



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16690-TDI/1634

**ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA  
PASTAGEM DURANTE A TRANSIÇÃO ENTRE AS  
ESTAÇÕES SECA E CHUVOSA EM RONDÔNIA**

Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada  
pelo Dr. Gilberto Fisch, aprovada em 31 de março de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/03.07.00.22>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16690-TDI/1634

**ESTUDO DA CAMADA LIMITE NOTURNA NA  
PASTAGEM DURANTE A TRANSIÇÃO ENTRE AS  
ESTAÇÕES SECA E CHUVOSA EM RONDÔNIA**

Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada  
pelo Dr. Gilberto Fisch, aprovada em 31 de março de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/03.07.00.22>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Neves, Theomar Trindade de Araújo Tiburtino.

N414es      Estudo da camada limite noturna na pastagem durante a transição entre as estações seca e chuvosa em Rondônia / Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxviii + 93 p. ; (INPE-16690-TDI/1634)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientador : Dr. Gilberto Fisch.

1. Camada limite noturna. 2. RaCCI/LBA. 3. Pastagem.  
4. Amazônia. I.Título.

CDU 551.510.522

---

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia**

**Dr. Ralf Gielow**



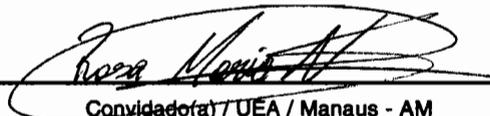
Presidente / INPE / SJCampos - SP

**Dr. Gilberto Fernando Fisch**



Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

**Dra. Rosa Maria do Nascimento Santos**



Convidado(a) / UEA / Manaus - AM

**Aluno (a): Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves**

São José dos Campos, 31 de março de 2010



*“Felicidade é ter algo o que fazer, ter algo que amar e algo que esperar”.*

ARISTÓTELES



*A meus pais Hortogami e Giliane e a meus irmãos Tício e Nivea.*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus, que me possibilitou oportunidades que nem eu mesmo imaginaria poder alcançar.

A todos que estiveram presente na produção desta dissertação; desde aqueles que me auxiliaram com instruções significativas e com muito incentivo de crescimento pessoal e profissional, como meu orientador, Prof. Dr. Gilberto Fisch, e professores da meteorologia do INPE, que dedicaram seu tempo a me fornecer conhecimentos valiosos. Aos colegas, Regla Duthit, Mari Andrea, Leonardo Diogo, Eduardo dos Santos, Jonas Takeo, Marília Shimizu, Glauber Mariano, Claudio Moises, entre vários outros, que estiveram presentes no meu dia-a-dia tornando meus dias distantes de casa mais agradáveis.

Agradeço também àqueles que não estiveram presentes fisicamente, mas que me motivaram a ter força e garra de continuar e terminar meu mestrado, aqueles como Hortogami (meu pai), Girliane (minha mãe), Tácito, Nívea, minhas avós Edilsa e Ridete, tios, primos, todos da minha família, pois foram meu principal apoio e a todos que, mesmo sem obrigação, me aturaram de maneira muito prazerosa: Carolina, Lilian, Monica Queiroz, entre outros que sempre guardarei no coração.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa concedida durante meu mestrado sem a qual impossibilitaria este trabalho.

Por fim, uma pessoa que sempre esteve em meus pensamentos, por ter sido um marco em minha vida de integridade e dedicação, meu avô Deda.



## RESUMO

Este trabalho teve por objetivo estudar a estrutura e a dinâmica da Camada Limite Noturna (CLN) na Amazônia, sobre uma área desmatada ( $10^{\circ}45'$  S e  $62^{\circ}22'$  W) utilizada como pastagem, e os principais mecanismos que controlam seu desenvolvimento, visando determinar as características da CLN durante o período de transição (estação seca para a chuvosa) no experimento RaCCI/LBA 2002 realizado na Fazenda Nossa Senhora Aparecida - RO. O estudo foi desenvolvido com a utilização de radiossonda, balão cativo, estação meteorológica automática e SODAR (SONic Detection And Ranging) que resultaram nas seguintes análises: uma observacional, que descreve a estrutura e a evolução da CLN; um estudo de caso, observando anomalias na formação da CLN; análise da dinâmica matinal (erosão); caracterização do regime turbulento; e observação das ocorrências de Jatós Noturnos de baixos níveis (JN). As análises dos resultados apontaram que a estrutura da CLN foi bem semelhante à caracterizada durante a estação seca, apresentando taxa de crescimento de  $14,2 \text{ m h}^{-1}$ , apesar da ocorrência de fenômenos atmosféricos de escala local e de meso-escala (cuja atuação é mais intensa na região durante a época úmida). Tais fenômenos levaram a desenvolver anomalia na estrutura da CLN, formando uma camada de mistura (CM) gerada por forte *downdraft*. Também foi mostrado que o início da CLC ocorre em aproximadamente 1 hora após o nascer do Sol e a erosão da CLN, apresentando fluxo de energia médio de  $79,2 \text{ m k}$  (30% do aquecimento total da CLN), é muito afetada pela orografia local. O regime encontrado durante a época de transição foi, em grande parte, de pouca estabilidade, mas por não estar fortemente estabelecido contribuiu para uma maior formação de JN (32 casos), geralmente acontecendo entre 400 e 500 m com direção predominante de norte, na região.



# NOCTURNAL BOUNDARY LAYER STUDY OVER PASTURE, DURING DRY TO WET TRANSITION IN RONDÔNIA

## ABSTRACT

The goal of this work is studying the dynamics and structure of the Nocturnal Boundary Layer (NBL) in Amazonia, over a deforested area ( $10^{\circ}45'$  S e  $62^{\circ}22'$  W) used for pasture, and the main development controlling mechanisms, in order to determine the characteristics of NBL during the transition period (dry to wet season) in the RaCCI/LBA 2002 experiment performed at Nossa Senhora Aparecida Farm - RO. This study was carried out with the use of radiosondes, tethered balloon, automatic weather station and SODAR (SONic Detection And Ranging), thus resulting the following analyse: an observational one, which describes the structure and evolution of NBL; a case study, observing NBL form anomalies; analysis of morning dynamic (erosion); turbulent regime characterization; and observation of the Nocturnal Low-Level Jet (LLJ). The result analysis pointed out that the NBL structure was much like that one outlined during the dry season, presenting growth tax of  $14,2 \text{ m h}^{-1}$ , due to the interaction occurring between local-scale atmospheric phenomena and the meso ones, which are more intense during the wet period. Such phenomena led to the development of anomalies in the NBL structure, forming a Mixing Layer (ML) generated by strong downdraft. It was also shown that the beginning of the NBL, with an average energy flux of  $79,2 \text{ m k}$  (30% NBL total heating), is strongly affected by the local orography. The regime found during the transition period was, in general, of little stability, but as they were not established strongly contributed to a greater LLJ formation (32 cases), usually occurring between 400 and 500 m with northward direction, in the region.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Ciclo diário da estrutura da camada limite atmosférica, durante verão sobre continente. EZ=Zona de Estranhamento. . . . .	6
2.2 Representação esquemática de flutuações e características da Camada de Mistura, perfis verticais associados à densidade do fluxo de calor ( $Q_H$ ) e temperatura potencial ( $\theta$ ) dentro de uma camada de mistura de profundidade $h^*$ . . . . .	8
2.3 Perfil vertical de componente de vento e temperatura médio e o perfil de $R_i$ calculado na CLN sob condição de moderada estabilidade. . . .	11
2.4 Perfis de vento e temperatura potencial observados sobre condições muito estáveis (turbulência esporádica) de noite durante o Experimento Wangara. . . . .	13
3.1 Mapa do estado de Rondônia e imagem de satélite da Fazenda Nossa Senhora Aparecida. . . . .	22
3.2 Descrição climatológica (1982-1992) da região de Ji-Paraná (RO): precipitação (a) e temperatura do ar (b). . . . .	23
3.3 Precipitação total mensal e anomalia para setembro (respectivamente "a" e "c") e outubro (respectivamente "b" e "d") de 2002. . . . .	24
3.4 Lançamento de Radiossonda, instrumento de SODAR e Balão Cativo na pastagem. . . . .	25
3.5 Dados disponíveis pelos instrumentos de radiossonda (RS), estação meteorológica automática (EMA), SODAR e balão cativo (BC) no experimento LBA/Racci (2002). . . . .	26
3.6 Esquema dos perfis de temperatura potencial nos horários de 07 e 08 HL. A área hachuriada representa o aquecimento da camada. . . . .	28
4.1 Ciclos diários médios da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade do vento ( $V$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ) e precipitação total obtidos com a EMA, no período de 20 a 30 de outubro de 2002. .	35
4.2 (a) Taxa média diária de aquecimento/resfriamento de superfície, (b) média diária da velocidade do vento e (c) fluxo de calor sensível durante o experimento RACCI/LBA 2002. . . . .	38

4.3	Comparação das Alturas da CLN obtidas no período de transição do experimento RaCCI/LBA (RaCCI(BC)), com os experimentos estudados por Santos (2005b): RBLE3 (Santos (seca)) e WetAMC-LBA (Santos (úmida)) e por Fisch (1995): RBLE2 (Fisch (RBLE2)) e RBLE3 (Fisch (RBLE3)). . . . .	39
4.4	Balão cativo com dois instrumentos acoplados. . . . .	39
4.5	Perfis dos instrumentos acoplados ao balão cativo: temperatura potencial ( $\theta$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento. O 1º instrumento (superior) é determinado pela linha azul e o 2º instrumento (inferior) pela vermelha. . . . .	42
4.6	Continuação da Figura 4.5 . . . . .	43
4.7	Continuação da Figura 4.5 . . . . .	44
4.8	Continuação da Figura 4.5 . . . . .	45
4.9	Média horária das alturas da CLN (losango azul) e da CR (quadrado vermelho) obtidas com o SODAR no período de transição, experimento RaCCI/LBA. . . . .	47
4.10	Perfis de BC, RS e SODAR da velocidade e direção do vento nos dias 22, 23, 26 e 27/10 na fazenda Nossa Senhora Aparecida. . . . .	51
4.11	Ciclos diários médios da temperatura do ar ( $T$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade do vento ( $V$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ) e precipitação (%) obtidos com a EMA em todo o experimento. . . . .	56
4.12	Evolução temporal do CAPE e do CIN. . . . .	60
4.13	Média horária das alturas da CLN com o SODAR para todo o período de transição, sendo estimado o início da CLN a partir das 17 HL com a linha tracejada. . . . .	61
4.14	Média horária da velocidade do vento na altura da CLN com o SODAR para todo o período de transição. . . . .	62
4.15	Média horária das alturas da CLN com o SODAR, divididas em fase I (11 de setembro a 07 de outubro) e fase II (08 de outubro a 03 de novembro), no período de transição, sendo estimado o início da CLN a partir das 17 HL com a linha tracejada. . . . .	63
4.16	Média horária da velocidade do vento na altura da CLN com o SODAR, divididas em fase I (11 de setembro a 07 de outubro) e fase II (08 de outubro a 03 de novembro), no período de transição. . . . .	64
4.17	Perfis termodinâmicos e dinâmicos obtidos pela radiossonda, referentes à noite entre os dias 23 (17HL - verde e 20HL - vermelho) e 24/09 (02HL - azul e 08HL - amarelo). . . . .	66

4.18 Perfis de temperatura potencial ( $\theta$ ) dos dias 23, 24 e 25/09 às 02 HL.	66
4.19 Perfis de temperatura potencial ( $\theta$ ), à esquerda, e velocidade do vento (V), à direita, de Guajará-Mirim e Porto Velho, às 02 HL do dia 24/09.	67
4.20 Evolução temporal dos perfis do vento obtido pelo SODAR na noite entre os dias 23 e 24/09. As horas estão em hora Zulo (-4 horas).	68
4.21 Imagens de satélite (canal infra-vermelho) Master/GOES e INPE/GOES durante a noite, entre 23 e 24/09. Abaixo está a legenda de temperatura para referência. Os círculos indicam os SCM e as setas a direção em que se locomovem.	69
4.22 Imagens de radar às (a) 23:10 HL, (b) 02:00 HL e (c) 03:10 HL, entre 23 e 24/09.	70
4.23 Características térmicas e dinâmicas da superfície durante a anomalia do entre os dias 23 e 24/09.	71
4.24 Temperatura potencial e umidade específica da superfície dos dias 28 e 30/10.	72
4.25 Relevo da região próximo a Fz. Nossa Senhora Aparecida (ponto vermelho).	73
4.26 Variação do fluxo de calor ( $\overline{w'\theta'}$ ) com a estabilidade (z/L), na época de transição do experimento RaCCI/LBA.	74
4.27 Variação do (a) parametro estabilidade - z/L - e (b) do fluxo de calor - ( $\overline{w'\theta'}$ ). Em preto a média do período completo de transição do experimento RaCCI/LBA; vermelho a fase I (11 de setembro a 07 de outubro), período mais seco; e em azul fase II (08 de outubro a 03 de novembro) período mais úmido.	75
4.28 Perfis médios do numero de Richardson gradiente (Ri) para todo o período do experimento RaCCI/LBA na pastagem.	76
4.29 Histogramas dos casos de jatos noturnos observados na fazenda N <sup>a</sup> Senhora, em Rondônia, durante o experimento RaCCI/LBA 2002: a) altura do JN (hj); b) velocidade do vento no JN (Vj).	79
4.30 Médias dos gradientes verticais de temperatura acima (subscrito a) e abaixo (subscrito b) do Jato Noturno.	81
4.31 Exemplo da estrutura da CLN sobre a pastagem, na presença de JN, durante o RBLE3. Perfis verticais da velocidade do vento (ff), Número de Richardson de gradiente (Ri), Temperatura potencial ( $\theta$ ) e umidade específica (q), obtidos por radiossonda para as noites de 21/09 às 20HL (a), 02-03/10 às 20HL e 08HL, e 28-29/10 às 20HL e 02HL, respectivamente.	82



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Estrutura da Camada Limite Atmosférica. . . . .	7
2.2 Instrumentos e suas qualificações utilizados para o estudo da CLN. . .	14
2.3 Valores da altura da camada limite ( $h_i$ ), Temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_{v_{hi}}$ ) e da descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) em condições noturnas. . . . .	19
2.4 Valores da altura da camada limite ( $h_i$ ), Temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{v_{hi}}$ ), umidade específica ( $q$ ) e da descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) e intensidade da inversão ( $I$ ) em condições noturnas. Na pastagem durante a estação seca (a) e úmida (b). . . .	20
3.1 Número total de medidas para cada instrumento no período do experimento RaCCI/LBA na área de pastagem para o horário das 18 HL às 10 HL, definido como de desenvolvimento da CLN mais sua erosão. RS - Radiossonda; EMA - Estação Meteorológica Automática; BC - Balão Cativo. . . . .	23
3.2 Nascer e ocaso do Sol, em hora local, no período de 20 a 30/10/2002, na área de pastagem da Fz. Nossa Senhora Aparecida. . . . .	29
4.1 Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $I$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade do vento ( $V$ ). . . . .	36
4.2 Média da variação das principais características nos içamentos com dois sensores nos balões cativos. Variação de temperatura potencial ( $\Delta\theta$ ), umidade específica ( $\Delta q$ ), velocidade ( $\Delta V$ ) e direção ( $\Delta D$ ) do vento. Dados do experimento RaCCI/LBA. . . . .	40
4.3 Comparação entre as alturas da CLN: obtidas neste trabalho através das radiossondagens (RaCCI (RS)) com os resultados de Silva (2005), também no experimento RaCCI/LBA (Dry to Wet), Fisch (1995), RBLE2 na estação seca, e Rocha (2003), experimento TRMM/LBA na estação úmida. . . . .	46

4.4	Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $I$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade do vento ( $V$ ). . . . .	47
4.5	Comparação entre as alturas da CLN: obtidas neste trabalho (RaCCI (SODAR)), com os resultados de Fisch (1995)- RBLE2 e 3, ambos de estação seca, e Santos (2005b), WetAMC/LBA e RBLE2. . . . .	48
4.6	Diferenças das medidas simultâneas da altura da camada limite ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), temperatura potencial da superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento calculadas pelo BC, RS e SODAR. . . . .	49
4.7	Diferenças das médias de todos os dados dos dias 20 a 30/10: altura da camada limite ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade da inversão termica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão ( $I$ ), temperatura potencial da superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento, entre os instrumentos estudados. . . . .	53
4.8	Comparação entre as alturas da CLN: obtidas no meio da transição (RaCCI (RS)) e todo o experimento, estimadas neste trabalho, com os resultados de Silva (2005), também no experimento RaCCI/LBA (Dry to Wet), Fisch (1995), RBLE2 na estação seca, e Rocha (2003), experimento TRMM/LBA na estação úmida. . . . .	57
4.9	Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $I$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ), velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento no período de 16/09 à 05/11. . . . .	58
4.10	Comparação entre as alturas da CLN: obtidas em todo o experimento (RaCCI (SODAR)), com os resultados de Fisch (1995) - RBLE2 e 3, ambos de estação seca, e Santos (2005b), WetAMC/LBA e RBLE2. . . . .	62
4.11	Fluxos de calor sensível ( $H$ ), fluxo total de calor integrado para o período da erosão da CLN ( $(\overline{w'\theta'})_s$ ) e aquecimento da camada ( $\sum_{i=0}^h \frac{\partial\theta}{\partial t} \partial z_i$ ) na pastagem para o período de transição. . . . .	72
4.12	Número de casos de jatos observados durante os experimentos RBLE3 (estação seca), WetAMC-LBA (estação úmida) e RaCCI (estação de transição). . . . .	77

4.13 Altura e Velocidade dos JN observados durante o RaCCI (estação de transição), sobre a Pastagem. . . . .	78
--	----



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABC	–	Academia Brasileira de Ciências
ADAS	–	Atmospheric Data Acquisition System
AL	–	Atmosfera Livre
AMC	–	Atmospheric Mesoscale Campaign
BAROCAP	–	Cápsula barométrica da Vaisala
BC	–	Balão Cativo
CAPE	–	Energia Potencial Disponível para Convecção
CI	–	Camada de Inversão
CIN	–	Energia de Inibição da Convecção
CL	–	Camada Limite
CLA	–	Camada Limite Atmosférica
CLC	–	Camada Limite Convectiva
CLE	–	Camada Limite Estável
CLN	–	Camada Limite Noturna
CLP	–	Camada Limite Planetária
CLS	–	Camada Limite Superficial
CR	–	Camara Residual
EMA	–	Estação Meteorológica Automática
EZ	–	Zona de Entranhamento
GPS	–	<i>Global Positioning System</i>
HUMICAP	–	Capacitor eletrônico da Vaisala
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JN	–	Jatos Noturnos, ou Jatos de Baixos Níveis
LBA	–	Large Scale-Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia
MCGAs	–	Modelos Climáticos Globais Atmosféricos
RaCCI	–	Radiation, Cloud and Climate Interactions
RBLE	–	Rondônia Boundary Layer Experiment
RO	–	Rondônia
RS	–	Radiossonda
SCM	–	Sistema Convectivo de Mesoescala
TERMOCAP	–	Termistor eletrônico da Vaisala
TRMM	–	Tropical Rainfall Measuring Mission



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\theta_{(s)}$	–	Temperatura potencial na superfície (K)
$\theta_{(hi)}$	–	Temperatura potencial na altura da CLN (K)
$q$	–	Umidade específica ( $\text{g kg}^{-1}$ )
$h_i$	–	Altura da CLN (m)
$\Delta\theta$	–	Descontinuidade térmica (K)
$I$	–	Intensidade térmica ( $\text{K m}^{-1}$ )
$p$	–	Pressão (hPa)
$V$	–	Vento médio ( $\text{m s}^{-1}$ )
$D$	–	Direção do vento ( $^\circ$ )
$T$	–	Temperatura ( $^\circ\text{C}$ )
$Q_H$	–	Fluxo de calor ( $\text{W m}^{-2}$ )
$h^*$	–	Profundidade da camada de mistura (m)
$u$	–	Vento zonal ( $\text{m s}^{-1}$ )
$v$	–	Vento meridional ( $\text{m s}^{-1}$ )
$Ri$	–	Número de Richardson
$L$	–	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
$u^*$	–	Velocidade de fricção ( $\text{m s}^{-1}$ )
$CT^2$	–	Função de estrutura de turbulência ( $\text{K}^2 \text{m}^{-1/3}$ )
$\overline{w'\theta'_V}$	–	Fluxo de energia liberado ( $\text{W m}^{-2}$ )
$F$	–	Fonte de calor ( $\text{W m}^{-2}$ )
$g$	–	Aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ )
$z$	–	Altura (m)
$\zeta$	–	Parâmetro de Monin-Obukhov (Adimensional)
$k$	–	Constante de Von Karman (Adimensional)
$R^2$	–	Coefficiente de correlação (Adimensional)



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>5</b>
2.1 Camada Limite . . . . .	5
2.2 Camada Limite Atmosférica . . . . .	5
2.2.1 Definição e Características . . . . .	5
2.2.2 Camada Limite Convectiva . . . . .	7
2.2.3 Camada Residual . . . . .	8
2.2.4 Camada Limite Noturna . . . . .	8
2.2.4.1 Jatos (Noturnos) de Baixos Níveis . . . . .	15
2.2.4.2 Erosão da CLN . . . . .	15
2.3 Resultados anteriores obtidos em Rondônia . . . . .	16
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b> . . . . .	<b>21</b>
3.1 Materiais . . . . .	21
3.1.1 Descrição da área de estudo . . . . .	21
3.1.1.1 Localização . . . . .	21
3.1.1.2 Climatologia da região . . . . .	21
3.1.2 Dados . . . . .	22
3.1.2.1 Balão Cativo . . . . .	24
3.1.2.2 Estação Meteorologica Automática . . . . .	25
3.1.2.3 Radiossonda . . . . .	25
3.1.2.4 SODAR . . . . .	27
3.2 Metodologia . . . . .	27
3.2.1 Características médias . . . . .	27
3.2.2 Erosão da CLN . . . . .	28
3.2.3 Análise dos perfis de vento . . . . .	30
3.2.4 Comparação dos dados . . . . .	32
<b>4 RESULTADOS</b> . . . . .	<b>33</b>
4.1 Análise das características médias da CLN . . . . .	33
4.1.1 Análise de 20 a 30 de outubro . . . . .	33

4.1.1.1	Estação Meteorológica Automática . . . . .	33
4.1.1.2	Balão Cativo . . . . .	34
4.1.1.3	Radiossonda . . . . .	41
4.1.1.4	SODAR . . . . .	46
4.1.1.5	Comparação dos resultados . . . . .	48
4.1.2	Análise completa dos dados (período de 16 de setembro a 5 de novembro de 2002) . . . . .	53
4.1.2.1	Estação Meteorológica Automática . . . . .	53
4.1.2.2	Radiossonda . . . . .	55
4.1.2.3	SODAR . . . . .	60
4.2	Estudo de casos . . . . .	64
4.3	Erosão da CLN . . . . .	69
4.4	Regimes de turbulência na CLN . . . . .	74
4.5	Jatos Noturnos (JN) na Camada Limite Noturna . . . . .	76
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO . . . . .</b>	<b>83</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>87</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Amazônia, floresta tropical caracterizada pela alta quantidade de recursos naturais e por sua biodiversidade é, sem dúvidas, um dos mais importantes ecossistemas do planeta. Toda essa diversidade implica em complexos ciclos ecológicos, biogeoquímicos e hidrológicos, de diferentes escalas temporais (eventos de curta duração, ciclos diários e ciclos climáticos) e espaciais (resposta biótica e alterações na vegetação). Sua importância implica em grandes mudanças nos balanços globais de energia, água e carbono, que influenciam em impactos ambientais e climáticos em todo o mundo e nas escalas regional e local.

Peres (2005) sugere que a região Amazônica é uma megareserva, pois é um espaço de pelo menos um milhão de hectares. Esta região é composta por uma biota ainda pouco conhecida, mas de grande riqueza. Muitos trabalhos vêm sendo desenvolvidos em várias áreas debatendo a sua importância, como por exemplo: sobre a necessidade da existência da megareserva amazônica (PERES, 2005); sobre sua conservação (SOUZA, 2005); e sobre o desflorestamento da Amazônia e as mudanças climáticas (NOBRE et al., 2007).

Em virtude do grande aumento da população da região da Amazônia no século XX, houve uma alteração do perfil econômico local, no qual anteriormente predominavam as atividades extrativistas. Nas últimas décadas, quatro atividades econômicas começaram a se sobressair e, também, a ameaçar o ambiente, a saber: a pecuária, a extração madeireira, a mineração e a expansão das fronteiras agrícolas para plantio de grãos (ÂNGELO; PEREIRA DE SÁ, 2007). A madeira se apresenta como o produto mais rentável da floresta e também como a financiadora do desflorestamento. Os madeireiros adquirem dos proprietários o direito de exploração das áreas, de onde tiram a madeira que lhes interessa e deixam a área limpa para a formação de pastagens, normalmente de baixo rendimento agrícola (VERISSIMO et al., 1995).

Segundo Fearnside (2006), o desmatamento na Amazônia brasileira tem aumentado continuamente desde 1991, variando de acordo com as mudanças relacionadas às forças econômicas. Exemplos disso, incluem um pico de desmatamento em 1995 ( $29,1 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ), resultado do crescimento econômico do Plano Real e registrado como o maior até hoje, e uma queda em 2005 ( $18,8 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ), resultado de taxas de câmbio desfavoráveis para exportações. Esse

crescente desmatamento, cujo dados são disponibilizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE), 2009b) mostra ainda que, no último levantamento de 2009, a estimativa da taxa de desflorestamento apresentou um valor de 7.008 km<sup>2</sup>, com uma margem de erro de 4% (CÂMARA, 2008).

A substituição de uma vegetação natural por outro tipo de cobertura vegetal põe em risco o frágil equilíbrio do ecossistema, pois altera as interações água-solo-vegetação-atmosfera e, por conseguinte, a Camada Limite Atmosférica (CLA). A modificação em larga escala da vegetação pode ter efeitos no clima regional (NOBRE et al., 2007). Portanto, é importante avaliar os possíveis impactos, a nível local e regional, que venham a acontecer, caso os processos de troca de energia entre a superfície e a atmosfera sejam afetados com a mudança na cobertura vegetal da Amazônia (TÓTA, 1998).

Entretanto, ainda é pequeno o conhecimento acerca do funcionamento do sistema meteorológico da Amazônia. Pensando nisso, diversos experimentos vêm sendo realizados nas últimas décadas, a fim de aumentar o conhecimento dos processos físicos e atmosféricos na interface floresta-atmosfera, podendo-se citar: o RBLE 3 ("Rondônia 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), e o "DRY-TO-WET Atmospheric Mesoscale Campaign" ocorrido na época de transição seca para chuvosa com o projeto RaCCI ("Radiation, Cloud, and Climate Interactions"), em 2002. Estes dois últimos experimentos fazem parte do Programa LBA ("Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia"). Mais informações deste programa podem ser obtidos nos sites: [www.master.iag.usp.br/lba/index.php](http://www.master.iag.usp.br/lba/index.php) ou [lba.cptec.inpe.br](http://lba.cptec.inpe.br).

A CLA, sendo a parte mais baixa da atmosfera, caracteriza-se pela interação entre os fluxos verticais de momentum, calor e vapor d'água, que são modificados pelo contato direto com a superfície (CARSON, 1987). Na CLA durante o dia, por exemplo, os fluxos de calor são muito importantes para determinação de sua estrutura, enquanto à noite, o fluxo de momentum é bastante significativo. Por outro lado, a CLA também interage de maneira fundamental com estes fluxos

em seu topo, através de trocas com a atmosfera livre através dos processos de penetração convectiva e fluxo de entranhamento.

A maior parte dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) tratam a CLA de maneira simples. Classicamente, pode-se assumir dois tipos de inclusão da CLA em MCGAs (DEARDOFF, 1972): o primeiro é o de colocar várias camadas na parte próxima a superfície e resolver a estrutura vertical explicitamente ("multi-layer scheme"). Este procedimento é o mais realista, porém necessita de muito tempo e de uma grande potência computacional. Além disso, este método determina a altura da CLA através de relações diagnósticas. A outra técnica é a de considerar a camada da CLA como uma camada única ("bulk layer") e parametrizar seus fluxos através de relações entre esta camada e a superfície. Este método é simples, computacionalmente eficiente e permite a obtenção de equações prognósticas para a altura da CLA (FISCH, 1995).

Dada a complexidade e o pouco conhecimento dos parâmetros que descrevem sua estrutura, sobretudo em regiões como a Amazônia, onde a biosfera e atmosfera interagem de forma tão intensa e complexa, a Camada Limite Noturna (CLN) tem sido, ainda, pouco explorada no desenvolvimento da modelagem de meso e grande escala, o que acaba por prejudicar a eficiência dos modelos em prognosticar o tempo e o clima daquela região (SANTOS, 2005b).

Sendo assim, o objetivo geral deste trabalho é o de avançar no conhecimento da estrutura e dinâmica da Camada Limite Noturna na Amazônia, sobre uma região de área desmatada (pastagem) de floresta tropical, determinando características observacionais durante a transição da época seca a chuvosa de 2002 (campanha RaCCI/LBA). Adicionalmente, os objetivos específicos são:

- Determinar as evoluções horárias da altura da Camada Limite Noturna, caracterizando suas formações;
- Caracterizar anomalias de formação na Camada Limite Noturna;
- Analisar a dinâmica matinal (erosão da Camada Limite Noturna);
- Analisar os regimes turbulentos durante o período noturno na época de transição;
- Observar as incidências de ocorrência de Jatos Noturnos.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Camada Limite

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra, e responde a forçantes de superfícies (arrasto, evaporação e transpiração, transferência de calor, etc.) com uma escala de tempo em torno de horas ou menos (STULL, 1988). Foi introduzido na literatura por L. Prandtl em 1905, alguns anos após sua descoberta (GARRATT, 1992).

### 2.2 Camada Limite Atmosférica

#### 2.2.1 Definição e Características

A Camada Limite Atmosférica (CLA) - também chamada de Camada Limite Planetária (CLP), corresponde à região turbulenta da atmosfera, na qual sofre a influência da superfície terrestre, sendo que esta influência decai com a altura. Os tempos de resposta da CLA às diferentes forçantes da superfície são relativamente rápidos, cerca de horas ou até menos. Nesta camada da troposfera reside grande parte dos seres vivos e é nela que acontecem a maioria das atividades humanas.

A transferência de momentum, calor e umidade entre a atmosfera, a Terra e os oceanos ocorre através da CLA. Na CLA o vento médio é responsável por um rápido transporte horizontal (pela advecção) ou vertical (pelo cisalhamento) de compostos liberados na atmosfera. Os ventos horizontais são na ordem de 2 a  $10 \text{ m s}^{-1}$ . A fricção com a superfície causa um decréscimo à média da velocidade do vento próximo ao solo e um aumento exponencial com a altura. A velocidade vertical é muito menor, na ordem de  $\text{mm s}^{-1}$  a  $\text{cm s}^{-1}$  (STULL, 1988). A natureza turbulenta da CLA é uma de suas características mais importantes e às vezes é utilizada para defini-la (GARRATT, 1992).

Sobre o continente a CLA é, geralmente, bem definida em regiões de alta pressão e tem suas características determinadas pelo ciclo diurno (Figura 2.1). Stull (1988) afirma que a CLA é formada por três componentes principais, a saber: camada de mistura ou camada limite convectiva (CLC), a camada residual (CR) e a camada limite estável ou noturna (CLN). Detalhes da estrutura da CLA

são apresentadas na Tabela 2.1.

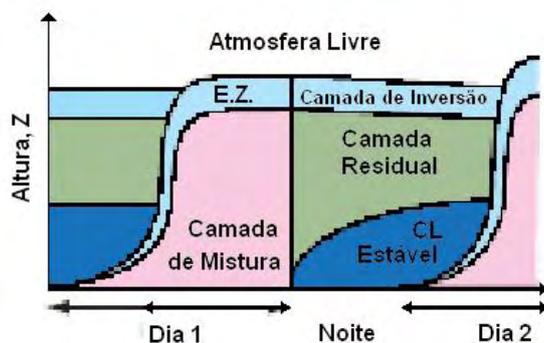


Figura 2.1 - Ciclo diário da estrutura da camada limite atmosférica, durante verão sobre continente. EZ=Zona de Estranhamento.

Fonte: Wallace e Hobbs (2006) adaptada de Stull (2000).

A altura desta camada é modificada dependendo do fluxo de calor à superfície (STULL, 1988). Em região continental, ela pode variar de 100 a 2000 m, enquanto nos oceanos possui um topo em torno de 500 m (FOKEN, 2008). A camada que se sobrepõe à CLA na troposfera é denominada como atmosfera livre (AL).

O desenvolvimento da CLA pode mudar em resposta às características da superfície, ou seja, é diretamente ligado às características da base. Stull (1988) mostrou que tanto em regiões oceânicas quanto continentais, a CLA tem uma espessura fina sob altas pressões. Portanto, uma definição de CLA inclui uma afirmação sobre uma escala de tempo de uma hora, o que não indica que a CLA alcance um equilíbrio nesse tempo, somente que essa alteração tem seu começo, em média, nesse intervalo de tempo. Segundo Angevine et al. (2001) em altas latitudes esse intervalo de tempo tem uma duração maior, da ordem de 3 horas.

