

MARCOS RICHARDSON GUILHERMINO DA SILVA

ASPECTOS DA TERMODINÂMICA DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NO OESTE DA AMAZÔNIA DURANTE A
ESTAÇÃO CHUVOSA - EXPERIMENTO WETAMC/LBA

Macapá - AL

2004



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º DE ORDEM: MET-UFAL-MS021

**ASPECTOS DA TERMODINÂMICA DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NO OESTE DA AMAZÔNIA DURANTE A
ESTAÇÃO CHUVOSA - EXPERIMENTO WETAMC/LBA**

MARCOS RICHARDSON GUILHERMINO DA SILVA

Dissertação de Mestrado orientada pelo Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra,
apresentada a Universidade Federal de Alagoas, para obtenção do título de Mestre em
Meteorologia.

Maceió, AL
Março - 2004



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º DE ORDEM: MET-UFAL-MS021

**ASPECTOS DA TERMODINÂMICA DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NO OESTE DA AMAZÔNIA DURANTE A
ESTAÇÃO CHUVOSA - EXPERIMENTO WETAMC/LBA**

por

MARCOS RICHARDSON GUILHERMINO DA SILVA

Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra
Titulação: Prof. Dr. Micrometeorologia

Maceió, AL
Março - 2004



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

***“ASPECTOS DA TERMODINÂMICA DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA NO OESTE DA AMAZÔNIA DURANTE A ESTAÇÃO
CHUVOSA – EXPERIMENTO WET AMC/LBA”***

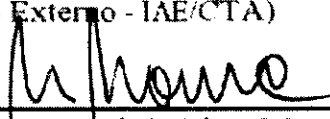
MARCOS RICHARDSON GUILHERMINO DA SILVA

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia. N.º de ordem: MET-UFAL-MS-021

Aprovada pela banca examinadora composta por:


Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra
(Orientador)


Prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch
(Membro Externo - IAE/CTA)


Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura
(Membro)

MACEIÓ - AL
MARÇO - 2004

**Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

- S586a Silva, Marcos Richardson Guilhermino da.
Aspectos da termodinâmica da camada limite atmosférica no oeste da Amazônia durante a estação chuvosa : experimento WET AMC/LBA / Marcos / Richardson Guilhermino da Silva. – Maceió, 2004.
xii, 78f : il.
- Orientador: Roberto Fernando da Fonseca Lyra.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) - Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2004.
- Bibliografia: f. 72-75.
1. Meteorologia. 2. Camada limite (Meteorologia). 3. Termodinâmica atmosférica. 4. Amazônia - Temperatura - Análise. I. Título.

CDU: 551.508.82(1-928.8)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço ao meu Deus pela dádiva da vida, pela força que Ele me concede para enfrentar as adversidades, e por alcançar mais um objetivo.

Agradeço a minha esposa pelo apoio para a conclusão do curso.

Ao Prof. Dr. Roberto Lyra pela excelente orientação desde os períodos da iniciação científica (1995) até agora, e mesmo distante me orientou com grande satisfação, paciência e competência.

Aos membros da banca examinadora por terem aceitado o convite e por suas valiosas sugestões.

À FAPEAL pelo apoio financeiro dado através da bolsa de Mestrado, tornando-se difícil a conclusão do curso de Mestrado sem tal auxílio.

Ao Prof. Dr. Marcos Moura por ter dado a oportunidade de participar no experimento CLARE-2001 na Amazônia.

Ao meu amigo Carlos Henrique pelo tempo em que trabalhamos juntos tratando os dados de radiossondagem provenientes do WETAMC/LBA 1999.

Dedico este trabalho especialmente a minha esposa Maria Cláudia.

Dedico também aos meus pais Marcos e Naidir e aos meus irmãos, Marcia, David e Deyse e ao Michel.

Aos meus avós Arlinda, Nair e Guilhermino em nossa memória.

RESUMO

SILVA, Marcos Richardson Guilhermino da. ASPECTOS DA TERMODINÂMICA DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO OESTE DA AMAZÔNIA DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA - EXPERIMENTO WETAMC/LBA. Orientador: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió – AL: CCEN/UFAL, 2004. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

São discutidos resultados da campanha, LBA/TRMM Wet Season 1999 (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia Tropical Rainfall Measurement Mission*). As medidas foram feitas simultaneamente em dois sítios experimentais: floresta nativa ($10^{\circ}5'S$; $61^{\circ}55'W$; 120m) e pastagem ($10^{\circ}45'S$; $62^{\circ}21'W$; 290m), no Estado de Rondônia. As condições em que se desenvolveu o experimento foram realmente típicas de estação chuvosa. As análises e discussões são realizadas levando-se em consideração a quantidade de nebulosidade predominante para cada dia. Por isso, os dias foram classificados em dias de céu claro, dias de céu parcialmente nublado e de céu nublado. Observou-se, também que o tempo de duração da precipitação favoreceu o desaparecimento do contraste entre floresta e pastagem, tornando a atmosfera homogênea em termos de quantidade de vapor d'água. Com isso a CLA foi bastante parecida nos dois sítios em termos de espessura. A média geral da altura da CLA na floresta foi de 599m e na pastagem de 526m. No interior da CLA os ventos foram de fracos a moderados (aproximadamente $2m.s^{-1}$) tendo sido observados alguns jatos noturnos de até $10m.s^{-1}$). Em termos de direção, houve grande variabilidade tanto de um sítio experimental para outro, quanto no mesmo sítio dependendo da quantidade de nebulosidade. No caso da temperatura potencial virtual (θ_v) e da umidade específica (q) os ciclos diários são facilmente distinguidos, exceto em dias de chuva. Não foram encontradas diferenças significativas entre a floresta e a pastagem. No domínio da CLA, foram constatadas diferenças na floresta entre os dias de céu claro e nublado da ordem de 2,0K em θ_v e de $1,5g.kg^{-1}$ em q . Sendo mais úmido em dias de CN. Na pastagem, foram encontradas diferenças significativas durante a tarde no valor de umidade específica. Enquanto naquele sítio em dias CC o valor médio de q é de $16,0g.kg^{-1}$ à tarde, em dias CN a umidade chegou a $14,5g.kg^{-1}$ em média. Este fato pode estar associado ao aquecimento médio de 4,0K nos dias CC em relação aos dias CN.

ABSTRACT

SILVA, Marcos Richardson Guilhermino da. ASPECTS OF THE THERMODYNAMIC OF THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER IN AMAZONIA WESTERN DURING WET SEASON – WETAMC/LBA. Adviser: Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra. Maceió – AL: CCEN/UFAL, 2004. Dissertation (Master in Meteorology).

Results from LBA/TRMM Wet Season 1999 (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia / Tropical Rainfall Measurement Mission) are discussed. The measures had been made simultaneously in two experimental sites: native forest ($10^{\circ}5'S$; $61^{\circ}55'W$; 120m) and pasture ($10^{\circ}45'S$; $62^{\circ}21'W$; 290m), in Rondonia state. The climatic conditions during the experiment had been really typical of rainy season. The precipitations, in its majority, had been associates to the instability lines. The duration of the rain periods depends on the origin of these lines that can be: local, East Rondonia or the Atlantic coast. The rainy weather make disappear the contrast forest/pasture, in terms of water vapor and energy budget, and the Atmospheric Boundary Layer (ABL) in the two sites became similar. The average thickness for example in the forest was 599m and in the pasture 526m. The winds inside the ABL had been moderate and some nocturnal jets (about 10m.s^{-1}) are observed. The wind direction had a great temporal variability. The daily cycles of temperature and the humidity are easily distinguished, except in rainy days. Significant differences forest/pasture had not been found. In the ABL scale the sky cover doesn't play an important role and the difference forest-pasture are small. In domain of ABL had found important differences in forest between sky clear days (CC) and overcastting days (CN) in average 2,0K in potencial virtual temperature (θ_v) and $1,5\text{g.kg}^{-1}$ in specific humidity (q). CN days are more humidity. In pasture significant differences had been found at afternoon in specific humidity and θ_v . In this site in CC days average q is $16,0\text{g.kg}^{-1}$ at afternoon, and CN days $14,5\text{g.kg}^{-1}$. In this fact can be relationed to air warmer 4,0K in CC days comparing CN days. It's increasing the amount water vapor in CC days.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Regiões de movimento do ar sugeridas por Sutton (1953)	08
Figura 02 - Localização dos sítios experimentais (Floresta e Pastagem) no Estado de Rondônia.	26
Figura 03 - Climatologia da precipitação (A) e temperatura (B) para a região de Ji-Paraná (RO), para o período de 1982 à 1992. Fonte: Ferreira da Costa et al. (1998).	27
Figura 04 - Exemplo da representação gráfica da malha de pontos, criada para a confecção dos campos médios utilizando o método de interpolação de krigagem.	32
Figura 05 - Perfis típicos da temperatura potencial virtual em duas situações: (a) de dia e (b) à noite. A linha tracejada indica a altura da CLC (a) e da CLN (b).	33
Figura 06 - Precipitação acumulada diária (mm), de 23 de janeiro à 25 de fevereiro de 1999 durante a realização do experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia, na Reserva Biológica do Jaru (sítio floresta e em Ouro Preto do Oeste (sítio pastagem).	36
Figura 07 - Série temporal da temperatura do ar na floresta e na pastagem próximo da superfície durante o experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia.	37
Figura 08 - Diferença de temperatura do ar floresta – pastagem próximo da superfície durante o experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia.	38
Figura 09 - Variação temporal da temperatura média do ar nos primeiros 100m na sítio floresta (Rebio Jaru) nas 03 condições de nebulosidade.	39
Figura 10 - Variação temporal da temperatura média do ar nos primeiros 100m na sítio pastagem nas 03 condições de nebulosidade.	40
Figura 11 - Altura da Camada Limite Convectiva (CLC) sobre a floresta para as 03 condições de nebulosidade (CC, CPN, CN), durante o experimento WETAMC/LBA-1999 em Rondônia.	42

- Figura 12 - Perfis médios de temperatura potencial virtual no sítio floresta, para as 03 condições de nebulosidade durante o experimento WETAMC/LBA-1999: às 08:00 (a), 11:00 (b), 14:00 (c) e 17:00HL (d). 43
- Figura 13 - Altura da Camada Limite Convectiva (CLC) sobre a Pastagem para as 03 condições de nebulosidade (CC, CPN, CN), durante o experimento WETAMC/LBA-1999 em Rondônia. 45
- Figura 14 - Perfis médios de temperatura potencial virtual no sítio pastagem, para as 03 condições de nebulosidade durante o experimento WETAMC/LBA-1999: às 08:00 (a), 11:00 (b), 14:00 (c) e 17:00HL (d). 46
- Figura 15 - Variação espaço-temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio floresta. 48
- Figura 16 - Variação espaço-temporal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio pastagem. 49
- Figura 17 - Perfis médios horários do vetor vento, no sítio floresta, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC); (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 51
- Figura 18 - Perfis médios horários do vetor vento, no sítio pastagem, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC); (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 53
- Figura 19 - Variação espaço-temporal da temperatura potencial virtual (K). durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio floresta. 55
- Figura 20 - Variação espaço-temporal da temperatura potencial virtual (K). durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio pastagem. 56
- Figura 21 - Campos médios de temperatura potencial virtual, no sítio floresta, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC), (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 58
- Figura 22 - Campos médios de temperatura potencial virtual, no sítio pastagem, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC), (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 60

- Figura 23 - Variação espaço-temporal da umidade específica (g.kg^{-1}) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sitio floresta. 62
- Figura 24 - Variação espaço-temporal da umidade específica (g.kg^{-1}) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sitio pastagem. 63
- Figura 25 - Campos médios de umidade específica (g.kg^{-1}), no sitio floresta, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC); (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 67
- Figura 26 - Campos médios de umidade específica (g.kg^{-1}), no sitio pastagem, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: (a) dias de céu claro(CC); (b) dias de céu parcialmente nublado (CPN), e (c) dias de céu nublado (CN). 68
- Figura 27 - Imagens de satélite da América do Sul no canal infravermelho no dia 05/02/99. 79
- Figura 28 - Imagens de satélite da América do Sul no canal infravermelho no dia 06/02/99. 80

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Comparação entre vários algoritmos de interpolação de dados. A numeração significa: 1 = melhor e 5 = pior. Fonte Landim (2000).	31
Tabela 02 – Especificações dos valores limites para a confecção dos campos gerais nos sítios floresta e pastagem durante o LBA-WET season 1999.	32
Tabela 03 – Especificações dos valores limites para a confecção dos campos médios nos sítios floresta e pastagem durante o LBA-WET season 1999.	32
Tabela 04 – Médias das alturas da Camada Limite Convectiva (CLC) para as 03 condições atmosféricas estudadas referentes ao sítio floresta durante o WETAMC/LBA 1999, entre os meses de janeiro e fevereiro de 1999.	42
Tabela 05 – Médias das alturas da Camada Limite Convectiva (CLC) para as 03 condições atmosféricas estudadas referentes ao sítio pastagem durante o WETAMC/LBA 1999, entre os meses de janeiro e fevereiro de 1999.	45

LISTA DE ANEXOS

Anexo 01 – Imagens de satélite no canal infravermelho obtidas a partir do satélite GOES-8 para o dia 05/02/1999.

Anexo 02 – Imagens de satélite no canal infravermelho obtidas a partir do satélite GOES-8 para o dia 06/02/1999.

LISTA DE ABREVIATURAS

ABLE - Amazonia Boundary Layer Experiment

CC – Dia de céu claro

CI - Camada de Inversão

CL – Camada Limite

CLA – Camada Limite Atmosférica

CLC – Camada Limite Convectiva

CLE - Camada Limite Estável

CLN - Camada Limite Noturna

CLP – Camada Limite Planetária

CMA - Camada de Mistura Atmosférica

CN – Dia de céu nublado

CPN – Dia de céu parcialmente nublado

CR - Camada Residual

DECAFE - Dynamic et Chimie de l'Atmosphère em Forêt Equatoriale

ECT - Energia Cinética Turbulenta

HL – Hora Local

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

ke – Energia Cinética Turbulenta

LBA – Large scale biosphere – atmosphere in Amazonia

NE - Nivel de equilibrio

RBLE – Rondônia Boundary Layer Experiment

TMG – Tempo médio de Greenwich

ZE - Zona de Entranhamento

Zi – Altura da Camada Limite Atmosférica (m)

LISTA DE SÍMBOLOS

- ε - Constante (0,622)
- φ - Direção do vento (graus)
- Γ - Gradiente adiabático seco ($^{\circ}\text{C}.\text{m}^{-1}$)
- γ - Gradiente térmico ambiental ($^{\circ}\text{C}.\text{m}^{-1}$)
- θ - Temperatura potencial do ar (K)
- θ_e - Temperatura potencial equivalente do ar (K)
- Γ_s - Gradiente pseudo-adiabático ($^{\circ}\text{C}.\text{m}^{-1}$)
- θ_v - temperatura potencial virtual (K)
- ρ_v - umidade do ar ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$)
- ρ_{vs} - umidade de saturação do ar ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$)
- a - Constante da equação de Tetens ($a = 7,5$ se $T > 0$ e $a = 9,5$ se $T < 0$ ou $T = 0$)
- A - Constante psicrométrica ($8.0 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$)
- b - Constante da equação de Tetens ($a = 237,3$ se $T > 0$ e $a = 265,5$ se $T < 0$ ou $T = 0$)
- c_{pd} - calor específico a pressão constante do ar seco ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- c_{pm} - calor específico a pressão constante do ar úmido ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- c_v - calor específico a volume constante do ar seco ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- c_{vm} - calor específico a volume constante do ar úmido ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- c_{vv} - calor específico do vapor d'água ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- dq/dt - Taxa de variação da umidade específica com a temperatura do ar ($\text{kg}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- e - Pressão do vapor d'água (hPa)
- $e_s(t)$ - Pressão de saturação do vapor d'água à temperatura do termômetro de bulbo seco (hPa)
- $e_s(tw)$ - Pressão de saturação do vapor d'água à temperatura do termômetro de bulbo úmido (hPa)
- $\bar{u}$ - Velocidade do vento ($\text{m}.\text{s}^{-1}$)
- g - aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m}.\text{s}^{-2}$)
- k - Constante da equação de Poisson (0,286)
- L_v - Calor latente de vaporização ($\text{J}.\text{kg}^{-1}$)
- m - Massa de ar total (kg)

- M_a – Massa molecular média do ar atmosférico (Kg.mol^{-1})
 m_d – massa de ar seco (kg)
 m_v – Massa de vapor d'água (kg)
 M_v – Massa molecular do vapor d'água (kg.mol^{-1})
 P – Pressão atmosférica (hPa)
 P_a – Pressão do ar seco (hPa)
 q – Umidade específica (kg.kg^{-1})
 R – Constantes universais dos gases ideais ($8.314 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 r – razão de mistura (kg.kg^{-1})
 R_a - Constantes universais dos gases para o ar atmosférico ($280 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 R_d - Constantes universais dos gases para o ar seco ($287,05 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 R_{ib} – Número de Richardson de bulk (adimensional)
 R_{ic} - Número de Richardson crítico (0,25)
 R_{if} - Número de Richardson de fluxo (adimensional)
 R_m – Valor para a constante universal dos gases para o ar úmido. Depende do valor da umidade do ar ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 R_v – Constante universal dos gases para o vapor d'água ($461,0 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
 T – Temperatura do ar (K)
 T_d – Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$)
 T_e – Temperatura equivalente do ar (K)
 T_v – Temperatura virtual do ar (K)
 T_w – Temperatura do termômetro de bulbo úmido ($^{\circ}\text{C}$)
 u - componentes zonal (m.s^{-1})
 UR – Umidade relativa (%)
 v – componente meridional do vento (m.s^{-1})
 V – Volume de uma massa de ar (m^3)

SUMÁRIO

1.0 – <u>INTRODUÇÃO</u>	01
2.0 - <u>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	03
2.1 - Características da Floresta Amazônica	03
2.2 – A Camada Limite Atmosférica (CLA)	07
2.2.1 – Características da Camada Limite Atmosférica (CLA)	08
2.2.2 – Modelagem e análise estatística da Camada Limite Atmosférica	12
2.2.3 – Experimentos e estudos realizados em Florestas Tropicais Úmidas	12
2.2.4 – Processos termodinâmicos na atmosfera: elementos teóricos	16
2.2.4.1 – Conceitos básicos	16
2.2.4.2 – Termodinâmica do ar úmido não-saturado	20
2.2.4.3 – Formas de se alcançar a saturação	22
3.0 - <u>MATERIAIS E MÉTODOS</u>	25
3.1 - Localização dos sítios experimentais	25
3.2 - Climatologia regional	26
3.3 – Dados	27
3.4 – Determinação dos dias de céu claro, céu parcialmente nublado e de céu nublado	28
3.5 – Cálculo de variáveis meteorológicas	29
3.6 - Construção dos campos	30
3.6.1 – Os campos gerais e médios	31
3.7 – Determinação da altura da Camada Limite Atmosférica	33

4.0 - <u>RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>	34
4.1 – Condições sinópticas durante o período do experimento	34
4.1.1 – Aspectos de grande escala	34
4.1.2 – Aspectos mais importantes na Região Norte	35
4.2 – Temperatura do ar próximo da superfície	37
4.2.1 – Variação ao longo do experimento	37
4.2.2 – Ciclos diários por condição de nebulosidade	38
4.3 – Desenvolvimento da Camada Limite Convectiva (CLC)	41
4.3.1 - Sítio Floresta	41
4.3.2- Sítio Pastagem	44
4.4 – Evolução espaço-temporal	47
4.4.1 – Velocidade do Vento	47
4.4.1.1 – Evolução durante o experimento	47
a) Sítio Floresta	47
b) Sítio Pastagem	48
4.4.1.2 – Evolução por condição de nebulosidade	49
a) Sítio Floresta	49
b) Sítio Pastagem	52
4.4.2 - Temperatura Potencial Virtual (θ_v)	54
4.4.2.1 – Evolução durante o experimento	54
a) Sítio Floresta	54
b) Sítio pastagem	56
4.4.2.2 – Evolução por condição de nebulosidade	57
a) Sítio Floresta	57
b) Sítio Pastagem	60
4.4.3 – Variação espaço-temporal da umidade específica (q)	61
4.4.3.1 – Evolução durante o experimento	61
a) Sítio Floresta	61
b) Sítio Pastagem	62
4.4.3.2 – Evolução por condição de nebulosidade	63
a) Sítio Floresta	64
b) Sítio Pastagem	65
5.0 - <u>CONCLUSÕES</u>	69
6.0 - <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	71
7.0 - <u>ANEXOS</u>	78

1.0 - INTRODUÇÃO

Dentre as diferentes regiões tropicais existentes no globo, podemos destacar como sendo de grande importância, para o estudo dos mecanismos de controle do clima, a influência de áreas de florestas tropicais com umidade elevada. Nesse aspecto, a região que se enquadra de forma destacada é a Floresta Amazônica. Possuindo 5.032.925 km², é a maior floresta tropical e um dos maiores sistemas ecológicos do planeta, cujo complexo ecossistema é formado por partes que operam juntas e de forma bastante precisa. A Amazônia é constituída por uma vegetação de grande porte cuja copa das árvores cobre totalmente a superfície do solo. Dessa forma, esta vegetação distingue-se de todas as coberturas vegetais por possuir na área do dossel uma atmosfera que lhe é própria, com um clima que é essencialmente diferente do clima de um solo nu.

Além disso, a Amazônia tem um papel fundamental como uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera. Durante a época chuvosa a liberação de calor é tipicamente de 2,5K.dia⁻¹ (Molion, 1976). Para isso, há uma grande contribuição da convecção, que em termos de intensidade e posição, é crucial para a determinação do tempo e do clima naquela região. Porém, o desmatamento acelerado faz com que grande parte do calor latente de evaporação seja diminuído (Figueiroa e Nobre, 1990). Se isso continuar de modo desordenado pode-se esperar mudanças que afetarão os sistemas atmosféricos causadores das variações no tempo, as quais quando somadas por um longo período, poderão formar um novo clima.

O desflorestamento na região amazônica teve sua intensificação com os programas de colonização e desenvolvimento daquela região durante as décadas de 60 e 70. Nos últimos 30 anos, cerca de 30 – 50 milhões de hectares de floresta nativa foram substituídos por vegetação rasteira na Amazônia. Segundo um relatório da INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) a área destruída por queimadas, até o final de 1988, seria cerca de 342,900km², o que corresponde a 9,3% da floresta. Em 1990 divulgou-se uma foto do satélite landsat 8, mostrando que o desmatamento alcançara 404.000km² em fins de 1989.

Tal substituição de floresta nativa por vegetação rasteira, pode modificar a interação solo-vegetação-atmosfera. Com base nisso, nas últimas duas décadas, vários experimentos

micrometeorológicos integrados foram realizados na região amazônica, com o objetivo de aumentar os conhecimentos relativos a interação entre floresta tropical e a atmosfera. Com relação a Camada Limite Atmosférica (CLA), importantes resultados estão compilados em Fisch (1996) e mostram que a CLC (Camada Limite Convectiva) sobre a área de pastagem é muito mais desenvolvida do que sobre a floresta (cerca de 1000m mais profunda) devido à maneira como é feita a partição de energia na pastagem. Lyra et al (1994) mostram que a estrutura da CLA sobre a região de floresta em Ji-Paraná apresenta-se compatível com as observações realizadas na floresta tropical do Congo, ressaltando que a CLA sobre a área de pastagem é, em média 66% superior do que no caso da floresta. Estes estudos, e muitos outros (Souza, 1997, Silva e Lyra, 1998) baseados nos dados coletados durante o RBLE3 (Rondonia Boundary Layer Experiment) deram uma importante contribuição para o entendimento da interação floresta-atmosfera e da termodinâmica da baixa troposfera.

Portanto, visando contribuir para as análises quantitativas dos efeitos do desmatamento, o presente trabalho pretende estudar alguns aspectos da termodinâmica da atmosfera no nível da CLA no período chuvoso na região amazônica. Com isso é feita uma comparação entre dois diferentes ecossistemas: floresta tropical nativa e pastagem, dando destaque para a análise das variações espacial e temporal de variáveis meteorológicas importantes ao desenvolvimento da CLA em diferentes condições de nebulosidade. Tal estudo baseia-se no experimento LBA/TRMM.

O projeto LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) é uma iniciativa internacional de pesquisa liderada pelo Brasil. Neste projeto dá-se ênfase a observações e análises que ampliem a compreensão do funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, bem como do impacto das mudanças dos usos da terra nesse funcionamento, e das interações entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global da Terra.

2.0 - REVISÃO DE LITERATURA

2.1 – Características da Floresta Amazônica

A floresta Amazônica interpõe-se entre a superfície terrestre e a atmosfera. Ela não constitui apenas num espaço fechado, mas também quanto as suas propriedades, uma zona de transição, porque cada um dos órgãos da planta, se comporta como o solo, recebendo e emitindo radiação, evaporando e efetuando trocas de calor com o ar circundante. Porém, o ar que penetra, mesmo com dificuldade, na cobertura vegetal, constitui uma parte especial da camada de ar junto ao solo.

Esta imensa cobertura vegetal faz parte da Bacia Amazônica que possui uma área estimada de 6,3 milhões de quilômetros quadrados, sendo que aproximadamente 5 milhões em território brasileiro e o restante dividido entre os países da Bolívia, Colômbia, Equador e Peru. Geograficamente, a Bacia Amazônica limita-se à Oeste com a Cordilheira dos Andes (com elevações de até 6km), ao Norte com o Planalto das Guianas (com picos montanhosos de até 3km), ao Sul com o Planalto Central (altitudes típicas de 1.2km) e à Leste pelo Oceano Atlântico e com o Nordeste brasileiro. A Amazônia contém quase a metade das florestas tropicais úmidas do mundo e uma grande área de savana tropical. A bacia é importante no metabolismo do sistema global, respondendo por aproximadamente 10% da produtividade primária líquida do globo. A alta biodiversidade da região é igualmente importante. A derrubada de árvores tem alterado a estrutura e composição de áreas com florestas, particularmente ao longo da área do desmatamento. Essas práticas resultam na fragmentação do habitat, a qual pode levar a uma perda irreversível de biodiversidade. Com as suas dimensões e a sua localização próxima a Linha do Equador, a Floresta Amazônica torna-se uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera tropical, sobretudo devido a convecção sobre Amazônia, que faz aquela floresta ter um papel vital nas variações atmosféricas, ou seja, na determinação do tempo e do clima desta região. Este aquecimento é favorecido pela liberação de calor que durante a época chuvosa é tipicamente de 2,5K.dia⁻¹. (Figueroa e Nobre, 1990). Sabe-se, também, que a maior parte da energia calorífica na

Amazônia é fornecida pela superfície terrestre sob a forma de calor latente de evaporação. Em relação àquela floresta, cerca de 50% do calor latente provém da evapotranspiração das plantas (Salati et al., 1979) e de acordo com estudos recentes, os balanços de umidade e temperatura do ar dependem da interação entre a atmosfera e a cobertura florestal (Rocha et al., 1994).

Todavia, a transformação de florestas tropicais nativas em pastagens para animais e/ou áreas agrícolas representa uma das mais importantes modificações do meio ambiente global na época contemporânea. A Amazônia tem sido habitada a milhares de anos. Contudo, a moderna ocupação iniciou-se por volta de 1940 e, até o fim da II Guerra Mundial quase não trouxe modificações à cobertura vegetal natural. Um novo período de desenvolvimento iniciou-se com as políticas dos países Amazônicos, principalmente o Brasil, visando o desenvolvimento agrícola e o assentamento de imigrantes, em sua maioria provenientes do Sul e do Nordeste do Brasil. Grandes esforços foram reunidos para a expansão da infraestrutura de transportes, com as aberturas de rodovias iniciadas no fim dos anos 50 e expandiu-se através dos anos 70. Isto abriu grandes áreas de florestas para o desenvolvimento agrícola. Estes fatos, combinados a uma política de incentivos fiscais para o estabelecimento de grandes fazendas agropecuárias, causaram um pronunciado aumento nas taxas de desmatamento da Amazônia a partir dos anos 80.

Porém, com o desmatamento, os balanços citados poderão sofrer modificações. Segundo um relatório do INPE (1992), as análises de imagens de satélites indicam uma área desmatada de aproximadamente 126000 km² até 1991, com uma taxa de desmatamento anual de 21000km².ano⁻¹, durante o período de 1978-1989. Este valor decresce para 11130km².ano⁻¹ durante os anos de 1990-1991. As modificações que a Amazônia vem sofrendo podem ter implicações climáticas, ecológicas e ambientais para a região, o continente e o globo.

Sendo assim, defende-se o uso sustentável da Floresta Amazônica. Mas, este uso deve basear-se num sólido entendimento científico do meio ambiente, pois, novas práticas somente serão bem sucedidas se seus métodos e objetivos considerarem os fatores e as demandas ambientais. Para aumentar o conhecimento das interações floresta-atmosfera, foram realizados na Amazônia diversos experimentos: ABLE (Atmospheric Boundary Layer Experiment), BLX (Boundary Layer Experiment 1983), RBLE I, II e III (Rondonia Boundary Layer Experiment I, II e III), LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere in Amazonia) entre outros.

