



ISSN:1984-2295

# Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: [www.ufpe.br/rbgfe](http://www.ufpe.br/rbgfe)



## Avaliação do ciclo anual da Camada Limite Planetária na região Amazônica

Rayonil Gomes Carneiro<sup>1</sup>, Gilberto Fisch<sup>2</sup>, Camilla Kassar Borges<sup>3</sup>, Marcos Antonio Lima Moura<sup>4</sup>, Antonio Marcos Delfino de Andrade<sup>5</sup>, Aurilene Barros dos Santos<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos/SP. rayonilcarneiro@gmail.com. <sup>2</sup> Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), São José dos Campos/SP. fisch.gilberto@gmail.com. <sup>3</sup> Unidade de Ciências Atmosféricas (UACA), Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande/PB. camillakassar@gmail.com. <sup>4</sup> Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT), Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió/AL. malm@ccen.ufal.com. <sup>5</sup> Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande/PB marcoslaba@hotmail.com <sup>6</sup> Programa Pós-Graduação em Ciências Climáticas (PPGCC), Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Natal-RN. leneufal@hotmail.com.

Artigo recebido em 25/03/2017 e aceito em 05/02/2018

### RESUMO

O presente estudo teve como objetivo avaliar o comportamento do ciclo diário mensal da camada limite planetária ao longo do ano de 2014. Foram utilizados dados provenientes do Projeto GoAmazon (<http://campaign.arm.gov/goamazon2014/>) localizada próxima ao município de Manacapuru no Estado do Amazonas, sendo utilizados para medições da altura da camada limite planetária dados provenientes de radiossondas, e sensores remotos (*ceilometer*, SODAR, Lidar Doppler e Radar Wind Profiler). Foi verificado que a camada limite apresentou distinções entre suas alturas ao longo do ano, sendo influenciada pela intensidade dos fluxos a superfície. Com os meses do período chuvoso apresentando profundidade máxima na fase convectiva pouco acima dos 1.000 m, enquanto que durante a fase noturna esta apresentou oscilação de sua profundidade. Já nos meses do período seco sua altura atingiu valores em torno de 1.750 m na fase convectiva e, demonstrou a fase noturna mais estável ao longo do período. Palavras Chaves: convecção, fluxo de calor sensível, camada limite noturna.

### Study of the annual cycle of the planetary boundary layer in the Amazon region

### ABSTRACT

The present study had as objective to evaluate the behavior of the monthly cycle of the planetary boundary layer throughout the year 2014. Data from the GoAmazon Project (<http://campaign.arm.gov/goamazon2014/>) located near the municipality of Manacapuru in the State of Amazonas, Being used for measurements of the height of the planetary boundary layer data from Radiosondes, and remote sensors (*ceilometer*, SODAR, Doppler Lidar e Radar Wind Profiler). It was verified that the boundary layer presented distinctions between its heights throughout the year, It is influenced by the intensity of surface flows. With the rainy season months presenting maximum depth in the convective, phase slightly above 1000 m, While during the night phase this oscillation of its depth. Already in the months of the dry period its height reaches values around 1,750 m in the convective phase, and demonstrated the most stable night phase over the period. Keywords: convection, sensible heat flux, nocturnal boundary layer.

## Introdução

A Camada Limite Planetária (CLP) é a parte baixa da atmosfera que atua como ligação entre a superfície e a circulação de larga escala acima (atmosfera livre). A CLP efetua transportes verticais de energia, momentum e propriedades escalares que, por sua vez, agem modificando a dinâmica e a termodinâmica das circulações de larga escala por alterações na superfície e, de modo inverso, nos fluxos turbulentos de superfície (Fisch et al., 2004).

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

Holtslag et al. (2013), descrevem que a CLP, por ser a mais baixa camada da atmosfera, se encontra em contínua interação com a superfície da Terra, devido ao atrito e aquecimento e/ou resfriamento. A CLP é geralmente turbulenta, e tem um ciclo diurno acentuado de temperatura, vento e outras variáveis sobre a superfície. A turbulência é tridimensional e caótica com escalas de tempo tipicamente entre frações de segundo e uma hora. As escalas de comprimento correspondentes são de um milímetro até a profundidade da camada limite, ou mais, no caso de nuvens convectivas, com sua profundidade variando no tempo e no espaço entre dezenas de metros até quilômetros.

O ciclo diário da CLP responde ao aquecimento da superfície devido à radiação solar. Este consiste em uma fase convectiva durante o dia, denominada de Camada Limite Convectiva (CLC) e, uma fase estável durante a noite, Camada Limite Noturna (CLN). Em razão desta variação ao longo do dia, um dos parâmetros fundamentais da CLP é a determinação da sua altura, pois é utilizada para modelar a composição química e dinâmica da atmosfera em todas as escalas, incluindo a dispersão de poluentes no ar e a previsão da qualidade do ar. A altura da CLP é comumente definida para a CLC como sendo no topo da zona de entranhamento (camada entre a camada de mistura e a atmosfera livre), enquanto que para a CLN é definida como a menor altura para a qual o

*lapse rate* (taxa de variação vertical da temperatura) é isotérmico e o nível do jato noturno é máximo (Wang et al., 2015).

A avaliação observacional da CLP em suas fases CLC e CLN é um amplo campo de estudo, uma vez que esses processos atmosféricos na baixa atmosfera tem um impacto importante na sociedade e no meio ambiente. Apesar de sua importância, a logística das observações da CLP é geralmente complicada e com esta problemática a sua altura são considerados muitas vezes como fixo em alguns modelos climáticos e previsão (Van Der Kamp e Mackendroy, 2010).

Outro fator importante do ciclo da CLP são suas fases de transição. A transição do dia para noite tem início quando o fluxo de calor sensível à superfície torna-se negativo, que tipicamente consiste no decaimento da turbulência convectiva sob a ação de dissipação (Pino et et., 2006), seguido pelo crescimento de uma camada limite estável a partir da superfície sob a ação do resfriamento da superfície. Enquanto que a transição da noite para a manhã, também conhecida como erosão da CLN, é iniciada quando o fluxo de calor sensível à superfície torna-se positivo e uma camada de mistura superficial de arrastamento cresce na superfície de inversão. As transições noite e manhã, muitas vezes, têm mecanismos dinâmicos distintos, logo, exigem estudos separados.

A Amazônia é a única grande extensão contínua de floresta tropical úmida do mundo. Com uma área de aproximadamente 6,5 milhões de km<sup>2</sup>, que corresponde a 56% das florestas tropicais da Terra, a Amazônia desempenha um importante papel nas trocas de energia, umidade e massa entre a superfície continental e a atmosfera, fornecendo serviços ambientais fundamentais para a manutenção do clima regional e global, tais como: o armazenamento e absorção do excesso de carbono da atmosfera, o transporte de gases traço, aerossóis e vapor d'água para regiões remotas e, principalmente, a reciclagem de precipitação (Satyamurty et al., 2013).