Dentro da CLA, Stull (1988) afirma que há ainda uma camada denominada de Camada Limite Superficial (CLS), que é comum tanto para a CLC, quanto para a CLN. Na CLS os fluxos turbulentos e o cisalhamento do vento têm uma variação menor que 10% de sua magnitude (STULL, 1988).

O vento na CLA é gerado por gradientes de pressão causados, principalmente,

pelos mecanismos sinóticos, de mesoescala e microescala, atuante na dinâmica atmosférica. Como a CLA tem uma resposta razoavelmente rápida às variações de pressão, existe um equilíbrio aproximado entre as forças de pressão e as forças viscosas na superfície da Terra. O vento que escoa na atmosfera livre, no topo da camada limite, é caracterizado pelo balanço de forças de gradiente de pressão e Coriolis e é chamado de Vento Geostrófico. O resultado desse balanço de forças é definido como Lei de Arrasto Geostrófico (KRISTENSEN; RATHMANN, 1999).

Tabela 2.1 - Estrutura da Camada Limite Atmosférica.

Altura (m)	Nome		Troca		Estabilidade Atmosférica
1000	<b>camada superior</b>		turbulento	sem fluxo constante	influência de estabilidade
20	camada turbulenta	camada superficial (camada de Prandtl)		fluxo constante com a altura	
1	subcamada dinâmica				
0,01	subcamada viscosa				
0,001	camada limite laminar				
			molecular/turbulento		sem influência de estabilidade
			molecular		

Fonte: Adaptada de Foken (2008).

### 2.2.2 Camada Limite Convectiva

A Camada Limite Convectiva (CLC) é definida como a região da baixa atmosfera que apresenta uma forte mistura vertical turbulenta (ver Figura 2.2). Este transporte vertical acentuado é provocado por movimentos convectivos organizados, gerados pelo aquecimento solar da superfície e pela presença de cisalhamento do vento. A fronteira superior é determinada pela altura da base de uma elevada inversão térmica. A CLC exibe uma distribuição vertical aproximadamente constante do campo de vento e temperatura potencial. Em um período de 24 horas, a estrutura turbulenta desta camada responde pela maioria do transporte de espécies escalares e vetoriais entre a superfície terrestre e a

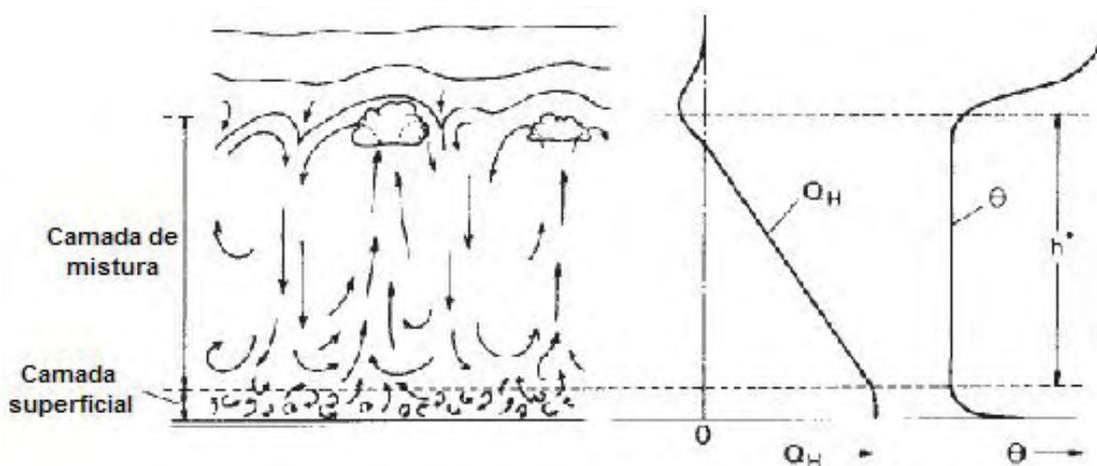


Figura 2.2 - Representação esquemática de flutuações e características da Camada de Mistura, perfis verticais associados à densidade do fluxo de calor ( $Q_H$ ) e temperatura potencial ( $\theta$ ) dentro de uma camada de mistura de profundidade  $h^*$ .

Fonte: Adaptada de Oke (1988).

atmosfera superior (CARVALHO et al., 1995).

### 2.2.3 Camada Residual

Após o pôr do Sol, quando o saldo de radiação ( $R_n$ ) é negativo, a CLA não apresenta mais a influência dos processos turbulentos da maneira que ocorria durante o dia. A partir deste momento, observa-se o surgimento de uma inversão térmica à superfície, causando um desacoplamento entre a camada superficial e a camada acima dela. A camada logo acima desta inversão térmica recebe o nome de Camada Residual (CR), possuindo ainda as mesmas características da CLA desenvolvida ao longo do dia (Camada de Mistura), porém com muito pouca ou nenhuma turbulência. A CR não possui um contato direto com a superfície, o que não a classifica pela definição usual como camada limite. Mas pelas suas características e influências, é considerada como tal (STULL, 1988).

### 2.2.4 Camada Limite Noturna

A Camada Limite Noturna (CLN), também denominada de Camada Limite Estável (CLE), inicia sua formação e crescimento a partir do resfriamento da superfície próximo ao por do Sol. Segundo Oliveira (1999), quando o saldo de

radiação torna-se negativo, o solo começa a se resfriar mais rapidamente que o ar adjacente, tornando o fluxo de calor sensível negativo (ou seja, da atmosfera para a superfície). Neste momento forma-se uma camada de inversão térmica, que é caracterizada pela presença de ar estaticamente estável. Esta camada é comum por ter uma camada turbulenta rasa, acima da qual o cisalhamento do vento médio e o fluxo de calor são pequenos (GARRATT, 1992).

A CLN sobre o continente é difícil de ser estudada, devido às dificuldades encontradas para descrever e modelar parâmetros que definem sua estrutura. Algumas razões para isso ocorrem, primeiramente, porque o empuxo térmico negativo age para suprimir a turbulência, diminuindo sua profundidade (h). Além de que, movimentos atmosféricos (tais como ondas de gravidade) podem coexistir com a turbulência, complicando a estrutura da CLN, pelo papel preponderante dos efeitos radiativos (emissões de onda longa) no desenvolvimento da camada de inversão, podendo existir condições de calmaria e ausência de turbulência (SANTOS, 2005b).

Segundo Fisch (1995) a formação da CLN acontece da seguinte maneira: no final da tarde, o fluxo de calor sensível muda de sinal (de positivo durante o dia para negativo durante a noite), devido ao balanço radiativo da superfície. Com a continuação do resfriamento radiativo, as camadas superiores vão se resfriando também (por contato e perda de calor sensível), resultando em uma camada limite estável (CLE). Esta se desenvolve com a evolução do período noturno. Mesmo no nascer do Sol, a CLN ainda influi com o resfriamento radiativo (na formação de nuvens) e com a turbulência mecânica produzida. Nessa transição da noite para o dia, ocorrem vários fatores que já são conhecidos, tais como a intensificação do vento e as mudanças do fluxo de calor após o nascer do Sol. Lapworth (2006) observou algumas características que ocorrem durante tal período e descobriu, por exemplo, que se pode prever o vento durante a manhã quando as variações diurnas de velocidade do vento e temperatura crítica são predominantes.

A CLN tem como característica principal a complexidade dos processos envolvidos e a intermitência da turbulência. O balanço entre a turbulência gerada mecanicamente (devido ao cisalhamento do vento) e sua supressão pelo fluxo de calor sensível, varia muito de caso a caso, criando diversas subcamadas que vão desde aquelas bem misturadas a não-turbulentas. Por isso, a turbulência na CLN

pode ser esporádica e intermitente, muitas vezes permitindo o desacoplamento das subcamadas superiores daquelas oriundas das forçantes da superfície. Como consequência dessa complexidade, a CLN tanto pode ser definida em termos da profundidade da turbulência, como em termos da altura da camada de inversão (SANTOS, 2005b).

O resfriamento radiativo na superfície da CLN contribui com uma estabilização do gradiente de temperatura, que suprime a turbulência pela flutuabilidade negativa. Na camada rasa próxima à superfície, turbulência de pouca intensidade pode ser mantida por uma produção mecânica. Por causa de trocas verticais nesta camada, as advecções horizontais rapidamente se tornam importantes (NIEUWSTADT; DRIEDONKS, 1979).

A altura da CLN ( $h$ ) é melhor identificada sob condições de céu claro, ventos moderados a fortes e sobre terrenos homogêneos. Entretanto, sua estrutura vertical é bastante sensível à inclinação do terreno e fortemente associada aos escoamentos catabáticos e de drenagem. Também se desenvolve simultaneamente à formação da Camada de Inversão (CI) e do Jato Noturno (JN) ou Jato de Baixos Níveis (SANTOS, 2005b). Segundo Nieuwstadt e Driedonks (1979), a CLN não pode ser definida por uma equação diagnóstica, a qual expressa sua altura em termos locais (parâmetros característicos) como foi inicialmente proposta. As equações prognósticas são necessárias para descrever a evolução da altura da camada limite em função de tempo.

A estratificação da turbulência é uma característica da CLN e tem sido utilizada para classificá-la (MALHI, 1995; OHYA et al., 1997; MAHRT et al., 1998), a saber:

- CLN muito estável - neste tipo de condição a turbulência costuma ser em média contínua e mais profunda, tendo o topo da CLN bem definido, conforme já demonstrado em estudos observacionais e de modelagem (ZILITINKEVICH; MIRONOV, 1996; OHYA et al., 1997). Esta camada possui um forte resfriamento radiativo na superfície.
- CLN fracamente estável - a turbulência é fraca e/ou intermitente, mesmo próximo à superfície e algumas vezes pode ser mais forte no topo da inversão de superfície (OHYA et al., 1997). Ela é algumas vezes gerada pelo cisalhamento vertical abaixo do JN (SMEDMAN, 1988) e

normalmente acontece na presença de ventos significantes e/ou com cobertura de nuvens com o conseqüente resfriamento da superfície que ocorre lentamente. Há outros pesquisadores que identificaram características especiais em regimes muito estáveis ou intermitentes (POULOS et al., 2002; SALMOND; MCKENDRY, 2005).

Perfis verticais típicos de vento, temperatura potencial e número de Richardson na CLN são mostrados na Figura 2.3. Sobre o perfil exemplificado Arya (2001) destaca que o perfil de vento zonal ( $u$ ) mostra um máximo pronunciado. Informa ainda que a altura da velocidade máxima dos jatos de baixos níveis usualmente coincide com o topo da CLN, desde que ele também represente o nível de máximo valor de  $Ri$ . O perfil de  $Ri$  indica que turbulência contínua deve ser esperada somente na metade mais baixa da CLN, onde  $Ri < 0,25$ .

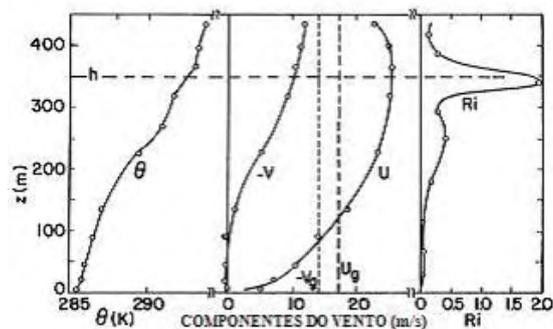


Figura 2.3 - Perfil vertical de componente de vento e temperatura médio e o perfil de  $Ri_z$  calculado na CLN sob condição de moderada estabilidade.  
Fonte: Adaptado de Arya (2001).

Para um regime muito estável, os perfis verticais de  $u$ ,  $v$ ,  $T$  e  $Ri$  são mostrados na Figura 2.4, onde Arya (2001) afirma que os componentes de vento têm valores máximos nos baixos níveis. Tendo como base um perfil de velocidade do vento e observando seu máximo, a altura da CLN é considerada em torno do dobro da camada de inversão. O perfil de  $Ri$  indica que a camada de possível turbulência contínua na qual  $Ri < 0,25$  é realmente muito rasa e o volume de turbulência da CLN é comumente intermitente, desigual e fraco.

Através de pesquisas realizadas na Amazônia, Santos (2005b) cita alguns

estudos que descrevem a estrutura vertical clássica da CLN por cinco camadas idealizadas com base nos conceitos desenvolvidos por [Nieuwstadt \(1984\)](#) e [Holtslag e Nieuwstadt \(1986\)](#), descritas a seguir:

- a) Camada de Rugosidade, na qual o fluxo médio temporal varia espacialmente, na escala dos elementos de rugosidade, não sendo possível obter uma relação universal para os gradientes de fluxo.
- b) Camada Superficial, em que o valor numérico do fluxo está próximo ao da superfície e a relação do gradiente de fluxo depende somente do parâmetro de Monin-Obukhov -  $L$ .
- c) Acima da camada limite superficial há uma camada onde a aproximação de que os fluxos são independentes da altura não é mais válida; entretanto, redefinindo-se o comprimento de Obukhov em termos dos fluxos locais, a teoria da similaridade pode ser restaurada na forma de um escalonamento local, no qual é substituído por  $z/\Lambda$  (sendo  $\Lambda$  o comprimento de Obukhov baseado em fluxos locais à altura  $z$ ).
- d) Estratificação "z-less"(z-menos), em que vários parâmetros ou variáveis tornam-se independentes de  $z/\Lambda$ , ocorrendo quando  $z/\Lambda$  torna-se suficientemente grande, ou seja, tende ao infinito ([NIEUWSTADT, 1984](#)).
- e) Próximo ao topo da CLN (quando esta é claramente definida), sua distância até o topo pode se tornar um comprimento de escala importante, caso  $(h-z)/\Lambda$  se torne um parâmetro de estabilidade relevante ([HOLTSLAG; NIEUWSTADT, 1986](#)).

Para se observar as características típicas da CLN, são utilizadas várias técnicas, a saber: medidas "*in situ*" realizadas durante experimento de campo, simulações em laboratórios e de túnel de vento (geralmente comparadas com dados observacionais) e simulações numéricas. Hoje em dia a maioria das informações ainda são obtidas através de medidas "*in situ*", realizadas por diversos instrumentos ou sistemas combinados de instrumentos ([SANTOS, 2005b](#)). Alguns dos instrumentos mais utilizados para o estudo da CLN estão apresentados na Tabela 2.2.

Já para o estudo específico da CLN, as técnicas de sensoriamento acústico despontam como as mais adequadas para caracterizar sua estrutura, sendo o

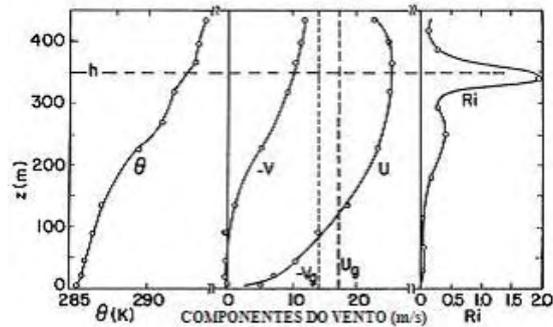


Figura 2.4 - Perfis de vento e temperatura potencial observados sobre condições muito estáveis (turbulência esporádica) de noite durante o Experimento Wangara. Fonte: Arya (2001) adaptada de Deardoff (1978).

SODAR (Sondador Acústico da Atmosfera) uma das mais úteis ferramentas na obtenção de um melhor entendimento da mais baixa atmosfera (SANTOS, 2005b). Por causa de seu limite operacional em torno de 500 m e tendo a CLN uma profundidade média de 100 a 200 m sobre terrenos planos e homogêneos, é possível encontrar a CLN quase que totalmente por esse instrumento. Por exemplo, Beyrich e Kotroni (1993) com dados de SODAR, estimaram a velocidade de fricção ( $u^*$ ) e altura ( $h$ ) da CLN sobre uma área de floresta plana de pinheiros na França. A partir de diferentes escalas de profundidade da CLN com dados de SODAR, pode-se demonstrar que a profundidade da turbulência pode ser associada ao crescimento da camada de inversão.

Pichugina et al. (2008) propõem que para o estudo de vento da CLN, principalmente com o objetivo de estudos de energia eólica, os mais eficientes e baratos (considerando quantidade e qualidade das medidas) instrumentos são os LIDARs e SODARs. As radiossondas e os radares perfiladores de vento são usualmente limitados por obliquidades causadas pelo tempo de observação, resolução vertical, migração de pássaros, entre outros. As torres, que atingem entre 120 e 200 m, são caras tanto para a implantação, como para sua manutenção.

Contini et al. (2008), utilizando um SODAR e um anemômetro sônico, compararam quatro métodos para se encontrar a altura da CLA e descobriram que em condições estáveis, alguns métodos, principalmente os baseado em análise espectral (como a da rotina do SODAR fabricado pela firma Remtech),

Tabela 2.2 - Instrumentos e suas qualificações utilizados para o estudo da CLN.

Instrumento	Vantagem	Desvantagem
<b>Técnicas de medidas diretas / sensores de plataformas</b>		
Radiossonda	Mede os dados transmitidos com curto intervalo de tempo, o que é muito bom para uso operacional.	Cruza a CLN muito rápido.
Balão Cativo	Taxa de ascensão pode ser escolhida de acordo com a resolução vertical desejada.	Não pode ser utilizado em casos de alta velocidade de vento ou forte convecção.
Mastro	Possibilidade de instalação de vários tipos de sensores.	Limita-se a uma altura de 50 a 300 m.
<b>Técnicas de avião e sensoriamento remoto</b>		
Avião	Possibilidade de operar vários sensores, meteorológicos e de turbulência, tanto quanto sistemas de sensoriamento.	Alto custo e necessita vôos longos. Para a CLN, tem a limitação do nível de vôo (acima de 300 m).
Perfilador de vento / radar doppler	Taxa de ascensão pode ser Alta taxa de amostragem e operação contínua.	Limite vertical de 50 a 250 m e alto custo de manutenção.
LIDAR	Alta taxa de amostragem.	Alto custo, além de algumas interpretações ambíguas.
SODAR	Relativamente de uso simples e não muito caro. Com alta resolução vertical e temporal.	Além da contaminação de ruídos da natureza a interpretação requer muita experiência.

Fonte: Adaptado de Seibert et al. (2000).

usualmente superestimam a altura, especialmente em baixas condições verticais de turbulência. Mann et al. (2008), estudando o vento da CLA em uma área de floresta através de um instrumento de LIDAR localizado a 0,5 km de um mastro, utilizado como apoio à pesquisa, mostraram que é possível obter bons resultados, principalmente nas estimativas de velocidade e direção do vento.

#### 2.2.4.1 Jatos (Noturnos) de Baixos Níveis

Os jatos de Baixos Níveis, também chamados Jatos Noturnos (JN), são fenômenos comuns na CLN. O jato pode se intensificar quando há ventos termais ou de declive opostos ao vento geostrófico de superfície. Os JN usualmente coincidem com o topo da CLN, desde que ele também represente o nível máximo no número de Richardson (ARYA, 2001). As características definidas por Stull (1988) para o JN são de ventos com velocidade máxima de 10 a 20 m s<sup>-1</sup>, usualmente ocorrendo entre 100 e 300 m acima da superfície. Kraus et al. (1985), citados por Stull (1988), descrevem as possíveis causas para o JN, entre outras, como:

- Sistemas sinóticos (frentes frias);
- Circulações térmicas secundárias (Brisa marinha);
- Oscilações inerciais;

Os JNs são características regulares da camada limite noturna (CLN), durante condições não perturbadas sobre terrenos não montanhosos. Eles são importantes para uma variedade de aplicações, incluindo a energia eólica e transporte noturno na atmosfera. Indiretamente, os JN - especialmente os que se formam abaixo de 200 m - são também importantes por gerar cisalhamento entre o nível do jato e da superfície, sendo que este cisalhamento tem um papel importante no controle de fluxos nessa camada (BANTA et al., 2002).

Na simulação dos JN, em um túnel de vento, considerando camada limite estratificada estavelmente, Ohya et al. (2008) observaram uma quebra na intermitência da turbulência gerada na parte mais baixa da CLE com alta estabilidade. Esta ruptura tem origem longe da superfície e ocorre no transporte de fluidos com uma velocidade relativamente baixa e alta temperatura, ou fluidos com velocidade relativamente alta e baixa temperatura.

#### 2.2.4.2 Erosão da CLN

Um outro aspecto importante na CLN sobre uma superfície é o da erosão da CLN (ANGEVINE et al., 2001; SANTOS, 2005b; LAPWORTH, 2006; ANGEVINE, 2008). Durante a noite com ventos calmos, a CLN é rasa e estável, com apenas

fraca turbulência intermitente. Depois do nascer do Sol, com o aquecimento da superfície, ocorre a erosão da inversão térmica noturna e a produção de uma camada instável próxima à superfície. Santos (2005b) estimou o tempo de erosão na região Amazônica, em latitudes tropicais, com aproximadamente uma hora, enquanto que em média latitudes Angevine et al. (2001) observaram que o tempo de erosão leva cerca de três horas. Obviamente que este tempo de erosão depende da intensidade da inversão térmica formada e dos fluxos de calor à superfície.

Em análise da erosão da CLN, Angevine (2008) encontrou em dois sítios, um em Illinois/USA e outro em Cabauw/Holanda, intervalos de aproximadamente 1,6 horas após o Sol nascer para que o fluxo de temperatura virtual se torne positivo, ou seja, iniciando a erosão da CLN. Para a erosão completa, definida como a evolução dos vórtices turbulentos até atingirem 200 m, leva cerca de três horas. Ele concluiu que a advecção horizontal, divergência dos fluxos de radiação e de turbulência e heterogeneidade da superfície são os principais fatores que influenciam no aquecimento da camada a 50 m próxima à superfície, antes da inversão do fluxo de temperatura, o que acelera a erosão da CLN.

Shaw et al. (2005), citando Doran et al. (2003), afirmam que uma região de mistura vertical de poluentes é observada iniciando, aproximadamente, uma hora antes do nascer do Sol. Este estudo é importante para o conhecimento da transição diurna, pois o início da mistura ocorre quando o Sol aquece a superfície e transforma a estratificação termodinâmica estável da noite na instabilidade convectiva do dia. Analisando essa característica de mistura "prematura", através de outros métodos, concluíram que os fluídos atmosféricos em áreas urbanas, influenciados por terrenos complexos, podem ter efeitos inesperados no transporte de poluentes. Essas mudanças nas espécies de misturas deve também afetar subsequentes processos químicos.

### **2.3 Resultados anteriores obtidos em Rondônia**

A Amazônia é uma região de muito interesse científico e muitos pesquisadores a tem estudado nos últimos anos. Mesmo assim, o conhecimento de muitos de seus aspectos ainda é limitado, principalmente no estudo da CLN.

Fisch (1995) fez um estudo pioneiro e detalhado analisando as características

de perfis verticais de temperatura potencial e umidade, sobre áreas de floresta e pastagem na Região Amazônica, com ênfase no estudo da CLA. Os dados coletados ocorreram durante as campanhas da estação seca do RBLE 2 e 3, realizadas em 1993 e 1994, respectivamente. [Fisch \(1995\)](#) observou que a altura da CLC sobre a pastagem é maior do que sobre a floresta (cerca de 1000 m), devido à ocorrência de uma maior liberação de fluxo de calor sensível pela superfície, causando um aumento maior na temperatura potencial virtual média da área de pastagem (1,4 K). No caso da CLN, ocorre o inverso, sendo a altura mais pronunciada na floresta (diferença de altura de aproximadamente 105 m) devido, provavelmente, à maior turbulência mecânica: obteve vento mais intenso na floresta, o que induz uma maior difusão vertical e, conseqüentemente, deixando a CLN mais espessa.

Um outro estudo específico da CLN foi realizado por [Santos \(2005b\)](#) que analisou sua estrutura e evolução, através de dados obtidos em épocas de seca (RBLE 3) e chuva (LBA/TRMM) em três sítios: área desmatada (Fz. Nossa Senhora Aparecida), floresta tropical (Rebio Jaru) e área de transição floresta-pastagem (Rolim de Moura). Observou-se que a estrutura da CLN é melhor caracterizada durante a estação seca, já que durante a estação úmida torna-se mais difícil caracterizar e identificar padrões de comportamento na CLN, por causa de sistemas atmosféricos de grande e meso-escala, que atuam com maior intensidade na região. Muitas vezes, há interação com fenômenos de escala local, o que torna ainda mais complicadas as observações. Quanto à evolução temporal durante a estação seca, [Santos \(2005b\)](#), notou que a CLN é mais profunda sobre a floresta, atingindo valores médios máximos de 420 m. Durante a estação úmida as diferenças foram mais suavizadas - tanto entre sítios diferentes (floresta x pastagem), como dentro de um mesmo sítio. A profundidade da CLN (que em média girou em torno de 223 m) foi menor do que na época seca, em todos os sítios experimentais.

[Santos \(2005b\)](#) analisou também a erosão da CLN e a ocorrência de JNs. Para a erosão percebeu que o início da ocorrência foi por volta de 07 HL, em ambas as estações e em ambos os sítios de floresta e pastagem. Em torno de 08 HL da manhã, a CLN já se encontra erodida e uma camada de mistura (que se apresenta um pouco mais rasa durante a época úmida do que na estação seca) já pode ser observada. No sítio de Rolim de Moura, cujas análises só foram

realizadas para o período úmido, a erosão da CLN apresentou características similares às aquelas observadas na pastagem (FNS). Para o JN, durante a estação seca, isto ocorre com maior frequência, possuindo uma altura média de 400 m; na estação úmida, os JNs ocorrem mais alto, em aproximadamente 600 m.

Observando a transição entre os períodos da estação seca para chuvosa (experimento DRY TO WET - AMC/LBA), [Silva \(2005\)](#) analisou o comportamento geral da CLA no ano de 2002, em uma região de pastagem na Amazônia. Dividindo em partes, estudou os dados de superfície, e as estruturas da CLN e da CLC. Para os dados de superfície, [Silva \(2005\)](#), encontrou um pico da radiação solar global às 11 HL; já a velocidade do vento atingiu seu máximo no final da tarde com a velocidade média diária de  $1,3 \text{ m s}^{-1}$  e de direção noroeste. Para a análise da CLN, utilizou dados de radiossondas, balão cativo e SODAR. Com a radiossonda obteve média das alturas de CLN de 330 m e 420 m, respectivamente nas medições nos horários de 20 HL e 02 HL, com uma taxa de crescimento de  $15 \text{ m h}^{-1}$ . Através do balão cativo estimou médias de altura de 85 m no início da noite (17 HL) e a média do desenvolvimento máximo de 340 m no fim da noite (5,5 HL). Já para o SODAR, a altura da CLN foi muito superestimada com uma média diária de 738,4 m, representada pelo mínimo de 805 às 19 HL e 743 m às 06 HL, as estimativas chegaram a apresentar valores de 3122 m às 01 HL. Essa discrepância, no geral 300% do balão cativo, foi associada por [Silva \(2005\)](#) à metodologia utilizada. O método Remtec estima valores acima do limite dos pulsos do SODAR; por esse motivo concluiu que a altura calculada pelo software pertencia à camada residual, pelo fato da CLN não ser determinada por uma inversão térmica, e sim, por uma mudança de estabilidade da atmosfera.

Na CLC, [Silva \(2005\)](#) utilizou as alturas das radiossondas obtidas por [Leite \(2004\)](#), que mostrou um padrão de altura média 373 m no início do dia (às 08 HL) e 1168 m no fim do dia (às 17 HL). No SODAR, apesar de superestimar a altura em 100% às 08 HL, nos demais horários já se comporta com um padrão mais semelhante.

Detalhando melhor o comportamento da CLC, [Santos \(2005a\)](#) analisou a transição entre as estações na área de pastagem. Foram divididas em duas fases as observações: Fase I para setembro e Fase II para outubro, tendo a primeira fase 45% a menos de precipitação. Foi observado que a temperatura foi maior cerca de  $0,3^\circ \text{ C}$  na Fase I, enquanto na Fase II a umidade prevaleceu.

Os ventos máximos não tiveram relação com as ocorrências de chuvas. Neste trabalho as análises da CLC resultaram numa altura maior durante a Fase I com uma média de 370 m, com um maior máximo de 2240 m em setembro. Concluiu que este comportamento se deve à distribuição da precipitação, a qual diminuiu tanto a quantidade de radiação solar incidente à superfície, quanto o fluxo de calor sensível.

Alguns resultados em experimentos anteriores, obtidos principalmente por [Fisch \(1995\)](#) e [Santos \(2005b\)](#), feitos na CLN, serviram de comparação para este trabalho e foram resumidos a seguir:

O estudo de [Fisch \(1995\)](#) foi desenvolvido sobre uma área de floresta e pastagem durante os experimentos do RBLE 2 e 3, em um período de estação seca. Na Tabela 2.3 estão apresentados os resultados da CLN para a pastagem.

Tabela 2.3 - Valores da altura da camada limite ( $h_i$ ), Temperatura potencial virtual no topo da camada ( $\theta_{v_{h_i}}$ ) e da descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) em condições noturnas.

RBLE 2				RBLE 3			
HL	$h_i$ (m)	$\theta_{v_{h_i}}$ (K)	$\Delta\theta_v$ (K)	HL	$h_i$ (m)	$\theta_{v_{h_i}}$ (K)	$\Delta\theta_v$ (K)
20:00	140	305,3	8,5	18:00	70	306,7	2,6
23:00	150	303,9	9,2	19:00	120	305,9	6,0
02:00	200	303,8	10,6	21:30	160	305,3	7,9
05:00	240	303,9	11,6	00:00	190	304,6	8,5
-	-	-	-	05:30	230	304,1	10,5

Fonte: Adaptado de [Fisch \(1995\)](#)

Já em [Santos \(2005b\)](#), a pesquisa foi desenvolvida separadamente para uma estação seca e uma chuvosa, nos sítios de pastagem e floresta (experimento WET AMC/LBA). Os resultados médios para a pastagem são mostrados na Tabela 2.4.

Adicionalmente, [Queiroz \(2008\)](#) fez um estudo da CLA Amazônica em duas regiões (pastagem e floresta nativa) nas épocas seca (RBLE3 em 1994), chuvosa (WET AMC/LBA em 1999) e em transição entre seca e chuvosa (DRY-TO-WET AMC/LBA em 2002). Focando a transição das camadas foi observado, na

Tabela 2.4 - Valores da altura da camada limite ( $h_i$ ), Temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{v_{hi}}$ ), umidade específica (q) e da descontinuidade da inversão térmica ( $\Delta\theta_v$ ) e intensidade da inversão (I) em condições noturnas. Na pastagem durante a estação seca (a) e úmida (b).

(a)

Pastagem - Estação seca					
HL	$h_i$ (m)	$\theta_{v_{hi}}$ (K)	q ( $\text{g kg}^{-1}$ )	$\Delta\theta_v$ (K)	I ( $\text{K km}^{-1}$ )
18:00	120	305,7	7,2	3,0	25,4
19:00	110	304,5	7,3	5,6	50,5
21:00	260	307,3	10,0	10,4	39,8
00:00	230	303,3	9,0	9,1	39,4
05:00	320	303,5	8,2	11,4	35,7
07:00	320	303,3	8,2	10,4	32,4

(b)

Pastagem - Estação úmida					
HL	$h_i$ (m)	$\theta_{v_{hi}}$ (K)	q ( $\text{g kg}^{-1}$ )	$\Delta\theta_v$ (K)	I ( $\text{K km}^{-1}$ )
19:00	210	302,3	17,6	3,0	14,1
21:00	207	300,4	17,7	2,6	12,6
22:00	264	301,7	17,5	3,5	13,4
01:00	227	301,0	17,7	3,0	13,2
04:00	235	300,8	17,8	3,5	15,0
07:00	156	299,9	17,9	0,6	4,0

Fonte: Adaptado de Santos (2005b)

estação seca, que há uma facilidade na separação entre o período diurno (CLC) e noturno (CLN) em ambos os sítios. Já na chuvosa, na pastagem foi mais difícil observar esta evolução. Durante o período de transição, foi observado que na floresta é mais nítida essa separação entre CLC e CLN.

### **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

#### **3.1 Materiais**

Neste ítem serão abordadas as características da área a ser estudada, descrevendo a região, climatologia do local, os equipamentos utilizados e as técnicas/metodologias empregadas.

##### **3.1.1 Descrição da área de estudo**

###### **3.1.1.1 Localização**

O sítio experimental de área desmatada (pastagem) utilizado para a coleta dos dados está localizado no município Ouro Preto do Oeste - RO, na região sudoeste da Amazônia Brasileira, conforme mostrado na Figura 3.1. O projeto RaCCI (Interação entre Radiação, Nuvens e Clima na Amazônia) foi realizado no período de 15 de setembro a 30 de outubro de 2002, visando estudar características de transição da atmosfera entre as estações seca e chuvosa.

A área de pastagem, onde se realizaram as medições, situa-se na Fazenda Nossa Senhora Aparecida (10° 45' S; 62°22' O; 293m), a 15 km da cidade de Ouro Preto do Oeste, em uma região de quase total desmatamento. A fazenda é uma área destinada à pastagem para criação de gado, coberta por vegetação rasteira gramínea (*Brachiaria brizantha*). Esta fazenda, característica da região, tem sido utilizada em medidas de micrometeorologia, desde o projeto ABRACOS, no início da década de 90.

