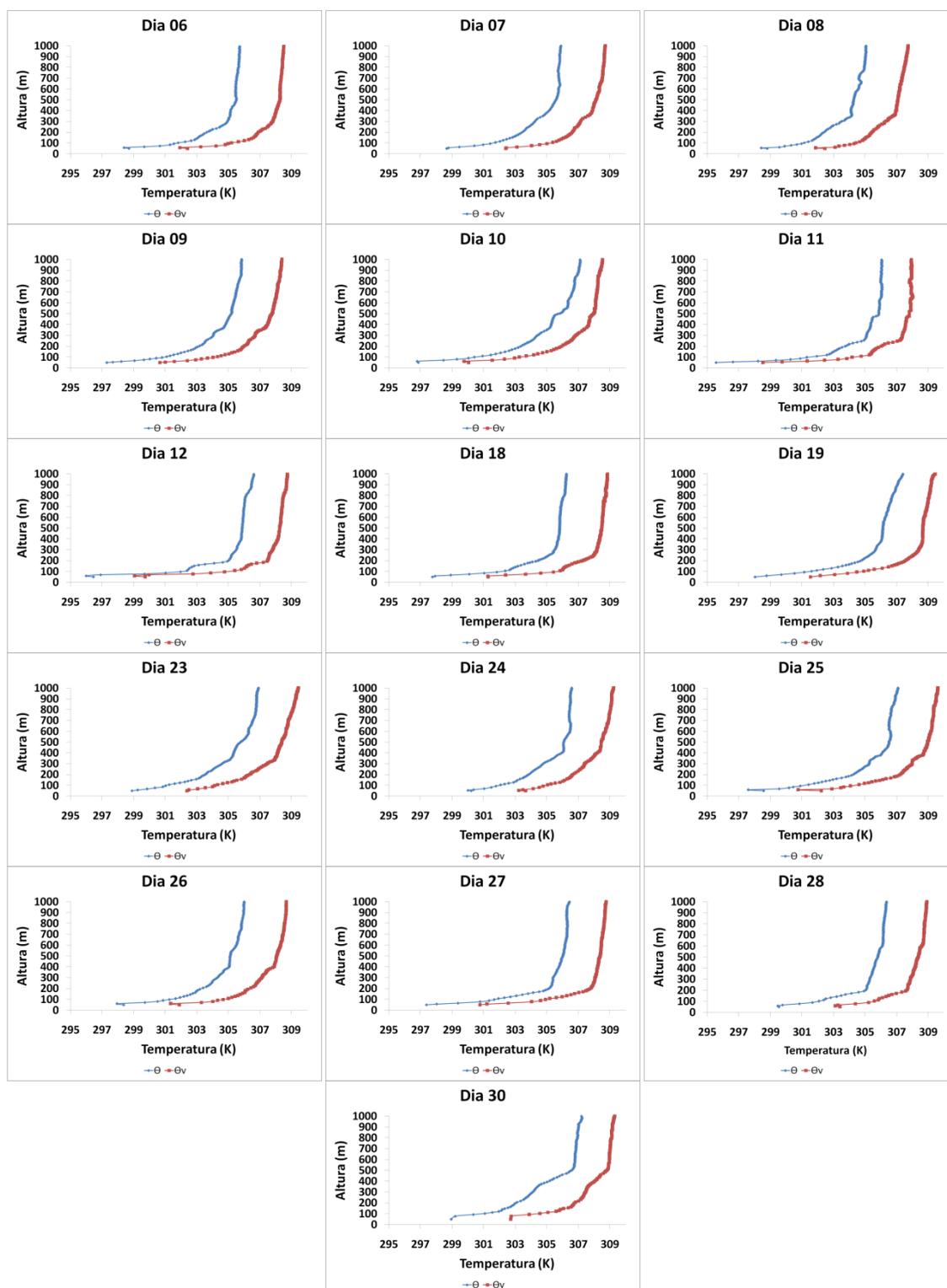


Figura 17. Perfis de Θ e Θ_v às 01:30 HL do mês seco

Tabela 7. Características da CLN no período seco, em que $h_i(m)$ é a altura da CLN, $\Theta(h_i)$ temperatura potencial no topo da CLN, Θ_s temperatura potencial na superfície e $\Delta\Theta$ é a descontinuidade térmica

Setembro	h_i (m)	Θ (h_i) (K)	$\Delta\Theta$ (K)	Θ_s (K)
Dia 06	306,0	305,0	6,3	298,7
Dia 07	350,0	304,8	6,0	298,8
Dia 08	340,2	304,1	5,3	298,8
Dia 09	369,2	304,7	7,4	297,3
Dia 10	371,2	305,2	8,3	296,9
Dia 11	263,3	305,0	9,4	295,6
Dia 12	213,0	305,1	9,1	296,0
Dia 18	290,9	305,5	7,7	297,8
Dia 19	350,6	305,9	7,9	298,0
Dia 23	342,3	305,1	6,2	298,9
Dia 24	408,4	306,0	6,0	300,0
Dia 25	290,5	305,3	6,7	298,6
Dia 26	400,3	305,1	6,7	298,4
Dia 27	203,1	305,2	7,8	297,4
Dia 28	211,9	305,1	5,6	299,5
Dia 30	517,5	306,7	7,7	299,0
Média	326,8 m	305,2 K	7,1 K	298,1 K

Para a comparação da CLN foram utilizados os resultados obtidos por Fisch (1995) – RBLE 2, Santos (2005) – RBLE3 e Neves (2010) - RaCCI-LBA. Os autores, nos trabalhos citados, utilizaram metodologias semelhantes para estimar a altura da CLN, ou seja, a altura é determinada no nível que a atmosfera passa de estável ($d\theta/dz > 0$) para neutro ($d\theta/dz \cong 0$).

Alturas da CLN são exibidas na Tabela 08. Com exceção de Santos (2005), os demais estudos possuem um horário bem próximo ao presente estudo. Como visto anteriormente, a CLN média foi de 326,8 m, comparando esses resultados com Fisch (1999) e Neves (2010), nota-se diferenças, tendo os autores obtidos alturas que diferem na ordem de 126,8 m e 73,7 m, respectivamente. Porém, fazendo uma comparação com Santos (2005) verifica-se uma diferença bem pequena entre os resultados encontrados, de apenas 6,8 m. Na Tabela 09, observam-se as características médias da CLN dos estudos que estão sendo comparados, entre todas as características, a única que deu igual ao de Neves (2010) foi à temperatura em superfície Θ_s , comparando a descontinuidade térmica e a temperatura no topo da CLN, temos uma diferença de 2,4K nas duas variáveis. Vale ressaltar que no estudo de Neves (2010) foram utilizados 22 perfis, pois o experimento compreende o mês de setembro e outubro de 2002. No presente estudo utiliza-se apenas o mês de setembro representando o período seco. Confrontando os resultados com Santos (2005), a diferença na temperatura no topo da CLN foi mínima, porém se tratando de descontinuidade térmica, houve uma diferença expressiva

de 4,3 K. Essa diferença pode está associada ao horário de lançamento, já que às 05 HL o resfriamento radiativo é mais intenso que às 01:30 HL.

Tabela 8. Comparação entre as alturas da CLN: Obtidas no presente estudo, com os resultados de Fisch (2005), Santos (2005) e Neves (2010)

Hora local	Fisch (2005)	Santos (2005)	Neves (2010)	Presente estudo
01:30				326,8 m
02:00	200,0 m		253,1 m	
05:00		320,0 m		

Tabela 9. Comparação dos valores médios da CLN: Obtidas no presente estudo, com os resultados de Fisch (1995), Santos (2005) e Neves (2010)

Estudo	Hora local	Nº de perfis utilizados	hi (m)	Θ (hi)	$\Delta\theta$	Θ_s
Presente estudo	01:30	16	326,8	305,2	7,1	298,1
Neves (2010)	02:00	22	246,4	302,8	4,7	298,1
Fisch (1995)	02:00	--	200,0	303,8	10,6	--
Santos (2005)	05:00	09	320	303,5	11,4	--

5.3 Comparação dos métodos de estimativa da Camada limite Convectiva e da Camada Limite Noturna.

(Camada Limite Convectiva)

Neste item foi realizada uma comparação das estimativas de todos os métodos utilizados nesse estudo. A Figura 18 ilustra os valores estimados da altura da CLC para o período chuvoso. Observa-se que o máximo de dias utilizados foi de 19 dias no mês de abril (Figura 18d) e o mínimo foi durante o mês de maio com apenas 08 dias (Figura 18f). Isso deve ao fato do horário de maior ocorrência de precipitação ter sido às 13 HL nesse período como foi visto na Fig.13. Comparando as estimativas pelos métodos, nota-se que durante todos os meses do período, os métodos superestimam a altura da CLC estimada pelo método dos perfis, sendo que o método que ficou mais próximo foi o ceilômetro. Que em todos meses

consegue acompanhar a variação da altura da CLC estimada pelo método dos perfis, e em alguns dias, chega a uma diferença bem pequena como nos dias 12 e 20 de dezembro (Figura 18a), 15 de janeiro (Figura 18b) e 13 de fevereiro (Figura 18c). No geral, há uma grande variação da estimativa da altura da CLC de um dia para o outro, como no dia 09 de janeiro (Figura 18b) em que o método de Liu e Liang (2010) e o Ri 0,25 estimam mais do que o dobro do que foi calculado pelo método dos perfis. Porém no dia 12 essa diferença diminui consideravelmente. Mesmo superestimando, os métodos seguem o mesmo padrão que o método dos perfis, com exceção do Ri 0,25, principalmente nos meses de março (Figura 18d) e abril (Figura 18e), o método alternou em dias com superestimativa e em outros, subestimou a altura da CLC.

Na Figura 19 observam-se os perfis de Θ e Θ_v clássicos que foram escolhidos de cada mês, com o objetivo de comparar os métodos de forma analítica. Os resultados mostram o quanto os métodos variam na estimativa mesmo em um perfil clássico de Θ . No perfil de dezembro a diferença chega a mais de 1200 m entre o método dos perfis com Ri 0,25 e o de Liu e Liang (2010). Esses dois métodos identificaram o topo da CLC nesse dia, acima da ZE. No perfil de janeiro o ceilômetro estimou abaixo do método dos perfis, ainda assim, foi o mais próximo quando comparado aos demais métodos. O perfil escolhido de fevereiro foi muito parecido com o de dezembro, a diferença é que nesse perfil a altura da CLC foi maior, e assim como no perfil de dezembro, os métodos Ri 0,25 e Liu e Liang (2010) identificaram o topo da CLC acima da ZE. Esses resultados mostram o motivo pelo qual esses dois métodos foram os que mais superestimaram a CLC. Os perfis dos meses de março, abril e maio também foram muito semelhantes, com o ceilômetro estimando na mesma região que o método dos perfis no mês de abril e o Ri 0,25 estimando com uma diferença acima de 1100 m no mês de maio.

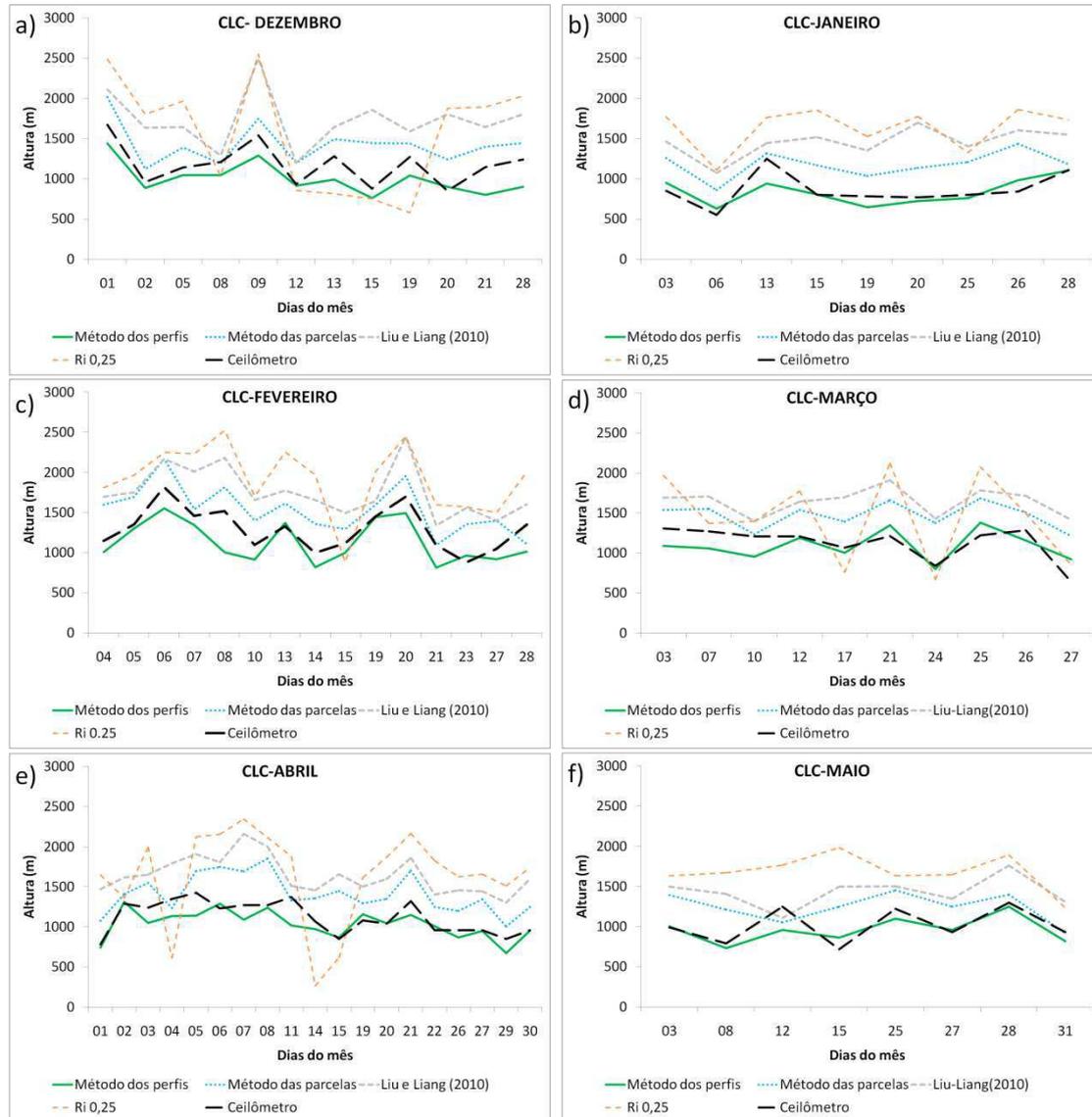


Figura 18. Comparação dos métodos de estimativa da CLC no período chuvoso: a) CLC-dezembro, b) CLC-janeiro, c) CLC-fevereiro, d) CLC-março, e) CLC-abril e f) CLC-maio