Porém o desmatamento desta tem aumentado continuamente e, de acordo com Tavares (2012), essa substituição da floresta nativa tem acarretado em mudanças nas características climáticas da região. O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), mostram que a estimativa da taxa de desflorestamento foi de 7.989 km<sup>2</sup> para 2016, com uma margem de erro de 4% (INPE, 2016). Para o desmatamento de larga escala, vários estudos numéricos (Oyama e Nobre, 2003; Costa e Yanagi, 2006; Godoy et al., 2009) postulam que poderá haver mudanças nas características atmosféricas. Contudo o impacto de meso-escala do desmatamento e seus efeitos na

CLP ainda não são bem conhecidos (Fisch et al., 2004). Devido a sua importância nas trocas entre superfície e atmosfera, se faz necessário um melhor conhecimento do ciclo anual da CLP na região.

Em função da importância da Amazônia vários experimentos de campo vêm sendo realizados nas últimas décadas, a fim de aumentar o conhecimento dos processos físicos e biogeoquímicos na interface floresta-atmosfera, como também, as implicações da mudança da superfície no clima e na formação de nuvens. Alguns destes experimentos são o “Amazon Region Micrometeorological Experiment” (ARME), “Amazon Boundary Layer Experiment” (ABLE), “Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study”(ABRACOS), “Rondonia Boundary Layer Experiment” (RBLE) e, o “Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia” (LBA), que após alguns anos se tornou um programa governamental em 2007 para liderar novos projetos na região. Mais recentemente vêm sendo realizado dois grandes experimentos na região, o ATTO (*Amazonian Tall Tower Observatory*) e o GOAmazon (*Green Ocean Amazon*).

Com base nos argumentos que foram expostos acima, o objetivo deste trabalho foi realizar um estudo observacional do ciclo anual da CLP, através de dados *in situ* e por sensores remotos, para região da Amazônia, destacando o comportamento médio mensal da CLP e, a influência da precipitação e dos fluxos de superfície para o desenvolvimento desta.

### Material e métodos

Os dados utilizados foram medidos na estação denominada T3 (03° 12' 36" S; 60° 36' 00" O) localizada ao norte do Município de Manacapuru no Estado do Amazonas. O município de Manacapuru (03° 18' 15" S; 60° 37' 03" O; alt. 60 m) está localizado na região centro Amazonense a cerca de 84 km de distante do município de

Manaus, na margem esquerda do Rio Solimões, na confluência com a foz do Rio Manacapuru (Figura 1).

O local onde a estação T3 encontra-se é uma área de vegetação de pequeno porte, pastagem, cercada por floresta nativa, a qual está cobertura florestal da região é considerada como floresta primária densa de terra-firme.

A região da Amazônia central, onde encontra-se o experimento, apresenta o clima tropical úmido caracterizado por temperatura e umidade elevadas e abundância de precipitação ao longo do ano, acumulado de 2.300 mm ano<sup>-1</sup>. Este clima é caracterizado pela quantidade de radiação solar que chega à região e pela grande disponibilidade de água na região devido às florestas, rios e lagos (Fisch et al., 1998). A temperatura média anual é de 26,7 °C, com valores médios das máximas de 31,2 °C e mínimas de 23,7 °C. Enquanto as variações das médias mensais é baixa, da ordem de 2,1 °C.

Os totais pluviométricos apresentam variações significativas ao longo do ano, com um mínimo em agosto, de 50 mm mês<sup>-1</sup> e, máximo em março, de 330 mm mês<sup>-1</sup> (Araújo et al., 2002). A estação chuvosa dura de dezembro a maio, enquanto que a estação mais seca normalmente dura de junho a setembro, mas pode ser muito variável em duração e intensidade. A Umidade relativa (UR) média diária varia de valores mínimos de 75% durante o mês relativamente mais seco para 92% durante o auge da temporada chuvosa (Araújo et al., 2002).

De acordo com Fisch et al. (1998), três mecanismos de macro e meso-escala são determinantes para a ocorrência de chuva na região, 1) a convecção diurna devido ao aquecimento da superfície; 2) a propagação de linhas de instabilidade da costa do Atlântico e, 3) a convecção de meso e grande escala associada com sistemas frontais de S-SE.

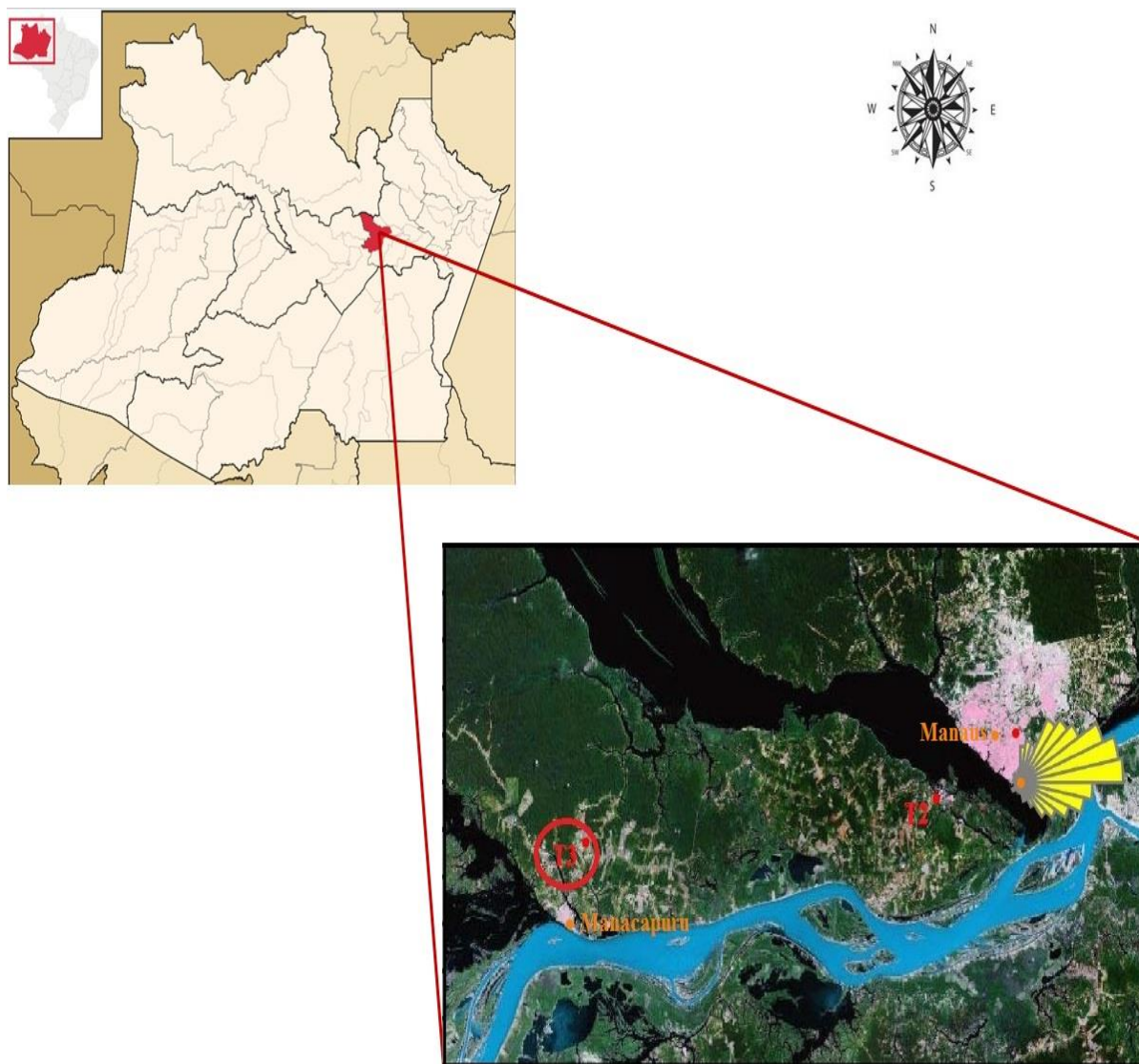


Figura 1. Localização geográfica do Município de Manacapuru, Amazonas e da área de estudo T3.