De acordo com o plano experimental conciso do LBA (1996), novos conhecimentos e um melhor entendimento do funcionamento da Amazônia como uma entidade integrada e

sua interação com o sistema global apoiarão o desenvolvimento de políticas nacionais e regionais a fim de impedir que tendências de exploração florestal causem mudanças profundas nos ecossistemas da Amazônia. As duas questões científicas fundamentais do LBA são:

- (1) De que modo a Amazônia funciona, atualmente, como uma entidade regional?
- (2) De que modo as mudanças dos usos da terra e do clima afetarão o funcionamento biológico, químico e físico da Amazônia, incluindo sua sustentabilidade e sua influência no clima global?

Baseado nessas duas abrangentes questões, os objetivos do LBA podem ser resumidos da seguinte maneira:

- Quantificar, compreender e modelar os processos físicos, químicos e biológicos que controlam os ciclos de energia, água, carbono, gases-traço e nutrientes encontrados na Amazônia, e determinar como esses processos se associam a atmosfera global.
- Quantificar, entender e modelar a resposta dos ciclos de energia, água, carbono, gases-traço e nutrientes ao desmatamento, às práticas agrícolas e a outras mudanças dos usos da terra, e como essas respostas são influenciadas pelo clima.
- Prever os impactos dessas respostas dentro e fora da Amazônia sob futuros cenários de mudanças dos usos da terra e do clima.
- Determinar as trocas entre a Amazônia e a atmosfera, dos principais gases-estufa, e gases-traço, reguladores do potencial oxidante da atmosfera, e entender os processos reguladores dessas trocas.
- Fornecer informações qualitativas para políticas de desenvolvimento sustentável e proteção dos ecossistemas da Amazônia, no contexto de seu funcionamento regional e global.

Assim sendo, torna-se necessário revisar algumas características da floresta amazônica. As árvores na Amazônia podem atingir 40m de altura fazendo com que este imenso cobertura se diferencie de todas as outras coberturas vegetais, por possuir na região do dossel, um espaço de atmosfera que lhe é próprio e fechado por si mesmo. Neste espaço o clima é um clima de transição entre o clima do ar livre, e o clima do solo florestal subjacente. Para compreender o clima na floresta, o primeiro passo é conhecer o balanço de energia (Geiger, 1961).

Para entender o balanço de energia temos que considerar em primeiro lugar as trocas de calor relacionadas com os fenômenos metabólicos das plantas. Em segundo lugar, deve-se

levar em conta a capacidade calórica da parte do caule desprovida de ramos e compreendida entre o solo e as ramificações principais, das primeiras e mais fortes ramificações das árvores, dos ramos e das folhas; finalmente tem-se que esclarecer o papel que desempenha a massa de ar naquela zona de transição entre o solo florestal e a atmosfera livre.

Quando se queima carvão, utilizamos a energia da radiação solar que a mata, em eras geológicas passadas, fixou pela fotossíntese. A planta nos seus cloroplastídeos faz a síntese da glucose a partir do anidrido carbônico do ar e da água retirada da circulação da seiva. A energia necessária para este fenômeno químico provém da radiação solar e, portanto só há fotossíntese durante o dia. Para a produção de 1,0g de glicose são necessárias cerca de 4000cal. Ao consumo de energia pela fotossíntese contrapõe-se a liberação de energia pela fotólise. Na respiração das plantas, o açúcar vegetal é decomposto em CO_2 e H_2O . Ao contrário da fotossíntese, a fotólise atua de dia e de noite e ocasiona uma perda de peso noturno das folhas (Geiger, 1961). O ganho de calor tem a mesma ordem de grandeza do consumo de calor da fotossíntese, ou seja, aproximadamente $0,005\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$. Como durante a noite a troca de radiação é muito menor em relação ao dia, esta quantidade pode representar cerca de 10% das trocas totais. O calor liberado no processo de respiração das plantas pode conduzir a um aumento na formação de nevoeiros e, como consequência, aumento da temperatura de até 2°C pela liberação de calor latente, como observado por Lyra e Silva (1996) durante a estação seca na Amazônia. Como a respiração aumenta rapidamente com a subida de temperatura, ela tem também uma variação diurna com um máximo ao princípio da tarde, coincidindo com um máximo da temperatura. O metabolismo da mata resulta, portanto da interação da atividade de assimilação e de respiração, do consumo e do ganho de energia. Este metabolismo vegetal é, então afetado pelas condições meteorológicas de temperatura, velocidade do vento e quantidade de vapor d'água no ar.

Para se compreender a estratificação da temperatura e do vapor d'água na mata, teremos de conhecer também o perfil do vento naquela vegetação. A intensidade da convecção, que depende, sobretudo da velocidade do vento, decide se as quantidades de calor recebidas ou perdidas pela radiação num determinado ponto do povoamento se mantêm nesse ponto ou é transportada para outro. Com isso, nota-se a importante influência das florestas no clima e nas modificações do tempo atmosférico. As regiões ricas em matas têm um clima diferente das regiões desarborizadas, e acredita-se que o corte raso e a depredação das matas podem deteriorar o clima, ao passo que o povoamento florestal o melhora (Geiger, 1961).

Muitos fatos históricos mostram que culturas altamente evoluídas, sobretudo nas zonas áridas da terra, desapareceram com a perda das suas florestas. E Hornsmann (1958), no

livro *A Todos a Mata Ajuda*, faz uma valiosa estimativa das influências benéficas das florestas. Com relação às influências climáticas é necessário examinar em primeiro lugar se a mata aumenta a precipitação numa região. Afirmções como esta se baseavam, sobretudo em verificações corretas de que a mata influencia favoravelmente a situação hidrológica, o que se atribuiu inicialmente a um aumento da precipitação. É importante mencionar que estas observações foram feitas em florestas de baixas latitudes.

Com relação à Amazônia, Hanaoka e Fisch (2000) estudaram o tipo de chuva ocorrido nas regiões de Porto Velho e Vilhena (Rondônia) durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999, de acordo com a variação da intensidade e volume de chuva durante a sua ocorrência. Foram analisados dados provenientes dos experimentos LBA/TRMM e LBA/RACCI na Amazônia. De acordo com este estudo, a frequência horária das chuvas ocorridas em Porto Velho de janeiro a fevereiro de 1999 mostra uma grande uniformidade das ocorrências durante todo o dia, enquanto que para setembro a outubro de 2002 as chuvas se concentram das 14 até às 20 horas. Para a região de Vilhena, os dois primeiros meses de 1999 foram mais chuvosos e com poucos dias sem chuva, enquanto que no período de 2002, os meses de setembro e outubro se mostraram mais seco e com mais dias sem chuva. Eles mostraram que as chuvas de origem convectiva são responsáveis pela maioria dos eventos analisados.

2.2 – A Camada Limite Atmosférica (CLA)

Com relação à atmosfera, ressalta-se que em qualquer parte do globo, e especialmente nas médias latitudes, é caracterizada por sistemas atmosféricos dinâmicos bem definidos nos quais o movimento do ar é determinado pelos gradientes horizontais de pressão e temperatura. Para muitos propósitos em meteorologia é suficiente assumir que a atmosfera é incompressível e livre de fricção; a costumeira estimativa da força do vento de cartas sinóticas dos campos de pressão, por exemplo, é baseada na suposição de que na determinação da velocidade do vento estão envolvidas somente o gradiente de pressão e outras forças que se originam da rotação da terra. A velocidade calculada dessa forma, conhecida como *vento geostrófico*, é uma aproximação da velocidade do vento atual nas alturas entre 500 e 1000m acima da superfície da terra.

Todavia, em algumas circunstâncias os fatores mais importantes são fricção e a influência dos gradientes de densidade. Sutton (1953) discute em detalhes os fluxos *laminar* e *turbulento* na atmosfera. Em sua discussão ele cita que é conveniente considerar a atmosfera

como sendo dividida em camadas horizontais (figura 01). Na Camada Limite Superficial (CLS), que não ultrapassa muito os 100m acima da superfície, os efeitos da rotação da terra (força de Coriolis) pode ser desprezada em comparação com os efeitos dos parâmetros de superfície. Extendendo-se até cerca de 1000m de altura, tem-se a Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA). Acima desta camada, encontra-se a atmosfera livre com o fluxo que é praticamente laminar e que sofre forte influência da força de Coriolis.

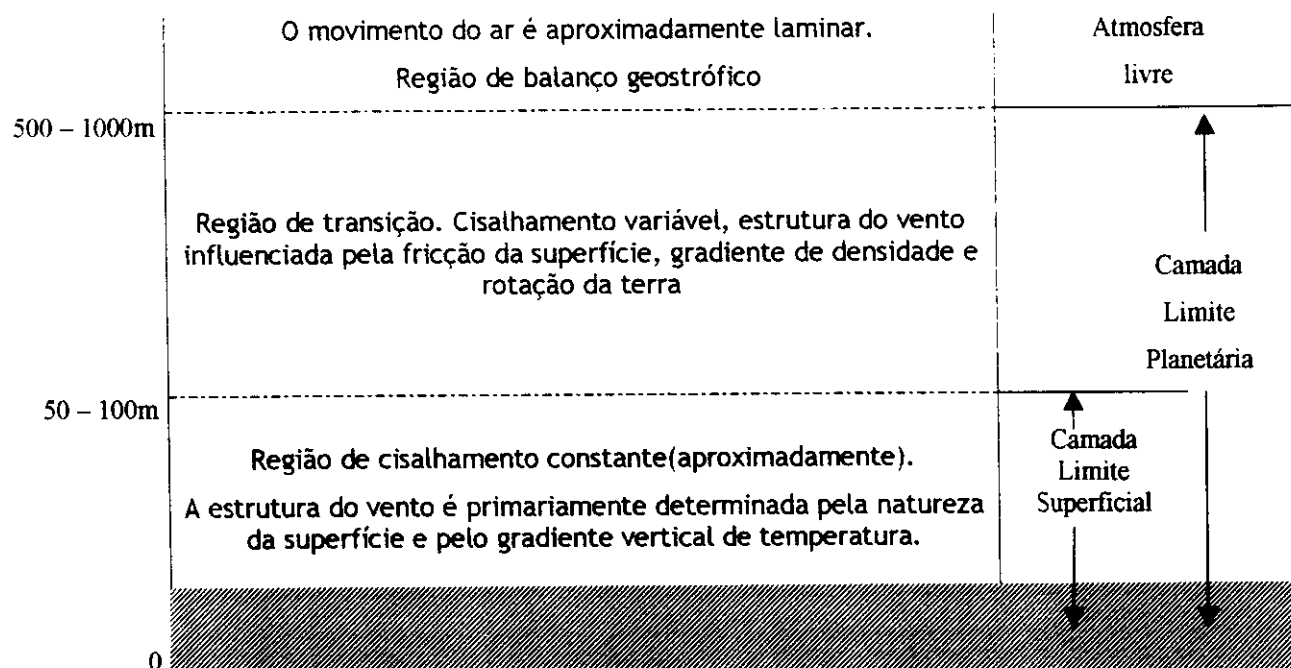


Figura 01 – Regiões de movimentos do ar sugeridas por Sutton (1953).

2.2.1 – Características da Camada Limite Atmosférica (CLA)

Nicolli (1979) conceitua a CL de duas formas: do ponto de vista de aerodinâmica, a CL é simplesmente aquela camada onde é extraído quantidade de movimento para baixo, a fim de compensar o déficit gerado pela fricção do ar na superfície, e do ponto de vista meteorológico, o escoamento na camada de mistura turbulenta é caracterizado pelas influências das forças de Coriolis, de fricção aerodinâmica e pela estratificação da densidade do ar, que afeta a turbulência pelas forças convectivas. A reunião desses elementos faz com que haja grande produção de cisalhamento vertical e horizontal nas correntes de ar. Finalmente podemos definir a Camada Limite Atmosférica (CLA) como a porção mais baixa da troposfera, a qual é diretamente influenciada pela presença da superfície, e responde as forçantes da superfície com uma escala de tempo de cerca de uma hora ou menos. Essas

forçantes incluem arrasto friccional, evapotranspiração, transferência de calor sensível, emissão de poluentes e modificação do escoamento induzido pela terra (Stull, 1988). A evolução diurna da CLA reflete a sua relação com a partição de energia à superfície, ou seja, ela é mais espessa pouco tempo depois do máximo da temperatura da superfície. Isto ocorre se não existir elementos de escala maior que venham impedir o seu desenvolvimento, tais como movimentos de subsidência.

Moon (1983) expõe em detalhes teorias sobre camada limite atmosférica. O estudo é introduzido com considerações sobre a dinâmica da CLA e noções sobre camada limite, fazendo generalizações qualitativas sobre a turbulência, transporte, produções dinâmica e térmica. E feito também um estudo das aplicações das equações estatísticas da mecânica dos fluidos na CLA. Utilizam-se as equações de fluxos verticais para se definir o número de Richardson de fluxo. A partir daí, é descrita uma modelização semi-empírica da CLA iniciando-se com algumas condições limites.

Holton (1992) faz considerações sobre a aplicação das equações que regem a meteorologia de grande escala na CLA. Dentre as importantes reflexões estão as que são feitas sobre a interação solo-atmosfera, número de Reynolds, escoamento laminar e turbulento. Segundo este autor, a interação com a superfície depende da viscosidade molecular que está dentro de poucos milímetros do solo, onde os cisalhamentos verticais são muito intensos e a difusão molecular é comparável aos outros termos na equação de momento. Na parte externa essa subcamada viscosa a difusão molecular não é importante nas equações da camada limite para o vento médio, embora seja importante para os vórtices turbulentos de pequena escala. Contudo, a viscosidade ainda tem um papel indireto importante: ela diminui a velocidade na superfície. Como uma consequência dessa condição limite sem deslizamento, mesmo um vento, razoavelmente fraco causará um grande cisalhamento de velocidade perto da superfície, a qual continuamente leva ao desenvolvimento de vórtices turbulentos. Esses movimentos turbulentos têm variações espaciais e temporais em escalas muito menores que aquelas determinadas pela rede sinótica de observação meteorológica. Tais vórtices induzidos pelos cisalhamentos, junto com os vórtices convectivos causados pelo aquecimento da superfície, são muito efetivos na transferência de momento para a superfície e transferência de calor (latente e sensível) para fora da superfície e são, em muitas ordens de magnitude, mais rápidas em relação as que são feitas pelos processos moleculares. A altura da CLP produzida pelo transporte turbulento pode alcançar de poucos metros, tais como 30m, em condições de grande estabilidade estática até mais de 3km em condições altamente convectivas. Para as

condições médias nas latitudes médias a CLP se estende através do quilômetro mais baixo da atmosfera e, assim, contém aproximadamente 10% da massa atmosférica.

Lemes e Moura (1998) definem a CLA apresentando importantes características no que diz respeito à turbulência nesta camada. Com relação a termodinâmica, estes autores afirmam que a estrutura termodinâmica responde fortemente ao ciclo diurno de aquecimento através de mudanças nos ventos que, por sua vez, alteram as trocas de calor entre a CLP (Camada Limite Planetária) e a atmosfera livre acima, onde a turbulência tem uma importância secundária. Em relação à estabilidade os autores fazem uma exposição da importância dos vários números de Richardson e suas aplicações na meteorologia, mostrando que os movimentos na CLP são essencialmente turbulentos, sendo que a turbulência se origina de duas causas: (I) origem mecânica e (II) origem térmica.

Durante o dia, como o fluxo de calor à superfície é positivo, a CLA é formada pelas parcelas quentes de ar, com flutuabilidade (buoyancy) positiva, as quais adquirem movimento vertical até atingir o nível de equilíbrio no topo da CL. Como a turbulência térmica é o mecanismo dominante, esta camada é frequentemente chamada de Camada Limite Convectiva (CLC). Silva e Lyra (2000) estudaram as condições de estabilidade em dois cenários na região Amazônica: Floresta e Pastagem durante o RBLE3 e verificaram que no horário da altura máxima da CLC, às 17HL de acordo com Souza (1997) é o período de maior escoamento turbulento. Mas, visto que o fluxo de calor sensível na pastagem é maior em relação à floresta (Lyra et al., 1994) a CLC teve um desenvolvimento mais expressivo. De acordo com Franchito e Yamazaki (1986), quando o fluxo de calor apontar para o ar, as forças de flutuação agem como fonte de Energia Cinética Turbulenta (ke), e a CLP é instável. Por outro lado, na extração de calor do ar, com o fluxo de calor apontando para a Terra, as forças de flutuação agem como sumidouro de ke , inibindo a turbulência o que torna a CLP estável. De maneira similar, a entrada de umidade no sistema pela evapotranspiração da floresta Amazônica, por exemplo, cria forças de flutuação que são fontes de ke .

Acima da CLC se forma uma camada estável, a qual age como uma "tampa" aos movimentos ascendentes das parcelas de ar, que ao se elevarem adquirem quantidade de movimento e penetram numa parte desta camada superior, denominada de Camada de Inversão (CI) ou Zona de Entranhamento (ZE). Esta camada possui características relativamente quente e seca, e, portanto tende a aquecer e retirar a umidade da CLC. O surgimento de CI acima da CLC pode ser decorrente do movimento subsidente dos anticiclones, que gera a camada de inversão de subsidência (Nicolli, 1979)

Na Camada Limite Estável (CLE) a turbulência é produzida principalmente pelo cisalhamento do vento e é dissipada pela estratificação estável. Como consequência, a temperatura, os poluentes do ar, etc., no interior desta, apresentam gradientes ligeiramente positivos. Esta camada ocorre geralmente durante a noite e é conhecida como Camada Limite Noturna (CLN). Todavia, semelhantes camadas estáveis podem se formar durante o dia, devido aos fluxos pequenos à superfície e quando há convecção de ar quente. Segundo Van Pul et al. (1994), em latitudes médias, como na Holanda, por exemplo, isto ocorre tipicamente em dias nublados com advecção do ar transportado do mar relativamente quente. Na CLN, o fluxo de calor para baixo alimenta a turbulência de origem mecânica. Como resultado, a camada é mantida pela componente dinâmica da turbulência e cisalhamento do vento, possuindo uma profundidade de uma ordem de grandeza inferior à da CLC. Se durante a noite houver nevoeiro, no dia seguinte a inversão de radiação somente será dissipada mais tarde, porque o topo da camada de neblina reflete grande parte da radiação incidente (Nicolli, 1979). Observações do comportamento termodinâmico no interior da CLA durante o desenvolvimento de um nevoeiro de radiação em 07 de dezembro de 1971 realizadas por Roach (1976) e Brown e Roach (1976) mostraram que este persistiu durante três horas. Uma interpretação desse fenômeno é sugerida em termos das evidências dadas por Roach et al. (1976) que o desenvolvimento do nevoeiro de radiação é controlado pelo balanço entre o resfriamento radiativo e a difusão turbulenta.

Acima da CLN normalmente se encontra uma camada neutra, devido à turbulência do dia anterior. Esta camada denomina-se Camada Residual (CR). A CR, bem como a CLC, é limitada verticalmente pela CI.

Acima da CLA geralmente localiza-se a base das nuvens cumulus. Porém, Brümmer e Wendel (1987) afirmaram, baseados em experimentos, que quando elas ocorreram, um cisalhamento vertical relativamente forte (próximo de $0,006s^{-1}$) acompanhado de um ponto de inflexão no perfil da componente normal do vento com a direção média. A diferença na temperatura do ar entre a camada de nuvens e o ambiente foi pequena ($\Delta T = -0,5K$) e existiu uma contribuição dinâmica relativamente alta para a geração de nuvens. Isto sugere a idéia de interação entre os processos de grande escala que favorecem o cisalhamento vertical do vento e a convecção dinamicamente forçada. Observaram que significativo transporte vertical de calor e momento na camada de nuvens ocorreu somente em conexão com nuvens do tipo "cumulus". Em particular, em algumas nuvens, o transporte foi local e da ordem de $100W.m^{-2}$. O fluxo médio de ar com relação às nuvens foi caracterizado por movimentos ascendentes no interior e descendentes fora das nuvens.

2.2.2 – Modelagem e análise estatística da Camada Limite Atmosférica

Franchito e Yamazaki (1986) exploraram a possibilidade de incorporar a camada limite planetária (CLP) em modelos mais complexos que requeiram tratamento especial dessa camada. Na versão simplificada da CLP, a subcamada do solo, segundo Blackadar (1976), e a camada superficial, são consideradas empregando-se a teoria da similaridade de Monin-Obukov (1954). As trocas de calor e momentum na CLP são efetuadas através do esquema de ajustamento de Richardson, proposto por Chang (1979). Eles utilizaram uma série de experimentos para analisar a habilidade do modelo em detalhar os processos físicos envolvidos na CLP. Com os seus resultados, mostraram que, embora simples, o modelo reproduz as principais características das variações diárias dos parâmetros envolvidos na CLP, sendo, portanto, útil a incorporação em modelos dinâmicos mais complexos de meso ou grande escala.

Ohya et al. (1997) investigaram a estrutura turbulenta na camada limite estratificada estável utilizando um túnel de vento. Mostrou-se que os perfis verticais de quantidades turbulentas exibem diferentes comportamentos nos três distintos regimes de estabilidade: no fluxo neutro, no fluxo com fraca estabilidade e aqueles com forte estabilidade. Desses, os dois regimes de fluxo estratificado mostram claramente diferentes perfis verticais do número de Richardson de gradiente (Ri) local, separados por um número crítico Ri_c de aproximadamente 0,25. Além disso, a turbulência em condições estáveis está bem correlacionada com Ri .

2.2.3 – Experimentos e estudos realizados em Florestas Tropicais Úmidas

Nas florestas tropicais muitos experimentos também foram realizados nas últimas duas décadas. Por exemplo, ABLE (Amazonia Boundary Layer Experiment) em Manaus descrito detalhadamente por Harris et al. (1988), DECAFE (Dynamic et Chimie de l'Atmosphère em Forêt Equatoriale) realizado na densa floresta tropical do Congo em 1988 (Lyra et al., 1994). Em 1992, foi realizada na Amazônia a primeira de três campanhas de campo do projeto RBLE (Rondonia Boundary Layer Experiment) Em 1999, durante a estação chuvosa, ocorreu o experimento, integrante do projeto LBA comentado anteriormente.

A coleta de dados atmosféricos em altitude foi feita em todos os estudos mencionados com a utilização de radiossondas e balões-cativos.

Martin et al. (1988) utilizaram os dados do ABLE 2A para examinar a estrutura e crescimento da Camada de Mistura Atmosférica (CMA). Naquele experimento os fluxos de calor sensível e latente foram medidos na cobertura florestal, e as medidas de temperatura, umidade e vento horizontal foram feitas com balão cativo, radiossondas e avião. Eles mostraram que o crescimento da CM é de $5-8\text{cm.s}^{-1}$ logo depois do início da manhã e atinge uma altura máxima de 1200m às 13HL. Foi comum observar uma camada de mistura acima de 1000m entre 10 e 16HL durante condições de tempo sem perturbações atmosféricas.

Na floresta Amazônica André et al. (1988) estudaram o balanço de radiação sobre a floresta e em terra firme nas estações seca e chuvosa. Os resultados mostraram que não houve mudança nas componentes do balanço de radiação de estação para outra, mas, o albedo apresentou valores ligeiramente maiores para a estação seca. A radiação de onda curta e o saldo de radiação se correlacionaram muito bem em ambas as estações.

Com relação à precipitação, Paiva e Clarke (1995) analisaram a tendência de precipitação da Amazônia em 48 estações pluviométricas da Bacia Amazônica com mais de 15 anos de registros. Os resultados permitiram concluir que: a) independentemente da significância estatística, tendências positivas e negativas ocorrem com igual frequência sobre toda a bacia; b) o número de tendências estatisticamente significantes, positivas ou negativas, é muito maior do que se pode atribuir ao acaso; c) tendências significantes negativas são mais comuns do que as tendências significantes positivas. Neste período, no qual o desmatamento tem sido rápido, as tendências negativas ocorreram mais frequentemente a Oeste da Amazônia e as positivas à Leste. Existe uma leve indicação que a tendência negativa situa-se nos tramos superiores dos Rios Negro, Solimões e Madeira, onde ocorreu povoamento e, conseqüentemente o desmatamento tem sido maior. Mas, os autores ressaltam que isto pode significar somente que as estações estão situadas mais próximos dos rios do que no interior da floresta.

Fisch (1996) realizou estudos sobre a dinâmica da formação e evolução da CLA desenvolvidas sobre regiões de floresta (Amazônia) e área desmatada. As análises foram realizadas com dados observacionais de radiossondagens, balão-cativo e fluxos turbulentos de superfície coletados em dois sítios experimentais durante o RBLE (estações secas de 1993 e 1994). O autor observou que a CLN (Camada Limite Noturna) é mais profunda sobre a floresta (350-380m) do que na pastagem (230-250m) devido a sua maior rugosidade e turbulência mecânica. Como consequência deste fato, a intensidade da inversão térmica da

superfície na pastagem (tipicamente de $45\text{-}50\text{K.km}^{-1}$) é superior ao da floresta ($25\text{-}30\text{K.km}^{-1}$). Durante o dia, o crescimento da CLC sobre a pastagem (da ordem de $2000\text{-}2200\text{m}$) é aproximadamente 1000m superior do que sobre a floresta, uma vez que o primeiro possui uma maior taxa de liberação de calor sensível para a atmosfera. O autor também utilizou modelos numéricos unidimensionais para estudar o crescimento da CLN e a CLC. Os resultados mostraram que o modelo Slab Model subestima os valores observacionais da altura da CLC e que esta diferença é maior na pastagem do que na floresta. A temperatura potencial média estimada pelo modelo superestima os valores observacionais e esta diferença é aproximadamente $0,5\text{K}$ na floresta e $1,5\text{K}$ na pastagem. Foi detectado, também, um fenômeno de brisa de floresta, originada pela disposição de linhas de floresta tropical remanescentes inseridas em áreas de pastagem, alterando o balanço de energia da superfície e a erosão da CLN. Estimou-se a energia advectada nesta situação no início da manhã como sendo igual a $0,07\text{K.m.s}^{-1}$, a qual é da mesma ordem de grandeza dos fluxos turbulentos de superfície medidos naqueles horários.

Fisch et al. (1997) analisaram as modificações microclimáticas provocadas pelo desmatamento da região Amazônica, utilizando-se o modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Hadley Centre (Reino Unido). De um modo geral, a substituição de floresta por pastagem provoca, em nível sazonal, uma redução no saldo de radiação de ondas curtas (8%) e total (3%), um aumento na temperatura média do ar ($0,9^{\circ}\text{C}$), uma redução pequena na umidade específica do ar, um aumento da velocidade do vento, um aumento da velocidade do vento, uma redução da evaporação e precipitação (de 20% e 14%, respectivamente) e um período de seca mais prolongado estendendo-se de maio à agosto (na floresta a estação seca estende-se de junho-julho). Eles escolheram um mês tipicamente úmido (janeiro) e um mês da época seca (setembro) para serem analisadas as variações horárias dos fluxos de energia e os elementos climáticos. Os resultados mostraram que o saldo de radiação é superior na floresta em relação à pastagem, em ambas as estações. A razão de Bowen é tipicamente $-0,3$ na época chuvosa, aumentando para valores entre $1,0$ e $3,0$ durante a estação seca. No caso da temperatura do ar, a floresta apresenta um valor máximo maior do que na pastagem ($1,2^{\circ}\text{C}$) durante o período de chuva e é inferior ao mínimo da temperatura da pastagem na estação seca ($-2,5^{\circ}\text{C}$). Obtiveram-se valores de umidade específica similares na floresta e pastagem durante a estação chuvosa (aproximadamente 16g.kg^{-1}), embora diferentes na época seca (16g.kg^{-1} na floresta e 10g.kg^{-1} na pastagem). A velocidade do vento é mais intensa na pastagem em relação à floresta, sendo que, no período seco, a pastagem apresenta ventos de até $3,5\text{ m.s}^{-1}$. Assinala-se como ponto fraco e de maior discordância entre o modelo e as

observações ressaltando-se o fato do ciclo diário da temperatura do ar ser diferente das comparações observacionais microclimáticas entre floresta tropical e pastagem, principalmente na época seca e durante o período noturno. Isto pode ocorrer devido ao fato dos modelos MCGAs não conseguirem representar o desenvolvimento da CLN, visto que a ordem de grandeza utilizada no modelo (entre 200 e 400km) é muito maior do que a da CLN (100 a 500m).

Souza (1997) realizou um estudo das possíveis implicações da substituição da floresta amazônica por pastagem com relação aos processos termodinâmicos que governam a CLA. Para a comparação, foram utilizados os dados do projeto RBLE (1993 e 1994) na estação seca. Os resultados evidenciaram importantes diferenças entre as CLAs sobre os dois tipos de vegetação. Na área desmatada, durante o dia, a CLA é 2,7K mais quente e $3,0\text{g.kg}^{-1}$ mais seca, a sua espessura pode chegar a 1000m superior com turbulência mais intensa. Durante a noite a diferença de temperatura se mantém praticamente constante (2,2K) e a diferença passa a ser o dobro daquela registrada durante o dia. Por outro lado, a CLA na pastagem durante à noite é menos espessa em cerca de 30% e também é mais estável.