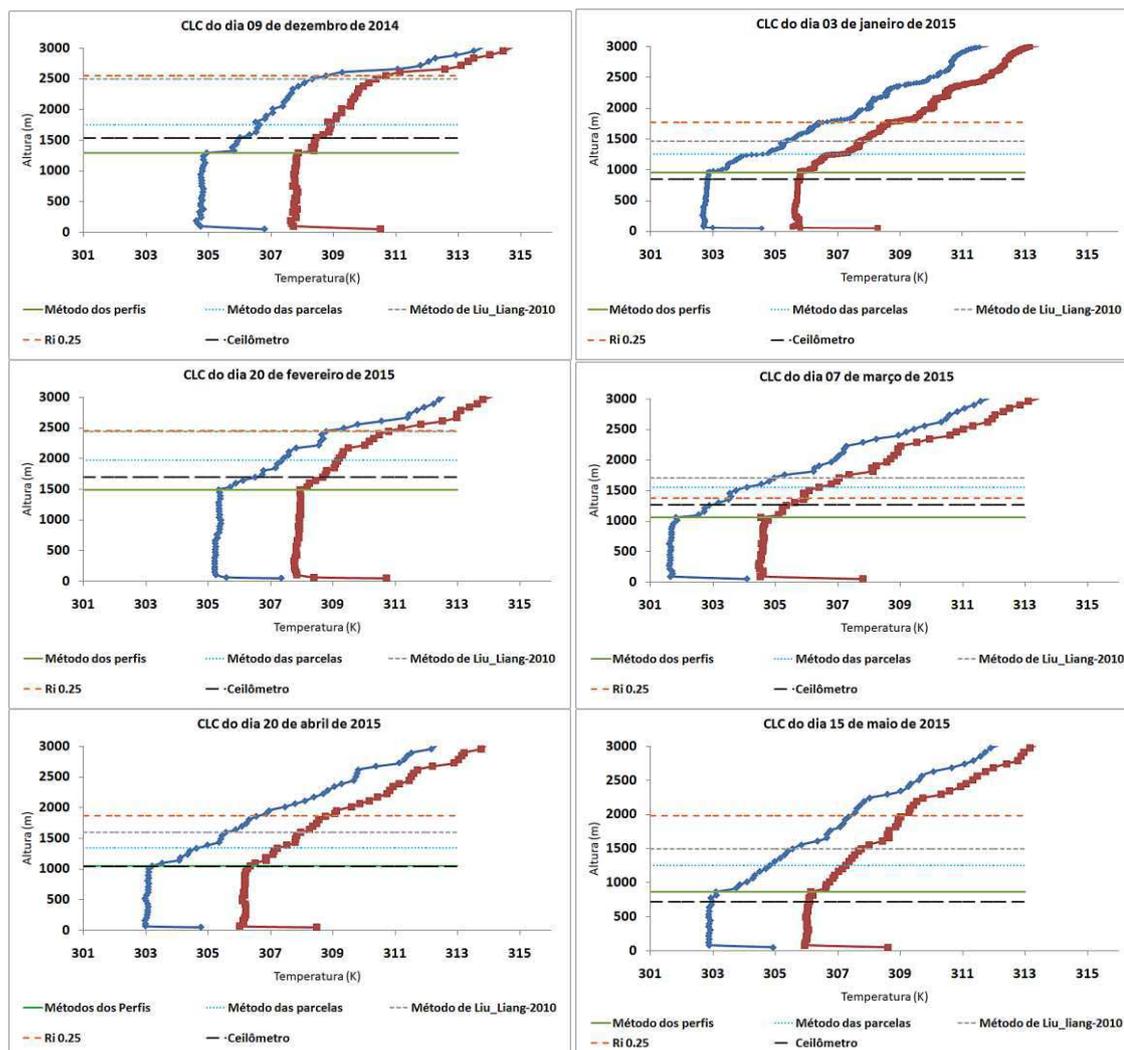


Figura 19. Perfis clássicos selecionados do período chuvoso

A seguir serão ilustrados os valores estimados da CLC para o período seco (Figura 20). Como já era esperado, os valores são bem maiores do que os encontrados durante o período chuvoso, assim como a quantidade de dias usados foi muito maior pelo fato de ter ocorrido menos chuva no período. Comparando a estimativa do ceilômetro com o método dos perfis, nota-se que o instrumento estimou melhor que no período chuvoso, com poucos dias em que a diferença passou de 100 m. Isso é devido ao fato de que o instrumento em dias de céu claro ou sem precipitação, consegue detectar de forma mais precisa a base da nuvem, por conseguinte a CLA (Schäfer et al.,2004; Emeis et al.,2009). E de acordo com os resultados vistos até aqui, verifica-se que o ceilômetro consegue detectar a CLC amazônica com uma boa precisão, o que o torna mais interessante nos estudos de CLC.

O mês de junho (Figura 20a) foi o mês que possuiu a menor quantidade de perfis, isso por conta de que no mês ainda ocorreu bastante precipitação, por se tratar de um período de transição, os valores das alturas da CLC ainda são bem próximos aos encontrados no período

chuvoso. Nesse mês o Ri 0,25, relativamente seguiu o padrão estimado pelo método dos perfis, porém sempre acima de 800 m de diferença, com exceção do dia 12, em que o método subestimou com uma diferença em torno de 200m. O mês de julho (Figura 20b) já apresenta uma CLC maior que no mês de junho, chegando a mais de 2000 m no dia 12 e passando de 1500 m nos dias 13 e 18. Os perfis do mês de agosto são exibidos na Figura 20c. O mês possui muitos dias uma CLC acima de 1500 m, porém em alguns dias a altura ficou abaixo de 1300 m como nos dias 02,03,13 e 26. O método Ri 0,25 variou bastante na estimativa, e em alguns casos subestimou a altura abaixo de 500 metros em dias que a CLC atingiu quase 2000 m. Os perfis de Θ do mês de setembro já foram analisados no item 5.2, porém na Figura 20d é comparado com os demais métodos. Verifica-se que mesmo em um mês extremamente seco, a CLC varia bastante de um dia para o outro, entretanto a partir do dia 21 ela permanece sempre acima de 2000 m. Como nos meses anteriores, o método que mais variou nas estimativas foi o Ri 0,25. Comparando os meses outubro e novembro (Figuras 20e e 20f), verifica-se que o mês de novembro foi o mês em que a altura da CLC mais variou de um dia para o outro, pois ela vai de 1152,4 m no dia 07 até 1721,7 m no dia 17. Isso por conta que esse mês já é um período de transição e possui vários dias com registro de precipitação. O mês de outubro foi o mês que apresentou as maiores diferenças entre os métodos, sobretudo no período do dia 13 ao dia 20.

A Figura 21 ilustra os perfis selecionados da CLC no período seco. Com uma CLC tão bem misturada, é possível verificar que o ceilômetro conseguiu estimar bem próximo do valor encontrado pelo método dos perfis em todos os dias selecionados. No perfil de junho, a diferença entre o ceilômetro e o método dos perfis foi de apenas 96 m, enquanto que para o Ri 0,25, essa diferença chega a 988 m. O método das parcelas e o de Liu e Liang (2010), de modo geral, sempre ficam bem próximos. No perfil de julho a diferença entre o método dos perfis com o ceilômetro foi de menos de 40 m, enquanto que os demais métodos superestimaram a CLC com uma diferença acima de 600 m. No perfil escolhido do mês de agosto, o Ri 0,25 ficou em apenas 288,4 m, enquanto que os demais métodos ficaram acima de 1745m. Esse resultado mostra que o algoritmo de Ri em algumas situações não atinge seu valor crítico 0,25 no topo da CLC. Para os perfis de setembro, outubro e novembro, a CLC ficou acima de 2000 m. A menor diferença entre os métodos foi no mês de novembro em que o ceilômetro estimou em 2020,7 m, enquanto que pelo método dos perfis ficou em 2003,6 m.

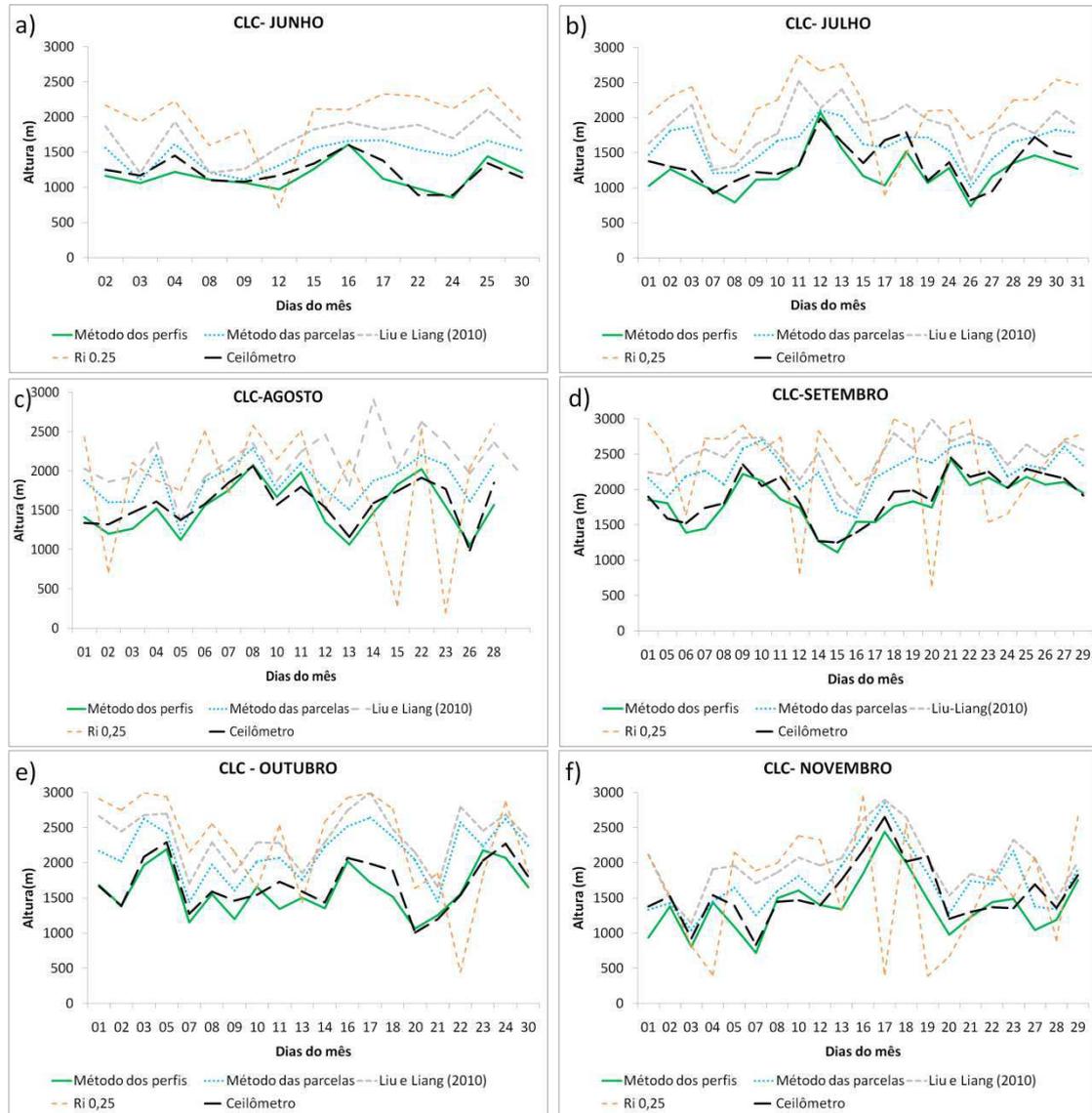


Figura 20. Comparação dos métodos de estimativa da CLC no período seco: a) CLC-junho, b) CLC-julho, c) CLC-agosto, d) CLC-setembro, e) CLC-outubro e f) CLC-novembro