###### **3.1.1.2 Climatologia da região**

A descrição do clima da região já foi anteriormente feita por Fisch (1995), através da análise de precipitação e temperatura da região para um período de 10 anos (1982-1992). Para a precipitação, observa-se que o período chuvoso ocorre durante os meses de novembro a abril com precipitação superior a 200 mm mês<sup>-1</sup>, sendo os meses de junho a agosto extremamente secos (precipitação inferior a 20 mm mês<sup>-1</sup>), ver Figura 3.2. A temperatura do ar mostra um ciclo sazonal, assim como a precipitação, onde apresenta o mês mais quente coincidindo com a transição (mês de outubro com aproximadamente 25,5 °C).

As condições meteorológicas da região, em Ji-Paraná - RO, no período do



Figura 3.1 - Mapa do estado de Rondônia e imagem de satélite da Fazenda Nossa Senhora Aparecida.  
 Fonte: Google Earth (2007).

experimento (2002) foi caracterizado por Santos (2005a) através de médias mensais dos parâmetros de precipitação e temperatura do ar (máxima e mínima). O autor cita que o total de precipitação para o mês de setembro ficou entre 50 e 100 mm, enquanto no mês de outubro teve um aumento de 50% (ver Figura 3.3a e 3.3c). A climatologia apresenta uma precipitação abaixo do normal (ver Figura 3.3b e 3.3d). A temperatura máxima, mais detalhada em Santos (2005a), tanto para o mês de setembro quanto para o mês de outubro, ficou entre 32 e 34 °C, enquanto que as temperaturas mínimas situam-se entre valores de 16 e 20 °C, com anomalias praticamente nulas nos dois casos.

### 3.1.2 Dados

Durante o projeto RaCCI/LBA, foram feitas medições simultâneas dos elementos climáticos principais por meio de: perfilamento de Balão Cativo (BC), Radiosondagens (RS), medições de superfície de Estação Meteorológica Automática (EMA) e sondagens remotas através de um SODAR. Os dados sofreram um

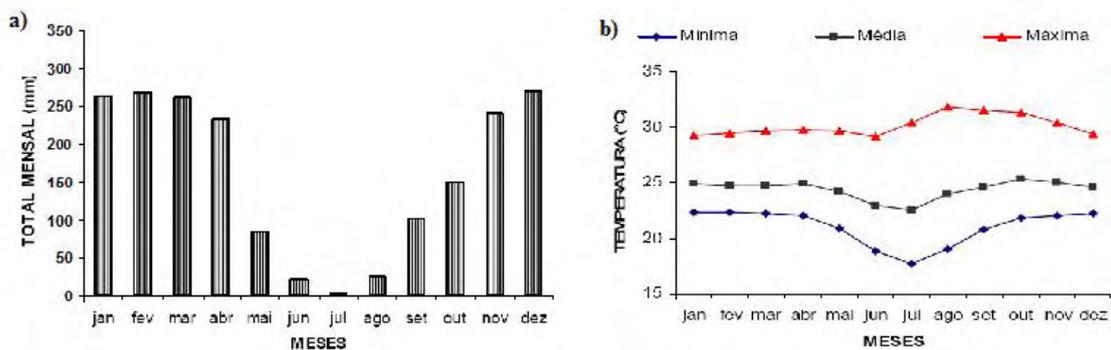


Figura 3.2 - Descrição climatológica (1982-1992) da região de Ji-Paraná (RO): precipitação (a) e temperatura do ar (b).  
 Fonte: Extraído de [Fisch \(1995\)](#).

processo de controle de qualidade (ver [Longo et al. \(2002\)](#)), sendo que os procedimentos básicos de verificação incluem a análise de consistência espacial e temporal e correção de camadas superadiabáticas na atmosfera livre. A série de dados obtida pelos instrumentos utilizados neste trabalho é demonstrada na [Figura 3.5](#).

A organização dos dados pode ser vista na [Tabela 3.1](#) e sua disposição para o horário de ocorrência da CLN (18 HL às 8 HL) e para a erosão (8 HL às 10 HL).

Tabela 3.1 - Número total de medidas para cada instrumento no período do experimento RaCCI/LBA na área de pastagem para o horário das 18 HL às 10 HL, definido como de desenvolvimento da CLN mais sua erosão. RS - Radiossonda; EMA - Estação Meteorológica Automática; BC - Balão Cativo.

Instrumentos	Dados			Período
	Set	Out	Nov	
RS	49	90	3	12/09 à 03/11
EMA	474	1023	153	16/09 à 05/11
SODAR	494	719	34	06/09 à 03/11
BC	0	61	0	20/10 à 30/10

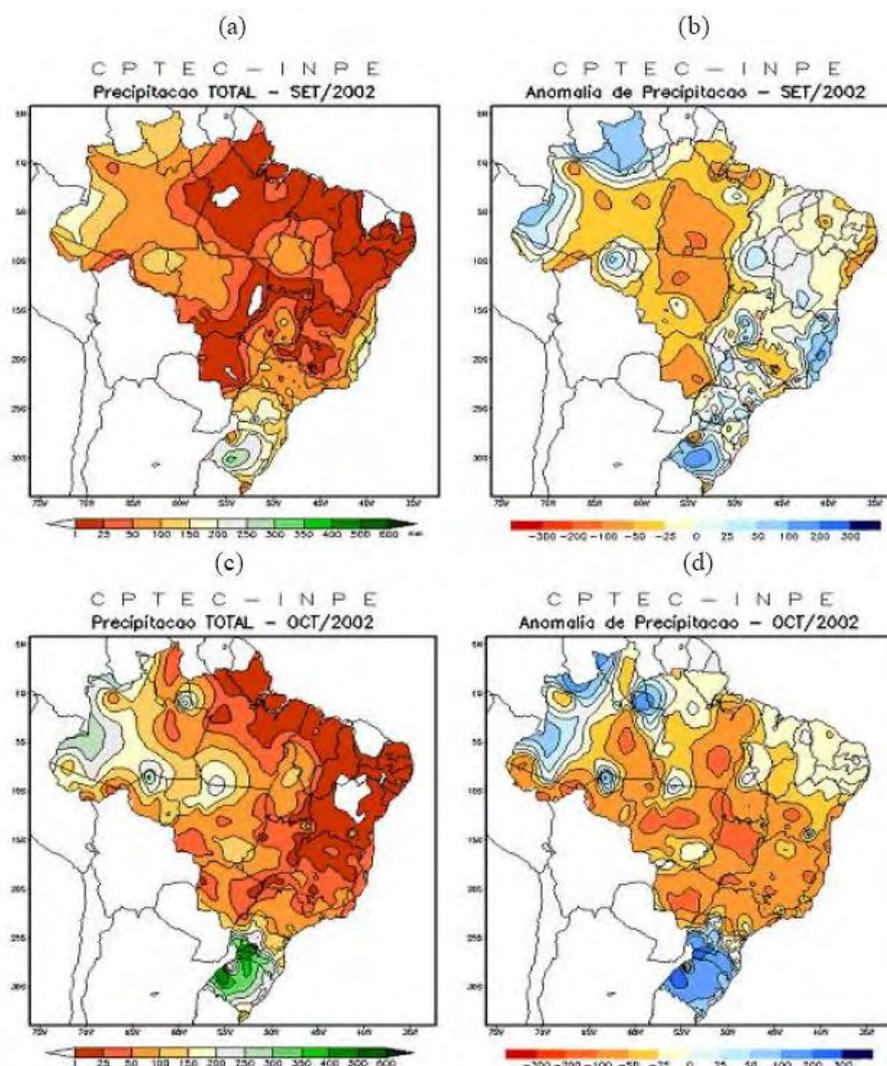


Figura 3.3 - Precipitação total mensal e anomalia para setembro (respectivamente "a" e "c") e outubro (respectivamente "b" e "d") de 2002.

Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE) (2009a).

### 3.1.2.1 Balão Cativo

O balão cativo possibilita uma observação detalhada da CLN até uma altura de aproximadamente 500 m, por realizar medidas com resolução vertical de 10 m. Os perfis foram obtidos pelo Sistema de Aquisição de Dados Atmosférico (ADAS - "Atmospheric Data Acquisition System") da A. I. R. Inc. (EUA) que coletou informações sobre temperatura do ar seco e úmido (com ventilação forçada) com resolução de 0,1° C, pressão atmosférica (barômetro aneróide) em uma



Figura 3.4 - Lançamento de Radiossonda, instrumento de SODAR e Balão Cativo na pastagem.

Fonte: LBA/RaCCI (2002).

resolução de 0,1 hPa, velocidade (anemômetro de conchas),  $0,1 \text{ m s}^{-1}$ , e direção (bússola magnética) do vento. Houve 61 içamentos de BC, que foram operados na fazenda Nossa Senhora Aparecida no período de 20 a 30 de outubro nos horários de 18, 19, 20, 21, 22, 23, 00, 01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09 e 10 hora local (HL).

### 3.1.2.2 Estação Meteorológica Automática

Utilizou-se uma Estação Meteorológica Automática (EMA) para as medidas dos elementos meteorológicos de superfície, as quais eram realizadas a cada minuto, com: fluxo de radiação solar incidente e saldo de radiação, fluxo de calor conduzido ao solo, temperaturas do ar (bulbo úmido e seco, com ventilação forçada), velocidade e direção do vento, umidade relativa e precipitação. A EMA estava situada a cerca de 200 m de distância do local de lançamento das radiossondas e do balão cativo, coletando dados no período de 16 de setembro a 5 de novembro de 2002.

### 3.1.2.3 Radiossonda

As radiossondas (RS) utilizadas foram do modelo Digicora (MW12) da Vaisala (Finlândia). O sistema de radiossondagem utilizou a sonda as RS80-15G, que coletou informação de temperatura de ar com resolução de  $0,1^{\circ} \text{ C}$  (termistor TERMOCAP), umidade relativa através de um capacitor eletrônico de carbono (HUMICAP) com resolução de 1%, pressão atmosférica (BAROCAP) com re-

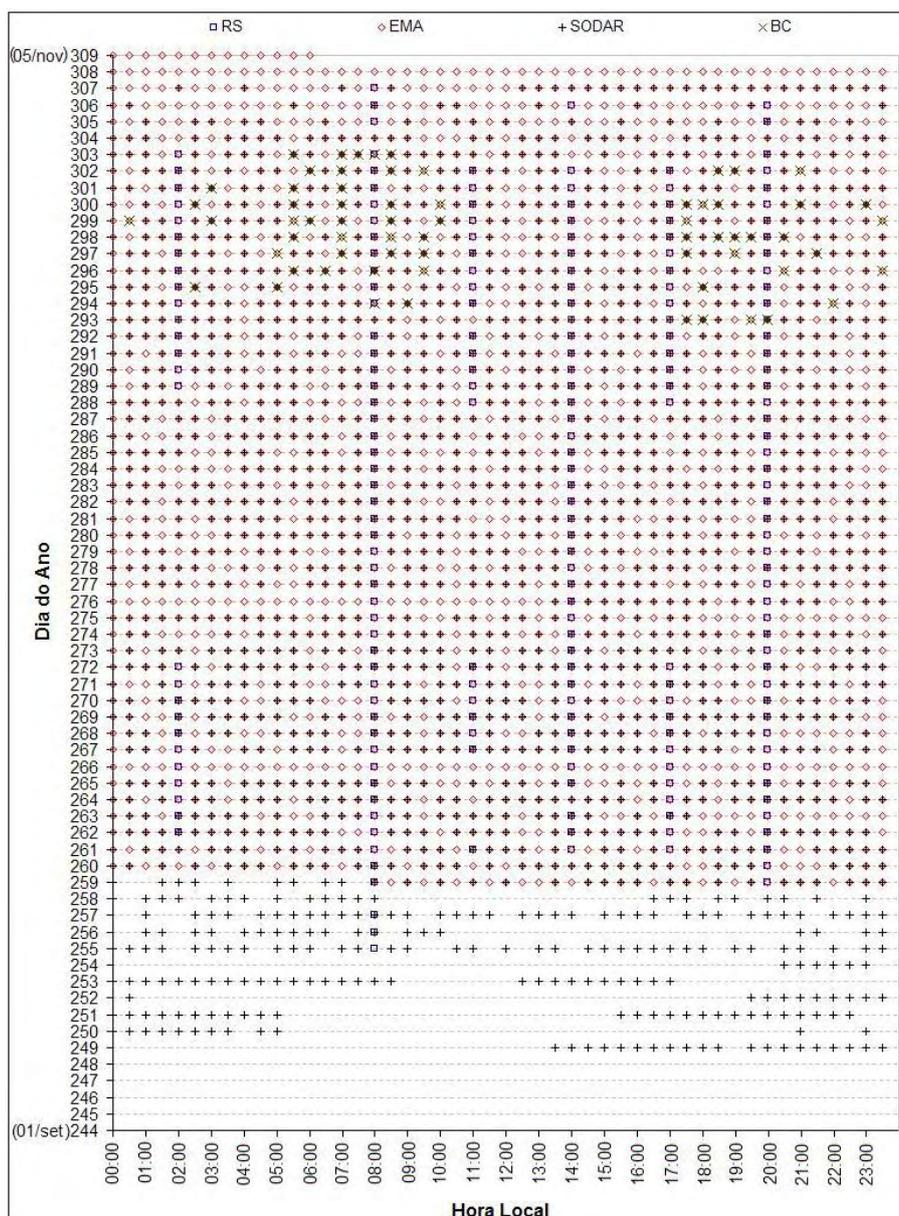


Figura 3.5 - Dados disponíveis pelos instrumentos de radiossonda (RS), estação meteorológica automática (EMA), SODAR e balão cativo (BC) no experimento LBA/Racci (2002).

solução de 0,1 hPa. Os ventos (velocidade e direção) foram medidos por um sistema de posicionamento global (GPS), com freqüência de transmissão de dados entre 400 e 406 MHz. Os lançamentos ocorreram em seis horários distintos (02, 08, 11, 14, 17 e 20 HL); entretanto, serão utilizadas neste estudo apenas as sondagens das 20, 02 e 08 HL, por caracterizarem a CLN.

### 3.1.2.4 SODAR

O sodar instalado na pastagem é da marca REMTECH (França), do modelo PA2, com alcance máximo de 1500 m de altura. O equipamento é monoestático e funciona com uma potência de 10 W e frequência aproximada de 2 kHz, e a antena emissora/receptora tem uma área de 1,96 m<sup>2</sup>. Em sua operação foram obtidos perfis, estimados pelo software da REMTECH, de velocidade e direção do vento, velocidade vertical, desvio padrão das componentes zonal, meridional e vertical, função de estrutura de turbulência (CT<sup>2</sup>) a cada 30 minutos com espaçamento vertical de 50 m. As resoluções das medidas de vento foram de 0,2 m s<sup>-1</sup> para a velocidade e 3° na direção horizontal, enquanto na vertical o instrumento tem uma precisão de 0,5 m s<sup>-1</sup>. Além desses perfis, o software também fornece uma estimativa da altura da inversão térmica e uma classificação de estabilidade termodinâmica. Sua operação foi praticamente contínua desde 6 de setembro até 3 novembro de 2002.

## 3.2 Metodologia

O estudo foi feito através de análises de observações da CLN realizadas durante o experimento RaCCI/LBA, com o intuito de verificar as características da CLN e a sua erosão, e a possível ocorrência de JN na CLN.

### 3.2.1 Características médias

Analisaram-se detalhadamente os perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ ), umidade específica ( $q$ ) e das variáveis medidas à superfície, para avaliar a evolução temporal da CLN desde a sua formação próximo ao por-do-sol e seu desenvolvimento, bem como sua erosão, após o nascer-do-sol.

Os perfis verticais de  $\theta$  e  $q$  foram interpolados em intervalos de 10 m para os dados de balão cativo e agrupados de acordo com o horário do perfil. Serão então calculados os perfis médios para cada horário, sendo que as características médias da CLN serão determinadas a partir destes perfis.

As características observadas: altura da CLN ( $h_i$ ) - definida como a altura na qual o gradiente de  $\theta$  é nulo ou menor que 0,01 K m<sup>-1</sup> (valor determinado em função da precisão das medidas de temperatura da série de dados);  $\theta_{h_i}$  como a temperatura no topo da camada, isto é a temperatura na altura  $h_i$ . A

diferença entre  $\theta_{hi}$  e  $\theta_s$ , onde o subscrito "s" significa superfície, determina a descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ). A intensidade térmica, dada em  $K m^{-1}$ , é igual à  $\Delta\theta$  dividida pela espessura da camada (isto é,  $\Delta\theta/hi$ ). Por fim, a velocidade do vento ( $V$ ) na altura da CLN.

Uma outra abordagem do cálculo de altura da CLN foi a determinação da altura do vento máximo obtido pelo SODAR. Este método de observação foi sugerido por [Stull \(1988\)](#), devido ao fato que o SODAR calcula a CM (ou CR durante a noite) segundo [Silva \(2005\)](#).

### 3.2.2 Erosão da CLN

A análise da destruição da CLN (erosão), que ocorre após o nascer do Sol com o aquecimento da superfície erodindo a inversão térmica noturna, deu-se através da verificação dos horários em que ocorre a quebra da inversão térmica noturna, no momento em que a mistura convectiva começa a se desenvolver. Utilizando o método gráfico, no qual a altura ( $h_c$ ) da CLN durante a erosão é determinada pelo ponto de intersecção entre o perfil com características noturnas (próximo de 07HL) e o primeiro perfil diurno (entre 08 HL e 08:30 HL) - no qual uma rasa mistura convectiva já pode ser identificada - como esquematizado na Figura 3.6.

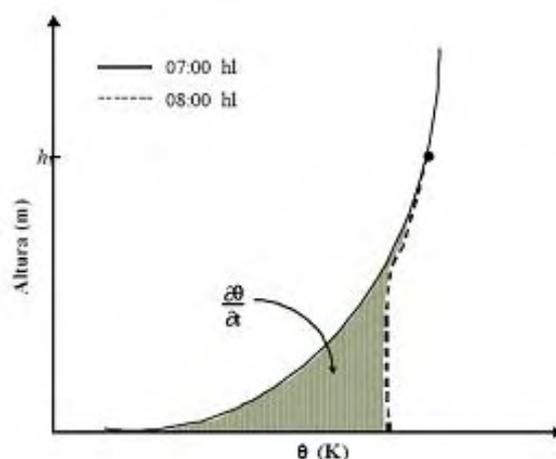


Figura 3.6 - Esquema dos perfis de temperatura potencial nos horários de 07 e 08 HL. A área hachuriada representa o aquecimento da camada.  
Fonte: Adaptado de [Fisch \(1995\)](#).

Então, a análise da erosão ocorreu a partir do horário do nascer do Sol (Tabela 3.2) até o cruzamento do fluxo de calor sensível da superfície (do negativo ao positivo), determinando assim, o tempo em que a erosão da CLN se iniciou.

Tabela 3.2 - Nascer e ocaso do Sol, em hora local, no período de 20 a 30/10/2002, na área de pastagem da Fz. Nossa Senhora Aparecida.

Dia	Nascer	Ocaso
20	05h43m	17h05m
21	05h42m	17h05m
22	05h42m	17h05m
23	05h41m	17h06m
24	05h41m	17h06m
25	05h41m	17h06m
26	05h40m	17h06m
27	05h40m	17h06m
28	05h39m	17h06m
29	05h39m	17h07m
30	05h39m	17h07m

O aquecimento da CLN ( $\partial\theta/\partial t$ ) foi calculado segundo a metodologia usada por Vernekar et al. (1993), Fisch (1995) e Santos (2005b), a saber:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'\theta'}) + \overline{F}. \quad (3.1)$$

É representada pelo fluxo de energia liberado ( $\overline{w'\theta'}$ ) e a fonte de calor para o aquecimento da camada ( $\overline{F}$ ). Nestas análises, em particular, os processos fonte/sorvedouro são os transportes advectivos, sendo a contribuição do termo radiativo desprezada, já que tem pouca influência no balanço geral. Integrando a equação 3.1 desde a superfície até a altura h e fazendo a discretização dos termos, obtém-se:

$$\sum_{i=0}^h \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta z_i = (\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_b + \overline{F} \Delta z, \quad (3.2)$$

admite-se que os subscritos s e b são referentes aos fluxos de energia em

superfície e no topo da camada (associado ao entranhamento), respectivamente. Assume-se então que o fluxo de entranhamento  $(\overline{w'\theta'})_b$  seja nulo, devido à forte inversão térmica próximo à superfície, e a equação 3.2 transforma-se em:

$$\sum_{i=0}^h (\theta(08hl) - \theta(07hl)) \Delta z_i = (\overline{w'\theta'})_s + \overline{F} \Delta z \Delta t. \quad (3.3)$$

### 3.2.3 Análise dos perfis de vento

Os perfis de vento foram analisados para determinar as características da turbulência noturna (crescimento e decaimento). Utilizaram-se dois métodos para identificar os diferentes modos de regimes de estabilidade da CLN: o número de Richardson Gradiente (eq. 3.4) e o parâmetro de Monin-Obukhov (eq. 3.5). O primeiro é um importante indicador adimensional da estabilidade, muito usado para verificação de características da CLA, que representa a relação entre a produção de turbulência pelo empuxo térmico e pelo cisalhamento mecânico (ARYA, 2001).

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right|^{-2}, \quad (3.4)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,8 \text{ m s}^{-2}$ ),  $\overline{T}$  é a temperatura média da camada;  $\partial \theta$  é a variação da temperatura potencial;  $\partial z$  a variação da altura; e  $\partial V$  a variação vertical da velocidade do vento. O termo  $g/\overline{T}$  é conhecido como o parâmetro de flutuabilidade. A vantagem deste método é que ele possui gradientes de quantidades médias facilmente mensuráveis, sendo que  $Ri > 0$  representa uma estratificação estável;  $Ri = 0$  uma representação neutra; e  $Ri < 0$  uma estratificação instável. Estudos teóricos e de laboratório sugerem um valor crítico do número de Richardson igual a 0,25, acima do qual o escoamento turbulento torna-se laminar (ARYA, 2001).

O parâmetro de Monin-Obukhov ( $\zeta$ ), é um melhor indicador de estabilidade, devido à inclusão de um termo de fricção causada pela rugosidade. O parâmetro  $\zeta$  é determinado a partir de variáveis de escala da camada próxima da superfície (ou seja, a partir de variáveis de escala da Camada Limite Superficial), a saber:

$$\zeta = \frac{z}{L} = \frac{z}{-u_*^3/k \left(\frac{g}{T_o}\right) \left(\frac{H_o}{\rho C_p}\right)} = \frac{\left(\frac{g}{T_o}\right) (\overline{w'\theta'})_s}{\frac{-u_*^3}{kz}}, \quad (3.5)$$

onde  $u_*$  é a velocidade de fricção,  $k$  a constante de Von Karman ( $\approx 0,4$ ) e  $(\overline{w'\theta'})_s$  o fluxo de calor a superfície. Considerando a estabilidade próxima à superfície, esse parâmetro possui mais utilidade do que  $Ri$ , tendo  $L$  (comprimento de Obukhov) como constante através da CLS. Portanto, pode-se considerar os seguintes critérios de estabilidade, baseados no sinal de  $\zeta$  a saber:  $\zeta > 0$ , estabilidade;  $\zeta = 0$ , neutralidade; e  $\zeta < 0$ , instabilidade.

Foi adotada a metodologia proposta por [Mahrt et al. \(1998\)](#) e utilizada por [Santos \(2005b\)](#) para a análise do parâmetro  $\zeta$ , considerando a dependência da CLN que identifica os regimes de estabilidade da seguinte maneira:

- a) Durante o Regime Pouco Estável (RPE) - no qual,  $0 < z/L \leq \epsilon_1$  - o fluxo negativo de calor aumenta (em valor absoluto) à medida que  $z/L$  aumenta, sendo  $\epsilon_1$  o limite máximo do parâmetro de estabilidade neste regime.
- b) No Regime de Transição (RT) - em que  $\epsilon_1 < z/L \leq \epsilon_2$  - o fluxo de calor experimenta uma oscilação brusca, decrescendo e aumentando (em valor absoluto) rapidamente, à medida que  $z/L$  aumenta, até atingir um segundo máximo. Neste estágio é comum verificar períodos de intermitência.
- c) E para o Regime muito estável (RME) -  $z/L > \epsilon_2$  - após o breve período de oscilação, o fluxo de calor volta a decrescer (em valor absoluto), desta vez lenta e continuamente, tendendo a zero, até a situação em que  $z/L$  voltar a apresentar valores típicos da fase instável.

A constante  $\epsilon$  representa o valor de  $\zeta$  no qual se observa um máximo valor de fluxo de calor negativo.

A partir da análise de  $\zeta$  e de  $Ri$ , pode-se então observar o nível de acoplamento entre a superfície e a CLN.

Foi também realizada uma análise dos perfis obtidos a partir das radiossondas para verificar a ocorrência de Jatos Noturnos (JN), caso tenha ocorrido durante o período. O JN tem sido um assunto de pesquisa em todo o mundo: América do Sul (CARNEIRO, 2005), América do Norte (ARRITT et al., 1997), África (KELBE, 1988), Oceania (KEENAN et al., 1989) e Ásia (TAO; CHEN, 1987).

A definição dos JN é de uma estreita corrente de ar, movendo-se rapidamente, com máximos na velocidade do vento entre aproximadamente 10 a 20 m s<sup>-1</sup>, e em geral localizados de 100 a 300 m acima da superfície (STULL, 1988). Um jato da camada limite é assim denominado quando esta corrente de jato ocorre nos primeiros 1 - 2 km acima da superfície (SANTOS, 2005b). Apesar de outros estudos utilizarem vários outros critérios, limitando a velocidade do vento e a altura, neste trabalho adotou-se os mesmos que Andreas et al. (2000) e Santos (2005b), onde o JN ocorre sempre que houver um perfil característico que apresente um máximo local de vento maior ou igual a 5 m s<sup>-1</sup>, ocorrendo nos primeiros 1000 m a partir da superfície, e que tenha pelo menos um cisalhamento de 1,5 s<sup>-1</sup> tanto para níveis acima, como abaixo do jato.

A verificação dos JNs se deu com a análise de 132 perfis de vento obtidos pelas radiossondas, durante o período noturno, observando a ocorrência de máximos na velocidade do vento e no cisalhamento do vento. Analisaram-se as direções predominantes destes máximos, identificando os regimes de vento.

### **3.2.4 Comparação dos dados**

Por fim, foi feita uma comparação entre os dados coletados pelo balão cativo, radiossonda e SODAR, com o objetivo de estimar a evolução da CLN. Visa-se também verificar melhor o comportamento da CLN antes, durante e depois da ocorrência de chuvas locais e também de características da CLN com melhor precisão.

As comparações compreenderam as análises das temperaturas potenciais ( $\theta$ ), umidade específica ( $q$ ), estimativa da altura da CLN, inversão térmica ( $\partial\theta/\partial z$ ) e componentes do vento ( $V$  e  $D$ ).

## 4 RESULTADOS

### 4.1 Análise das características médias da CLN

#### 4.1.1 Análise de 20 a 30 de outubro

A seguir, serão apresentados os resultados das principais características da CLN para a região de pastagem durante um período de 11 dias, de 20 a 30 de outubro, do experimento RaCCI/LBA. Esse curto período de outubro foi analisado pelos içamentos do Balão Cativo que ocorreram nesse período fornecendo um maior detalhamento da atmosfera e possibilitando assim uma melhor análise.

##### 4.1.1.1 Estação Meteorológica Automática

Os ciclos médios na superfície durante o período de 20 a 30 de outubro de 2002, podem ser vistos na Figura 4.1. As análises desses ciclos são representadas pelas características médias horárias da temperatura potencial ( $\theta_s$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade do vento ( $V$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ) e a precipitação total horária.

A temperatura do ar (Figura 4.1) teve um comportamento clássico, com o valor mínimo pouco antes do nascer do Sol com  $22,6 \pm 0,6$  °C (05 HL) e máximo entre 12 e 13 HL ( $33,6 \pm 1,9$  °C), com uma amplitude diária de 11,0 °C. No período noturno, das 18 às 05 HL, houve um resfriamento médio de  $0,5$  °C  $h^{-1}$ . A partir das 05 HL, ocorreu um aquecimento das até às 06 HL de  $1,0$  °C  $h^{-1}$ . A umidade específica apresentou um pequeno decréscimo no período noturno (média de  $-0,1$  g  $kg^{-1}$   $h^{-1}$ ), provavelmente devido à formação de orvalho. Um fato interessante é o acréscimo de vapor d'água no intervalo das 5 HL às 7 HL, devido ao nascer do Sol, que provoca o início da evaporação. O valor médio da umidade específica nesse período foi de  $18,3 \pm 0,8$  g  $kg^{-1}$ .

A velocidade do vento atingiu seus valores máximos à tarde (velocidade de  $2,3 \pm 1,4$  m  $s^{-1}$  às 13 HL) e mínimos à noite (velocidade de  $0,4 \pm 0,5$  m  $s^{-1}$  às 5 HL). Entretanto, há uma grande variabilidade deste elemento climático ao longo do dia, demonstrado pelo desvio-padrão.

O saldo de radiação máximo foi observado às 10 HL com  $700,5 \pm 368,1$  W  $m^{-2}$ , sendo que a ocorrência de precipitação e nebulosidade alteram o

comportamento da curva entre 10 e 16 HL. A perturbação da média no início do período diurno é caracterizada por desvios padrões crescentes até o meio dia (12 HL) que apresentou uma radiação de  $622,0 \pm 495,0 \text{ W m}^{-2}$ . Entretanto, das 13 as 16 HL, os desvios padrões caem bruscamente mostrando um padrão e indicando que a precipitação nesses horários foi maior devido à menor radiação que atingiu a superfície nesses horários (aproximadamente  $508,7 \pm 205,5 \text{ W m}^{-2}$ ). No início do período noturno, entre 17 e 18 HL, também ocorreram alterações consideráveis de  $-4,3 \pm 58,2 \text{ W m}^{-2}$  e  $-46,8 \pm 24,1 \text{ W m}^{-2}$ , pelos mesmos motivos da variação no período da tarde. No resto da noite (18 às 06 HL) o Rn foi quase constante das 21 às 05 HL com um valor típico de  $-32,2 \text{ W m}^{-2}$ . A precipitação predominante de origem convectiva ocorreu durante o período vespertino (13 à 18 HL), com traços de precipitação à noite (entre 1 e 2 HL e entre 5 e 6 HL). A maior quantidade de água precipitada ocorreu às 14 HL do dia 20/10, com 24,2 mm de um total de 47,0 mm no período de análise (20 a 30 de outubro). A Figura 4.1 apresenta também o número de eventos (dia) de ocorrência de precipitações e nota-se que a precipitação foi uma variável irregular nesse período de 11 dias.

#### **4.1.1.2 Balão Cativo**

Para as análises com o BC, foram utilizados 50 perfis obtidos a partir dos içamentos, dos quais 41 foram usados na estimativa da CLN e na determinação de suas características. Os dados apresentados na Tabela 4.1 são os valores mais expressivos que tiveram mais de 4 içamentos, entretanto, os demais foram utilizados nas análises das médias gerais. Com relação à variável vento, o número de içamentos foi reduzido para 18, por causa de falhas nas medições: em alguns momentos o instrumento (anemômetro de concha) se enroscava no cabo de içamento, resultando em velocidades de  $0,0 \text{ m s}^{-1}$  em altos níveis.

Pode-se ainda observar, que a CLN iniciou com uma média de  $95,2 \pm 32,2 \text{ m}$  (às 18 HL), aumentando sua espessura até um valor de  $247,2 \pm 78,3 \text{ m}$  no início da manhã seguinte (às 8 HL). Nota-se claramente um crescimento bem acentuado entre 17 e 18 HL, atingindo 95 m e intensificando-se ao longo da noite. Entre 05 e 08 HL, a CLN aumenta pouco (70,7 m) em 3 horas aproximadamente. A maior altura observada foi no dia 27, às 8 HL, alcançando 329,0 m. Neste dia foram observadas apenas poucas células convectivas na área, sendo considerado uma noite de céu limpo e, por conseguinte, de desenvolvimento clássico.