As medições micrometeorológica realizadas na estação T3 são provenientes do Projeto *Green Ocean Amazon* (GoAmzon) (<http://campaign.arm.gov/goamazon2014/>). O qual foi um projeto de dois anos de campanhas de campo, se estendendo de janeiro de 2014 a dezembro de 2015, em uma colaboração entre instituições de pesquisas do Brasil e do exterior. Foram realizadas observações que vem fornecendo um conjunto de dados vitais para restringir a parametrização de modelos de floresta tropical.

Para este estudo foram utilizadas medidas de radiosonda obtidas através de um sistema de equipamentos DIGICORA (MW12) (Vaisala Inc. Finlândia) usando radiossondas modelo RS80-15G. As radiossondas eram acopladas em um balão meteorológico que possui, em média, uma taxa de ascensão de  $5 \text{ m s}^{-1}$  e, ocorreram às 02, 08, 14, e 20 HL. Ao ser lançada, a RS são calibradas com dados

medidos na superfície por instrumentos convencionais.

As RS obtiveram valores da pressão, altitude, posição geográfica (latitude e longitude), temperatura (bulbo seco e do ponto de orvalho), umidade relativa e, velocidade e direção do vento. Através dos dados obtidos pela radiossonda, pode-se obter a temperatura potencial ( $\theta$ ) (equação de Poisson) e, umidade específica ( $q$ ), respectivamente pelas equações abaixo.

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

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

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

$$e = 6,11 * 10^{\frac{aT_d}{bT_d}} \quad (03)$$

no qual,  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho e,  $a$  e  $b$  são constantes que  $a$  (7,5 quando  $T > 0$  °C ou 9,5 quando  $T \leq 0$  °C) e  $b$  (237,3 quando  $T > 0$  °C ou 265,5 quando  $T \leq 0$  °C).

A partir do perfil vertical da  $\theta$  e  $q$  pode-se determinar a altura da CLP. Através da identificação do nível vertical onde ocorre um aumento da temperatura potencial, e redução da umidade relativa (Seidel et al., 2010). Esse método foi estabelecido por Holzworth (1964), e é denominado de método da parcela, nele quando o perfil da  $\theta$  e  $q$  excede o limite de 0,4 e 0,6 respectivamente, este é considerado o topo da CLP (Equações 04 e 05).

$$H_{CL} = H \left( \frac{\Delta\theta}{\Delta Z_1} > 0,4 \right) \quad (04)$$

$$H_{CL} = H \left( \frac{\Delta q}{\Delta Z_1} > 0,6 \right) \quad (05)$$

Atualmente as medições por sensores remotos como, os *Ceilometer*, *SODAR*, os *Radares Wind Profiler (RWP)* e *Lidar Doppler (LD)* são amplamente utilizados para medições da CLP (Barlow et al., 2011). Logo neste estudo foi utilizado um *Ceilometer* modelo CL31 da *Vaisala Inc.* (Finlândia). Os *Ceilometers* são instrumentos de sensoriamento remoto do tipo LIDAR, que registram a intensidade do retroespalhamento óptico no infravermelho próximo, por meio da emissão de um pulso de luz na vertical, sendo executado de forma autônoma. E assim, se obtêm a base das nuvens e, por meio desta é estimada a altura da CLP (Shukla et al., 2014). Por se tratar de

um instrumento de alta-frequência, possuindo uma taxa amostral da altura da CLP a cada 16 segundos, este é uma ferramenta poderosa para rastreamento da altura da CLP ao longo do seu ciclo diário. Assim, pode-se observar todo o ciclo da CLP (Fases Diurna e Noturna), com grande taxa amostral.

Foram utilizados dados proveniente de um *Mini SODAR (Sound Detection and Ranging) (SCINTEC, Alemanha)*. Este equipamento monoestático consiste em uma antena emissora/receptora, com área de 1,96 m<sup>2</sup> e, trabalha com uma potência de 10 W e frequência de aproximadamente 2 kHz. No qual a partir dele foram obtidos dados dos perfis da velocidade e direção do vento e velocidade do vento na vertical em um intervalo de tempo de 30 min e, com um alcance máximo de 400 m de altura.

Por meio das medições por sensoriamento remoto do *SODAR* foi calculada a altura da CLP, em sua fase noturna (CLN), através da determinação da altura do vento máximo. Metodologia sugerida por Stull (1988), por causa de seu limite operacional (400 m) e tendo a CLN uma profundidade média de 100 a 400 metros, esse instrumento pode verificar a CLN como um todo.

Na região também foram realizadas medições através do *Radar Wind Profiler and RASS (radio acoustic sound system) modelo RWP915 da Vaisala Inc.* (Finlândia) para medições diretas e contínuas da CLP. Os *RWP* são radares Doppler para detecção do perfil vertical do vento. Eles trabalham com frequência de 50 MHz a 16 GHz. O sistema *RWP/RASS* instalado no local é de 915 MHz e mede os perfis de vento e intensidade do sinal. O transmissor *RASS* auxilia com a medição dos perfis de temperatura virtual. O *RWP/RASS* opera através da transmissão de energia eletromagnética na atmosfera e mede a força e a frequência da energia retroespalhada. Assumindo que os elementos de dispersão na atmosfera estão se movendo com a média do vento.

Também foi utilizado para estimativas da altura da CLP um *Lidar Doppler (LD)* da *Halo Photonics* (Reino Unido), é um instrumento autônomo único e de última geração para detecção remota da atmosfera. Os sistemas são adequados para estudos meteorológicos da camada limite, como também, para medições de nuvens, perfil vertical do vento e monitoramento da qualidade do ar.

A LD opera no Infra Vermelho próximo (1,5 microns) e é sensível à retrodifusão de aerossóis de tamanho micrométrico. Assim, em contraste com o radar, o DL é capaz de medir as velocidades do vento em condições de céu claro com uma precisão muito boa (normalmente ~ 10

cm s<sup>-1</sup>). O LD também possui capacidade de varredura hemisférica superior, permitindo o mapeamento tridimensional de fluxos turbulentos na camada limite atmosférica. Quando o scanner está apontado verticalmente, o LD fornece medidas de velocidade verticais e temporizadas.