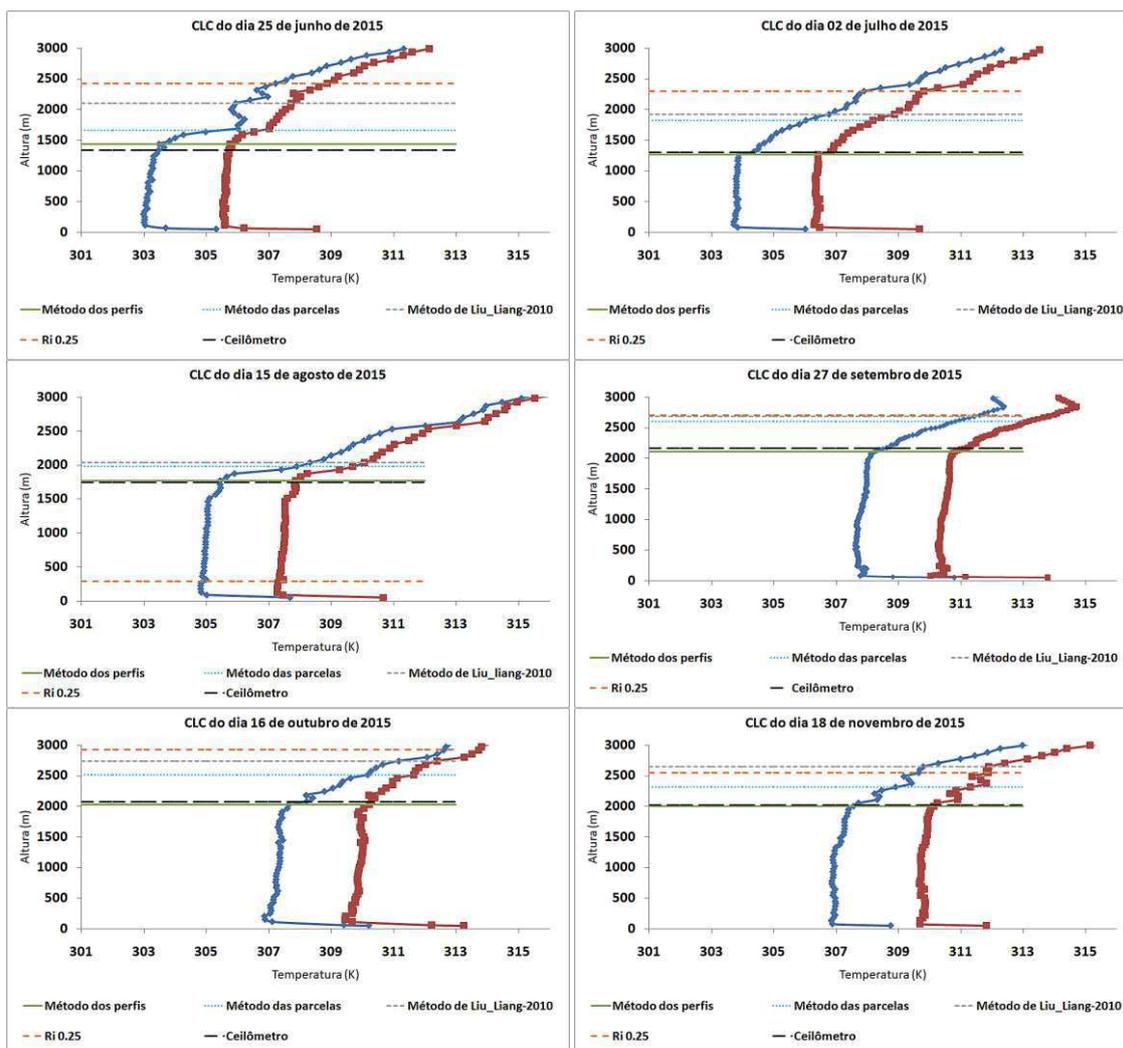


Figura 21. Perfis clássicos selecionados da CLC do período seco

Após a análise e comparação dos métodos de estimativa para a CLC entre os dois períodos pode-se concluir que o ceilômetro foi o melhor entre os métodos com uma diferença pequena em alguns dias. Deve-se lembrar que ao comparar a CLC estimada pelo ceilômetro com a estimada pelo método dos perfis, as duas abordagens observam características diferentes. O método dos perfis define a altura até onde ocorre a mistura turbulenta, enquanto que o ceilômetro estima a altura de mistura do ponto de vista dos aerossóis. Este pressupõe que os aerossóis são liberados principalmente da camada superficial. Por outro lado, os aerossóis podem ocorrer em níveis elevados, originados de fontes distantes ou até mesmo de uma CLA do dia anterior (Eresmaa et al., 2006).

A superestimativa encontrada no método das parcelas ocorre pelo fato se considerar que a intersecção do perfil de temperatura com a adiábática seca é um suposto ponto de equilíbrio do crescimento das parcelas de ar ou térmicas e que seja invariante com o tempo, o que na pratica não é verdadeiro.

Apesar do algoritmo do método conseguir identificar o regime da CLA, método de Liu e Liang (2010) foi um dos que mais superestimou a altura da CLC. Assim não é eficiente para a estimativa da altura da CLC na região, isso por conta de que no estudo de Liu e Liang (2010) foram utilizados mais de 58.000 radiossondas de 14 grandes campanhas no mundo, porém nenhuma na região amazônica.

Diversos estudos de CLA utilizaram o Ri 0,25 e encontraram bons resultados do método na estimativa da altura da CLC (Oliveira e Fisch, 2000; Santos e Fisch, 2007; Dos Santos, 2005). Entretanto, no presente estudo que utiliza o algoritmo do ARM, a CLC não foi bem estimada, pois na maioria dos dias analisados, o método superestima com uma diferença acima de 1000 m em alguns casos. Essa diferença pode estar associada à velocidade do vento, pois o método do Ri 0,25 é melhor para estimar a CLA com baixas velocidades do vento (Seibert et al., 2000), porém o vento não foi analisado no presente estudo.

(Camada Limite Noturna)

A seguir, serão analisados e comparados os métodos para a estimativa da CLN. A Figura 22 mostra a comparação dos métodos de estimativa da CLN do período chuvoso. Observou-se, de modo geral, o contrário do que ocorre em relação à CLC em que os métodos sempre superestimam a altura quando comparados ao método dos perfis, pois na CLN, com exceção dos meses de abril (Figura 22a) e maio (Figura 22b), o método dos perfis sempre apresentou valores mais elevados. O ceilômetro subestimou a altura da CLN, possuindo valores médios sempre abaixo dos 200 m. Esses resultados podem estar associados ao caminho óptico do instrumento que possui dificuldades em detectar as camadas inferiores. Emeis et al. (2008) comparou dois modelos de ceilômetros e verificou que as maiores diferenças encontradas são nos 200 m mais baixos, próximos ao solo justamente pela diferença entre os caminhos ópticos dos instrumentos. Nos meses de dezembro (Figura 22a) e janeiro (Figura 22b) o método dos perfis apresentou uma maior variação na estimativa da CLN. Além disso, foram os meses que possuíram os maiores valores por esse mesmo método, atingindo 418,9 m no dia 21 de janeiro. O método de Liu e Liang (2010) no mês de maio (Figura 22e) determina valores bem próximos aos encontrados pelo método dos perfis com exceção dos dias 27 e 30; entretanto, no mês de dezembro (Figura 22a) varia de 147,5 m no dia 14 a 578,7 m no dia 19 bem acima do encontrado pelo método dos perfis que ficou em 290,2 m. Ao contrário do que foi observado para a CLC, o Ri 0,25 foi o método que identificou os menores valores para a altura da CLN com exceção dos dias 16 e 21 de fevereiro (Figura 22b), com 337,5 m e 571,5 m, respectivamente. Na maioria dos dias,

encontrou valores entre 100 e 200 m. O ceilômetro, diferente da estimativa da CLC, não conseguiu encontrar valores próximos aos estimado pelo método dos perfis.

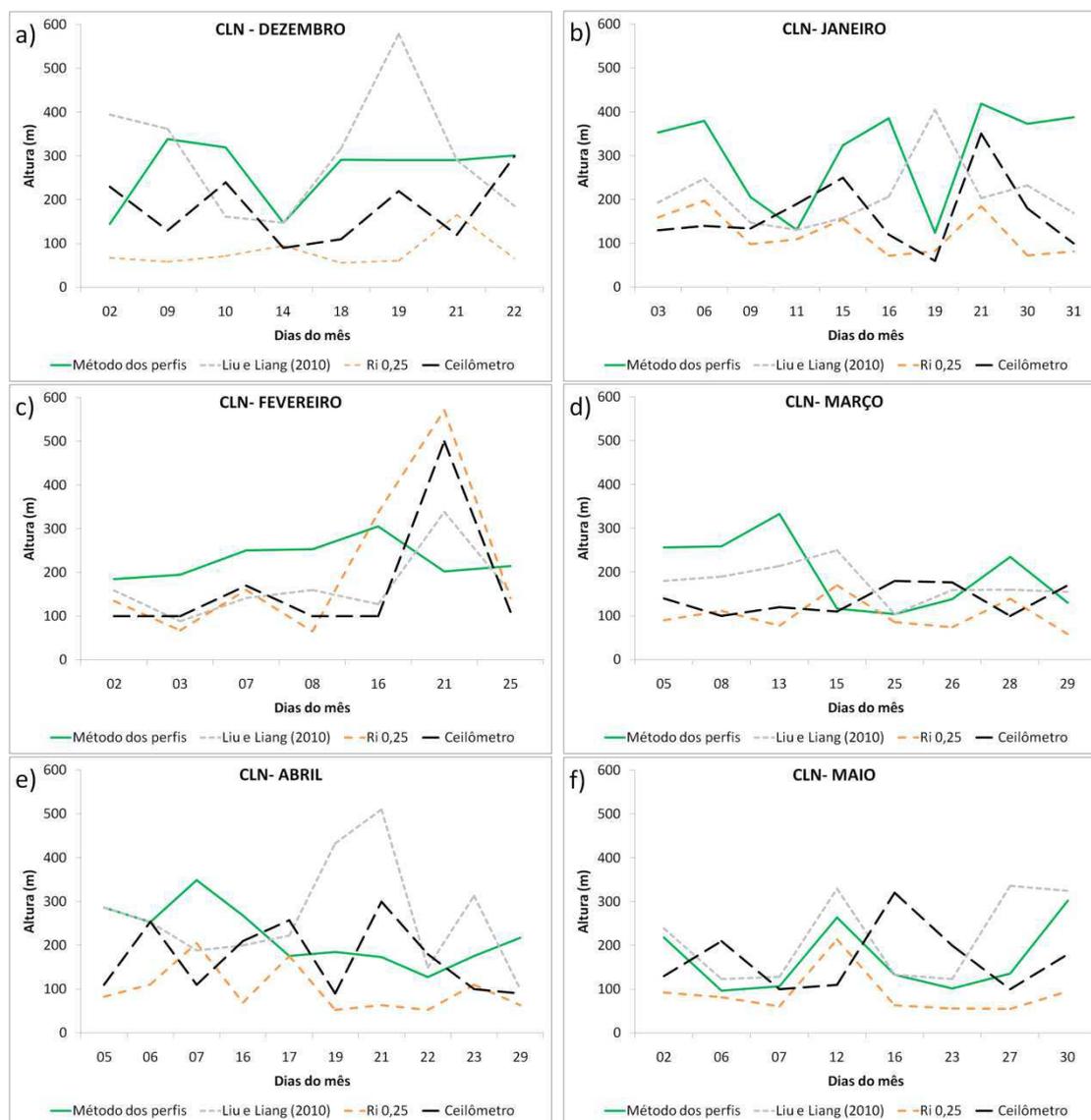


Figura 22. Comparação dos métodos de estimativa da CLN no período chuvoso: a) CLN-dezembro, b) CLN-janeiro, c) CLN-fevereiro, d) CLN-março, e) CLN-abril e f) CLN-maio

A Figura 23 ilustra os perfis selecionados da CLN do período chuvoso. Nos perfis escolhidos de dezembro (Figura 23a) e janeiro (Figura 23b), o método de Liu e Liang (2010) estimou valores da altura da CLN igual ao método dos perfis que ficou em 290,7 m e 131 m, respectivamente. Ainda sobre o perfil de fevereiro, fevereiro é possível verificar uma CR bem definida chegando a 430 m, facilitando a estimativa pelo perfil de Θ que ficou em 185,1 m. No perfil de março (Figura 23d) os métodos variaram bastante, variando de 100 m no

ceilômetro, a 258,6 m pelo método dos perfis. Com uma camada bastante estável nos primeiros metros, o perfil escolhido do mês abril (Figura 23e) foi um dos poucos dias analisados em que três dos quatro métodos estimaram iguais, em torno de 253 m, o único método diferente foi o Ri 0.25 que ficou em 111 m. No perfil de maio (Figura 23f), o método dos perfis e o de Liu e Liang (2010) ficaram bem próximos, com uma diferença de apenas 20 m.