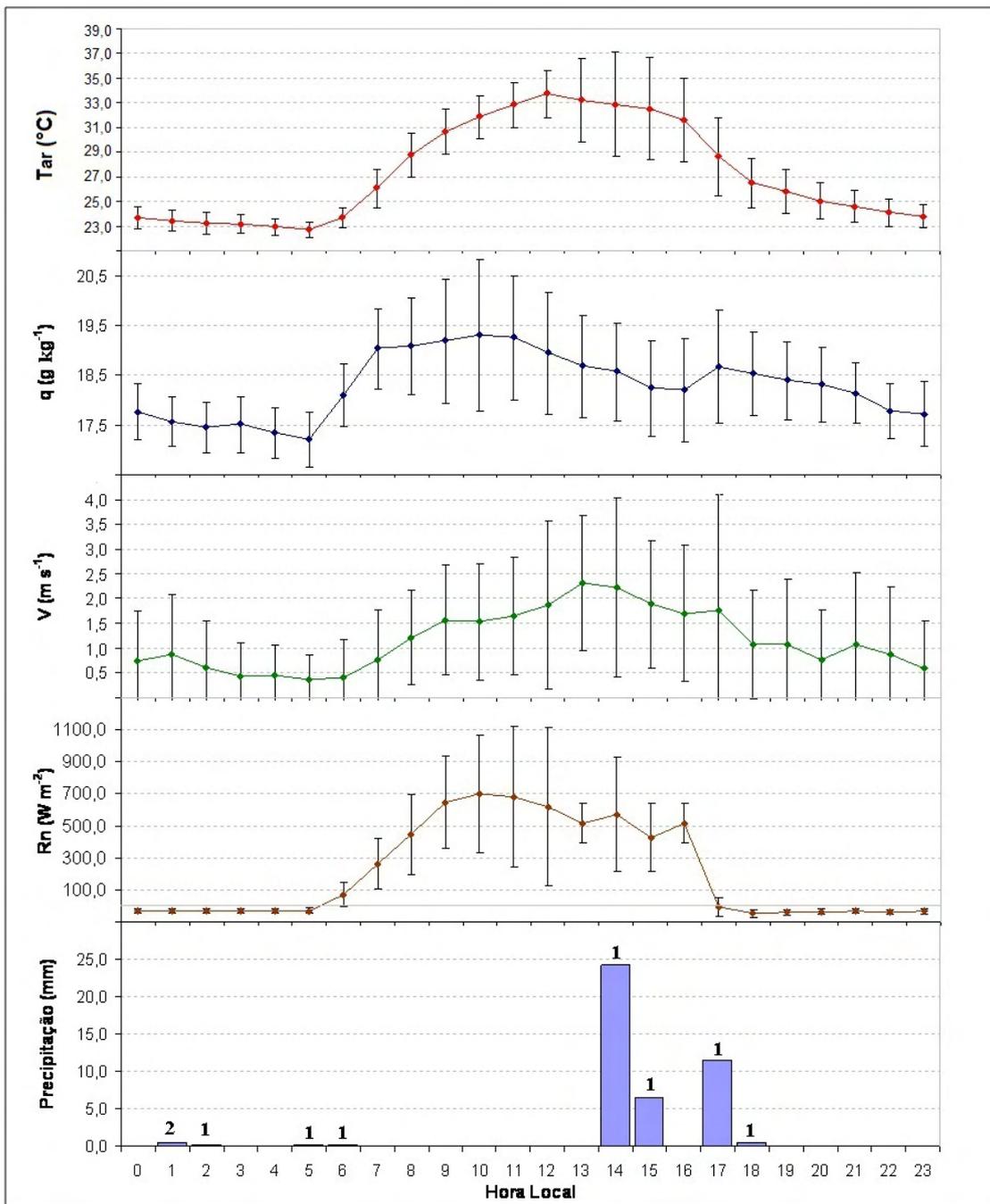


Figura 4.1 - Ciclos diários médios da temperatura do ar (Tar), umidade específica (q), velocidade do vento (V), saldo de radiação (Rn) e precipitação total obtidos com a EMA, no período de 20 a 30 de outubro de 2002.

Os resultados obtidos com o BC foram comparados com os obtidos por Santos (2005b), que analisou dados (Tabela 2.4) obtidos em experimentos feitos em

Tabela 4.1 - Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $l$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade do vento ( $V$ ).

Hora Local	N° perfis	$h_i$ (m)	$\theta_{hi}$ (K)	$q$ ( $\text{g kg}^{-1}$ )	$\Delta\theta$ (K)	$l$ ( $\text{K km}^{-1}$ )	$\theta_s$ (K)	$V$ ( $\text{m s}^{-1}$ )
18:00	5	95,2 ± 32,2	301,6	16,2	1,8	19,9	299,8	2,6
19:00	4	114,3 ± 18,5	302,3	16,5	2,8	25,2	299,5	4,8
5:00	7	176,5 ± 38,4	297,5	15,3	3,3	18,5	294,3	2,7
7:00	5	217,4 ± 60,7	300,2	15,9	2,6	11,0	297,6	3,6
8:00	8	247,2 ± 78,3	300,9	16,3	0,7	3,0	300,1	3,3

períodos seco (RBLE3) e úmido (WetAMC-LBA), e com Fisch (1995), que investigou dados (Tabela 2.3) obtidos em períodos secos de diferentes épocas (RBLE2 e RBLE3). Embora os estudos de Fisch (1995) e Santos (2005b) tenham sido para os sítios de floresta e de pastagem na região de Rondônia, este estudo está se concentrando somente na pastagem.

As alturas da CLN apresentadas na Tabela 4.1 tiveram maior semelhança com as alturas da época seca definida por Fisch (1995), principalmente com os dados do experimento RBLE3: os dados do RaCCI mostram uma diferença de +25,2 m no início da noite (18 HL), ao passo que, antes do nascer do Sol (5 HL), apresenta uma diferença de -53,5 m.

Entre as temperaturas observadas no topo da camada ( $\theta_{hi}$ ), o valor das 19 HL (302,3 K) foi o maior encontrado, provavelmente ainda pelo efeito da radiação solar. As energias do saldo de radiação foram bastante intensas durante o período diurno, o que gerou maior liberação de energia para a atmosfera da superfície durante a noite. Para todo o período, a temperatura no topo da camada foi de -5,3 K (mais fria) em relação média da estação seca, comparação feita tanto com os dados de Fisch (1995), quanto com os de Santos (2005b), e -1,5 K (também mais fria) da estação úmida. Já a menor temperatura foi às 23 HL (296,7 K), também obtida a partir de dois içamentos, que apresentou algumas células de nebulosidade com desenvolvimento profundo no dia 23/10, mas sem precipitação, e o dia 26/10 já apresentou séries de temperatura mais esperadas para o período. A inversão térmica foi mais forte às 00 HL (com 34,8  $\text{K km}^{-1}$ ), indicando uma grande estabilidade da CLN nesse horário. A inversão na

transição ( $20,5 \text{ K km}^{-1}$ ), com relação às pesquisas de Santos (2005b), constatou uma inversão de menor ordem com a época seca ( $37,2 \text{ K km}^{-1}$ ), enquanto que com a época úmida ( $12,1 \text{ K km}^{-1}$ ) foi maior, representando uma real transição determinada pela estabilidade. A tendência horária é de iniciar a formação da CLN com valores de inversão próximos da época seca (18 HL) e terminar (8 HL) próxima à úmida.

Na Figura 4.2a estão expostas as taxas de aquecimento/resfriamento da superfície, onde se observa um máximo de resfriamento ocorrendo às 22 HL ( $-3,4 \text{ K h}^{-1}$ ) e o aparecimento de aquecimento ainda durante a noite, às 21 HL ( $2,0 \text{ K h}^{-1}$ ), ocorrendo tal variação brusca devido a diferença existente no número de içamentos (ver Tabela 4.1). Com o nascer do Sol ocorrendo em média as 5:40 HL, nota-se, exceto nos horários de grandes variações, que há uma tendência fraca de aquecimento após o nascer do sol, provavelmente caracterizada pela ocorrência de precipitação total de 0,2 mm nos horários de 6 e 7 HL, no período de 20 a 30 de outubro. Na Figura 4.2b, que apresenta o vento médio, a velocidade do vento variou entre  $1,7 \text{ m s}^{-1}$  (2 HL) e  $4,8 \text{ m s}^{-1}$  (0 HL), com as maiores velocidades desde o início da noite (18-0 HL). O fluxo de calor sensível, Figura 4.2c, mostrou uma inversão somente após às 06 HL, indicando um atraso de aproximadamente uma hora para iniciar o aquecimento da superfície.

Na Figura 4.3 é possível observar que a obtenção da altura da CLN é algo de grande dificuldade, tendo em vista que Fisch (1995) e Santos (2005b) encontraram resultados distintos para o RBLE3. Vale salientar que eles utilizaram métodos diferentes. Ao utilizar  $\theta_v$  no lugar de  $\theta$ , Fisch (1995) apresentou uma diferença dos valores de Santos (2005b) de aproximadamente 20% ao analisarem pelo gradiente térmico. No geral, comparando as alturas da CLN, pode-se ver que, nesse período (estação de transição), houve uma maior semelhança com a estação seca, mas o desenvolvimento no fim da noite (5-8 HL) é menor que o registrado para todas as observações da estação seca. Outra característica interessante nas médias horárias é que a época da transição apresentou um comportamento mais estável durante toda a noite, já que se nota uma tendência de desenvolvimento para a época seca e decrescente para a úmida, disposição mais estável das alturas, já que não variam tanto durante a noite.

#### a) **Análise do balão cativo com 2 sensores**

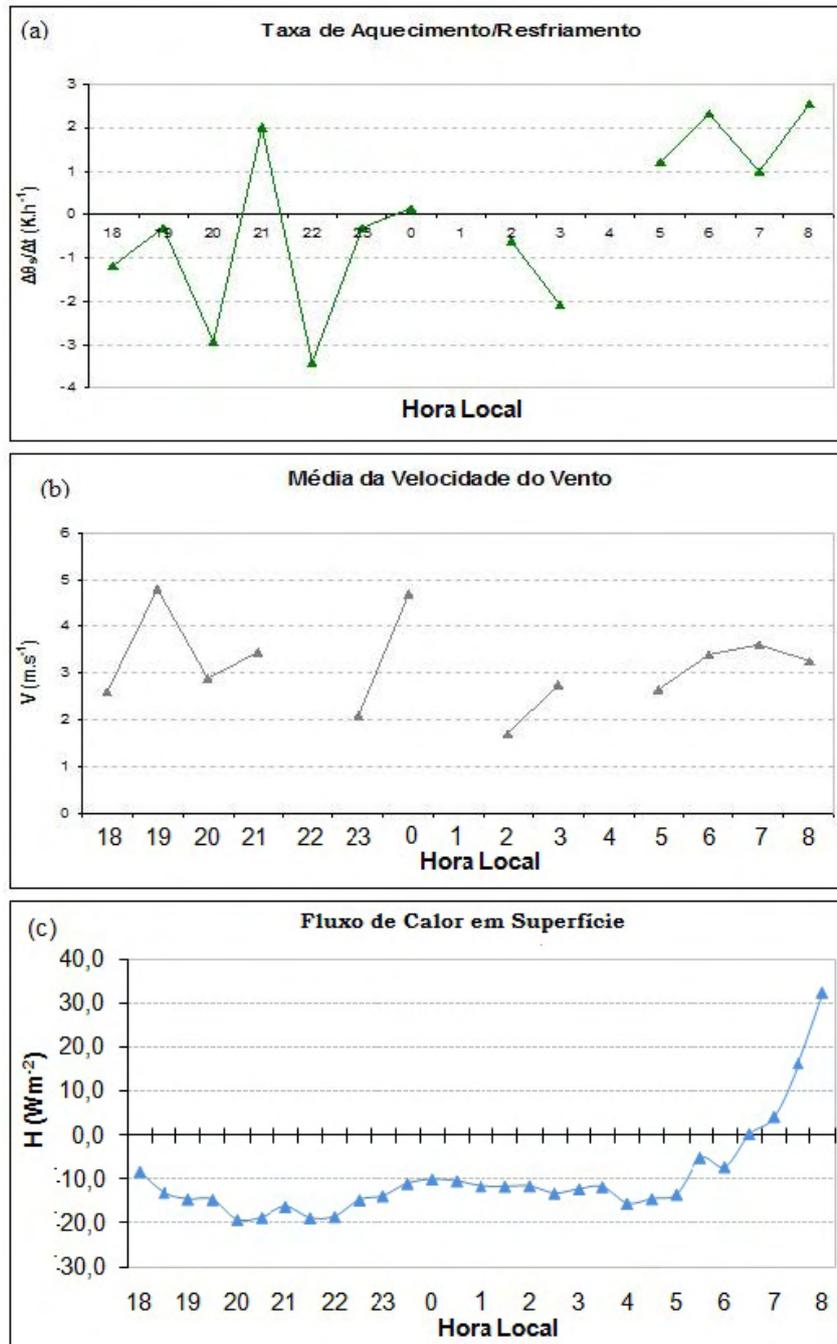


Figura 4.2 - (a) Taxa média diária de aquecimento/resfriamento de superfície, (b) média diária da velocidade do vento e (c) fluxo de calor sensível durante o experimento RACCI/LBA 2002.

Outra análise realizada com os dados obtidos pelos içamentos do balão cativo foi a interpretação de perfis de temperatura, umidade e ventos (velocidade e

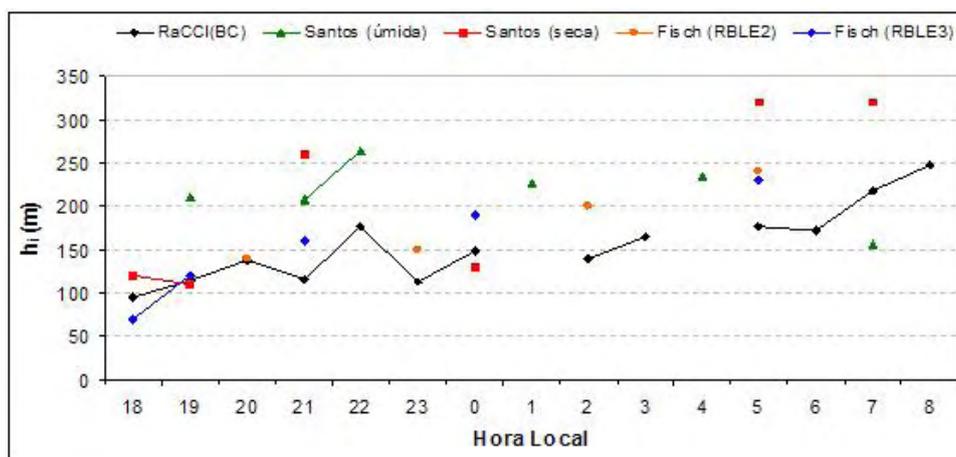


Figura 4.3 - Comparação das Alturas da CLN obtidas no período de transição do experimento RaCCI/LBA (RaCCI(BC)), com os experimentos estudados por Santos (2005b): RBLE3 (Santos (seca)) e WetAMC-LBA (Santos (úmida)) e por Fisch (1995): RBLE2 (Fisch (RBLE2)) e RBLE3 (Fisch (RBLE3)).

direção), utilizando-se dois sensores acoplados ao mesmo balão (Figura 4.4). Essa verificação da diferença entre os instrumentos no mesmo balão teve a intenção de analisar a capacidade desse método de obter uma melhor resolução vertical e de ter medidas instantâneas do gradiente vertical. Na Tabela 4.2 são mostradas as médias das diferenças, obtidas de 17 içamentos nos horários de 18, 19, 20, 06, 07 e 08 HL. A metodologia considerada foi a de determinar as diferença dos valores entre o instrumento superior e inferior, nesta ordem.

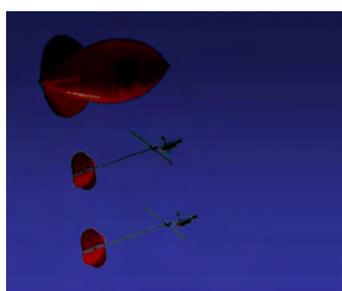


Figura 4.4 - Balão cativo com dois instrumentos acoplados.

As diferenças entre os sensores foram pequenas, sendo as médias positivas apenas no cálculo de  $\Delta q$ , indicando um acréscimo das características num tempo aproximado de 1 min. ( $0,4 \pm 0,9 \text{ g kg}^{-1}$ ). Já para os dados de temperatura

( $\Delta\theta$ ) e vento ( $\Delta V$  e  $\Delta D$ ) resultou em médias negativas, ou seja, um decréscimo de  $-0,4 \pm 1,5$  K,  $-0,6 \pm 1,2$  m s<sup>-1</sup> e  $-3,4 \pm 26,6^\circ$ , respectivamente. Ressalta-se a alta variabilidade dos dados, expressando uma variação maior que a resolução dos instrumentos, num curto espaço de tempo.

Além de se observar a ocorrência das maiores variações na média dos dados de direção do vento ( $-3,39 \pm 26,64^\circ$ ), também em caráter diário, observa-se na mesma característica uma maior distinção no dia 24/10 às 8 HL ( $-87,83 \pm 26,64^\circ$ ). Neste dia (24/10) ocorreu tanto a menor discrepância (7 HL), quanto a maior (8 HL) considerando todas as características (Figuras 4.5 e 4.6). O dia em questão foi de céu claro com desenvolvimento de alguns cúmulos rasos, mas foi constatado pelos boletins meteorológicos que houve ocorrência de queimada, o que pode ter causado essas alterações na atmosfera e feito os sensores captarem variações mais rápidas.

Tabela 4.2 - Média da variação das principais características nos içamentos com dois sensores nos balões cativos. Variação de temperatura potencial ( $\Delta\theta$ ), umidade específica ( $\Delta q$ ), velocidade ( $\Delta V$ ) e direção ( $\Delta D$ ) do vento. Dados do experimento RaCCI/LBA.

Dia	HL	$\Delta T$	$\Delta q$	$\Delta V$	$\Delta D$
20	18:00	0,2	0,4	-0,2	-19,1
23	06:00	-0,1	-0,6	-0,1	-5,9
24	07:00	-0,2	0,3	-4,4	0,9
24	08:00	-3,6	1,6	-1,7	-87,8
24	19:00	-	-	0,0	23,3
25	07:00	0,7	-0,4	-0,8	18,9
25	08:00	-	-	-0,7	4,9
25	19:00	-	-	-0,2	14,0
25	20:00	-	-	0,0	23,1
26	07:00	-	-	-0,6	2,7
27	07:00	-	-	0,1	-9,9
27	08:00	-0,4	-	-0,1	4,9
27	17:00	-	-	0,1	-10,3
27	18:00	0,5	1,4	-0,0	-10,2
28	07:00	-	-	-0,1	-0,3
Média		-0,4	0,4	-0,6	-3,4
DP		1,5	0,9	1,2	26,6

Analisando a altura da CLN através das diferenças entre os dois instrumentos (Figuras 4.5 a 4.8) há uma diferença de aproximadamente  $-1,0 \pm 9,7$  m entre eles, mas houve casos que chegaram a  $-22,0$  m como em 24/10 às 8 HL. Isso ocorre pela rápida variação das características atmosféricas, que se alteram em curto espaço de tempo. Apesar disso, a utilização de dois sensores possibilita uma maior certeza na obtenção das alturas da CLN, como no caso da única altura semelhante entre os instrumentos constatada no dia 27/10 às 8 HL (329,0 m), horas depois de uma precipitação de 0,2 mm que ocorreu às 6:30 do mesmo dia.

#### 4.1.1.3 Radiossonda

A radiossonda apesar de um ser um instrumento muito útil no estudo da CLN, até mesmo devido ao maior número de lançamentos em comparação com outros equipamentos (balão cativo e kytoon), não é o instrumento ideal para realizar análises da CLN devido à taxa de ascensão do balão ser muito rápida, e a espessura da camada ser aproximadamente de 200 a 300 m.

As medidas de RS possibilitaram as análises de 26 perfis noturnos. Foram analisados perfis de radiossondagem às 20 HL, representando o início das condições de estabilidade atmosférica, às 02 HL, representando as condições da atmosfera no meio do período noturno, e às 08 HL, para caracterizar a erosão da CLN e o início da formação da CLC.

Para comparação da CLN da RS foram utilizados os resultados obtidos por Fisch (1995) na estação seca - RBLE 2, por Rocha (2003) na estação úmida - no experimento TRMM/LBA, e por Silva (2005) para este mesmo experimento. 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 ( $d\theta/dz \cong 0$ ). Os dados do experimento RBLE3 e os resultados obtidos por Santos (2005b) não foram aproveitados nesta análise, pois as sondagens não foram realizadas nos mesmos horários que as demais.

Na Tabela 4.3 foram confrontadas as estimativas da altura da CLN com os trabalhos descritos acima. A diferença entre as alturas deste trabalho e aquelas obtidas por Silva (2005) é o intervalo do período analisado: onde neste trabalho

apresentam-se os valores no período de 20 a 30 de outubro, referente ao tempo de içamentos do BC, enquanto que [Silva \(2005\)](#) mostra todo o conjunto de dados do experimento LBA/RACCI (setembro e outubro de 2002). Confrontando a média das alturas nesse período com as obtidas para as estações seca ([FISCH, 1995](#)) e úmida ([ROCHA, 2003](#)), houve uma aproximação maior da altura com as alturas encontradas por [Fisch \(1995\)](#), apenas 43,9 m maior que a estação seca, o que diferiu do resultado obtido por [Silva \(2005\)](#) com os dados completos, que

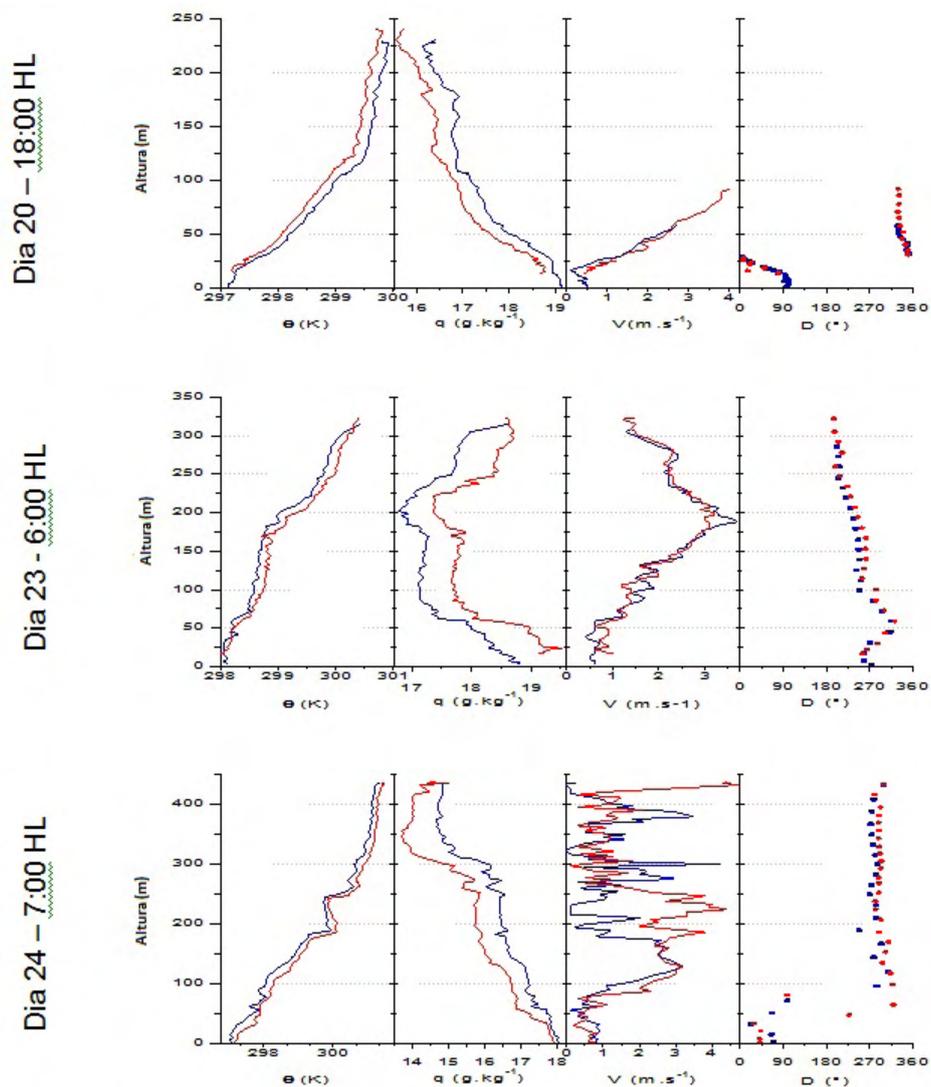
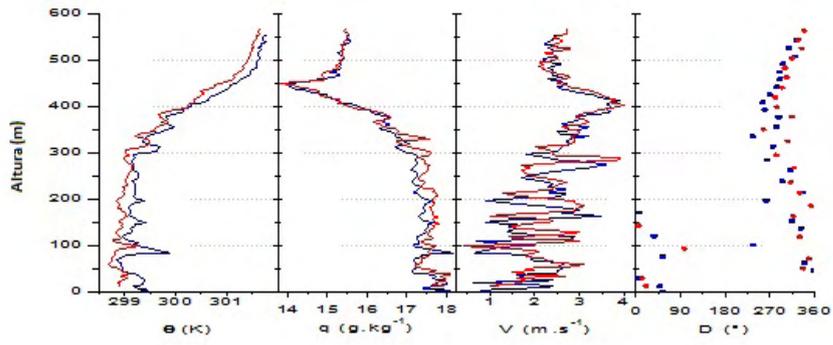
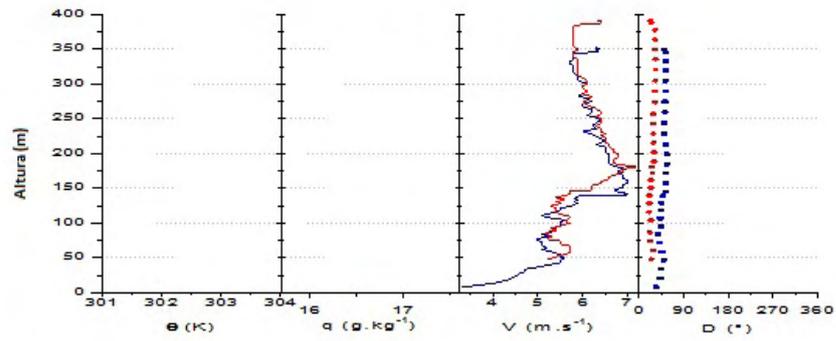


Figura 4.5 - Perfis dos instrumentos acoplados ao balão cativo: temperatura potencial ( $\theta$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento. O 1º instrumento (superior) é determinado pela linha azul e o 2º instrumento (inferior) pela vermelha.

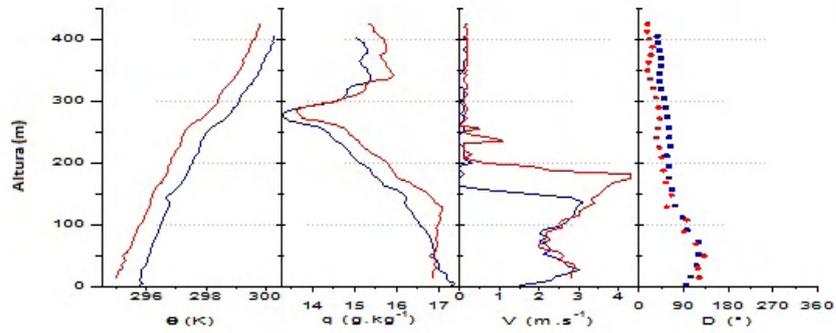
Dia 24 - 8:00 HL



Dia 24 - 19:00 HL



Dia 25 - 7:00 HL



Dia 25 - 8:00 HL

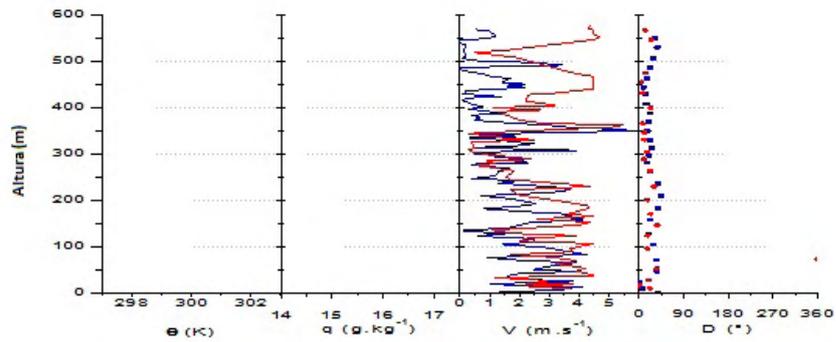
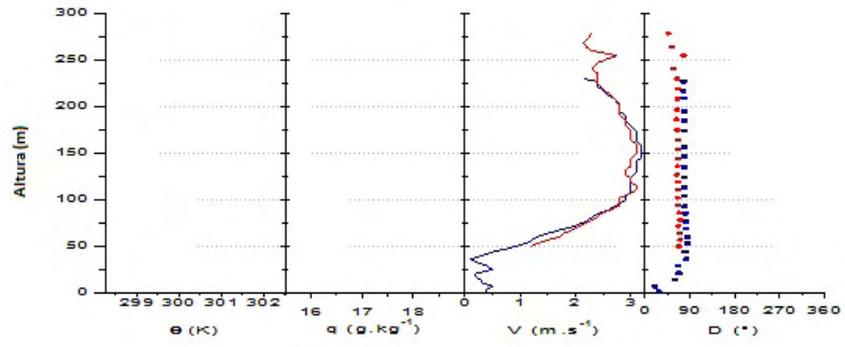
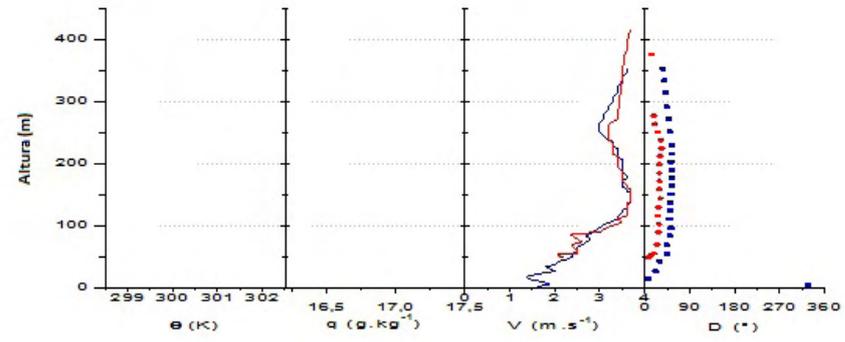


Figura 4.6 - Continuação da Figura 4.5

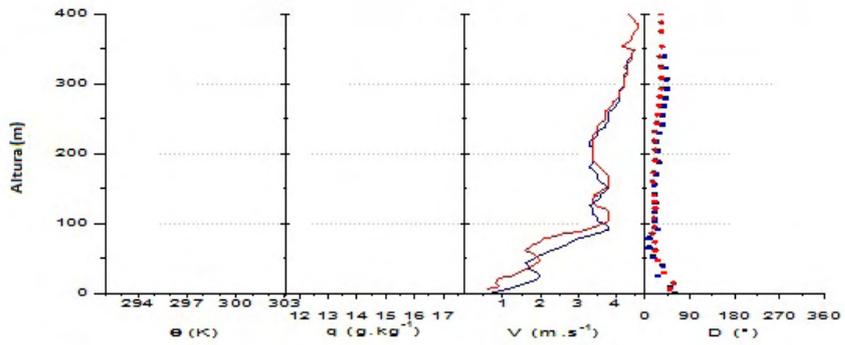
Dia 25 – 19:00 HL



Dia 25 – 20:00 HL



Dia 26 – 7:00 HL



Dia 27 - 7:00 HL

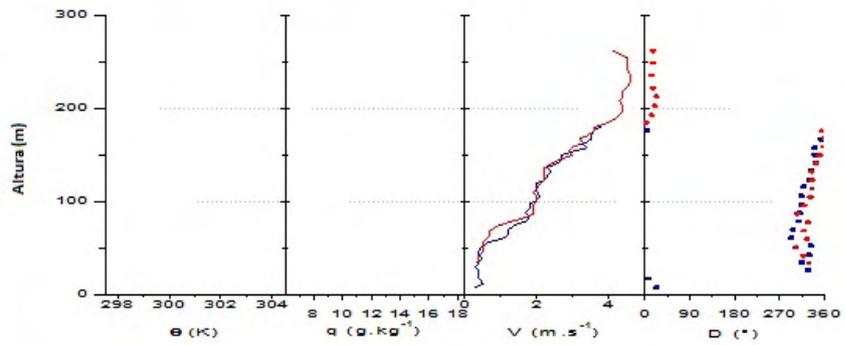
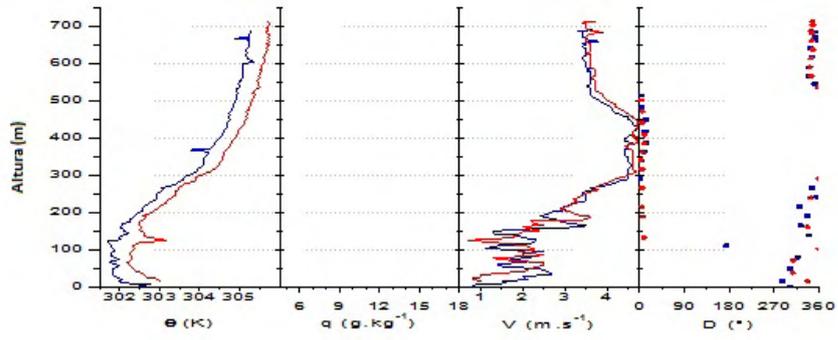
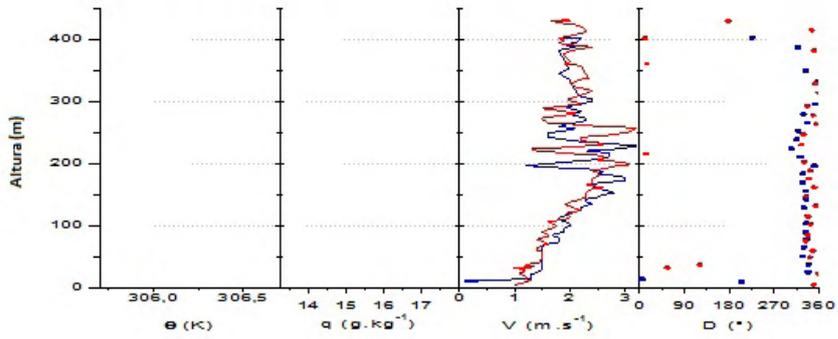


Figura 4.7 - Continuação da Figura 4.5

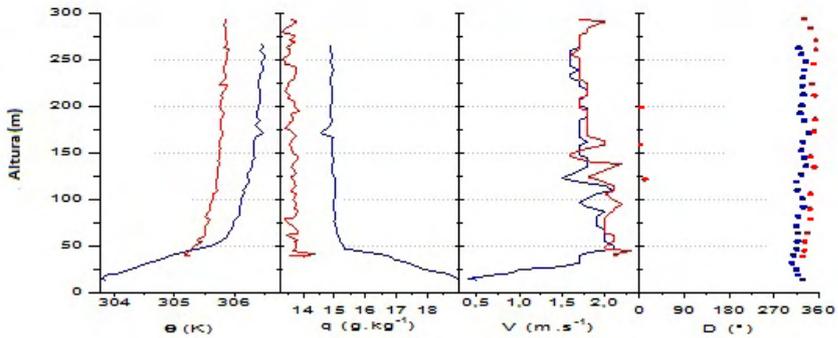
Dia 27 – 8:00 HL



Dia 27 – 17:00 HL



Dia 27 – 18:00 HL



Dia 28 – 7:00 HL

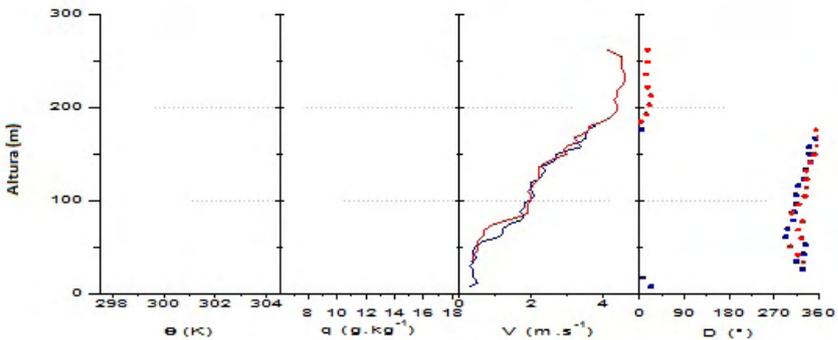


Figura 4.8 - Continuação da Figura 4.5

encontrou uma aproximação maior com a estação chuvosa.