Moura (2000) realizou um estudo do balanço de radiação à superfície e do fluxo de calor no solo em floresta e pastagem. Neste, o autor constatou que os ciclos anuais de albedo nos sítios são diferentes e que, na pastagem, a nebulosidade e o ângulo de elevação solar são responsáveis pelos mínimos anuais (fevereiro e outubro), apresentando média anual de 13,2% na floresta e 20% na pastagem. Os resultados também mostraram que o saldo de radiação tem o mesmo ciclo anual da radiação global nos dois sítios e por causa, principalmente, da diferença de refletividade entre os dois sítios experimentais, apresentou uma diferença de 12% entre ambos. Os valores máximos médios diários do fluxo de calor no solo na pastagem ocorreram na época seca, devido à maior exposição de solo nu, enquanto na floresta ocorre o mínimo, uma vez que o fluxo é conduzido pela temperatura do ar.

Silva (2000) fez um estudo comparativo sobre a influência do desmatamento da Amazônia nos processos termodinâmicos na baixa troposfera durante a estação seca. Os resultados mostraram que a pastagem é mais estável, apresentando $Ri_f = 2,95$ enquanto na floresta $Ri_f = 2,77$. Nesse estudo foram levantados os percentuais de casos com valores de Ri inferior a Ri_c . Em primeiro lugar ficou evidente o desenvolvimento da CLA, aumento da instabilidade durante o dia até atingir o máximo no final da tarde e diminuição ao longo da noite (crescimento da CLN). No caso da floresta o máximo é atingido às 14HL, isto não surpreende, visto que a taxa de crescimento da CLA entre 14 e 17HL é muito pequena ($51,3\text{m.h}^{-1}$) de acordo com Souza (1997), principalmente se comparada com aquela da

pastagem ($220,3 \text{ m.h}^{-1}$). O menor número de casos instáveis na pastagem foi verificado às 08HL ao contrário da floresta onde o mínimo ocorreu às 23HL, cujo início da formação de nevoeiros na floresta tem lugar neste horário (Silva e Lyra, 1996). O fato é que na pastagem às 23HL o número de casos instáveis é muito alto superando até o das 14HL, e isto certamente impediu a formação de nevoeiros. Apesar da atmosfera da pastagem ser em média mais estável, foi registrado nesse sítio um número maior de casos instáveis (369). Enquanto na floresta apenas 262 casos foram observados. Mesmo com um nível maior de estabilidade, a pastagem não apresentou formação de nevoeiros noturnos/matinais em função da menor umidade que em média foi 34% menor em relação à floresta. Este fenômeno, porém, foi verificado na floresta em todos os dias.

Moura et al (2000) fizeram um estudo comparativo entre os perfis de radiação solar em dias de diferentes condições de nebulosidade no interior da Floresta Amazônica. Este estudo foi realizado com os dados coletados durante a estação chuvosa. Os resultados mostraram que, na média, a radiação solar não apresenta diferença substancial de um nível para o outro, quando comparados dias com diferentes coberturas de nuvens. Em outras palavras, independentemente da cobertura de nuvens, o perfil de radiação solar no interior da floresta apresentou o mesmo coeficiente de extinção percentual.

2.2.4 – Processos termodinâmicos na atmosfera: elementos teóricos

2.2.4.1 – Conceitos básicos

Para a termodinâmica, a atmosfera é um sistema aberto, isto é, as massas de ar trocam calor com o ambiente. Geralmente, são tratadas como sistemas fechados por causa da simplicidade destes. Esta aproximação é boa para muitos propósitos, mas quando toda a massa de ar é considerada pode-se verificar que ela sofre modificação devido às trocas com o ambiente. Isto pode acontecer, devido à mistura turbulenta, em processos convectivos.

Com as devidas aproximações, a atmosfera pode ser considerada como um gás ideal, no qual cada elemento de massa é bem caracterizado pela equação de estado:

$$\frac{PV}{T} = nR$$

onde P é a pressão atmosférica, V é o volume de ar, T é a temperatura do ar, n é o número de moles do ar e R é a constante universal dos gases ideais ($R=0.082 \text{ atm l.mol}^{-1}.\text{K}^{-1} = 8,3143\text{J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1} = 1,986\text{cal.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$). O valor de R específico (R_a) para o ar atmosférico é $0,287 \text{ J.g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

A pressão atmosférica vem a ser a soma das pressões parciais dos elementos constituintes do ar atmosférico, onde cada um deles atua independentemente, segundo a lei de Dalton. Assim:

$$P_{\text{atm}} = P_{N_2} + P_{O_2} + P_{\text{argônio}} + P_{\text{vda}} + \dots \quad 2$$

onde vda refere-se ao vapor d'água.

Como o ar é uma mistura de gases, para se aplicar a ele a equação de estado, precisa-se conhecer a sua massa molecular. A massa molecular média do ar atmosférico M_a é definida por:

$$M_a = \frac{\sum (n_i M_i)}{\sum n_i} \quad 3$$

em que M_i é a massa molecular e n_i o número de moles de cada componente i , em um elemento de volume, respectivamente. $M_i = 28,964 \text{ g.mol}^{-1}$.

A pressão atmosférica pode ser reescrita da seguinte forma:

$$P_{\text{atm}} = P_a + e \quad 4$$

P_a é a pressão do ar seco; e é a contribuição do vapor d'água para a pressão atmosférica.

Rogers (1976), cita que três princípios básicos regem o vapor d'água na atmosfera:

(1) a pressão de vapor d'água e é proporcional à massa de vapor existente no ar (m_v). Isto pode ser verificado pela equação de estado aplicada ao vapor d'água:

$$e \cdot V = \frac{m_v RT}{M_v} \quad 5$$

(2) A uma dada temperatura T existe um máximo de vapor d'água que o ar pode reter. A pressão de vapor e quando o ar retem o máximo de vapor é denominada de pressão de saturação (e_s).

Uma amostra de ar com valores de e e T tais que recaiam abaixo da curva de saturação denomina-se não-saturada. O ar denomina-se saturado quando seus valores de e e T estão sobre a curva de saturação e, chama-se supersaturado quando recaem acima da curva.

Quando a umidade atual ($\rho_v = m_v/V$) atinge um valor máximo a uma dada temperatura, ρ_v torna-se ρ_{vs} (umidade de saturação). Estas umidades podem ser calculadas a partir da equação de estado do vapor d'água:

$$\rho_v = \frac{M_v}{R} \cdot \frac{e}{T} = \frac{288 \cdot e}{273 + T} \quad 6$$

$$\rho_v = \frac{M_v}{R} \cdot \frac{e_s}{T} = \frac{288 \cdot e_s}{273 + T} \quad 7$$

sendo ρ_v e ρ_{vs} obtidos em g.m^{-3} quando e e e_s são utilizados em mmHg e T em $^{\circ}\text{C}$.

Existem, na literatura, várias expressões para o cálculo da pressão de saturação e_s . Mas, segundo Vianelo e Alves (1991), as expressões propostas por Tetens mostram ótimos resultados quando comparadas com as fórmulas de Goff-Gratch. Estas últimas foram adotadas pela OMM como padrões, porém são muito extensas e dificultam cálculos rápidos. As equações de Tetens podem ser expressas como:

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{\left(\frac{a \cdot t}{b + t}\right)} \quad 8$$

onde, a e b são constantes que dependem da temperatura. Se $T \geq 0^{\circ}\text{C}$: $a = 7,5$, $b = 237,3^{\circ}\text{C}$. Para $T < 0^{\circ}\text{C}$: $a = 9,5$ e $b = 265,5^{\circ}\text{C}$.

A pressão de vapor d'água (e) poderá ser calculada por meio da seguinte equação psicrométrica:

$$e = e_{s(t_w)} - A \cdot P \cdot (t - t_w) \quad 9$$

Na expressão 3.1.9, $e_{s(t_w)}$ é a pressão de saturação do vapor à temperatura do bulbo úmido; A é a constante psicrométrica ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) cujos valores são $6,7 \times 10^{-4} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$, para psicrômetro aspirado e $8,0 \times 10^{-4} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ para psicrômetro sem aspiração; P é a pressão atmosférica. $(t - t_w)$ a depressão psicrométrica em $^{\circ}\text{C}$ e t_w é a temperatura do termômetro de bulbo úmido ($^{\circ}\text{C}$).

Portanto, pode-se definir umidade relativa (UR) de uma amostra de ar, como sendo a relação percentual entre e e e_s à temperatura do ar. Assim, UR pode ser escrita como:

$$UR = \frac{e}{e_s} \cdot 100 = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}} \cdot 100 \quad 10$$

O conteúdo de vapor d'água na atmosfera também pode ser expresso por outros tipos de umidade comuns em meteorologia. A umidade específica (q) e a razão da massa de vapor d'água na massa total m :

$$q = \frac{m_v}{m} \quad 11$$

onde $m = m_d + m_v$. Aqui, m_d e m_v referem-se, respectivamente, à massa de ar seco e à massa de vapor d'água.

Outra variável de umidade é a razão de mistura (r), definida por :

$$r = \frac{m_v}{m_d} \quad 12$$

As variáveis q e r estão relacionadas entre si da seguinte forma:

$$q = \frac{r}{1+r}; \quad r = \frac{q}{1-q} \quad 13$$

Iribarne e Godson (1981) aplicaram a equação de estado ao vapor d'água, e chegaram a seguinte expressão que relaciona q com P e e :

$$q = \varepsilon \frac{e}{P - 0,378 \cdot e} \quad 14$$

sendo $\varepsilon = 0,622$.

Hess (1959) apresenta a equação de estado para o ar úmido como

$$p_v = \frac{R^*}{m_v} \cdot \left(\frac{1+r/\varepsilon}{1+r} \right) \cdot T \quad 15$$

A expressão acima é semelhante a equação de estado para o ar seco, diferente apenas pelo termo no interior dos parênteses, o qual é obviamente a correção que precisa ser aplicada à constante específica do gás para o ar seco para se obter o valor da constante para o ar úmido.

Aplicando a correção para a temperatura definiu-se uma nova temperatura:

$$T_v = \frac{1 + 1,609 \cdot r}{1 + r} \cdot T \quad 16$$

T_v é chamada de temperatura virtual, T é dada em Kelvin e r em quilogramas de vapor d'água por quilogramas de ar ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$).

A temperatura virtual é definida como aquela temperatura que o ar seco teria se a pressão e o volume específico fossem iguais àqueles de uma dada amostra de ar úmido (Hess, 1959).

2.2.4.2 – Termodinâmica do ar úmido não-saturado

A atmosfera é uma mistura de gases que tem como componente principal o vapor d'água. Todavia, nem sempre uma massa de ar encontra-se saturada do vapor d'água, pois isso depende das condições meteorológicas ambientais. Portanto, vale fazer algumas considerações a respeito da termodinâmica do ar úmido, mas não-saturado.

(a) Constante do gás

A equação de estado do ar seco poderá ser aplicada ao ar úmido, com a formalidade de substituir T por T_v . Assim, pois:

$$P \cdot V = (0,622 \cdot R_v) \cdot T_v \quad 17$$

onde R_v é a constante individual dos gases para o vapor d'água ($0,461 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

A equação de estado para o ar úmido também pode ser escrita de outra forma:

$$P \cdot V = R_m \cdot T \quad 18$$

Aqui, R_m é a constante particular dos gases para o ar úmido a qual depende da razão de mistura de acordo com a seguinte equação:

$$R_m = (\varepsilon \cdot R_v) \cdot (1 + 0,6 \cdot r) \quad 19$$

(b) *Calor específico*

Para determinar c_{vm} , o calor específico a volume constante do ar úmido, é necessário considerar a adição de calor em uma amostra de ar que consta de 1,0g de ar seco mais r gramas de vapor d'água.

$$(1 + r)dq = c_v \cdot dT + r \cdot c_{vv} dT \quad 20$$

donde c_v e c_{vv} , são respectivamente, os calores específicos do ar seco ($0,716 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}$) e do vapor.

Isto mostra que:

$$c_{vm} = \left(\frac{dq}{dT} \right) = c_v \left[\frac{1 + r \left(\frac{c_{vv}}{c_v} \right)}{1 + r} \right] \quad 21$$

donde

$$\frac{c_{vv}}{c_v} = \frac{1,35}{0,717} \approx 1,9 \quad 22$$

Portanto,

$$c_{vm} \approx c_v [1 + 0,9 \cdot r] \quad 23$$

De maneira similar, o calor específico a pressão constante para o ar úmido é:

$$c_{pm} \approx c_p [1 + 0,8 \cdot r] \quad 24$$

c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante ($0,24 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}$).

Combinando-se as equações (19) e (24) encontra-se a seguinte relação

$$\frac{R_m}{c_{pm}} \approx k [1 - 0,2 \cdot r] \quad 25$$

$k = 0,286$. A expressão (25) é o expoente da equação de Poisson (26) para os processos adiabáticos do ar úmido:

$$\left(\frac{T}{T_o} \right) = \left(\frac{P}{P_o} \right)^{0,286} \quad 26$$

2.2.4.3 – Formas de se alcançar a saturação

Como comentado anteriormente, o ar atmosférico é geralmente não-saturado, mas dependendo das condições meteorológicas reinantes é possível que aquela massa de ar passe para um estado saturado de vapor d'água. Assim, uma amostra de ar úmido pode experimentar uma série de processos que conduzem à saturação: (1) pelo decréscimo de temperatura, reduzindo assim a capacidade do ar atmosférico em reter vapor d'água; (2) aumentando a quantidade vapor d'água presente no ar; (3) reduzindo a temperatura e, paralelamente, aumentando a quantidade de vapor, etc. Alguns meios são de importância teórica e permitem introduzir certas temperaturas para expressar o conteúdo de vapor existente.

(a) A temperatura do ponto de orvalho, T_d , é aquela temperatura na qual o ar úmido deve ser resfriado, mantendo constantes a pressão atmosférica (p) e a razão de mistura (r), com o objetivo de se alcançar a saturação. Analogamente pode-se definir o ponto, ou temperatura, de saturação em relação ao gelo. Naturalmente, no ponto de orvalho, a razão de mistura de saturação é igual a razão de mistura do ar úmido: $r = r_s(T_d)$. Em outras palavras, é a

temperatura na qual a quantidade de vapor atualmente presente na atmosfera estaria em sua concentração máxima.

Assim, T_d poderá ser estimada por meio da equação 8, fazendo-se $e = e_s$, ou seja:

$$t_d = \frac{b}{\left[\frac{a}{\log\left(\frac{e}{6,1078}\right)} \right] - 1} \quad 27$$

Em condições normais, t_d é uma temperatura crítica entre o estado de vapor e a condensação d'água na atmosfera, porém normalmente existem fatores externos que interferem no processo, como, por exemplo, a presença ou ausência de núcleos de condensação na atmosfera.

(b) A temperatura do termômetro de bulbo úmido (t_w), é a temperatura até a qual o ar pode ser resfriado por evaporação de água, isobaricamente, até alcançar a saturação. Visto que r não se mantém constante, temos que $t_w \neq t_d$.

Rogers (1976) aplica a primeira lei da termodinâmica em um processo isobárico a uma amostra de ar úmido com 01 grama de ar seco e r gramas de vapor. Isto resultou em:

$$dq = c_p \cdot dT \cdot [1 + 0,8 \cdot r] \quad 28$$

dq é a quantidade de calor perdida por evaporação de dr gramas de água e pode ser dada por

$$(1+r) \cdot dq = -L \cdot dr \quad 29$$

e em consequência

$$c_p \cdot dT = -L \cdot dr \left(\frac{1}{1+r} \right) \left(\frac{1}{1+0,8 \cdot r} \right) \approx -L \cdot dr (1 - 1,8 \cdot r) \quad 30$$

O fator de correção, geralmente pode ser desprezado. Então

$$C_p \cdot dT = -L \cdot dr \quad 31$$

Resultado que descreve o processo que tem lugar no termômetro de bulbo umido. Iribarne e Godson (1981) integraram a equação 31, a pressão constante, resultando numa expressão para a t_w , a saber:

$$t_w = \frac{\left(\frac{\varepsilon \cdot r \cdot L_v^2}{c_{nd} \cdot R_d \cdot t_d^2} \right) \cdot t_d - t}{\frac{\varepsilon \cdot r \cdot L_v^2}{c_{pd} \cdot R_d \cdot t_d^2} - 1} \quad 32$$

R_d é a constante particular dos gases para o ar seco ($287,05 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) e c_{pd} é o calor específico do ar seco à pressão constante ($1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). L_v ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) é o calor latente de vaporização que depende da temperatura do ar de acordo com a expressão:

$$L_v = (3,501 - 0,00237 \times T) \times 10^6 \quad 33$$

3.0 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - Localização dos sítios experimentais

O Estado de Rondônia com 243,000 km² está localizado no Sudoeste da Amazônia brasileira. Possui também uma bacia hidrográfica formada pelo Rio Madeira e seus afluentes. O relevo daquele Estado é suave e por vezes apresentando ondulações, principalmente na região da Serra dos Pacaás Novos. Rondônia possui também de duas reservas biológicas: 1) Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru) e, 2) Reserva Biológica do Guaporé. Bem como de um parque nacional: Parque Nacional de Pacaás Novos. A Reserva Biológica do Jaru tem uma área de 268,150ha de floresta tropical virgem. Segundo as leis 477/65 e 5197/67 é uma área de preservação permanente e pertence ao Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA).

Os sítios experimentais estão na parte Leste de Rondônia e possuem diferentes rugosidades superficiais. Localizada na Reserva Biológica do Jaru, o cenário de floresta denominada de sítio floresta (10,05°S; 61,55°W; 120m) foi um dos locais escolhidos para o experimento. Situado a 85km ao Norte de Ji-Paraná e próximo do Rio Machado, o sítio floresta é constituído por árvores que compõem uma floresta primária com altura média em torno de 33m, no entanto apresenta árvores emergentes de até 45m. As espécies mais altas nas vizinhanças da torre micrometeorológica são *Cedrella odorata*, *Ingra sp.*, *Cioele cf bicolor* Bth, *Strychnos amazonicus krukoff*, *Glycicarpa Rutz* (Culf et al., 1995).

O segundo cenário, pastagem (10,45°S; 62,22°W; 220m), está localizado na Fazenda Nossa Senhora Aparecida, a aproximadamente 15km a Leste do município de Ouro Preto do Oeste (RO). A distância em linha reta entre os sítios floresta e pastagem é de cerca de 100km. O sítio pastagem está centrado numa área com 50km de raio, aproximadamente, quase totalmente desmatada. A vegetação é composta de gramíneas do tipo *Brachiaria Brizantha*. Porém, existem ainda focos de floresta não contínuas que cobrem cerca de 20% da região. A localização geográfica dos dois sítios experimentais é mostrada na figura 02.



Figura 02 – Localização dos sítios experimentais (Floresta e Pastagem) no Estado de Rondônia.

3.2 - Climatologia regional

A região da Floresta Amazônica possui uma distribuição de precipitação muito variável durante o ano. Sua localização compreendida entre os paralelos 5°N e 10°S, faz com que seu clima seja uma combinação de diversos fatores, sendo a disponibilidade de energia solar o principal deles. De acordo com Culf *et al.* (1995), o período mais úmido é de dezembro a abril, nas regiões de Manaus, Marabá e Ji-Paraná. A estação seca é usualmente considerada a partir do final de junho até agosto. Esta região possui um clima que é influenciado por um amplo espectro de fenômenos que variam desde a escala de convecção-cúmulo até as configurações de circulação de escala global (Molion, 1987).

Fisch (1996) fez a descrição climatológica da região em estudo. Para isso foram utilizados os dados da estação climatológica de superfície pertencente à Comissão Executiva do Plano de Lavoura e do Cacau (CEPLAC) coletados num período de 10 anos (1982-1992). A estação está localizada em Ouro Preto do Oeste, a cerca de 15km da área experimental da Pastagem e a cerca de 50km do sítio floresta.

No período chuvoso a precipitação é superior a 299mm.mês⁻¹. Nos meses da estação seca a precipitação foi inferior a 20mm.mês⁻¹. Os meses de maio à outubro a precipitação oscilou entre 60 e 150mm.mês⁻¹. A figura 03 apresenta a climatologia da precipitação e da temperatura do ar na região de Ji-Paraná (RO), no período de 1982 a 1992.

Com relação à temperatura do ar, observou-se que o mês mais quente é outubro apresentando uma temperatura média de 25°C, antecedendo o início da estação chuvosa. O mês mais frio é o mês de julho com temperatura média de 22,6°C. O valor mínimo é de 17,7°C no mês de julho. Com respeito às temperaturas máximas, a maior variação anual ocorre entre o início da estação seca e o início da estação chuvosa, atingindo um valor máximo de 31,9°C no mês de agosto. O valor médio da temperatura máxima é de 30,0°C.

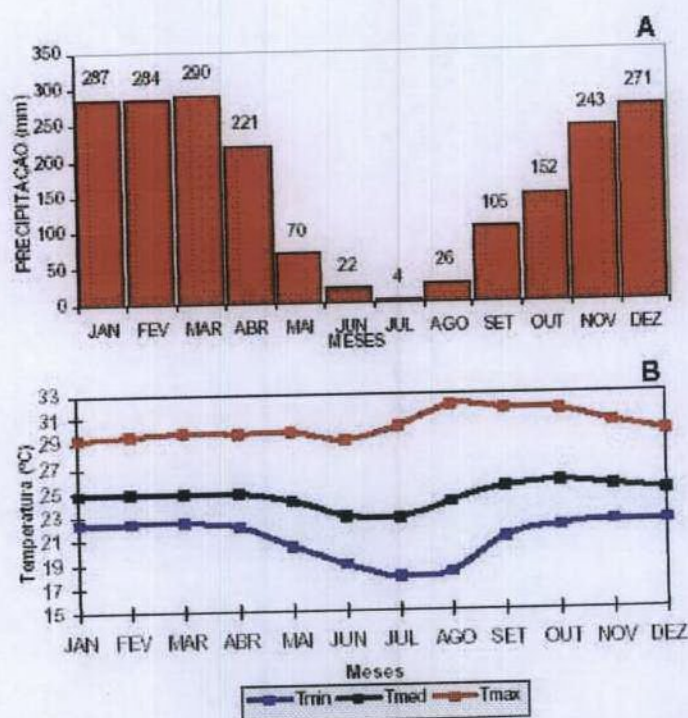


Figura 03 - Climatologia da precipitação (A) e temperatura do ar (B) para a região de Ji-Paraná (RO), para o período de 1982 a 1992. FONTE: Ferreira da Costa et al. (1998).

3.3 - Dados

Foram utilizados os dados provenientes da campanha do projeto LBA, realizada entre os dias 24/01/1999 e 25/02/1999. Naquele experimento as medições com radiossondas foram feitas simultaneamente nos sítios Floresta (219 sondagens) e Pastagem (253 sondagens). Estas sondagens foram realizadas com um intervalo de 3 horas, sempre às 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 TMG (20, 23, 02, 05, 08, 11, 14, 17HL), sendo HL = TMG - 4.

Durante o período citado, foram realizadas sondagens meteorológicas verticais até aproximadamente 30km de altura. Na floresta, a radiossonda utilizada foi da Vaisala (RS80-15G, Helsinki, Finlândia) e na pastagem foi utilizada a Viz - Mark II Microsonda (Filadélfia, USA).

A sonda Viz – Mark I. usou um GPS diferencial tridimensional, que mede a altitude da sonda, sendo que a pressão atmosférica é calculada pela equação hidrostática utilizando a pressão da superfície como condição inicial. Os ventos foram calculados pelo sistema de localização GPS e de forma diferencial a partir do vento de superfície. A sonda Vaisala utilizou as relações simples entre pressão/altura e o vento (velocidade e direção) são medidos através do GPS. Ambas as radiossondas estavam equipadas com sensores de temperatura (T) e umidade relativa (UR).

Fisch et al. (2002), relata a intercomparação entre as sondas Vaisala e Viz realizada ao término no experimento (22 – 24 de fevereiro de 1999) no sítio pastagem. Ele descreve que foram 17 as sondagens (1 a cada 3 horas), onde as duas sondas foram postas em um mesmo balão. Os resultados demonstraram que, nas diferenças médias entre elas até 5,0km de altitude, a sonda Viz tende a obter temperaturas que são 0,5°C superior a Vaisala. Existem discrepâncias também em relação à umidade relativa, para a qual a Viz chega a apresentar variação de 5% (equivalente a uma variação de 1,0 a até 1,5g.kg⁻¹) em relação à Vaisala. As diferenças para a pressão foram insignificantes e o vento apresentou uma boa concordância.

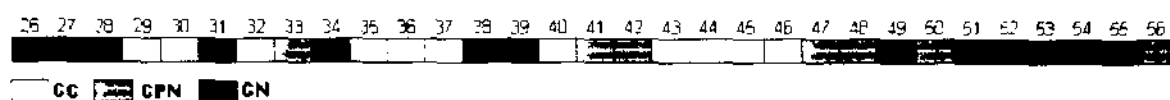
Os parâmetros atmosféricos utilizados foram os medidos pela sondagem, a saber, pressão atmosférica (hPa), temperatura do ar (°C), umidade relativa (%), velocidade do vento (m.s⁻¹) e direção do vento (graus). Foram utilizados também dados de temperatura do ar e precipitação, coletados por uma estação automática instalada à superfície que forneceu média a cada 30 minutos.

3.4 – Determinação dos dias de céu claro, céu parcialmente nublado e de céu nublado

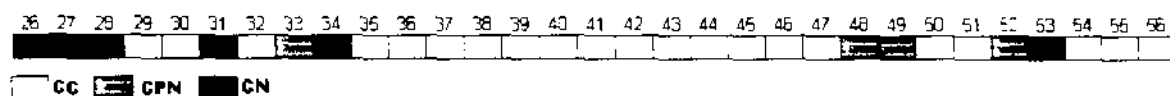
Para se determinar os dias de céu claro (CC), de céu parcialmente nublado (CPN) e de céu nublado (CN), na floresta, foi utilizada uma classificação feita por Moura et al. (2000). Para se determinar os dias de acordo com a nebulosidade, os autores utilizaram um método similar ao proposto por Marques Filho (1997). Neste método, considera-se para o período diurno, a curva horária de radiação máxima possível, obtida a partir dos valores máximos absolutos observados em cada instante durante todo o período do experimento. A curva horária de radiação máxima possível torna-se assim um referencial para separar e classificar os dias, tomando-se a razão entre a radiação observada no topo da cobertura vegetal e a radiação máxima estimada para cada instante. A partir do cálculo desta razão, foi possível classificar os dias como dias de céu claro (CC), dias de céu parcialmente nublado (CPN) e

dias de céu nublado (CN). Os dias que apresentaram razão maior que 70% da integração da radiação no topo da torre, foram considerados dias CC, com um valor menor que 40% dias CN e no intervalo entre 40 e 70% dias CPN. Para proceder a classificação no sítio pastagem, foram utilizadas, imagens de satélite no canal infravermelho nos horários de 09, 12, 15 e 18UTC e dados de precipitação acumulada. Os dias que apresentaram um período total de chuva maior ou igual a 70% do período diurno, foram classificados como CN, entre 30 e 70% dias CPN e menor que 30% dias CC. Assim, nos dois sítios experimentais os dias foram classificados da seguinte maneira.

Sítio Floresta:



Sítio Pastagem



3.5 – Cálculo de variáveis meteorológicas

A partir dos dados coletados pela radiossonda, foram calculadas as seguintes variáveis: componentes zonal e meridional do vento (u , v), pressões de saturação do vapor d'água $e_w(t)$ e $e_w(t_w)$, razão de mistura (r), umidade específica (q), temperatura potencial virtual (θ_v), e o número de Richardson *bulk* (R_b). Este último foi calculado com uma expressão escrita em diferenças finitas, uma forma apropriada para ser calculado usando-se dados discretizados verticalmente, como os obtidos em uma radiossondagem (Lemes e Moura, 1998).

Para calcular a temperatura potencial virtual (θ_v), utilizou-se a expressão 5.5.1,

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61q) \quad 34$$

Onde,

θ – temperatura potencial do ar (K).

q – umidade específica do ar (g.kg^{-1})

As componentes zonal e meridional do vento foram calculadas a partir do método proposto por Teixeira e Girardi (1978):

$$u = -V.\text{sen}(\varphi) \quad 35$$

$$v = -V.\text{cos}(\varphi) \quad 36$$

Onde,

V – velocidade do vento (m.s^{-1});

φ - direção do vento (graus).

Calculadas as componentes do vento, o vento médio foi obtido a partir da média das componentes zonal e meridional.

3.6 - Construção dos campos

Para a observação e análise da variação espacial e temporal das variáveis estudadas foram agrupadas, em ordem crescente de data, todas as sondagens realizadas no experimento. A partir deste agrupamento foi confeccionada uma malha de dados interpolados. As isolinhas geradas a partir da malha de dados mencionada, dá-se o nome de campo. Para a construção dos campos foram gerados arquivos de dados contendo as coordenadas X (tempo), Y(altura), Z (variável), com os dados originais. Daí, com esses arquivos de dados, originou-se os arquivos do tipo GRD (grid), contendo os dados estimados em cada “nó” da malha. Para a estimativa dos dados em cada “nó” da malha, fez-se uso de um método estatístico de interpolação.

A malha de dados foi construída com um sistema de gradeamento geoestatístico que utiliza um método de interpolação de krigagem. O termo geoestatística refere-se à aplicação do formalismo das funções randômicas ao reconhecimento e estimativa de fenômenos naturais (Matheron, 1962). O método de krigagem foi escolhido por ser um método de interpolação que procura minimizar o erro de estimação, visto que os valores locais amostrados são reproduzidos. Também, entre os métodos de interpolação comparados por Landim (2000), o método de krigagem foi o melhor em termos de precisão geral comparado a outros métodos (ver tabela 01).