Em um experimento micrometeorológico, quer de longo período, quer em uma campanha intensiva, sensores de observações de alta e de baixa frequência, são usados para caracterizar as características locais da turbulência na CLP, bem como o monitoramento do tempo. Estes sensores possibilitam descrever os perfis turbulentos da CLP e possibilitam o entendimento dos fenômenos ocorrentes dentro desta.

Uma das medidas de grande importância para a descrição da CLP são as medidas dos fluxos de calor sensível e latente, estes foram monitoradas através de um sistema de *Eddy Correlation Flux* modelo LI-7500 da Li-corr *inc.* (Estados Unidos). O sistema fornece medições *in situ* a cada 30 minutos dos fluxos turbulentos de momentum, calor sensível, calor latente e dióxido de carbono à superfície. As medidas de radiação e fluxo de calor no solo foram realizadas a cada 30 minutos através do *Surface Energy Balance System* (SEBS), que consiste da ascensão e descensão da radiação solar medidas através de radiômetros, e do saldo de radiação através de um saldo radiômetro.

Para verificar a precipitação durante o período de estudo, foi utilizado dados de um Disdrometro modelo Parsivel<sup>2</sup> da OTTHydromet GmbH (Alemanha). E para os dados de temperatura do ar foi utilizado dados de um sensor Temperatura e Umidade modelo HMP45 A (*Vaisala Inc.*, Finlândia), provenientes de uma estação de superfície.

## Resultados e discussão

A área de estudo no ano de 2014 apresentou condições meteorológicas típicas da região. A precipitação ao longo do ano apresentou padrão semelhante à normal climatológica, com um total precipitado de 2.451,00 mm (Figura 2). Pode-se observar que ao longo do ano a precipitação acumulada mensal esteve sempre acima dos 50 mm mês<sup>-1</sup>, e, entre os meses de janeiro a maio, estação chuvosa da região, verificou-se precipitação acima dos 180 mm. Ayoade (1996), afirma que o período considerado como chuvoso na Amazônia, tem estas características de precipitação em decorrência da atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o que acarreta em chuvas de dezembro a maio. Neste período verificou-se maior registro de precipitação no mês de março, de 420 mm, no qual segundo o autor é o mês de maior atividade do sistema meteorológico.

Notou-se que a partir do mês de junho houve uma redução no acumulado de chuva, o que acarretou em mínimos registrados nos meses de agosto e setembro, início da estação seca da região, com acumulados de 91 e 88 mm, respectivamente. Essa redução da precipitação ocorre pois, em especial, na parte central da Amazônia, situa-se sobre o ramo descendente da Célula de Hadley, induzindo um período de seca bem característica. Este comportamento está completamente de acordo com o ciclo anual da atividade convectiva na região, conforme demonstrado por Horel et al. (1989). Após este período com baixa precipitação, voltou a ocorrer maior concentração nos meses de outubro e novembro (fim da estação seca) e, dezembro, mês que dá início ao período de maior precipitação.

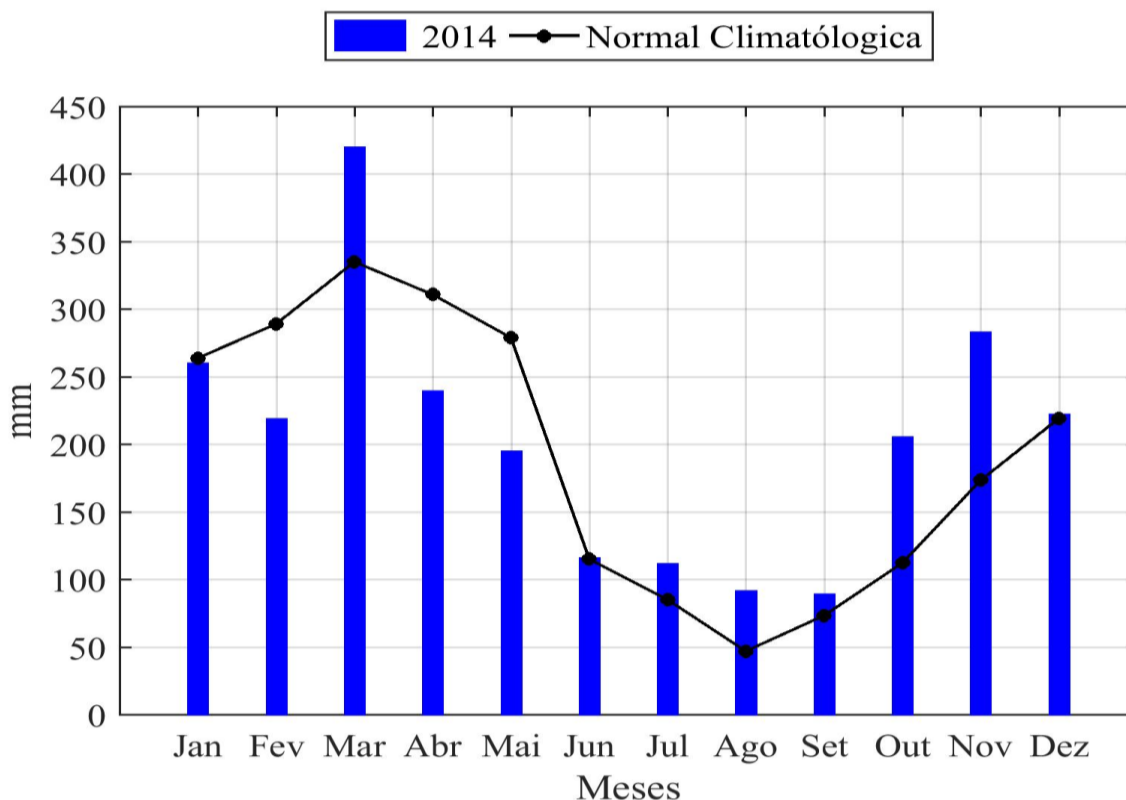


Figura 2. Total acumulado mensal da precipitação (mm) durante o ano de 2014, e normal climatológica da região de estudo.

Esta alta pluviosidade sobre a região pode ser entendida como a resposta da flutuação dinâmica do centro de convecção quase permanente (Marengo e Hastenrath, 1993), associado com a grande quantidade de evapotranspiração local, o que contribui para a reciclagem da precipitação (Nobre et al., 2009). E, que de acordo com Rocha et al. (2015) no que se refere ao balanço de água, a Amazônia comporta-se como um sumidouro de umidade atmosférica (precipitação maior que evapotranspiração), recebendo vapor d'água tanto do transporte de origem oceânica quanto da evapotranspiração produzida pela própria floresta tropical.

Pode-se observar na Figura 3 o ciclo anual dos fluxos de superfície sobre a área de estudo. Sendo constatado que o saldo de radiação (Rn) à

superfície (Figura 3a) demonstrou seus mínimos semelhantes ao longo do ano, em média de  $-50 \text{ W m}^{-2}$ . Já os máximos foram distintos entre as estações, muito em função da quantidade de nuvens presente na atmosfera, em especial no período chuvoso, que impedem a incidência direta da radiação solar na superfície. Em florestas tropicais as mudanças sazonais na cobertura das nuvens é o principal fator a influenciar a incidência da radiação solar. Logo na estação chuvosa verificou-se máximos do Rn variando entre  $300 \text{ W m}^{-2}$  (maio) e  $450 \text{ W m}^{-2}$  (abril). Enquanto que na estação seca, devido a menor presença de cobertura de nuvens, registrou-se máximos de até  $600 \text{ W m}^{-2}$  (agosto e setembro).