Analisando os dados de um ciclo completo de um dia entre o entardecer do dia 23/10 até o início da manhã do 24/10, a CLN cresce de 273,9 m às 20 HL até alcançar 314,7 m às 2 HL, desenvolvendo-se ainda até a altura máxima de 433,2 m às 8 HL. De acordo com os boletins de análise e previsão meteorológicas feitas diariamente durante o experimento, foi observado que não ocorreu precipitação durante a noite ou de dia. No dia 23/10, ocorreu a formação de células profundas, enquanto no dia posterior (24/10) houve apenas o desenvolvimento de cúmulos rasos.

Tabela 4.3 - Comparação entre as alturas da CLN: obtidas neste trabalho através das radiossondagens (RaCCI (RS)) com os resultados de Silva (2005), também no experimento RaCCI/LBA (Dry to Wet), Fisch (1995), RBLE2 na estação seca, e Rocha (2003), experimento TRMM/LBA na estação úmida.

Hora Local	hi (m)			
	RaCCI (RS)	Fisch (RBLE2)	Rocha (TRMM)	Silva (2005)
20	174,7	140,0	253,0	330,0
2	253,1	200,0	345,0	420,0
8	348,2	*	*	*

Os valores médios (Tabela 4.4) da umidade específica para os horários das radiossondas foi de 12,3 g kg<sup>-1</sup>, enquanto Rocha (2003) encontrou para o período de janeiro a fevereiro de 1999 (no experimento TRMM - WetAMC/LBA) cerca de 16,6 g kg<sup>-1</sup> (diferença de 4,3 g kg<sup>-1</sup>). A descontinuidade térmica teve uma intensificação considerável de 20 HL (1,8 K) para 2 HL (3,5 K), o que representa que nesse período a CLN possuiu bastante estabilidade, entre esses horários a taxa de aquecimento foi de -0,4 K h<sup>-1</sup> (resfriamento). Após esse horário, a taxa de aquecimento até as 8 HL foi inversa, mas de mesma proporção 0,4 K h<sup>-1</sup>, mostrando um aquecimento da superfície por causa da influência do Sol durante a manhã. A velocidade dos ventos atingiu um valor médio bastante alto de 5,7 m s<sup>-1</sup> às 2 HL.

#### 4.1.1.4 SODAR

Para as estimativas das alturas da CLN obtidas com o SODAR, como definido na metodologia, utilizaram-se os perfis de vento, no intervalo de tempo

Tabela 4.4 - Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $l$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade do vento ( $V$ ).

Hora Local	Nº perfis	$h_i$ (m)	$\theta_{hi}$ (K)	$q$ ( $\text{g kg}^{-1}$ )	$\Delta\theta$ (K)	$l$ ( $\text{K km}^{-1}$ )	$\theta_s$ (K)	$V$ ( $\text{m s}^{-1}$ )
20	10	$174,7 \pm 107,1$	303,0	13,3	1,8	7,3	301,2	4,3
2	11	$253,1 \pm 104,2$	302,3	12,7	3,5	13,2	298,8	5,7
8	7	$348,2 \pm 119,5$	302,5	10,8	1,0	1,1	301,5	4,3

correspondente aos içamentos do BC (20 a 30 de outubro) e são mostradas na Figura 4.9. A altura média da CLN, obtida entre para todos os horários, ficou em torno de  $296,9 \pm 117,0$  m, enquanto para a altura da inversão apresentou uma média  $854,3 \pm 285,1$  m. A altura calculada com o software da fábrica REMTECH não é a altura da CLN e sim, de uma camada superior, provavelmente a Camada Residual (CR).

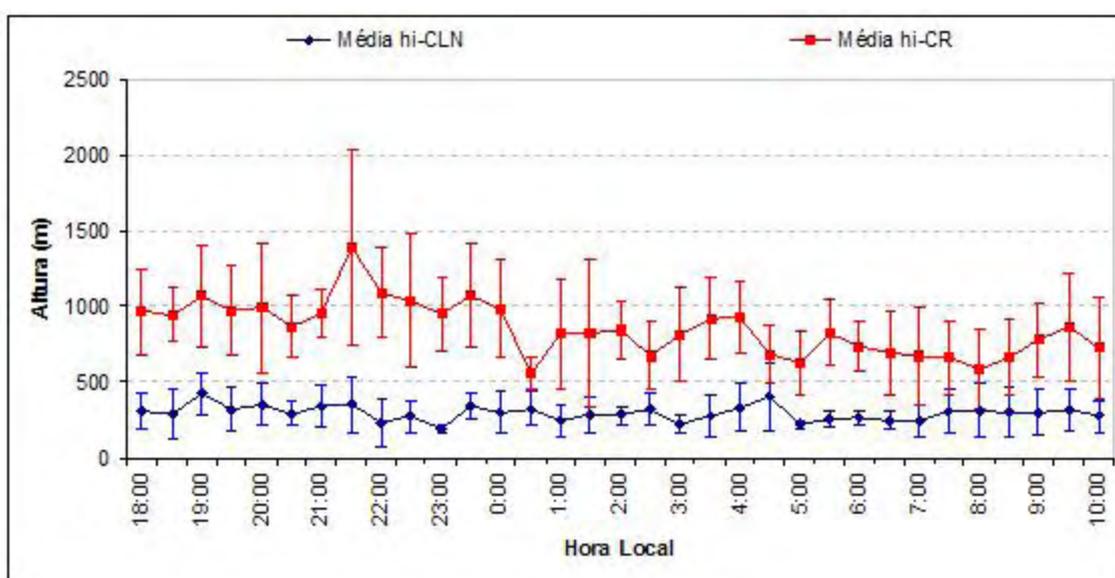


Figura 4.9 - Média horária das alturas da CLN (losango azul) e da CR (quadrado vermelho) obtidas com o SODAR no período de transição, experimento RaCCI/LBA.

Um dos motivos da péssima estimativa da CLN pelo método do fabricante é que o SODAR apenas registra dados de 50 em 50 m; outro motivo é que a

estimativa foi realizada a partir dos perfis de vento, enquanto que pelo perfil de  $\theta$  há uma precisão maior devido à maior facilidade de localizar a mudança de estabilidade. Comparando com as alturas resultantes das pesquisas de Fisch (1995) e Santos (2005b), expostas na Tabela 4.5, nota-se que as melhores estimativas foram feitas no meio da noite para a estação seca, a qual resultou em um média de diferença de -11,5 m (às 22 HL). Entretanto, as piores estimativas também ocorreram na mesma estação, durante as duas primeiras horas (18 HL e 19 HL), com uma diferença média de 206,9 m e 261,8 m. Por isso, no geral, as comparações possuíram uma relação melhor com a época úmida, com uma média de diferença de 128,4 m para todas as horas.

Tabela 4.5 - Comparação entre as alturas da CLN: obtidas neste trabalho (RaCCI (SODAR)), com os resultados de Fisch (1995)- RBLE2 e 3, ambos de estação seca, e Santos (2005b), WetAMC/LBA e RBLE2.

Hora Local	hi (m)				
	RaCCI (SODAR)	Fisch (RBLE2)	Fisch (RBLE3)	Santos (seca)	Santos (úmida)
18	301,9	-	70,0	120,0	-
19	376,8	-	120,0	110,0	210,0
20	321,4	140,0	-	-	-
21	350,0	-	160,0	260,0	207,0
22	252,5	-	-	-	264,0
23	264,6	150,0	-	-	-
0	310,7	-	190,0	130,0	-
1	268,7	-	-	-	227,0
2	300,8	200,0	-	-	-
3	251,8	-	-	-	-
4	371,0	-	-	-	235,0
5	238,8	240,0	230,0	320,0	-
6	258,3	-	-	-	-
7	278,1	-	-	320,0	156,0
8	307,1	-	-	-	-

#### 4.1.1.5 Comparação dos resultados

Neste item foi realizada uma comparação entre as características da superfície e da CLN obtidas durante o período de 20 a 30 de outubro (Fase II do Experimento RACCI) com os instrumentos de EMA, BC, RS e SODAR, para a fazenda

Nossa Senhora Aparecida. As características utilizadas foram: na superfície - temperatura potencial ( $\theta_s$  [K]); e no topo da camada - a altura da CLN ( $h_i$  [m]), temperatura potencial ( $\theta_{hi}$  [K]), umidade específica ( $q$  [g kg<sup>-1</sup>]), velocidade ( $V$  [m s<sup>-1</sup>]) e direção ( $D$  [°]) do vento.

Considerando uma média de diferenças feitas entre medidas realizadas no mesmo horário (Tabela 4.6) com cada instrumento, nota-se uma grande variação entre as estimativas de alturas da CLN, sendo a menor diferença aquela entre as do balão cativo e da radiossonda ( $-112,5 \pm 92,9$  m). O sinal negativo indica que a radiossonda superestimou o valor do balão cativo. Entre o BC e a RS, apenas a umidade específica ( $4,7 \pm 2,4$  g kg<sup>-1</sup>) foi subestimada pela radiossonda, enquanto as demais características foram superestimadas. A temperatura potencial na superfície mostrou uma melhor proximidade entre a radiossonda e a estação meteorológica com apenas  $0,7 \pm 1,9$  K de diferença, já o BC teve a particularidade de ser subestimado com mais de 2,0 K tanto pela RS, quanto pela EMA. Para os dados de velocidade (diferença maior que 4,0 m s<sup>-1</sup>) e direção (mais de 120°) do vento, o SODAR é quem superestima os dados obtidos com o BC e a RS na altura média da CLN, que é de  $229,1 \pm 55,1$  m. Este valor foi a média obtida através das diferentes estimativas por BC, RS e SODAR. Vale salientar que, entre o BC e a RS, as médias das diferenças para as características do vento foram menores (da ordem de  $-0,9 \pm 1,4$  m s<sup>-1</sup> e  $-58 \pm 233^\circ$ ).

Tabela 4.6 - Diferenças das medidas simultâneas da altura da camada limite ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), temperatura potencial da superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento calculadas pelo BC, RS e SODAR.

Instrumentos	$h_i$ (m)	$\theta_{hi}$ (K)	$q$ (g kg <sup>-1</sup> )	$\theta_s$ (K)	$V$ (m s <sup>-1</sup> )	$D$ (°)
BC x EMA	-	-	-	$-2,6 \pm 1,3$	-	-
BC x RS	$-112,5 \pm 92,9$	$-4,1 \pm 2,8$	$4,7 \pm 2,4$	$-2,7 \pm 2,8$	$-0,9 \pm 1,4$	$-58 \pm 233$
BCxSODAR	$-148,6 \pm 144,4$	-	-	-	$-4,2 \pm 4,2$	$-126 \pm 164$
RS x EMA	-	-	-	$0,7 \pm 1,9$	-	-
RS x SODAR	$-175,7 \pm 159,3$	-	-	-	$-4,2 \pm 4,1$	$-153 \pm 169$

Como se observa pelos desvios padrões apresentados, existe uma grande variabilidade entre as medidas por diferentes instrumentos. Isto está relacionado

aos diferentes métodos de medida de cada instrumento, sendo estas medidas feitas de maneira direta (BC e RS) ou indireta (SODAR).

Fazendo uma comparação mais detalhada da velocidade e direção do vento, a Figura 4.10 mostra perfis para 4 dias (22/10 às 02HL, 23/10 às 20HL, 26/10 08HL e 27/10 às 02HL) medidos pelo BC, RS e o SODAR.

No dia 22/10 às 02HL, apesar da grande oscilação dos dados de BC, os perfis verticais da velocidade do vento têm um desenvolvimento muito similar até 200 m. Acima dessa altura, a RS detecta uma intensificação do vento, enquanto que o BC e o SODAR mostram desintensificação. A direção do vento não mostrou grandes diferenças entre as medidas. Comparando-se os dados através do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) para verificar as maiores semelhanças entre os instrumentos, observa-se que a relação direta entre a RS e o SODAR é melhor do que aquelas que envolvem dados do BC, com  $R^2$  de 0,45 para a velocidade e de 0,39 para a direção.

Para o dia 23/10 novamente o BC e o SODAR possuem um comportamento mais parecido na velocidade do vento, inclusive mostrando a ocorrência de um jato de velocidade entre 200 e 300 m. Entretanto, o  $R^2$  mostra uma relação melhor entre a RS e o SODAR ( $R^2 = 0,60$ ), sendo que o coeficiente foi obtido com os dados de mesma altura (de 50 em 50 m, devido à resolução do SODAR). O vento apresentou direção de oeste até 450 m para os 3 instrumentos e nesse caso o coeficiente de determinação foi melhor entre o BC e o SODAR ( $R^2 = 0,46$ ).

O dia 26/10 às 08HL apresentou as medidas do perfil de vento pelo BC as mais altas ( $\approx 750$  m), sendo os perfis de vento entre RS e BC bem semelhantes. O perfil do vento do SODAR a partir de 250,0 m começou a se desintensificar e atingir um valor de  $1,0 \text{ m s}^{-1}$ . A direção do vento em uma média geral apresenta direções diferentes para cada instrumento: o balão cativo tem direção de nordeste, a radiossonda de sudeste e para o SODAR de sudoeste. A velocidade do vento teve um melhor coeficiente de determinação para o BC e a RS ( $R^2 = 0,79$ ), já para a direção foi entre a RS e o SODAR ( $R^2 = 0,45$ ).

Pode-se observar que no dia 27/10 a velocidade do vento até os 200 m para os três perfis apresenta um comportamento semelhante. Acima deste nível, o perfil do SODAR apresenta um aumento na velocidade do vento que chega a atingir

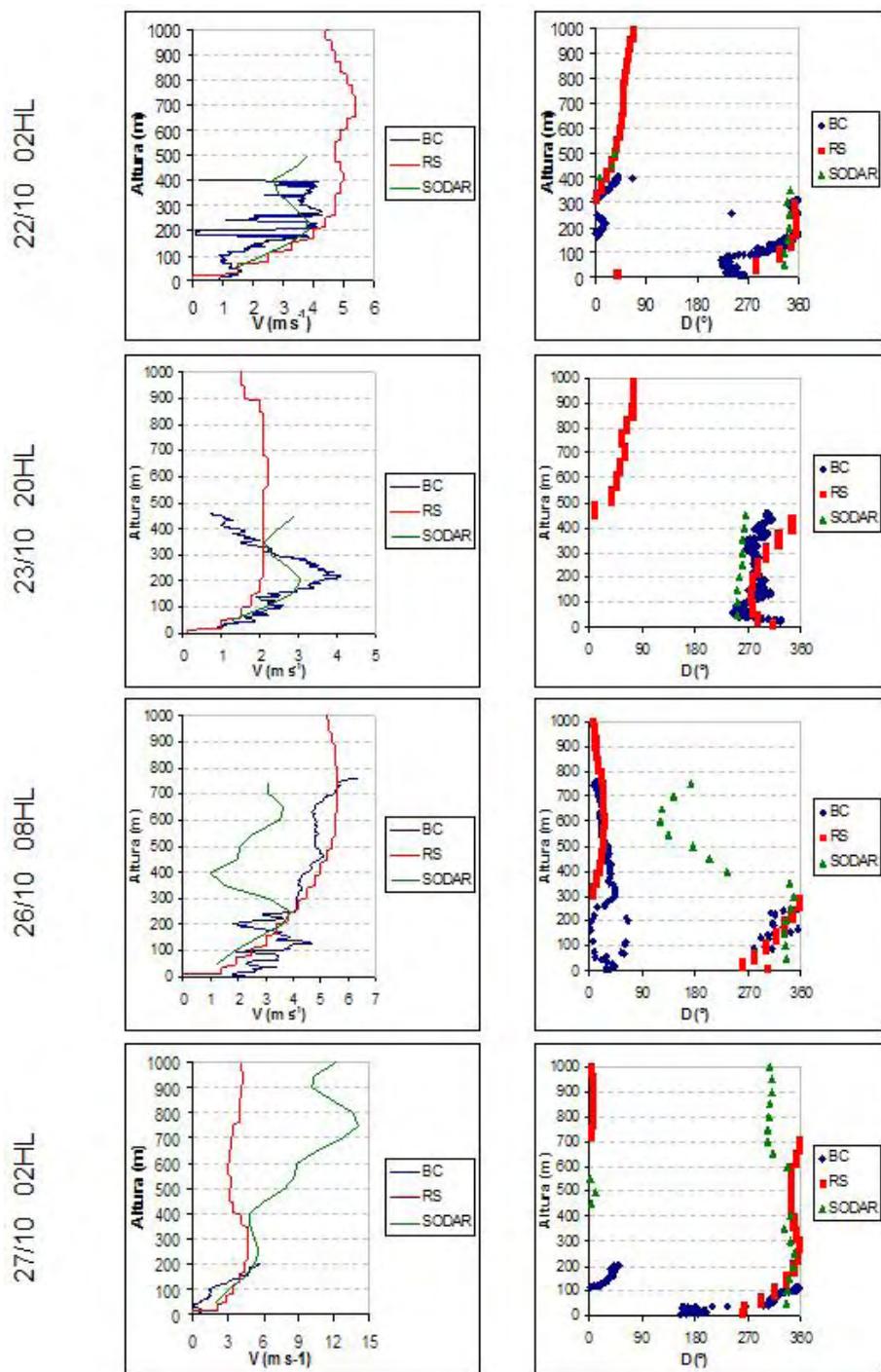


Figura 4.10 - Perfis de BC, RS e SODAR da velocidade e direção do vento nos dias 22, 23, 26 e 27/10 na fazenda Nossa Senhora Aparecida.

14,0 m s<sup>-1</sup> (contraste de 10 m s<sup>-1</sup> com a medida pela radiossonda) criando uma condição de JN, entretanto, nenhum vento de tal intensidade foi observado pelo

lançamento das radiossondas observados nos horários anteriores, o que denota uma superestimação do equipamento. Ainda assim os ventos foram intensos, maiores que  $6,0 \text{ m s}^{-1}$  segundo o BC, o que fez o instrumento ser içado até 205,0 m apenas. Para as medidas de direção, o perfil de vento do BC iniciase de sul e apresenta um giro no sentido horário até ficar de norte, enquanto os da RS e do SODAR demonstraram uma maior semelhança com direção de noroeste. As melhores correlação foram encontradas nesse dia, definida entre perfis da RS e do SODAR, tanto para a velocidade quanto para a direção do vento, respectivamente de 0,99 e 0,80.

Analisando a comparação entre os três instrumentos durante os quatro dias, para o vento (velocidade e direção), as correlações foram melhores entre a RS e o SODAR e piores entre o BC e o SODAR. Um provável motivo pode ser que o BC, por ter uma ascensão mais lenta (de ordem de  $1,0 \text{ m s}^{-1}$ ), é mais susceptível a mudanças bruscas das características, o que o faz obter maiores variações. Enquanto a RS possui uma taxa de ascensão média de  $5,0 \text{ m s}^{-1}$ , sendo considerado como uma medida rápida demais para estudo detalhado da CLA, o SODAR mede as características através de médias de 50 em 50 m. Além disso, as medidas do BC e RS são perfis instantâneos, ao passo que as medidas de SODAR são perfis médios de 30 min.

O SODAR, na maioria das estimativas, mostrou uma brusca mudança na velocidade do vento a partir de uma altura média de 400 m. Segundo [Silva e Lyra \(2009\)](#) o SODAR é um equipamento hábil para representar perfis de vento até a altura de 500 m, onde nos exemplos mostrados na Figura 4.10 notaram-se essas mudanças bruscas até em alturas inferiores, entre 200,0 e 250,0 m. Isto sugere a necessidade de informações com maiores resoluções espaciais e menor domínio vertical ([SILVA; LYRA, 2009](#)).

Considerando as características dos 11 dias analisados no período noturno (18 a 08 HL), fez-se uma média com os dados de cada instrumento, e assim, analisar a diferença entre eles. O objetivo foi o de analisar a coerência de se utilizar médias gerais para comparar as medições dos instrumentos, mesmo os dados não sendo medidos nos mesmos horários ou dias. Os resultados mostraram apenas uma diferença de grande contraste entre o BC e o SODAR para a altura da CLN, com uma diferença de -102,0 m, ou seja, uma superestimativa por parte do SODAR. Comparando com os resultados obtidos na Tabela 4.7, entre a RS e o

Tabela 4.7 - Diferenças das médias de todos os dados dos dias 20 a 30/10: altura da camada limite ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da camada ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade da inversão termica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão ( $l$ ), temperatura potencial da superfície ( $\theta_s$ ) e velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento, entre os instrumentos estudados.

Instrumentos	$h_i$ (m)	$\theta_{hi}$ (K)	$q$ (g kg <sup>-1</sup> )	$\Delta\theta$ (K)	$l$ (K km <sup>-1</sup> )	$\theta_s$ (K)	$V$ (m s <sup>-1</sup> )	$D$ (°)
BC x EMA	-	-	-	-	-	-2,3	-	-
BC x RS	-85,8	-3,1	3,7	0,2	9,1	-3,3	-1,8	-49,7
BC x SODAR	-102,8	-	-	-	-	-	-3,2	-75,5
RS x EMA	-	-	-	-	-	0,9	-	-
RS x SODAR	-16,9	-	-	-	-	-	-1,3	-25,7

SODAR é possível observar maiores diferenças quando são analisados os dados nos mesmos horários, ao invés da diferença de toda a média. Isto indica que a diferença entre resultados apenas através da média pode sugerir contrastes menores entre alguns instrumentos, que em análises mais específicas (medidas simultâneas) podem mostrar o contrário.

#### 4.1.2 Análise completa dos dados (período de 16 de setembro a 5 de novembro de 2002)

A partir dos resultados das principais características da CLN para a região de pastagem durante o período de 20 a 30 de outubro (item 4.1.1), foi possível entender e detalhar algumas características da evolução padrão da CLN, durante todo o período de experimento RaCCI/LBA 2002, caracterizando a época de transição (do período seco para o chuvoso).

##### 4.1.2.1 Estação Meteorológica Automática

As características dos ciclos médios para o período completo do experimento RaCCI/LBA, que compreendeu de 16 de setembro a 5 de novembro, estão sumarizadas na Figura 4.11. Nas análises posteriores, serão realizadas também, comparações com os resultados obtidos para os 11 dias vistos no item 4.1.1.1, período intermediário da transição. As observações das características se deram pelas análises de ciclo diário das médias horárias da temperatura do ar ( $T$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade do vento ( $V$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ) e a precipitação total horária.

Nas observações de superfície (Figura 4.11), a temperatura do ar apresentou um valor mínimo de  $21,7 \pm 0,5$  °C às 5 HL e o máximo às 13 HL ( $31,9 \pm 1,5$  °C). Apesar de que o período completo e os 11 dias analisados diferiram aproximadamente  $2,2$  °C e  $3,6$  °C, respectivamente nas temperaturas máxima e mínima, o período completo superestimou as temperaturas devido à inclusão da estação seca, entretanto, as amplitudes foram subestimadas. Durante o período noturno a temperatura decresce de  $25,4 \pm 1,7$ °C a  $21,7 \pm 0,6$ °C entre o período das 18 às 05 HL. A umidade específica teve uma variação pequena, avaliando todos os dados do período, com um valor médio de  $16,9 \pm 0,4$  g kg<sup>-1</sup> e um máximo de  $17,4$  g kg<sup>-1</sup>, que ocorreu tanto durante a manhã entre 08 e 09 HL, com desvio padrão em torno de  $0,5$  g kg<sup>-1</sup>, e durante a noite, entre 20 e 21 HL (aproximadamente com desvio padrão de  $2,5$  g kg<sup>-1</sup>). Assim como observado nos 11 dias vistos anteriormente, mas com maior intensidade, nota-se um maior decréscimo com  $16,2 \pm 0,5$  g kg<sup>-1</sup> às 15 HL, sendo que esse pico é devido à diminuição da evaporação na superfície. A partir das 21 HL, a umidade específica também apresenta um decréscimo atingindo o mínimo ( $16,3 \pm 0,4$  g kg<sup>-1</sup>) às 05 HL, como esse período inclui o final da estação seca, a radiação de onda longa é mais intensa e assim influencia na umidade. O nascer do Sol, após esse mínimo, provoca o aquecimento e inicia a evaporação e aumento da umidade específica. A média diária da umidade específica foi de  $16,9 \pm 0,4$  g kg<sup>-1</sup>.

A velocidade do vento (Figura 4.11) tem seus maiores valores com médias de  $3,1 \pm 0,4$  m s<sup>-1</sup> (às 14 HL) no período da tarde, e menores durante a noite ( $0,5 \pm 0,4$  m s<sup>-1</sup> às 04 HL). Comparando as diferenças das velocidades com o período analisado nos 11 dias de outubro, o vento no período noturno demonstrou menor variação do que no período diurno, tendo um máximo às 02 HL com  $0,7$  m s<sup>-1</sup> e com média de  $0,2$  m s<sup>-1</sup>. A persistência do vento durante todo período foi predominantemente de norte, exceto às 15 e 16 HL, que apresentou direção de noroeste.

Analisando ainda a Figura 4.11, o Rn teve seu máximo antes do meio dia local com uma diferença de  $143,8$  W m<sup>-2</sup> a mais que a constatada no período avaliado anteriormente (20 a 30/10). O maior valor de Rn foi de  $844,3 \pm 78,2$  W m<sup>-2</sup> às 11 HL. A partir das 18 HL, o saldo de radiação torna-se negativo durante toda a noite (tipicamente da ordem de  $-25,0$  W m<sup>-2</sup>), até o Sol nascer no dia seguinte (por volta das 6 HL). A maior variabilidade foi observada nos horários diurnos (entre

11 e 15 HL), horários em que há uma maior nebulosidade, por conseguinte altera a quantidade de radiação que chega e sai da superfície. No período noturno, o mínimo de radiação ocorre às 18 HL com  $-42,5 \pm 3,7 \text{ W m}^{-2}$ , que após esse mínimo cresce até às 21 HL ( $-31,9 \pm 2,7 \text{ W m}^{-2}$ ), estabilizando-se em torno de  $-30 \text{ W m}^{-2}$ . Estes valores são semelhantes aos já observados anteriormente neste local (por exemplo, [Randow et al. \(2004\)](#)). O ciclo diário do saldo de radiação não mostra variações muito significativas, mas a diminuição a partir das 13 HL é notoriamente causada pela formação de nebulosidade e precipitação. Nota-se que a precipitação se concentrou mais no período vespertino, das 13 HL às 17 HL, com uma porcentagem de 73,8% (total de 191,9 mm). Durante todo o experimento observou-se um total de 227,5 mm, caracterizando a ocorrência de apenas 17,1% (24,0 mm em 80 eventos) da precipitação no período noturno.

#### 4.1.2.2 Radiossonda

Analisaram-se 104 perfis dos 122 lançamentos de radiossonda noturnas distribuídos entre os horários das 20, 02 e 08 HL. As outras medidas restantes (18) foram perfis em que ocorreram falhas na coleta dos dados, que não permitiram a determinação da CLN. Assim como explicado na análise dos 11 dias, os horários escolhidos dos perfis de radiossondagem possibilitam o entendimento do início das condições de estabilidade atmosférica (20 HL), das condições da atmosfera no meio do período noturno (02 HL) e a caracterização da erosão da CLN e o início da formação da CLC (08 HL).

Nesse item pretende-se comparar as análises das características da CLN, novamente, com os resultados obtidos por [Fisch \(1995\)](#) na estação seca - RBLE 2, por [Rocha \(2003\)](#) na estação úmida - no experimento TRMM/LBA 1999, por [Silva \(2005\)](#) e com os 11 dias que intermediaram a estação de transição observada aqui em capítulos anteriores, para este mesmo experimento. É importante observar que 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 ( $\Delta\theta/\Delta z > 0$ ) para neutro ( $\Delta\theta/\Delta z \cong 0$ ). Os dados do experimento RBLE3 e os resultados obtidos por [Santos \(2005b\)](#) não foram aproveitados nesta análise, pois as sondagens não foram realizadas nos mesmos horários que as demais.

As alturas da CLN (Tabela 4.8), para todo o experimento, apresentaram um

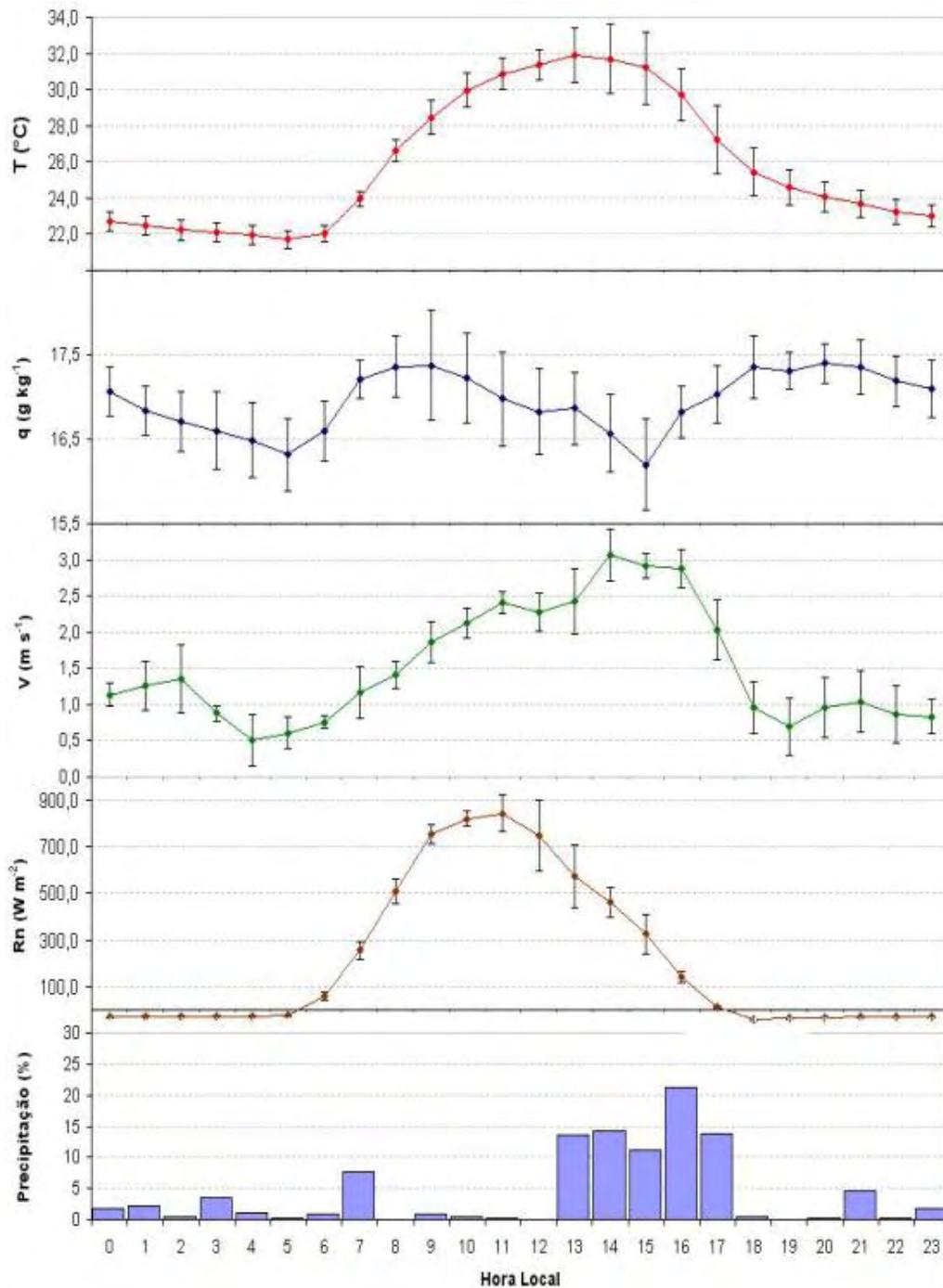


Figura 4.11 - Ciclos diários médios da temperatura do ar (T), umidade específica (q), velocidade do vento (V), saldo de radiação (Rn) e precipitação (%) obtidos com a EMA em todo o experimento.

desenvolvimento regular, com uma taxa de aproximadamente  $12,4 \text{ m h}^{-1}$  até às 02 HL (variação de  $74,3 \text{ m}$ ) e uma maior taxa de  $15,9 \text{ m h}^{-1}$  até às 08 HL

(variação total de 95,2 m). Comparando-se com os dados obtidos nos 11 dias, as alturas foram muito próximas, com um máximo de 6,6 m de diferença nas médias das alturas às 08 HL. Se comparar estes resultados com [Silva \(2005\)](#) no mesmo experimento (RaCCI/LBA), apesar da utilização dos mesmos métodos, nota-se um maior contraste, tendo o autor obtido alturas diferindo da ordem de 157,9 m e 173,6 m, respectivamente às 20 e 02 HL. A diferença das alturas da CLN entre os resultados deste experimento com os de [Silva \(2005\)](#) podem ter ocorrido devido à utilização de uma maior quantidade de perfis de radiossonda, e tendo as alturas determinadas com outro método (número de Richardson). Com relação às estações seca ([FISCH, 1995](#)) e chuvosa ([ROCHA, 2003](#)), a época de transição teve característica intermediária, ou seja, apresentou alturas maiores que as da época seca (diferença média de +39,2 m) e menores que as da estação úmida (diferença média de -89,8 m).

