



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - UFPA  
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA**

**LUDMILA MONTEIRO DA SILVA**

**CARACTERIZAÇÃO DE REGIMES DE UMIDADE EM  
REGIÕES TROPICAIS: COMPARAÇÃO ENTRE FLORESTA  
E SAVANA**

**BELÉM-PA  
2008**

**LUDMILA MONTEIRO DA SILVA**

**CARACTERIZAÇÃO DE REGIMES DE UMIDADE EM  
REGIÕES TROPICAIS: COMPARAÇÃO ENTRE FLORESTA  
E SAVANA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA – Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do Clima

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Aurora Santos da Mota

Co-Orientador: Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

**BELÉM**

**2008**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

- Silva, Ludmila Monteiro da
- S586c      Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana. / Ludmila Monteiro da Silva. – 2008  
134 f. : il.  
Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais.) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências/EMBRAPA/Museu Emílio Goeldi, Belém, 2008.  
Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Aurora Santos da Mota, Co-Orientador: Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá
1. Camada Limite Atmosférica (Meteorologia). 2. Regimes de Umidade. 3. Savana. 4. CAPE. 5. Circulação Local. 6. Floresta Amazônica. I.Universidade Federal do Pará II. Mota, Maria Aurora Santos da, Orient. III. Sá, Leonardo Deane de Abreu, Co-orient. IV.Título.

CDD 20º ed.: 551.5

---

**LUDMILA MONTEIRO DA SILVA**

**CARACTERIZAÇÃO DE REGIMES DE UMIDADE EM  
REGIÕES TROPICAIS: COMPARAÇÃO ENTRE FLORESTA  
E SAVANA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA - Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

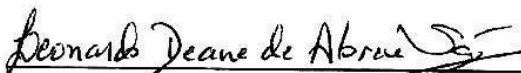
Área de Concentração: Física do Clima

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Aurora Santos da Mota

Co-orientador: Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá

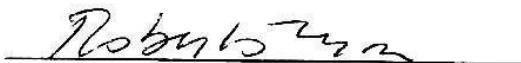
Data de Aprovação: 11/08/2008

Banca Examinadora:



Presidente da Banca

Leonardo Deane de Abreu Sá  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/  
Museu paraense Emílio Goeldi



Roberto Fernando da Fonseca Lyra  
Universidade Federal do Pará



Everaldo Barreiros de Souza  
Universidade Federal do Pará



Galdino Viana da Mota  
Universidade Federal do Pará

***Dedico este trabalho aos meus pais, Maria Benedita e Emanuel; a minha irmã, Ludineia; ao meu namorado, Bruno Takeshi, e a todos os profissionais que trabalham com a física do clima.***

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus, por estar sempre comigo; por me mostrar o melhor caminho a seguir e, principalmente, por permitir a realização deste trabalho;

Agradeço ao professor Leonardo Deane de Abreu Sá, pela paciência, contribuição, dedicação, conselhos e orientação segura na realização deste trabalho;

A professora Maria Aurora Santos da Mota, pela orientação, atenção, amizade, compreensão e confiança.

Ao IBAMA que proporcionou todas as facilidades para o bom andamento da coleta de dados na Reserva Florestal de Caxiuanã;

Ao Projeto LBA, pelo fornecimento dos dados para a realização deste trabalho.

A Fundação Djalma Batista (FDB) pela bolsa de pós-graduação;

Agradeço aos meus pais, Emanuel e Maria Benedita, e a minha irmã, Ludineia, pelo enorme incentivo, ajuda e compreensão;

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais que contribuíram para o alcance do título de Mestre em Ciências Ambientais;

A todas as amigas conquistadas durante o Curso de Ciências Ambientais, especialmente ao Daniel, Douglas, Marcio e Nilzele que caminham comigo desde o Curso de Graduação em Meteorologia;

As “amigas de fralda” Rosana e Renata Itaparica, pelos momentos de descontração e incentivo;

A minha amiga Josiane dos Santos, por todas as brincadeiras, risadas e palavras de incentivo;

Ao meu namorado Bruno Takeshi, pela grande amizade, ajuda, companheirismo, compreensão, palavras de conforto, carinho e atenção.

E a todos que contribuíram de alguma forma na realização deste trabalho.

“A maior recompensa do nosso trabalho não é o que nos pagam por ele, mas aquilo em que ele nos transforma.”

*John Ruskin*

“A maravilhosa disposição e harmonia do universo só pode ter tido origem segundo o plano de um Ser que tudo sabe e tudo pode. Isto fica sendo a minha última e mais elevada descoberta.”

*Isaac Newton*

“O primeiro dever da inteligência é desconfiar dela mesma.”

*Einstein*

## RESUMO

Este trabalho tem como objetivo investigar um método de classificação de regimes de umidade, baseado na caracterização de diferentes “estados” da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), tanto acima de uma área de floresta quanto acima de uma área de savana, de acordo com a metodologia proposta por Mahrt (1991). A partir dessa classificação é elaborado um aperfeiçoamento da mesma que incorpora tanto uma análise da estabilidade termodinâmica da CLAT para a área de floresta, quanto uma investigação sobre a contribuição da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) para a classificação dos regimes de umidade. Para essas análises foram utilizados dados de radiossondagens e de torres micrometeorológicas, coletados durante o período menos chuvoso de cada região. Esses dados foram obtidos durante experimentos de campo realizados nas áreas de estudo, sendo que para a área de floresta (Caxiuanã) se utilizaram os dados do experimento COBRA-PARÁ (realizado no período de 06 a 13/11 de 2006), enquanto que para a área de savana (Daly Waters) se utilizaram os dados do experimento “KOORIN” (realizado no período de 15/07 a 13/08 de 1974, na Austrália). A comparação entre os regimes de umidade de cada região sugere que, caso houvesse a savanização da Amazônia, a mesma apresentaria uma atmosfera seca, com a maior parte da energia utilizada para o aquecimento dessa atmosfera, com baixos índices de evapotranspiração, menores taxas de precipitação e inexistência de CAPE. Por outro lado, a análise da estabilidade da atmosfera para Caxiuanã mostrou que, contrariamente ao observado em experimentos na Amazônia Ocidental, na Amazônia Oriental, durante o experimento COBRA-PARÁ, os maiores valores de CAPE ocorreram às 18:00 HL, possivelmente, em decorrência da convergência de umidade que provém da baía de Caxiuanã através da circulação de brisa terrestre. Isso indica que nessa região os máximos de CAPE estiveram associados predominantemente aos campos de umidade e não aos de temperatura. Para essas condições de CLAT “perturbada” o espaço de fase proposto por Mahrt (1991) não caracteriza muito bem regimes de umidade associados a grandes valores da CAPE.

**Palavras-chave:** Camada Limite Atmosférica (Meteorologia). Regimes de Umidade. Savana. CAPE. Circulação Local. Floresta Amazônica.



## ABSTRACT

This study aims to investigate a method to classify humidity regimes based on different "states" characterization of the Tropical Atmospheric Boundary Layer (TABL), both above a forest area and above a savanna area, according with the methodology proposed by Mahrt (1991). Starting this classification, an improvement is performed while incorporates both the analysis of the thermodynamic stability of TABL for a forest area and the variation in Convection Available Potential Energy (CAPE). In these analyses, radiosonde data and data from micrometeorological towers obtained during field experiments have been used, collected during the less rainy period in each area. For the forest area (Caxiuanã) data from the COBRA-PARÁ experiment were used (spanning the period from 06 to 13/11 of 2006), while for the savanna area (Daly Waters) data from the "KOORIN" experiment were used (spanning the period from 15/07 to 13/08 of 1974, in Australia). The comparison of humidity regimes of each area suggests that, should the Amazon rainforest be replaced with savanna, this would result in a drier atmosphere, with most of the energy used for the heating of that atmosphere, reduced evapotranspiration, decreased precipitation and the inexistence of CAPE. On the other hand, the analysis of the stability of the atmosphere in Caxiuanã showed that, contrary to observations in the Western Amazon, during the COBRA-PARÁ Experiment, the largest values of CAPE occurred at 18:00 local time due to the humidity convergence that occurs in the bay of Caxiuanã through the land-breeze circulation, indicating that in that area the maximum values of CAPE were associated predominantly with the humidity fields and not with temperature. Under such a "disturbed" TABL conditions, the phase space proposed by Mahrt (1991) doesn't characterize well moisture regimes associated with great CAPE values.

**Keywords:** Atmospheric Boundary Layer (Meteorology). Moisture Regimes. Savanna. CAPE. Local Circulation. Amazon Rainforest.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1. Evolução diária da CLA para latitudes médias.....	25
Figura 2.2. Esquematização do “estado perturbado” da atmosfera sobre o oceano ou sobre a continente, para a CLAT.....	28
Figura 2.3. Média horária da temperatura potencial equivalente (dos primeiros 40 hPa), sobre a Amazônia Ocidental, durante o experimento WetAMC/LBA.....	34
Figura 3.1. Localização do sítio de observação no Estado do Pará.....	36
Figura 3.2. Foto acima do dossel das árvores, mostrando a floresta primária de Caxiuanã.....	37
Figura 3.3. Vista aérea da ECFPn.....	38
Figura 3.4. Estrutura interna da ECFPn.....	38
Figura 3.5. Ilustração de todos os locais onde foram realizadas medidas na baía de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	39
Figura 3.6. Radiossonda VAISALA - RS80-15G.....	41
Figura 3.7. Atrrelamento da radiossonda ao balão para se fazer o lançamento.....	41
Figura 3.8. Torre micrometeorológica instalada na floresta de Caxiuanã.....	42
Figura 3.9. Esquematização dos sistemas de coleta de dados, utilizados para a análise dos dados micrometeorológicos, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	43
Figura 3.10. Saldoradiômetro utilizado, durante o experimento COBRA-PARÁ, para a medida dos dados de saldo de radiação.....	44
Figura 3.11. Pluviógrafo utilizado, durante o experimento COBRA-PARÁ, para a medida dos dados de precipitação pluviométrica.....	44
Figura 3.12 – Ilustração do sistema de aquisição de dados, da estação automática e dos fluxos, montado na torre a 50 m de altura.....	45
Figura 3.13. Anemômetro sônico tridimensional da Campbell e medidor LI-COR-7500.....	46
Figura 3.14. Localização do sítio de observação de Daly Waters, em que foi realizado o experimento KOORIN.....	47
Figura 3.15. Sítio em que foram realizadas as coletas de dados em Daly Waters....	48
Figura 3.16. Torre micrometeorológica utilizada durante o experimento KOORIN....	52

Figura 3.17. Sensores de temperatura, vento e equipamento de eddy-correlation montados na torre micrometeorológica utilizada durante o experimento KOORIN. ...	54
Figura 3.18. (a) ERUs representados em “espaços de fase”, em termos de $\beta$ e do parâmetro de estabilidade da camada limite ( $-h/L$ ); (b) local, dentro dos ERUs, correspondente aos pontos de medidas realizadas durante os dois experimentos estudados por Mahrt (1991): FIFE e HAPEX. ....	57
Figura 3.19. Perfis verticais de $\theta$ (linha vermelha) e $\theta_v$ (linha azul) às 15:00 HL do dia 06/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	60
Figura 3.20. Perfil vertical da razão de mistura às 15:00 HL do dia 06/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	61
Figura 3.21. Áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE). Sondagem das 18:00 HL do dia 09/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ....	64
Figura 4.1. Variação média horária de $\beta$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	68
Figura 4.2. Variação média horária de H e de LE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	69
Figura 4.3. Variação do coeficiente $CR$ , proposto por Mahrt, para os períodos em que ocorrem máximos e mínimos relativos no valor de $\beta$ num dia típico (dia 06\11), durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	70
Figura 4.4. Variação média horária de $R_{net}$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	73
Figura 4.5. Variação média horária de L e variação média de 3 em 3 horas de h, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	74
Figura 4.6. Ciclo médio de L em área de floresta e pastagem, no Estado de Rondônia. Fonte: Oliveira e Fisch (2000). ....	76
Figura 4.7. Variação média horária da umidade específica do ar e de L, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	77
Figura 4.8. “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ em horários em que predominam condições: (a) instáveis e (b) estáveis. ....	79
Figura 4.9. Variação média horária da temperatura do ar (T) e da umidade específica do ar (q), na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	82
Figura 4.10. Variação média horária das componentes do balanço de energia, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN. ....	89

Figura 4.11. Variação média horária da temperatura e da umidade específica do ar, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN. ....	92
Figura 4.12. Variação média horária da velocidade do vento, em Daly Waters, a 11,55 m de altura, durante o experimento KOORIN. ....	93
Figura 4.13. Variação média horária de $\beta$ , em Daly Waters, durante o experimento KOORIN. ....	94
Figura 4.14. Variação média horária de H e LE, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN. ....	95
Figura 4.15. Variação média horária de L e h, em Daly Waters, durante o Experimento KOORIN. ....	96
Figura 4.16. “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento KOORIN nos horários de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL. ....	97
Figura 4.17. Comparação da distribuição dos ERUs entre as áreas de floresta e savana, nos horários de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL. ....	100
Figura 4.18. Variação média horária da temperatura do ar na área de floresta (Caxiuanã) e na área de savana (Daly Waters) ....	101
Figura 4.19. Variação média horária da umidade específica na área de floresta (Caxiuanã) e na área de savana (Daly Waters) ....	102
Figura 4.20. Recorte de imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 21:00 UTC, no dia 06/11/06, mostrando um dia de ocorrência de LI. ....	104
Figura 4.21. Recorte de imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 21:15 UTC, no dia 06/11/06, mostrando um dia de ocorrência de LI. ....	105
Figura 4.22. Campos ilustrativos do episódio de ZCAS que ocorreu no período de 10 a 14/11/06. (a) temperatura de brilho médio obtida pelo satélite GOES-12; (b) campo médio de linha de corrente e divergência de umidade no nível de 850 hPa, em $10^{-8} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ; (c) campo médio de linha de corrente e velocidade vertical, em 500 hPa, em $10^{-3} \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; (d) campo médio de linha de corrente e velocidade vertical, em 200 hPa, em $10^{-5} \text{s}^{-1}$ . ....	106
Figura 4.23. Estimativa da posição média pentadal da ZCIT, em novembro de 2006, a partir da localização dos mínimos valores de Radiação de Ondas Longas (ROL) ao longo do Oceano Atlântico Equatorial. ....	107
Figura 4.24. Variação temporal da altura da CLA e da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	108
Figura 4.25. Variação média horária da altura da CLA e da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ. ....	109

Figura 4.26. Variação média horária de $\theta_e$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	110
Figura 4.27. Variação média horária de $\theta_e$ , em alguns sítios da Amazônia Ocidental, durante o experimento WetAMC/LBA. ....	111
Figura 4.28. Variação média diária da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	112
Figura 4.29. Variação temporal da CAPE e da CINE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.....	115
Figura 4.30. Perfil da velocidade do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL. ....	116
Figura 4.31. Perfil vertical da componente zonal do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL.....	117
Figura 4.32. Perfil vertical da componente meridional do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL. ....	118
Figura 4.33. Perfil vertical de umidade específica, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL. ....	119
Figura 4.34. “Espaço de fase” apresentando ERUs agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ para o horário das 18:00 HL. ....	120

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Características dos experimentos de campo em estudo.....	34
Tabela 3.2	Radiossondas lançadas durante o Experimento COBRA-PARÁ (06 a 13/11/2006).....	40
Tabela 3.3	Radiossondas lançadas durante o Experimento KOORIN (15/07 a 13/08/1974).....	49
Tabela 4.1	Intervalos da CAPE em função da condição de instabilidade da atmosfera.....	112

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AL	Atmosfera Livre
ABLE	<i>Amazon Boundary Layer Experiment</i>
AM	Amazonas
ARME	<i>Amazon Region Micrometeorological Experiment</i>
CAPE	<i>Convection Available Potential Energy</i> (Energia Potencial Disponível para Convecção)
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CINE	<i>Convective INhibition Energy</i> (Energia de Inibição de Convecção)
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLAT	Camada Limite Atmosférica Tropical
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLP	Camada Limite Planetária
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada de Mistura
COBRA-PARÁ	Caxiuanã: Observações na Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará
CR	Camada Residual
<i>CR</i>	<i>Constancy Ratio</i> (Razão de Constância)
ECFPn	Estação Científica Ferreira Penna
ECLATS	<i>Etude de La Couche Limite Atmosphérique tropicale Séche</i>
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ERUs	Estados de Regimes de Umidade
FIFE	<i>First ISLSCP Field Experiment</i>
FluAMAZOM	<i>Fluxo de Umidade na Amazônia</i>
HAPEX	<i>Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment</i>
HL	Hora Local
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente
JBNs	Jatos de Baixos Níveis
KOORIN	Termo aborígine para “vento de leste”