Tabela 01 – Comparação entre vários algoritmos de interpolação de dados. A numeração significa 1=melhor e 5=pior. Fonte Landim (2000).

Algoritmo	Fidelidade aos dados originais	Suavidade das curvas	Velocidade de computação	Precisão geral
Triangulação	1	5	1	5
Inverso da distância	3	4	2	4
Superfície / tendência	5	1	3	2
Mínima curvatura	4	2	4	3
Krigagem	2	3	5	1

Visando dar um panorama geral das condições atmosféricas ao longo do período experimental na camada que vai da superfície até 3500m, serão apresentados a seguir os campos (variação espaço-temporal) da velocidade do vento, temperatura potencial virtual e umidade específica. A espessura desta camada foi escolhida por ser suficiente para observar a CLA e de pelo menos 1,0km acima dela, pois esta é a camada que vem sendo utilizada em vários estudos (Lyra, 1996; Fisch, 1996; Souza, 1997; Rocha, 2003).

Inicialmente serão confrontadas as evoluções ao longo do experimento, entre os dias do 24 e 56 nos dois sítios. Em seguida, serão analisados os campos médios diários para cada uma das três condições de nebulosidade (CC, CPN e CN). É importante ressaltar que, em média, a altura máxima da CLA, tanto na floresta como na pastagem, foi de pouco mais de 1,0km.

3.6.1 – Os campos gerais e médios

Os campos gerais apresentam a variação espaço temporal das variáveis em estudo durante todo o experimento. Estes campos possuem uma malha de 25600 pontos interpolados a cada 35m de altura e a cada 3h. Foram confeccionados campos gerais de θ_v , V e q. Estes campos foram feitos com as especificações contidas na tabela 02. Os campos médios de θ_v , V e q, para cada condição de nebulosidade foram criados com as especificações descritas na tabela 03.

Tabela 02 – Especificações dos valores limites para a confecção dos campos gerais nos sítios floresta e pastagem durante o WETAMC/LBA 1999.

Escala	Mínimo	Máximo	Intervalo	Total de linhas
Tempo (dia)	24	56	0,125	256
Altura (m)	0	3500	35	101

Tabela 03 – Especificações dos valores limites para a confecção dos campos médios nos sítios floresta e pastagem durante WETAMC/LBA 1999.

Escala	Mínimo	Máximo	Intervalo	Total de linhas
Tempo (hora local)	0	24	1,0	25
Altura (m)	0	3500	35	101

A figura 04 apresenta a malha de pontos criada para a construção dos campos. A interpolação dos dados e as curvas dos campos foram feitas com o método de krigagem onde cada ponto da malha possui as coordenadas x (tempo), y (altura), z (variável).

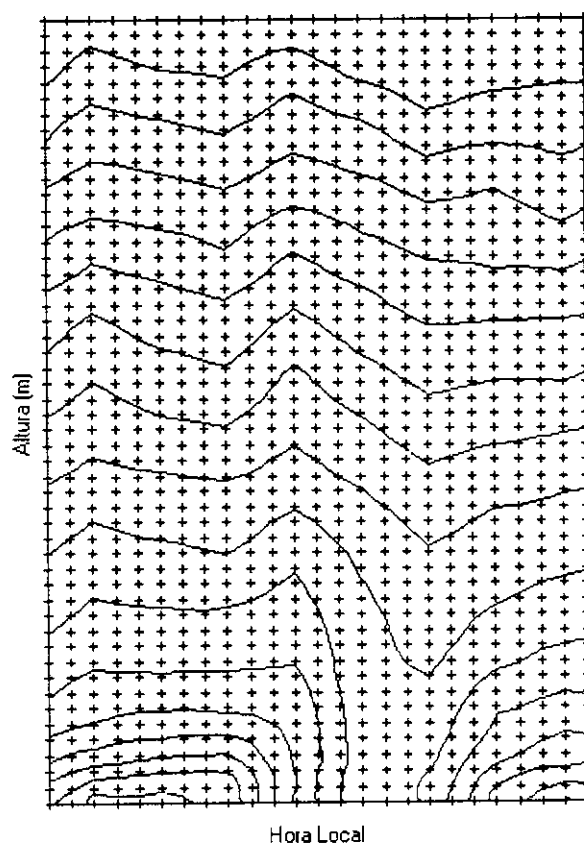


Figura 04 – Exemplo da representação gráfica da malha de pontos, criada para a confecção dos campos médios utilizando o método de interpolação de krigagem.

3.7 – Determinação da altura da Camada Limite Atmosférica

A determinação da altura da Camada Limite Atmosférica (Z_i) será feita com base no modelo clássico que consiste na análise visual dos perfis verticais de temperatura potencial virtual, umidade específica e vento (Stull, 1988): Altura da Camada Limite Convectiva (CLC) se localiza onde o gradiente de θ_v passa de um regime estaticamente neutro ($d\theta_v/dz \cong 0$), para um regime estaticamente estável (figura 5a), enquanto na Camada Limite Noturna (CLN) o gradiente de θ_v passa de estaticamente estável para estaticamente neutro (figura 5b).

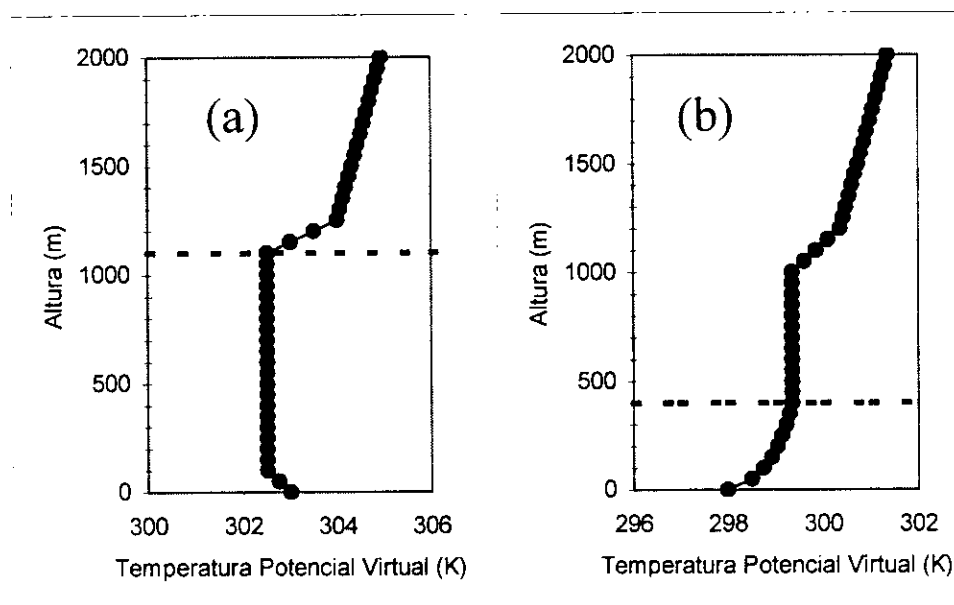


Figura 5 - Perfis típicos da temperatura potencial virtual em duas situações: (a) de dia e (b) à noite. A linha tracejada indica a altura da CLC (a) e da CLN (b).

4.0 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – Condições sinóticas durante o período do experimento

4.1.1 – Aspectos de grande escala

De acordo com o Climanálise (1999), todas as características no Oceano Pacífico Tropical indicavam a presença do fenômeno La Niña, que é o resfriamento anômalo das águas superficiais no Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste. Estas anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) permaneceram negativas alcançando $-2,5^{\circ}\text{C}$. Este padrão de anomalias também foi observado abaixo da superfície do mar, até aproximadamente 200m de profundidade. No Oceano Atlântico Tropical não houve configuração do padrão do dipolo de TSM para indicar alguma tendência em relação às chuvas no Norte do Nordeste brasileiro.

No campo de anomalias de Radiação de Onda Longa (ROL) foram observadas anomalias positivas sobre o Pacífico Equatorial Central, o que concorda com o padrão de anomalias negativas de TSM. Sobre o Pacífico Equatorial Oeste, Indonésia e Norte da Austrália foram observadas anomalias negativas de ROL, o que pode estar associado com a manifestação do fenômeno La Niña.

No campo de anomalia dos ventos em baixos níveis (850hPa), os ventos alísios estiveram mais fortes do que o normal sobre o Pacífico Equatorial Oeste. Em altos níveis (200hPa), o campo de anomalias dos ventos mostrou anomalias ciclônicas ao longo da faixa equatorial do Pacífico Norte e Sul, o que concorda com o padrão de TSM analisado. Ao se observar a posição média do centro da circulação da Alta da Bolívia no mês de fevereiro de 1999, vê-se que a sua posição foi aproximadamente em 21°S e 68°W .

Durante o mês de fevereiro foram seis os sistemas frontais que atuaram no Brasil. Este número é igual a média climatológica para as latitudes entre 35° e 25°S . Na primeira quinzena do mês, as frentes frias ao atingirem o Sul do Brasil tiveram um rápido deslocamento para a Região Sudeste associado a sistemas de baixa pressão no litoral de São Paulo. Estas frentes organizaram forte convecção nas regiões Centro-Oeste e Norte do Brasil.

O quinto destes sistemas frontais atingiu o litoral do Rio Grande do Sul no dia 17/02/99. Este sistema deslocou-se para a Região Sudeste, encontrando-se no dia 19 em

Santos-SP. A partir desta data permaneceu estacionário até o dia 23 sobre a região, organizando uma faixa de nebulosidade e convecção tropical desde a Região Norte, Centro-Oeste e estendendo-se para a Região Sudeste, formando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Com isso, foram observadas instabilidades isoladas nestas regiões.

A ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) afetou o litoral Norte do Brasil, provocando chuvas significativas no litoral dos Estados do Pará, Maranhão e Ceará. Na maior parte do mês, a presença do VCN (Vórtice Ciclônico do Nordeste) sobre o litoral Leste da Região Nordeste inibiu a formação de nebulosidade convectiva, desde o Rio Grande do Norte até Sergipe. Outros vórtices ciclônicos em altos níveis estiveram presentes nas Regiões Norte e Nordeste, fazendo com que ocorressem chuvas isoladas nessas regiões.

4.1.2 – Aspectos mais importantes na Região Norte

Como a convecção na região amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e sua diversificação, com relação a intensidade e posicionamento, desempenham um papel fundamental na determinação do tempo e do clima dessa região. Molion (1993) mostrou que os mecanismos que provocam precipitação na Amazônia podem ser reunidos em 03 tipos: convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis; linhas de instabilidade, originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico; aglomerados convectivos de mesoescala, associados com a penetração de sistemas frontais na Região S-SE do Brasil e interagindo com a Região Amazônica.

Durante o mês de fevereiro foram observadas chuvas entre 100 e 500mm em toda a região. Os maiores valores foram observados no Centro e Sul do Amazonas e, foram influenciados principalmente por convecções locais. O extremo Nordeste da Região Norte também apresentou valores significativos de precipitação, principalmente devido à atuação da ZCIT. Foram observadas áreas com anomalias negativas no Noroeste do Estado do Amazonas, divisa entre o Pará e o Amapá, parte Sul do Estado do Pará e grande parte do Tocantins. As regiões com anomalias positivas foram as mesmas onde foram observados os maiores índices pluviométricos.

Cohen et al. (2000), utilizando imagens do satélite meteorológico GOES-W nos canais infravermelho, visível e vapor d'água, fizeram um estudo das Linhas de Instabilidade (LI's) durante o experimento WETAMC/LBA. Nesse estudo a classificação das LI's foi feita considerando o local de formação: LI's que se formaram em Rondônia foram chamadas de

LSL (Local Squall Line – tipo 1); as LI's que se formaram à Leste de Rondônia foram chamadas de ESL (Eastern Squall Line – tipo 2); e as LI's originadas das linhas que se formam na costa atlântica foram chamadas de CSL (Costal Squall Line – tipo 3). Ainda, conforme esse estudo, o tempo de vida médio da LSL, ESL e CSL é de 5, 7 e 9h, respectivamente. Os resultados sugerem que as linhas de instabilidade ocorridas durante o experimento WETAMC/LBA tiveram a velocidade média e o tempo de vida positivamente correlacionados, isto é, quanto maior a velocidade de propagação, maior o tempo de vida das linhas de instabilidade. A largura das LI's variou de 55 a 222km. As LI's estudadas durante o WETAMC/LBA apresentaram dimensões médias de 779km de comprimento e 128km de largura. Em estudo anterior, Cohen (1999) verificou que as dimensões médias das LI's na Amazônia foram de ordem de 1400km de comprimento e 170km de largura.

A velocidade média de propagação das LSL, ESL e CSL foi de $9,5 \text{ m.s}^{-1}$, $10,7 \text{ m.s}^{-1}$ e $10,7 \text{ m.s}^{-1}$ respectivamente. Houve, também, a penetração de várias frentes no Sul/Sudeste do Brasil, que certamente intensificou a convecção tropical sobre a Amazônia. Porém, as perturbações da convecção tropical associadas aos sistemas frontais propagam-se de Oeste para Leste, ou seja, no sentido contrário às LI's. Assim, a presença de sistemas frontais próximos da LI's geralmente não são favoráveis ao seu desenvolvimento (Cohen et al, 2000). Estas LI's associadas à ZCAS propiciaram uma maior quantidade de precipitação no final do experimento conforme pode ser observado na figura 06.

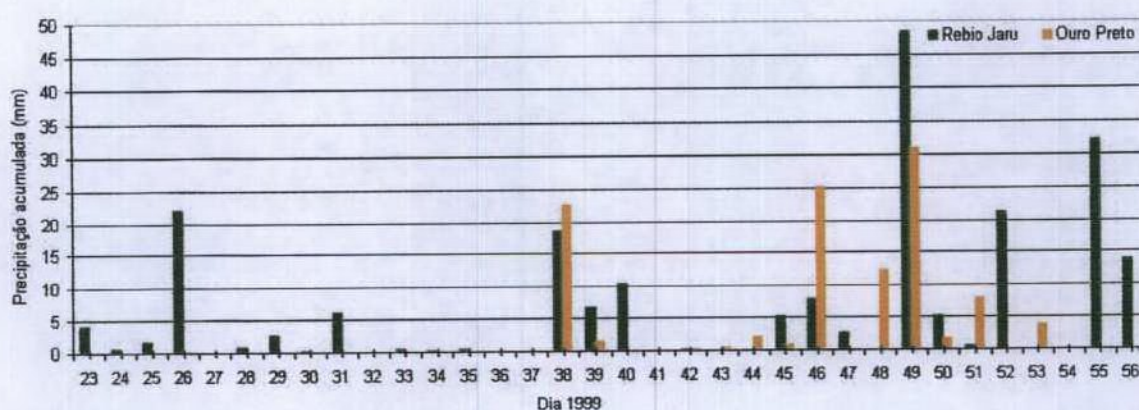


Figura 06 - Precipitação acumulada diária (mm), de 23 de janeiro a 25 de fevereiro de 1999 durante a realização do experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia, na Reserva Biológica do Jaru (sítio floresta) e em Ouro Preto (sítio Pastagem). Utilizou-se o calendário Juliano.

4.2 – Temperatura do ar próximo da superfície

4.2.1 – Variação ao longo do experimento

No período de 07/02/99 a 25/02/99 as curvas de temperatura do ar nos dois sítios apresentaram configurações bastante parecidas (figura 07). A temperatura média na floresta foi de 25,2°C e na pastagem 24,8°C. O valor do desvio padrão foi igual nos dois sítios (2,37). Os maiores valores de temperatura máxima foram encontrados na floresta. O máximo absoluto da temperatura do ar na floresta foi de 32,3°C e ocorreu no dia 43 (céu claro na floresta e na pastagem). Na pastagem o valor máximo foi de 31,4°C no dia 45 (céu claro na floresta e na pastagem).

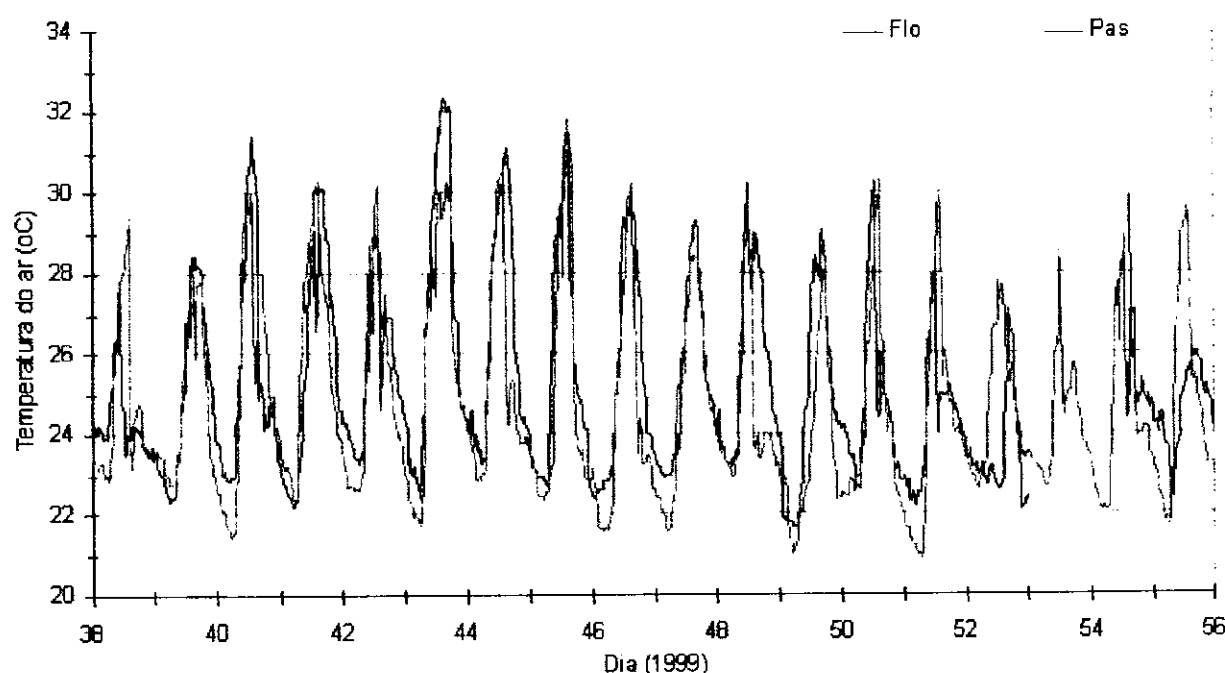


Figura 07 – Série temporal de temperatura do ar na floresta e na pastagem próximo da superfície durante o experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia.

Com relação à temperatura mínima, observou-se que na pastagem ela é sempre menor do que na floresta. O valor mínimo absoluto na pastagem foi de 20,8°C no dia 51 (céu claro na pastagem e céu nublado na floresta). Na floresta o mínimo absoluto foi de 21,7°C.

Já figura 08 apresenta a diferença floresta-pastagem da temperatura do ar. Observa-se que em maior parte dos dias a temperatura foi sempre maior na floresta. A diferença média foi de 0,4°C $\pm$ 1,6. A diferença máxima a favor da floresta foi de 6,9°C e ocorreu no dia 45 (céu claro nos dois sítios). A diferença mínima foi de 5,6°C e ocorreu no dia 39 sob condições de céu nublado na floresta e de céu claro na pastagem. Entenda-se a diferença mínima como sendo a temperatura maior a favor da pastagem.

Os dias em que a temperatura é maior na pastagem acima de $3,0^{\circ}\text{C}$ foram marcados por diferenças de nebulosidade. Por exemplo, nos dias 38 e 51, enquanto na floresta o céu estava nublado, na pastagem o céu estava claro. Nos dias 41 e 50 foram de céu claro na pastagem e de céu parcialmente nublado na floresta.

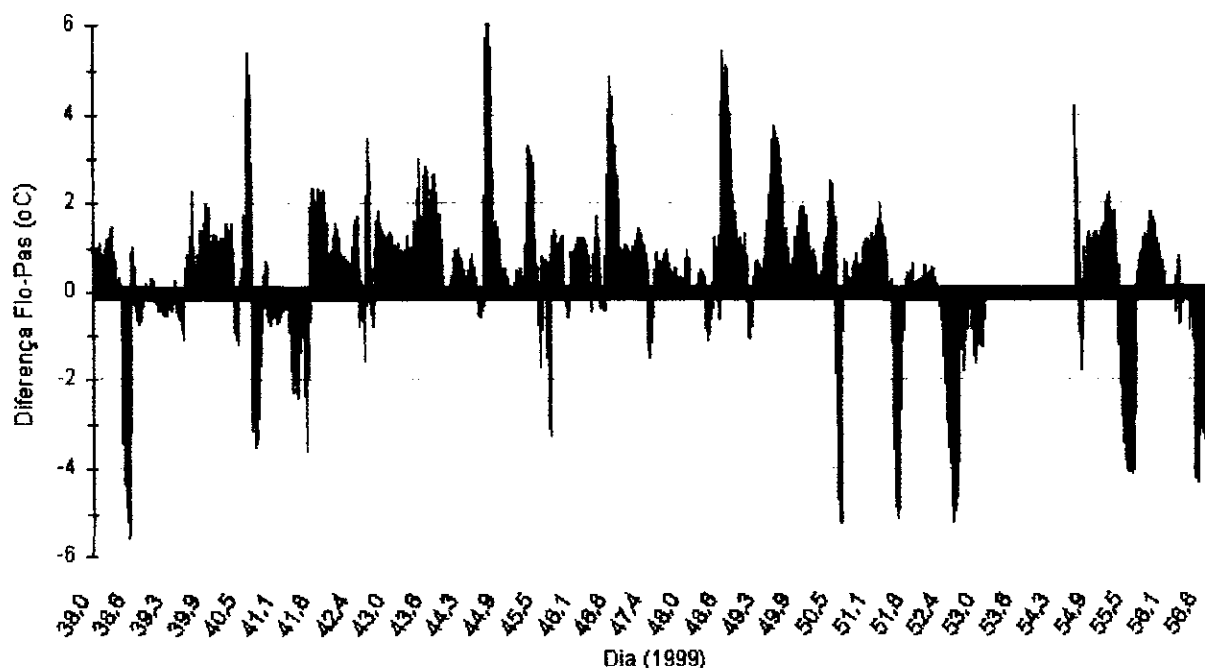


Figura 08 - Diferença de temperatura do ar floresta – pastagem próximo da superfície durante o experimento WETAMC/LBA 1999 em Rondônia.

4.2.2 – Ciclos diários por condição de nebulosidade

Os ciclos diários médios para as 03 condições de nebulosidade nos dois sítios experimentais são mostrados na figura 09 (floresta) e na figura 10 (pastagem). Nestas figuras são mostradas as médias da temperatura da camada de ar que se estende da superfície até 100m de altura. Para isso, foram utilizados os dados das radiossondagens realizadas nos dois sítios (floresta e pastagem), as quais foram realizadas nos horários previamente escolhidos. Isso foi feito, visto que o período de coleta de dados da estação de superfície na pastagem não foi igual ao da floresta: enquanto na floresta os dados de superfície foram coletados entre os dias 18/01/99 e 26/02/99 sem interrupção, na pastagem eles começaram a ser coletados no dia 06/02/99 até o dia 22/02/99.

A partir da figura 09 pode-se observar que durante o dia na floresta, a medida que a nebulosidade cresce diminui a temperatura. Durante a noite, ocorre justamente o inverso, pois a cobertura de nuvens dificulta a perda radiativa. Nas condições de céu claro (CC) e céu

parcialmente nublado (CPN), os ciclos de temperatura tem um comportamento semelhante, já nos dias de céu nublado (CN) o ciclo apresenta uma defasagem (atraso) com relação aos dois primeiros, conforme pode se observado na figura 07.

Nos dias CC e CPN a temperatura mínima ocorre às 05HL (22,5°C e 22,8°C respectivamente). Já as máximas ocorreram às 14HL e foram de 29,1°C nos dias CC e de 27,1°C nos dias CPN. Nos dias de céu nublado (CN) a temperatura mínima foi de 22,8°C às 08HL e a máxima de 26,3°C às 17HL.

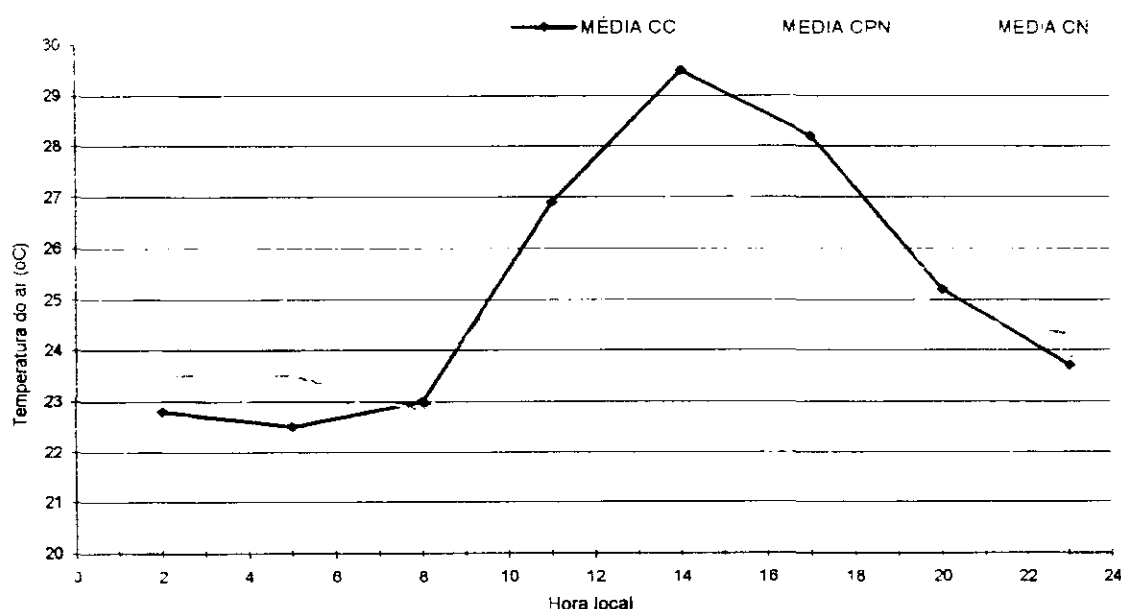


Figura 09 – Variação temporal da temperatura média do ar nos primeiros 100m no Sítio Floresta (REBIO JARU) nas 03 condições de nebulosidade.

A amplitude térmica nos dias CC é de 6,6°C, CPN de 4,3°C e CN ela chega apenas a 3,5°C, conforme esperado. Os dias de CPN representam uma condição intermediária entre os dias CC e CN. No início da noite, a queda de temperatura é maior nos dias CC e CPN. Diminuição significativa na condição de CN somente ocorre no final da madrugada e início da manhã. Este comportamento diferenciado nas curvas de temperatura nos dias CN e CPN, em relação aos dias CC, mostra a importante influência da cobertura de nuvens nos balanços locais de radiação.

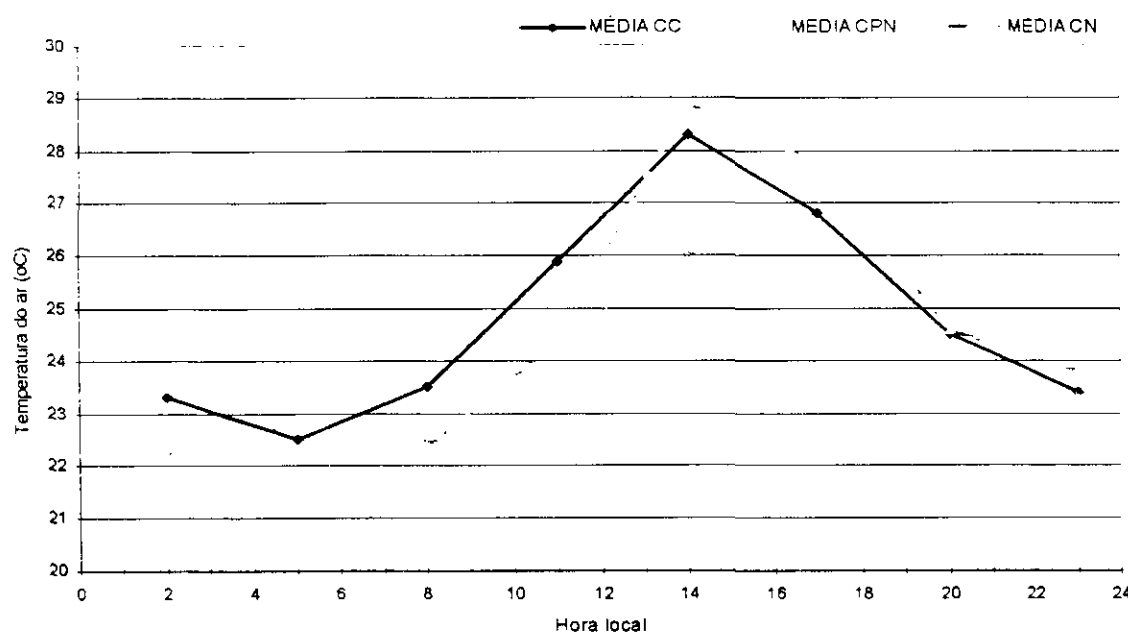


Figura 10 – Variação temporal da temperatura média do ar nos primeiros 100m no Sítio Pastagem (Fazenda N.S.a. do Oeste) nas 03 condições de nebulosidade.