Tabela 4.8 - Comparação entre as alturas da CLN: obtidas no meio da transição (RaCCI (RS)) e todo o experimento, estimadas neste trabalho, com os resultados de [Silva \(2005\)](#), também no experimento RaCCI/LBA (Dry to Wet), [Fisch \(1995\)](#), RBLE2 na estação seca, e [Rocha \(2003\)](#), experimento TRMM/LBA na estação úmida.

Hora Local	hi (m)				
	Silva (2005)	RaCCI (RS)	RaCCI completo	Fisch (RBLE2)	Rocha (TRMM)
20	330,0	174,6	172,1	140,0	253,0
02	420,0	253,1	246,4	200,0	345,0
08	*	348,2	341,6	*	*

Na Tabela 4.9, observam-se as características médias da CLN durante todo o período do experimento. O que pôde ser constatado é que, na altura da CLN, a tendência temporal de temperatura, umidade específica e inversão térmica é de diminuição. A taxa da temperatura e umidade para as primeiras seis horas (20 às 02 HL) é de cerca de -0,20 e -0,06 g kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>, e para as seis horas posteriores (02 às 08 HL) estes valores são -0,01 e -0,12 g kg<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>, respectivamente. Já a inversão térmica apresentou apenas uma grande diminuição nas últimas seis horas com -1,82 K km<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup>. Esta diminuição da inversão térmica é devido ao efeito do nascer do sol que aquece a superfície e inicia uma instabilidade. A temperatura de superfície foi muito regular, não chegando a variar mais que 2,2

K. O vento teve suas máximas velocidades às 02 HL, com uma média de  $4,8 \text{ m s}^{-1}$ , seguido por um segundo pico às 08 HL com  $4,5 \text{ m s}^{-1}$ , com a ocorrência do vento mais forte na altura da CLN ( $9,8 \text{ m s}^{-1}$ ). A frequência da direção do vento às 20 HL foi dividida entre norte e noroeste (27,8%), com um padrão de noroeste às 02 HL (40,9%) e norte às 08 HL (34,4%).

Tabela 4.9 - Valores médios da altura da CLN ( $h_i$ ), temperatura potencial no topo da CLN ( $\theta_{hi}$ ), umidade específica ( $q$ ), descontinuidade térmica ( $\Delta\theta$ ), intensidade da inversão térmica ( $I$ ), temperatura potencial na superfície ( $\theta_s$ ), velocidade ( $V$ ) e direção ( $D$ ) do vento no período de 16/09 à 05/11.

HL	nº perfis	$h_i$ (m)	$\theta_{hi}$ (K)	$q$ ( $\text{g kg}^{-1}$ )	$\Delta\theta$ (K)	$I$ ( $\text{K km}^{-1}$ )	$\theta_s$ (K)	$V$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	$D$ (°)
20	36	$172,1 \pm 81,0$	304,0	13,8	3,6	22,4	300,3	3,9	N - NO
02	22	$246,4 \pm 89,1$	302,8	13,4	4,7	20,0	298,1	4,8	NO
08	32	$341,6 \pm 87,0$	302,7	12,7	3,1	9,1	299,6	4,5	N

Confrontando os resultados de todo o período com os 11 dias (Tabela 4.4) as diferenças nos valores médios foram pequenas, sendo que as maiores diferenças ocorreram na inversão térmica, apresentando intensidades menores no período de outubro. A tendência da inversão térmica indica um decréscimo temporal da estação seca para a úmida, iniciando com valores bem estáveis da ordem de  $27,5 \text{ K km}^{-1}$  para uma situação mais próxima da neutralidade com  $5,8 \text{ K km}^{-1}$ . O mesmo foi observado por Santos (2005b), encontrando perfis mais estáveis para a pastagem na estação seca, com uma média de  $37,2 \text{ K km}^{-1}$  (RBLE3), e na estação úmida, de  $12,1 \text{ K km}^{-1}$  (WetAMC-LBA). Estes resultados concordam com os estudos de Rocha (2003) que observou na estação chuvosa inversões bem menores ( $11,2 \text{ K km}^{-1}$ ) que as encontradas na estação seca e de transição. No caso da descontinuidade, considerando todo o conjunto de dados, apresentou a mesma configuração, a saber: com resfriamento em horários próximos ao início da noite (20 HL) até às 02 HL; e aquecimento devido ao nascer do Sol até às 08 HL, mas com uma taxa de aquecimento menor, de  $0,3 \text{ K h}^{-1}$ . Os ventos na transição comparados com o experimento TRMM, estação úmida, analisados por Rocha (2003) se mostraram mais intensos com uma diferença de  $1,9 \text{ m s}^{-1}$ , e com direção oposta, sendo que na transição a predominância foi de norte ou noroeste, enquanto no período úmido as direções de sul e sudeste foram as predominante.

A análise termodinâmica da atmosfera, através de cálculos dos valores de Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE [ $\text{J kg}^{-1}$ ]) e Energia de Inibição da Convecção (CIN [ $\text{J kg}^{-1}$ ]), foi possível com a utilização de 29 radiossondagens nos horários das 20, 02 e 08 HL.

A CAPE mostrou um valor médio de  $136,9 \pm 196,0 \text{ J kg}^{-1}$ , sendo mais elevado que a CIN que teve apenas  $93,3 \pm 104,0 \text{ J kg}^{-1}$ . Comparando o potencial da CAPE observado durante o dia ( $248,3 \pm 161,3 \text{ J kg}^{-1}$ ) com o do período noturno, observa-se uma maior disponibilidade de energia. O motivo dessa maior disponibilidade dos processos convectivos e de formação de nuvens é que a atmosfera está associada à existência (durante o dia) de convecção térmica. Durante a noite, por falta desse aquecimento, a CAPE acaba sendo menor. A CIN, entretanto, tem um potencial de crescimento durante a noite, mas este é sempre menor que a CAPE.

Uma análise horária, apresentada na Figura 4.12, mostra que às 02 HL o valor de CAPE foi mais intenso com  $184,3 \pm 218,3 \text{ J kg}^{-1}$ . Como explicado anteriormente, a CAPE tende a aumentar, principalmente para condições diurnas, de acordo com o aquecimento (insolação à superfície ou liberação de calor latente de condensação) ou ascensão forçada através da convergência, vento e/ou topografia. Neste caso, o efeito mais provável é que o aumento é causado pela ação do vento e pela topografia do local, já que não havia um aquecimento proveniente da superfície. Já o CIN foi mais intenso às 20 HL com  $146,9 \pm 96,0 \text{ J kg}^{-1}$ . Dentre as situações de CAPE e CIN analisados apenas às 02 HL do dia 29/10 ocorreu precipitação de 0,2 mm. Apesar de haver dias como 22/09 às 02 HL, com CAPE igual a  $496,6 \text{ J kg}^{-1}$  e CIN  $0,0 \text{ J kg}^{-1}$ , e o dia 16/10 às 08 HL, respectivamente com  $630,9 \text{ J kg}^{-1}$  e  $65,7 \text{ J kg}^{-1}$ , esses dias apresentaram valores de energia disponíveis superiores à de inibição, mas mesmo assim não ocorreu precipitação. No primeiro caso (22/09) houve formação de nebulosidade, mas a atmosfera não atingiu umidade suficiente para ocorrer precipitação. Este período foi de secas (e queimadas) bem intensas. No segundo caso analisado (16/10), também houve bastante nebulosidade, mas a atmosfera só apresentou condições de precipitação (pressão, temperatura e umidade) até às 07 HL, quando provocou uma precipitação de 0,2 mm. Após essa hora a umidade relativa sofreu uma grande queda.

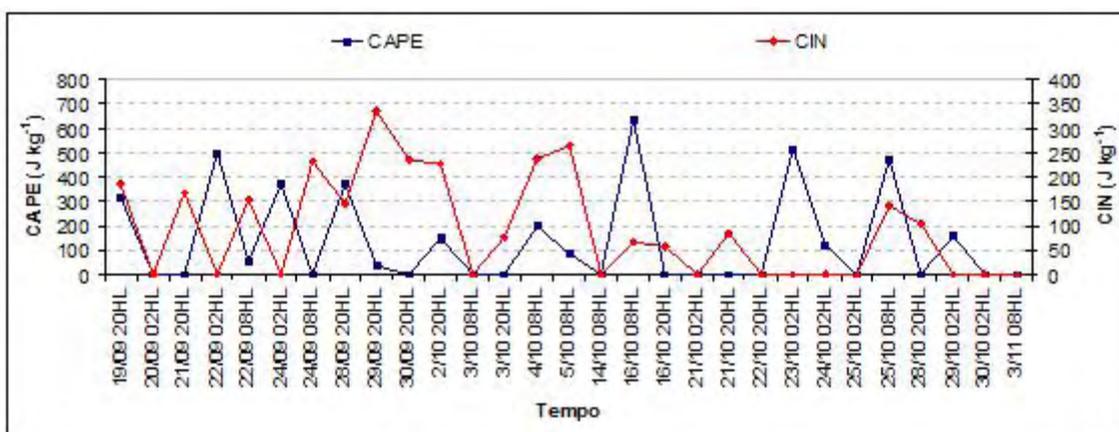


Figura 4.12 - Evolução temporal do CAPE e do CIN.

#### 4.1.2.3 SODAR

Os estudos com os dados de SODAR para a estimativa da altura da CLN seguiram os mesmos critérios da análise feita no capítulo 4.1.1.4, onde a altura da CLN é obtida no nível do vento máximo. Para a análise de todo o período do experimento foi possível encontrar 1723 perfis de SODAR sem falhas, que possibilitaram a obtenção das características estudadas: altura da CLN (hi), perfis de velocidade (V) e direção (D) do vento.

Na Figura 4.13, foi feita uma média horária das alturas da CLN, para todo o período do experimento, das 18 às 08 HL. Ainda na Figura 4.13 foi adicionada uma extensão estimada para o início da CLN pressupondo que a mesma se forme por volta das 17 HL (linha tracejada). Os valores médios horários apresentam altura entre 214,8 e 289,6 m durante a evolução da noite. O comportamento da altura, no geral, para o SODAR foi de um crescimento lento (em torno de  $6,0 \text{ m h}^{-1}$ ). Entretanto, a variabilidade (estimada pelos desvios padrões) é alta, mostrando a ocorrência devido a intermitência da turbulência da atmosfera. A média da altura da CLN para todo o período noturno foi de  $263,5 \pm 121,7 \text{ m}$ .

Inicialmente, comparando os dados completos com as alturas obtidas para os 11 dias de experimento no mês de outubro, nota-se um maior contraste das alturas estimadas para o início da noite, das 18 às 22 HL, com uma média de 84,3 m. Para as demais horas, as alturas foram bem semelhantes. Sendo assim,

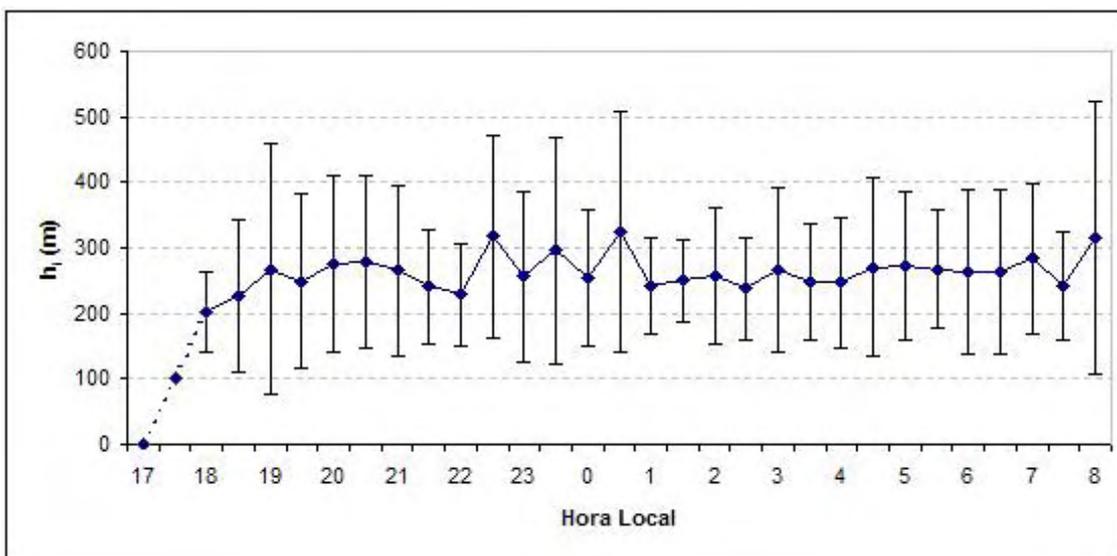


Figura 4.13 - Média horária das alturas da CLN com o SODAR para todo o período de transição, sendo estimado o início da CLN a partir das 17 HL com a linha tracejada.

comparações com as alturas resultantes das pesquisas de [Fisch \(1995\)](#) e [Santos \(2005b\)](#), possibilitando agora a comparação já que o SODAR fornece dados em todos os horários, estão expostas na Tabela 4.10. Comparações com as alturas estimadas por [Fisch \(1995\)](#) no experimento RBLE2, estação seca, resultou em uma média da diferença de -28,8 m, também sendo encontrada a menor diferença nessa estação com 23,7 m (18 HL). O sinal de negativo indica que a altura do período de transição foi subestimado. Contudo, observou-se uma maior diferença nas estimativas de [Santos \(2005b\)](#) em ambas as estações, obtendo diferenças médias de aproximadamente 210 m, tanto para a estação seca como a chuvosa. Em ambas as fases, seca e chuvosa, as médias superaram os resultados médios das alturas obtidas na estação seca por [Fisch \(1995\)](#), nos experimentos RBLE 2 (182,5 m) e 3 (154,0 m), e por [Santos \(2005b\)](#), que encontrou 210,0 m na seca (RBLE 2) e 216,5 m na chuvosa (WetAMC/LBA). Os resultados de [Fisch \(1995\)](#) e [Santos \(2005b\)](#) apresentaram um contraste na altura da CLN, pois segundo Santos a quantidade de dados de radiossondas utilizados foram diferentes.

Outra característica analisada foi a dos ventos no topo da CLN (Figura 4.14), exposta também como valores médios horários. A velocidade média foi de  $5,7 \pm$

Tabela 4.10 - Comparação entre as alturas da CLN: obtidas em todo o experimento (RaCCI (SODAR)), com os resultados de Fisch (1995) - RBLE2 e 3, ambos de estação seca, e Santos (2005b), WetAMC/LBA e RBLE2.

Hora Local	hi (m)				
	RaCCI (SODAR)	Fisch (RBLE2)	Fisch (RBLE3)	Santos (seca)	Santos (úmida)
18	214,8	-	70,0	120,0	-
19	258,5	-	120,0	110,0	210,0
20	277,1	140,0	-	-	-
21	254,2	-	160,0	260,0	207,0
22	276,4	-	-	-	264,0
23	277,7	150,0	-	-	-
0	289,6	-	190,0	130,0	-
1	246,2	-	-	-	227,0
2	248,1	200,0	-	-	-
3	256,8	-	-	-	-
4	259,0	-	-	-	235,0
5	270,7	240,0	230,0	320,0	-
6	263,2	-	-	-	-
7	262,1	-	-	320,0	156,0
8	298,5	-	-	-	-

$3,2 \text{ m s}^{-1}$ , com um pico máximo na média da 00 HL ( $7,1 \pm 3,7 \text{ m s}^{-1}$ ). Ressalta-se a alta intermitência da atmosfera, mostrada pelos altos valores de desvio padrão (média de  $3,2 \text{ m s}^{-1}$ ).

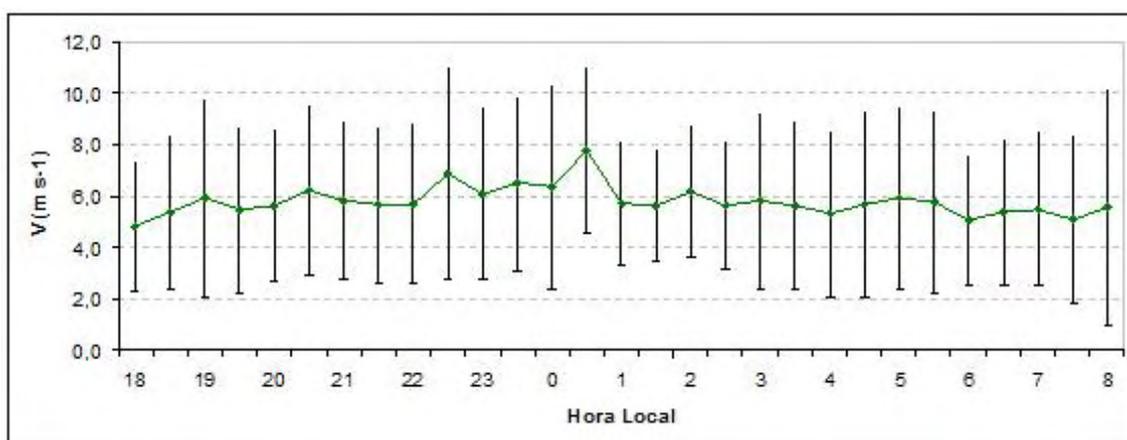


Figura 4.14 - Média horária da velocidade do vento na altura da CLN com o SODAR para todo o período de transição.

Com um objetivo de realizar um estudo mais detalhado das informações obtidas com o SODAR, o conjunto de dados foi dividido em duas fases, a saber: fase I - período mais seco (11 de setembro a 07 de outubro) e fase II - período mais chuvoso (08 de outubro a 03 de novembro), da época de transição. Estes mesmos períodos foram utilizados por Santos (2005a) para análise da CLC.

Na Figura 4.15, as alturas da CLN mostraram que na fase I o desenvolvimento atingiu uma média de 258,3 m (com um máximo de 337,5 m), enquanto na época mais úmida (fase II) atinge a altura de 267,2 m (máximo 330,6 m). Quanto menos for aquecida a superfície durante o dia, mais facilmente se forma a CLN, por isso a fase II se mostra com maior desenvolvimento. Com o objetivo de estudar o crescimento temporal da CLN, ajustou-se uma equação do tipo (STULL, 1988):

$$h_i = a\sqrt{t}, \quad (4.1)$$

sendo  $h_i$  a altura da CLN,  $a$  uma constante e  $t$  a variável que representa o tempo. As constantes para ambos os períodos são próximas, mas na fase II ainda difere da fase I, o que indica uma maior inclinação do período chuvoso e, por conseguinte, maiores alturas nesse período.

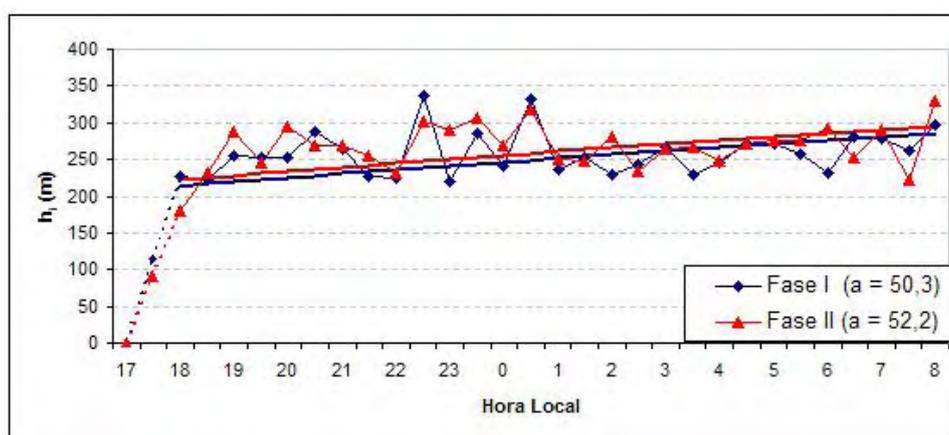


Figura 4.15 - Média horária das alturas da CLN com o SODAR, divididas em fase I (11 de setembro a 07 de outubro) e fase II (08 de outubro a 03 de novembro), no período de transição, sendo estimado o início da CLN a partir das 17 HL com a linha tracejada.

Com relação à velocidade do vento (Figura 4.16), nota-se uma constância maior na fase I, com uma média de  $5,9 \text{ m s}^{-1}$ . Na fase II, a velocidade tendeu a um aumento até 00:30 HL, após esse horário ele inverte diminuindo mais lentamente. A máxima velocidade do vento na fase I foi de  $8,0 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto na fase II este valor reduziu para  $7,6 \text{ m s}^{-1}$  no mesmo horário (00:30 HL).

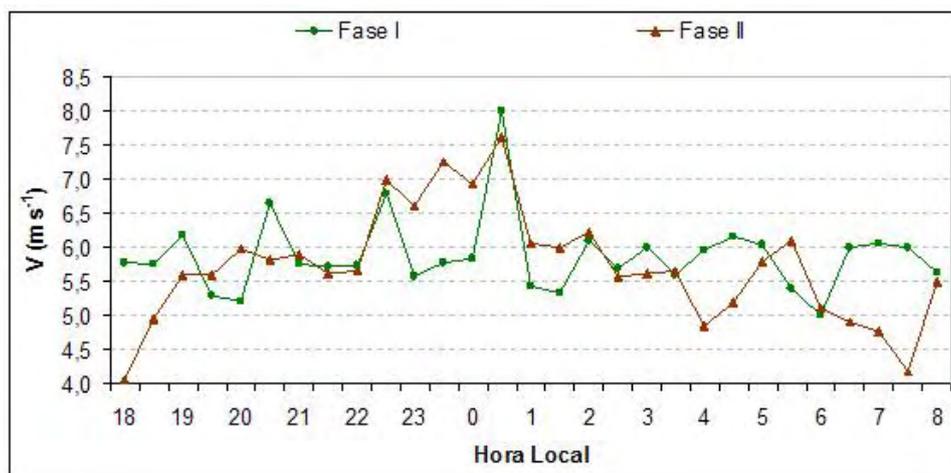


Figura 4.16 - Média horária da velocidade do vento na altura da CLN com o SODAR, divididas em fase I (11 de setembro a 07 de outubro) e fase II (08 de outubro a 03 de novembro), no período de transição.

## 4.2 Estudo de casos

A camada limite noturna possui, normalmente, uma estratificação térmica estável, devido à ausência de turbulência térmica e pela presença de ocorrência de turbulência intermitente, sendo esta formada pelo resfriamento radiativo na superfície (STULL, 1988). Entretanto, situações anômalas a este comportamento podem ser obtidas.

Nesse ítem será estudado um caso (dia 23-24/09) que foge às características habituais do período noturno, com o objetivo de caracterizar e definir o que causou esta anomalia.

### a) Anomalia na noite entre os dias 23 e 24 de setembro.

Na noite entre os dias 23 e 24 de setembro, às 02 HL, o perfil de radiossondagem

(temperatura e umidade) mostrou a presença de uma camada de mistura bem definida com uma profundidade de 174 m, apresentando uma leve estratificação instável próximo da superfície (Figura 4.17).

A evolução temporal dos perfis de temperatura potencial mostrou um resfriamento em superfície das 17 HL (dia 23/09) de aproximadamente 4,5 K, entretanto, em níveis mais altos não houve um resfriamento, mas um aquecimento, provavelmente devido a influência de um sistema que condicionou uma CLN bem definida às 20 HL. A umidade específica teve um valor médio aproximadamente constante de  $13,9 \text{ g kg}^{-1}$ . Em superfície, ocorreu um resfriamento de apenas 0,2 K e um aumento de  $0,8 \text{ g kg}^{-1}$  na umidade específica entre 20 HL e 02 HL. No total, a umidade apresentou um perfil de grande variação no horário da anomalia com uma média de  $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ , diferença aproximada de  $1,1 \text{ g kg}^{-1}$  dos demais horários, que não demonstraram grandes variações entre si. A altura da CLN encontrava-se em 137,1 m às 20 HL no dia 23/09. Por outro lado, na medida das 02 HL ocorreu uma mistura turbulenta até a altura de 174,0 m.

O perfil de vento (Figura 4.17) às 17 HL apresentou uma característica semelhante a um JN, com uma velocidade máxima de  $6,3 \text{ m s}^{-1}$ . Não sendo possível a análise às 20 HL do dia 23/09, devido a problemas técnicos na medição da radiossonda, nota-se que a partir das 17 HL do dia 23/09 observa-se um aumento de  $4,0 \text{ m s}^{-1}$  até a anomalia (com  $10,3 \text{ m s}^{-1}$  às 02 HL).

Pode-se observar na estrutura dos perfis de temperatura potencial apresentados na Figura 4.18 que o perfil de  $\theta$  teve um padrão anômalo. Características como superfície aquecida com pouco menos que 4,0 K e um crescimento estável sobre uma camada de mistura (turbulenta) podem ser observados.

Outras radiossondagens (Figura 4.19) realizadas na região, por exemplo em Guajará-Mirim (distante aproximadamente 310 km) e Porto Velho ( $\approx 280 \text{ km}$ ), não apresentaram nem a anomalia de formação de camada de mistura, nem jato noturno, o que caracteriza ser um evento bem local. A direção do vento teve uma predominância de sudoeste às 02 HL do dia 24/09, enquanto nos dados das 17 HL do dia anterior nota-se uma direção com giro horário.

Avaliando os perfis de vento pelo SODAR (Figura 4.20) é possível determinar

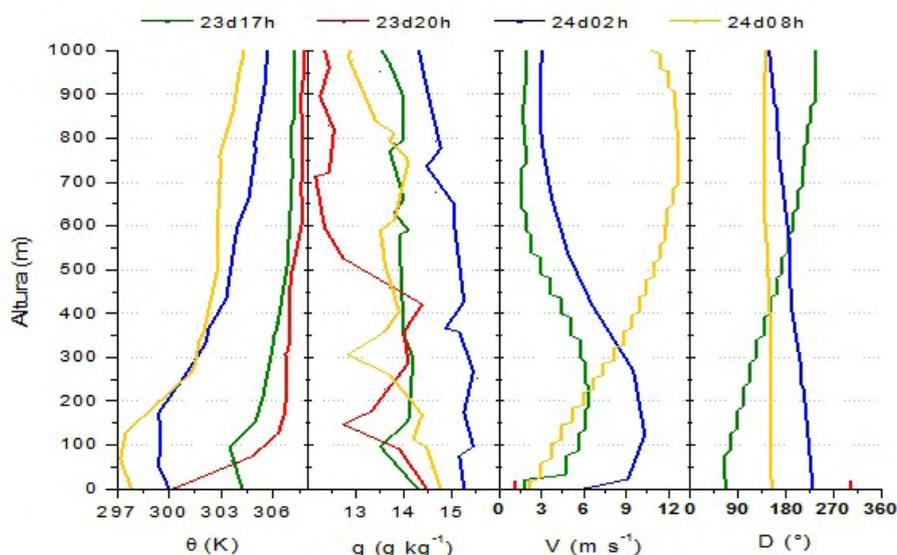


Figura 4.17 - Perfis termodinâmicos e dinâmicos obtidos pela radiossonda, referentes à noite entre os dias 23 (17HL - verde e 20HL - vermelho) e 24/09 (02HL - azul e 08HL - amarelo).

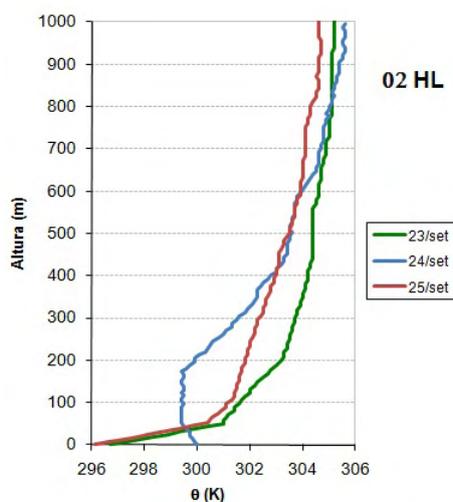


Figura 4.18 - Perfis de temperatura potencial ( $\theta$ ) dos dias 23, 24 e 25/09 às 02 HL.

que o ápice da velocidade máxima do vento ocorreu às 06:30 Z (02:30 HL), alcançando  $11,9 \text{ m s}^{-1}$  com a direção de sudoeste. Nesses dados pode-se notar que, até uma altura de aproximadamente 500 m, os perfis das 18 às 23 HL do dia 23/09 mostram ventos fracos. A partir das 00 HL o vento começa a ficar mais intenso, atingindo as condições que supririam as características de JN às 02

HL do dia 24/09. Todos os perfis possuem um aumento na velocidade a partir dos 500 m, com uma velocidade média de  $10,1 \text{ m s}^{-1}$  nessa região superior. O aumento da velocidade do vento em superfície foi causado por correntes descendentes dos ventos acima de 500 m, evento conhecido como *downdraft*.

Na sequência das imagens do satélite do canal infra-vermelho (IR) (Figura 4.21), nota-se no dia 23/09, aproximadamente às 21 HL, há uma formação de um sistema muito semelhante a de Linha de Instabilidade (LI) com 3 nuvens do tipo Cumulonimbos (Cb). Inicia-se a partir das 00 HL, a formação de uma célula de núcleo muito frio que chega a atingir  $-40^\circ\text{C}$  com muita umidade sobre o estado de Rondônia. Segundo os critérios de Maddox (1980), as características físicas seguem as de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) de escala meso- $\beta$ , com escala de comprimento de 25 a 250 km e de tempo de vida menor que 6h (ORLANSKI, 1975). Segundo o Climanálise (2002) há uma presença de frente fria que penetrou ao Sul do Brasil, e este sistema pode estar influenciando as condições de temperatura em Rondônia.

As imagens de radar meteorológico (Figura 4.22) apresentam um detalhamento melhor da estrutura do SCM citado. Na figura 4.22a, observam-se três núcleos principais com até 45 dBz ( $29,0 \text{ mm h}^{-1}$ ). As medições variaram de 30 a 55 dBz, respectivamente que correspondem de  $2,3 \text{ mm h}^{-1}$  a  $157,5 \text{ mm h}^{-1}$  de quantidade de chuva próximos à Fazenda Nossa Senhora. Após a passagem desse grande núcleo, o sistema se divide e começa a se dissipar.

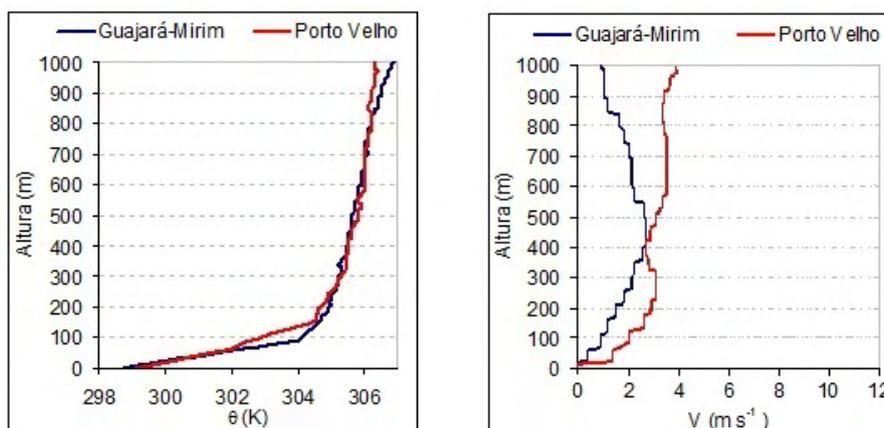


Figura 4.19 - Perfis de temperatura potencial ( $\theta$ ), à esquerda, e velocidade do vento (V), à direita, de Guajará-Mirim e Porto Velho, às 02 HL do dia 24/09.