LBA	<i>Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia</i>
LI	Linha de Instabilidade
LI's	Linhas de Instabilidade
LIC	Linha de Instabilidade Costeira
LIP	Linha de Instabilidade que se Propaga
MCGs	Modelos de Circulação Global
M-O	Monin-Obukhov
MPEG	Museu Paraense Emílio Goeldi
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NE	Nível de Equilíbrio
NMM	Nível Médio do Mar
PA	Pará
RO	Rondônia
UFPA	Universidade Federal do Pará
UR	Umidade Relativa
UTC	<i>Universal Time Coordinate</i> (Hora Universal Coordenada)
WetAMC	<i>Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZE	Zona de Entranhamento



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\beta$	Razão de Bowen
$\text{CO}_2$	Gás carbônico
$C_{pd}$	Calor específico do ar seco a pressão constante
$e$	Pressão do vapor d'água
$e_s$	Pressão de saturação do vapor d'água
LE	Fluxo turbulento de calor latente
$f$	Freqüência
$g$	Aceleração da gravidade
$g_a$	Condutância da camada limite
$g_s$	Condutância estomática
$G_r$	Energia armazenada na biomassa
H	Fluxo de calor sensível
h	Altura da camada de mistura
-h/L	Parâmetro de estabilidade
$k$	Constante de Von Karman
L	Comprimento de Monin-Obukhov
LE	Fluxo de calor latente
N	Norte
P	Pressão atmosférica
q	Umidade específica
$q'$	Fluxo de umidade
r	Razão de mistura
$r_s$	Razão de mistura saturada
$S_o$	Fluxo de calor no solo
$R_d$	Constante do gás para o ar seco
$R_g$	Radiação solar global
$R_{icov}$	Número de Richardson convectivo
$R_{net}$	Saldo de radiação
S	Sul
T	Temperatura do ar seco
$T_L$	Temperatura no NCL
$T_k$	Temperatura absoluta do ar

$T$	Período
$T_v$	Temperatura virtual
$u$	Componente zonal da velocidade do vento
$u'$	Fluxo vertical de quantidade de movimento
$u_*$	Velocidade de fricção
$[u]$	Módulo da resultante das contribuições algébricas para a velocidade do vento nos dois eixos horizontais
$U$	Média dos módulos instantâneos das contribuições algébricas para a velocidade do vento nos dois eixos horizontais
$v$	Componente meridional da velocidade do vento
$w$	Componente vertical da velocidade do vento
$w'$	Flutuação de velocidade vertical
$W$	Oeste
$(\overline{w'T'})_0$	Fluxo de calor turbulento na superfície
$Z_B$	Base da nuvem ou altura do NCL
$Z_T$	Topo da nuvem ou altura do NE
$\rho$	Densidade absoluta
$\tau$	Fluxo turbulento de momentum
$\theta$	Temperatura potencial
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente
$\theta_{ep}$	Temperatura potencial equivalente da parcela
$\theta_{es}$	Temperatura potencial equivalente saturada
$\theta'$	Fluxo vertical de calor sensível
$\theta_v$	Temperatura potencial virtual

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	21
<b>2 ELEMENTOS TEÓRICOS</b> .....	23
2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	23
2.1.2 <b>Estrutura da Camada Limite Atmosférica</b> .....	24
2.1.2.1 Camada Limite Superficial.....	25
2.1.2.2 Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva.....	25
2.1.2.3 Camada Limite Noturna ou Camada Limite Estável.....	26
2.1.2.4 Camada Residual.....	27
2.1.3 <b>Camada Limite Atmosférica Tropical</b> .....	27
2.1.3.1 CAPE.....	32
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> .....	35
3.1 DADOS.....	35
3.1.1 <b>Sítio experimental e experimento de campo no Estado do Pará</b> .....	35
3.1.1.1 Descrição do sítio experimental.....	35
3.1.1.1.1 <i>Algumas características do clima da região</i> .....	38
3.1.1.1.2 Experimento realizado em Caxiuanã.....	39
3.1.1.1.3 Dados de radiossondagens em Caxiuanã.....	40
3.1.1.1.4 Dados micrometeorológicos de Caxiuanã.....	41
3.1.1.1.4.1 <i>Medidas de temperatura e umidade específica do ar</i> .....	43
3.1.1.1.4.2 <i>Medidas dos fluxos turbulentos</i> .....	46
3.1.2 <b>Sítio experimental e experimento de campo em Daly Waters</b> .....	47
3.1.2.1 Descrição da área.....	47
3.1.2.1.1 <i>Algumas características do clima da região</i> .....	48
3.1.2.2 O experimento realizado em Daly Waters.....	49
3.1.2.3 Dados de radiossondagens em Daly Waters.....	49
3.1.2.4 Dados micrometeorológicos de Daly Waters.....	51
3.1.2.4.1 <i>Medidas dos fluxos de energia</i> .....	53
3.1.2.4.2 <i>Medidas dos fluxos turbulentos</i> .....	53
3.1.3 <b>Seleção de dados</b> .....	54
3.2 METODOLOGIA.....	55
3.2.1 <b>Estimativa de fluxos turbulentos à superfície</b> .....	55
3.2.2 <b>Regimes de umidade</b> .....	56
3.2.2.1 Razão de Bowen ( $\beta$ ).....	59
3.2.2.2 Comprimento de Obukhov (L).....	59
3.2.2.3 Altura da CLA.....	60
3.2.2.3.1 <i>Temperatura potencial virtual (<math>\theta_v</math>)</i> .....	61
3.2.2.3.2 <i>Temperatura potencial (<math>\theta</math>)</i> .....	62
3.2.2.3.3 <i>Razão de mistura (<math>r</math>)</i> .....	62
3.2.3 <b>Estabilidade da atmosfera</b> .....	63
3.2.3.1 Nível de Convecção Espontânea.....	66
3.2.3.2 Nível de Equilíbrio.....	66
3.2.3.3 Temperatura potencial equivalente.....	66
3.2.3.4 Temperatura potencial equivalente saturada.....	67
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	68
4.1 EXPERIMENTO COBRA-PARÁ.....	68
4.1.1 <b>Razão de Bowen</b> .....	68
4.1.2 <b>Parâmetro de estabilidade</b> .....	74
4.1.3 <b>Regimes de umidade</b> .....	78

4.2 EXPERIMENTO KOORIN .....	88
4.2.1 <b>Balço de energia e variaço da temperatura e umidade específica do ar</b> .....	88
4.2.2 <b>Razão de Bowen</b> .....	93
4.2.3 <b>Parâmetro de estabilidade</b> .....	95
4.2.4 <b>Regimes de umidade</b> .....	97
4.2.4.1 Comparação do comportamento dos ERUs entre Caxiuanã (COBRA-PARÁ) e Daly Waters (KOORIN) .....	99
4.3 ANÁLISE DA ESTABILIDADE TERMODINÂMICA DA CLA PARA CAXIUANÃ	103
4.3.1 <b>Análises realizadas pelo Climanálise durante o mês de novembro de 2006</b> .....	103
4.3.2 <b>Relação altura da CLA X CAPE</b> .....	107
4.3.2.1 Relação entre os altos valores de CAPE com o campo de umidade .....	115
4.3.2.2 Relação entre os ERUs e a estabilidade da atmosfera .....	119
5 <b>CONCLUSÕES</b> .....	122
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	124

## 1 INTRODUÇÃO

A Camada Limite Atmosférica (CLA) da região Amazônica, em particular, ou a Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), em geral, podem apresentar, sob certas condições, estruturas consideravelmente diferentes daquelas observadas acima de regiões continentais, em latitudes mais elevadas. Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 285) referem-se a essas condições (em que a CLAT apresenta características distintas) como “estados perturbados”, para estabelecer diferença com relação à camada limite convencional sobre o continente (STULL, 1988, p. 11), em que o estado da atmosfera seria “não perturbado”.

O que propicia a existência do “estado perturbado” é a presença de vapor d’água em quantidades suficientemente grandes na troposfera, para estabelecer complexidades adicionais na mistura turbulenta da CLAT. Sob tais condições podem-se formar nuvens convectivas, as quais podem se tornar elos suficientemente potentes entre a superfície e a atmosfera profunda (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999). Efetivamente, Riehl e Malkus (1958) estimaram que entre 1500 e 5000m formam-se nuvens cumulonimbus profundas funcionando como torres quentes. Tão logo, as nuvens precipitantes se formam, passando a constituir uma parte significativa da troposfera tropical, e um forte acoplamento entre as diversas camadas troposféricas é estabelecido. Vários mecanismos de levantamento de ar contribuem para a formação de tais sistemas convectivos, desde os de grande escala como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), bem como os de mesoescala, como as Linhas de Instabilidade (LI’s) e as circulações locais.

Para ressaltar a existência desses elos entre a superfície e a atmosfera tropical mencione-se que recentemente Strong et al. (2005) mostraram que, durante a estação úmida, na região sudoeste da Amazônia, o transporte diurno de vapor d’água da camada de mistura atmosférica para a atmosfera profunda depende tanto da quantidade de nuvens presentes quanto das características dos campos de velocidade na escala sinótica, tendo sido detectadas oscilações na escala sinótica entre regimes de escoamento de leste e de oeste, os quais determinam dinâmicas distintas no crescimento da CLAT e na convecção acima de Rondônia.

Pelo fato de a floresta Amazônica ser conhecida, amplamente, como uma importante fonte de calor e umidade para estabelecer e manter a circulação da

atmosfera em grande escala, o que a faz possuir características bastante peculiares, neste trabalho se faz uma comparação entre duas regiões com vegetações distintas, com base numa classificação de regimes de umidade proposta por Mahrt (1991). Essa comparação foi realizada entre uma área de floresta, que apresenta vegetação típica da região, no leste da Amazônia, e uma savana tropical, na Austrália. Através dessa comparação foi possível detectar diferenças existentes nos regimes de umidade em ambas as regiões, além de se verificar um tipo de classe, característico da atmosfera tropical (e que não foi proposto por Mahrt (1991) em seu estudo para estados atmosféricos “não perturbados”), o qual se relaciona com a existência de “estados perturbados” na atmosfera amazônica.

Uma classificação de regimes de umidade da CLAT é de muito interesse no aperfeiçoamento de parametrizações dos processos de troca entre a superfície e a atmosfera, tendo grande aplicação na modelagem numérica para o escoamento acima da região tropical. Assim, um maior conhecimento desses regimes de umidade nas regiões supramencionadas poderá levar à elaboração de melhores prognósticos do tempo, com aplicações em previsão do tempo, degradação ambiental, poluição, agricultura, saúde, dentre outras.

## 2 ELEMENTOS TEÓRICOS

### 2.1 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Quanto à variação vertical da temperatura, a atmosfera é basicamente composta de quatro camadas: troposfera, estratosfera, mesosfera e exosfera. Em muitos casos, essa classificação é efetuada para se facilitar o entendimento dos diversos processos físicos e químicos existentes na atmosfera. Porém, dentre as camadas mencionadas acima, se destaca a troposfera, a qual responde por 80% do peso atmosférico; é a única camada em que os seres vivos podem respirar normalmente, e é onde os principais fenômenos meteorológicos determinantes do tempo e clima acontecem.

Por outro lado, também existe uma separação da própria troposfera em duas partes. A primeira é denominada de Camada Limite Atmosférica ou Camada Limite Planetária (CLP), na qual o campo de escoamento é fortemente turbulento e diretamente influenciado pela interação com a superfície da Terra, sendo que essa interação depende fundamentalmente da rugosidade superficial, que está presente logo acima da superfície, em que os cisalhamentos verticais são muito intensos.

A segunda camada, denominada de Atmosfera Livre (AL), localizada acima da CLA, é dominada por processos meteorológicos associados aos sistemas atmosféricos de grande escala. Nessa camada a turbulência pode ser desprezada num tratamento aproximado dos movimentos em escala sinótica, exceto em condições particulares, tais como na vizinhança das correntes de jato, frentes, nuvens convectivas, turbulência de céu claro, etc (HOLTON, 1992, p. 116).

Segundo Stull (1988, p. 2), a CLA é definida como a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da terra e responde às forçantes da mesma, em escalas temporais de cerca de uma hora ou menos, apresentando também, uma escala vertical da ordem de 1 km, aproximadamente. Estas forçantes incluem o arrasto friccional, a evaporação e transpiração, a transferência de calor, a emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzido pela superfície. A CLA também é caracterizada por apresentar processos turbulentos gerados pela flutuabilidade e por cisalhamento do vento, que são controlados pela interação com a superfície e pelo entranhamento com a AL (FISCH et al. 2004).

Dentre os principais fatores responsáveis pela estrutura da CLA de um determinado local, o ciclo diário da radiação solar merece destaque, pois essa radiação é fonte de energia para toda a atmosfera. Grande parte desta radiação é absorvida pela superfície e devolvida para o restante da atmosfera, através de processos de transferência de energia (radiação, convecção e condução de calor) ocorridos dentro desta camada (SANTOS, 2006).

### 2.1.2 Estrutura da Camada Limite Atmosférica

Ao se introduzir a discussão sobre a CLA, é fundamental levar em conta as profundas diferenças entre a CLA em latitudes médias e a CLAT, particularmente na estação úmida (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, cap. 7). Por esta razão, estes autores introduziram os conceitos de “atmosfera perturbada” (em que os processos associados à grande concentração da umidade na atmosfera tropical e as nuvens convectivas geradas, são qualitativamente diferentes daquelas da CLA de latitudes médias) e “atmosfera não-perturbada”, referente aos casos convencionalmente abordados pela literatura acima de regiões continentais.

De acordo com Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 5) na atmosfera tropical os processos dependem de uma maneira fundamental da grande quantidade de vapor d'água. Então, na atmosfera tropical, diferentemente das regiões de latitudes mais altas e mais secas, os grandes gradientes horizontais observados tendem a desaparecer nas regiões tropicais. A liberação concentrada de calor latente se torna um fenômeno chave, para a sobrevivência de qualquer nuvem convectiva ou qualquer sistema de nuvens. A camada de mistura age de maneira similar a um capacitor elétrico, que é carregado e, então, discretamente descarregado nas estreitas colunas de nuvens.

Por causa da função crítica desempenhada pela umidade na atmosfera tropical, sua estrutura vertical deve ser descrita em termos que incluam o vapor d'água (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 6). Por essa razão, parâmetros como a temperatura potencial equivalente e a *Convection Available Potential Energy* (CAPE) (ou seja, Energia Potencial Disponível para Convecção) devem necessariamente ser consideradas em estudos de caracterização de regimes de umidade.



A CLA, para o “estado não perturbado”, em um período de 24 horas, pode ser composta da seguinte forma: Camada Limite Superficial (CLS), Camada de Mistura (CM) ou Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Residual (CR) Camada Limite Noturna (CLN) ou Camada Limite Estável (CLE), Figura 2.1.

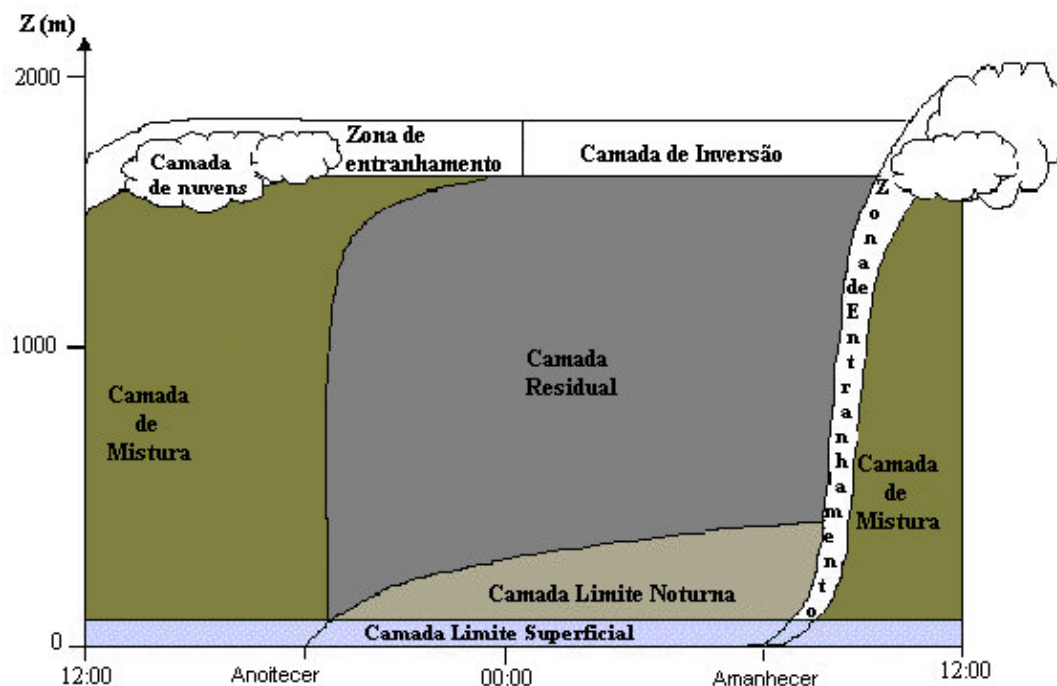


Figura 2.1. Evolução diária da CLA para latitudes médias.  
Fonte: Adaptada de Stull (1988, p. 11).