Ao contrário do observado na floresta, na pastagem os padrões diários não apresentam a mesma previsibilidade, ou seja, a relação inversa entre quantidade de nebulosidade e temperatura não se verifica (figura 10). Pela manhã, a temperatura é maior nos dias CC, seguido dos dias CN e CPN. A partir das 13HL a temperatura passa a ser maior nos dias CN seguidos dos dias CC. É interessante notar que às 17HL as curvas dos dias CPN se iguala à dos dias CC, permanecendo assim até a meia-noite. O fato de a temperatura ser maior nas tardes de céu nublado pode estar relacionada a liberação de energia proveniente da formação nuvens *cumulus nimbus*. Associadas a esta formação, estão as correntes descendentes de ar (Molion, 1987) que se aquecem por compressão adiabática ao passo que se aproximam da superfície. Durante a madrugada não há uma tendência clara e o que mais chama a atenção é um aumento de temperatura nos dias CPN. Esta elevação pode estar relacionada à presença de camadas de nuvens baixas ou à formação de névoa/nevoeiro que nesta região, pode aumentar a temperatura em até 2,0°C na floresta (Silva e Lyra, 1998).

Nos dias CC a mínima foi de 22,5°C às 05HL e a máxima 28,3°C às 14HL. Nos dias CN a mínima foi de 22,3°C às 08HL e a máxima de 28,9°C às 14HL. Já nos dias CPN, a mínima foi de 22,2°C às 02HL e a máxima de 26,6°C às 17HL. Em termos de amplitude térmica a maior foi a dos dias CN (6,6°C) seguida dos dias CC (5,8°C) e dos dias CPN (4,4°C). Esta situação é completamente diferente em relação à floresta, onde os dias CPN se

apresentam como uma situação intermediária entre os dias CC e CN, mas na pastagem não se definem os dias CPN como uma situação intermediária.

4.3 – Desenvolvimento da Camada Limite Convectiva (CLC)

4.3.1- Sítio Floresta

O desenvolvimento da CLC é representado pela evolução temporal da sua espessura média para cada uma das condições de nebulosidade (figura 11).

A forma como evoluiu CLC, nas três condições de nebulosidade, foi praticamente idêntica. Na CLC as alturas são quase iguais às 08:00HL e, à medida que o tempo passa, cada uma das condições assume uma altura diferente. A partir das 14:00HL observa-se uma tendência de diminuição com exceção dos dias CN. Aliás, somente nos dias CN o comportamento foi de acordo com os padrões normais (com pequeno crescimento durante a tarde). A pequena diminuição observada nos dias CC e CPN não é significativa e está dentro da margem de erro assumida na determinação da altura da CLA. Na média geral, a maior espessura foi atingida nos dias CC ($818,0 \pm 486,0\text{m}$) e a menor nos dias CN ($607,1 \pm 313,9\text{m}$), enquanto os dias CPN apresentaram uma espessura intermediária ($659,0 \pm 359,5\text{m}$), conforme era esperado. A espessura média, para cada sítio e horário, é mostrada na tabela 04. O período de maior taxa de crescimento da CLC foi entre 08:00 e 11:00HL, com média de $161,40 \text{ m.h}^{-1}$. Entre 11:00 e 14:00HL a taxa de crescimento média foi de $124,07 \text{ m.h}^{-1}$ e entre 14:00 e 17:00HL ligeiramente negativa ($-10,81 \text{ m.h}^{-1}$). Com exceção do período entre 14:00 e 17:00HL, as maiores taxas de crescimento ocorreram sempre nos dias CC e depois nos dias CPN.

Os desvios mostram uma grande variabilidade na altura média da CLC, onde eles variam entre 52 e 59% do valor médio de Z_i . O fato de a CLC ter apresentado crescimento similar nas três condições estudadas não significa que a estrutura termodinâmica seja também similar. Para verificar isso utilizamos os perfis de temperatura potencial virtual. Na figura 12 são apresentados os quatro conjuntos de perfis disponíveis para a CLC: 08:00, 11:00, 14:00 e 17:00HL. Primeiramente, nota-se é que, no domínio da CLC, os dias CC apresentam as maiores temperaturas e os dias CN as menores. É interessante notar que, a partir das 11:00HL, os dias CN passam a apresentar maiores temperaturas, a partir dos 2000m. A diferença é ainda maior às 14:00HL e tende a desaparecer no final da tarde. Isto provavelmente está associado

pela liberação de calor latente durante a formação de nuvens. Além da diferença de temperatura, nota-se que, a partir das 11:00HL, o perfil de temperatura potencial virtual dos dias CPN se destaca dos outros dois, principalmente às 14:00HL, onde se verifica uma camada estável nos primeiros 250m.

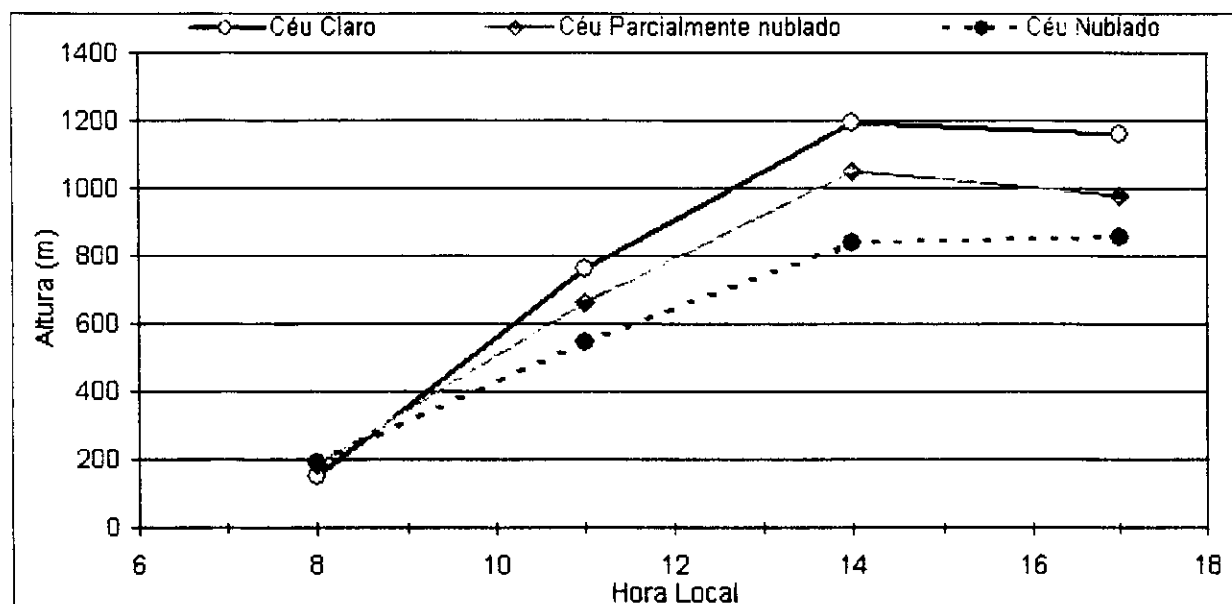


Figura 11 – Altura da Camada Limite Convectiva (CLC) sobre a floresta para as três condições de nebulosidade (CC, CPN e CN), durante o experimento WETAMC/LBA-1999 em Rondônia.

Tabela 04 – Médias das alturas da Camada Limite Convectiva (CLC) para as 03 condições atmosféricas estudadas referentes ao sítio floresta durante o WETAMC/LBA 1999, entre os meses de janeiro e fevereiro de 1999.

Condições Atmosféricas	Hora Local			
	08	11	14	17
Céu Claro	150,7	763,4	1196,0	1161,0
Parcialmente nublado	182,5	663,3	1052,0	978,0
Céu Nublado	187,2	546,3	841,6	853,3

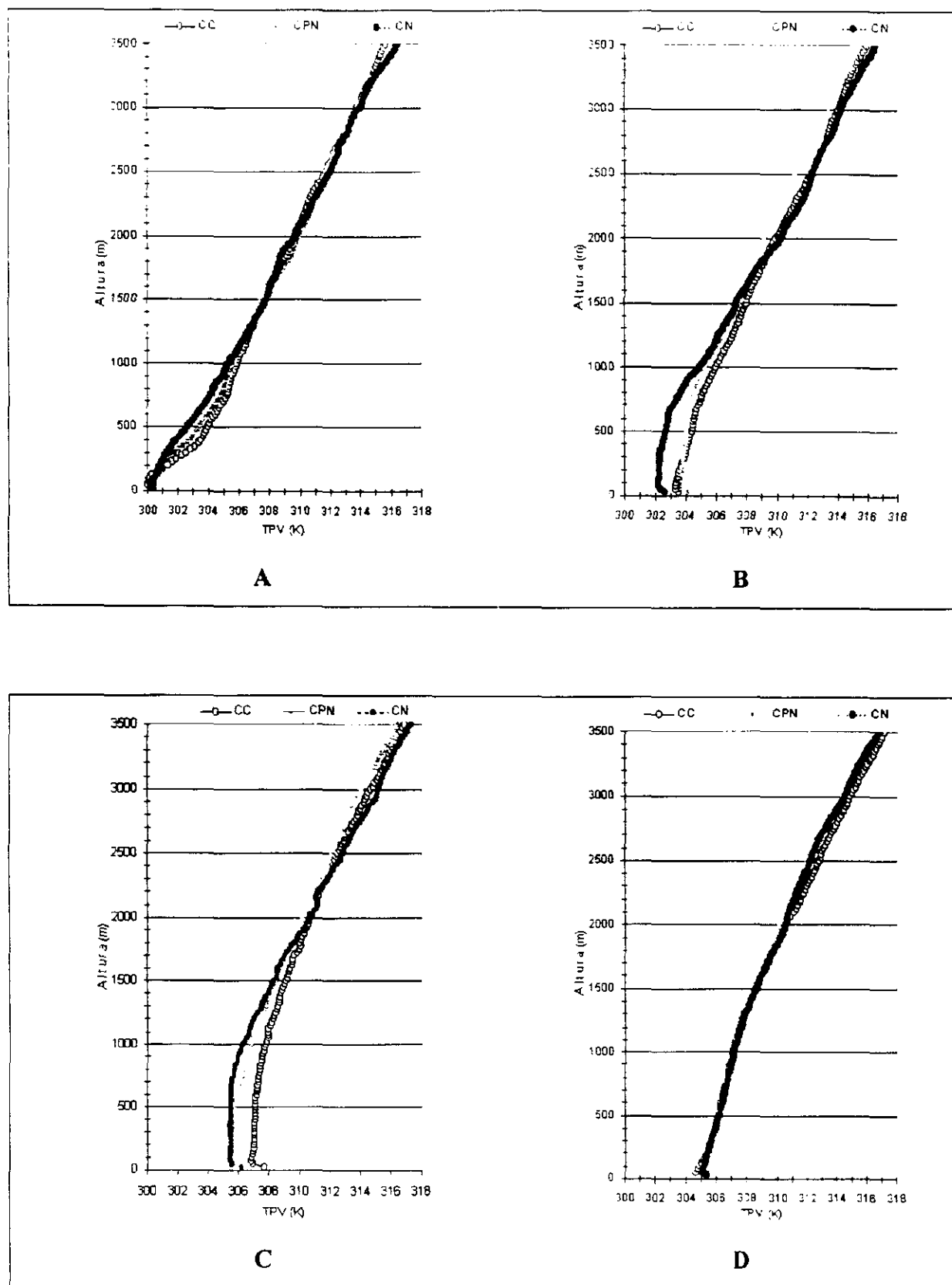


Figura 12- Perfis médios de temperatura potencial virtual no sítio floresta, para as 03 condições de nebulosidade, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: às 8:00 (a); 11:00 (b); 14:00(c) e 17:00HL(d).

4.3.2- Sítio Pastagem

Assim como na floresta, o desenvolvimento da CLC é representado pela evolução temporal da sua espessura média para cada uma das condições de nebulosidade (figura 13).

A forma como evoluiu CLC até às 14HL, nas três condições de nebulosidade, foi praticamente idêntica. Nos dias CC houve um maior crescimento entre 08HL e 11HL. Das 14 às 17HL a CLC cresce nos dias CC, enquanto nos dias CPN e CN ela sofre uma diminuição. Observa-se dessa forma que a CLC nos dias CC tem uma evolução semelhante àquela observada por Souza (1997) durante a estação seca em Rondônia, com altura máxima 2172m às 17HL. Certamente, devido a menor nebulosidade, às 08HL a CLC, nos dias CC, apresentou maior altura em relação aos dias CPN e CN. Associada a maior nebulosidade notou-se que as curvas de Zi dos dias CPN e CN ficaram mais próximas entre si durante todo o dia. Na média, somente nos dias CC o comportamento foi de acordo com os padrões normais: cresce durante todo o dia, mas apresenta um pequeno crescimento durante a tarde. A diminuição observada nos dias CN e CPN não está associada ao aumento de nebulosidade no período da tarde, uma vez que na floresta somente nos dias CN verificou-se crescimento da CLC entre 14HL e 17HL. Na média geral, a maior espessura foi atingida nos dias CC (739 ± 335 m) e a menor nos dias CN (520 ± 345 m). Os dias CPN apresentaram uma espessura intermediária (593 ± 340 m). A espessura média horária, para o sítio pastagem, é mostrada na tabela 04. O período de maior taxa de crescimento da CLC foi entre 11:00 e 14:00HL, com média de 199 m.h^{-1} . Entre 08:00 e 11:00HL a taxa de crescimento média foi de 61 m.h^{-1} , enquanto entre 14:00 e 17:00HL ligeiramente negativa (-34 m.h^{-1}). As maiores taxas de crescimento ocorreram entre 11:00 e 14:00HL dos dias CPN e depois nos dias CN.

A amplitude dos desvios padrões da altura da CLC em relação à altura média mostra que há maior variação na altura desta camada compara a da floresta. Principalmente durante o dia (CLC), os desvios padrões variam entre 45 e 66% do valor médio de Zi. Assim como na floresta, a CLA apresentou uma evolução semelhante nas três condições estudadas. Mas, este fato de não significa que a estrutura termodinâmica seja também similar. Para verificar isso foram utilizados os perfis médios de temperatura potencial virtual nos horários de realização das sondagens. Na figura 14 são apresentados os quatro conjuntos de perfis disponíveis para a CLC: 08:00, 11:00, 14:00 e 17:00HL. A primeira coisa que se nota é que, no domínio da CLC, os dias CC apresentam as maiores temperaturas. É interessante notar que nos perfis de 08, 11 e 14HL as condições de θ_v nos dias CN e CPN são semelhantes, mas só próximo da

superfície. Acima de 1000m, o perfil de CPN se aproxima daquele do dia CC. No final da tarde os perfis tendem a ser distintos. Isto provavelmente está ligado a formação de nuvens. Além da diferença de temperatura, nota-se que a partir das 11:00HL o perfil de temperatura potencial virtual dos dias CPN se destaca dos outros dois, principalmente às 14:00HL, onde se verifica uma camada estável bem definida nos primeiros 570m.

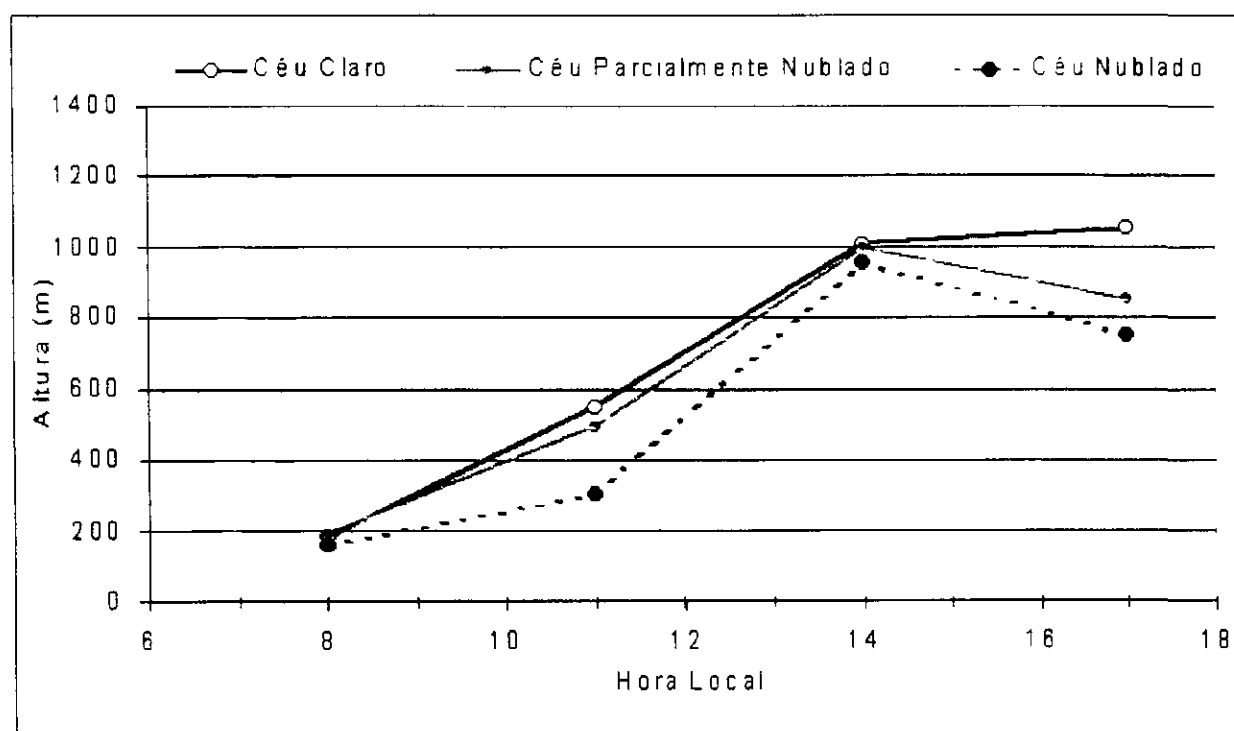


Figura 13 – Altura da Camada Limite Atmosférica sobre a pastagem para as três condições de nebulosidade (CC, CPN, e CN), durante o experimento WETAMC/LBA-1999 em Rondônia.

Tabela 05 – Médias das alturas da Camada Limite Atmosférica (CLA) para as 03 condições atmosféricas estudadas referentes ao sítio pastagem durante o WETAMC/LBA 1999, entre os meses de janeiro e fevereiro de 1999.

Condições Atmosféricas	Hora Local			
	08	11	14	17
Céu Claro	180,0	549,7	1006,0	1055,4
Parcialmente nublado	190,0	492,5	996,5	850,0
Céu Nublado	156,0	300,0	953,3	750,0

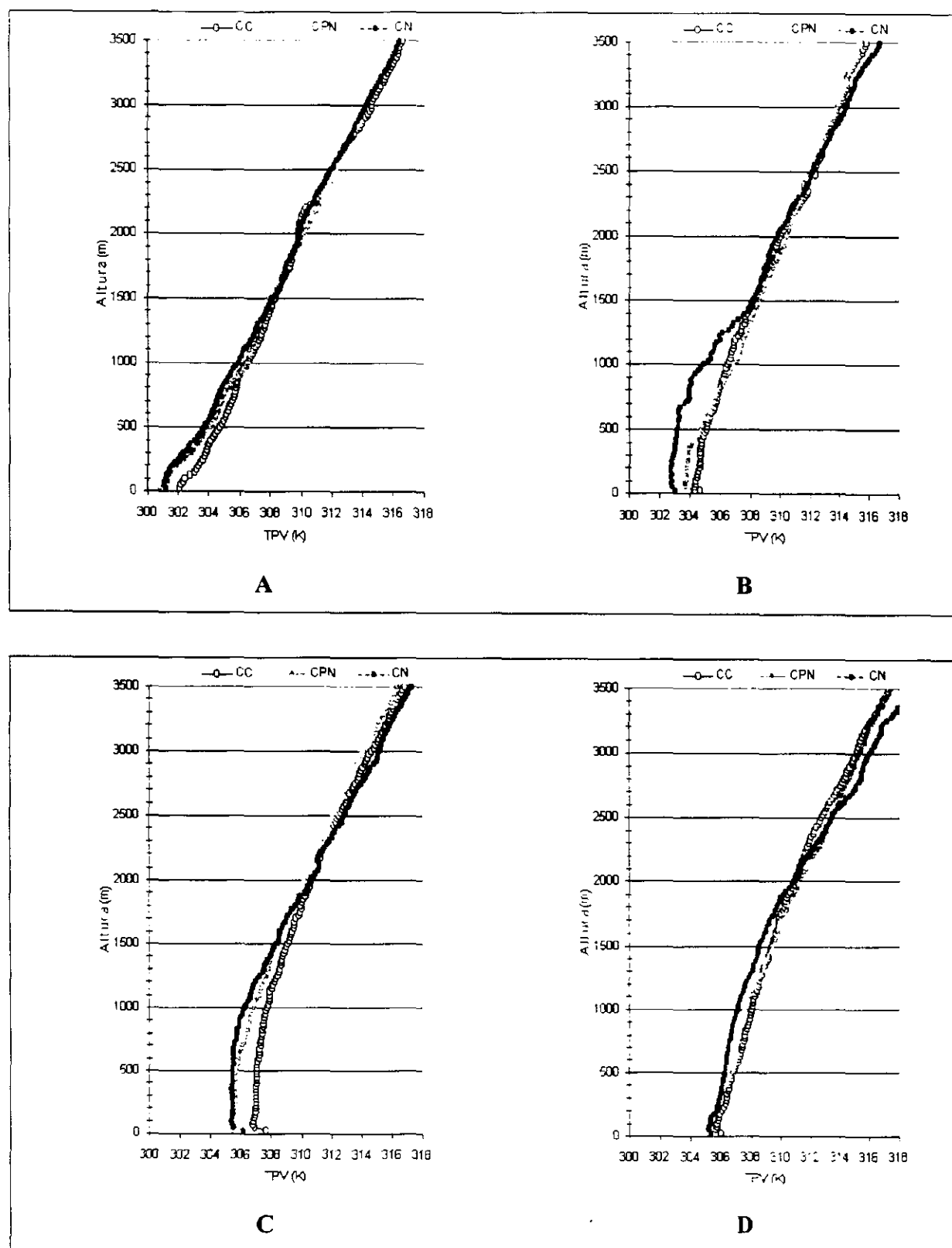


Figura 14— Perfis médios de temperatura potencial virtual no sitio pastagem, para as 03 condições de nebulosidade, durante o experimento WETAMC/LBA-1999: às 8:00 (a); 11:00 (b); 14:00(c) e 17:00HL(d).

4.4 – Evolução espaço-temporal

4.4.1 – Velocidade do Vento

A evolução da velocidade do vento na camada 0-3500m. ao longo do período estudado, é mostrada na figura 15 (floresta) e na figura 16 (pastagem). Inicialmente, constatamos que os ventos variaram de calmos a moderados (15m.s^{-1}) nos dois sítios, sendo mais intensos na pastagem em média $2,0\text{m.s}^{-1}$. No interior da CLA as velocidades apresentaram valores de 0 a 3m.s^{-1} na floresta e, na pastagem a velocidade do vento variou de $0,5$ a 5m.s^{-1} , não sendo constatadas ocorrências de vento de 0m.s^{-1} . Nos dois sítios verifica-se a existência de alguns núcleos de alta (jatos de baixos níveis). Também não é possível identificar a existência de ciclos diários nem de padrões semelhantes aos dois sítios. No entanto, há uma certa semelhança entre os dois sítios, por exemplo, ventos mais intensos acima de 2000m entre os dias 39 e 49.

4.4.1.1 – Evolução durante o experimento

a) Sítio Floresta

De uma maneira geral, há um aumento da velocidade do vento com a altura (figura 15). Na camada acima da CLA (1100-3500m), são identificados quatro regiões de ventos mais fortes (núcleos de alta). O primeiro (10m.s^{-1}), situa-se a cerca de 1900m de altura no dia 28. O segundo foi de 10m.s^{-1} , no dia 33, a aproximadamente 1400m de altura. O terceiro (9m.s^{-1}), ocorreu no dia 42 a aproximadamente 2000m. O quarto é na verdade um grupo de quatro núcleos de 10m.s^{-1} , alinhados entre cerca de 2400m e 2900m no dia 46. A velocidade média do vento na floresta foi de $3,4\text{m.s}^{-1} \pm 1,7$.

No domínio da CLA (abaixo de 1100m), foram identificados quatro eventos, três deles alinhados e aparentemente, ligados entre si: 9m.s^{-1} a cerca de 600m, 9m.s^{-1} a 800m e 10m.s^{-1} a 1000m, todos no dia 33. Houve a formação de um jato noturno abaixo de uma camada onde o vento já estava forte. O quarto núcleo, de apenas 6m.s^{-1} , ocorreu no dia 37 próximo de 400m de altura.

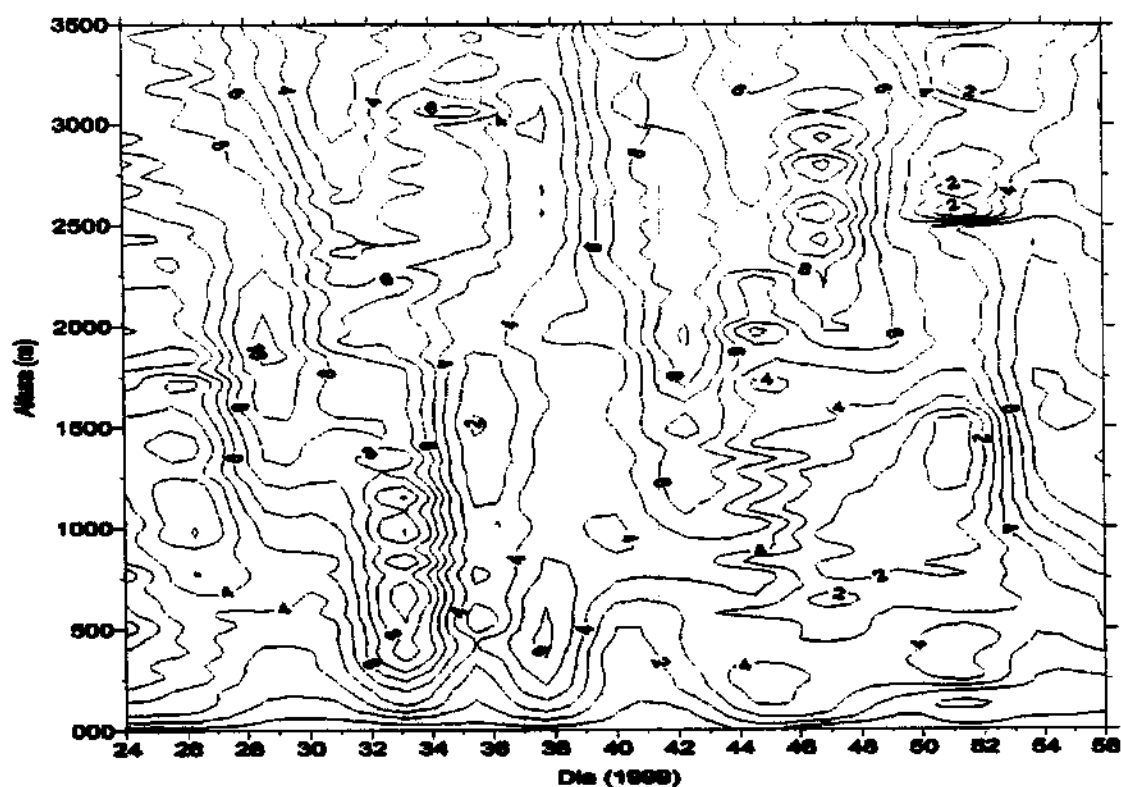


Figura 15 - Variação espaço-temporal da velocidade do vento (m.s^{-1}) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio floresta.

b) Sítio Pastagem

Observando a figura 16, identificam-se vários eventos de ventos mais fortes acima da CLA. No dia 26, três núcleos de 9m.s^{-1} , entre 2100m e 2600m. Entre os dias 27 e 28 um núcleo de 9m.s^{-1} aparece entre cerca de 1700m e 2000m. No dia 35, a cerca de 3100m aparece um núcleo de 8m.s^{-1} . No dia 43, um núcleo de 11m.s^{-1} a cerca de 2900m de altura. Finalmente, uma grande núcleo, de forma delgada e de 12m.s^{-1} , ocorreu no dia 47, entre aproximadamente 2300m e 3100m. No interior da CLA foram identificados dois jatos noturnos: um próximo a 700m no dia 28 e o outro entre os dias 38 e 39 a cerca de 300m.