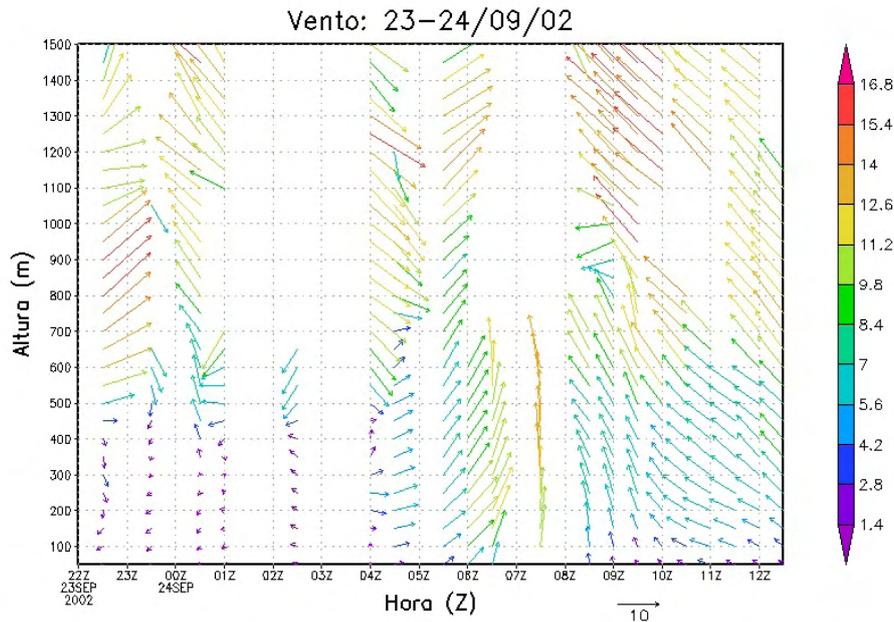


Figura 4.20 - Evolução temporal dos perfis do vento obtido pelo SODAR na noite entre os dias 23 e 24/09. As horas estão em hora Zulo (-4 horas).

Os dados de superfície, durante a noite de anomalia entre 23 e 24/09 (Figura 4.23), apresentaram uma falha entre as 00 HL do dia 23/09 e as 09 HL do dia 24/09, impossibilitando uma melhor análise, exceto para as medidas de velocidade e direção de vento, e para a precipitação. Para as medidas de vento, a velocidade em superfície atinge um pico de  $12,4 \text{ m s}^{-1}$  às 02:30 HL. Esses ventos máximos, que ocorrem devido a anomalia no vento, persistem das 01 às 03 HL. Nota-se que na tarde do dia 24 o vento é mais intenso que no dia anterior, provavelmente pela influência do sistema de mesoescala formado. A direção do vento mostrou-se bem perturbada durante o dia 23, estabilizando a partir das 18 HL. Durante o período de anomalia, a direção do vento na superfície foi predominantemente de sudoeste, e no dia 24/09 houve uma variação menos brusca, como no dia anterior. Durante o dia 24/09 ocorreu uma precipitação leve de 0,2 mm às 03 HL, causada pelo sistema convectivo de mesoescala atuante na região, o sistema formou um "downdraft" o qual causou a anomalia.

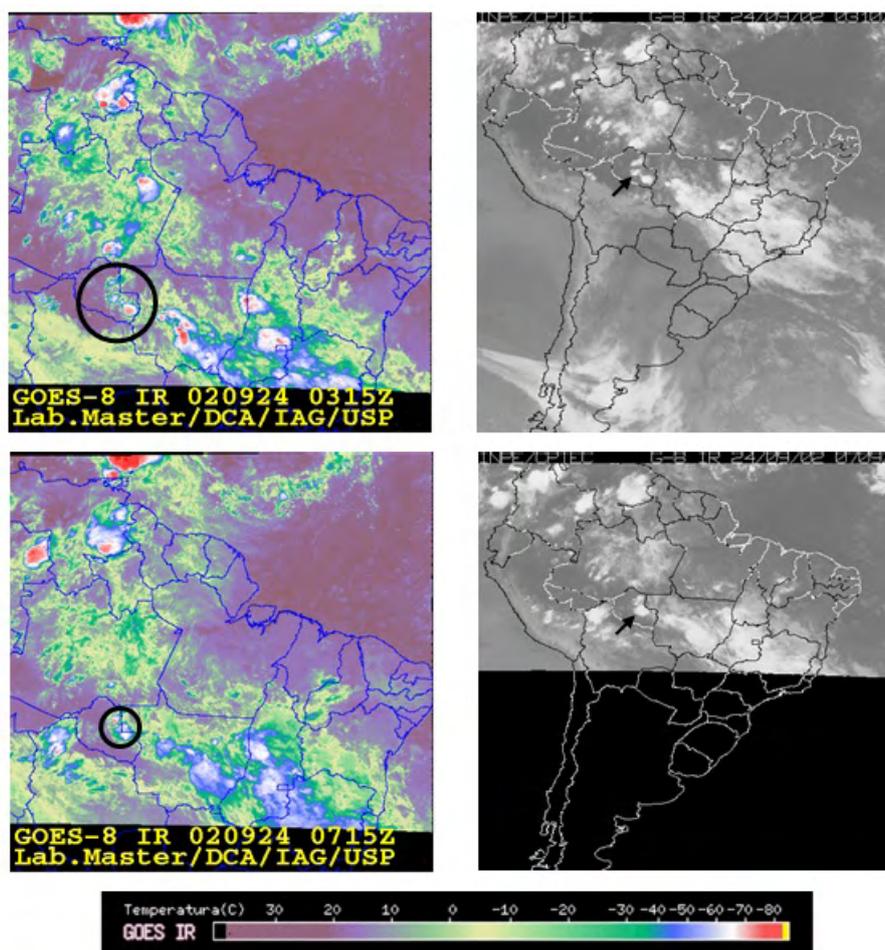


Figura 4.21 - Imagens de satélite (canal infra-vermelho) Master/GOES e INPE/GOES durante a noite, entre 23 e 24/09. Abaixo está a legenda de temperatura para referência. Os círculos indicam os SCM e as seta a direção em que se locomovem.

Silva (2005) fez uma análise similar para um caso semelhante ocorrido na noite de 28 a 29/10. As análises das características foram bastante semelhantes às apresentadas aqui, entretanto, a anomalia não foi tão clara como na noite entre 23 e 24/09, que apresentou maior intensidade e persistência.

### 4.3 Erosão da CLN

No caso da pastagem, o termo de fonte de calor ( $\overline{F}$ ) citado na equação (3.1) pôde ser desprezado, devido à pequena influência do termo de armazenamento pela Biomassa no balanço de energia (FISCH, 1995; SANTOS, 2005b). Sendo assim, na Tabela 4.11 estão calculados os fluxos de energia liberados pela superfície

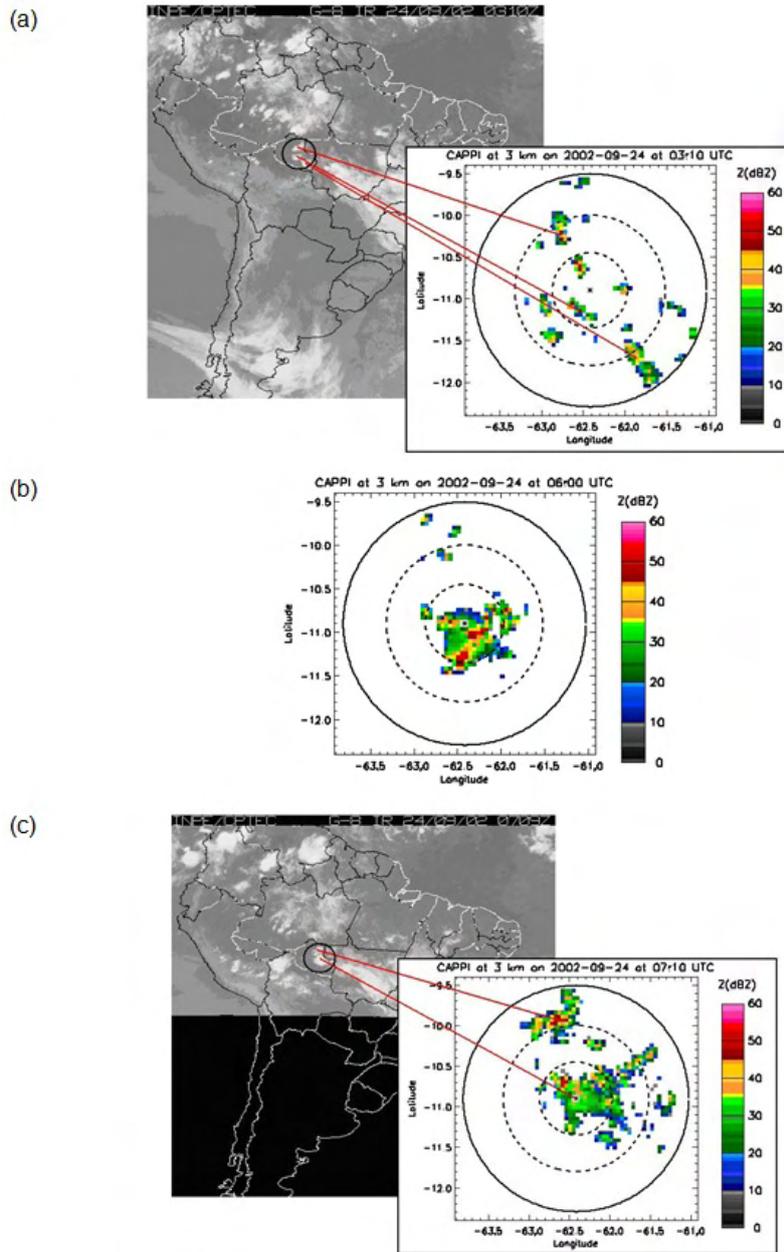


Figura 4.22 - Imagens de radar às (a) 23:10 HL, (b) 02:00 HL e (c) 03:10 HL , entre 23 e 24/09.

$((\overline{w'\theta'})_s)$  e o aquecimento da camada integrado até o topo ( $\sum_{i=0}^h \frac{\partial \theta}{\partial t} \partial z_i$ ), medidos durante a erosão da CLN em alguns dias de outubro característicos da época de transição. Verifica-se que durante 90 min o fluxo de energia da superfície totaliza, em média,  $79,2 \pm 71,8$  m K, enquanto o aquecimento médio da camada foi de  $267,6 \pm 267,9$  m K, produzindo uma diferença de 188,4 m K (ou 30%

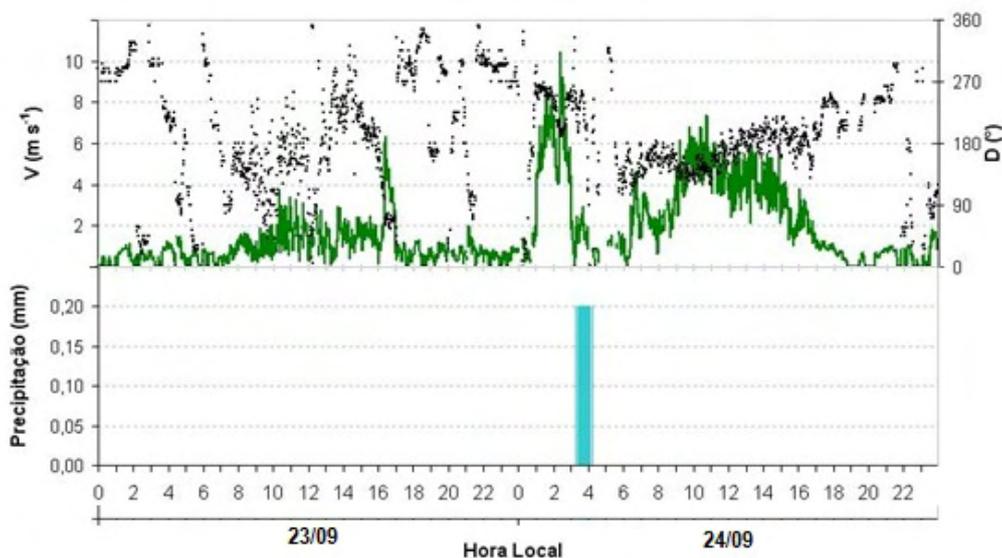


Figura 4.23 - Características térmicas e dinâmicas da superfície durante a anomalia do entre os dias 23 e 24/09.

do aquecimento total). Esta diferença equivale a  $0,05 \text{ m K s}^{-1}$ , fazendo com que os resultados da época de transição se assemelhem àqueles obtidos por Fisch (1995) e Santos (2005b), respectivamente para os períodos seco e úmido de Rondônia. Estes valores são superiores aos fluxos de energia entre 07 e 08 HL, e da mesma ordem de grandeza dos valores entre 08 e 09 HL. Isto sugere que pode existir uma fonte adicional de energia no sistema, fornecida por fluxos advectivos (movimentos catabáticos), como já havia sido levantado anteriormente por Fisch (1995) e Santos (2005b).

No caso do dia 28/10, que foi calculado com a variação da energia entre as 05:30 e 07 HL, os fluxos de superfície foram negativos devido ao perfil utilizado ainda não possuir a influência da radiação do Sol, como os cálculos dos dias anteriores. O que diferencia o dia 28/10 do dia 30/10, que abrange as mesmas horas, entre os perfis noturno e diurno, é que no dia 28/10, além da superfície estar mais quente, havia mais umidade (Figura 4.24), transferindo a energia na forma de calor latente (ao invés de calor sensível).

Entretanto, a diferença entre o aquecimento da camada limite com as estimativas dos fluxos de calor apresentaram diferenças bem menores que na estação seca. Isto ocorre devido à quantidade de umidade envolvida, demonstrando um

Tabela 4.11 - Fluxos de calor sensível (H), fluxo total de calor integrado para o período da erosão da CLN ( $(\overline{w'\theta'})_s$ ) e aquecimento da camada ( $\sum_{i=0}^h \frac{\partial\theta}{\partial t} \partial z_i$ ) na pastagem para o período de transição.

Dias	Hora Local	H (W m <sup>-2</sup> )	$(\overline{w'\theta'})_s$ (m K)	$\sum_{i=0}^h \frac{\partial\theta}{\partial t} \partial z_i$ (m K)
23/10	6:30-8:00	10,4	48,6	234,2
24/10	7:00-8:30	36,2	169,2	296,2
25/10	7:00-8:30	25,3	118,2	550,7
26/10	7:00-8:30	19,2	89,9	224,4
27/10	7:00-8:30	30,4	142,1	425,0
28/10	5:30-7:00	-7,4	-34,6	70,1
30/10	5:30-7:00	4,5	21,0	72,6
Média		16,9	79,2	267,6
DP		15,4	71,8	175,9

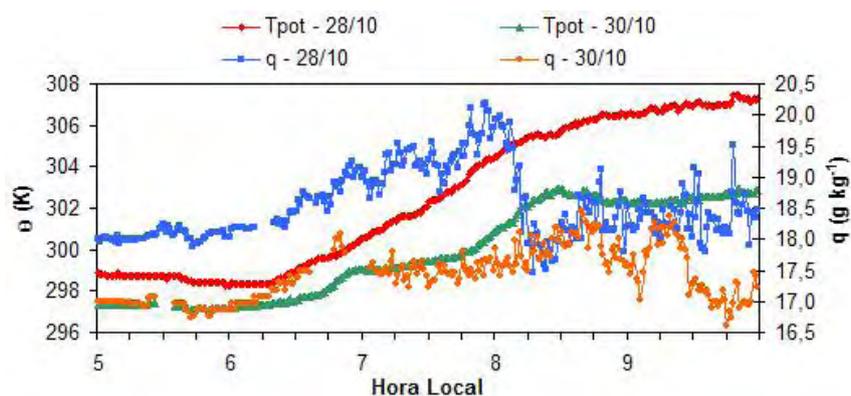


Figura 4.24 - Temperatura potencial e umidade específica da superfície dos dias 28 e 30/10.

equilíbrio melhor na estação de transição.

Como pode ser visto na Figura 4.25, há varias elevações ao Sul da Fz Nossa Senhora (ponto vermelho), sendo que o cume da elevação, com 109 m acima do sítio de observação, dista cerca de 4720 m. Esta elevação é um exemplo de que o sítio pode receber advecção de energia, com as formações de ventos catabáticos. *Skyllingstad (2003)* encontrou, através de simulações, influências em uma relação de até 29,5 m Km<sup>-1</sup>, sobrepondo o que foi encontrado aqui (23,1 m km<sup>-1</sup>).

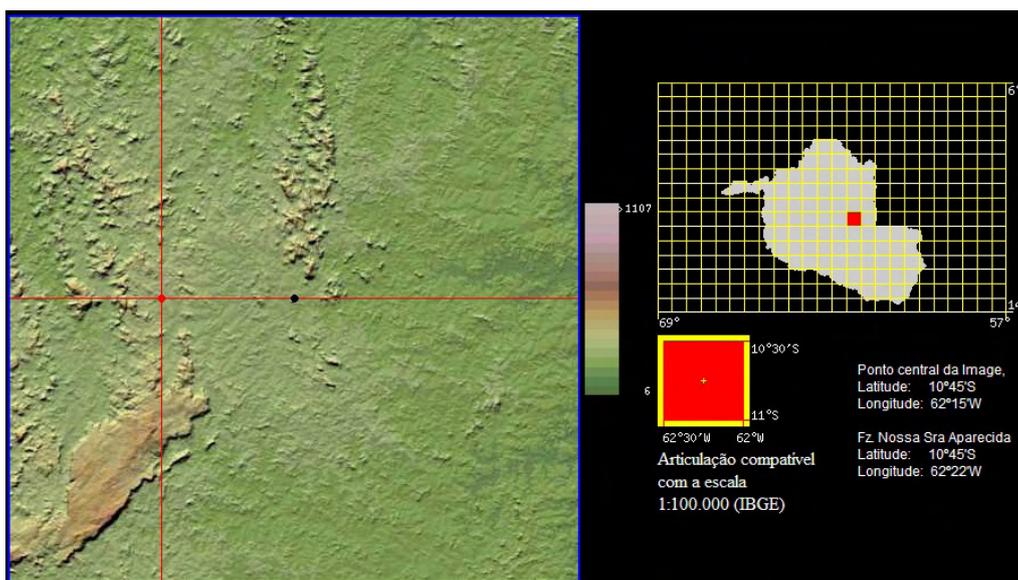


Figura 4.25 - Relevo da região próxima a Fz. Nossa Senhora Aparecida (ponto vermelho).

Fonte: EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA) (2009).

Segundo os critérios de [Angevine et al. \(2001\)](#), que avaliou o tempo de início e final da erosão da CLN, determina-se o horário da inversão do fluxo de calor sensível, que ocorre depois do nascer do Sol, como o início da erosão da CLN e sua completa erosão como o horário em que o desenvolvimento da CLC atinge 200 m. Durante o experimento RaCCI/LBA 2002, o Sol teve seu nascimento por volta das 05:47 HL, proporcionando fluxos de calor sensível nulos, ou seja, iniciando a erosão da CLN em um tempo médio de uma hora após o nascer do Sol. Apesar da diferença de latitudes entre a região estudada neste experimento e aquelas pesquisadas por [Angevine et al. \(2001\)](#) em latitudes médias (Illinois/EUA e Cabauw/Holanda), os resultados mostraram tempos de início da erosão bem próximos, o que pode indicar que uma hora após o nascer do Sol é um tempo padrão da atmosfera para iniciar a erosão da CLN. Vale ressaltar que esse tempo pode ser influenciado por vários fatores: umidade do solo, nebulosidade, precipitação, ventos fortes, entre outros. O final da erosão da CLN não pôde ser obtido devido à falta de mais perfis de temperatura, com os quais fosse possível observar o tempo médio em que a CLC atinge os 200 m, método definido por [Angevine et al. \(2001\)](#).

#### 4.4 Regimes de turbulência na CLN

As características da turbulência foram observadas através dos métodos do número de Richardson (Ri) e do parâmetro de Monin-Obukhov ( $z/L$ ). Isto possibilitou caracterizar os tipos de turbulência que influenciaram na época de transição, sendo os resultados comparados com aqueles obtidos por Santos (2005b) para a estação chuvosa.

A definição dos limites numéricos para os regimes pouco estável e muito estável ( $\epsilon_1$  e  $\epsilon_2$ ), respectivamente, foi dada através da organização de 23 medidas dos fluxos médios negativos de calor sensível (em  $\text{K m s}^{-1}$ ) confrontados com as médias do parâmetro de Monin-Obukhov ( $z/L$ ). Sendo os valores de  $\epsilon_1$  e  $\epsilon_2$  definidos como os valores de  $z/L$  no primeiro ( $0,017 \text{ K m s}^{-1}$ ) e no segundo máximo ( $0,016 \text{ K m s}^{-1}$ ) observados no fluxo negativo de calor, respectivamente  $\epsilon_1 = 20,5$  e  $\epsilon_2 = 23,3$  (Figura 4.26). Os valores dos coeficientes observados na época úmida por Santos (2005b), obtidos no mês de fevereiro, uma das épocas mais chuvosas, foram de  $\epsilon_1 = 10,8$  e  $\epsilon_2 = 11,8$ .

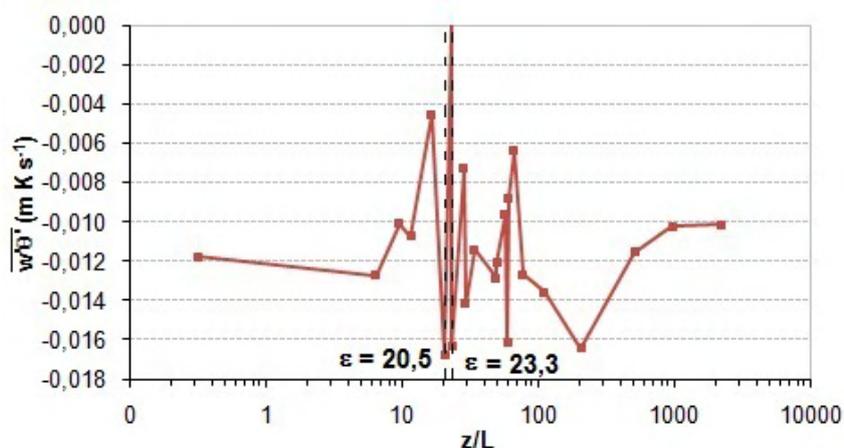


Figura 4.26 - Variação do fluxo de calor ( $\overline{w'\theta'}$ ) com a estabilidade ( $z/L$ ), na época de transição do experimento RaCCI/LBA.

Durante a estação úmida do experimento WetAMC-LBA, Santos (2005b), constatou que a CLN esteve, predominantemente, sob o regime de turbulência fracamente estável. Para o experimento RACCI 2002 foi observado uma maior influência de regime fracamente estável (RPE), mas ocorreu uma quantidade

significativa de regime de muita estabilidade (RME). A região apresentou intensas atividades convectivas, como exemplo os sistemas convectivos de mesoescala que provocaram as anomalias (capítulo 4.2), o que costuma aumentar os valores de umidade específica, principalmente na superfície, que geralmente contribui para a uma maior formação de nuvens e um lento resfriamento da temperatura de superfície.

As análises do parâmetro de estabilidade obtidas por Monin-Obukhov, na divisão entre os períodos previamente citado do experimento, mostram que no período mais seco da transição (fase I) ocorrem mais RPE, se comparado ao período mais úmido (fase II) que apresenta dois picos mais intensos de RME no início (17:30 HL) e fim (06:00 HL) da noite. O fato é que o fluxo de calor em superfície durante a noite (Figura 4.27b) teve maiores resfriamentos durante a fase II, o que ajudou na formação de RME, e também pode ter sido influenciado por suprimento da turbulência mecânica, mecanismo que pode ocasionar inversão térmica. A presença de turbulência mecânica provoca a mistura de turbilhões.

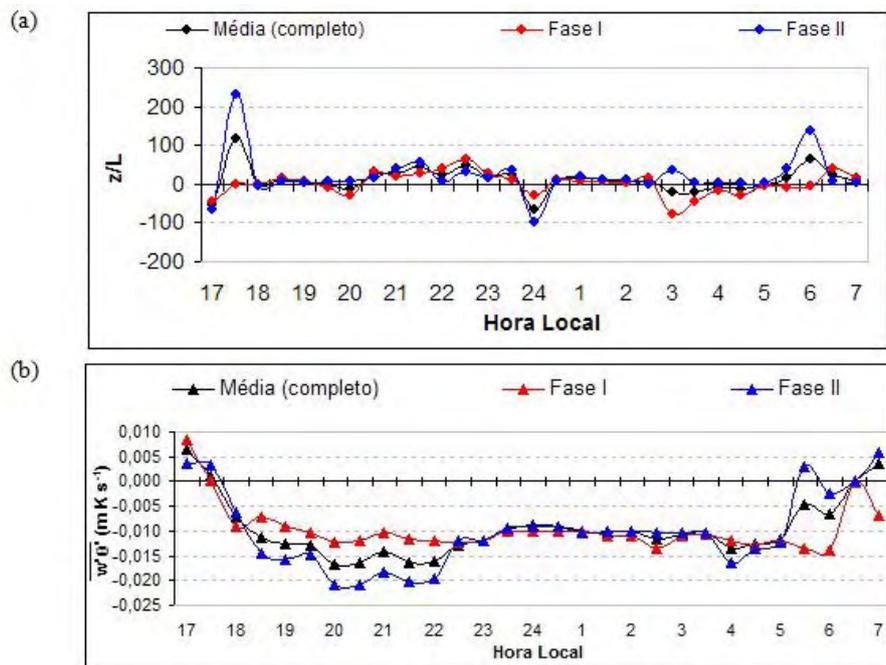


Figura 4.27 - Variação do (a) parâmetro estabilidade -  $z/L$  - e (b) do fluxo de calor -  $(w'\theta')$ . Em preto a média do período completo de transição do experimento RaCCI/LBA; vermelho a fase I (11 de setembro a 07 de outubro), período mais seco; e em azul fase II (08 de outubro a 03 de novembro) período mais úmido.

Já as análises feitas através dos perfis do número de Richardson gradiente, nos primeiros 200 m, mostrou que o regime de estabilidade apresentou mais casos de valores superiores ao  $Ri$  crítico ( $=0,25$ ). Em termos de porcentagem, em 53,8% do tempo a CLN demonstrou valores com média de  $Ri$  igual a 14,6, contra 36,2% de valores inferiores (média de -1,7). Isto demonstra que nessa camada mais baixa, camada mais estável, houve uma estabilidade mais forte. Acima dessa camada, observa-se uma camada mais misturada, com  $Ri$  tendendo a neutralidade ( $Ri \approx 0$ ), concordando com a definição da CR que possui uma mistura vertical formada pela turbulência. Na Figura 4.28 é possível verificar uma intensificação da estabilidade entre 20 e 02 HL. Às 08 HL, pouco acima de 50 m, uma provável formação da CLC próximo a superfície. A diferença do resultado constatado pelo parâmetro de Monin-Obukhov, provavelmente se deu por ser número de Richardson um método mais simplificado.

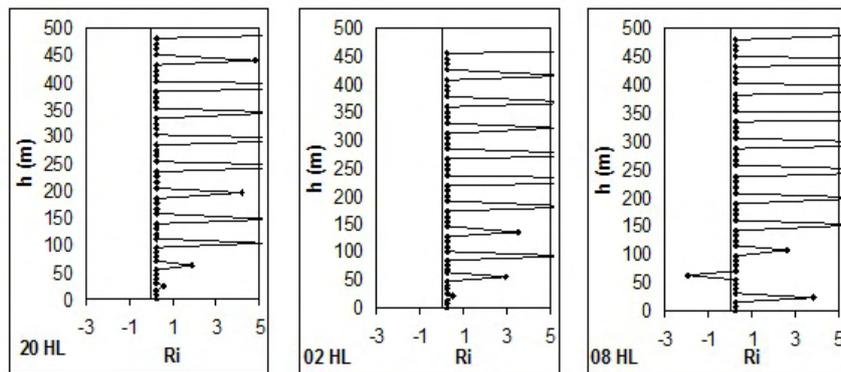


Figura 4.28 - Perfis médios do número de Richardson gradiente ( $Ri$ ) para todo o período do experimento RaCCI/LBA na pastagem.

#### 4.5 Jatos Noturnos (JN) na Camada Limite Noturna

Na área de pastagem a ocorrência de JN foi analisada a partir de 108 perfis de vento obtidos pelas radiossondas, sendo observados, na definição de JN, os critérios sugeridos por [Andreas et al. \(2000\)](#), a saber: velocidade máxima maior ou igual a  $5 \text{ m s}^{-1}$ , com cisalhamento superior e inferior do eixo ao jato a partir de  $1,5 \text{ s}^{-1}$ ; altura do eixo (em m), quando existir um JN; e sua direção.

Encontraram-se 32 ocorrências (26,0 %) de JN (Tabela 4.12) entre os horários das 20, 02 e 08 HL, o que é bem superior aos encontrados por [Santos \(2005b\)](#),

que apresentou 29 casos (8,9 %) no período chuvoso e 14 casos (9,7 %) no período seco. Este fato sugere que o período de transição possa apresentar uma maior ocorrência de JN. Vale ressaltar que Santos (2005b) utilizou a mesma metodologia deste trabalho, sendo que os horários analisados foram às 18, 00, 06 e 09 HL (estação seca) e às 23, 02, 05 e 08 HL (estação úmida). O aumento da quantidade de casos no período de transição pode ser explicado pelas características da estabilidade da atmosfera, partindo de uma situação mais estável (seca) para outra com maior instabilidade (úmida).

Tabela 4.12 - Número de casos de jatos observados durante os experimentos RBLE3 (estação seca), WetAMC-LBA (estação úmida) e RaCCI (estação de transição).

Experimentos	WetAMC-LBA	RBLE3	RaCCI
Estação	Úmida	Seca	Transição
Nº de perfis	326	145	123
Casos	29	14	32
Frequência	8,9	9,7	26,0

A Tabela 4.13 apresenta as observações de JN com as respectivas datas e hora da ocorrência para todo o experimento. Houve um grande número de ocorrências de JN às 20 HL (13 casos), sendo que alguns deles permaneceram até o início da manhã seguinte, fato que foi observado pelas radiossondagens das 08 HL (10 casos). Santos (2005b) constatou que, no período seco, a maior predominância é durante o início da manhã (06 HL), antecipando este comportamento para o início da noite (20 HL) no período úmido. Por outro lado, os JN na época de transição não possuem um padrão de semelhança com nenhum dos períodos, mas uma variação de formação com o horário, já que ocorreram 10 casos às 8 HL.

Na Figura 4.29a é possível notar que a predominância da altura do JN entre 400 e 500 m foi de 28,1 %, seguido do intervalo da altura entre 300 e 400 m (25,0 %). Também apresenta uma frequência significativa entre 600 e 700 m (18,8 %). Essas observações se assemelharam mais a época seca, observada por Santos (2005b). A velocidade do JN (Figura 4.29b) apresentou uma grande quantidade de casos com velocidade superior a  $10 \text{ m s}^{-1}$  (18,8%), superando as estimativas para ambos os períodos estudados por Santos (2005b). Mas na

Tabela 4.13 - Altura e Velocidade dos JN observados durante o RaCCI (estação de transição), sobre a Pastagem.

Dia	Hora Local	Altura do eixo do jato (m)	Velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ )	Direção do vento	
				( $^{\circ}$ )	posição)
19/09	20:00	478	7,9	357	N
20/09	02:00	690	8,6	353	N
20/09	20:00	356	5,1	349	N
21/09	20:00	232	5,8	199	S
22/09	02:00	308	6,4	150	SE
22/09	08:00	348	6,6	299	NO
24/09	02:00	156	10,3	218	SO
24/09	08:00	759	12,6	139	SE
28/09	20:00	627	6,6	357	N
29/09	20:00	498	6,5	22	N
30/09	20:00	299	6,8	356	N
2/10	20:00	462	5,9	335	NO
3/10	08:00	447	6,5	322	NO
3/10	20:00	299	7,6	357	N
4/10	08:00	474	5,8	316	NO
5/10	08:00	439	7,1	19	N
7/10	08:00	673	12,2	5	N
14/10	08:00	590	7,0	329	NO
16/10	08:00	164	7,0	92	L
16/10	0:00	341	7,0	22	N
20/10	20:00	509	6,4	333	NO
21/10	02:00	453	9,8	339	N
21/10	20:00	395	7,8	13	N
22/10	20:00	425	7,3	198	S
23/10	02:00	607	7,4	147	SE
24/10	02:00	358	8,2	347	N
25/10	02:00	363	8,0	334	NO
25/10	08:00	330	5,4	344	N
28/10	20:00	496	11,4	20	N
29/10	02:00	690	14,3	331	NO
30/10	02:00	533	8,3	316	NO
3/11	08:00	683	11,1	288	O

relação das velocidades abaixo de  $10 \text{ m s}^{-1}$  mostraram um decréscimo quase que exponencial a partir de  $6 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente 47, 22, 9 e 3%. Com relação à direção, predominou a direção norte, assim como na época chuvosa.