### 2.1.2.1 Camada Limite Superficial

Esta é a parte da CLA que fica em contato direto com a superfície e pode variar desde poucos centímetros até poucas dezenas de metros. Ou seja, ela se concentra na base da CLA, em que os fluxos turbulentos variam menos que 10% de sua magnitude, na direção vertical.

### 2.1.2.2 Camada de Mistura ou Camada Limite Convectiva

A CM é caracterizada como a região da atmosfera que se estende da superfície ( $z=0$ ) até uma altura ( $z=h$ ), a qual é determinada por uma inversão elevada da temperatura e umidade; possui uma forte mistura vertical impulsionada pelo fluxo vertical de calor positivo, apresentando uma grande variação durante o dia

e atingindo sua altura máxima por volta do período da tarde (horário de maior aquecimento da superfície).

Devido à forte mistura vertical essa camada apresenta perfis verticais de grandezas meteorológicas aproximadamente constantes com a altura, tais como os observados para a temperatura potencial e a umidade específica, e em alguns casos, para a velocidade do vento (STULL, 1988, p. 13). Porém, muitas vezes, os fluxos de calor sensível e de calor latente têm sinais opostos próximo à altura  $h$  (região de entranhamento), de tal forma que é introduzida, assim, uma dissimilaridade entre os gradientes verticais de temperatura potencial e umidade específica próximo dessa região (MOENG; WYNGAARD, 1984).

Nessa camada predominam os processos turbulentos que são de grande importância para o transporte de energia, vapor d'água, momentum e gases traço da superfície para a AL, chegando a alturas em torno de 1,5 km, em que esses elementos podem ser transferidos para a circulação geral da atmosfera (FISCH et al. 2004).

A região que fica no topo da CM, conhecida como Zona de Entranhamento (ZE), apresenta um empuxo negativo fazendo com que as térmicas, que ascendem verticalmente com o empuxo positivo, voltem à CM, trazendo para a mesma o ar mais quente e seco, sendo este processo denominado de entranhamento ou penetração convectiva (FISCH, 1995).

### 2.1.2.3 Camada Limite Noturna ou Camada Limite Estável

Essa camada tem sua formação iniciada a partir do momento que o fluxo vertical de calor sensível passa a ser negativo e o resfriamento da superfície terrestre, por emissão de radiação de ondas longas, passa a dominar o balanço de radiação à superfície. Como consequência disso, a turbulência decai e a camada passa a ser dominada por pequenos turbilhões formando uma estrutura turbulenta estável, próximo da superfície.

Ressalta-se que a CLN tem sido objeto de intensa pesquisa na última década, inspirada em novos dados proporcionados pelo Experimento CASES-99 (POULOS et al. 2002).

Porém, o estudo realizado aqui será voltado especialmente para a CM, a qual tem uma taxa de crescimento máximo com a altura de  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$  sobre o

continente, em condições “sem perturbação”. As taxas de entranhamento alcançam  $600 \text{ W.m}^{-2}$  através do crescimento da mesma, resultando em fluxo divergente de vapor d'água na CM e, conseqüentemente, uma diminuição na umidade específica do período matutino para o período vespertino (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 284).

#### 2.1.2.4 Camada Residual

Bem antes do pôr-do-sol o fluxo de calor da superfície começa a diminuir e, então, a partir do final da tarde fica negativo. Conseqüentemente, uma camada estável começa a desenvolver-se perto da superfície, e acima da mesma permanece uma camada residual de mistura, agora sem conexão com a superfície (SILVEIRA et al. 2005).

Em outras palavras a CR, como o próprio nome já indica, é uma espécie de camada de mistura “vestígio”, ou seja, apresenta variáveis de estado e concentrações iniciais iguais as da CM, porém não mais ativa, pois a turbulência devida ao aquecimento já cessou. A CR não tem contato direto com a superfície terrestre, mas sua base passa a ser alterada à medida que a camada estável avança durante o período noturno (ANDRÉ; MAHRT, 1982; GOULART et al. 2004).

#### 2.1.3 Camada Limite Atmosférica Tropical

Embora as características da atmosfera sobre a Amazônia sejam determinadas pela circulação de grande escala, a proximidade do oceano em sua parte leste, a presença de grandes rios ao longo de toda a bacia, além de regiões montanhosas, criam variabilidades espaciais e temporais específicas sobre essas regiões (SILVA, 2006).

A CLAT merece atenção especial, principalmente, por causa de suas características particulares na estação úmida (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999; STRONG et al. 2005). A Figura 2.2 apresenta uma esquematização do comportamento da CLAT, para “condições perturbadas”, tanto para o oceano como para o continente. Essa figura mostra que quando se tem um sistema sobre regiões tropicais ele perturba a região da seguinte forma:

- antes da chegada do sistema a atmosfera pode sofrer uma perturbação na sua estrutura em uma escala temporal de 1 a 4 dias, atingindo uma escala espacial de 500 a 2000 km;
- na frente do sistema se tem uma perturbação mais curta (de 10 minutos, aproximadamente) e uma atuação em escala espacial em torno de 10 km;
- na região convectiva (ou no centro do sistema) tanto a escala espacial como a temporal não são muito diferentes das anteriores;
- já na retaguarda do sistema ocorre um rastro de perturbação, alterando a estrutura termodinâmica da atmosfera por um período de 1 a 10 dias em uma escala espacial de 50 a 500 km.

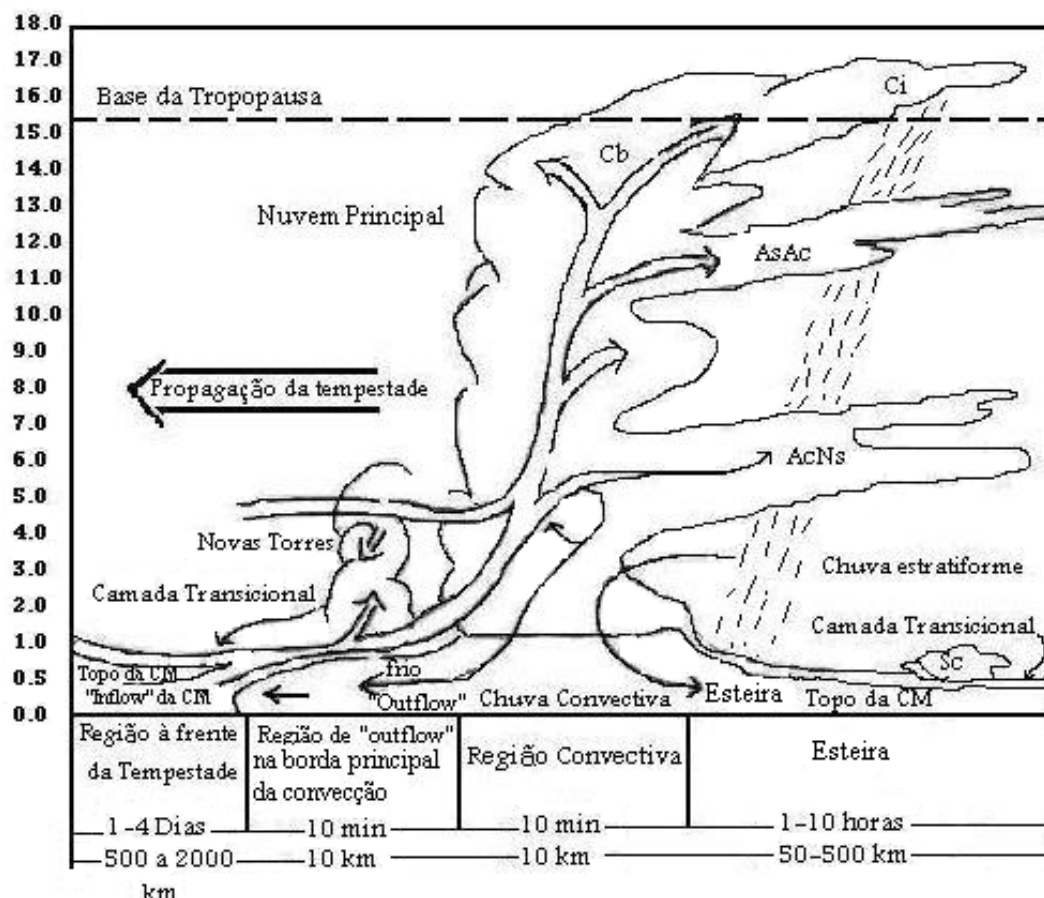


Figura 2.2. Esquematização do "estado perturbado" da atmosfera sobre o oceano ou sobre a continente, para a CLAT. A estrutura vertical é mostrada, e a seção é dividida em: região à frente da tempestade, região de "outflow" (conduzindo a convecção limite), região convectiva e região atrás da tempestade. O eixo horizontal representa uma unidade arbitrária do tempo ou distância, centrada no intervalo da convecção ativa (nuvem principal).  
Fonte: Adaptada de Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 286).

A CLA da Amazônia possui características diferentes das de regiões de latitudes médias, ou seja, a CLAT pode apresentar um “estado perturbado”, o qual resulta, principalmente, da grande concentração de vapor d’água existente na região. Essa grande concentração de vapor d’água e a intensa quantidade de energia que a região recebe, favorecem a forte atividade convectiva com características peculiares.

Na CLAT existe uma forte presença de correntes ascendentes, as quais perturbam toda a atmosfera e, por continuidade de massa, também geram correntes descendentes. Grandes quantidades de ar da superfície e propriedades associadas estão concentradas no interior dessas correntes ascendentes, as quais transportam essas propriedades para dentro das nuvens e, por vezes, até a troposfera superior (GARSTANG; FITJARRALD, 1999, p. 285).

O desenvolvimento da atividade convectiva na CLAT aumenta bastante com o aumento do fluxo de calor sensível (ASPLINDEN, 1976), e o seu papel é muito importante na definição da profundidade da CM na Amazônia (FISCH et al. 2004), apresentando uma forte sazonalidade sobre área de pastagem, diferentemente da área de floresta, em que esses valores são quase constantes durante o ano (VON RANDOW et al. 2004).

Já o fluxo de calor latente tem uma importância muito grande no aquecimento da atmosfera, principalmente, pelo processo de liberação de calor na média troposfera, quando da condensação do vapor d’água. Esse fluxo é favorecido pela intensificação dos processos de evaporação e evapotranspiração à superfície, como mostrado no estudo de Molion (1987), para a reserva Ducke, em Manaus. Nesta, ele observou que 48% da precipitação retornou para a atmosfera através da evapotranspiração. Destes, 17% foi devido à evaporação da chuva interceptada pelo dossel. O autor também afirma que o desmatamento em larga escala na Bacia Amazônica pode afetar o tempo global e os padrões climáticos, devido à alteração do calor latente tropical via aumento da razão de Bowen.

Experimentos pioneiros já realizados na Amazônia contribuíram decisivamente para a compreensão de muitos processos que ocorrem na CLAT (GASH; NOBRE, 1997; SHUTTLEWORTH, 1989; SILVA DIAS et al. 2002). Dentre os objetivos desses estudos, o principal foi prever as conseqüências que o desmatamento pode trazer para o clima, em escala regional e global (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007; RAMOS DA SILVA; WERTH; AVISSAR, 2008; SILVA

DIAS et al. 2002). Esses trabalhos, de modo geral, mostram que a substituição em larga escala de floresta por pastagem/savana tem efeitos consideráveis na alteração do clima regional e global.

Visando não apenas prever o impacto do desmatamento sobre o clima local e global, mas também estudar com mais profundidade as influências no microclima regional e no clima do planeta, causadas pela intervenção humana no ecossistema, vêm-se utilizando nos últimos anos Modelos de Circulação Global (MCGs) da Atmosfera, que simulam os fenômenos que ocorrem entre a superfície e a atmosfera.

Avaliando-se a sensibilidade dos MCGs, nota-se que descrições realísticas da superfície são críticas nos resultados, como por exemplo, a influência do albedo, da rugosidade da superfície e das propriedades hidráulicas do solo (COSTA et al. 2007). Ou seja, as atividades antropogênicas, têm a capacidade de introduzir modificações ambientais substanciais, como: a alteração da rugosidade superficial, do balanço de energia à superfície (GASH et al. 1996) e da concentração e natureza dos núcleos de condensação formadores de nuvens, com conseqüências importantes para a hidrologia da Amazônia (SILVA DIAS et al. 2002; RAMOS DA SILVA; AVISSAR, 2006), assim como, para os processos biogeoquímicos, o que tem sido demonstrado em pesquisas do experimento “Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)” (NOBRE; WICKLAND; KABAT, 2001). Sendo assim, a substituição da cobertura vegetal de floresta por pastagem modifica as interações entre o sistema solo-planta-atmosfera (LYRA et al. 1994).

Avissar e Chen (1993a) simularam a circulação térmica gerada pelo contraste de cobertura vegetal, sugerindo que a convergência dos ventos e umidade nos baixos níveis sob a área desmatada pode iniciar mais cedo o processo de formação de nuvens e, conseqüentemente, pode alterar todo o balanço de radiação e energia subseqüente.

Machado et al. (2004) utilizaram dados diários de mais de 25 anos de radiossondagens e de observações de superfície, combinados com dados climatológicos de satélites para investigar a variabilidade diária e sazonal da convecção na região. Essa análise foi realizada com dados de Manaus, Belém, Vilhena e Brasília, os quais representaram áreas de floresta densa continental, floresta densa litorânea, pastagem e savana, respectivamente. Eles observaram que as principais diferenças entre as áreas de floresta e desmatadas ocorrem na estação

seca; que na área de savana os ciclos diurnos da convecção e precipitação são significativos, e que a transição da estação seca para a úmida e início da estação úmida, é geralmente o período de convecção mais intensa.

Estudos realizados por Cohen, Silva Dias e Nobre (1989) mostraram que as LI's são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45 % da chuva que cai durante o período chuvoso. Estas linhas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens cumulonimbus e são formadas devido à circulação de brisa marítima, podendo-se prolongar para o interior do continente (Linha de Instabilidade que se Propaga (LIP)) ou não (Linha de Instabilidade Costeira (LIC)). Por outro lado, as linhas de instabilidade que se propagam na Amazônia são mecanismos complexos, em que ocorre interação entre a larga, a meso e a micro-escala, sendo esta última provocada por circulações locais entre nuvens e o ambiente adjacente (COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1995).

A circulação de brisa marítima, a partir da qual se formam as LI's, é caracterizada como um fenômeno de circulação local. As circulações locais são circulações de ar induzidas termicamente pelos processos de superfície em regiões heterogêneas (SILVA DIAS, 2008).

As circulações locais que ocorrem na região Amazônica podem ser de brisa marítima/fluvial/lacustre ou de brisa terrestre. A brisa marítima é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste térmico entre água-terra, move-se em direção ao continente durante o dia, enquanto que à noite, quando esse ar se move em direção a água, ocorre a brisa terrestre (SILVA, 2006). A brisa fluvial, assim como, a brisa lacustre são definidas pelo mesmo processo físico que a brisa marítima, com a diferença de que a primeira representa o processo para um rio e a segunda para um lago.

As brisas de rio (fluvial) e floresta (terrestre) apresentam-se de forma bem definidas, sendo que a brisa de rio fica melhor caracterizada no período mais quente do dia (de 10:00 às 14:00 HL), enquanto a brisa de floresta evidencia-se no período de 16:00 às 08:00 HL com o resfriamento radiativo mais intenso da floresta, o que acarreta um forte contraste térmico (MOURA et al. 2004). As circulações locais são fenômenos relativamente “rasos” na atmosfera e representam o resultado da transferência de calor, e umidade, da superfície para a CLA (SILVA DIAS, 2008).