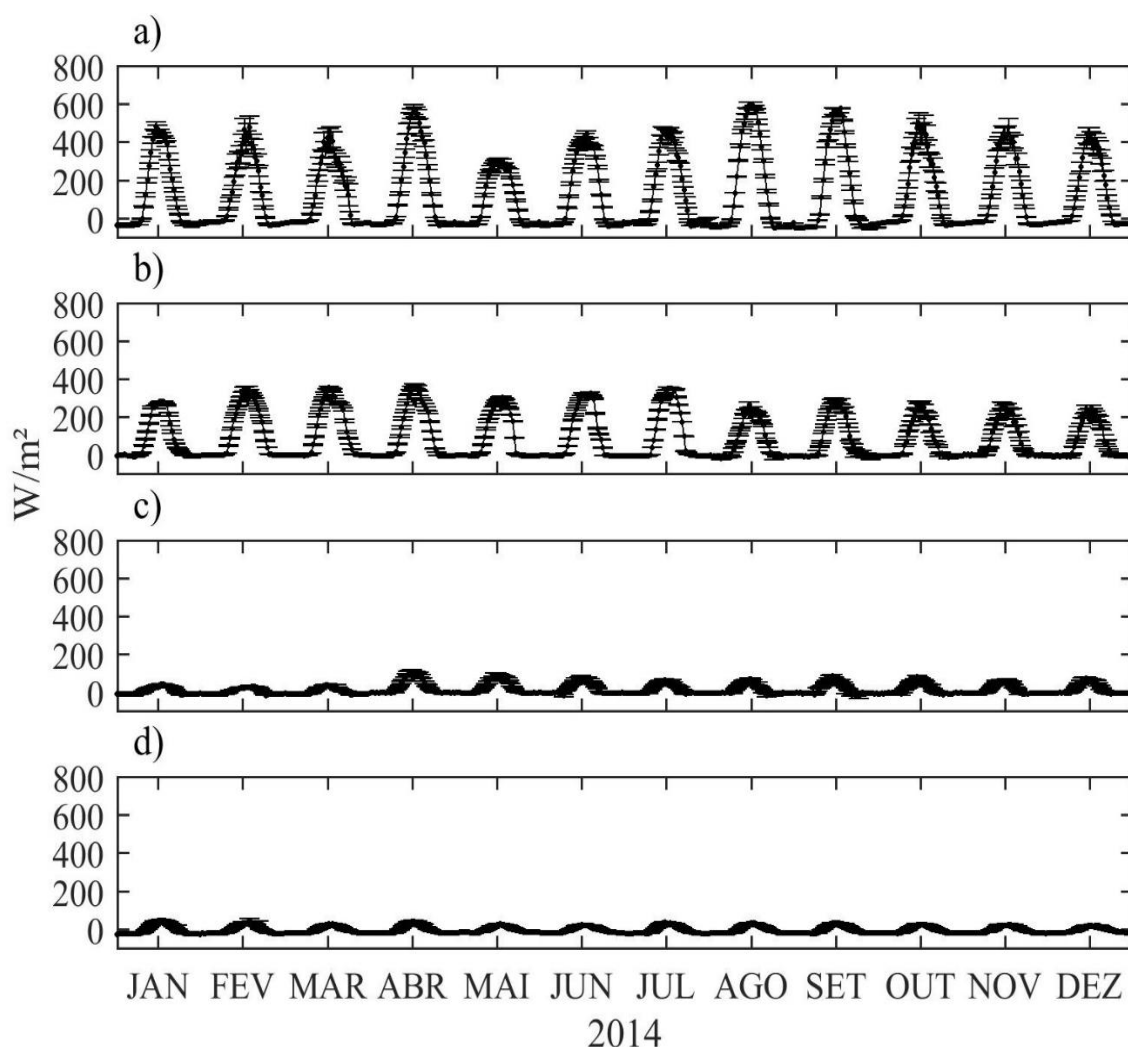


Figura 3. Variação temporal do Saldo de Radiação ( $R_n$ ) ( $W\ m^{-2}$ ) a), Fluxo de Calor Latente (LE) ( $W\ m^{-2}$ ) b) e Fluxo de Calor Sensível (H) ( $W\ m^{-2}$ ) c) e Fluxo de Calor no Solo d) na região de estudo durante o ano de 2014.

O fluxo de calor latente (LE) (Figura 3b), exibiu um ciclo anual semelhante ao  $R_n$ . As maiores intensidades foram registradas nos meses de fevereiro a março e, de maio a julho, com máximos em torno de  $370\ W\ m^{-2}$ , representando cerca de 75 % do  $R_n$ . Neste período o mês de maio, apesar de uma intensidade menor (por ter menor incidência de  $R_n$ ), apresentou mais que 90% do  $R_n$  sendo convertido em LE. Isso ocorreu, em resposta a maior disponibilidade hídrica presente na atmosfera, proveniente de uma maior precipitação ocorrida nos meses anteriores. O que pode ter contribuído para elevar as trocas de vapor entre a superfície e atmosfera e, conseqüentemente, aumentando os valores de LE devido à evaporação após a precipitação.

Já o fluxo de calor sensível (H) apresentou um ciclo com intensidade pouco acima dos  $100\ W\ m^{-2}$ , o que demonstra que uma pequena fração do  $R_n$  é transferido para o H (Figura 3c). Durante os meses de janeiro a março, meses que concentraram

grande parte da precipitação, o H exibiu valores variando entre  $30$  a  $60\ W\ m^{-2}$ , o que representou uma parcela de 10% do  $R_n$ . O mês de abril apresentou um aumento significativo do H, para  $100\ W\ m^{-2}$ . Entretanto, após este mês voltou a demonstrar redução, tendo um aumento nos meses de agosto e setembro, mês com maior intensidade do  $R_n$  e, menores índices de precipitação, para valores em torno de  $115\ W\ m^{-2}$ .

O fluxo de calor no solo (G) exibe as mínimas variações ao longo das análises (Figura 3d), oscilando de  $-22\ W\ m^{-2}$ , durante a noite, a  $50\ W\ m^{-2}$ , no período diurno, representando, uma parte mínima do  $R_n$  disponível. Independente da época do ano, não se observou grandes oscilações nos valores máximo e mínimo de G, o qual segundo Arruda (2011) o G na região Amazônica é sempre mínimo, em torno de 5% da energia total disponível, independente da estação. Entretanto, os valores positivos de G durante o período diurno,



demonstra que o solo está liberando energia para a superfície.