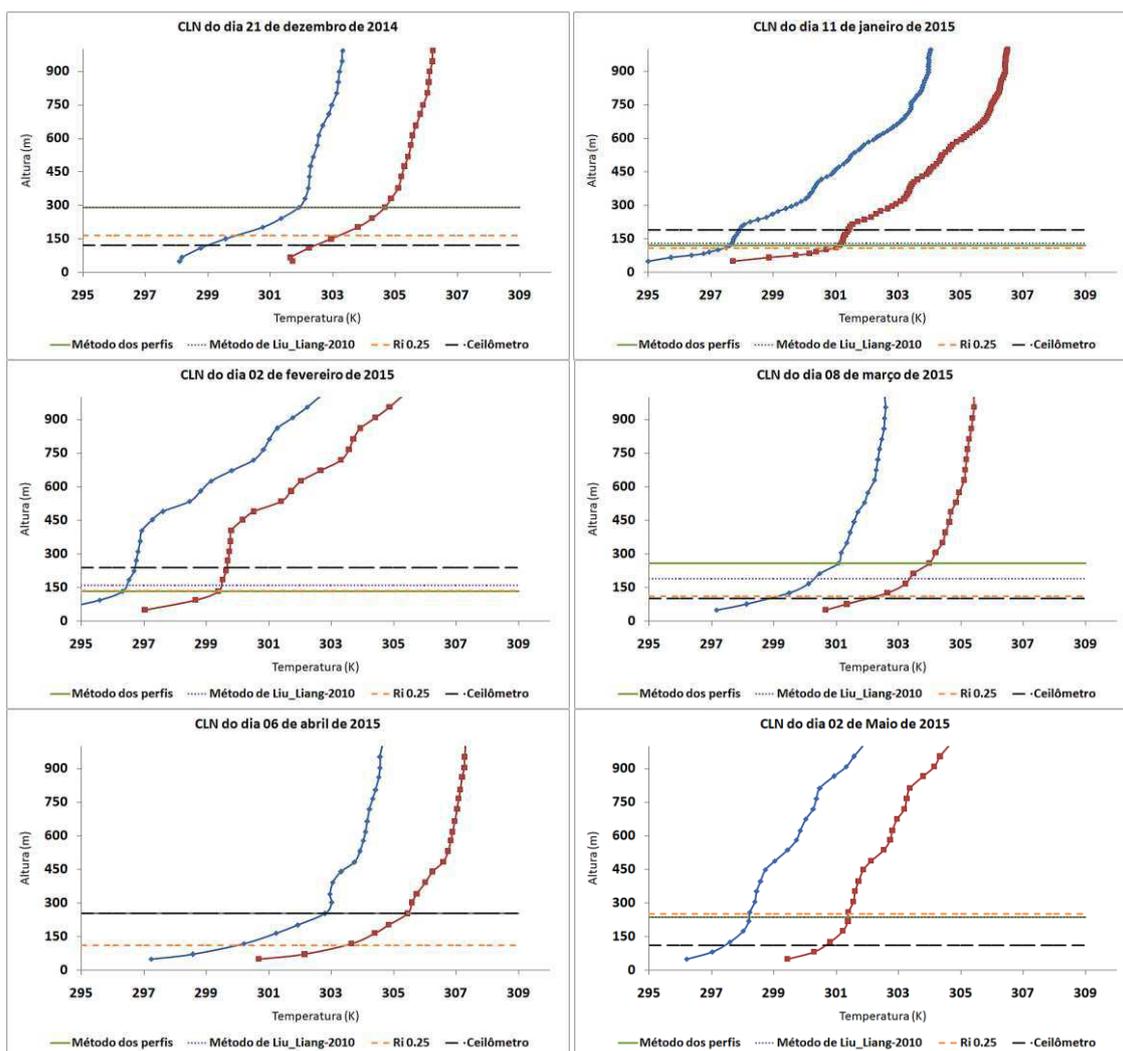


Figura 23. Perfis clássicos selecionados da CLC do período chuvoso

Apresenta-se na Figura 24 a comparação dos métodos de estimativa da CLN no período seco. Os resultados mostram que, mesmo nesse período, em que há menores dias com registro de precipitação, foram poucos os perfis selecionados em que a CR estava bem definida nos perfis de Θ e Θ_v . Setembro apresentou maior número de perfis, com um total de 17, possivelmente devido ao fato de que o mês foi o que possuiu os maiores valores da CLC, tão intensas que mantiveram suas características durante a madrugada. O mês de junho, assim

como na CLC, foi o mês que menos possuiu perfis utilizados, com apenas 08. No geral o método do perfil foi o que encontrou os maiores valores para a altura. O método de Liu Liang (2010) nesse período estimou bem mais próximo do método dos perfis, quando comparado ao período chuvoso. Deve-se ao fato de que nesse período, a camada neutra, onde inicia a CR fica melhor caracterizada, com isso o algoritmo do método consegue identificar melhor o topo da CLN. Assim como no período chuvoso, o Ri 0,25 encontrou os menores valores para a altura da CLN, com exceção do mês de outubro (Figura 24e) em que encontra valores acima de 400 m. A estimativa pelo ceilômetro foi a que menos variou de um dia para o outro, porém, depois do Ri 0,25, foi o método que mais subestimou a CLN. Essa dificuldade do instrumento pode está associada ao fato de que o mecanismo físico da CLN é diferente da CLC, pois o que gera a turbulência no período noturno é a turbulência mecânica relacionada com o vento máximo. Ou devido à emissão de onda longa emitida pela superfície terrestre que gera o resfriamento radiativo.

A Figura 25 ilustra os perfis selecionados da CLN do período seco. No perfil do mês de junho (Figura 25a), o método de Liu e Liang (2010) determinou valores iguais o do método dos perfis, diferente do mês de julho (Figura 25b) em que a diferença entre os métodos foi de mais de 50 m. No perfil do mês de agosto (Figura 25c) mais uma vez o método de Liu e Liang (2010) encontra valores igual ao método dos perfis, por outro lado, o ceilômetro e o Ri 0,25 subestimam a altura da CLN. Há uma grande variação de um dia para o outro nas estimativas, mesmo em situações em que existe uma CR tão bem estabelecida, como é o caso do perfil de setembro (Figura 19d) e outubro (Figura 19e), sendo que no mês de outubro, sendo que nesse último, o único método que encontrou valores abaixo de 100m foi o Ri 0,25, mais precisamente 69,6 m, enquanto que os demais encontraram valores acima de 200 m. Esse perfil de outubro é ideal para a comparação dos métodos, pois no mesmo é possível identificar a CR bem caracterizada acima dos 300 m e uma camada bastante estável abaixo. O perfil do mês de novembro resume o padrão encontrado entre os métodos para a estimativa da CLN no período chuvoso e seco, em que o ceilômetro e o Ri 0,25 são os métodos que mais subestimaram a altura da CLN. O Método de Liu e Liang (2010), de modo geral, foi o que mais se aproximou aos valores encontrados pelo método dos perfis, e em alguns casos encontrou os mesmos valores para a altura da CLN.

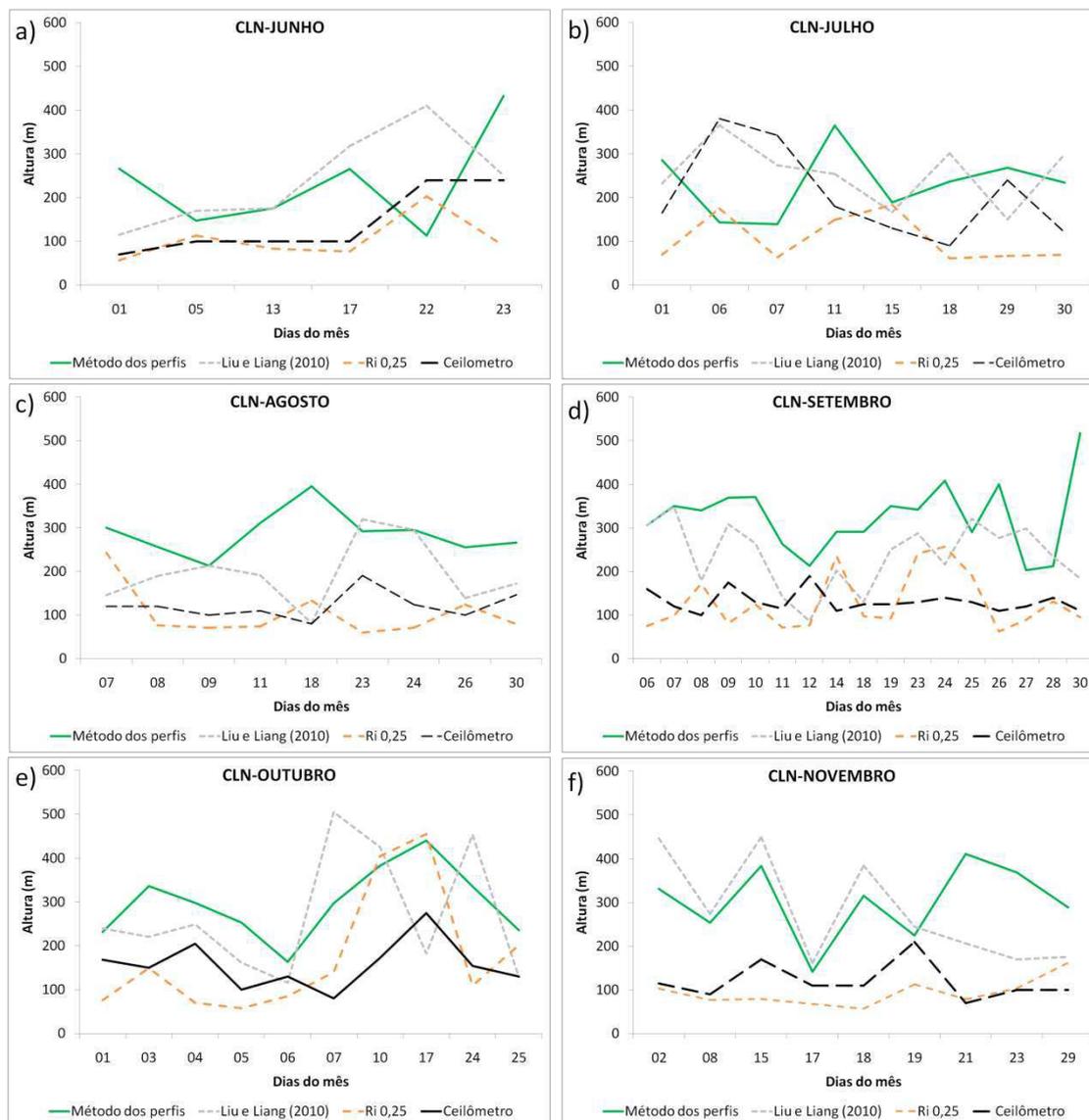


Figura 24. Comparação dos métodos de estimativa da CLN no período seco: a) CLN-junho, b) CLN-julho, c) CLN-agosto, d) CLN-setembro, e) CLN-outubro e f) CLN-novembro

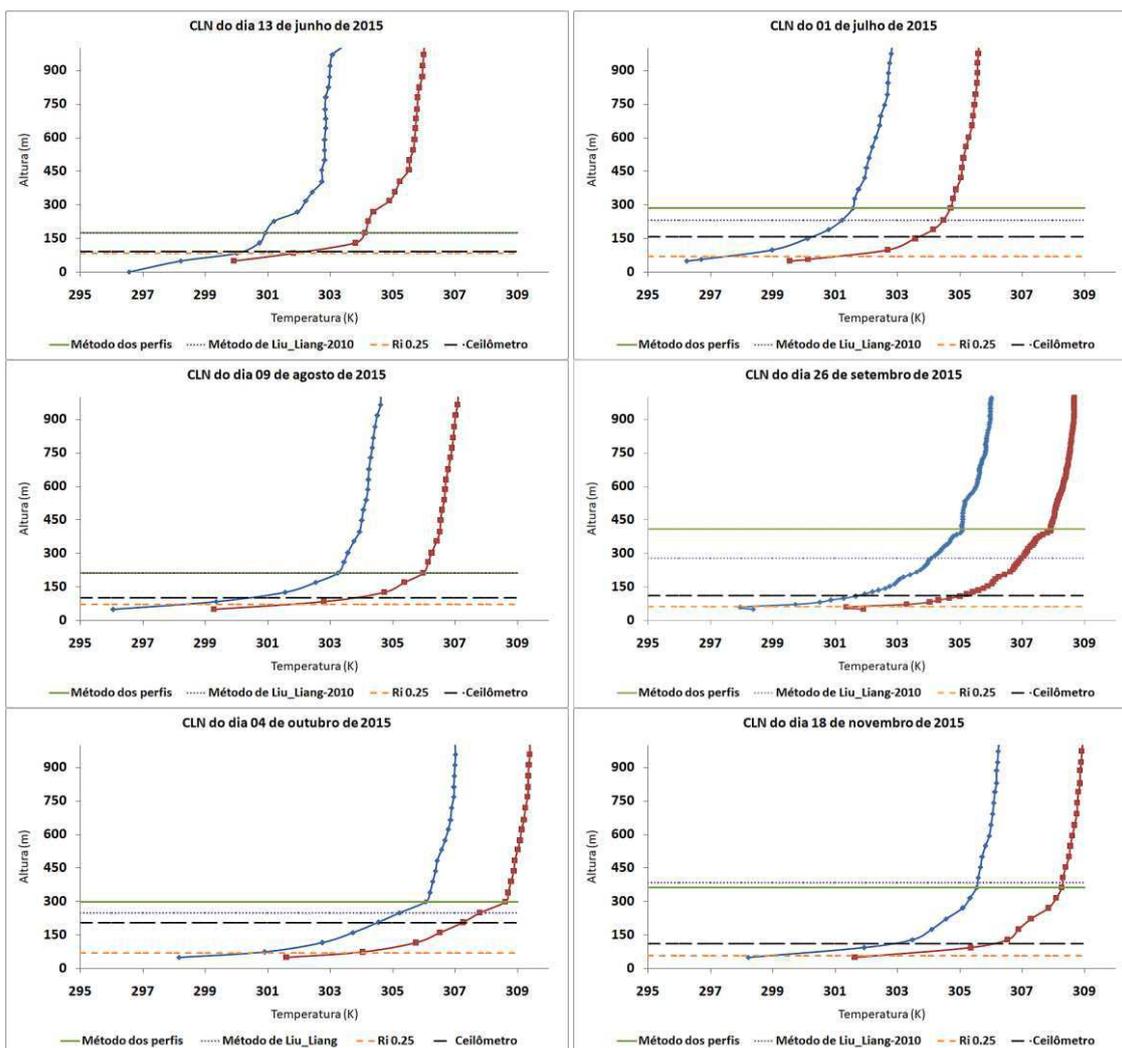


Figura 25. Perfis clássicos selecionados da CLN do período seco

Através dos métodos utilizados no presente estudo, foram realizadas intercomparações utilizando o coeficiente de determinação dos mesmos na CLC e CLN, tanto para o período chuvoso, quanto pro período seco.