Dados coletados durante as campanhas intensivas do LBA indicam que as circulações locais, provocadas pelo desmatamento, e os núcleos de condensação

de nuvens, gerados pela queima da biomassa, afetam a formação de nuvens e de chuvas, reduzindo a chuva nos vales desmatados e as chuvas locais de nuvens rasas que reciclam os compostos orgânicos voláteis naturalmente emitidos pela floresta (SILVA DIAS; COHEN; GANDÚ, 2005).

Strong et al. (2005) demonstraram, a partir de dados disponíveis na Amazônia Ocidental, que a direção do vento dominante na escala sinótica é de fundamental importância para a evolução da CLA, formação de nuvens e tempestades, etc.

Por outro lado, Cohen et al. (2006) observaram a presença de Jatos de Baixos Níveis (JBNs) sobre a floresta de Caxiuanã, em que a máxima velocidade dos mesmos é observada pela manhã na estação seca. Esses JBNs interagem com sistemas de mesoescala e de escala sinótica e parecem estar associados ao gradiente horizontal de temperatura existente entre continente e oceano na Amazônia Oriental (NOGUEIRA, 2008).

#### 2.1.3.1 CAPE

O “estado perturbado” da atmosfera tropical está associado ao aumento da CAPE, e esse aumento permite uma interação maior entre todas as regiões da troposfera. Sendo assim, a CAPE é fundamental para se estudar a instabilidade da atmosfera na CLAT.

Emanuel (1994, p. 169) mostra que a CAPE corresponde à área proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente para sua ascensão. Além disso, ela é um parâmetro-padrão para investigar a estrutura termodinâmica da atmosfera úmida.

Dentre as muitas aplicações da informação disponibilizada pela CAPE destaca-se sua importância na caracterização dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs). Laing e Fritsch (2000) em suas investigações sobre populações globais de CCMs relatam que tais sistemas ocorrem com frequência apenas em certas regiões do globo. Afirmam ainda que em regiões de latitudes médias da América do Sul, a geração dos CCMs caracteriza-se pela ocorrência de um JBN, que introduz temperatura potencial equivalente elevada na região produtora dos CCMs, onde o JBN encontra uma zona baroclínica em baixos níveis.



Diferentemente do que ocorre na América do Norte (em que o Golfo do México contém uma grande massa de água quente), em latitudes médias da América do Sul, a fonte de temperatura potencial equivalente elevada parece provir do vapor d'água liberado pela Floresta Amazônica (VERA et al. 2006), tendo sido observado que os padrões dos CCMs, relativos àqueles do escoamento do vento, indicam que os complexos convectivos estão sendo alimentados pelas regiões com CAPEs máximas, da ordem de  $1614 \text{ J.kg}^{-1}$  na região central da América do Sul (LAING; FRITSCH, 2000).

No que se refere à região amazônica, Machado et al. (2004) observaram, através dos dados de todas as regiões estudadas (Belém, Manaus, Vilhena e Brasília), que o período de transição da estação seca para a úmida e o início da estação úmida são os períodos em que os valores da CAPE atingem seus máximos. Durante a estação seca, tanto em Belém quanto em Manaus, há um número maior de eventos de chuva entre 19:00 e 20:00 HL, enquanto que durante a estação chuvosa, os eventos de precipitação apresentam dois máximos diários, às 14:00 e 20:00 HL.

Strong et al. (2005) observaram que escoamentos do vento, predominantemente de oeste ou de leste, na baixa troposfera, produziram regimes convectivos com distintos padrões diurnos de nuvens de baixos níveis, e diferentes processos e propriedades na subcamada de nuvens. Durante o regime de vento de leste a CAPE apresentou maiores valores, sendo que esse regime suportou vigorosas térmicas que produziram intensa penetração vertical de convecção, e levou ao rápido declínio do excesso de umidade no período da tarde.

Por outro lado, a evolução diurna da temperatura potencial equivalente apresenta uma boa relação com a evolução diurna da CAPE, pois quando os valores da temperatura potencial equivalente são altos, a CAPE também apresenta valores altos, e nesse caso, a atmosfera é instável e apresenta uma camada profunda de fluabilidade positiva e pequena inibição de convecção (MACHADO; LAURENT; LIMA, 2002).

Nesse mesmo trabalho, em que os autores analisaram os dados do experimento "Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign - WetAMC/LBA", realizado na Amazônia, a média horária da temperatura potencial equivalente, Figura 2.3, para todos os sítios analisados (não se incluindo entre eles, Caxiuana), apresentou um ciclo bem definido. Percebe-se que existe, na parte da manhã, um

aumento dessa temperatura, principalmente, no momento de mínimo da cobertura de nuvem (12:00 HL, aproximadamente), o que corresponde também ao horário de máximo valor de radiação solar que atinge a superfície. Por volta de 14:00 HL, a temperatura potencial equivalente atinge o valor máximo de 354 K, diminuindo depois das 17:00 HL. Durante a noite a média diminui levemente ao passar do tempo, mantendo um valor de 350 K, aproximadamente. Sendo assim, a variação diurna da temperatura potencial equivalente, que aumenta rapidamente com a intensificação da radiação solar e atinge um máximo no período de mínimo da cobertura de nuvens, é similar àquela da atividade convectiva (MACHADO; LAURENT; LIMA, 2002). Ou seja, em horários de maiores valores da temperatura potencial equivalente, maiores serão os valores de CAPE.

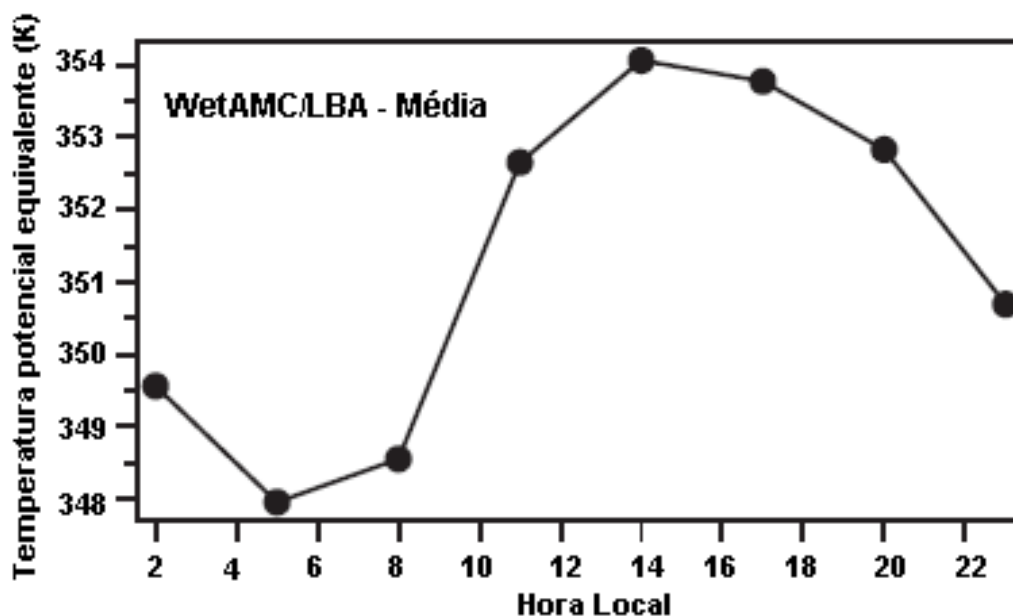


Figura 2.3. Média horária da temperatura potencial equivalente (dos primeiros 40 hPa), sobre a Amazônia Ocidental, durante o experimento WetAMC/LBA. Fonte: Adaptada de Machado, Laurent e Lima (2002).

### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 DADOS

Para o desenvolvimento desse trabalho foram utilizados dados de torres micrometeorológicas e de radiossondagens, coletados durante os experimentos “Caxiuanã Observations in the Biosphere, River and Atmosphere of Pará (COBRA-PARÁ)” e KOORIN (aborígene para “vento de leste”). Esses experimentos foram realizados, respectivamente, no Estado do Pará e na cidade de Daly Waters, localizada na região norte da Austrália. A Tabela 3.1 mostra as duas campanhas estudadas, assim como, o período de realização de cada uma e tipos de dados.

Tabela 3.1. Características dos experimentos de campo em estudo.

<b>Experimento de campo</b>	<b>Local</b>	<b>Época do ano</b>	<b>Cobertura da superfície</b>	<b>Tipos de dados</b>	<b>Período</b>
<b>COBRA-PARÁ</b>	Caxiuanã	seca	Floresta primária	Radiossondagens e micrometeorológicos	06 a 13/11/06
<b>KOORIN</b>	Daly Waters	seca	Savana	Radiossondagens e micrometeorológicos	15/07 a 13/08/74

##### 3.1.1 Sítio experimental e experimento de campo no Estado do Pará

No Estado do Pará foram utilizados dados obtidos em um experimento realizado na floresta de Caxiuanã.

###### 3.1.1.1 Descrição do sítio experimental

Caxiuanã está localizada no leste do Estado do Pará (latitude 01° 42' 30" S, longitude 51° 31' 45" W; 60 m), a cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém (SOUZA FILHO et al. 2005), no Município de Melgaço (Figura 3.1). A região é composta de floresta primária (Figura 3.2) e é administrada pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA), a qual se trata de uma área preservada, possuindo alguns dos ecossistemas naturais mais representativos da região amazônica, como

a floresta de terra firme, igapó e várzea (Estação Científica Ferreira Penna, 2008). A Baía de Caxiuanã possui uma extensão significativa, que parece influenciar nos fenômenos observados na região. A bacia é definida pelo rio Anapu (entre os rios Tocantins e Xingu), sendo o principal afluente o rio Caxiuanã (MONTAG; BARTHEM, 2003). A baía é alongada no sentido norte-sul e possui, em sua parte mais expressiva, cerca de 8 km de largura e 40 km de extensão (COSTA et al. 1997).

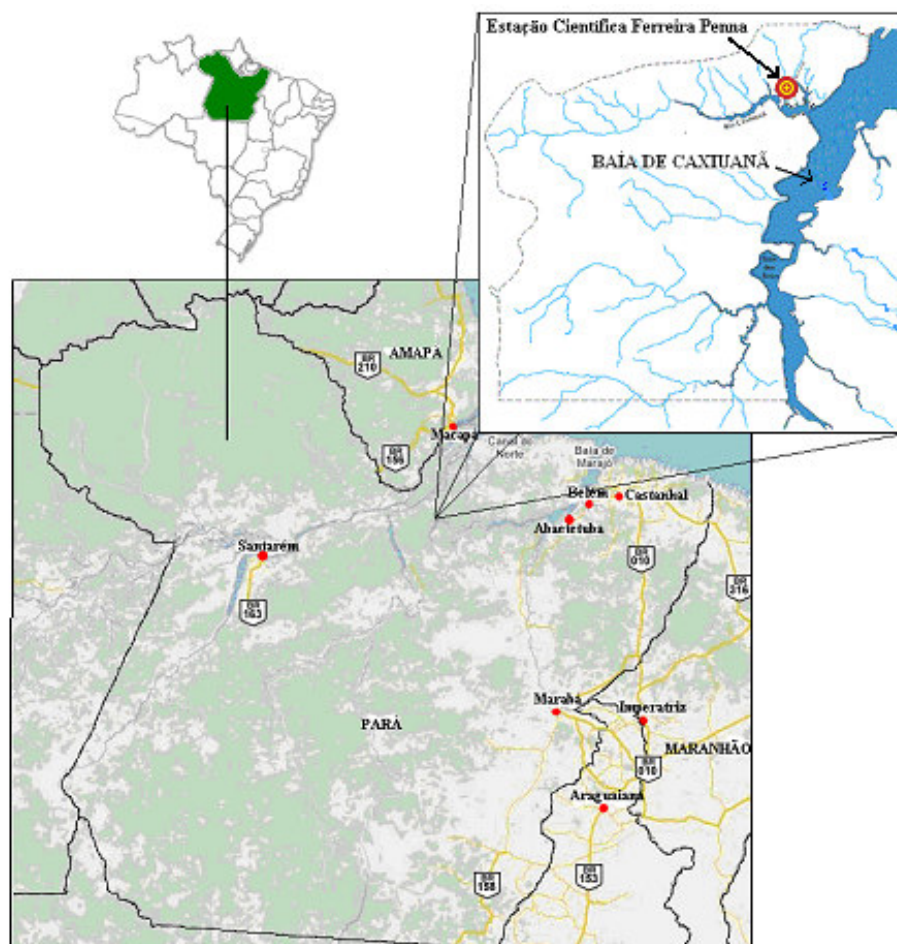


Figura 3.1. Localização do sítio de observação no Estado do Pará.  
Fonte: COBRA-PARÁ (2007).



Figura 3.2. Foto acima do dossel das árvores, mostrando a floresta primária de Caxiuanã.

A Flona possui 330.000 hectares (LISBOA, 2002). Destes, 33.000 hectares a nordeste da Floresta Nacional constituem a Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), Figuras 3.3 e 3.4, inaugurada em 1993 e administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). Seus limites geográficos são, ao norte, o divisor de água entre as bacias do rio Caxiuanã e do rio Amazonas, ao sul, o rio Caxiuanã, ao leste, a baía de Caxiuanã e o igarapé Laranjal e a oeste, o igarapé Grande (LISBOA, 1997). A área da ECFPn possui baixa variação ambiental e paisagística, compatível com áreas de mesmo tamanho e origem geológica dentro do domínio das terras baixas da planície amazônica (LISBOA, 2002).





Figura 3.3. Vista aérea da ECFPn.  
Fonte: Lisboa (1997).



Figura 3.4. Estrutura interna da ECFPn.

#### *3.1.1.1.1. Algumas características do clima da região*

O clima característico da floresta de Caxiuanã, segundo a classificação de Köppen, é do tipo tropical quente e úmido, com temperatura média anual de 26 °C e

médias extremas (mínima e máxima) de 22 °C e 32 °C, respectivamente (SOUZA FILHO et al. 2005). A região possui um período mais chuvoso, entre os meses de janeiro e maio, com incidência muito alta de chuvas, atingindo a média anual de 2.500mm. Enquanto que, o período menos chuvoso ocorre entre os meses de setembro e dezembro, sendo que ela tem de 1 a 2 meses (outubro e novembro) de pluviosidade inferior a 60 mm (LISBOA, 1997). A umidade relativa média anual é em torno de 80% e a direção do vento é predominantemente de nordeste (MORAES et al. 1997).

### 3.1.1.2 Experimento realizado em Caxiuanã

O experimento de campo COBRA-PARÁ (<http://www3.ufpa.br/cobra-para>) foi realizado em Caxiuanã. Esse experimento é programa de pesquisa integrante do projeto LBA e do Instituto do Milênio-LBA (PROGRAMA LBA, 2008), aprovado como um sub-projeto do Milênio-LBA na Universidade Federal do Pará (UFPA).

O COBRA-PARÁ teve como objetivo medir, simultaneamente, as contribuições dos fluxos de carbono na atmosfera, solo, rio e estudar o papel das circulações locais sobre essas medidas na região de Caxiuanã (Figura 3.5).

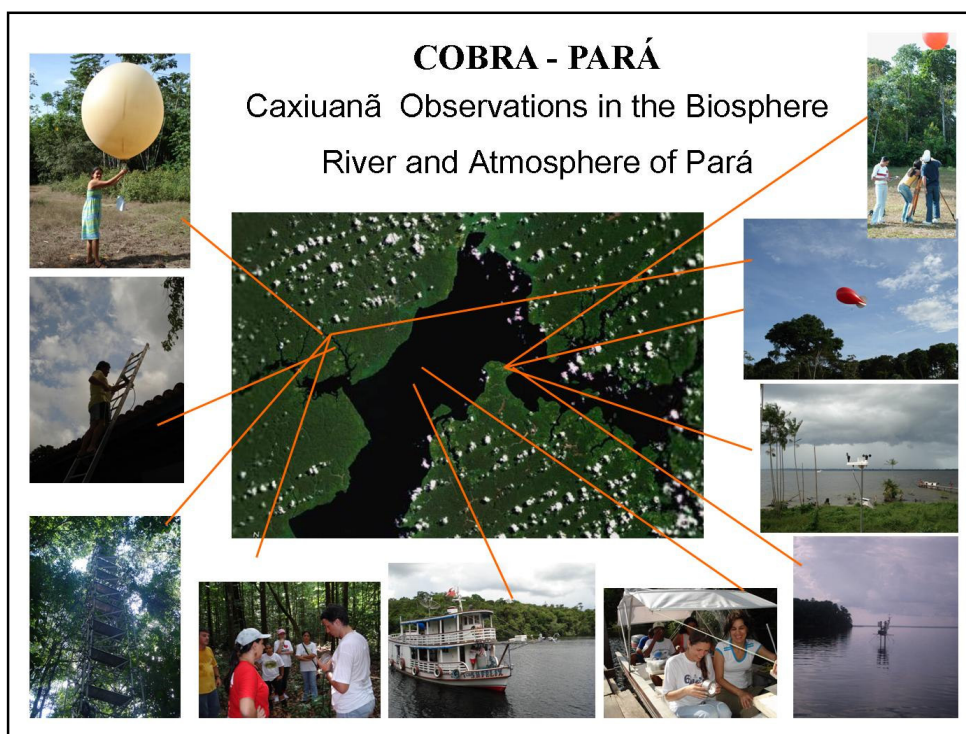


Figura 3.5. Ilustração de todos os locais onde foram realizadas medidas na baía de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.  
Fonte: Ramos da Silva (2006).