Devido aos altos valores de energia que incide na superfície, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano. Nota-se que está apresentando uma amplitude térmica média diária de 9 °C (Figura 4). Porém ao longo do ano apresento variação térmica de 1 °C, primeiras horas do dia, e de 2 °C, no período vespertino. Resultado que se encontra em consonância com a amplitude anual da região (Williams e Sátori, 2004).

Durante o ano de 2014 os mínimos foram registrados entres 00 e 06 HL, apresentando valores semelhantes em todo ano, de 24 °C. Mas, o mínimo apresentado foi de 23,5 °C (às 05 HL) localizou-se no entre os meses de julho setembro, o que pode estar associado a maior perda de energia para atmosfera.

Os valores mais elevados estiveram localizados, em média, entre 09 e 17 HL. Porém entre os meses de janeiro a março, ocorreu uma defasagem nos máximos registrados, de 29,5 a 30,5 °C, devido à grande quantidade de precipitação e, conseqüentemente grande nebulosidade, como também, ao período que corresponde onde o H esteve com menores valores.

Já entre setembro e novembro, meses mais secos, e que foi registrado uma maior intensidade de H, o aumento da temperatura ocorreu mais cedo, com o mês de setembro apresentando o maior registro, 32,5 °C. A partir das 17 HL, durante todo o ano de 2014 a temperatura média do ar começa a demonstrar uma redução, não ocorrendo diferenças ao longo do ano.

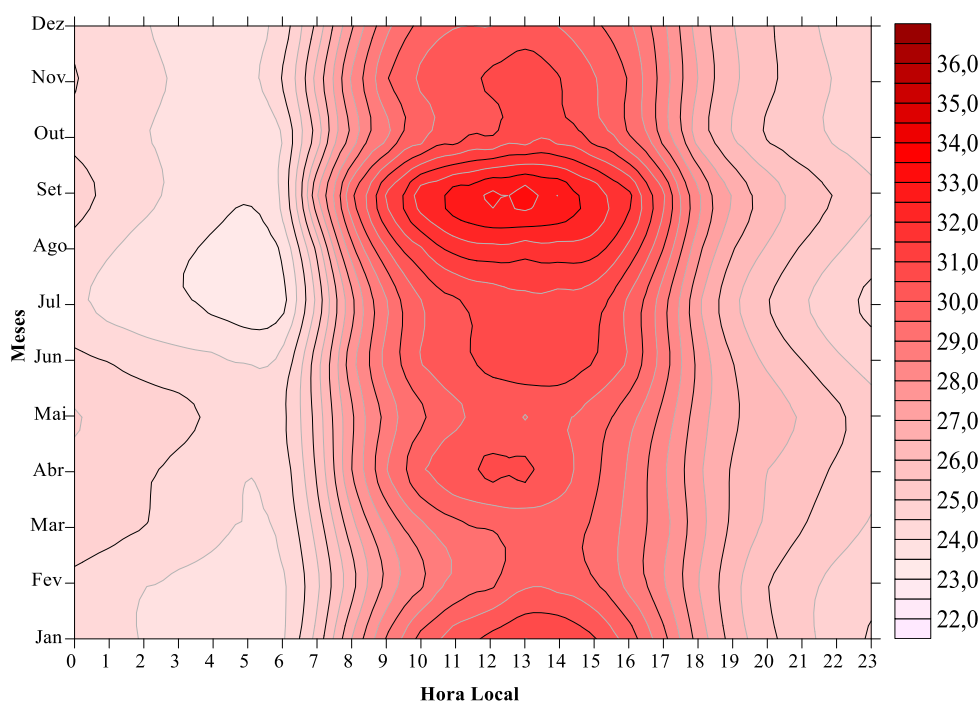


Figura 4. Variação temporal da temperatura do Ar (°C) na região de estudo durante o ano de 2014.

Através de medições *in situ* por radiosondagem e, por sensor remoto (*Ceilometer*, SODAR, Lidar e RWP), foi possível analisar o comportamento do ciclo diário da camada limite planetária (CLP), durante o ano de estudo (Figura 5). Pode-se observar que entre os meses de janeiro a abril a fase estável da CLP (CLN), apresentou variações na sua altura (entre 300 a 500 m) ao longo da sua duração (entre 00 e 06 HL). Esse comportamento pode estar relacionado com a maior ocorrência de turbulência intermitente neste período em função da turbulência mecânica (Santos et al., 2007). O qual, segundo Tombrou et

al. (1998), a turbulência na CLN é gerada especificamente por cisalhamento do vento, sendo este altamente intermitente. Verificou-se que a neste período a partir da 06 HL teve início a erosão da CLN, transição entre a fase noturna, com a fase diurna, no qual a estabilidade atmosférica presente começa a ser destruída e, ocorre o início da formação de uma camada instável próxima a superfície (Angevine, 2008), esta ocorreu de forma lenta apresentando uma taxa de crescimento em média de 50 m h<sup>-1</sup>. Sendo a CLN totalmente erodida em torno das 10 HL. Nota-se que durante esses meses, devido a erosão tardia da CLN, a CLP

apresenta uma profundidade pouco acentuada, com altura máxima pouco acima dos 1.000 m, em sua fase convectiva (CLC). Este resultado está de acordo com as análises de Fisch et al. (2004) para a região de Rondônia no sudoeste da Amazônia, e também para Shaw (2005) que afirma que, independente da época do ano e do local, a CLC obtém sua maior profundidade à tarde, devido receber maior influência da turbulência térmica. Os meses de fevereiro e março ocorrem as menores alturas nesta fase, em função dos referidos meses serem o auge da estação chuvosa, e, conseqüentemente apresentarem os menores índices de H registrados durante o ano em questão. Verifica-se também, que durante estes meses a CLC não se mantém estabelecida durante o período vespertino, apresentando uma redução logo após seu máximo. Logo nestes meses a partir 17 HL há uma redução mais acentuada da convecção e, a formação da CLN a partir da superfície, apresentando-se bem estabelecida as 19 HL, com sua profundidade variando ao longo dos meses em questão entre 250 a 500 m.

A partir dos meses de maio a julho observa-se que a CLN formada entre 00 e 06 HL, demonstrou menor variabilidade e, sua altura ficou entre 100 e 200 m. Entretanto a erosão desta ainda ocorreu de forma lenta, semelhante ao período anteriormente descrito, com taxa de crescimento média de 60 a 80 m h<sup>-1</sup>, o que pode estar associado aos baixos fluxos de H, estando a CLN totalmente erodida entre 09 e 10 HL. Porém, verificou-se que nestes meses há um aumento na profundidade máxima da CLP (1.300 m), como também, está apresenta uma CLC melhor estabelecida e perdurando por mais tempo. Estes meses são os meses de transição entre as estações e conseqüentemente, começa a verificar uma maior incidência de radiação e fluxos mais constantes para a região, entretanto ainda pode-se notar uma quantidade significativa de precipitação, o que pode ter acarretado ainda assim, uma altura não tão elevada. Em função da CLC encontrar-se melhor estabelecida a CLN que vem a se formar posterior à está só tem início as 18 HL quando se constata uma redução acentuada da convecção, porém como nos meses anteriores a CLN que vem a se formar já encontra-se estabelecida às 19 HL.