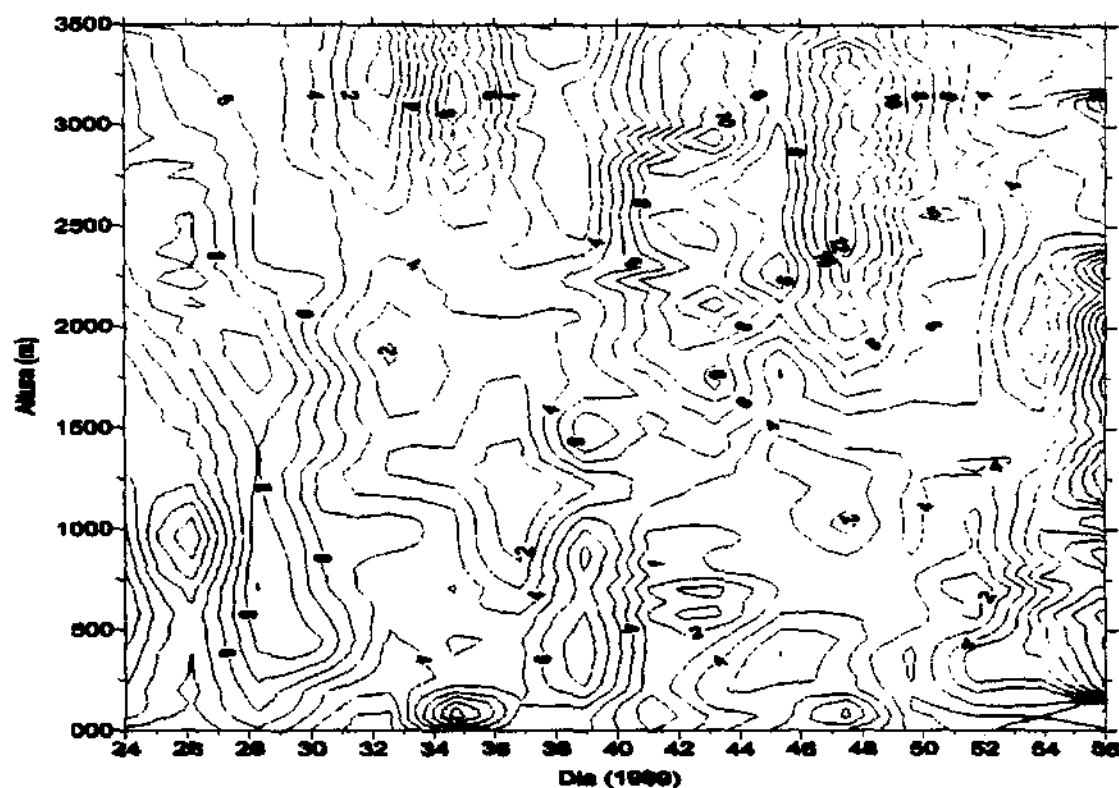


Figura 16 – Variação espaço-temporal da velocidade do vento (m.s^{-1}) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio pastagem.

4.4.1.2 – Evolução por condição de nebulosidade

Os padrões de direção e velocidade do vento, em cada uma das condições de nebulosidade, são apresentados na forma de perfis vetoriais para cada um dos horários de sondagem. Isto foi feito no intuito de simplificar, uma vez que dessa forma é possível ter a velocidade e a direção do vento em uma só figura. Estes perfis revelaram que tanto na floresta (figura 17) como na pastagem (figura 18), os padrões apresentados para cada uma das condições de nebulosidade são diferentes, fato que de certa forma era esperado. Também é observa-se diferenças entre floresta e pastagem não importando a condição nem o horário.

a) Sítio Floresta

Na condição de CC, os padrões apresentados às 2, 5, 11, 14, 20 e 23HL são muito semelhantes: os ventos são, na sua maioria, de pouca intensidade e a direção predominante é SE próximo a superfície e NE a partir aproximadamente 700m de altura (figura 17a). Às 08HL o perfil é bastante singular apresentando maior intensidade ($4,4\text{m.s}^{-1}$) em relação à

média ($3,4\text{m.s}^{-1}\pm 0,3$), e soprando sempre na mesma direção (SW). No final da tarde às 17HL, acima de 1000m a direção predominante é de NW. Abaixo desse nível, o perfil é semelhante ao da maioria dos horários. Na camada 0-500m, a velocidade média do vento é $2,8\text{m.s}^{-1}\pm 0,8$ e a direção predominante é E/SE principalmente à noite (20, 23 e 02HL).

Nos dias CPN (figura 17b), não é possível identificar um o padrão comum para a maioria dos perfis. Na média, os ventos são mais fortes ($4,0\text{m.s}^{-1}\pm 0,9$) do que aqueles observados na condição CC ($3,4\text{m.s}^{-1}$). Às 02HL o vento é de NE na camada de 0-250m e de E entre 250 e 1500m. Acima de 1500m o vento é da ordem de 10m.s^{-1} e de NW. O perfil das 05HL é praticamente o oposto ao das 02HL, principalmente na camada acima de 1500m. No horário seguinte (08HL) o padrão é parecido com o das 05HL, sendo que os ventos são menos intensos. Há uma nítida separação entre a camada mais superficial (0-250m) e o restante do perfil. Nos dois horários subsequentes 11HL e 14HL os ventos são os mais fracos do dia e os perfis tem uma certa semelhança. Os ventos às 17HL são mais intensos e o perfil se assemelha um pouco com o das 08HL. Os dois perfis subsequentes (20HL e 23HL) são marcados por ventos moderados e muitas mudanças de direção. Na maior parte do tempo eles apresentam direções opostas.

Nos dias CN (figura 17c), os perfis apresentam um padrão comum às 11HL, 14HL e 17HL. Nestes horários são observados os ventos mais fortes e um predomínio da direção SE. Eles se intensificam até as 17HL e, às 20HL, já é notada uma nítida diminuição. A partir das 23HL eles diminuem ainda mais e há uma brusca mudança de direção, passando de SE a SO. No horário seguinte (02HL) são observados ventos de Leste relativamente fortes próximo à superfície. Estes ventos podem estar relacionados ao desenvolvimento de nuvens convectivas. À medida que aumenta a altura há uma mudança gradual de direção (giro no sentido anti-horário) e uma diminuição na intensidade. Às 05HL os ventos são muito fracos, mas já é possível identificar uma mudança de direção principalmente na camada que vai de 700 a 1500m. No horário seguinte (08HL) os ventos são nitidamente mais fortes, mas o padrão apresentado é bastante complexo. Apesar disso, é possível identificar alguma semelhança com o perfil anterior na camada mais próxima a superfície.

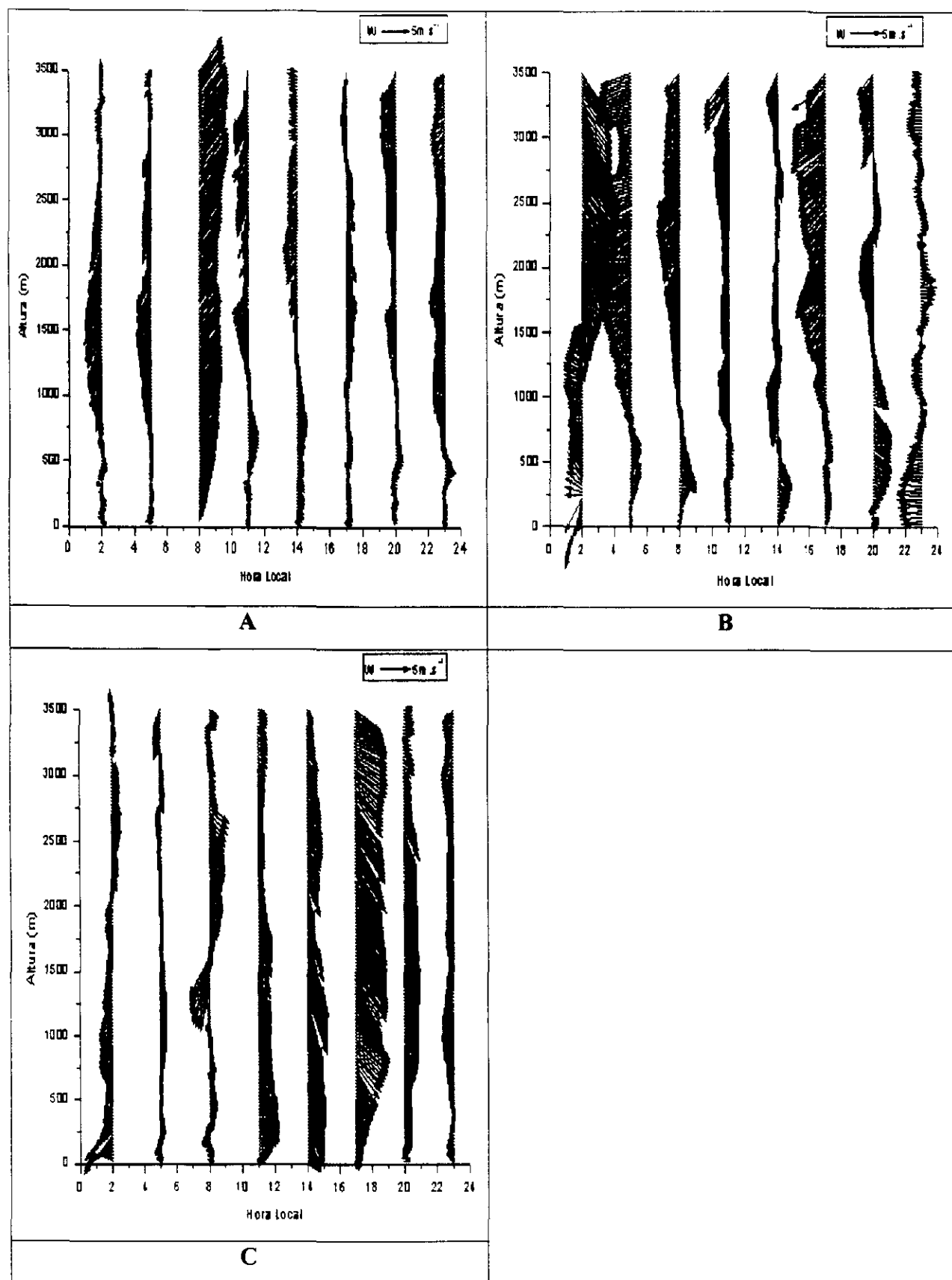


Figura 17 - Perfis médios horários do vetor vento, no sítio **floresta**, durante o WETAMC/LBA-1999: a) dias de céu claro (CC); b) dias de céu parcialmente nublado (CPN); c) dias de céu nublado (CN).

b) Sítio Pastagem

No geral, o vento é de NE acima de 1000m independente da condição de nebulosidade (Figura 18). Próximo da superfície nos dias CC (figura 18a) o vento é praticamente de Oeste durante o dia. Já à noite a direção muda bastante passando a ser, na maioria dos casos, de Leste. Próximo do nascer do sol (05HL) não há uma direção definida nas camadas junto ao solo. Os perfis de vento para os dias CPN são bastante diferentes em relação ao da floresta (figura 17b). Durante a noite é de Norte e no início da madrugada é de Leste. É importante observar que tanto na floresta como na pastagem, no início da madrugada, há um aumento na velocidade do vento próximo da superfície, na floresta o vento foi da ordem de 5m.s^{-1} e na pastagem de 10m.s^{-1} . De acordo com o Summary of the Weather Report for Rondônia (SWRP), o dia 33 (CPN), foi marcado por ventos fortes no nível de 150hpa (40kt ou cerca de 20m.s^{-1}) no Estado de Rondônia. E estabeleceu-se um jato de baixos níveis de NW a 850 hpa, que se estendeu da Bolívia ao Sul do Brasil associado a um sistema de Baixa Pressão no Norte da Argentina.

Os perfis de vento para os dias CN (figura 18c) apresentam grande variabilidade com relação à direção próximo da superfície. Apesar disso, observa-se que o fluxo tende a ser predominantemente do setor Norte. Esta situação persiste durante todo o período diurno. Esta predominância na direção de Norte pode está associada a formações convectivas provenientes do setor Norte-Noroeste de Rondônia. Estas formações podem estar associadas às linhas de instabilidade estudadas por Cohen et al. (2000). Diferentemente, na floresta, o fluxo de ar é mais uniforme mesmo em dias nublados.

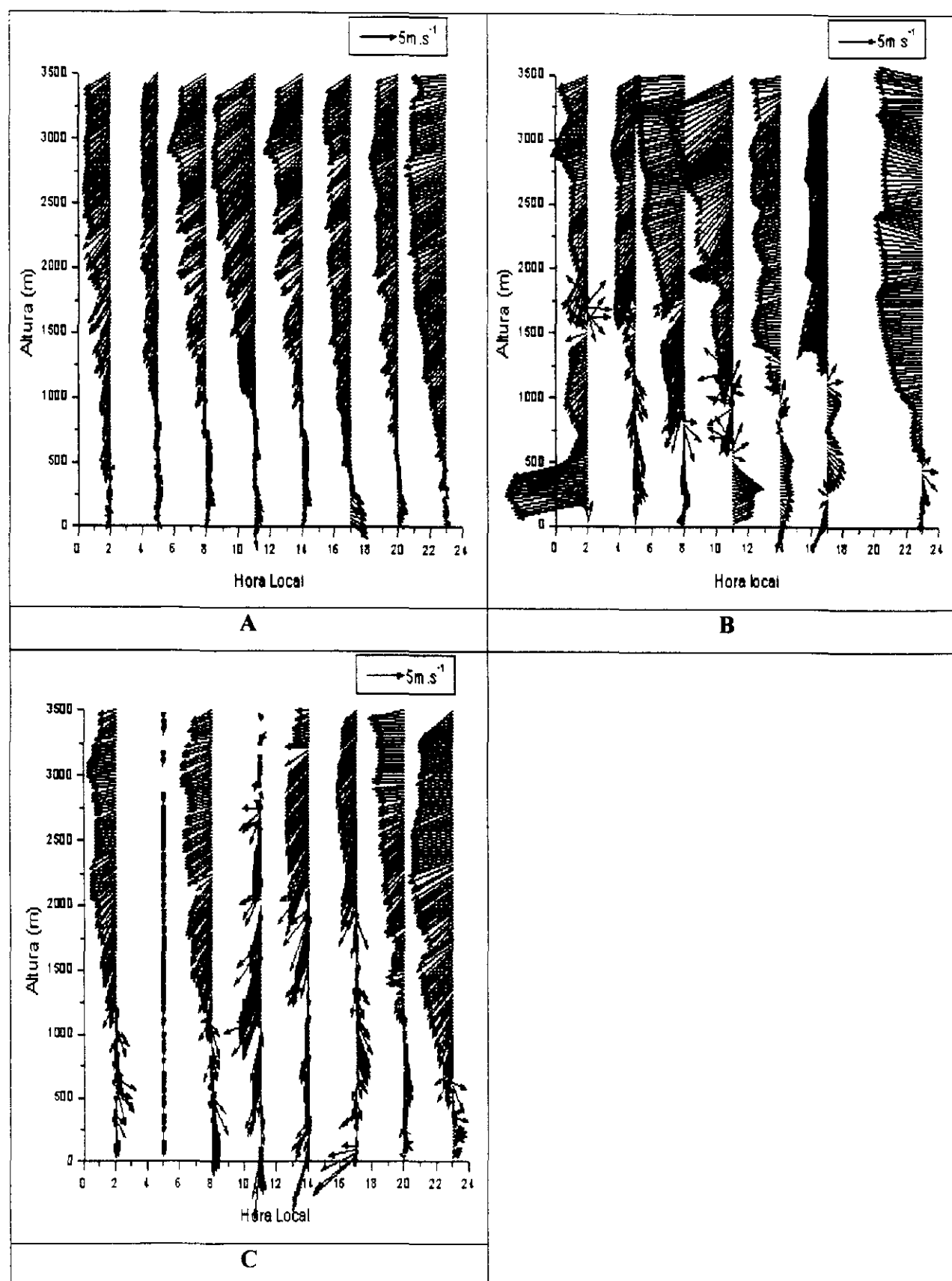


Figura 18 - Perfis médios horários do vetor vento, no sítio **pastagem**, durante o WETAMC/LBA-1999: a - dias de céu claro (CC); b - dias de céu parcialmente nublado (CPN); c - dias de céu nublado (CN).

4.4.2 - Temperatura Potencial Virtual (θ_v)

4.4.2.1 – Evolução durante o experimento

A evolução de θ_v ao longo do experimento (dias 24 a 56), nos dois sítios, é mostrada nas figuras 19 e 20. De uma maneira geral, o período em estudo pode ser dividido em dois momentos. No primeiro (dias 24 a 40) a atmosfera apresentou $\theta_v = 309,2K$ no domínio da CLC e a mesma é menos espessa em relação ao segundo momento (717,1m). Neste segundo período (dias 41 a 56) a CLC apresenta $\theta_v = 309,4K$, e apresenta maior altura média: 740,7m.

Existe uma grande variabilidade de um dia para outro em função da alternância entre dias com e sem chuva. É possível identificar com nitidez em ambos os sítios, os ciclos diários na CLA (aquecimento diurno e resfriamento noturno). Em algumas ocasiões isto não ocorre, ou seja, não há uma separação nítida da noite para o dia como caso dos dias 31/32, 37/38/39 e 49/50 na floresta e 31/32, 33/34, 38/39 e 54/55/56 na pastagem. Geralmente estes dias coincidem com períodos de chuva.

Na maioria dos casos, a interface CLA e a atmosfera livre (AL), situa-se entre 306 e 307K (verde/cinza claro). A partir de aproximadamente 1500m de altura (acima da CLA), a temperatura aumenta com a altura e camadas são facilmente distinguidas.

a) Sítio Floresta

A figura 19 nos apresenta a variação de θ_v durante todo o experimento no sítio floresta (Rebio Jaru). Fica claro que os menores valores ocorrem à noite e perto da superfície. Observa-se que a inversão térmica acima de 1500m é menos intensa e a definição das isotermas (faixa de cores) menos nítida. Isso indica que houve maior variabilidade de θ_v com a altura.

O período mais perturbado foi entre os dias 37 e 39 e os dias 49 e 50, nos quais a separação entre CLC e CLN não aparece. Estes dias coincidiram com a ocorrência de precipitação em particular o dia 39 quando ocorreu um intenso sistema convectivo em Rebio Jaru e no sítio pastagem. No entanto, a precipitação por si só não explicaria isso, pois houve

ocasiões com ocorrência de chuva, mas com uma nítida separação entre a CLC e a CLN, como por exemplo, no dia 40.

Normalmente, no final da tarde, a temperatura em toda CLC fica homogênea desde a base até o topo, em função da mistura turbulenta. Nestas ocasiões a CLC, que normalmente é dividida em duas sub-camadas (CLS e CM), passa a ser chamada simplesmente de CM (camada de mistura), onde a sua temperatura fica igual da base até o topo. Nestas ocasiões, a diferença de temperatura entre a CM e a ZE (zona de entranhamento) tende a diminuir, podendo haver penetração de ar mais seco no interior da CLA. Isto ocorreu em várias ocasiões, ficando mais evidente nos dias 24, 43 e 44.

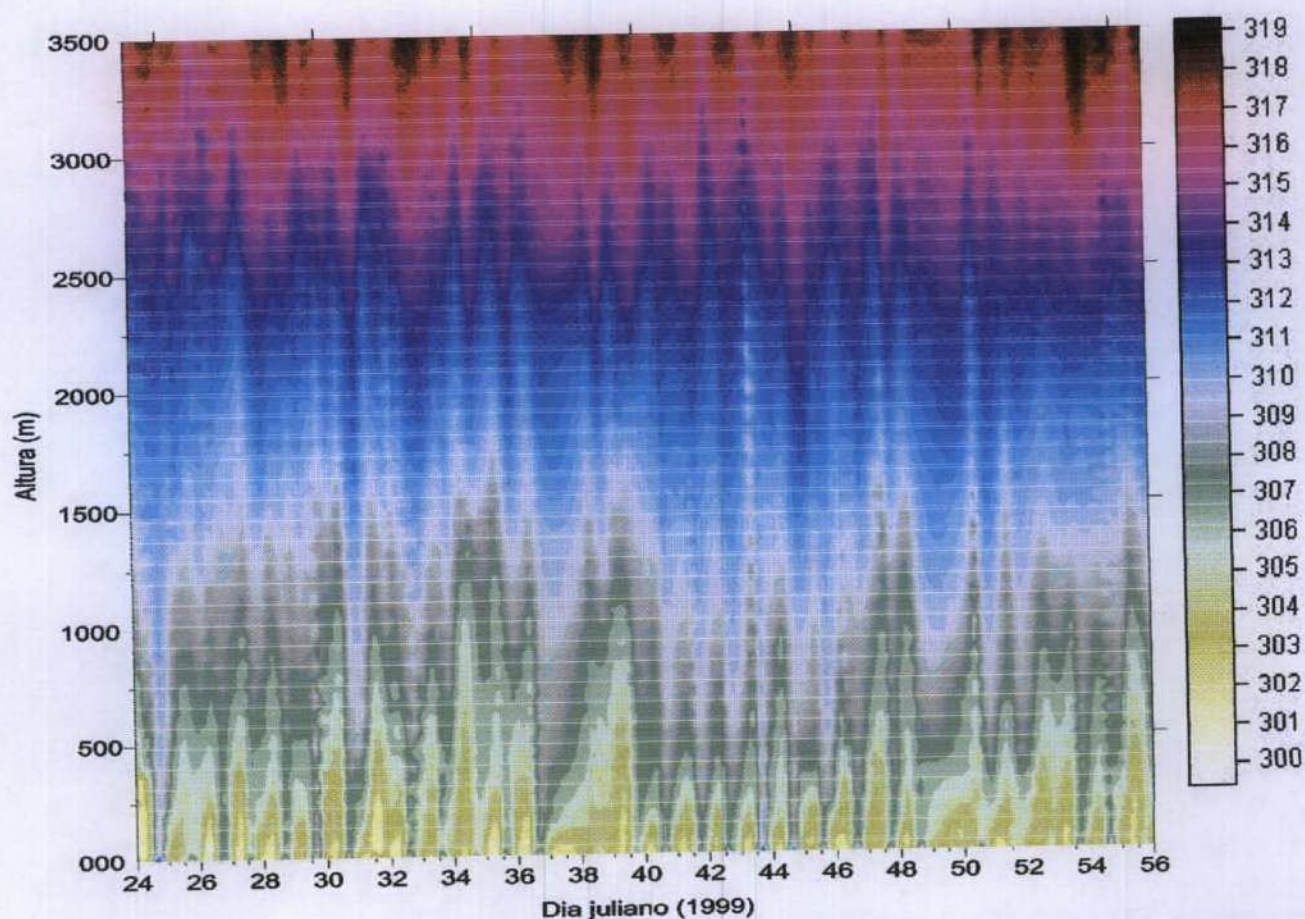


Figura 19 – Variação espaço-temporal da temperatura potencial virtual (K) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: **sítio floresta**.

b) Sítio pastagem

O comportamento de θ_v neste sítio não apresenta diferença significativa com o observado na floresta. As características gerais são semelhantes às aquelas observadas na floresta. No entanto, os ciclos diurnos são menos pronunciados, como por exemplo, enquanto na floresta a passagem do dia 33 para 34 é facilmente identificada por meio da variação temporal de θ_v , na pastagem é bem mais difícil identificar esta transição (figura 20).

Na parte superior (1500 a 3500m) a estratificação térmica é menos efetiva (isotermas mais juntas) do que na floresta. Já no domínio da CLA, ocorre justamente o oposto. Se tomarmos como referência à altura da isoterma 306K, veremos que a sua altura na floresta é cerca de 500m inferior a da pastagem (1500m contra 2000m).

Entre a noite do dia 38 e a metade do dia 39, uma camada de ar mais frio, limitada pela isoterma 302K, permaneceu praticamente inalterada, da superfície até cerca de 1500m. Apesar de aparecer um sinal no campo da floresta, este foi o caso mais “particular” observado. Isto está ligado, como veremos mais adiante, a um aumento de umidade nos dois sítios.

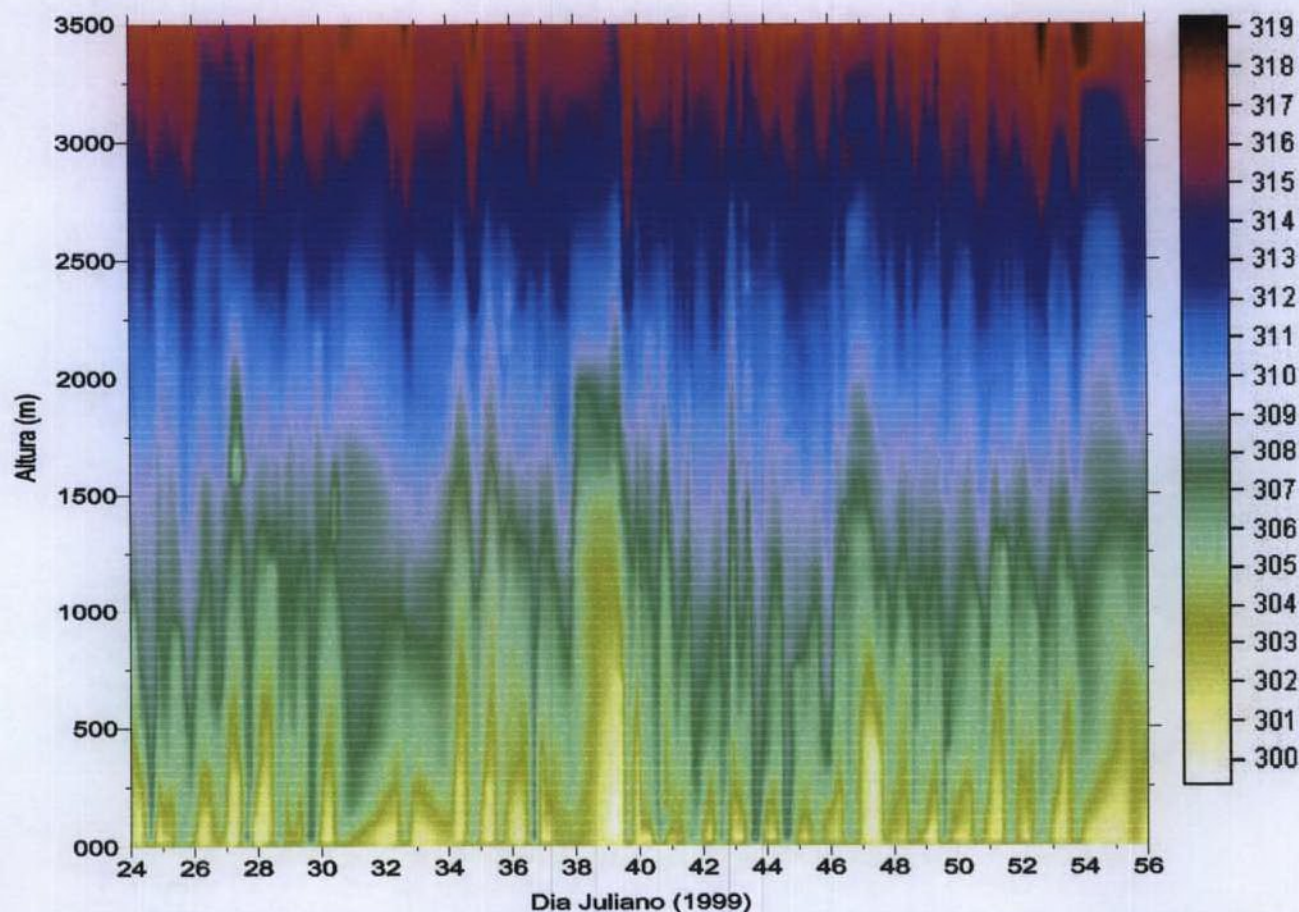


Figura 20 – Variação espaço-temporal da temperatura potencial virtual (K) durante o experimento WETAMC/LBA-1999: sítio pastagem.

4.4.2.2 – Evolução por condição de nebulosidade

De uma maneira geral, os campos médios de θ_v para as 03 condições de nebulosidade revelam em primeiro lugar que eles são diferentes em cada uma das três condições, independente do sítio (figura 21). Nos dias de céu claro, as diferenças são menores entre os dois sítios. Notamos também que, tanto na floresta (figuras 21a, 21b e 21c) como na pastagem (figuras 22a, 22b e 22c) é possível distinguir a camada estável noturna da camada bem misturada diurna, principalmente nos dias de céu claro. Há uma nítida separação entre o ar no nível da CLA e acima dela, bem como a fronteira entre a CLC e a CLN.

a) Sítio Floresta

O padrão de evolução apresentado nos dias de céu claro (figura 21a) é típico de uma CLA se desenvolvendo nestas condições. Por volta das 08HL começa a surgir isotermas perpendiculares à superfície, o que marca o início do desenvolvimento da CLC. O ponto onde estas isotermas se curvam denunciam a altura da CLC (Z_i), a partir do qual começa a surgir camadas estratificadas (zona de entranhamento e atmosfera livre). No final da tarde, começa a surgir a CLN marcada por uma forte estabilidade com um valor médio de $R_b = 6,4$.

Nos dias de céu parcialmente nublado (figura 21b) o padrão é substancialmente diferente do anterior (CC). Não é possível distinguir com facilidade a interface CLC/CLN. As temperaturas na CLC são menores em relação à condição de céu claro. No interior da CLC θ_v apresentou um valor médio em CPN de 303,8K, enquanto que a média para os dias CC foi de 304,7K. Este fato pode ter contribuído para uma CLC menor em relação aos dias CC. Na condição CPN a CLC apresentou um fluxo mais turbulento com um valor médio de $R_b = 4,4$. Este fluxo turbulento mais intenso deve estar associado a formações convectivas locais. Durante a madrugada, a partir das 03HL, aparece uma espécie de perturbação com as isotermas sendo deslocadas para cima. Isto provavelmente está ligado a ocorrência de chuva.