Essa campanha ocorreu no período de 30 de outubro a 15 de novembro de 2006, sendo que o período estudado aqui foi de 06 a 13 de novembro, pois somente nesse período ocorreram lançamentos de radiossondagens, nos quais a autora teve participação em algumas.

Entre todos os dados disponíveis, neste trabalho, serão utilizados os dados de radiossondagens, as quais foram lançadas da ECFPn, e os micrometeorológicos, coletados por instrumentos instalados em uma torre de 52 m de altura, a qual se encontra montada dentro da floresta de Caxiuanã.

### 3.1.1.3 Dados de radiossondagens em Caxiuanã

As informações meteorológicas de ar superior foram coletadas pelo sistema de radiossondagens, que é um tipo de sondagem das camadas superiores da atmosfera atingindo alturas da ordem de 30 km.

O sistema de radiossondagens utilizado foi o da VAISALA, modelo RS80-15G, a qual possui sensores de temperatura do ar (termistor – THERMOCAP), de umidade relativa (capacitor – HUMICAP) e de pressão atmosférica (cápsula barométrica – BAROCAP), a qual ao ser lançada na atmosfera emite sinais com taxa de amostragem de 0,5 Hz, os quais são compactados em média de 5s. As informações de direção e velocidade do vento foram obtidas através do sistema OMEGA de localização, permitindo a obtenção de informações a cada 5s (SOUSA, 2005). A precisão de medida desses sensores é de 0,1 °C, 1 % e 0,1 hPa para a temperatura, umidade relativa e pressão atmosférica, respectivamente (FISCH, 1995).

As radiossondas eram acopladas a um balão meteorológico com uma taxa de ascensão de 4,5 m.s<sup>-1</sup>, em média. Para calibração das sondas eram realizadas, paralelamente, em superfície, medidas de temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento. Durante a ascensão livre do balão os dados eram transmitidos em frequências de transmissão entre 400 e 406 MHz. Esses dados eram armazenados em um computador, através do sistema DIGICORA, ao final de cada radiossondagem.

As Figuras 3.6 e 3.7 mostram o sistema de radiossonda da VAISALA, modelo RS80-15G e a preparação para o lançamento da mesma na ECFPn, respectivamente.





Figura 3.6. Radiossonda VAISALA - RS80-15G.

Fonte: Vaisala (2007)



Figura 3.7. Atrilamento da radiossonda ao balão para se fazer o lançamento.

Durante todo o experimento COBRA-PARÁ os lançamentos das radiossondas foram realizados de 3 em 3 horas, nos horários de 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 e 21:00 UTC (Horário UTC = Hora Local (HL) + 3 horas). Esses lançamentos foram iniciados às 00:00 UTC do dia 06/11, e finalizados às 09:00 UTC do dia 13/11, totalizando 60 radiossondagens (Tabela 3.2).

Tabela 3.2. Radiossondas lançadas durante o Experimento COBRA-PARÁ (06 a 13/11/2006).

(x) representa radiossondagens com êxito, (--) não lançamento de radiossondas.

Data	Hora (UTC)							
	00	03	06	09	12	15	18	21
06/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
07/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
08/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
09/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
10/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
11/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
12/11/2006	x	x	x	X	x	x	x	x
13/11/2006	x	x	x	X	--	--	--	--

#### 3.1.1.4 Dados micrometeorológicos de Caxiuanã

As medidas micrometeorológicas, foram realizadas em uma torre de 52 m de altura (Figura 3.8), localizada no interior da floresta de Caxiuanã distante 1 km, na

direção Nordeste, da ECFPn, sendo que a altura média da copa das árvores é de 32 m (NOGUEIRA, 2005).



Figura 3.8. Torre micrometeorológica instalada na floresta de Caxiuanã.

Para melhor entendimento da disposição dos dados, apresenta-se na Figura 3.9 uma esquematização da distribuição dos instrumentos na torre micrometeorológica, os quais fazem medidas contínuas. Os instrumentos utilizados, para as análises realizadas neste trabalho, são indicados e posteriormente detalhados.

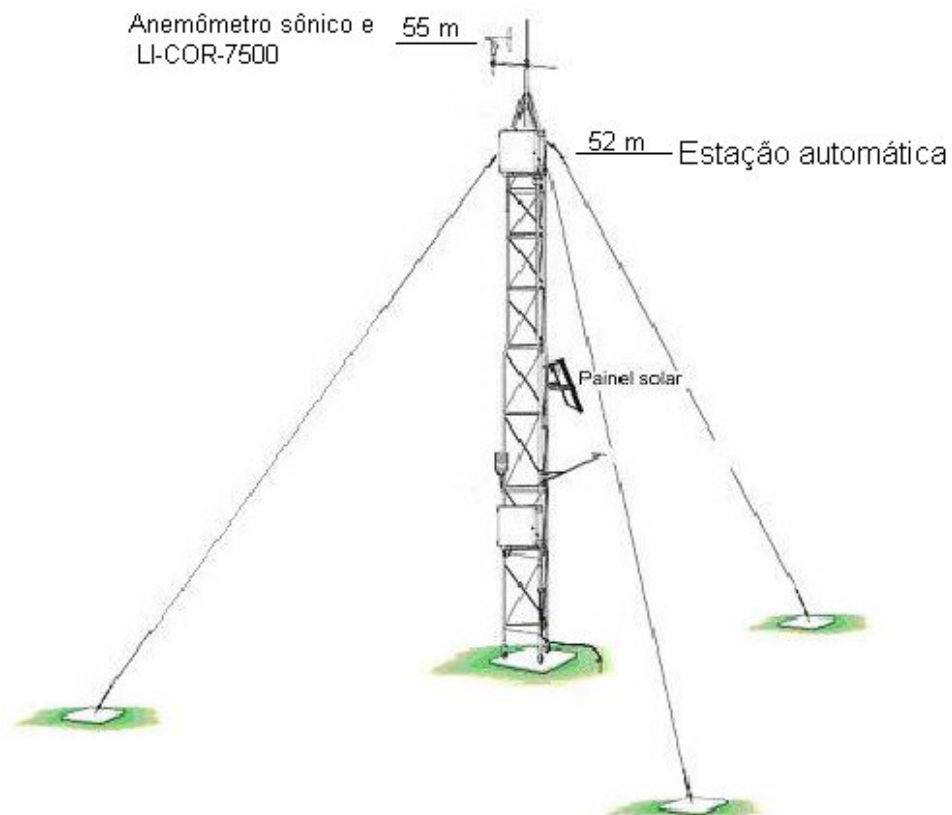


Figura 3.9. Esquemática dos sistemas de coleta de dados, utilizados para a análise dos dados micrometeorológicos, durante o experimento COBRA-PARÁ.

#### 3.1.1.4.1 Medidas de temperatura e umidade específica do ar

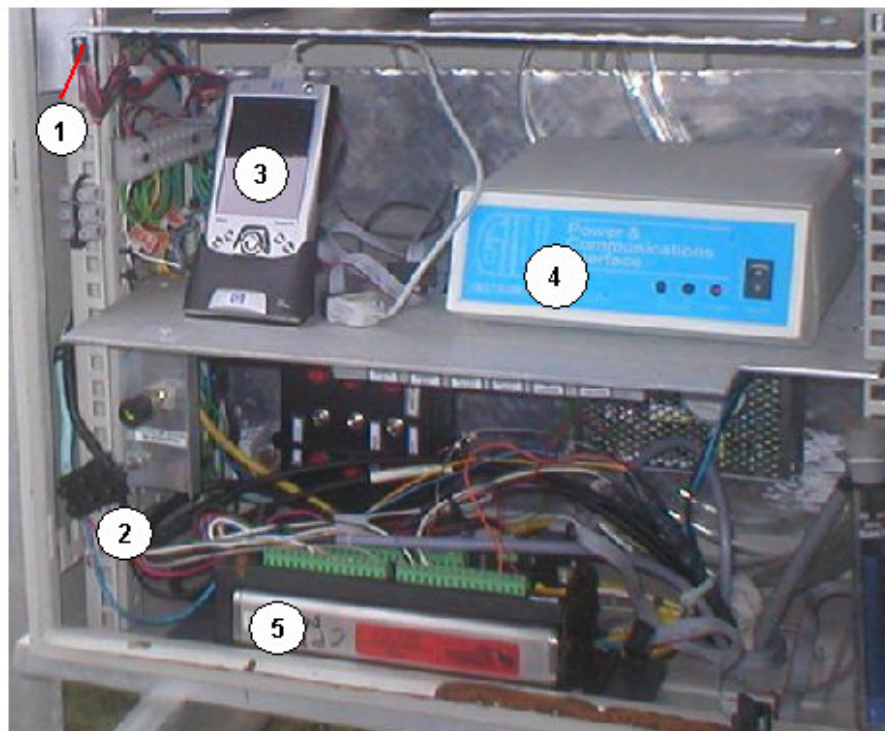
Os dados de temperatura do ar (medida por um psicrômetro do tipo Model HMP45C da Cambell Scienci), do saldo de radiação (medido por um sensor do tipo NR Lite FT 006, da Kipp e Zonen), Figura 3.10, e da precipitação pluviométrica (medida por um pluviógrafo do tipo CSI Model TB4-L Rain Gage), Figura 3.11, foram coletados na estação automática (que se encontra instalada a 52 m de altura na torre). Os dados da estação automática estão acoplados a um sistema de aquisição de dados do datalogger CR10X (Figura 3.12).



Figura 3.10. Saldoradiômetro utilizado, durante o experimento COBRA-PARÁ, para a medida dos dados de saldo de radiação.



Figura 3.11. Pluviógrafo utilizado, durante o experimento COBRA-PARÁ, para a medida dos dados de precipitação pluviométrica.



- 1 – Regulador de voltagem do Ipaq      4 – interface (Power & Communications Interface)  
 2 – Alimentação do CR10X                5 – CR10X  
 3 – iPAQ, computador de mão

Figura 3.12 – Ilustração do sistema de aquisição de dados, da estação automática e dos fluxos, montado na torre a 50 m de altura.

A umidade específica, para a altura de 52 m, foi calculada a partir dos dados de temperatura, juntamente com os dados de umidade relativa e da pressão atmosférica a altura de 16 m na torre, pois o barógrafo estava instalado nessa altura. Esse cálculo foi realizado a partir da seguinte fórmula:

$$q = \frac{0,622 \cdot e}{(0,622 - 1) \cdot e + p_2} \cdot 1000 \quad \text{Eq. (15)}$$

Onde:

$e$  – é a pressão parcial do vapor d'água (hPa)

$p_2$  – é a pressão atmosférica calculada para a altura de 52 m, dada por:

$$p_2 = p_1 - \rho \cdot g \cdot \Delta h \quad \text{Eq. (16)}$$



sendo:

$p_1$  – a pressão atmosférica a 16 m de altura (hPa)

$\rho$  - a densidade do ar ao Nível Médio do Mar (NMM); =  $1,225 \text{ kg.m}^{-3}$

$\Delta h$  – diferença entre as alturas correspondentes a  $p_2$  e  $p_1$ ; = 36 m

A torre apresenta instrumentos que medem temperatura do ar e umidade relativa ao longo de seu perfil. Porém, nesse trabalho, não foi possível a utilização desses dados, pois no banco de dados há muitas falhas.

#### 3.1.1.4.2 Medidas dos fluxos turbulentos

Foram utilizados sensores de resposta rápida (10 Hz) para obtenção dos dados de fluxos turbulentos. O sistema de resposta rápida é formado por um anemômetro sônico tridimensional da Campbell, modelo CSAT3 e pelo LI-COR-7500 Open Path CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O Analyzer (Figura 3.13). Esse sistema está instalado a 55 m de altura, na torre de observação meteorológica, e através dele se obteve medidas das três componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), temperatura do ar, fluxo de vapor d'água (H<sub>2</sub>O) e de gás carbônico (CO<sub>2</sub>), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), velocidade de fricção ( $u^*$ ) e as concentrações de H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>. Esses dados são armazenados num iPAQ, computador de mão (Figura 3.12).

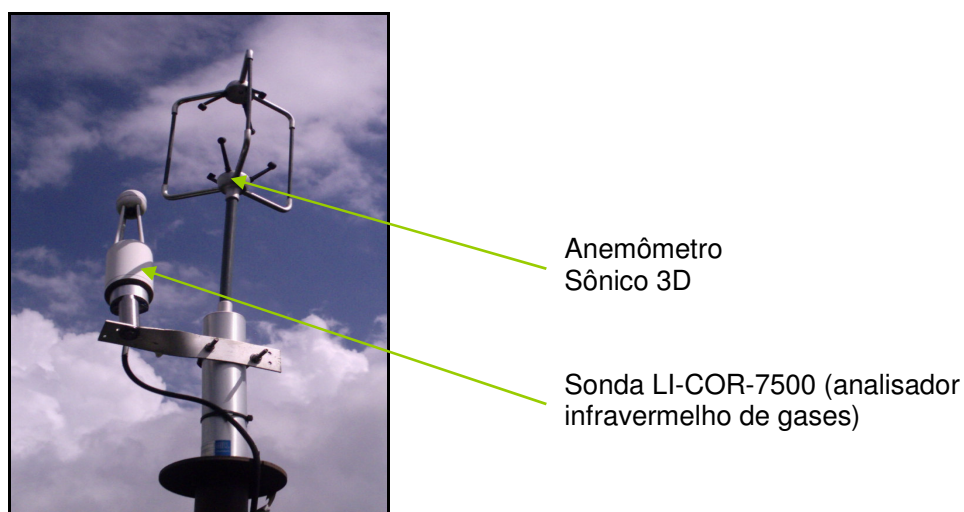


Figura 3.13. Anemômetro sônico tridimensional da Campbell e medidor LI-COR-7500.

Neste trabalho serão utilizados dados de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de momentum ( $\tau$ ), sendo que os cálculos utilizados para esses fluxos são efetuados pelo método das covariâncias.

### 3.1.2 Sítio experimental e experimento de campo em Daly Waters

Para a análise de uma região da Austrália foram utilizados dados de um experimento de campo realizado em Daly Waters, cidade situada ao norte do país.

#### 3.1.2.1 Descrição da área

Daly Waters fica localizada na região norte da Austrália (16° 16' S; 133° 23' E; 250 m) a 616 km da cidade de Darwin (Figura 3.14), a aproximadamente 3 km a oeste de Stuart Highway, a qual é a estrada principal no sentido norte-sul do território norte da Austrália. No período do experimento (15 de julho a 13 de agosto de 1974) a população permanente era menos de 10 pessoas (CLARKE; BROOK, 1979, p. 1).



Figura 3.14. Localização do sítio de observação de Daly Waters, em que foi realizado o experimento KOORIN.

Fonte: Adaptada de WebBusca (2008).

A área é caracterizada por apresentar árvores de eucaliptos e arbustos (referido como savana de cerrado subtropical) de alturas de 8 m, aproximadamente, ocupando 25% da área total da superfície (Figura 3.15). A grama seca e morta de altura menor que 1 m ocupa de 60 a 70% dessa área superficial, enquanto que pedaços de grama queimada e solo arenoso compõem não mais que 10% da área (DURAND; FRANGI; DRUILHET, 1988).



Figura 3.15. Sítio em que foram realizadas as coletas de dados em Daly Waters.  
Fonte: Clarke e Brook (1979, p. 36).

#### *3.1.2.1.1 Algumas características do clima da região*

O clima, de acordo com a classificação de Koppen, é descrito como semi-árido, com inverno seco, prevalecendo chuva durante o verão. A temperatura média anual da região é de 26,5°C e máxima de 33,9°C. O verão úmido se estende desde meados do mês de novembro até o fim do mês de março. A precipitação média anual não é alta (589 mm), sendo que de maio a setembro a chuva é leve e a média se aproxima de zero (CLARKE; BROOK, 1979, p. 9).