Já entre os meses de agosto a novembro, a CLN formada, entre 00 e 06 HL, foi mais estável ao longo destes horários e sua altura variou nos meses de 300 a 500 m. Logo em decorrência da CLN antecedente ser mais estável e nestes meses (estação seca), há uma maior incidência de Rn e aumento do fluxo de H, foi verificado que a erosão da CLN ocorreu de forma mais rápida, em geral estando essa completamente erodida às 08 HL, o

que veio a contribuir para um maior desenvolvimento vertical da CLC subsequente. Apresentando uma taxa de crescimento média em torno dos 100 m h<sup>-1</sup>. Por conseguinte neste período a CLC demonstrou suas maiores profundidades, em especial no mês de setembro, onde atingiu a maior profundidade do ano de 2014, de 1.750 m, em decorrência de este ser o mês mais seco do ano, logo houve uma maior partição de Rn para o fluxo de H, o qual segundo Fedorovich et al. (2004), a Camada Limite Convectiva começa a se formar a partir do momento em que os fluxos de calor sensível tornam-se positivos e com uma maior intensidade deste a CLC tende a se desenvolver mais profundamente. Ao longo deste período a CLC apresentou-se estabelecida por um período de tempo maior, exceto no mês de outubro, que apresentou uma profundidade elevada, porém não perdurando muito tempo. Diferente dos meses anteriores, esse período, apresentou a convecção elevada em geral até as 18 HL, quando começa a se observar a redução da mesma e formação da CLN, que vem a se encontrar estabelecida às 20 HL.

Já o mês de dezembro voltou a apresentar características semelhantes às dos primeiros meses do ano (período chuvoso). Com CLN demonstrando oscilações nas suas alturas (entre 300 e 200 m), e a profundidade máxima da CLC em torno de 1.200 m. Em função, do mês em questão se tratar do início da nova fase chuvosa da região.

Comparando as medidas *in situ* por radiosondagens com os sensores remotos utilizados para verificação da CLP, o *ceilometer*, que tem como vantagem a medição ao longo do ciclo diário da CLP, demonstrou resultados coerentes com as medições *in situ* das radiosondas ao longo do ano estudado. Apresentando uma leve subestimação/superestimação na fase de decaimento da convecção nos meses chuvoso/seco. Enquanto que durante a fase com convecção intensa o *ceilometer* demonstrou valores semelhantes com os da radiosondagens. O SODAR, que por seu alcance vertical mede-se apenas a fase da CLN, subestimou os valores desta, em especial nos meses mais chuvosos (fevereiro e março), nos horários de 00 e 06 HL. Já o Lidar que se pode verificar a fase convectiva da CLP, apresentou medições satisfatórias, principalmente, na fase de erosão da CLN e desenvolvimento da CLC, apresentando uma subestimação, nos meses chuvosos na fase final da CLC. Assim, como o *ceilometer*, o RWP pode medir a altura da CLP ao longo do ciclo diário, e o mesmo apresentou resultados satisfatório, porém nos meses chuvosos este apresenta superestimação durante a CLN.

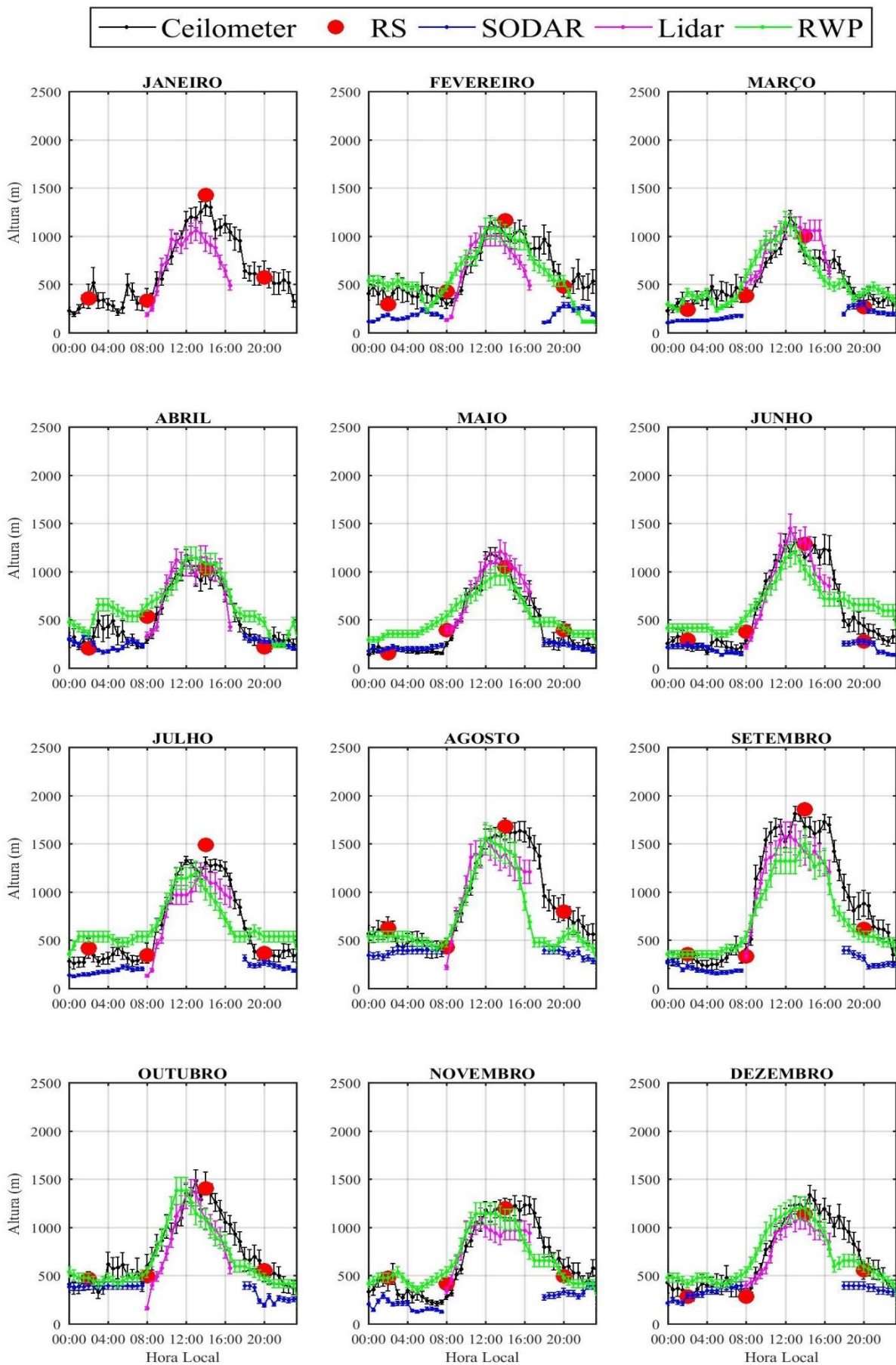


Figura 5. Altura da camada limite planetária (CLP) (m) ao longo do ano de 2014 através de medidas do Ceilometer, radiossonda, SODAR, Lidar e Radar Wind Profiler (RWP).