De uma forma geral, o campo médio de θ_v para os dias de céu nublado (figura 21c) é bem parecido com o de céu claro, mas guarda alguma semelhança com aquele dos dias céu parcialmente nublado. Comparando-se as três condições de nebulosidade, CN apresentou o menor valor de θ_v . A média de θ_v na CLC foi de 302,9K para os dias de céu nublado. A CLC também apresentou um nível de turbulência maior com um valor médio de $R_b = 1,6$. Observa-se que o padrão intermediário é o dos dias de céu parcialmente nublado.

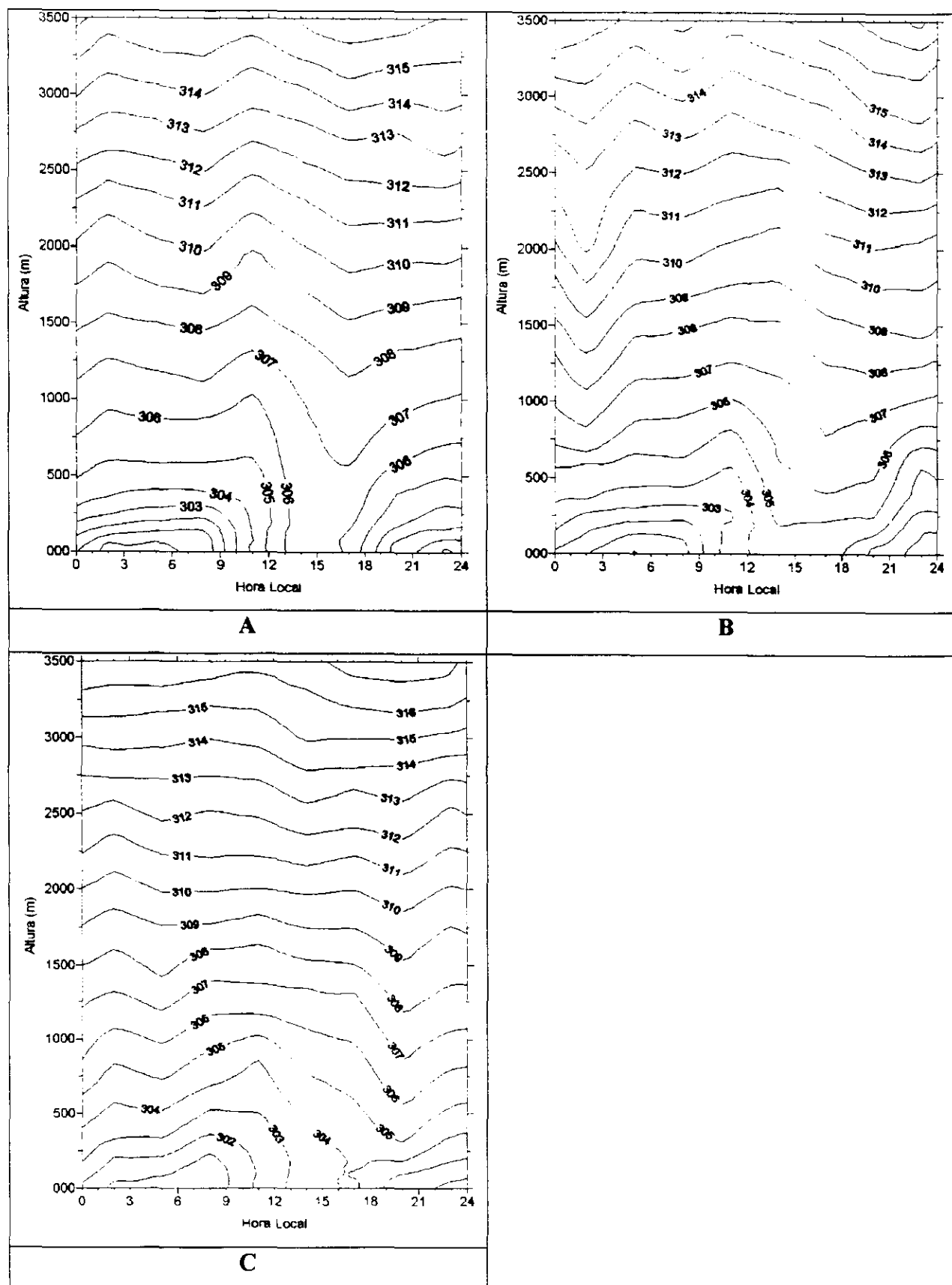


Figura 21 – Campos médios de temperatura potencial virtual (K) durante o WETAMC/LBA-1999, por condição de nebulosidade: no sítio floresta – (a) céu claro. (b) céu parcialmente nublado. (c) céu nublado.

b) Sítio Pastagem

Os dias de céu claro apresentam um padrão bastante semelhante ao observado na floresta (figura 22a). A diferença mais marcante é uma curvatura (espécie de crista) nas isotermas por volta das 02HL a partir dos 305K ao passo que na floresta elas se mostram paralelas. No interior da CLC θ_v médio foi de 305,2K. Este é 0,5K maior do que na floresta na mesma condição de nebulosidade. O escoamento nos dias CC é laminar, assim como na floresta, mas com um nível de estabilidade menor ($R_b = 1,4$ contra 6,5 na floresta).

Para os dias de céu parcialmente nublado (figura 22b) o padrão é diferente do anterior, mas a diferença não é tão importante quanto a observada na floresta. Ele é mais semelhante ao dos dias de céu claro do que ao seu similar na floresta. O valor médio de θ_v é de 303,7K. Este valor é praticamente o mesmo da floresta (303,8K). Já nos dias de céu nublado (figura 22c) verifica-se um padrão intermediário entre os dois anteriores, com um valor médio de θ_v de 304,0K.

Os valores médios de R_b foram, também bastante diferentes entre CPN e CN na pastagem, bem entre floresta e pastagem. Na condição de CPN, o valor médio de R_b foi de 0,4 contra 4,4 na floresta. Nos dias de CN, R_b médio foi de -0,1 na pastagem contra 1,6 na floresta. Isto leva a crer que a um aumento na quantidade de nuvens leva a um escoamento mais turbulento.

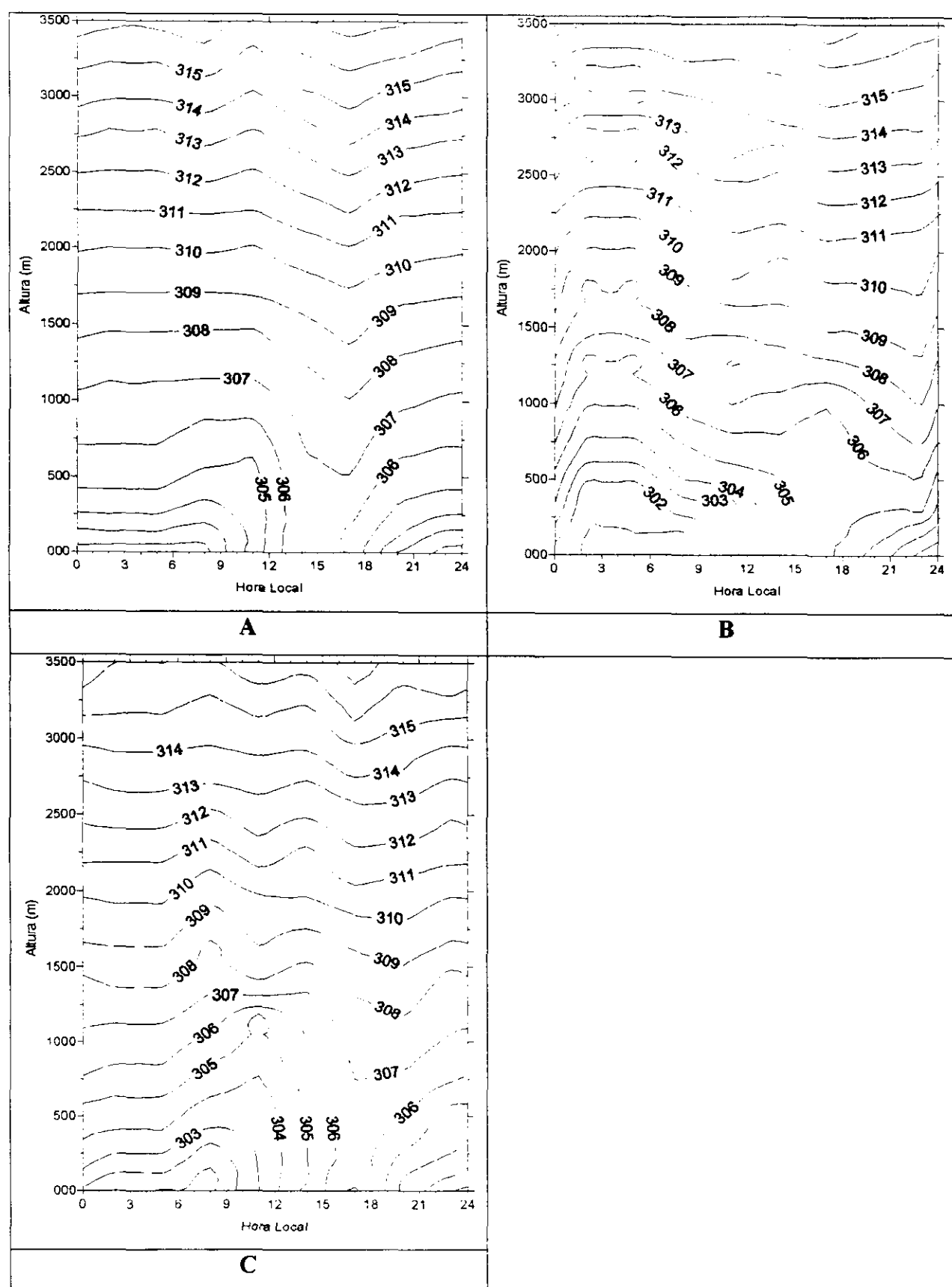


Figura 22 – Campos médios de temperatura potencial virtual (K) durante o WETAMC/LBA-1999, por condição de nebulosidade: no sítio pastagem - (a) céu claro, (b) céu parcialmente nublado, (c) céu nublado.

4.4.3 – Variação espaço-temporal da umidade específica (q)

4.4.3.1 – Evolução durante o experimento

Os campos médios de umidade específica, nos dois sítios, ao longo do período em estudo são mostrados nas figuras 23 e 24. Em termos gerais, os padrões observados são semelhantes aos apresentados pela temperatura potencial virtual. As semelhanças são mais expressivas no domínio da CLA, onde os ciclos diários são, em grande parte, facilmente distinguidos. Na parte superior as semelhanças são pequenas principalmente no que diz respeito à estratificação das camadas, que no caso presente, praticamente não existe.

a) Sítio Floresta

De uma maneira geral, podemos dividir o campo da floresta em 03 grandes camadas. A primeira corresponde ao domínio da CLA limitada pela isolinha de $15,0\text{g.kg}^{-1}$. A segunda, uma zona intermediária com umidade em torno de $13,0\text{g.kg}^{-1}$, acima da qual começaria a terceira cuja umidade é aproximadamente $10,0\text{g.kg}^{-1}$ (figura 23). Em alguns dias ocorrem penetrações de ar mais seco no interior da CLA, como nos dias 24, 36, 44 e 50, sendo que nos dias 24 e 36 ocorreram com maior intensidade. Nestes dias, uma coluna de ar mais seca ($11,0\text{g.kg}^{-1}$ em média) chegou a atingir a superfície durante à tarde.

O dia mais seco foi o dia 36 com um valor médio de $10,2\text{g.kg}^{-1}$. E o dia mais úmido foi o dia 37 apresentando um valor médio de $11,6\text{g.kg}^{-1}$, como também a maior camada mais úmida, atingindo inclusive o topo da CLA. É importante mencionar que os dias 36 e 37 foram dias de céu claro (CC) e a maior parte do Estado de Rondônia estava praticamente sem nebulosidade significativa (figuras 27a à 27f no anexo 01) e no dia 37 (figuras 28a à 28f no anexo 02). A aproximação de um sistema convectivo (linha de instabilidade) no dia 38 (dia CN) pode ter contribuído para um aumento da umidade no dia 37.

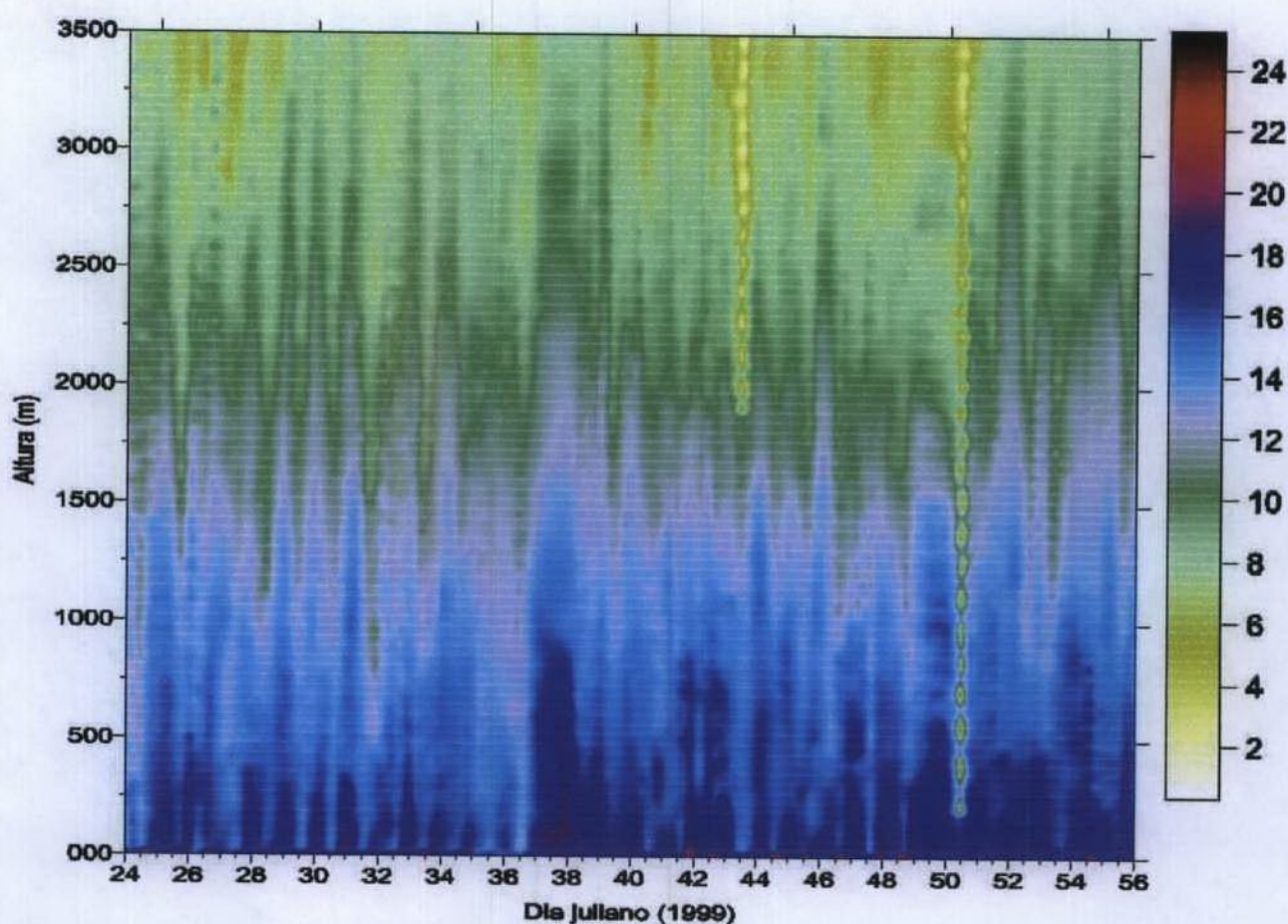


Figura 23 – Variação espaço-temporal da umidade específica (g.kg^{-1}) durante o experimento WETAMC/TRMM/LBA-1999: sítio floresta

b) Sítio pastagem

A evolução da umidade específica na pastagem (figura 24) mostra em primeiro lugar um padrão semelhante ao da floresta, podendo ser dividido em 03 camadas, só que, no caso presente, a sua definição/distinção é bem mais difícil. A CLA é aparentemente mais úmida do que na floresta. Inclusive, a diferença média ($0,8\text{g.kg}^{-1}$) é menor do que a diferença entre as sondas ($1,6\text{g/kg}$). De qualquer forma, estes valores estão de acordo com os estudos feitos por Fisch et al. (1997) onde eles observaram que, durante a estação chuvosa, os valores de umidade específica são similares nos dois sítios (aproximadamente $16,0\text{g.kg}^{-1}$). Já na estação seca os valores são substancialmente diferentes ($16,0\text{g.kg}^{-1}$ na floresta contra $10,0\text{g.kg}^{-1}$ na pastagem).

Nos dias 24 e 36 ocorreram penetrações de ar mais seco no interior da CLA, semelhante à floresta. Isso indica que se tratou de um fenômeno de escala maior que atingiu toda a região. A respeito do dia 36, o sumário das condições de tempo para Rondônia durante

o WETAMC/TRMM/LBA comenta que, acima de Rondônia o dia amanheceu com céu claro e à tarde com poucas nuvens. O fluxo de ar foi predominantemente de Oeste e não havia previsão de precipitação para aquele dia (dia 36). Sondagens realizadas em Rolim de Moura e Ouro Preto do Oeste indicaram uma camada úmida à superfície e uma adjacente mais seca até o nível de 500mb. Os ventos foram fracos da superfície até 400mb, entretanto, com o céu claro e a superfície em aquecimento as sondagens em Rolim de Moura e Ouro Preto do Oeste indicaram condições instáveis, sugerindo a ocorrência de convecção profunda isolada.

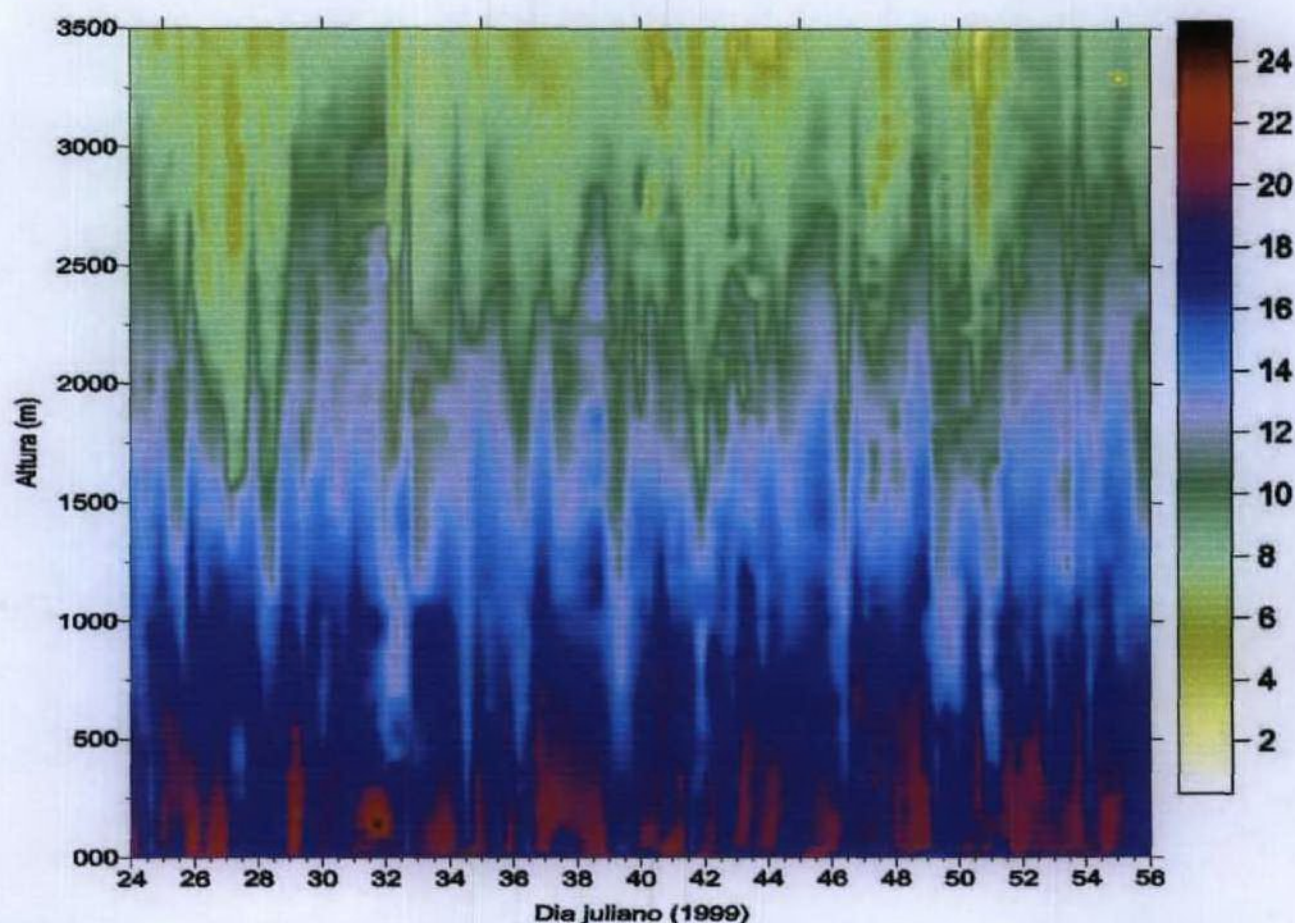


Figura 24 – Variação espaço-temporal da umidade específica (g.kg^{-1}) durante o experimento WETAMC/TRMM/LBA-1999: sítio pastagem

4.4.3.2 – Evolução por condição de nebulosidade

Os padrões apresentados em cada uma das três condições são distintos, de forma semelhante ao caso da temperatura potencial virtual: os dias de céu nublado se aproximam mais dos dias de céu claro. Os campos de umidade específica apresentam também núcleos de alta e de baixa, principalmente na pastagem.

Dar-se-á aqui uma ênfase maior a comparação dos valores numéricos, mas tendo o cuidado de fazer comparações entre condições diferentes em um mesmo sítio (mesmo tipo de sonda).

a) Sítio Floresta

Nos dias de céu claro (figura 25a), a evolução da CLA é relativamente fácil de acompanhar. Apesar disso, a camada limite não fica tão nítida como nos campos de θ_v . Assim como foi verificado na análise de θ_v , nota-se que a condição de CN é intermediária entre as condições de CC e CPN. O máximo ocorreu durante o período noturno ($16,7\text{g.kg}^{-1}$ às 20HL) e o mínimo à tarde ($14,2\text{g.kg}^{-1}$ às 14HL), e a média geral foi $15,8\text{g.kg}^{-1}$. Verificando o campo médio de vento para os dias CC (figura 17a), observa-se que o valor mínimo de umidade ocorre com vento de Oeste-Noroeste. É importante mencionar que o setor Oeste é área desmatada (figura 02). Daí, o transporte horizontal de ar mais seco pode ter contribuído para diminuição da umidade no final da tarde. Fato semelhante foi observado Silva e Lyra (1998). Eles observaram que o transporte horizontal de ar proveniente da floresta aumentou a umidade específica em média $0,5\text{g.kg}^{-1}$ à tarde na pastagem, durante o experimento RBLE3.

O valor máximo de umidade pode estar associado a vento calmo e de Sudeste nos níveis próximos da superfície. O vento de direção Sudeste é originário de região de floresta. Então, o transporte horizontal de ar, associado a diminuição de temperatura, certamente contribuiu para o aumento da umidade à noite. Durante o período noturno não há mudança significativa na umidade. Entre 20HL e 05HL a umidade apresentou uma variação (diminuição) de apenas $-0,05\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$.

Com relação aos dias de céu parcialmente nublado (CPN), notamos em primeiro lugar, que não é possível distinguir a evolução da CLA, principalmente durante o dia (figura 25b). Os máximos ocorrem durante o período noturno (média de $16,2\text{g.kg}^{-1}$ as 20HL) e o mínimo de dia ($14,4\text{g.kg}^{-1}$ às 11HL). Comparando-se a figura 19b com o campo médio de vento para os dias CPN (figura 17b), nota-se que o mínimo de umidade ocorre com vento de Noroeste, da mesma forma como ocorre nos dias CC. O máximo ocorreu com direção variável nos níveis próximos da superfície, mas acima de 200m o vento possui uma direção predominante de Oeste. Isso pode estar associado à precipitação que tem um ciclo diurno bem definido, com um máximo marcante à tarde, o que é típico de regiões continentais (Dias,

2001), estando esta precipitação associada às linhas de instabilidades provenientes do setor Oeste do Estado de Rondônia (Cohen et al., 2000). É interessante notar que a isolinha de $16,0\text{g.kg}^{-1}$ perdura durante todo o dia, mesmo que durante à tarde se aproxime da superfície, o que não ocorre com os dias CC. Entre 20HL e 05HL a umidade apresentou uma variação de $-0,2\text{g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$.

Os dias de céu nublado apresentam um padrão mais próximo ao dos dias CC, conforme já mencionado (figura 25c). No entanto, não é possível identificar o desenvolvimento da CLA. As médias horárias de umidade específica foram as mais altas dentre as 03 condições. O valor médio foi de $16,7\text{g.kg}^{-1}$, o máximo foi de $17,7\text{g.kg}^{-1}$ às 23HL e o mínimo de $15,6\text{g.kg}^{-1}$ às 17HL. Como os dias CN apresentaram maior total de precipitação acumulada é de se esperar que a umidade seja também maior em relação aos dias CC e CPN. Tomando como base a isolinha de $16,0\text{g.kg}^{-1}$ e comparando a sua evolução com aquelas das condições de CC e CPN, verifica-se que ela ocorre durante todo o dia, assim como na condição de CPN. Porém, na situação de CN, aquela isolinha está localizada próximo de 500m durante o dia e em torno de 700m à noite, enquanto que na situação de CPN ela não ultrapassa os 250m durante o dia e 500m à noite. Nos dias CC a referida isolinha sofre uma descontinuidade próximo ao meio dia em função do desenvolvimento da CLC.

b) Sítio Pastagem

No campo médio para os dias de céu claro, pode-se observar que as variações de umidade específicas mais significativas, ligadas ao desenvolvimento da CLA, ocorrem abaixo da isolinha de $16,0\text{g.kg}^{-1}$ (figura 26a).

A média geral da umidade específica foi de $16,9\text{g.kg}^{-1}$. O valor mínimo ocorre às 14HL ($15,7\text{g.kg}^{-1}$) e o máximo no período noturno ($17,5\text{g.kg}^{-1}$). Porém, foi observado que este mesmo valor é alcançado às 08HL. Nos dois sítios, há um aumento de umidade específica entre 05 e 08, proporcionado certamente pela evaporação do conteúdo líquido dos nevoeiros e orvalho.

A figura 18a mostra que à noite, próximo da superfície, o vento é calmo, mas não possui um padrão de direção definido, como ocorre durante o dia. O valor máximo de umidade específica ocorre com vento de Noroeste nos níveis perto da superfície e o valor mínimo de umidade específica ocorre com vento de Sudoeste. Não foi observada mudança

significativa na umidade durante à noite, já que a variação entre o início e o fim do período noturno foi de $-0,003 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ ($-0,05 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ na floresta).

Nos dias CPN, as variações na umidade no domínio da CLC são caracterizadas de forma mais nítida do que nos dias CC. No entanto, isso só ocorre a partir das 11HL (figura 26b). Durante o período noturno, o campo de umidade é semelhante ao dos dias CC, com a umidade decrescendo com a altura. Mas, ao amanhecer, a umidade apresenta um núcleo de $17,5 \text{ g.kg}^{-1}$, que pode estar associado à evaporação de nevoeiros e formação nuvens baixas. Durante a madrugada uma camada de ar mais seco penetrou nos níveis mais baixos da atmosfera, fazendo com que a umidade entre 0 e 1000m sofresse uma diminuição da ordem de $3,0 \text{ g.kg}^{-1}$, com relação ao período da manhã. Logo após as 15HL há um aumento gradativo na umidade até o período noturno, quando a umidade específica apresenta os seus valores máximos.

A figura 26c, mostra a evolução umidade específica média para os dias de céu nublado (CN). Ele é o mais singular de todos apresentando 03 núcleos de alta umidade: 02 de $18,0 \text{ g.kg}^{-1}$ à noite e 01 de $17,0 \text{ g.kg}^{-1}$ perto de 12HL. Durante a noite a umidade é maior do que durante o dia na camada de 0-1000m. Esta diferença foi em média $1,3 \text{ g.kg}^{-1}$. A presença do núcleo de $18,0 \text{ g.kg}^{-1}$ logo após às 21HL pode estar relacionado com a evaporação da água da superfície.