O cavado de monção ocasionalmente se move para o sul de Daly Waters durante o período chuvoso, ocasionando períodos de ventos de oeste, embora ainda predominem ventos de leste. A depressão desaparece na área Australiana no



inverno, como um anticiclone, com ventos de leste para sudeste, dominando o fluxo padrão ao longo do território Norte (CLARKE; BROOK, 1979, p. 9).

Eventos de incêndios são comuns no inverno, sendo que durante o KOORIN fumaça pôde ser vista, como uma fina camada que se espalhava abaixo da inversão de subsidência. Uma grande área nas proximidades da torre micrometeorológica foi queimada, poucos dias antes do início do experimento, e isto removeu muita grama seca da área, deixando uma aparência um pouco irregular e carbonizada da superfície (CLARKE; BROOK, 1979, p. 10).

No geral se pode dizer que as condições de tempo durante o experimento KOORIN foram de ventos de leste para oeste, ausência de chuva, céu claro, dias quente e noites agradáveis, associada a uma forte inversão de subsidência (CLARKE; BROOK, 1979, p. 10).

### 3.1.2.2 O experimento realizado em Daly Waters

O experimento KOORIN teve como objetivo testar, sobre um terreno tropical típico, a utilidade da formulação da CLA que requer a determinação de funções universais A, B, C derivadas da “Teoria da Similaridade do Número de Rossby”, ou de qualquer outra forma possível de contribuir para uma melhor descrição da CLA (CLARKE; BROOK, 1979, p. 1).

O período do experimento foi de 15 de julho a 13 de agosto de 1974, sendo que ele foi iniciado as 14:00 HL do dia 15/07 , terminando as 13:00 HL do dia 13/08.

O experimento proporcionou diversas medidas ao longo da área de estudo, porém dentre os dados utilizados nesse trabalho estão os de radiossondagens e os micrometeorológicos.

### 3.1.2.3 Dados de radiossondagens em Daly Waters

As radiossondas foram utilizadas para se medir somente a temperatura do ar em função da altura geopotencial, e os lançamentos foram de 3 em 3 horas (Tabela 3.3). Essas radiossondas foram desenvolvidas para se fazer sondagens em baixos níveis e estudos de poluição. A temperatura foi medida por um sensor com um termistor de 40 mm de comprimento e 1 mm de diâmetro. Todas as radiossondas australianas utilizam deste tipo de sensor de temperatura, descrito por Moncur

(1969). As correções necessárias foram feitas ao se apresentar os dados. O transmissor e a bateria foram colocados em uma caixa branca de poliestireno expandido, com dimensões 110 x 165 x 40 mm.

Tabela 3.3. Radiossondas lançadas durante o experimento KOORIN (15/07 a 13/08/1974).

Data	HORA (UTC)			
	09	12	15	18
15/07/1974	x	x	x	x
16/07/1974	x	x	x	x
17/07/1974	x	x	x	x
18/07/1974	x	x	x	x
19/07/1974	x	x	x	x
20/07/1974	x	x	x	x
21/07/1974	x	x	x	x
22/07/1974	x	x	x	x
23/07/1974	x	x	x	x
24/07/1974	x	x	x	x
25/07/1974	x	x	x	x
26/07/1974	x	x	x	x
27/07/1974	x	x	x	x
28/07/1974	x	x	x	x
29/07/1974	x	x	x	x
30/07/1974	x	x	x	x
31/07/1974	x	x	x	x
01/08/1974	x	x	x	x
02/08/1974	x	x	x	x
03/08/1974	x	x	x	x
04/08/1974	x	x	x	x
05/08/1974	x	x	x	x
06/08/1974	x	x	x	x
07/08/1974	x	x	x	x
08/08/1974	x	x	x	x
09/08/1974	x	x	x	x
10/08/1974	x	x	x	x
11/08/1974	x	x	x	x
12/08/1974	x	x	x	x
13/08/1974	x	x	x	x

As radiossondas transmitiam numa frequência de 403 MHz, com modulação FM. A modulação é não-linear com a temperatura, correspondendo a  $-30^{\circ}\text{C}$ , a 80 Hz, e a  $30^{\circ}\text{C}$ , a 150 Hz, aproximadamente.

O equipamento foi idealizado para funcionar ao longo de uma estreita banda, sendo que o experimento KOORIN foi o primeiro a usar de forma prolongada esse modelo de radiossonda, e a frequência dos transmissores mostrou ser sensível à temperatura e tensão, durante muitos lançamentos. Conseqüentemente, acompanhamento constante do receptor foi exigido. Mesmo assim, alguns dados foram perdidos quando o sinal foi deslocado para fora da frequência do receptor.

#### 3.1.2.4 Dados micrometeorológicos de Daly Waters

Os dados micrometeorológicos utilizados foram coletados numa torre micrometeorológica (Figuras 3.16), a qual apresentava 46 m de altura. Essa torre foi instalada em uma área semi-árida que continha muitas espécies de árvores, mas principalmente eucalipto, variando de 5 a 10 metros de altura, e com uma escassa espécie de gramíneas (*Aristida pruinosa*) variando de 0,5 a 1 m de altura. Está área também incluía um solo nu com árvores que tinham sido queimadas pelos recentes incêndios, como mencionado anteriormente.

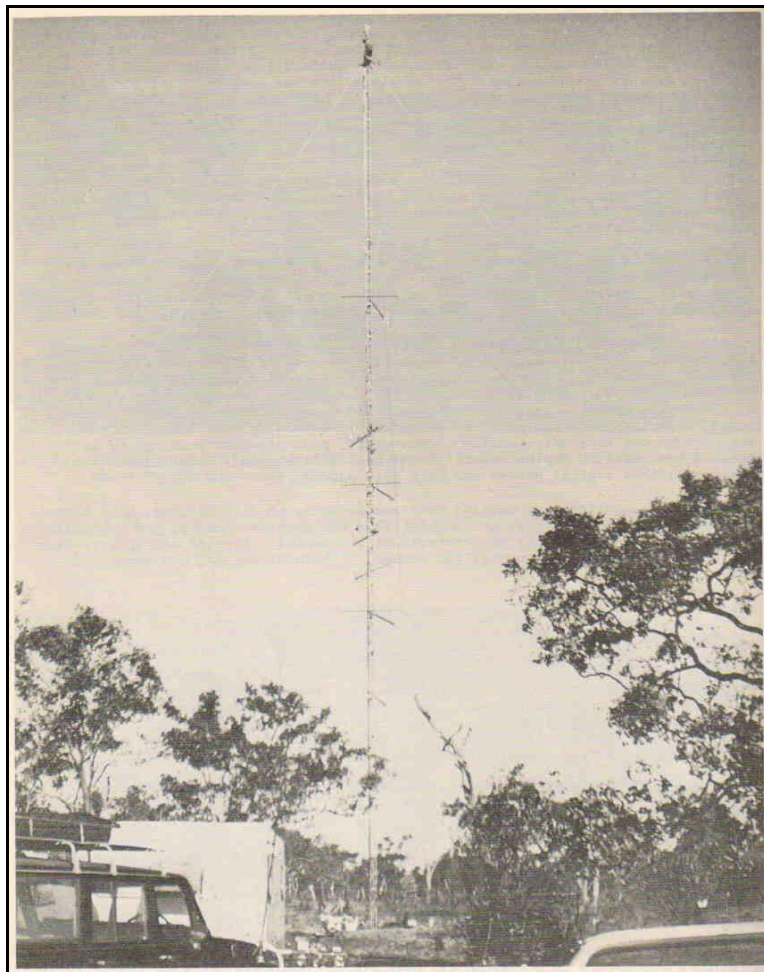


Figura 3.16. Torre micrometeorológica utilizada durante o experimento KOORIN.  
Fonte: Clarke e Brook (1979, p. 38).

As operações na torre foram centradas em torno de um mastro principal com termômetros instalados nas alturas de 10,92; 15,02; 21,52; 31,52 e 48,02 m. Enquanto que os anemômetros estavam instalados a 0,63 m acima de cada termômetro (ou seja, 11,55; 15,65; 22,15; 32,15 e 48,65 m). Essas alturas eram logaritmicamente espaçadas.

Para a análise da variação média horária da temperatura do ar, primeiramente, se fez uma média do perfil da torre, para cada horário de cada dia. E a partir dessas novas médias, se fez a média horária dos 15 primeiros dias do experimento.

#### 3.1.2.4.1 *Medidas dos fluxos de energia*

O saldo de radiação ( $R_{net}$ ) foi medido por um radiômetro padrão comercial (SRI), alimentando uma saída analógica direta para os dataloggers. As medições foram feitas acima do topo das árvores (a uma altura de 26 m, acima do solo) para fornecer um campo de visão bastante representativo. O controle de calibração antes e após a expedição não mostrou qualquer alteração significativa ou unidade, bem como a precisão global da medição, no entanto, o valor de erro geralmente aceito para este tipo de instrumento é de  $\pm 5$  por cento.

A radiação solar global ( $R_g$ ) foi medida, por um solarímetro convencional (Kipp e Zonen), montado sobre um mastro de 2 m, colocado perpendicularmente à torre. A sua saída foi também alimentada continuamente para a central do datalogger.

O fluxo de calor do solo ( $S_o$ ) foi medido por placas comerciais (Middleton), embutidas a 2,5 m abaixo da superfície do solo. Um total de quatro placas foi utilizado. Placas individuais foram selecionadas para igualar as suas sensibilidades dentro de grupos e instaladas cuidadosamente, para dar representatividade global.

#### 3.1.2.4.2 *Medidas dos fluxos turbulentos*

Fluxos verticais de momentum, calor sensível, calor latente e vapor d'água foram determinados utilizando a técnica de correlação dos vórtices (ou método das covariâncias), já definido antes. A base sensorial incluiu anemômetros diferenciados para a velocidade vertical ( $w'$ ) e para a velocidade horizontal ( $u'$ ), um termistor (para a temperatura,  $T'$ ), e um higrômetro infravermelho (para a umidade específica,  $q'$ ). Os sensores foram instalados a uma distância de 2 m a leste do mastro, sobre um braço situado na horizontal (Figura 3.17).

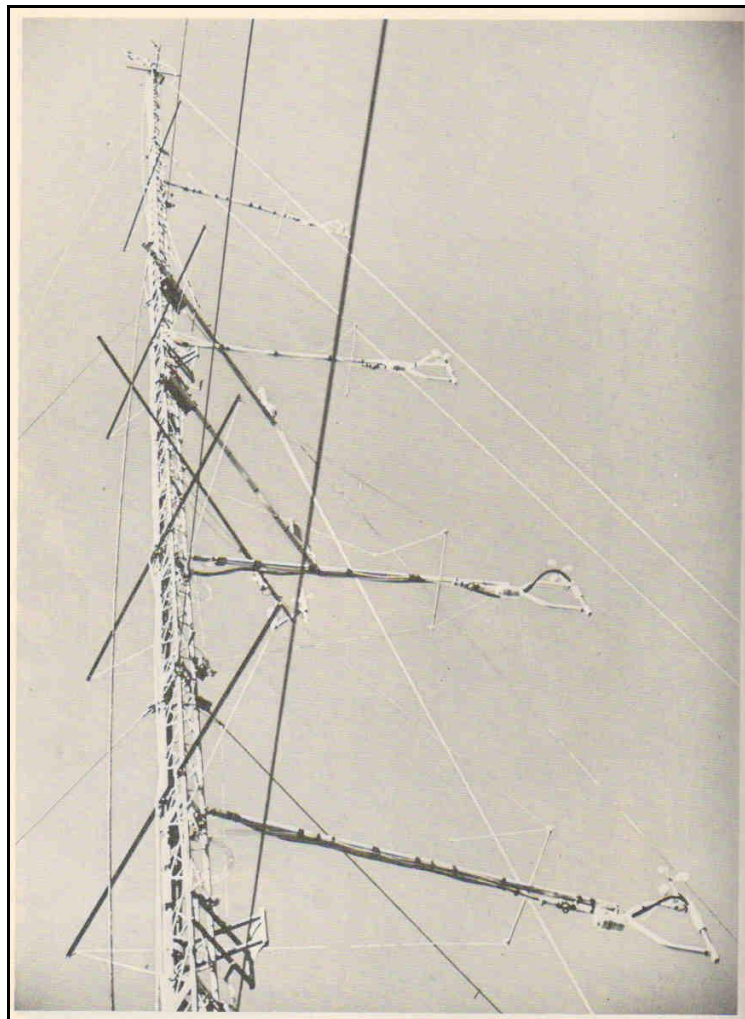


Figura 3.17. Sensores de temperatura, vento e equipamento de eddy-correlation montados na torre micrometeorológica utilizada durante o experimento KOORIN.  
Fonte: Clarke e Brook (1979, p. 40).

Os tempos de resposta dos sensores de  $T'$  e  $q'$  foram tipicamente de 0,15 s e 0,1 s, respectivamente, enquanto que a distância constante do sensor de  $u'$ , determinada no túnel de vento, foi encontrada entre 0,6 e 0,7 m. A distância constante do anemômetro de  $w'$  foi tomada como 2 m (GARRATT, 1975). Calibrações nos sensores foram realizadas antes e depois do programa observacional, e insignificantes mudanças foram observadas.

### 3.1.3 Seleção de dados

A análise dos dados dos experimentos de campo COBRA-PARÁ e KOORIN foi feita para os períodos de 6 a 13 de novembro de 2006 e de 15 de julho a 13 de

agosto de 1974, respectivamente, ambos realizados durante o período seco de cada região.

Os horários analisados foram os de 00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 e 21:00 HL para o COBRA-PARÁ e de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL para o KOORIN, sendo que nesse último a análise para os horários de 00:00, 03:00, 06:00 e 21:00 HL não foi possível devido a ausência dos fluxos de calor sensível e latente nesses horários, os quais são essenciais para a determinação da razão de Bowen. Por outro lado, as análises de médias horárias foram realizadas se levando em consideração todos os dias do experimento COBRA-PARÁ, que dispunham de dados. Enquanto que, para o experimento KOORIN se fez a média horária somente para os 15 primeiros dias, dentre os quais havia falhas.

A análise do balanço de radiação para o COBRA-PARÁ não foi possível, pois no banco de dados há muitas falhas em algumas componentes, e imprecisões em outras.

Para a análise da estabilidade da atmosfera foi considerado a variabilidade da altura da CLA com relação à CAPE, somente para o COBRA-PARÁ, já que durante o KOORIN não haveria a possibilidade de se fazer essa análise, pois a atmosfera se manteve bastante seca (ou seja, estável) ao longo de toda a campanha.

## 3.2 METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho consiste de duas partes:

- determinação de índices, que sirvam para caracterizar e diferenciar distintos regimes de umidade da CLAT, para uma área de floresta e outra de savana;
- determinação da estabilidade e influência dessa camada no controle da atividade convectiva sobre a área de floresta, analisando a CAPE.

### 3.2.1 Estimativa de fluxos turbulentos à superfície

O método da correlação dos vórtices (“Eddy-Correlation”) é o único método direto disponível para medir fluxos turbulentos (MARQUES FILHO, 2000). Embora este seja um método direto, ele constitui uma técnica que recorre a procedimentos

estatísticos, como a determinação de covariâncias (SÁ, 1992). Assim, conceitos clássicos na literatura da turbulência, tais como escalas integrais, isotropia local, homogeneidade e estacionaridade; e na literatura da micrometeorologia, tais como a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (M-O), camada de fluxo constante, etc., só podem ser aplicados às propriedades médias das grandezas analisadas (WYNGAARD, 1983).

Porém, às vezes é difícil decidir como submeter os dados turbulentos a uma média, ou sobre qual o período de tempo a que devem ser aplicados as médias temporais. No geral, depois de aplicar a média sobre os dados, os resultados antes e depois dessa aplicação são consideravelmente diferentes.

De acordo com Sá (1992) o método das covariâncias consiste em calcular as covariâncias entre as flutuações de velocidade vertical,  $w'$ , e as flutuações de uma grandeza turbulenta qualquer,  $s'$ , a qual pode ser  $u'$  para o fluxo vertical de quantidade de movimento,  $q'$  para o fluxo vertical de calor latente ou  $\theta'$  para o fluxo vertical de calor sensível. Em termos absolutos, este método necessitaria da determinação das flutuações sobre uma superfície  $S$ , para calcular o fluxo através da equação:

$$\overline{(w' s')} = \frac{1}{S} \oint w' s' \cdot dS \quad \text{Eq. (1)}$$

Na prática, as medidas são efetuadas em um ponto fixo (em função do tempo). Então, utiliza-se a seguinte aproximação, sob a hipótese de que a covariância assim calculada seja estatisticamente representativa do fluxo através de uma superfície horizontal (MCBEAN, 1972):

$$\overline{(w' s')} = \frac{1}{T} \cdot \int_0^T w' s' \cdot dS = \int_0^\infty Co_{ws}(f) \cdot df \quad \text{Eq. (2)}$$

onde  $f$  é a frequência,  $T$  é o período sobre o qual a média é efetuada e  $Co_{ws}$  é o coespectro de  $w'$  e  $s'$ .