Para a CLC no período chuvoso (Tabela 10) com 73 pares de casos analisados, observa-se que os melhores coeficientes correlacionando ao método dos perfis foram para o método das parcelas e o ceilômetro ($R^2=0,612$ e $R^2=0,664$), respectivamente. Mesmo não sendo um valor tão significativo, mostra que entre todos os métodos utilizados no período seco, o que mais se aproxima do método dos perfis é o ceilômetro, esses resultados são relevantes, haja vista que em períodos de precipitação, o instrumento perde um pouco a sua eficiência em detectar a base da nuvem, por conseguinte, o topo da CLA. Ainda sobre o método dos perfis, os menores coeficientes foram encontrados para o Ri 0,25 e Liu e Liang (2010) ($R^2=0,193$ e $R^2=0,264$), respectivamente. Isso explica o motivo pelo qual esses métodos foram os que mais superestimaram a altura da CLC. Correlacionando com o método

das parcelas, os melhores índices foram encontrados para o método de Liu e Liang (2010) e o ceilômetro com $R^2=0,507$ e $R^2=0,565$, respectivamente. As demais correlações possuíam índices muito baixos, principalmente com o Ri 0,25.

Já para o período seco (Tabela 11), os resultados foram diferentes dos encontrados no período chuvoso, a começar pelo número de pares analisados, em torno de 117. O índice de determinação entre o método dos perfis com o método das parcelas e com o ceilômetro foi de $R^2=0,724$ e $R^2=0,835$, respectivamente. Bem melhores do que os encontrados no período chuvoso, mesmo o método das parcelas superestimando a altura da CLC, ainda assim, mais de 70% dos valores encontrados podem ser explicados através do método dos perfis. Sobre o ceilômetro, essa melhoria no índice de determinação está associada ao fato de que nesse período, ocorreu menos dias com registro de precipitação, além do que, devido à seca intensa, acarretou na diminuição da cobertura de nuvens como foi visto por Macedo (2016), e em dias de céu claro o instrumento consegue estimar com mais precisão o topo da CLA. Os coeficientes de determinação entre o método dos perfis com o Liu e Liang (2010) e Ri 0,25 foram $R^2=0,564$ e $R^2=0,083$, respectivamente. No primeiro houve uma melhora em torno de 30%, possivelmente devido ao fato de que nesse período foram utilizados maiores casos na correlação. O segundo encontrou um índice menor ainda que no período chuvoso. Em suma os menores coeficientes foram encontrados nas correlações com o Ri 0,25, o que mostra que o algoritmo que utilizou esse método, não é representativo ou eficiente na estimativa da CLC.

Assim como no período chuvoso, as melhores correlações com o método das parcelas foram com o método de Liu e Liang (2010) e com o ceilômetro ($R^2=0,843$ e $R^2=0,690$) respectivamente, porém nesse período os coeficientes foram muito melhores, a começar pelo primeiro, esse coeficiente tão alto pode ser explicado pelo fato de que mesmo os dois métodos superestimarem a CLC, os mesmos encontram valores muito próximos um do outro. Já em relação ao ceilômetro, essa melhoria no coeficiente pode estar associada ao fato de terem sido usados maiores números de casos. Sobre o método de Liu e Liang (2010), observa-se que o método melhorou na estimativa da CLC quando comparada ao período chuvoso, pois ao correlacionar com os dois com os dois melhores métodos de estimativa nesse estudo, o método dos perfis e o ceilômetro, ocorreu uma melhora no coeficiente de determinação.

A seguir, serão analisados e discutidos os resultados dos coeficientes de determinação para o período noturno. As Tabelas 11 e 12 exibem a comparação entre os métodos de estimativa da CLN durante o período chuvoso e seco, respectivamente. Os resultados mostram que nos dois períodos não há nenhuma correlação alta. Os coeficientes foram muito baixos. Isso é devido ao fato de que os métodos divergem na estimativa da CLN mesmo em

perfis que possuam uma CR bem neutra. O ceilômetro, diferente da estimativa da CLC, não consegue identificar a CLN com precisão, haja vista que o instrumento na maioria dos casos identifica o topo da CLN entre 100 a 200m, independentemente do período, sem contar que em alguns casos, o instrumento acaba detectando a altura da CLN como o topo da CR (esses dias foram excluídos das análises). O algoritmo do ARM que implementa o método de Liu e Liang (2010), apesar de conseguir identificar o regime da CLA, não consegue identificar o topo da CLN mesmo em perfis que a CR está bem neutra, com exceção de alguns casos em que encontrou valores bem próximos aos encontrados pelo método dos perfis.

Tabela 10. Comparação entre os métodos de estimativa da CLC durante o período chuvoso

Métodos	Perfis	Parcelas	Liu e Liang (2010)	Ri 0,25	Ceilômetro
Perfis	1	R ² = 0,612	R ² = 0,264	R ² = 0,193	R ² = 0,664
Parcelas	R ² = 0,612	1	R ² = 0,507	R ² = 0,214	R ² = 0,565
Liu e Liang (2010)	R ² = 0,264	R ² = 0,507	1	R ² = 0,227	R ² = 0,263
Ri 0,25	R ² = 0,193	R ² = 0,214	R ² = 0,227	1	R ² = 0,218
Ceilômetro	R ² = 0,664	R ² = 0,565	R ² = 0,263	R ² = 0,218	1

Tabela 11. Comparação entre os métodos de estimativa da CLC durante o período seco

Métodos	Perfis	Parcelas	Liu e Liang (2010)	Ri 0,25	Ceilômetro
Perfis	1	R ² = 0,724	R ² = 0,564	R ² = 0,083	R ² = 0,835
Parcelas	R ² = 0,724	1	R ² = 0,843	R ² = 0,121	R ² = 0,690
Liu e Liang (2010)	R ² = 0,564	R ² = 0,843	1	R ² = 0,115	R ² = 0,576
Ri 0,25	R ² = 0,083	R ² = 0,121	R ² = 0,115	1	R ² = 0,053
Ceilômetro	R ² = 0,843	R ² = 0,690	R ² = 0,576	R ² = 0,053	1

Tabela 12. Comparação entre os métodos de estimativa da CLN durante o período chuvoso

Métodos	Perfis	Liu e Liang (2010)	Ri 0,25	Ceilômetro
Perfis	1	R ² = 0,008	R ² = 0,033	R ² = 0,000
Liu e Liang (2010)	R ² = 0,008	1	R ² = 0,000	R ² = 0,149
Ri 0,25	R ² = 0,033	R ² = 0,000	1	R ² = 0,149
Ceilômetro	R ² = 0,000	R ² = 0,149	R ² = 0,149	1

Tabela 13. Comparação entre os métodos de estimativa da CLN durante o período seco

Métodos	Perfis	Liu e Liang (2010)	Ri 0,25	Ceilômetro
Perfis	1	R ² = 0,009	R ² = 0,061	R ² = 0,029
Liu e Liang (2010)	R ² = 0,009	1	R ² = 0,003	R ² = 0,041
Ri 0,25	R ² = 0,061	R ² = 0,003	1	R ² = 0,048
Ceilômetro	R ² = 0,029	R ² = 0,041	R ² = 0,048	1

5.4 Altura média mensal

Neste item, serão analisados e discutidos a altura média mensal da CLC e CLN (Figuras 26 e 27), respectivamente. A sazonalidade da CLC é bem evidente, pois no período chuvoso ela varia de 838,5 m no mês de janeiro a 1144,3 m no mês de fevereiro, os menores valores foram encontrados nos meses de janeiro e maio com 960,8 m justamente nos meses que mais ocorreram precipitação. A partir do mês de junho (início do período seco), a CLC começa a aumentar. Os valores variam de 1159,3m em junho a 1833,8 m no mês de setembro. Comparando a menor com a maior média encontrada, ou seja, janeiro e setembro, respectivamente, nota-se que ocorreu um aumento em torno de 1000 m. Os métodos mesmo superestimando, acompanham a sazonalidade da CLC vista pelo método dos perfis, com exceção do Ri 0,25, isso por conta de que em muitos casos o método subestimou e identificou o topo em torno de 500 m, enquanto que os demais encontraram valores acima de 1500 m, ainda assim, os maiores valores ficam no período seco também.

Como visto anteriormente, o método que ficou mais próximo do método dos perfis foi o ceilômetro. Comparando os dois métodos, são encontrados valores bem próximos, sendo as maiores diferenças encontradas nos meses do período chuvoso, especificamente nos meses de dezembro e fevereiro. Porém nos meses mais chuvosos (janeiro, março e maio) a diferença foi mínima com apenas 22,6 m, 36,2 m e 55,6 m, respectivamente. A maior diferença encontrada no período seco foi no mês de novembro com apenas 161,6 m. Os demais métodos superestimam a altura da CLC. Essa diferença chega a mais de 650 m, como no mês de setembro em que o método de Liu e Liang (2010) ficou em 2489,6 m e o método dos perfis em 1833,7 m.

Dando continuidade às análises, na CLN (Figura 27), não é possível observar uma sazonalidade como foi vista na CLC, isso por conta de que os valores são bem próximos nos dois períodos, sendo que o menor valor encontrado foi no mês de maio com apenas 168,8 m. Essa divergência é devido ao fato de que cada método estima topo da CLN de formas diferentes. A começar pelo método dos perfis, em que o topo da CLN é considerado o ponto em que a estabilidade nos perfis de Θ e Θ_v dá lugar a uma camada neutra (CR). Dos métodos utilizados na CLN, esse é o único subjetivo. O método de Liu e Liang (2010) é baseado em um algoritmo confeccionado através de mais de 58 mil perfis originados de radiossondas, bem como o uso de LIDAR e SODAR, apesar do método identificar o regime da CLA, o algoritmo ainda precisa de ajustes para representar o topo da CLA amazônica. O Ri 0,25 foi o método

que encontrou os menores valores médios durante todo o estudo, com exceção do mês de fevereiro. No período noturno, a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é dissipada por forçantes térmicas, associadas a uma estratificação estável induzida pelo resfriamento radiativo da superfície. Nesse período, no qual a intensidade da turbulência é menor, a CLA restringe a uma camada estável. Nesta, frequentemente observa-se o surgimento de focos de turbulência isolados. Neste caso, o Ri 0,25, que é definido com a razão entre as forçantes térmicas e mecânicas pode apresentar um comportamento oscilatório. Esse valor crítico ($Ri=0,25$) não foi representativo no presente estudo. O ceilômetro não conseguiu detectar o topo da CLN com precisão devido ao fato de que a dinâmica e termodinâmica que ocorre no período noturno, é completamente diferente da encontrada no período diurno, em que ocorre uma mistura turbulenta dos aerossóis.