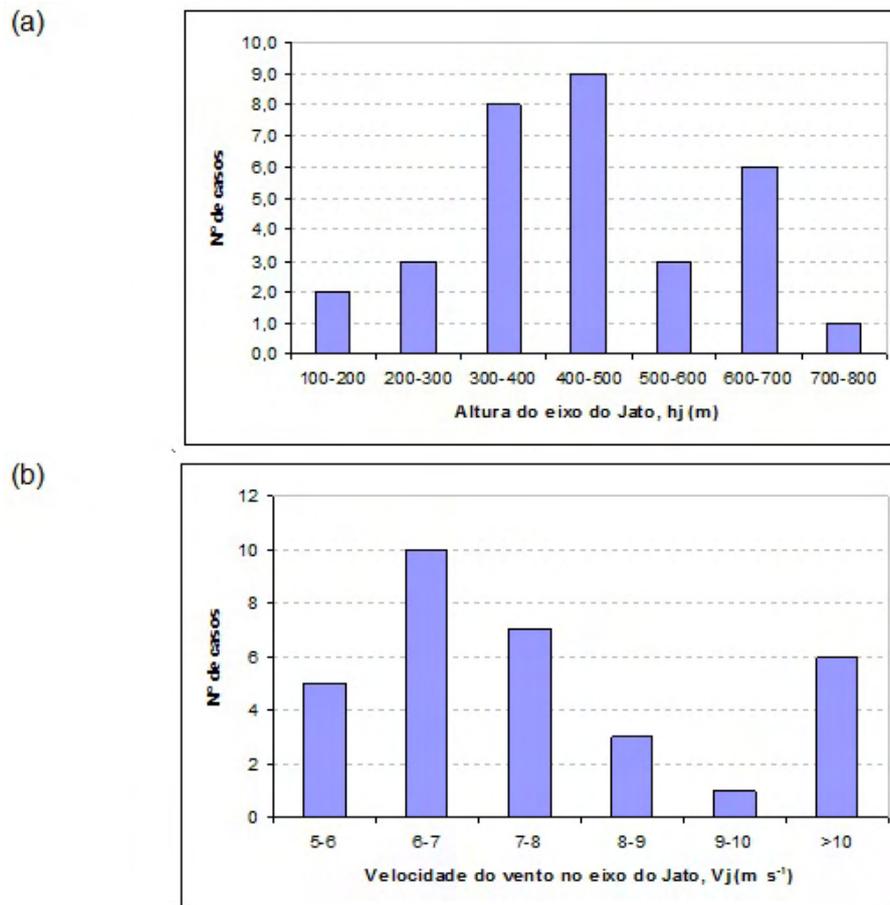


Figura 4.29 - Histogramas dos casos de jatos noturnos observados na fazenda N<sup>a</sup> Senhora, em Rondônia, durante o experimento RaCCI/LBA 2002: a) altura do JN (hj); b) velocidade do vento no JN (Vj).

Dados de re-análise, obtidos do NCEP/NOAA em 1000hPa, para o período seco do ano de 2002, mostram média de velocidade do vento no período seco como 10,6 m s<sup>-1</sup> e direção de sudoeste é maior que nas épocas de transição e úmida, respectivamente 2,8 (NO) e 7,1 m s<sup>-1</sup> (NE). Ou seja, no geral, a época de transição tem um vento médio de velocidades menores, mas dentro dessas médias apresentam mais velocidades superiores a 1 m s<sup>-1</sup>, demonstrando assim alta variabilidade.

A estrutura dinâmica e termodinâmica da CLN na presença dos JN foi analisada através dos perfis verticais com as seguintes variáveis: temperatura potencial ( $\theta$ ), umidade específica (q) e velocidade do vento (V) para características físicas (altura da CLN e umidade); e gradiente vertical de temperatura ( $\partial\theta/\partial z$ ),

cisalhamento do vento médio ( $S$ ) e o número de Richardson gradiente ( $Ri_g$ ) para as características de desenvolvimento e evolução com a altura (estabilidade).

A altura do eixo dos JN foi, em sua maioria dos casos, acima das alturas observadas da CLN. Dos 32 casos, em 2 deles não foram possíveis identificar com certeza a altura da CLN, por apresentarem uma situação em que ocorreu uma camada rasa de mistura, provavelmente pela ação do vento (turbulência mecânica), e 1 por apresentar uma estrutura muito estável impossibilitando uma certeza na marcação da altura da CLN. As duas situações consideradas foram os casos anômalos: noite de 23-24/09, comentado no capítulo 4.2; e noite de 28-29/10, analisada por Silva (2005). A média da altura para os JN foi de  $452,5 \pm 155,0$  m e para a CLN nos dias de jato foi de  $291,9 \pm 112,0$  m. Considerando a média dos desvios padrão (134,0 m), apenas 13 casos determinaram uma boa aproximação entre as alturas (JN x CLN), ou seja, apenas esses casos ficaram na margem do desvio padrão da altura da CLN, enquanto os 16 restantes a superestimaram.

Analisando as características superiores (subscrito a) e inferiores (subscrito b) ao JN, verificou-se pelo gradiente vertical de temperatura que houve uma concordância com os resultados obtidos aos de Santos (2005b), no qual  $(\partial\theta/\partial z)_b$  foi maior que  $(\partial\theta/\partial z)_a$ . As médias dos gradientes (Figura 4.30) nas noites em que ocorreram os JN apresentam uma configuração de tendência de CLN mais estável em transição para uma instabilidade, demonstrando um bom padrão de época de transição. Isso pode ser comprovado através da Energia para a Inibição que apresenta uma variação positiva de energia disponível nos dias de JN, respectivamente de  $6,8 \text{ J kg}^{-1}$  e uma variação negativa de  $-2,2 \text{ J kg}^{-1}$  h. As médias totais para esses dias foram para CAPE de  $136,9 \pm 196,0 \text{ J kg}^{-1}$ , e para CIN de  $93,3 \pm 104,0 \text{ J kg}^{-1}$ .

A evolução do  $(\partial\theta/\partial z)$  mostrou um equilíbrio, intercalando entre aumento e diminuição de  $(\partial\theta/\partial z)$  com a altura nos primeiros metros abaixo do jato. Sendo observado no número de Richardson que no mesmo nível os valores foram em geral próximos de zero, indicando a presença de turbulência fraca abaixo do jato, acima, nota-se uma aumento na turbulência. As Figuras 4.31a, 4.31b e 4.31c, mostram exemplos de casos de JN em 3 diferentes datas: auge da estação seca, início da transição e outra próxima do início da estação úmida. No primeiro caso, 20/09 20HL, a CLN alcançou 209,8 m, enquanto o JN foi mais alto, com 355,8 m

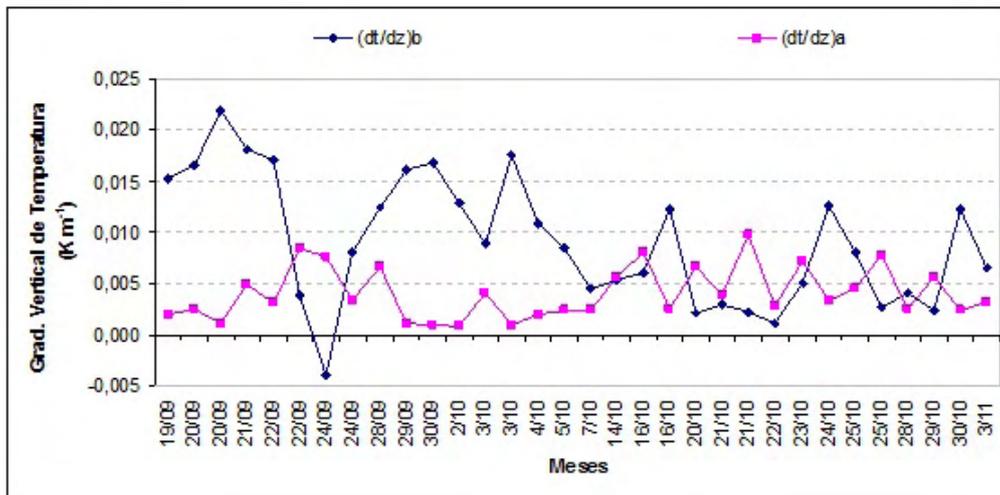


Figura 4.30 - Médias dos gradientes verticais de temperatura acima (subscrito a) e abaixo (subscrito b) do Jato Noturno.

a uma velocidade de  $5,1 \text{ m s}^{-1}$ . O número de Richardson apresenta uma fraca turbulência em baixos níveis, já na altura dos JN a turbulência encontrada foi maior. Interessante notar a ocorrência de um gradiente vertical de temperatura de  $0,022 \text{ K m}^{-1}$  (o maior valor registrado) abaixo do jato, configurando-o como um dos mais estáveis, o que pode ser comprovado pelo perfil de temperatura que se apresenta com um desenvolvimento estável bem definido. Na Figura 4.31b, a diferença entre os  $(\partial\theta/\partial z)$  acima e abaixo dos JN, respectivamente para as 20 HL ( $0,012 \text{ K m}^{-1}$ ) e 08 HL ( $0,005 \text{ K m}^{-1}$ ) mostraram uma variação da estrutura da CLN na mesma noite. Dois prováveis fatores podem ser a ocorrência de queimadas nas redondezas registrada durante a tarde do dia 02/10 (CLIMANÁLISE, 2002), ou o acoplamento de alguns sistemas convectivos, o que é capaz de alterar a estrutura da CLN aquecendo a atmosfera acima da superfície, como analisado nos estudos de casos (capítulo 4.2). Nos últimos perfis, a estrutura da CLN foram bem menos estáveis, com fracas turbulências e com umidade específica alta registrada na superfície. As variações de temperatura com a altura foram muito pequenas, possuindo gradientes maiores na parte superior ao jato no dia 29/10 02 HL. No último caso, apesar de não haver precipitação antes ou durante a medição, a determinação da CLN foi de grande incerteza, por isso não serão utilizadas.

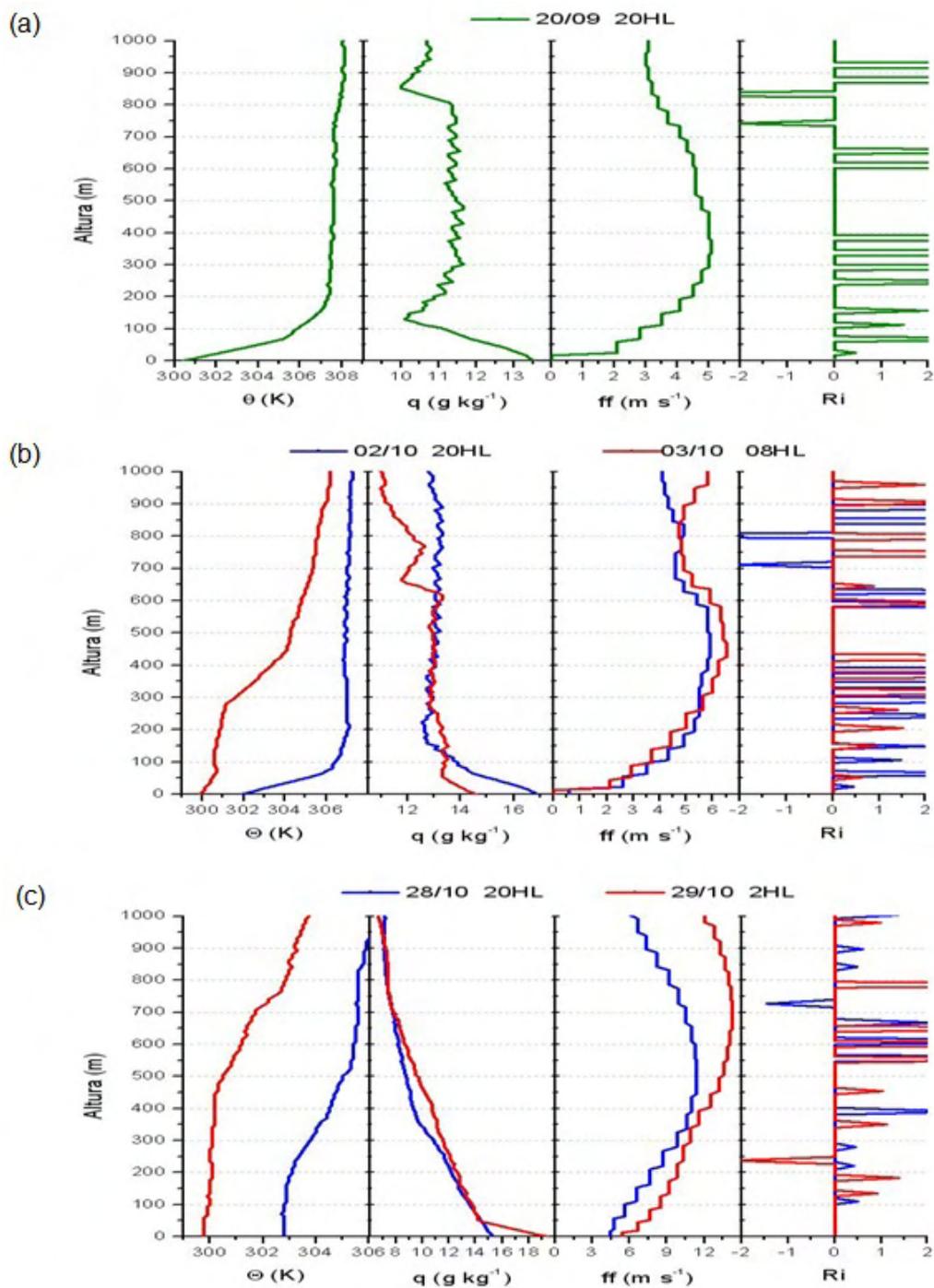


Figura 4.31 - Exemplo da estrutura da CLN sobre a pastagem, na presença de JN, durante o RBLE3. Perfis verticais da velocidade do vento ( $ff$ ), Número de Richardson de gradiente ( $Ri$ ), Temperatura potencial ( $\theta$ ) e umidade específica ( $q$ ), obtidos por radiossonda para as noites de 21/09 às 20HL (a), 02-03/10 às 20HL e 08HL, e 28-29/10 às 20HL e 02HL, respectivamente.

## 5 CONCLUSÃO

Através de medidas observacionais num sítio de pastagem da Amazônia durante a época de transição (seca para chuvosa) no experimento RaCCI/LBA 2002, foi realizado este trabalho, que teve como objetivo principal caracterizar a estrutura e a dinâmica da CLN. Através dessas análises, concluiu-se que:

- O estudo da estrutura da CLN utilizando os instrumentos BC, RS e SODAR em conjunto com dados de superfície de uma EMA consolidada, foi dividido em duas etapas:
  - A etapa I considerou 11 dias no mês de outubro de 2002 com medições de BC, o que possibilitou análises mais detalhadas da CLN devido à periodicidade dos içamentos e seu tempo de medição durante a ascensão. As observações com BC e RS mostraram medidas mais semelhantes entre a altura da CLN ( $h_i$ ) e componentes do vento. As alturas da CLN ( $h_i$ ) foram mais próximas das da estação seca para o BC e a RS, atingindo médias máximas de 247,2 e 348,2 m, respectivamente. Entretanto, para o SODAR, utilizando a velocidade máxima como parâmetro para estimar  $h_i$ , os resultados foram mais próximos aos da época úmida, com valores maiores daqueles do BC e da RS. A altura calculada pelo software da REMTECH não representa a altura da CLN, mas uma estimativa de CR, apresentando diferença de 557,4 m entre as alturas. Durante o experimento, houve alguns içamentos de BC com 2 instrumentos, com o intuito de perceber alterações mais bruscas num espaço de tempo ainda menor. Esses içamentos mostraram pequenas diferenças nas medidas, entretanto estas expressaram variabilidades maiores que a resolução dos instrumentos.
  - A etapa II considerou 61 dias, com todos os dados do experimento RaCCI/LBA 2002, utilizando apenas dados de EMA, RS e SODAR. Esse período apresentou maior semelhança com a estação seca, mostrando que durante a transição, de setembro a novembro, as características foram ainda as da seca. Isto é um indício de que, apesar da ocorrência de chuvas espessas e isoladas, não ocorreu o início da estação chuvosa. A taxa de crescimento da altura

da CLN atingiu uma média de  $14,2 \text{ m h}^{-1}$ . A energia disponível para convecção (CAPE) nessa época foi de  $136,9 \text{ J kg}^{-1}$  e a de inibição (CIN) de  $93,3 \text{ J kg}^{-1}$ . Dividindo o período em duas fases, observando o contraste da altura da CLN nos períodos seco (fase I: 11/09 a 07/10) e chuvoso (08/10 a 03/11) da transição, os resultados foram maiores que a média das estações seca (diferença de 13,9 m) e chuvosa (diferença de 57,2 m).

- A estrutura da CLN é fortemente influenciada por fatores de grande escala em seu desenvolvimento, algumas vezes alterando e causando anomalias em seu padrão clássico, encontrado na literatura. Nas análises efetuadas verificou-se que fenômenos atmosféricos, como os sistemas convectivos de mesoescala, ao gerar fortes movimentos verticais descendentes (*downdraft*), podem causar uma anomalia que forma uma camada de mistura durante o período noturno. Notou-se também uma inversão na direção do vento e uma intensificação do vento próximo à superfície.
- Durante o experimento RaCCI/LBA 2002, o Sol nasceu por volta das 05:47 HL, e através das análises da inversão do fluxo em superfície, determinou-se o início para a erosão da CLN aproximadamente 1 hora após o nascer do Sol. Durante a erosão da CLN, o fluxo de energia da superfície totaliza, em média,  $79,2 \text{ m K}$ , resultando em 30% do aquecimento total. Entretanto, a diferença entre o aquecimento da camada limite com as estimativas dos fluxos de calor apresentaram diferenças bem menores que nas estações seca e chuvosa, ou seja, um maior equilíbrio. O aquecimento em função do tempo concordou com valores das épocas seca e úmida, sugerindo a existência de advecção.
- O regime turbulento da CLN, determinado com o parâmetro de Monin-Obukhov, nesse período foi, predominantemente, de fraca estabilidade, semelhante aos dados de outro experimento (LBA/TRMM). Dividindo o período nas fases I e II, descritas anteriormente, encontra-se mais picos de forte estabilidade na fase mais seca, sugerindo que essa característica foi causada pelo surgimento de turbulência mecânica. Já os cálculos pelo número de Richardson gradiente ( $Ri$ ) mostraram que 53,8% dos valores são superiores ao número crítico (0,25), induzindo

forte estabilidade.

- Os JN ocorreram em maior quantidade na época de transição (32 casos), em comparação com os outros períodos, podendo ser explicado pelo fato de que as características de estabilidade da atmosfera ainda não estarem fortemente estabelecidas. A predominância da altura foi entre 400 e 500 m, assemelhando-se ao período seco, entretanto, a direção dos ventos foi de norte, característica do período úmido. Quanto à magnitude das rajadas, as velocidades abaixo de  $10 \text{ m s}^{-1}$  (19%) mostraram um decréscimo quase que exponencial a partir de  $6 \text{ m s}^{-1}$ .

Sugerem-se então, a partir destes resultados e visando um melhor entendimento das características da CLN na Amazônia, os seguintes trabalhos:

- Estudar com mais detalhamento as forçantes externas na CLN causadas pela orografia situada próximo ao sítio estudado, avaliando quanto e como a elevação afeta o desenvolvimento e as características da CLN. Isso pode ser realizado com a utilização de dados de SODAR e de RS, os quais são realizados com mais frequência, e a de um modelo atmosférico com bom detalhamento da área.
- Realizar um experimento similar durante a época de transição da estação úmida à seca (de março a abril), para se observar as diferenças no desenvolvimento da CLN para uma época inicialmente úmida. Utilizando os mesmos instrumentos e métodos deste trabalho, seria possível obter as características necessárias para comparação. Uma vez que haja água disponível no solo, as diferenças entre as características da floresta e pastagem tendem a ser suavizadas. Embora não haja experimentos nessa época, estima-se que a CLN determinaria uma relação maior com a da época úmida.
- Analisar a influência de queimadas, tanto em uma área de pastagem como em uma de floresta, com o intuito de verificar seus efeitos na CLN. Dados de queimadas, que podem ser obtidos através dos produtos de satélite NOAA, e simulações de modelo com simulações de turbilhões de larga escala (Large-Eddy Simulation - LES) podem ser utilizados.

- Com um modelo de nuvem modelar o *downdraft* que ocorreu na pastagem, identificando com mais clareza os efeitos causados na CLN e na região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREAS, E.; CLAFFY, K.; MAKSHITAS, A. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 459–486, Dec 2000. [32](#), [76](#)

ÂNGELO, H.; PEREIRA DE SÁ, S. O desflorestamento na Amazônia brasileira. **Ciência Florestal**, v. 17, n. 3, p. 217–227, Jul-Set 2007. [1](#)

ANGEVINE, W. Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers. **Acta Geophysica**, v. 56, n. 1, p. 2–20, Mar. 2008. [15](#), [16](#)

ANGEVINE, W.; BALTINK, H.; BOSVELD, F. Observations of the morning transition of the convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 101, n. 2, p. 209–227, Nov. 2001. [6](#), [15](#), [16](#), [73](#)

ARRITT, R.; RINK, T.; SEGAL, M.; TODEY, D.; CLARK, C.; MITCHELL, M.; LABAS, K. The great plains low-level jet during the warm season of 1993. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 9, p. 2176–2192, Set. 1997. [32](#)

ARYA, S. **Introduction to micrometeorology**. London: Academic Press, 2001. 420 p. [11](#), [13](#), [15](#), [30](#)

BANTA, R.; NEWSOM, R.; LUNDQUIST, J.; PICHUGINA, Y.; COULTER, R.; MAHRT, L. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 2, p. 221–252, Nov. 2002. [15](#)

BEYRICH, F.; KOTRONI, V. Estimation of surface stress over a forest from sodar measurements and its use to parameterize the stable boundary-layer height. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 66, n. 1-2, p. 93–103, Out. 1993. [13](#)

CÂMARA, G. **Estimativa de desmatamento da Amazônia no período 2007-2008**. Rio de Janeiro: [s.n.], 2008. Mesa redonda da Academia Brasileira de Ciências. [2](#)

CARNEIRO, G. M. **O jato em baixos níveis na América do Sul**: avaliação do desempenho do modelo Eta/CPTEC durante o SALLJEX. 2005. 127 p. (INPE-14483-TDI/1164). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. [32](#)

CARSON, D. An introduction to the parameterization of land-surface process. Part I: radiation and turbulence. **The Meteorological Magazine**, v. 116, n. 1381, p. 229–242, 1987. 2

CARVALHO, J. C.; VELHO, H. F. C.; DEGRAZIA, G. A. Parameterização do transporte turbulento de contaminantes na camada limite convectiva. In: CONGRESSO NACIONAL DE MATEMÁTICA APLICADA E COMPUTACIONAL, 18., 1995, Curitiba. **Proceedings...** Rio de Janeiro: SBMAC, 1995. p. 278. 8

CLIMANÁLISE, B. **Setembo e Outubro**. 2002. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br>>. 67, 81

CONTINI, D.; CAVA, D.; MARTANO, P.; DONATEO, A.; GRASSO, F. Boundary layer height estimation by sodar and sonic anemometer measurements. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM FOR THE ADVANCEMENT OF BOUNDARY LAYER REMOTE SENSING (ISARS), 14., 2008, Roskilde, Denmark. **Proceedings...** Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung Science Publishers, 2008. p. 278. 13

DEARDOFF, J. Parameterization of the planetary boundary layer for use in General Circulation Models. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 2, p. 93–106, Fev. 1972. 3

\_\_\_\_\_. Observed characteristics of the outer layer. In: BLACKADAR, A. (Ed.). **In short course on the planetary boundary layer**. Boston: American Meteorological Society, 1978. p. 101. 13

DORAN, J.; BERKOWITZ, C.; COULTER, R.; SPICER, C.; SHAW, W. The 2001 Phoenix Sunrise experiment: vertical mixing and chemistry during the morning transition in Phoenix. **Atmospheric Environment**, v. 37, n. 17, p. 2365–2377, June 2003. 16

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Brasil em Relevo**. 2009. Disponível em: <[http://www.relevobr.cnpq.embrapa.br/ro/hth1/ro09\\_13.htm](http://www.relevobr.cnpq.embrapa.br/ro/hth1/ro09_13.htm)>. 73

FEARNSIDE, P. Deforestation in amazonia: dynamics, impacts and control. **Acta Amazonica**, v. 36, n. 3, 2006. 1

FISCH, G. **Camada limite amazônica**: aspectos observacionais e de modelagem. 1995. 171 p. (INPE-6123-TDI/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995. [xvi](#), [xix](#), [xx](#), [2](#), [3](#), [9](#), [16](#), [17](#), [19](#), [21](#), [23](#), [28](#), [29](#), [36](#), [37](#), [39](#), [41](#), [42](#), [46](#), [48](#), [55](#), [57](#), [61](#), [62](#), [69](#), [71](#)

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. 306 p. [6](#), [7](#)

GARRATT, J. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316 p. [5](#), [9](#)

HOLTSLAG, A.; NIEUWSTADT, F. Scaling the atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 36, n. 1-2, p. 201–209, Jul. 1986. [12](#)

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Precipitação total e anomalia em 2002**. 2009. Disponível em: <http://www.inpe.br>. [24](#)

\_\_\_\_\_. **Projeto PRODES**: monitoramento da floresta Amazônica brasileira por satélite. 2009. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes/>. [2](#)

KEENAN, T.; MCBRIDE, J.; HOLLAND, G.; DAVIDSON, N.; GUNN, B. Diurnal variations during the Australian monsoon experiment (Amex) Phase II. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 11, p. 2535–2552, Nov. 1989. [32](#)

KELBE, B. Features of westerly waves propagating over southern Africa during summer. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 1, p. 60–70, Jan. 1988. [32](#)

KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. Nocturnal low-level jet during PUKK. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 31, n. 2, p. 187–195, Feb. 1985. [15](#)

KRISTENSEN, L.; RATHMANN, O. **Extreme winds on Denmark**. Roskilde, Denmark: Riso National Laboratory: [s.n.], 1999. [7](#)

LAPWORTH, A. The morning transition of the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 3, p. 501–526, June 2006. [9](#), [15](#)

LEITE, C. **Características da camada limite convectiva durante a transição da estação seca para chuvosa na Amazônia**: comparação floresta/pastagem (DRY TO WET AMC/LBA - 2002). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, 2004. [18](#)

LONGO, M.; ALBRECHT, R.; MACHADO, L.; FISCH, G.; DIAS, M. da S. Controle de qualidade dos dados de radiossondagem da campanha Wet-AMC/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, p. 243–253, Set. 2002. 23

MADDOX, R. Meoscale convective complexes. **American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, Nov. 1980. 67

MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal boundary layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 2, p. 255–278, Aug. 1998. 10, 31

MALHI, Y. The significance of the dual solutions for heat flux measured by the temperature fluctuations method in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 74, n. 4, p. 389–396, June 1995. 10

MANN, J.; DELLWIK, E.; BINGÖL, F.; RATHMAN, O. Laser measurements of flow over a forest. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM FOR THE ADVANCEMENT OF BOUNDARY LAYER REMOTE SENSING (ISARS), 14., 2008, Roskilde, Denmark. **Proceedings...** Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung Science Publishers, 2008. 14

NIEUWSTADT, F. The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. **Journal of Atmospheric Science**, v. 41, n. 14, p. 2202–2216, Jul. 1984. 12

NIEUWSTADT, F.; DRIEDONKS, A. The nocturnal boundary layer: a case study compared with model calculations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 11, p. 1397–1405, Nov. 1979. 10

NOBRE, C.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, Jul. 2007. 1, 2

OHYA, Y.; NAKAMURA, R.; UCHIDA, T. Intermittent bursting of turbulence in a stable boundary layer with low-level jet. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 126, n. 3, p. 349–363, Mar. 2008. 15

OHYA, Y.; NEFF, E.; MERONEY, R. Turbulence structure in a stratified boundary layer under stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, n. 1, p. 139–161, Abr. 1997. 10

OKE, T. **Boundary layer climates**. New York: Halsted Press, 1988. 435 p. 8

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. [8](#)

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric process. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527–530, Mai. 1975. [67](#)

PERES, C. Why we need Amazonian mega-reserves. **Natureza & Conservação**, v. 3, n. 1, p. 8–16, abr. 2005. [1](#)

PICHUGINA, Y.; BANTA, R.; KELLEY, N.; BREWER, W.; SANDBERG, S.; MACHOL, J.; JONKMAN, B. Remote sensing of the nocturnal boundary layer for wind energy applications. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM FOR THE ADVANCEMENT OF BOUNDARY LAYER REMOTE SENSING (ISARS), 14., 2008, Roskilde, Denmark. **Proceedings...** Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung Science Publishers, 2008. [13](#)

POULOS, G.; BLUMEN, W.; FRITTS, D.; LUNDQUIST, J.; SUN, J.; BURNS, S.; NAPPO, C.; BANTA, R.; NEWSOM, R.; CUXART, J.; TERRADELLAS, E.; BALSLEY, B.; JENSEN, M. CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 4, p. 555–581, Apr. 2002. [11](#)

QUEIROZ, M. **Termodinâmica da camada limite atmosférica na Amazônia (TECLA): influência dos efeitos locais e dos fenômenos de mesoescala**. 127 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, 2008. [19](#)

RANDOW, C. V.; MANZI, A.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. de; ZANCHI, F.; SILVA, R.; HODNETT, M.; GASH, J.; ELBERS, J.; WATERLOO, M.; CARDOSO, F.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5–26, June 2004. [55](#)

ROCHA, C. **Termodinâmica da camada limite atmosférica durante a estação chuvosa no oeste da Amazônia - LBA/TRMM 1999**. 100 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, 2003. [xix](#), [xx](#), [41](#), [42](#), [46](#), [55](#), [57](#), [58](#)

SALMOND, J.; MCKENDRY, I. A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer: implications for air pollution. **Progress in Physical Geography**, v. 29, n. 2, p. 171–188, June 2005. 11

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. 122 p. (INPE-14049-TDI/1064). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. 18, 22, 63

SANTOS, R. M. N. dos. **Estudos da camada limite noturna na Amazônia**. 2005. 177 p. (INPE-14477-TDI/1158). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. xvi, xx, 3, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 19, 20, 29, 31, 32, 35, 36, 37, 39, 41, 48, 55, 58, 61, 62, 69, 71, 74, 76, 77, 80

SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S.; JOFFREY, 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. 14

SHAW, W.; DORAN, J.; COULTER, R. Boundary-layer evolution over Phoenix, Arizona and the premature mixing of pollutants in the early morning. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 4, p. 773–786, Fev. 2005. 16

SILVA, C. **Comportamento da Camada Limite Atmosférica na Amazônia durante a transição da estação seca para chuvosa**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Maceió, 2005. xix, xx, 18, 28, 41, 42, 46, 55, 57, 69, 80

SILVA, C.; LYRA, R. Comparação do perfil de vento medido por radiossondas e por um sodar durante o experimento DRYTOWET-AMC/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 356–363, Fev. 2009. 52

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. 2

SKYLLINGSTAD, E. Large-eddy simulation of katabatic flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, n. 2, p. 217–243, Feb. 2003. 72

SMEDMAN, A. Observations of a multi-level turbulence structure in a very stable atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 44, n. 3, p. 231–253, Aug. 1988. 10

SOUZA, F. Conservation: how much more information is necessary? **Natureza & Conservação**, v. 3, n. 1, 2005. 1

STULL, R. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p. 5, 6, 8, 15, 28, 32, 63, 64

\_\_\_\_\_. **Meteorology for Scientists and Engineers**. Pacific Grove: Brooks / Cole, 2000. 502 p. 6

TAO, S.; CHEN, L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: CHANG, C.; KRISHNAMURTI, T. (Ed.). **Monsoon Meteorology**. Oxford: University Press, 1987. p. 60–92. 32

TÓTA, J. **Estimativa regional de fluxos de calor sensível e latente em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1998. 113 p. (INPE-6822-TDI/643). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1998. 2

VERISSIMO, A.; BARRETO, P.; TARIFA, R.; UHL, C. Extraction of a high-value natural resource in Amazonia: the case of Mahogany. **Forest Ecology and Management**, v. 72, p. 39–60, Mar. 1995. 1

VERNEKAR, K.; MOHAN, B.; SAXENA, S.; PATIL, M. Characteristics of the atmospheric Boundary Layer over a tropical station as evidenced by tethered balloon observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 8, p. 1426–1432, Aug. 1993. 29

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric science: an introductory survey**. San Diego: Academic Press, 2006. 465 p. 6

ZILITINKEVICH, S.; MIRONOV, D. A multi-limit for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 81, n. 3-4, p. 325–351, Dec. 1996. 10