### 3.2.2 Regimes de umidade

Para determinação dos regimes de umidade, será utilizada a classificação proposta por Mahrt (1991), baseada em diferentes “estados”, caracterizados em



“espaços de fase”, representados neste caso por  $\beta$  em função de  $-h/L$ , sendo  $h$  a altura da CLA e  $L$  o comprimento de Obukhov, parâmetro básico utilizado na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (GARRATT, 1992).

O trabalho de Mahrt foi desenvolvido para a região extratropical (França e Estados Unidos), no qual foram utilizados dados de dois experimentos, o primeiro foi o “Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment (HAPEX)”, realizado no Sudoeste da França em uma floresta de pinhos. Enquanto que o segundo foi o “First ISLSCP Field Experiment (FIFE)”, realizado no Sul dos Estados Unidos em uma área com superfície gramada. Esses dados, utilizados por Mahrt, foram coletados através de vôos realizados sobre as áreas mencionadas, e a partir dos mesmos Mahrt elaborou dois gráficos, Figura 3.18a e 3.18b, nos quais estão representados diferentes “espaços de fase” que caracterizam os Estados de Regimes de Umidade (ERUs).

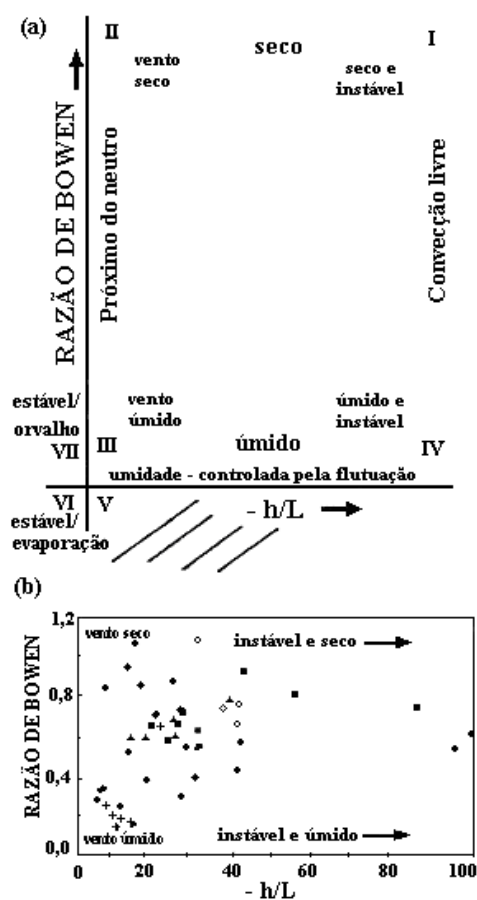


Figura 3.18. (a) ERUs representados em “espaços de fase”, em termos de  $\beta$  e do parâmetro de estabilidade da camada limite ( $-h/L$ ); (b) local, dentro dos ERUs, correspondente aos pontos de medidas realizadas durante os dois experimentos estudados por Mahrt (1991): FIFE e HAPEX.

Fonte: Adaptada de Mahrt (1991).

De acordo com Mahrt (1991) a Figura 3.18a é composta por quatro quadrantes. No entanto, para a CM o primeiro quadrante é o principal (superior à direita), nele estão representados quatro regimes de umidade, definidos por ele da seguinte forma:

(I) Valor de  $\beta$  relativamente alto e alto valor de  $-h/L$ , maior que 20 ou 30, implicam em forte aquecimento, fraca evaporação na superfície e ventos fracos.

(II) Altos valores de  $\beta$  com uma fraca instabilidade da CLA (pequeno  $-h/L$ ) implicam em condições de vento seco. A geração de flutuação de Energia Cinética Turbulenta (ECT) é sem importância comparada com a grande geração de cisalhamento. Mas, o fluxo de calor sensível é importante no balanço de energia na superfície, comparado com o baixo valor do calor latente.

(III) Baixos valores de  $\beta$  e  $-h/L$  corresponde a condições de vento úmido, em que a evaporação da superfície é promovida pelo cisalhamento que gera turbulência, o que conduz ao fraco aquecimento da superfície.

(IV) Baixos valores de  $\beta$  com altos valores de  $-h/L$  corresponde a ventos fracos e forte evaporação na superfície. Neste regime, o termo do fluxo de calor sensível, no balanço de energia superficial, é pequeno comparado ao termo do fluxo de calor latente. Ainda, a geração da turbulência pela flutuabilidade é grande comparada à geração pelo fraco cisalhamento.

Os quadrantes restantes da figura correspondem a três regimes adicionais:

(V) O regime V corresponde a fluxo ascendente de calor e a fluxo descendente de umidade, implicando em condensação na superfície.

(VI) O regime VI corresponde a fluxo ascendente de umidade e fluxo descendente de calor na CLA, no início da noite, sobre o continente em condições de tempo bom. Isso também ocorre em condições nubladas, onde a evaporação superficial excede a radiação líquida que chega.

(VII) Fluxos descendentes, de calor e umidade, incluem um caso comum de formação de orvalho induzido por radiação noturna.

A parte (b) da Figura 3.18 mostra onde estão localizados, dentro dos ERUs, os vários pontos coletados durante os experimentos FIFE e HAPEX.

### 3.2.2.1 Razão de Bowen ( $\beta$ )

É definida como o quociente entre o fluxo vertical de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo vertical de calor latente ( $LE$ ) (SÁ; VISWANADHAM; MANZI, 1988);  $\beta$  é o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a maneira pela qual é feita a partição da energia disponível para transporte turbulento entre cada um dos fluxos mencionados acima (SELLERS, 1985). Segundo Thom et al. (1975) ela pode ser avaliada por métodos diretos, como o do balanço de energia, ou por métodos indiretos, como o dos gradientes. Porém, neste trabalho, o método utilizado para o cálculo de  $\beta$  foi aquele baseado em cálculos realizados a partir de dados de fluxos medidos diretamente por covariâncias. É dada por:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad \text{Eq. (3)}$$

Onde os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são dados pelas seguintes fórmulas:

$$H = \rho \cdot C_p \cdot w' T' \quad \text{Eq. (4)}$$

$$LE = \rho \cdot L \cdot w' q' \quad \text{Eq. (5)}$$

sendo  $\rho$  a densidade do ar;  $C_p$  o calor específico do ar, à pressão constante, e  $L$  o calor latente de vaporização igual a  $2,5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ .

### 3.2.2.2 Comprimento de Obukhov ( $L$ )

Esse parâmetro descreve até que ponto da atmosfera as forças mecânicas dominam as forças térmicas (STULL, 1988, p. 182), e é dado por:

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{T} \cdot (\overline{w' T'})_0} \quad \text{Eq. (6)}$$

Onde:

$u^*$  - é a velocidade de fricção na superfície ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

$\kappa$  - é a constante de Von Kármán

$g$  - é a aceleração de gravidade ( $\cong 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ )

$T$  - é a temperatura absoluta média do ar (K)

$(\overline{w'T'})_0$  - é o fluxo vertical turbulento de calor na superfície

### 3.2.2.3 Altura da CLA

A altura da CLA ( $h$ ) será determinada verificando o comportamento de  $\theta$  e  $\theta_v$ . Pois, dentro dessa camada essas temperaturas possuem um perfil vertical, aproximadamente, constante e ao atingirem a camada de inversão o gradiente das mesmas apresenta uma inclinação profunda, aumentando com a altura (STULL, 1988, p. 12). Ver exemplo na Figura 3.19.

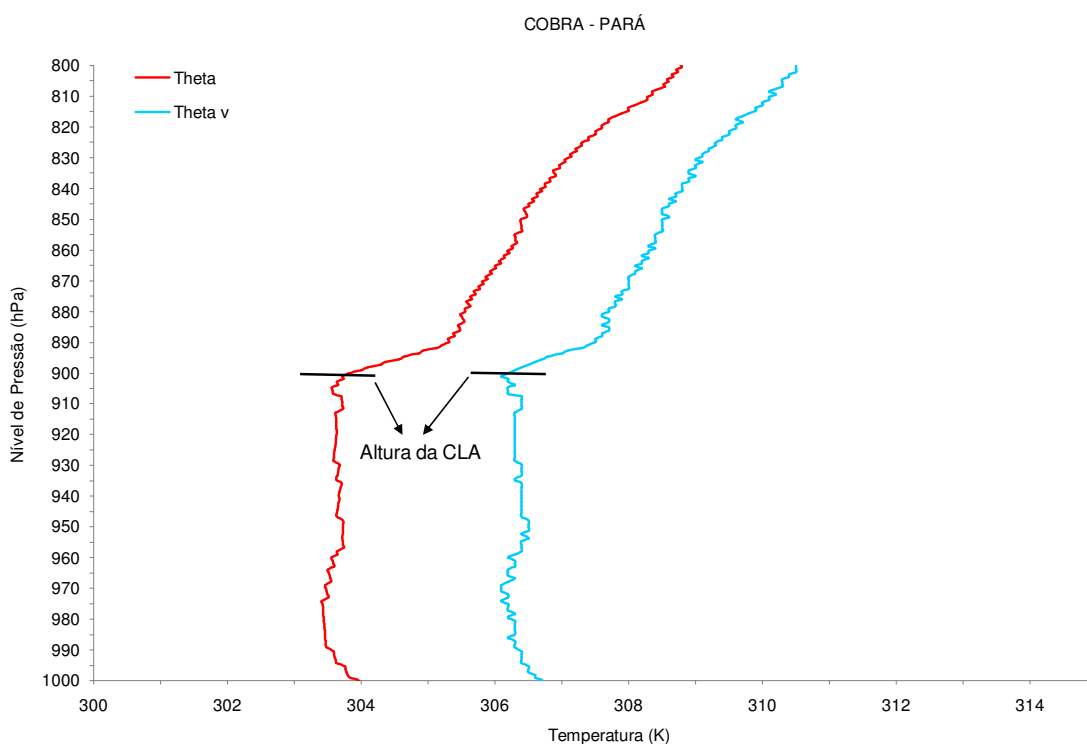


Figura 3.19. Perfis verticais de  $\theta$  (linha vermelha) e  $\theta_v$  (linha azul) às 15:00 HL do dia 06/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Além do mais, para uma melhor precisão de  $h$ , também foi visualizado o perfil vertical da razão de mistura, o qual, ao atingir a camada de inversão, sofre uma inclinação profunda diminuindo com a altura (STULL, 1988, p. 13). Ver exemplo na Figura 3.20.

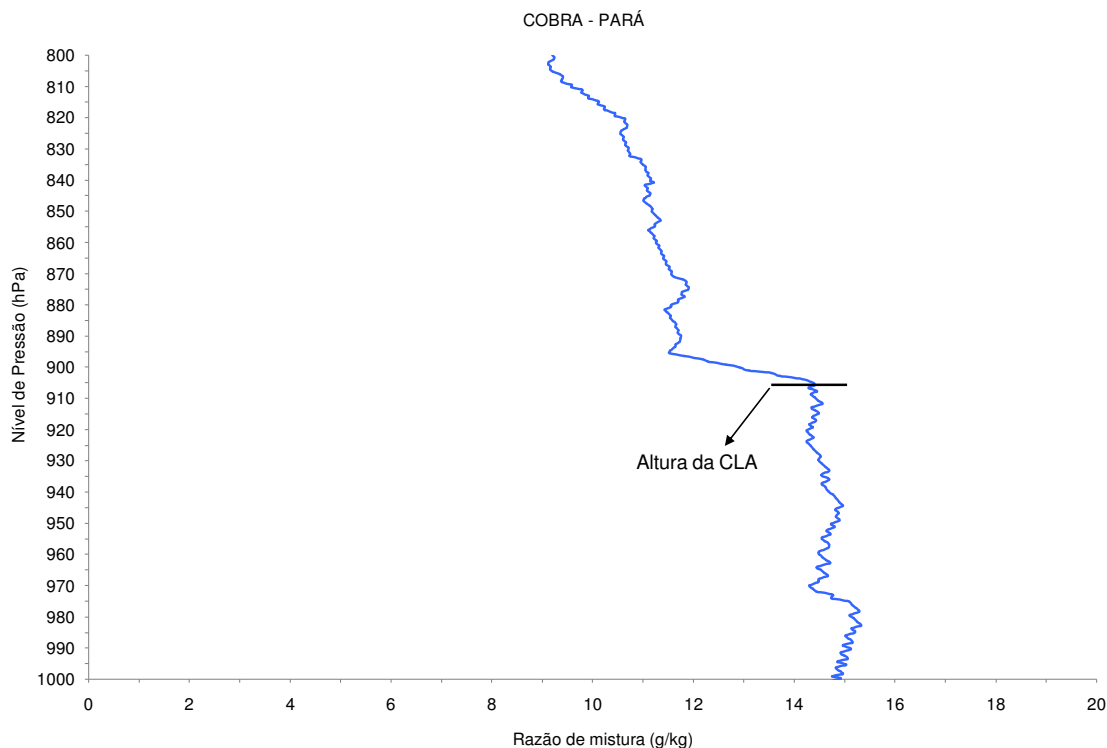


Figura 3.20. Perfil vertical da razão de mistura às 15:00 HL do dia 06/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Durante o experimento KOORIN, as radiossondagens coletaram somente dados de temperatura do ar e altitude, sendo assim, a partir dos mesmos, foram estimados os valores dos níveis de pressão para cada altitude e, posteriormente, se fez o cálculo da temperatura potencial. Ou seja, a altura da CLA foi estimada a partir dos dados de temperatura potencial, pois para se calcular a temperatura potencial virtual e a razão de mistura seriam necessários dados do perfilamento de umidade relativa, o que não foi feito no experimento. Considerando-se as condições predominantemente secas do experimento KOORIN, espera-se que a utilização de  $\theta$  no lugar de  $\theta_v$  não introduza modificações consideráveis na estimativa de  $h$ .

### 3.2.2.3.1 Temperatura potencial virtual ( $\theta_v$ )

É utilizada para verificar até que ponto da atmosfera existe mistura de ar seco e vapor d'água, é dada por:

$$\theta_v = \theta \cdot \left\{ 1 + \left[ 0,61 \cdot \left( \frac{r}{1000} \right) \right] \right\} \quad \text{Eq. (7)}$$

Onde:

$\theta$  - é a temperatura potencial (K)

$r$  - é a razão de mistura do vapor d'água na atmosfera ( $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

### 3.2.2.3.2 Temperatura potencial ( $\theta$ )

É a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente até um nível de 1000 hPa.  $\theta$  é conservativo para o ar seco.

$$\theta = T_k \left( \frac{1000}{P} \right)^{R_d / C_{pd}} \quad \text{Eq. (8)}$$

Onde:

$T_K$  - é a temperatura absoluta do ar (K)

$P$  - é a pressão atmosférica (hPa)

$R_d$  - é a constante do ar seco  $\approx 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

$C_{pd}$  - é o calor específico do ar seco à pressão constante  $\approx 1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

### 3.2.2.3.3 Razão de mistura ( $r$ )

É a razão entre a massa de vapor d'água e a massa do ar seco, ou seja, é uma medida da quantidade de vapor d'água presente em uma parcela de ar.

De acordo com Vianello e Alves (1991, p. 70), a razão de mistura é a massa de vapor d'água contida na mistura em uma unidade de massa do ar seco, e difere da umidade específica apenas por que está relacionada com o ar seco e não com o total (ar seco + vapor). Ela é dada por:

$$r = \frac{0,622 \cdot e}{P - e} \quad \text{Eq. (9)}$$

Onde:

$e$  - é a pressão parcial do vapor d'água (hPa), dada por:

$$e = UR \cdot \frac{e_s}{100} \quad \text{Eq. (10)}$$

Sendo UR a umidade relativa do ar (%) e  $e_s$  a pressão de saturação do vapor d'água (hPa), dada por:

$$e_s = 6,11 \times 10^{\left[ \frac{7,5T}{T+237,3} \right]} \quad \text{Eq. (11)}$$

### 3.2.3 Estabilidade da atmosfera

Como dito anteriormente, a análise da estabilidade da atmosfera será realizada somente para o experimento COBRA-PARÁ, pois para o experimento KOORIN essa análise não foi possível porque a atmosfera se encontrava seca durante a campanha.