## Conclusões

Os resultados mostraram que a CLP em geral na região amazônica não apresenta alturas elevadas e, sofre influência direta dos fluxos à superfície, em especial o fluxo de. Sendo identificadas maiores profundidades, da fase convectiva da CLP, nos meses mais secos do ano, onde o fluxo de H apresentou valores mais elevados. Já nos meses chuvosos está apresentou menores profundidades.

A fase da CLN apresentou turbulência intermitente nos primeiros meses do ano e, durante o período chuvoso, o que acarretou em uma erosão mais demorada desta fase neste período. Enquanto que nos meses seco a CLN apresentou-se de maneira mais estável, e a erosão desta ocorreu de forma mais rápida e, assim, o desenvolvimento da convecção foi mais acentuada.

Os instrumentos de sensores remotos, *ceilometer* e RWP, mostraram-se ferramentas eficaz para estudo do ciclo diário CLP, apresentando de maneira geral resultados satisfatórios em comparação com os observados pelas radiossondas. Enquanto o Lidar para a fase de erosão da CLN e desenvolvimento da CLC apresentou concordância com as demais medições, já o SODAR, subestimou as medidas diretas.

## Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Ao grupo de pesquisadores que trabalharam no Projeto GoAmazon.

## Referências

Angevine, W., 2008. Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers. *Acta Geophysica* 56, 2-20.

Araújo, A.C., Nobre, A.D., Kruijt, B., Elbers, J.A., Dallarosa, R., Stefani, P., Von Randow, C., Manzi, A.O., Culf, A.D., Gash, J.H.C., Valentini, R., Kabat, P., 2002. Comparative measure of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research* 107, 1-19.

Arruda, J.C., 2011. Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso. Tese (Doutorado). Mato Grosso, UFMT.

Ayoade, J.O., 1996. Introduction of climatology for the tropics, 4 ed. Rio de Janeiro.

Baklanov, A., Grisogono B., Bornstein R., Mahrt L., Zilitinkevich S., Taylor P., Larsen S., Rotach M., Fernando H.J.S., 2010. On the nature, theory, and modelling of atmospheric planetary boundary layers. *Bulletin of the American Meteorological Society* 9, 123-128.

Barlow, J.F., Dunbar, T.M., Nemitz, E.G., Wood, C.R., Gallagher, M.W., Davies, F., Harrison, R.M., 2011. Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II. *Atmos. Chem. Phys* 11, 2111-2125.

Costa, M.H., Yanagi, S.N.M., 2006. Effects of Amazon deforestation on the regional climate - Historical perspective, current and future research. *Revista Brasileira de Meteorologia* 21, 200-211.

Fedorovich, E., Conzemius, R., Mironov, D., 2004. Convective entrainment into a shear-free, linearly stratified atmosphere: bulk models reevaluated through large-eddy simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 61, 281-295.

Fisch, G., Marengo, J. A., Nobre, C.A., 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica* 28, 101-126.

Fisch, G., Tota, J., Machado, L.A.T., Silva Dias, M.A.F., Lyra, R.F.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* 78, 47-59.

Godoy, J.R.L., Marabesi, M.A., Mortari, L.C., Aidar, M.P.M., Buckeridge, M.S., 2009. A dinâmica da floresta neotropical e as mudanças climáticas globais. *Naturalia* 32, 53-66.

Holtzlag, A.A.M., Svensson, G., Baas, P., Basu, S., Beare, B., Beljaars, A.C.M., Bosveld, F.C., Cuxart, J., Lindvall, J., Steeneveld, G.J., Tjernström, M., 2013. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles-challenges for weather and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94, 1691-1706.

Holzworth, G.C., 1964. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Monthly Weather Review* 92, 235-242.

Horel, L.D., Hahmann, A.N., Geisler, J.E., 1989. An investigation of convective activity over the Tropical Americas. *Journal of Climatology*, 2, 1388-1403.

INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2016. Projeto PRODES: monitoramento da floresta Amazônica Brasileira por satélite. Disponível: <http://www.obt.inpe.br/prodes/> Acesso: 24 Mar. 2017.

- Marengo, J., Hasternrath S., 1993. Cases studies climatic events in Amazon Basin. *Journal of Climate* 6, 617-627.
- Nobre, C.A., Obregón, G.O., Marengo, J.A, Fu, R., Poveda, G. 2009. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: Keller, M., Bustamante, M., Gash, J., Silva Dias, P. (Orgs.). *Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Ser, v. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, 149-162.*
- Oyama, M.D., Nobre, C.A. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophysical Research Letter* 30, 2199.
- Pino D., Jonker H.J.J, de Arellano J.V.G., Dosio A., 2006. Role of shear and the inversion strength during sunset turbulence over land: characteristic length scales. *Boundary-Layer Meteorology* 121, 537-556.
- Rocha, V.M., 2015. A água da Amazônia irriga o Sudeste do Brasil? Uma visão climatológica. *Revista de Ciências Humanas* 15, 397-413.
- Santos, R.M.N., Fisch, G., Dolman, A.J., Waterloo, M. 2007. Modelagem da Camada Limite Noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. *Revista Brasileira de Meteorologia* 22, 387-407.
- Santos, R.M.N., Fisch, G., Dolman, A.J., Waterloo, M., 2007. Modelagem da Camada Limite Noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22, 387-407.
- Satyamurty, P., da Costa, C.P.W., Manzi, A.O., 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Applied Climatology* 111, 195-209.
- Seidel, D.J., Ao, C.O., Li, K., 2010. Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *Journal of Geophysical Research* 115, 1-15.
- Shaw, W., Doran, J., Coulter, R. 2005. Boundary-layer evolution over Phoenix, Arizona and the premature mixing of pollutants in the early morning. *Atmospheric Environment* 39, 773-786.
- Shukla, K.K., Phanikumar, D.V., Newsom, R.K., Kumar, K.N., Ratnam, M.V., Naja, M., Singh, N., 2014. Estimation of the mixing layer height over a high altitude site in Central Himalayan region by using Doppler lidar. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 109, 48-53.
- Stull, R., 1988. *An introduction to boundary layer meteorology.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht Netherlands.
- Tavares, J.P.N., 2012. Interação entre vegetação e a atmosfera para formação de nuvens e chuva na Amazônia: Uma revisão. *Estudos Avançados* 26, 219-228.
- Tombrou, M., Founda, D., Boucouvala, D., 1998. Nocturnal boundary layer height prediction from surface routine meteorological data. *Meteorology Atmospheric Physics* 68, 177-186.
- Van Der Kamp, D., Mackendroy, I., 2010. Diurnal and seasonal trends in Convective Mixed-Layer heights estimated from two years of continuous ceilometer observations in Vancouver, BC. *Boundary Layer Meteorology* 137, 459-475.
- Wang, C., Shi, H., Jin, L., Chen, H., Wen, H., 2016. Measuring boundary-layer height under clear and cloudy conditions using three instruments. *Particuology* 28, 15-21.
- Williams, E.R., Satori, G., 2004. Lightning, Thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 66, 1213-1231.