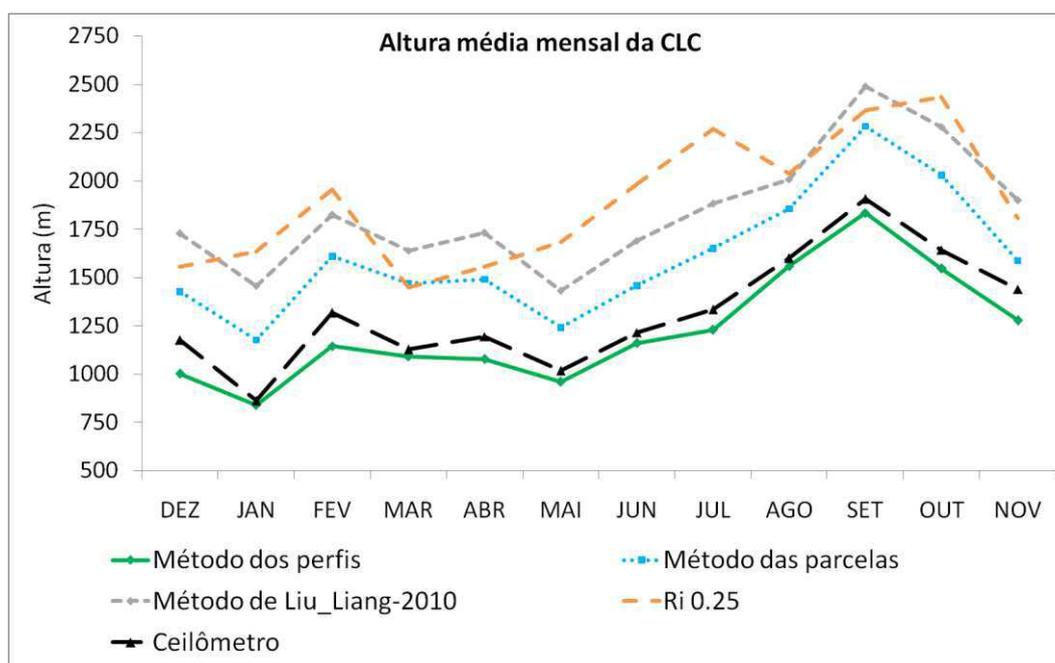


Figura 26. Altura média mensal da CLC

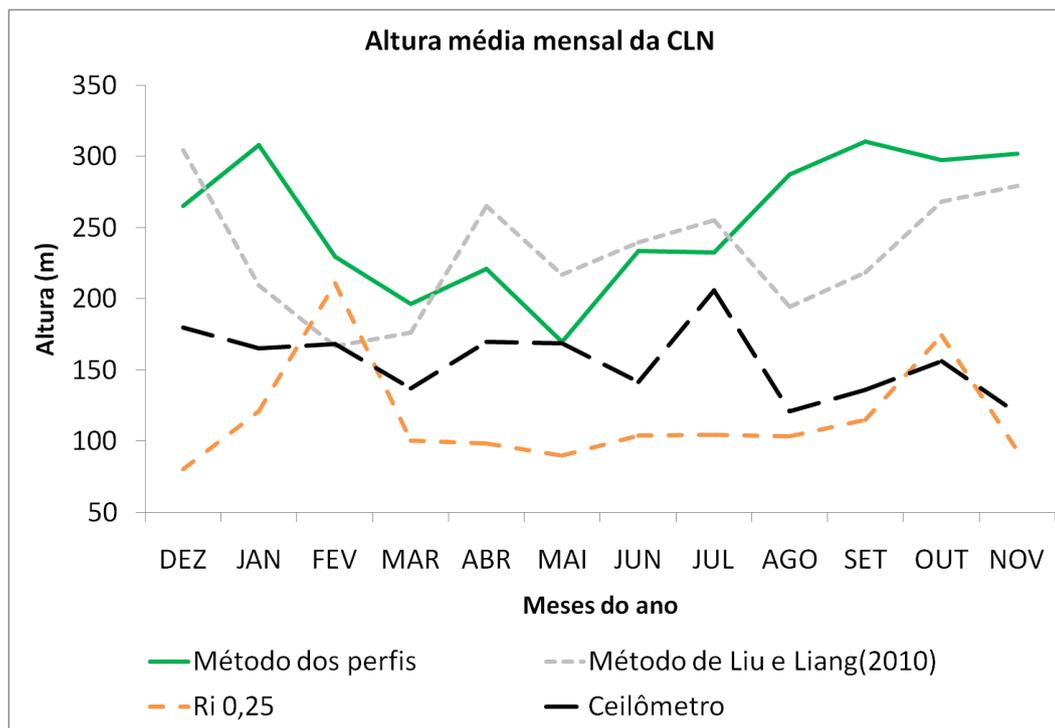


Figura 27. Altura média mensal da CLN

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Baseado nas análises observacionais do item 5, conclui-se, no que se refere as características da CLC e CLN na Amazônia Central:

A CLC varia bastante ao longo do ano, pois em meses de muitos dias com registro de precipitação, a altura da CLC fica em torno de 800 m. Enquanto, os meses secos, por exemplo, setembro de 2015, alcançou valores médios de mais de 1800 m. Entre todos os métodos utilizados nesse estudo, o ceilômetro foi o método que mais se aproximou dos valores encontrados pelo método dos perfis na CLC. O coeficiente de determinação foi maior no período seco ($R^2 = 0,835$). Isso por conta de que em dias de céu claro ou com pouca nebulosidade, o instrumento estima de forma mais eficiente o topo da CLC.

O método das parcelas sempre superestimou a altura da CLC. A superestimativa desse método ocorre pelo fato de se considerar que a intersecção do perfil de temperatura com a adiabática seca é um suposto ponto de equilíbrio do crescimento das parcelas de ar ou térmicas e que seja invariante com o tempo, o que na prática não é verdadeiro. O Ri 0,25 foi o método que apresentou as piores estimativas, assim como os menores coeficientes de determinação para a CLC.

Pela simplicidade e efetividade, o método dos perfis é o mais utilizado e confiável. Porém para tal, necessita do lançamento de radiossondas que possuem um custo elevado, sem contar na logística necessária para o sucesso do lançamento. Com isso, mostra-se a importância do uso do ceilômetro que possui uma taxa de amostragem muito alta e com uma alta margem de acerto na identificação do topo da CLC. Os resultados encontrados nesse estudo demonstram a aplicabilidade do ceilômetro na estimativa da CLC, principalmente para modelos de previsão numéricas e / ou modelos operacionais.

Os métodos de estimativa do topo da CLN apresentaram os piores resultados, tanto nas estimativas quanto nos coeficientes de determinação. Isso por conta que os métodos possuem particularidades na estimativa, e as mesmas divergiram bastante. Diferente dos resultados encontrados na CLC, o ceilômetro subestima a altura da CLN e não consegue identificar uma sazonalidade nos valores estimados. As estimativas com o uso dos algoritmos do ARM que implementa os métodos de Liu e Liang (2010) precisam de ajustes para representar a CLN Amazônica.

Sugere-se então, a partir destes resultados e visando um melhor entendimento das características da CLA na Amazônia, os seguintes trabalhos;

Um estudo mais detalhado, utilizando para tal, a velocidade do vento, e o balanço de energia para quantificar as características de superfície dentro da CLA. O ceilômetro pode ser usado para comparar com as alturas encontradas nos perfis de Θ nos horários de transição, bem como verificar como o instrumento responde a erosão da CLA que ocorre no fim da tarde e no início da manhã.

Outro aspecto importante que deve ser explorado é uma análise sobre os Jatos de baixos níveis (JBN) com o Ri 0,25, e verificar o motivo pelo qual esse método implementado no PVA não consegue detectar o topo da CLC e da CLN.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, CLÊNIA R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, ENIO P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research** (Impresso), v. 100, p. 36-44, 2011.

ARAGAO L, *et al* Reducing Brazilian Amazon deforestation does not curb pervasive drought-related fire emissions, **Environmental Research Letters**, 2016.

BARTHOLOMEW MJ. ARM'S Handbook for the Parsivel2 Laser Disdrometer. U.S. DOE, Office of science, **Office Biological and Environmental Research**. DOE/SC-ARM-TR-137, 2014.

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, p.460-466, 2016.

CARVALHO LMV, JONES C, LIEBMANN B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate** v.17, p. 88–108, 2004.

COHEN, JULIA C.P.; FITZJARRALD, D.; DOLIVEIRA, F. A. F.; SARAIVA, I; BARBOSA, I. R. S.; GANDU, ADILSON WAGNER ; KUHN, PAULO AFONSO FISCHER . Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 29, p. 23-30, 2014.

COHEN, J. C. P., SILVA DIAS, M.A.F., NOBRE, C. A.. Environmental Conditions Associated With Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v.123, p.3163-3174, 1995.

D'ALMEIDA,C. *et al*. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v.27, p. 663-647, 2007.

DAVIDSON, E.A. *et al*. The Amazon basin in transition. **Nature**. v.481, p. 321-328, 2012.

DE OLIVEIRA VIEIRA S, SATYAMURTY P, ANDREOLI RV. On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer. **Atmospheric Science Letters** 14: 1–6, doi: 10.1002/asl2.401, 2013.

DE SOUZA EB, KAYANO MT, AMBRIZZI T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology** v.81: 177–191, doi: 10.1007/s00704-004-0081-4, (2005a).

DE SOUZA EB, KAYANO MT, TOTA J, PEZZI L, FISCH G, NOBRE C On the influences of the El Niño, La Niña, and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960–1998. **Acta Amazônica**, v.30(2): 305–318, 2000.

DU, C.; LIU, S.; YUL, X.; LIL, X.; CHEN, C.; PENG, Y.; DONG, Y.; DONG, Z.; WANG, F. Urban Boundary Layer Height Characteristics and Relationship with Particulate Matter Mass Concentrations in Xi'an, Central China. **Aerosol and Air Quality Research**. v.13, p.1598–1607, 2013.

DUFFY, PHILIP B.; BRANDO, PAULO; ASNER, GREGORY P.; FIELD, CHRISTOPHER B. Projections of future meteorological drought and wet periods in the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 112, p. 13172-13177, 2015.

EMEIS, S., K. SCHÄFER, C. MÜNKEL, 2009. Observation of the structure of the urban boundary layer with different ceilometers and validation by RASS data. **Meteorologische Zeitschrift**, v.18, No.2, 149- 154.

EMEIS S, SCHÄFER K, MÜNKEL C Surface-based remote sensing of the mixing-layer height—a review. **Meteorologische Zeitschrift**, v.17:621–630, 2008.

EMEIS, S., K. S CHÄFER, C. MÜUNKEL. Longterm observations of the urban mixing-layer height with ceilometers. – **IOP Conf. Series: Earth and Environment Science.**, 1, 012027. DOI: 10.1088/1755-1315/1/1/012027, 2008a.

EMEIS S, SCHÄFER K, MÜNKEL C Observation of the structure of the urban boundary layer with different ceilometers and validation by RASS data. **Meteorologische Zeitschrift** v.18:149–154, 2009.

EMEIS S. Measurement methods in atmospheric sciences. In situ and remote. Series: quantifying the environment, Vol.1. **Borntraeger**, Stuttgart, xiv+257 pp, 2010.

ERESMAA, N., A. K ARPPINEN, S.M. J OFFRE, J. R “ AS “ ANEN, H. T ALVITIE, 2006: Mixing height determination by ceilometer. – **Atmospheric Chemistry and Physics**. 6, 1485–1493, www.atmos-chem-phys.net/6/1485/2006

FIGUEROA; S. N., SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573–1584, 1995.

FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. (INPE- 6123-TPT/584). 1995. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1995.

FISH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. DA F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. 2004. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47–59, 2004. (doi 10.1007/s00704-004-0043-x).

FIGUEROA; S. N., SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573–1584, 1995.

GAMO, M. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. **Boundary Layer Meteorology** 79, p.265-279. 1996

GARRAT, J. R. Atmospheric boundary layer. **London: Cambridge University Press.**, 316p, 1992.

GRIMM AM. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment** 25(4): 537–554, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.

HASTENRATH S Climate dynamics of the tropics. Updated ed. From Climate and Circulation of the Tropics. **Kluwer Academic Publishers**. 488p, 1991.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (Inpe). *Monitoramento da Floresta*, São José dos Campos 2004.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 3, p. 217-231, 1988.

LEAL JUNIOR, J. B. V.; PELLEGRINI, C. C. ; ALMEIDA, G. P. ; FISCH, G. ; Lyra, R. F. F. ; Silva Junior, R.S. . Avaliando Parametrizações da Camada Limite Planetária do WRF Utilizando Dados de Velocidade e Direção do Vento do Projeto Chuva em Fortaleza. **Ciência e Natura**, v. Especial, p. 236-238, 2013.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 656-677, 1997.

LIEBMANN B, MARENGO JA Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate** 14: 4308–4318, 2001. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2. 0.CO;2

LIU S AND XZ LIANG. “Observed Diurnal Cycle Climatology of Planetary Boundary Layer Height.” **Journal of Climate** 23:5790–5807, 2010.

MACEDO, A.S. **Variabilidade temporal e espacial da radiação solar na região de Manaus-AM, durante o experimento GOAmazon 2014/15**. 2016. 170p. (INPE XXVII). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

MADDEN RA, JULIAN PR (1972) Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 days period. **Journal of the Atmospheric Sciences** 29: 1109–1123

MADDEN R.A.; JULIAN, P.R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation **Monthly Weather Review**, 122, 814-837, 1994.

MAHMOOD, R. *et al.* Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. **International Journal of Climatology**. 34, 929-953, 2013.

MARENGO JA, NOBRE CA. 2009. Clima na Região Amazônica. In *Tempo e Clima no Brasil*, Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, da Silva MGA J, Silva Dias MAF (eds). Oficina de Textos: São Paulo, Brazil; 197–212.

MARTIN, C.L.; FITZJARRALD, D.; GARSTANG, M.; OLIVEIRA, A. P.; GRECO, S.; BROWEL, E. Structure and growth of the Mixing Layer over the Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v.93, p. 1361-1375, doi: 10.1029/JD093Id02p01361, 1988.

MARTIN ST, ARTAXO P, MACHADO LAT, MANZI AO, SOUZA RAF, SCHUMACHER C, WANG J, ANDREAE M O, BARBOSA HMJ, FAN J, FISCH G, GOLDSTEIN AH, GUENTHER A, JIMENEZ JL, PÖSCHL U, SILVA DIAS MA, SMITH JN, WENDISCH M (2016) Introduction: Observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5), **Atmospheric Chemistry and Physics**, 16: 4785-4797, 10.5194/acp-16-4785-2016,

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. In: Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J., Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S. *Tempo e clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 2, p. 25-41. ISBN 978-85-86238-92-5.

MOLION, L. C. B. Climatologia da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.

- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamic of droughts in Northeast Brazil: Observations theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal Atmospheric Sciences**, 38, 2653-2675, 1981.
- MÜNKELE, C., N. E RESMAA, J. R ÄSÄNEN, A. K ARPPINEN, 2007: Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. – **Boundary-Layer Meteorology** 124, 117–128.
- MÜNKELE, C., S. EMEIS, W.J. MÜLLER, K. S CHÄFER, 2003: Observation of aerosol in the mixing layer by a ground-based lidar ceilometer. – In: Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere VII, SCHAEFER, K., O. LADO-B ORDOWSKY, A. C OMERON, R.H. P ICARD (Eds.), Proc. of SPIE, Bellingham, WA, USA, Vol. 4882, 344–352.
- NEVES, T. T. A. T. ; FISCH, G. .Camada Limite Noturna sobre pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 26, p. 619-628, 2011.
- NIETO-FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January–March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961-973, 2003.
- NOBRE P, SHUKLA J (1996) Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate** 9:2464–2479. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2.
- NUNES, A. B. **Crescimento da camada limite convectiva**: estudo analítico e numérico. 2008, 190 p. (INPE-15554-TDI/1426). Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP. 2008. Disponível em:<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/34C5U9H>>. Acesso em: 20 out. 2017
- OLIVEIRA AP, FITZJARRALD DR (1993) The Amazon River breeze and the local boundary layer: I - observations. **Boundary Layer Meteorology** 63:141–162. doi:10.1007/BF00705380
- OLIVEIRA, P. **Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1999. 108 p. (INPE-8350-TDI/769). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999.
- RAO VB, HADA K. 1990. Characteristics of rainfall over Brazil annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**42: 81–91, doi: 10.1007/BF00868215.
- RASMUSSEN, E.M.; Arkin, P.A. Inmterannual climate variability associated with the El Niño/Southern Oscillation. Coupled Ocean-Atmosphere Models, **J.C.J. Nihaud** Ed., Elsevier, 289-302, 1985.
- REBOITA MS, GAN MA, ROCHA RP, AMBRIZZI T. 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**25: 185–204.
- REUTER, E. D. J.; FISCH, G.; MOTTA, G. V. M.; COHEN, J. C. P. Estudo observacional da camada limite planetária marinha na região do centro de lançamento de foguetes de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.3, p.251-264, 2004.
- RICARTE, R. M.; HERDIES, D. L.; BARBOSA, T. F. Patterns of atmospheric circulation associated with cold outbreaks in southern Amazonia. **Royal Meteorological Society**, v. 22, p. 129-140, 2015.
- SA, L. D. A.; ANDRADE, E. S. .Curvatura do perfil vertical de temperatura potencial virtual acima do Pantanal em períodos noturnos: Diferenças entre as estações seca e úmida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 413-417, 2006.

SANTOS, L. A. R.; FISCH, G. .Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o Experimento LBA RACCI 2002 em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 22, p. 322-328, 2007.

SANTOS, R.M.N. **Estudos da camada limite noturna na Amazônia**. 2005. 168 p. (INPE-14477-TDI/1158). Tese (Doutorado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos,2005.

SANTOS, R. M. N.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. Modelagem da Camada Limite Noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 387-407, 2007.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.

SANTOS, ELIANE BARBOSA; LUCIO, PAULO SÉRGIO ; SANTOS E SILVA, CLÁUDIO MOISÉS . Synoptic patterns of atmospheric circulation associated with intense precipitation events over the Brazilian Amazon. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 128, p. 343-358, rint.,2017

SANTOS E SILVA CM. 2013. Ciclo diário e semidiário de precipitação na costa norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso) 28: 34–42.

SANTOS, ELIANE BARBOSA; LUCIO, PAULO SÉRGIO ; SILVA, CLÁUDIO MOISÉS SANTOS E . Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, p. 185-192, 2015.

SANTOS, L. A. R. **Análise e Caracterização da Camada Limite Convectiva em Área de Pastagem, durante o Período de Transição entre a Estação Seca e Chuvosa na Amazônia (Experimento RACCI- LBA/Rondônia)**. 2005. 118p.; (INPE – 14049 – TDI/1064). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos,2005.

SANTOS, R.M.N. **Estudos da camada limite noturna na Amazônia**. 2005. 168 p. (INPE-14477-TDI/1158). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos,2005.

SCHÄFER, K., S.M. EMEIS, A. RAUCH, C. MÜNKEL, S. VOGT, 2004: Determination of mixing-layer heights from ceilometer data. In: Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere IX. SCHÄFERK., A. COMERON, M. C ARLEER, R.H. PICARD , N. S IFAKIS (Eds.), Proc. SPIE, Bellingham, WA, USA, Vol. 5571, 248–259.

SEIBERT, P.; BEIRICH, 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, n. 7, p.1001-1027, 2000.

SILVA, CLÁUDIO MOISÉS; LYRA, R..Comparação do campo de vento medido por Radiosondas e por um SODAR durante o DRYTOWET-AMC/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 24, p. 356-363, 2009.

SILVA DIAS, M.; PETERSEN, W.; DIAS, P. S.; CIFELLI, R.; BETTS, A.; LONGO, M.; GOMES, A.; FISCH, G.; LIMA, M.; ANTONIO, M.; ALBRECHT, R. A case study of convective organization

into precipitating lines in the southwest amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002.

SILVA, F.R. **Estudo do desenvolvimento da camada limite convectiva no semiárido brasileiro**. 2015. 66 f. Tese (Doutorado em Ciências Climáticas) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015.

SORENSEN JH, A RASMUSSEN, T ELLERMANN, AND E LYCK. 1998. “Mesoscale Influence on Long-range Transport – Evidence From ETEX Modeling and Observations.” **Atmospheric Environment**, 32(24): 4207–4217.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

SOUSA, N. V.; LEAL JUNIOR, JOÃO B. V.; ALMEIDA, G. P. ;COUTO, V. M. ; MARTINS, R. C. G. ; FISCH, G. F. ; LYRA, R. F. F. . Determinação da altura da camada limite planetária em Fortaleza-CE utilizando radiossondagens do Projeto Chuva. **Ciência e Natura**, v. Esp., p. 344-346, 2013.

SOUZA, S. S.; LYRA, R. F. F. Características observadas da termodinâmica da Camada Limite Atmosférica sobre Rondônia e suas relações com a substituição de áreas de florestas naturais por pastagens: Projeto RBLE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.16, n.2, p.157-164, 2001.

SRIVASTAVA, S.; LAL, S.; SUBRAHAMANYAM, D. B.; GUPTA, VENKATARAMANI, S.; RAJESH, T. A. Seasonality variability in mixed height and its impact in trace gas distribution over a tropical urban site – Ahmedabad. **Atmospheric Research**, p.79-87, doi: 10.1016/j.atmosres.2009.11.015, 2010.

SEIBERT, P.; BEIRICH, 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, n. 7, p.1001-1027, 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**, vol. 115, d16113, 2010.

SILVA DIAS, M.; PETERSEN, W.; DIAS, P. S.; CIFELLI, R.; BETTS, A.; LONGO, M.; GOMES, A.; FISCH, G.; LIMA, M.; ANTONIO, M.; ALBRECHT, R. A case study of convective organization into precipitating lines in the southwest amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 2002.

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. **Dordrecht: Kluwer Academic Publishers**, p. 666, 1988.

ULKE, A. G.; MAZZEO, N. A. Climatological aspects of the daytime mixing height in Buenos Aires City – Argentina: **Atmospheric Environment**. v.32, n.9. p.1615-1622, 1998.

VIANA, L. P. **Estudo observacional dos eventos de friagens e tendências climáticas na bacia amazônica brasileira**. 2015. p. 128. (sid.inpe.br/mtcm18/2015/04.27.19.17-TDI) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais(INPE)São José dos Campos, 2015.

VITORINO, M.I. **Oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos Adjacentes Utilizando a Análise de Ondeletas**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE 9822 - TDI/865, SP, 2003.

VITORINO, M.I.; SILVA DIAS, P.L.; FERREIRA, N.J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 94, p.17-35. 2006.

WALLACE, J. M., AND HOBBS, P. V. Atmospheric Science- An Introductory Survey. **Academic Press**, 2006.

WEICKMAN, K.M.; LUSSKY, G.R; KUTZ BACH, J.E. Intraseasonal (30-60 Day) Fluctuations of Outgoing Long Wave Radiation and 250 mb Stream function During Northern Winter. **American Meteorological Society**, 113, p. 941-961, 1985.

WEITKAMP C (Ed.) (2005) Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere, **Springer**, New York, 460 pp

ZHANG, Q.; ZHANG,J.; QIAO,J.; WANG,S. Relationship of Atmospheric Boundary Layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China. **Scientific China Earth**, p.1586-1594, doi:10.1007/s11430-011-4207-0, 2011.

APÊNDICE A

Este apêndice tem o objetivo de expor quantitativamente os valores das alturas estimadas através dos métodos para a CLC.

Tabela A 1. Valores estimados da CLC no mês de dezembro

CLC		01	02	05	08	09	12	13	15	19	20	21	28	Média	σ
dez/14															
Método															
Método dos perfis		1441,1	886,6	1045	1046,3	1289,9	912,1	992	759,3	1041,1	900,3	801,8	900,7	1001,4	195,9
Parcelas		2014,6	1123,5	1391,1	1191,3	1748	1198,6	1492,2	1445,8	1438,7	1241,7	1397,9	1443,7	1427,3	250,4
Liu-Liang(2010)		2113,1	1635,1	1643,5	1289,5	2498	1198,6	1644,7	1858,5	1590,3	1803,6	1643,8	1804,3	1726,9	342,6
Ri 0.25		2488	1804,5	1963,4	1038,2	2550	853,7	815,8	752,5	579,5	1875,8	1891,3	2030,5	1553,6	702,8
Ceilômetro		1670	960	1140	1210	1540	930	1280	877	1270	850	1145	1240	1176,0	253,4
Dias utilizados		12/31													

Tabela A 2. Valores estimados da CLC no mês de janeiro

CLC		03	06	13	15	19	20	25	26	28	Média	σ	
jan/15													
Método													
Método dos perfis		951,1	630,2	942,8	806,5	644,8	722,9	759,9	982,2	1105,9	838,5	164,8	
Parcelas		1257,5	857,7	1317,9	1166,8	1034,1	1136,2	1207,4	1436,5	1179,6	1177,1	165,4	
Liu-Liang(2010)		1460	1071,3	1443,8	1518,6	1354	1698,8	1402,7	1602,6	1546,7	1455,4	178,2	
Ri 0.25		1770,3	1106,8	1761,6	1850,8	1525	1775	1324	1859	1732,3	1633,9	261,7	
Ceilômetro		850	550	1250	800	780	770	800	840	1110	861,1	204,0	
Dias utilizados		09/31											

Tabela A 3. Valores estimados da CLC no mês de fevereiro

CLC										
fev/15	04	05	06	07	08	10	13	14		
Método										
Método dos perfis	1006	1298	1551	1343,8	1004	910,9	1369,7	818,6		
Método das parcelas	1600,8	1693,2	2170,1	1542	1816	1397,8	1617,5	1357,2		
Liu e Liang (2010)	1700,1	1755	2170,1	2014	2184,7	1656,7	1776,2	1660,2		
Ri 0.25	1809,93	1967	2254,4	2234,2	2525,3	1703,2	2255,6	1971,8		
Ceilômetro	1150	1350	1820	1460	1520	1100	1330	1000		
	15	19	20	21	23	27	28	Média	σ	
Método dos Perfis	996,6	1440,6	1491,4	812,5	963,9	915,1	1012,7	1162,8	260,8	
Método das Parcelas	1296,4	1597,3	1955,7	1096,3	1355	1398,7	1111,7	1649,3	257,6	
Liu-Liang(2010)	1495,7	1645,4	2446,6	1341,4	1556,9	1398,7	1603,1	1864,6	223,6	
Ri 0.25	879,7	2018	2450,8	1598,1	1570	1497,4	2005,8	2090,2	273,0	
Ceilômetro	1120	1450	1700	1100	880	1050	1350	1341,3	263,7	
Dias utilizados	15/28									

Tabela A 4. Valores estimados da CLC no mês de março

CLC												
mar/15	03	07	10	12	17	21	24	25	26	27	Média	σ
Método												
Método dos perfis	1089,8	1057,4	953,6	1191,3	1003,9	1350	800,9	1380,7	1159,1	923,1	1091,0	184,3
Método das parcelas	1540,9	1553,9	1237,3	1537,8	1393,7	1661	1376,3	1682,3	1507,9	1211,6	1470,3	161,6
Liu-Liang(2010)	1695,1	1707,4	1396,8	1644,2	1698,2	1911,1	1429,1	1782,7	1716	1415,1	1639,6	171,5
Ri 0,25	1970	1372,8	1396,8	1773,6	761	2125,8	668,6	2076,8	1500	853,1	1449,9	545,4
Ceilômetro	1310	1270	1210	1210	1070	1213	840	1223,5	1285	640	1127,2	219,1
Dias utilizados	10/31											