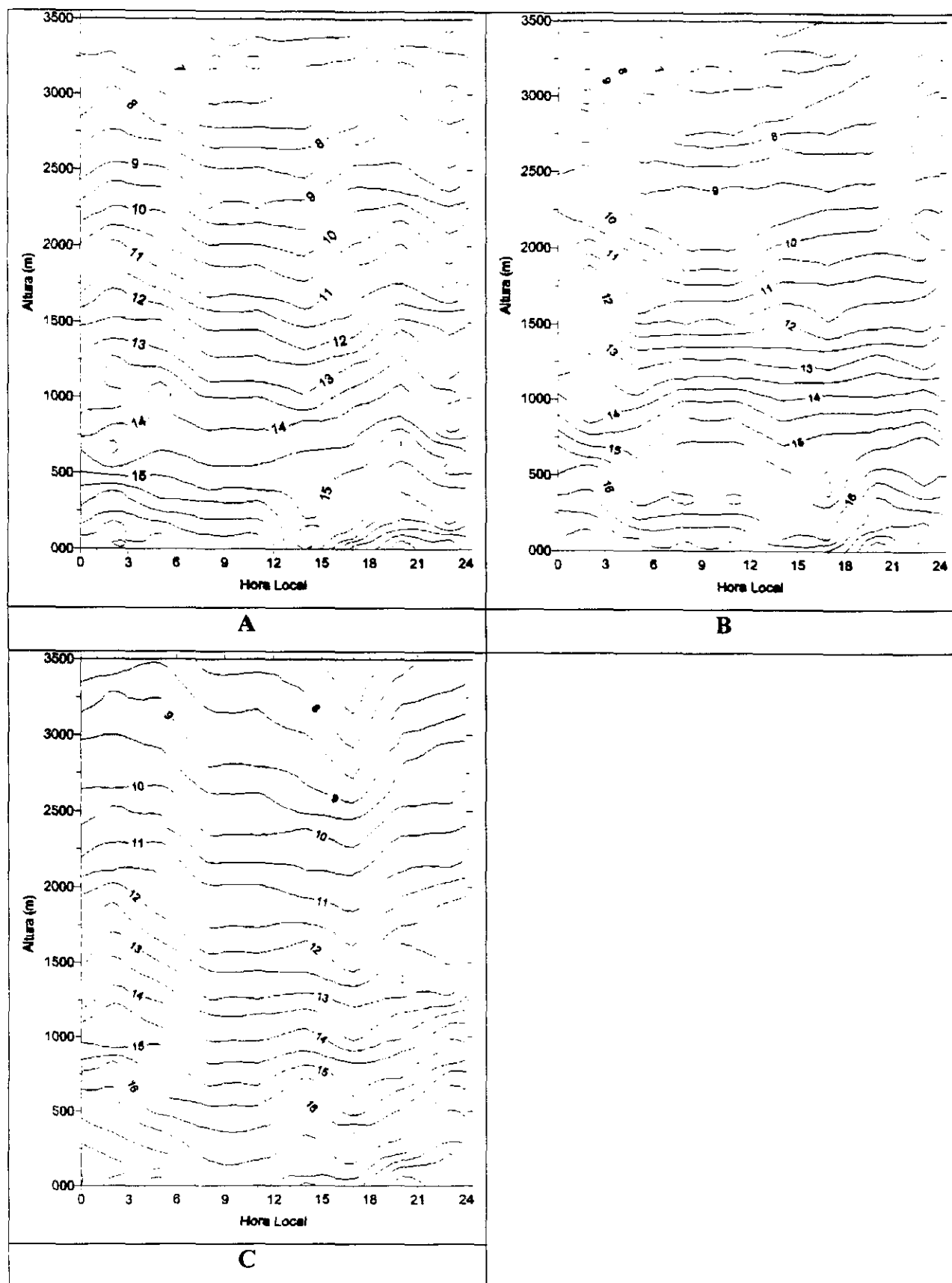


Figura 25 – Campos médios de **umidade específica** (g.kg^{-1}) durante o WETAMC/LBA-1999, por condição de nebulosidade: **sítio floresta** – (a) céu claro, (b) céu parcialmente nublado, (c) céu nublado.

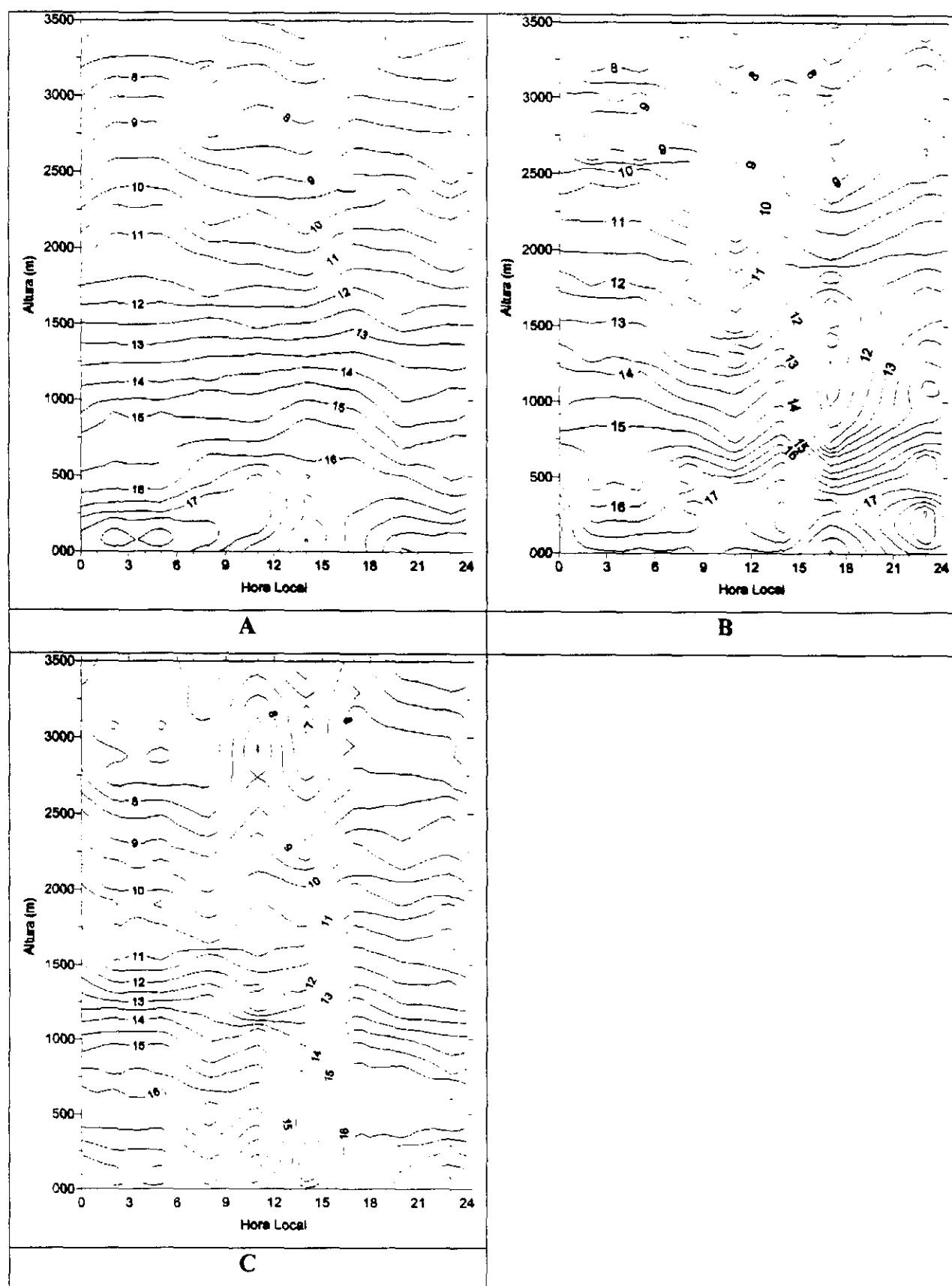


Figura 26 – Campos médios de umidade específica (g.kg^{-1}) durante o WETAMC/LBA-1999, por condição de nebulosidade: *sítio pastagem* – (a) céu claro, (b) céu parcialmente nublado, (c) céu nublado.

5.0 - CONCLUSÕES

As condições sob as quais se desenvolveu o experimento foram típicas de estação chuvosa. As precipitações, na sua maioria, provocadas por formações locais. Porém, houve a formações associadas a linhas de instabilidade.

O tempo chuvoso fez desaparecer o contraste entre floresta e pastagem em termos de temperatura potencial virtual (θ_v), principalmente nos dias de céu parcialmente nublado. Com isso a CLA foi bastante parecida nos dois sítios sob esta condição. Em termos de espessura, por exemplo, a média diária na floresta foi de 599m e na pastagem de 526m, independente da condição de nebulosidade. Durante o dia (CLC) a diferença foi ainda menor (716m na floresta versus 693m na pastagem).

Em termos gerais, no interior da CLA os ventos foram de fracos a moderados tendo sido observados alguns jatos noturnos de até 10m.s^{-1} . Acima da CLA os ventos são mais fortes, mas não ultrapassam os 15m.s^{-1} . Não foi possível identificar a existência de ciclos diários nem de padrões semelhantes nos dois sítios. Em termos de direção, houve grande variabilidade tanto de um dia para outro quanto no decorrer de um mesmo dia.

No caso da temperatura e da umidade do ar os ciclos diários são facilmente distinguidos, exceto em dias de chuva. Nestas ocasiões, a inversão no topo da CLC desaparece e a atmosfera fica mais misturada desde a superfície até a base das nuvens. Isso ficou mais evidente na pastagem, já que o valor médio de $R_b = -0,1$ no interior da CLC. A temperatura potencial virtual apresentou uma diferença média (Floresta – Pastagem) de $-1,1\text{K}$ nos dias de céu nublado.

Independente da condição de nebulosidade, o valor de umidade específica é sempre inferior no período vespertino. Isso pode está relacionado ao aquecimento do ar, fazendo (naturalmente) com que haja uma expansão do mesmo e a diminuição da umidade. A entrada de ar seco, via zona de entranhamento também pode ter contribuído para a diminuição da umidade do ar.

Na comparação entre as três condições de nebulosidade, não foram constatadas diferenças importantes nos padrões de evolução da CLC, principalmente na floresta. No geral,

tanto a espessura da CLC como as principais variáveis no seu interior são maiores nos dias de céu claro e menores nos dias de céu nublado ficando os dias céu parcialmente nublado em posição intermediária.

Apesar dos perfis de θ_v serem semelhantes, a estrutura termodinâmica da CLC é diferente para cada condição de nebulosidade. Próximo da superfície nos dois sítios a diferença média de θ_v entre os dias CC e CN chegou a 4,0K às 14HL e 2,0K às 17HL. A atmosfera acima de 2000m foi, em média, 2,0K mais quente nos dias CN em relação aos dias CC, possivelmente em função da liberação de calor latente nos processos de formação de nuvens.

6.0 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCANTARA, F. *Manual de análise do diagrama Skew-T, Log-P. Versão original: use of Skew-T, Log-P diagram in analysis*. Força aérea dos Estados Unidos. p.112. 1969.

ANDRÉ, R. G. B.; FILHO, V. P. S. ; MOLION, L. C. B.; NOBRE, C.A. *Balanço de radiação sobre a floresta Amazônica (estações seca e úmida)*. Revista Brasileira de Meteorologia.v. 3, p. 269-274, 1988.

BLACKADAR, A. K. *Modeling the nocturnal boundary layer*. Third Symposium on atmospheric turbulence, Diffusion, and air Quality, Raleigh, North Carolina, Amer. Meteor. Soc.,Preprints, p. 46-49, 1976.

BROWN, R.; ROACH, W. T. *The physics of radiation fog: II – a numerical study*. *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.* v.102, p. 335-354, 1976.

BRÜMMER, B.; WENDEL, M. *Observation of intermittent cumulus in the boundary layer*. *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.*v. 113, p. 19-36, 1987.

CHANG, S. W. *An efficient parametrization of convective and non-convective planetary boundary layer for use in numerical model*. Fouth Conference on Numerical Weather Predication. Amer. Meteor. Soc. p. 3708-377, 1979.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. *Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia*. Climanálise, Boletim de monitoramento e análise climática, v. 4, INPE/CPTEC, p. 33 - 40, 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; COSTA, W. *Características médias das linhas de instabilidade durante o período chuvoso do WETAMC LBA*. In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro. p. 1576 - 1582. 2000.

CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. *The albedo of amazonia forest and ranchland*. Journal of Climate, v.8, n. 6, p. 1544 – 1554, 1995.

DIAS, M. A. F. S. *Experimento de grande escala da interação biosfera-atmosfera na Amazônia: Resultados preliminares*. Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia. v.18, n.1, p. 3-8, 2001.

DIAS, N. L.; BRUTSAERT, W. *Similarity of scalars under stable conditions*. Boundary-Layer Meteorology. v.80, p.355-373, 1996.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. *Precipitation over Central and Western Tropical South America*. Climanálise. v. 5, n.6, 36-45, 1990.

FISCH, G. *Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem*. Tese de Doutorado (INPE 6123 - TDI/584), INPE, Sao José dos Campos, Brasil, 171p, 1996.

FISCH, G.; LEAN, J.; WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A. *Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônia: estudo de um caso em Rondônia*. Revista Brasileira de Meteorologia. v.12, n.1, 33-48, 1997.

FRANCHITO, S. H.; YAMAZAKI, Y. *Um modelo simplificado de camada limite*. Revista Brasileira de Meteorologia. n.1, 91-99, 1986.

GEIGER, R. *Manual de Microclimatologia – O clima da camada de ar junto ao solo*. Fundação Caloustre Gulbekian, 556p, 1961,

HANAOKA, P. C. M.; Fisch, G. *Variabilidade espacial e temporal da chuva durante os experimentos LBA/ TRMM e LBA/RACCI na Amazônia*. Disponível na INTERNET via <http://www.bibl.ita.br/ixencia/Resumos/Paulo%20C%20E9sar%20Hanaoka.pdf>. Arquivo consultado em 2004.

HARRISS, R. C.; WOFSY, S. C.; GARSTANG, M.; BROWELL, E. V.; MOLION, L. C. B.; McNEAL, R. J.; HOELL, J. M. JR.; BENDURA, R. J.; BECK, S. M.; NAVARRO, R. L.; RILEY, J. T.; SNELL, R. L. *The amazon boundary layer experiment (ABLE 2A): dry season 1985*. Journal of Geophysical Research. v. 93, n.2, p. 1509 - 1527, 1988.

HESS, S. L. *Introduction to theoretical meteorology*. Holt, Rinehart and Winston. 362 pp. 1959.

HOLTON, J. R. *An introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 3.^a ed, 1992.

HORNSMANN, E. *Allen hift der Wald*. Bayer. Landwirtsch. Verl. München, 1958.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). *Deforestation in brazilian Amazonia*. n. 05, p. 4, 1992.

INPE; CTA/IAE; UFPA; UFAL; FUNCEME. Relatório técnico científico do RBLE3. 40p, 1995.

IRIBARNE, J. V.; GODSON, W. L. *Atmospheric thermodynamics*. D. Reidel publishing Company. 2^a ed. v. 6, 420p, 1981.

LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C. *Introdução à confecção de mapas pelo software Surfer*. Disponível na INTERNET via <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodl.html>. Arquivo consultado em 2003.

LEMES, M. A. M.; MOURA, A. *Fundamentos de dinâmica aplicados à meteorologia e oceanografia*. FUNDEC gráfica e editora. 484p, 1998.

LYRA, R.; NOBRE, C.; FISCH, G.; ROCHA, E.; ROCHA, H.; SOUZA, S.S. *Efeitos do desmatamento sobre a termodinâmica da baixa atmosfera*. In. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1, 81-84, 1994.

LYRA, R.; DRUILHET, A.; BENECH, B.; BIONA, C. B. *Dynamique above a dense equatorial rain forest from the surface boundary layer to the free atmosphere*. Journal Geophysic Research. (D12), p. 12953-12965, 1997.

LYRA, R. F. F.; SILVA, M. R. G. *Efeitos do desmatamento na termodinâmica da camada limite noturna: projeto RBLE*. In: anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia. v.2, p. 1229 – 1232, 1996.

LYRA, R.F.F.; MOLION, L.C.B.; DA SILVA, M. R. G.; FISCH, G. NOBRE, C.A. *Some aspects of the atmospheric boundary layer over Western Amazonia: dry season 1994*. v.18, n.1, p. 79-85, 2003.

MARTIN, C. L.; FITZJARRALD, D.; GARSTANG, M.; OLIVEIRA A. P.; GRECO, S.; BROWELL, E. *Structure and growth of the mixing layer over the Amazonian rain forest*. Journal of Geophysical Research. v. 93, n.2, p. 1361-1375, 1988.

MOLION, L. C. B. *Climatology study of the energy and moisture of the Amazon basin with considerations to the deforestation effects*. PhD Thesis. Departament of Meteorology, University of Winconsin. (PI-INPE-923 TPT/035), 140 p, 1976.

MOLION, L. C. B. *Rainfall producing mechanism*. In: *Geophysiology of Amazonic*. R. E. Dickinson (ed.). 1987.

MOLION, L. C. B. *Amazonia rainfall and variability*. In: *Hidrology and water manegement in the humid tropics*. Bornell, M., Hufschmidt, M. M., Gladwell, J. S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99-111, 1993.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. *Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground*. Tr., Akad. Nank SSSR Geofiz. Inst. n.24, 163-187, 1954.

MOON, G. *Les theories de la turbulence dans la couche-limite atmospherique*. École nationale de la Météorologie. 312p, 1983.

MOURA, R. G.; MANZI, A. O.; NOGUEIRA, V. S.; MENDES, D. *Comparação entre os perfis de radiação solar dentro de ambiente de floresta para dias com diferentes coberturas de nebulosidade*. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro, 2000. v.1, p. 2447-2452.

NICOLI, D. *Um método para a determinação da altura da camada de inversão térmica e a profundidade da camada de mistura efetiva*. Ciência e Cultura, v.31, n.11, 1283-1294, 1979.

OHYA, Y.; NEFF, D. E.; MERONEY, R. N. *Turbulence structure in a stratified boundary layer under stable conditions*. Kluwer Acade. Publishers. Boundary-Layer Meteor. v.83, p. 139-161, 1997.

PAIVA, E. M. C. D.; CLARKE, R. T. *Análise da tendência de precipitação da Amazônia*. Revista Brasileira de Meteorologia. v.10, n.1, p. 37-41, 1995.

PLANO EXPERIMENTAL CONCISO. *O experimento de grande escala da biosfera-atmosfera na Amazônia (LBA)*. Grupo de Planejamento Científico do LBA, 48p. 1996.

ROACH, W. T. On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog. *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.* v. 102, 355-359, 1976.

ROACH, W. T.; BROWN, R.; CAUGHEY, S. J.; GARLAND, J. A. READINGS., G. J. The Physics of radiation fog: I – a study. *Quart. Jour. Royal Meteorol. Soc.* v. 102, 313-333, 1976.

ROCHA, E. J. P.; RIBEIRO, J. B. M.; COSTA, A. C. L. *Análise da estrutura atmosférica durante o RBLE-2*. In: Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. v.8. Belo Horizonte, CETEC, 1994.

ROGERS, R. R. *Física de las nubes*. Editorial Reverté, S.A. 284p, 1977.

SALATI, E.; DAH'OLIO, A.; MATSUI, E. & GAT, J. R. *Recycling of water in Amazon basin and isotopic study*. Water Resources Research, v.15, n.5, 1250-1258. 1979

SILVA, M. R. G.; LYRA, R. F. F. *Comparação floresta pastagem ao nível da baixa troposfera durante o RBLE3*. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Brasília. v.1, 1998.

SILVA, M. R. G.; LYRA, R. F. F. *Efeitos do desmatamento nas condições de estabilidade da baixa troposfera no Oeste da Amazônia (Rondônia)*. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro, 2000. v.1, p. 2346-2351.

SILVA, M. R. G.; LYRA, R. F. F. *Desmatamento da Amazônia e sua repercussão ao nível da Camada Limite Noturna: formação de nevoeiros*. In: Anais da 48.^a Reunião Anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência (SBPC). São Paulo. v.2, p. 237. 1996.

SILVA, M. R. G.; LYRA, R. F. F.; SOUZA, S. S. *Modificação na camada limite noturna em função do desmatamento no Oeste da Amazônia: projeto RBLE*. Atmosfera e Água. n.4, p. 27 – 31, 1998.

SILVA, M. R. G. *Estudo comparativo entre os processos termodinâmicos na baixa troposfera sobre dois tipos de cobertura vegetal: floresta e pastagem no Oeste da Amazônia*. Trabalho de Conclusão de Curso. CCEN/UFAL. 51p, 2000.

SILVA, M. R. G.; LYRA, R. F. F. *Efeitos do desmatamento nas condições de estabilidade da baixa troposfera no Oeste da Amazônia*. In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro. p. 2346 - 2351, 2000.

DIAS, M. A. F. S. *O projeto LBA-Experimento de Grande Escala da Interação Biosfera Atmosfera na Amazônia: resultados preliminares*. Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia. v.25, n.1, p.7-14, 2001.

SOUZA, S. S. *A substituição da floresta amazônica e sua repercussão ao nível da termodinâmica da camada limite atmosférica: projeto RBLE*. Dissertação de Mestrado (DCA – CMM TD n.º03). 110p, 1997.

STULL, R. B. *Introduction to boundary layer meteorology*. London. Kluwer Publishers. 666p, 1988.

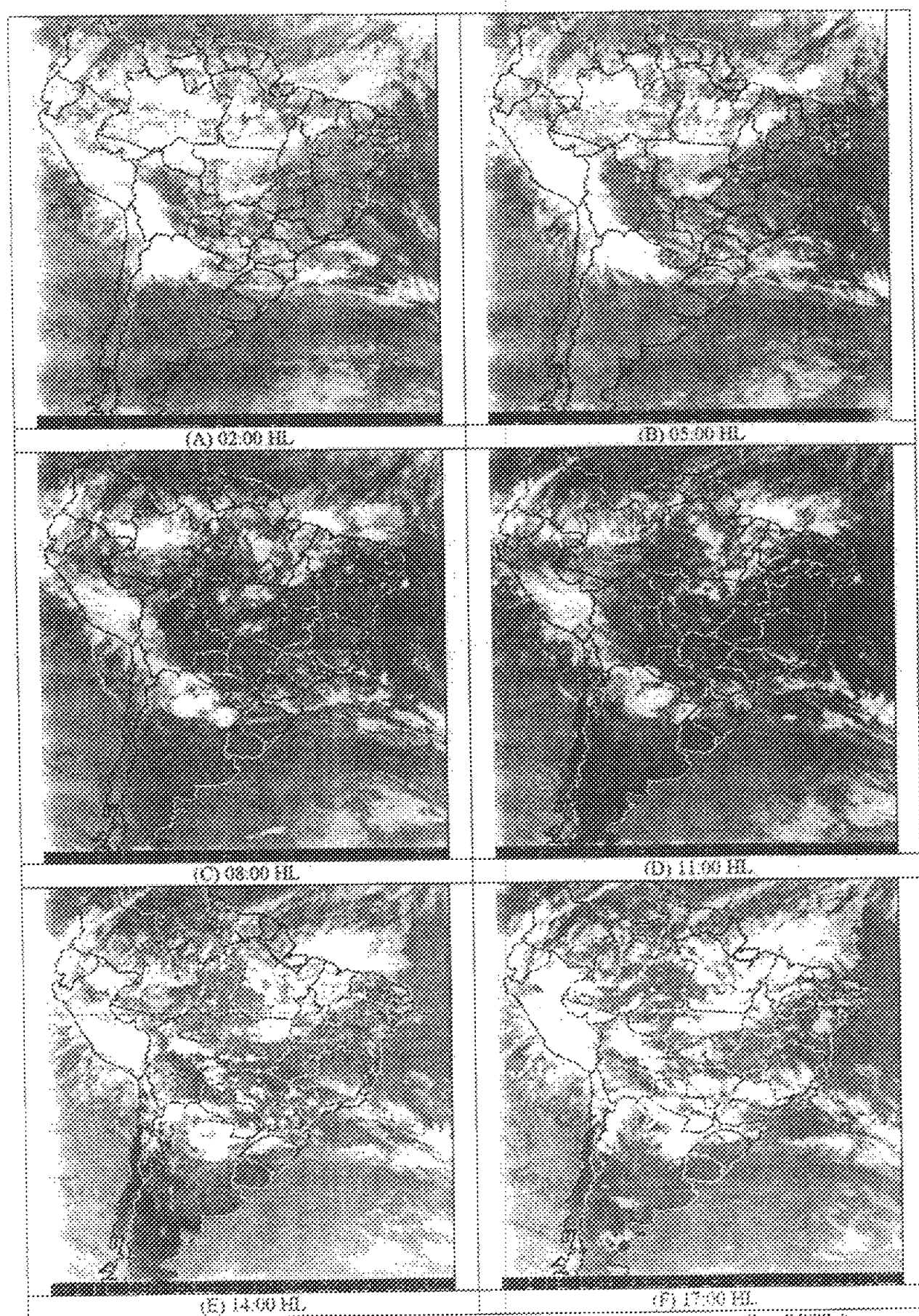
SUTTON, O. G. *Micrometeorology*. McGraw-Hill book company. 333p. 1953

TEXEIRA, M. L.; GIRARDI, L. C. *Oscilações do vento na estratosfera equatorial*. Relatório técnico. N.º ECA-04/78. CTA/IAE. São José dos Campos. 28p. 1978.

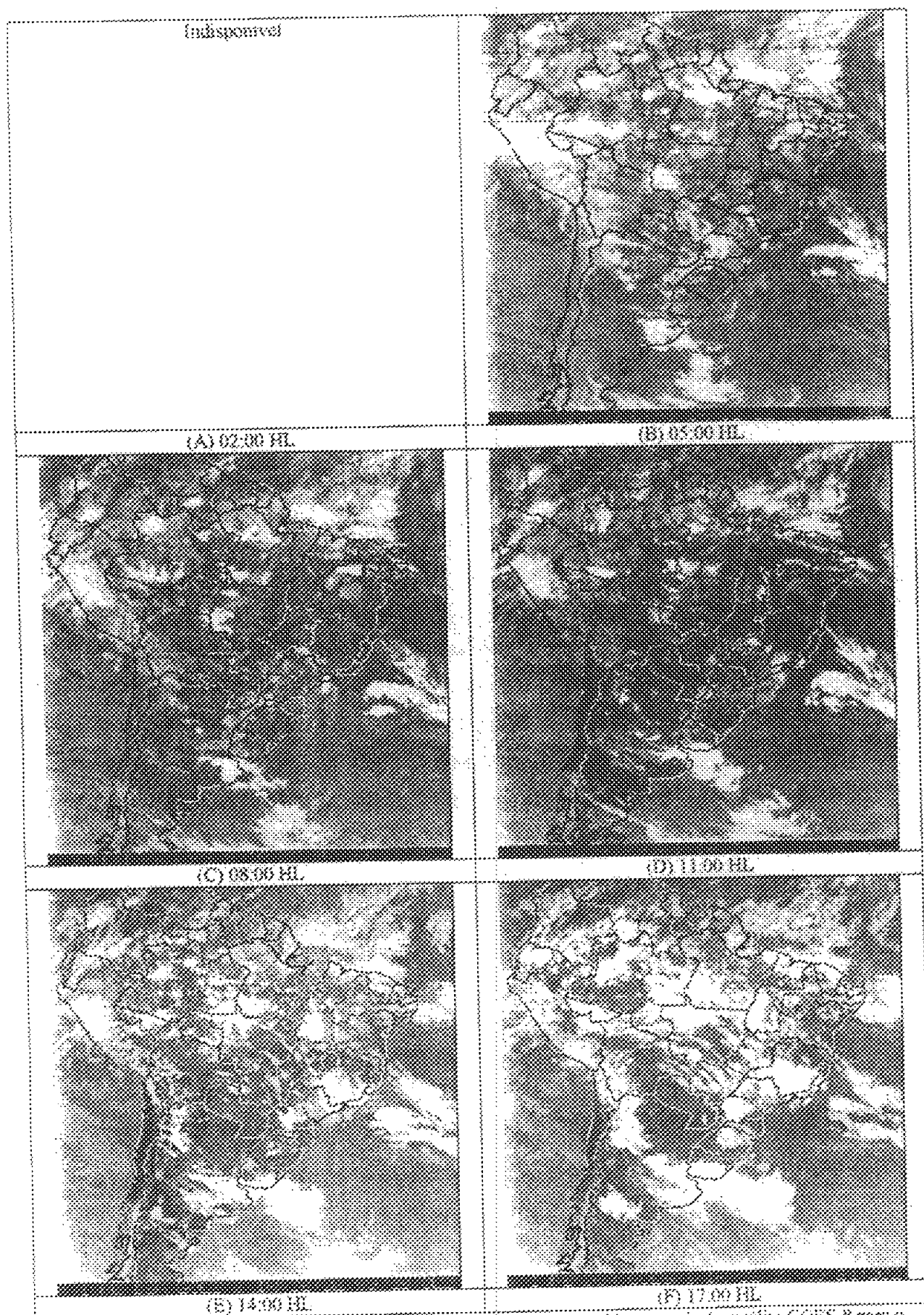
VAN PUL, W. A. J.; HOTSLAG, A. A.M.; SWART, D. P. J. *A comparison of ABLJ inferred routinely from lidar and radiosondes at noontime*. Boundary layer Meteorology. v. 68, n.1, 173-191, 1994.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Universidade Federal de Viçosa, MG. 449p. 1991.

7.0 - ANEXOS



ANEXO 01 – Figura 26: Imagens de satélite no canal infravermelho obtidas a partir do satélite CORA-8 para o dia 05/02/1999 (dia 36).



ANEXO 02 – Figura 27. Imagens de satélite no canal infravermelho obtidas a partir do satélite GOES-8 para o dia 06/02/1999 (dia 37).