Tabela A 5. Valores estimados da CLC no mês de abril

CLC													
abr/15	01	02	03	04	05	06	07	08	11	14	15		
Método													
Método dos perfis	740,5	1310,5	1048,4	1134,4	1140,5	1289,8	1088,4	1239,4	1018,6	972,0	869,0		
Método das parcelas	1076,4	1411,0	1548,9	1235,8	1699,0	1747,7	1692,3	1853,2	1330,0	1360,0	1450,8		
Liu e Liang (2010)	1472,4	1616,1	1652,3	1791,8	1904,9	1805,8	2161,8	2003,1	1510,5	1459,0	1656,3		
Ri 0,25	1649,2	1361,2	1993,8	610,4	2126,3	2154,6	2347,5	2116,0	1881,1	263,3	617,0		
Ceilômetro	780,0	1290,0	1240,0	1350,0	1426,0	1230,0	1270,0	1270,0	1370,0	1070,0	850,0		
		19	20	21	22	26	27	29	30	Média	σ		
Perfis	1156,8	1046,4	1150,8	1008,6	867,4	949,4	673,4	956,5	1077,4	174,8			
Parcelas	1295,6	1350,0	1702,3	1251,4	1201,0	1343,1	1005,1	1247,4	1491,4	239,2			
Liu-Liang(2010)	1501,1	1597,5	1862,1	1401,4	1455,5	1445,8	1301,5	1599,0	1730,4	226,6			
Ri 0.25	1617,8	1871,7	2164,0	1826,3	1626,7	1655,2	1511,5	1739,3	1556,4	735,8			
Ceilômetro	1080,0	1040,0	1320,0	960,0	960,0	960,0	850,0	960,0	1195,1	209,4			
Dias utilizados	19/30												

Tabela A 6. Valores estimados da CLC no mês de maio

CLC											
mai/15	03	08	12	15	25	27	28	31	Média	σ	
Método											
Método dos perfis	1004,8	730,2	959,2	862,5	1101,7	958,8	1250,2	818,7	960,8	164,1	
Método das parcelas	1393,6	1212,3	1052,1	1250,9	1452,5	1247,6	1399,3	917,1	1240,7	183,1	
Liu-Liang(2010)	1499	1407,5	1108,3	1499,4	1502,6	1350,8	1761,3	1310	1429,9	188,7	
Ri 0,25	1633	1671,5	1767,7	1982	1636	1650,3	1892,6	1235	1683,5	222,7	
Ceilômetro	991	790	1250	720	1220	930	1300	930	1016,4	217,5	
Dias utilizados	08/31										

Tabela A 7. Valores estimados da CLC no mês de junho

CLC jun/15 Método	02	03	04	08	09	12	15	16	17	22	24	25	30	Média	σ
Método dos perfis	1160,7	1061,5	1219	1109,6	1064,3	970,1	1262,1	1610,3	1121,7	984,3	853,7	1438	1216,1	1159,3	200,2
Método das parcelas	1558,6	1104,2	1614,6	1208,6	1109,1	1311,6	1558,5	1659,4	1666,1	1530,6	1444,9	1660	1522,8	1457,6	206,1
Liu e Liang (2010)	1866,6	1202,8	1933,8	1208,6	1257,9	1572,2	1821,7	1926,6	1822,4	1888,5	1697	2104,4	1675,2	1690,6	297,6
Ri 0.25	2166,2	1930,4	2228,5	1596,9	1811,3	706,7	2118,4	2108,2	2326,5	2297,3	2115	2426	1929,2	1981,6	444,5
Ceilômetro	1250	1170	1450	1100	1080	1170	1340	1600	1380	890	890	1342	1138	1215,4	207,4
Dias utilizados	13/30														

Tabela A 8. Valores estimados da CLC no mês de julho

CLC jul/15 Método	01	02	03	07	08	09	10	11	12	13	15	17
Método dos perfis:	1030,1	1263,7	1110,4	961,9	790,2	1118,4	1119,5	1323,2	2081,9	1557,2	1167,9	1033,1
Parcelas	1472,9	1819	1871	1210,1	1220,5	1418,1	1671,1	1728	2106	2026,2	1620,9	1575,1
Liu-Liang(2010)	1631,9	1926	2183,7	1254,4	1313,7	1623,9	1775,2	2526,3	2134,6	2407,3	1928,3	1990,6
Ri 0.25	2047,2	2303	2443	1728,3	1498,4	2120,8	2255,1	2891	2667,2	2767	2226,7	898,8
Ceilômetro	1378,8	1300	1238	921,2	1095,3	1222	1200	1318	1990	1655	1351	1680
	18	19	24	26	27	28	29	30	31	Média	σ	
Perfis	1519,9	1069,3	1282,7	735,1	1163,1	1354	1463,2	1370,7	1271,9	1229,5	345,1	
Parcelas	1723,6	1719	1527,6	1013,1	1412	1659,7	1724,3	1829,2	1779,1	1651,3	299,6	
Liu-Liang(2010)	2187,1	1974,4	1883,1	1111,9	1766,9	1922,2	1777,2	2097,1	1884,1	1882,3	413,2	
Ri 0.25	1484	2096	2111,8	1698	1873	2251,8	2260	2546,9	2474	2268,0	422,4	
Ceilômetro	1790	1100	1363	820	950	1370	1725,5	1500	1420	1333,6	283,6	
Dias utilizados	21/31											

Tabela A 10. Valores estimados da CLC no mês de setembro

CLC	SET 2015	Dia 01	Dia 05	Dia 06	Dia 07	Dia 08	Dia 09	Dia 10	Dia 11	Dia 12	Dia 14	Dia 15			
Método															
Perfis		1851,5	1806,5	1391	1448,1	1777,9	2221,2	2120,7	1863,4	1739,1	1271,7	1109,2			
Parcelas		2163,4	1894,8	2188,7	2268,2	2072	2579,6	2699,5	2379,1	2007,4	2239,3	1701,5			
Liu-Liang(2010)		2245,1	2197,6	2459,3	2568,4	2457,7	2728,3	2733,5	2470	2135,7	2523,3	1938,5			
Ri 0.25		2935,6	2592	1642,4	2725,7	2713	2909,8	2555	2741	810,6	2834,2	2433,4			
Ceilômetro		1900	1590,5	1522,8	1740,7	1806,1	2356	2050	2180	1805,7	1271,5	1252,8			
	Dia 16	Dia 17	Dia 18	Dia 19	Dia 20	Dia 21	Dia 22	Dia 23	Dia 24	Dia 25	Dia 26	Dia 27	Dia 29	Média	σ
Método															
Perfis	1546,2	1537,2	1761,7	1835,3	1745,6	2431,9	2060	2167,5	2022,2	2176,8	2068,1	2106,2	1952,1	1833,8	325,2
Parcelas	1606,1	2166,8	2318,6	2460,6	2378,9	2596,9	2665,9	2626	2182,6	2350,2	2290,9	2605,9	2336	2282,5	287,7
Liu-Liang(2010)	1689,6	2352	2798,3	2573,8	3042,3	2681,4	2789,7	2676,5	2348,8	2636,7	2463,9	2682,8	2557,9	2489,6	295,8
Ri 0.25	2052,9	2240,4	3052,7	2868,6	637	2872,3	2989,5	1539,1	1656,8	2054,6	2375,6	2704,5	2793,6	2363,8	669,8
Ceilômetro	1390	1572,5	1967	1985	1841,4	2453,5	2180	2251,9	2021,8	2289,7	2220	2160	1914,1	1905,1	338,2
Dias utilizados	24/30														

APÊNDICE B

Este apêndice tem o objetivo de expor quantitativamente os valores das alturas estimadas através dos métodos para a CLN

Tabela B 1. Valores estimados da CLN no mês de dezembro

CLN										
dez/14	02	09	10	14	18	19	21	22	Média	σ
Método										
Perfis	145,3	338,4	319,9	147,5	291,2	290,2	290,7	301,3	265,6	75,4
Liu-Liang(2010)	394,3	362,05	161,6	147,5	317,3	578,7	290,7	185,75	304,7	144,5
Ri 0.25	67,6	58,7	71,6	95,1	56,3	61,2	166	65,7	80,3	36,7
Ceilômetro	230	130	240	90	110	220	120	300	180,0	76,7
Dias utilizados	8/31									

Tabela B 2. Valores estimados da CLN no mês de janeiro

CLN												
jan/15	03	06	09	11	15	16	19	21	30	31	Média	σ
Método												
Perfis	352,6	379,5	205,7	131	324,1	385,4	124,2	418,9	373,1	387,8	308,2	111,5
Liu-Liang(2010)	193,4	248,4	147,65	131	158,06	206,7	404,4	202,75	232,15	169	209,4	77,9
Ri 0.25	159	197,1	98,4	109,4	155,1	71,5	82,5	184,7	72,3	82,09	121,2	48,2
Ceilômetro	130	140	134,5	190	250	120	60	350	180	100	165,5	83,2
Dias utilizados	10/31											

Tabela B 3. Valores estimados da CLN no mês de fevereiro

CLN									
fev/15	02	03	07	08	16	21	25	Média	σ
Método									
Perfis	185,1	194,8	250,7	253,2	305,6	202,3	214,9	229,5	42,7
Liu-Liang(2010)	159	88,65	141,45	160,2	127,1	339,1	153,85	167,1	79,9
Ri 0.25	135,08	67,89	159,9	65,02	337,45	571,5	140,5	211,0	183,1
Ceilômetro	100	100	170	100	100	500	110	168,6	148,4
Dias utilizados	07/28								

Tabela B 4. Valores estimados da CLN no mês de março

CLN										
mar/15	05	08	13	15	25	26	28	29	Média	σ
Método										
Perfis	256,7	258,6	332,8	116,5	104,3	138,3	234,8	129,6	196,5	84,8
Liu-Liang(2010)	180,2	189,5	213,8	249,7	104,3	158,7	160,25	154,85	176,4	43,4
Ri 0.25	90	111,7	77,4	169,5	85,8	74,3	139,5	58	100,8	37,3
Ceilômetro	140	100	120	110	180	176,4	100	170	137,1	34,3
Dias utilizados	08/31									

Tabela B 5. Valores estimados da CLN no mês de abril

CLN												
abr/15	05	06	07	16	17	19	21	22	23	29	Média	σ
Método												
Método dos perfis	286	253	348,5	267,9	175,6	185,2	173,1	127,6	176	217,1	221,0	66,8
Liu-Liang(2010)	286	253	188,1	200	222	432,4	510,3	148,8	312,6	99,5	265,3	126,5
Ri 0.25	82,7	111	204,5	69	176	52,6	63	52,7	110	63,3	98,5	53,1
Ceilômetro	110	254	110	210	257	90	300	180	100	90	170,1	80,4
Dias utilizados	10/30											

Tabela B 6. Valores estimados da CLN no mês de maio

CLN										
mai/15	02	06	07	12	16	23	27	30	Média	σ
Método										
Método dos perfis	218	96,5	106,9	264,2	133,2	102	135,4	302,4	169,8	80,4
Liu-Liang(2010)	238,7	123,6	128,4	329,3	133,2	123,3	336,6	324,5	217,2	100,9
Ri 0.25	92,8	81,7	61	214	63,8	55,7	55,4	95,4	90,0	52,6
Ceilômetro	130	210	100	110	320	200	100	180	168,8	75,7
Dias utilizados	08/31									

Tabela B 7. Valores estimados da CLN no mês de junho

CLN									
jun/15	01	05	13	17	22	23	Média	σ	
Método									
Método dos perfis	266,2	147,2	175,8	265,9	113,3	432,6	233,5	115,7	
Liu-Liang(2010)	114,6	169,5	175,8	317,9	410,5	250,2	239,8	109,6	
Ri 0.25	56,8	113	83,7	76,5	203,3	90,4	104,0	52,0	
Ceilômetro	70	100	100	100	240	240	141,7	77,0	
Dias utilizados	06/30								

Tabela B 8. Valores estimados da CLN no mês de julho

CLN											
jul/15	01	06	07	11	15	18	29	30	Média	σ	
Método											
Método dos perfis	285,4	143,3	139,3	364,5	189,4	236,2	268	233,6	232,5	75,6	
Liu-Liang(2010)	232	365	273,6	253,5	166,4	301,4	150	299,9	255,2	71,7	
Ri 0.25	69	174,7	63,1	149,3	183,5	60,8	66,6	69	104,5	54,5	
Ceilômetro	165	380	342	180	130	90	240	120	205,9	106,2	
Dias utilizados	08/31										

Tabela B 9. Valores estimados da CLN no mês de agosto

CLN ago/15 Método	07	08	09	11	18	23	24	26	30	Média	σ
Método dos perfis	300,2	256,3	212,9	311,4	395,5	292	295,5	255,3	266	287,2	50,6
Liu-Liang(2010)	146	189,7	212,9	191,4	81,7	319,2	295,5	139,4	172,5	194,3	74,8
Ri 0.25	242,8	76,9	70,7	73,8	133,3	60	70,6	123,9	79,4	103,5	58,0
Ceilômetro	120	120	100	110	80	190,5	124,3	100	146,3	121,2	32,0
Dias utilizados	09/31										

Tabela B 10. Valores estimados da CLN no mês de setembro

CLN set/15 Método	06	07	08	09	10	11	12	14	18	19
Método dos perfis	306	350	340,2	369,2	371,2	263,3	213	291,4	290,9	350,6
Liu-Liang(2010)	306	348,8	179,2	308,7	265	141,3	86,5	202,4	131	250,2
Ri 0.25	75,2	99,2	172	81,1	125,1	72	76,5	235,5	97,4	92
Ceilômetro	160	120	100	175,4	130	115	190	110	125	125
	23	24	25	26	27	28	30	Média	σ	
Perfis	342,3	408,4	290,5	400,3	203,1	211,9	517,5	310,6	52,5	
Liu-Liang(2010)	288,1	216,3	321,2	277,6	299,1	233,5	183,9	218,8	92,0	
Ri 0.25	240,9	256,9	190,5	62,5	88,9	131,7	94,9	114,9	55,3	
Ceilômetro	130	140	130	110	120	140	110	136,2	31,4	
Dias utilizados	17/30									