A verificação da estabilidade da atmosfera será determinada utilizando o método da parcela. Este método se baseia numa teoria simples que considera um modelo simplificado do comportamento da atmosfera (MOTA, 2004). Nesta teoria se considera que a temperatura de uma parcela de ar varia adiabaticamente (não ocorre troca de calor entre a parcela e o meio ambiente) à medida que é deslocada verticalmente, a uma pequena distância de sua posição original. Se a parcela não estiver saturada, é considerado que a temperatura varia na razão da adiabática seca, ao passo que, se a parcela estiver saturada, esta variação ocorrerá segundo a adiabática saturada. Também é considerado que a parcela não se mistura com o ambiente que a envolve. Se, após o deslocamento vertical, a parcela tiver uma temperatura mais elevada (e conseqüentemente uma menor densidade) que a atmosfera que a envolve, ela é submetida a um empuxo positivo e será então acelerada para cima. Logo, a atmosfera está instável. Entretanto, se a parcela após seu deslocamento tiver uma temperatura menor que a atmosfera, ela sofrerá um empuxo negativo e será desacelerada, este é o caso de atmosfera estável (MOTA, 2004).

Nesse estudo a análise da estabilidade da atmosfera será feita usando a temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ). Ou seja, será feita uma comparação entre o  $\theta_e$  da superfície, que representará a temperatura da parcela (ou  $\theta_{ep}$ ), e o perfil

vertical da temperatura potencial equivalente saturada ( $\theta_{es}$ ), que representará a temperatura do ambiente.

De acordo com a metodologia utilizada em Mota (1998), essa comparação é feita da seguinte forma:

Traçam-se os perfis de  $\theta$ ,  $\theta_e$  e  $\theta_{es}$ . Constrói-se uma curva de  $\theta_{ep}$  constante, desde a superfície até o final da sondagem. Quando esta curva de  $\theta_{ep}$  interceptar pela primeira vez a curva de  $\theta_{es}$ , este ponto é o Nível de Convecção Espontânea (NCE) ou o nível de pressão correspondente à altura da base da nuvem. A segunda interceptação é o Nível de Equilíbrio (NE) ou o nível de pressão correspondente à altura do topo da nuvem, e a partir deste ponto a parcela passa a ter temperatura menor que o ambiente. Ao fazer a diminuição entre o valor de  $\theta_{ep}$  e os valores de  $\theta_{es}$  de cada nível, encontrar-se-ão as áreas positiva e negativa da sondagem, como está ilustrado na Figura 3.21.

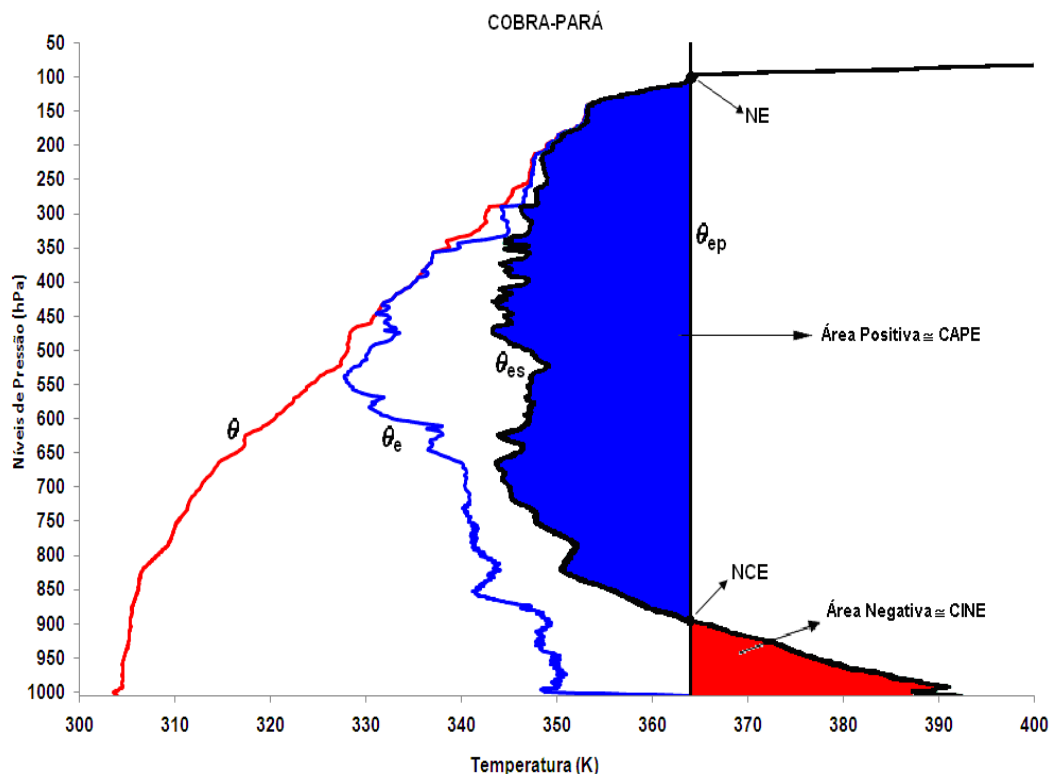


Figura 3.21. Áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE). Sondagem das 18:00 HL do dia 09/11/2006, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Quando uma parcela de ar em uma sondagem situa-se em uma camada estável é necessário que ela receba energia para que se desloque para baixo ou para cima. Sendo assim, a área entre a trajetória de tal parcela que se desloca ao



longo da adiabática seca e a curva da sondagem ( $\theta_{es}$ ) é proporcional à quantidade de energia cinética que deve ser fornecida para deslocá-la verticalmente. Esta área é denominada de “área negativa” ou “*Convective INhibition Energy*” (CINE), ou seja, Energia de Inibição de Convecção).

Por outro lado, quando uma parcela de ar se desloca livremente, porque a pseudo-adiabática que ela segue é mais quente que o meio ambiente, a área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente. Esta área é denominada de “área positiva” ou “energia cinética disponível para formação de nuvens”, ou ainda, “energia de flutuação da parcela”. Essa área positiva é conhecida, principalmente, como CAPE e é utilizada para verificar as condições de instabilidade da atmosfera ou o critério de equilíbrio da convecção (EMANUEL, 1994, p. 169).

A CAPE e a CINE podem ser calculadas da seguinte maneira:

$$A = \sum_{Z_B}^{Z_T} g \left( \frac{\Delta\theta_{e^*}}{\theta_{es}} \right) \Delta Z \quad \text{Eq. (12)}$$

Onde:

$g$  – é a aceleração de gravidade ( $\cong 10 \text{ m.s}^{-2}$ )

$\Delta\theta_{e^*}$  – é a diferença entre  $\theta_{ep}$  (média da CM) e  $\theta_{es}$  de cada nível do perfil vertical (K).

$\theta_{es}$  – é a temperatura potencial equivalente saturada da sondagem (K)

$Z_B$  – é a base da nuvem ou altura do NCE (hPa)

$Z_T$  – é o topo da nuvem ou altura do NE (hPa)

Sendo que **A** equivale a CAPE, quando o resultado entre os termos dentro do parêntese for maior que zero. Enquanto que **A** equivale a CINE, quando esse resultado for menor que zero.

Levando-se em consideração os problemas encontrados por Mota (1991), em que os valores da CAPE variam em função da escolha de  $\theta_{ep}$ , e que a CAPE calculada é sensível ao valor considerado como representativo da parcela, onde os parâmetros (T e UR) medidos em superfície pela sonda contêm variações, as quais são provocadas pela altura da sonda com relação ao solo, no momento de lançamento. Além disso, esse cálculo é vulnerável a eventual modificação nas

características da superfície local (grama, asfalto, etc.). Neste estudo, o  $\theta_{ep}$  é dado pelo valor médio de todos os  $\theta_e$  que se encontram dentro da CM ou CLE. Ou seja, é feita uma média dos valores de  $\theta_e$  desde o nível da superfície até o nível em que se encontra o topo da CM (CLE) e, assim, se tem uma média da  $\theta_{ep}$  para cada CM (CLE) encontrada durante o experimento COBRA-PARÁ.

### 3.2.3.1 Nível de Convecção Espontânea

É o nível a partir do qual uma parcela de ar, que tenha subido por qualquer processo (frontal, orográfico ou convectivo), continuará a subir até o nível de equilíbrio, sendo que a temperatura da parcela terá que ser maior que a do meio ambiente.

### 3.2.3.2 Nível de Equilíbrio

É o nível em que o processo de subida espontânea da parcela cessará. A partir desse ponto a atmosfera passa a ficar seca, ou seja, sem a presença do vapor d'água.

### 3.2.3.3 Temperatura potencial equivalente

É a temperatura potencial alcançada por uma parcela de ar inicialmente não saturada, ao ser levada primeiramente por um processo adiabático seco até atingir a saturação (Nível de Condensação por Levantamento, ou NCL), e a partir daí todo o vapor d'água disponível é condensado por um processo adiabático saturado. O NCL é a altura na qual uma parcela de ar torna-se saturada quando elevada adiabaticamente, a partir do qual as nuvens podem ser formadas.

Ou seja,  $\theta_e$  é a temperatura potencial que uma parcela de ar teria se toda a sua umidade fosse condensada e o calor latente resultante desse processo fosse usado para aquecer a parcela. Esse parâmetro é dado pela Equação (11), a qual foi sugerida por Betts e Dugan (1973a), e posteriormente modificada por Bolton (1980).

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Br}{T_L}\right) \quad \text{Eq. (13)}$$

Onde:

$\theta$  – é a temperatura potencial (K)

$B$  – é a constante proposta por Betts e Dugan (1973a), igual a 2,64

$r$  – é a razão de mistura do vapor d'água na atmosfera ( $\text{g.kg}^{-1}$ )

$T_L$  – é a temperatura no NCL (K), dada por:

$$T_L = \frac{2840}{3,5 \ln(T) - \ln(e) - 4,805} + 55 \quad \text{Eq. (14)}$$

Onde:

$T$  – é a temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ )

$e$  – é a pressão parcial do vapor d'água (hPa)

#### 3.2.3.4 Temperatura potencial equivalente saturada

É a temperatura potencial alcançada por uma parcela de ar saturada se todo o vapor d'água disponível fosse condensado e removido do sistema.  $\theta_{es}$  é conservativo para o ar saturado. Esse parâmetro é dado pela Equação (13), a qual foi sugerida por Betts e Dugan (1973a), e posteriormente modificada por Bolton (1980).

$$\theta_{es} = \theta \exp\left(\frac{Br_s}{T_K}\right) \quad \text{Eq. (15)}$$

Onde:

$T_K$  – é a temperatura absoluta do ar (K)

$r_s$  – é a razão de mistura saturada do vapor d'água na atmosfera ( $\text{g/kg}$ ), dada por:

$$r_s = \frac{0,622e_s}{P - e_s} \quad \text{Eq. (16)}$$

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 EXPERIMENTO COBRA-PARÁ

#### 4.1.1 Razão de Bowen

Para uma melhor visualização e entendimento da variação de  $\beta$  durante o período estudado, foi elaborado um gráfico com a variação média horária desse parâmetro (Figura 4.1), assim como, um gráfico com as variações dos fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE), Figura 4.2. Para os horários de 03:00, 05:00 e 06:00 HL os valores médios de  $\beta$  foram muito altos (possivelmente, porque os valores de LE se aproximaram muito de zero) e por isso foram excluídos da Figura 4.1.

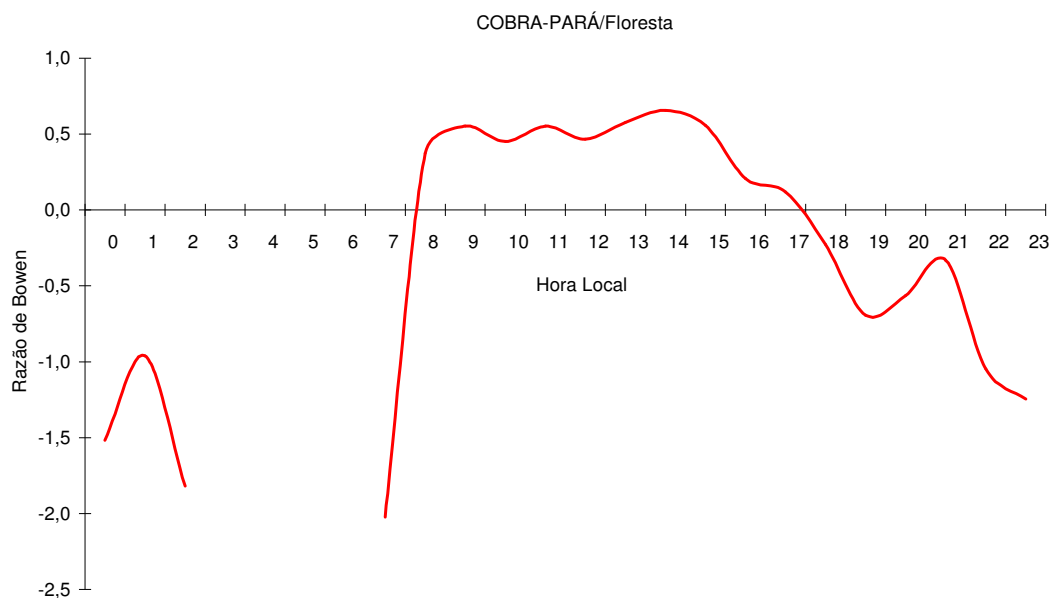


Figura 4.1. Variação média horária de  $\beta$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

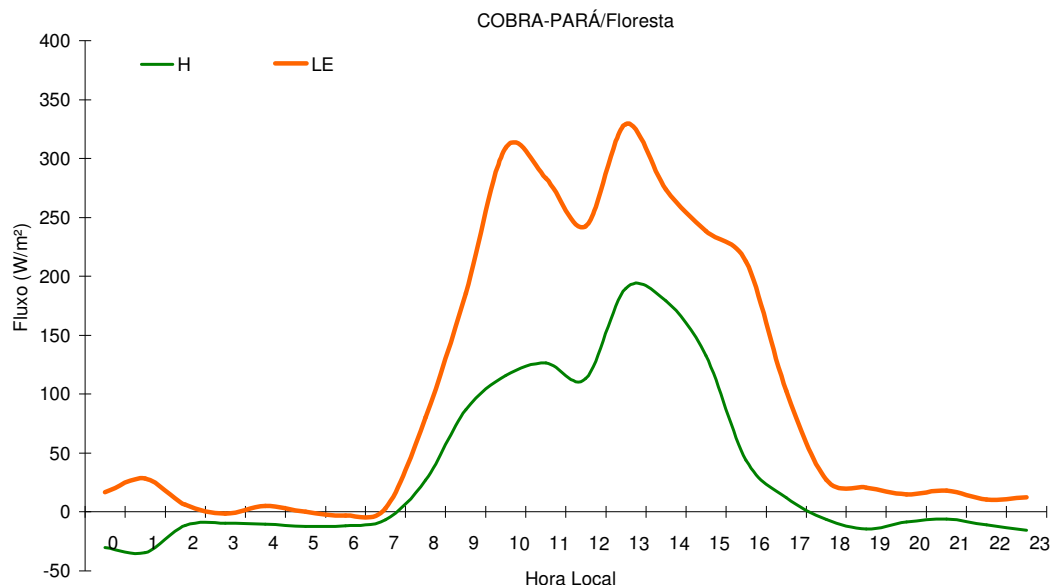


Figura 4.2. Variação média horária de H e de LE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Para o período estudado foi observado que o valor médio de  $\beta$  variou entre -1,9 (às 23:00 HL) e 0,7 (às 14:00 HL), apresentando valores positivos durante o dia e negativos durante a noite. Os máximos ocorreram entre 09:00 e 15:00 HL e os mínimos entre 19:00 e 03:00 HL, sendo que durante a noite os valores foram maiores, em módulo, que durante o dia. Um aspecto interessante a destacar é o de que o valor de  $\beta$  durante o período mais intensamente convectivo, entre 9:00 e 16:00 horas, oscilou em torno de 0,5, valor elevado, se comparado com outros calculados para o mesmo intervalo horário em outros sítios da Floresta Amazônica (SÁ; VISWANADHAM; MANZI, 1988; VON RANDOW et al. 2002). Também ocorreu um mínimo relativo no valor de  $\beta$  às 12:00 HL, quando tanto os valores de H como os de LE apresentam quedas significativas, sendo as de LE maiores. A diminuição ocorreu principalmente em 4 dias do experimento (ou seja, 50 % de ocorrência nesse horário,) e isso ficou evidente quando se efetuou a média horária para todo o período do experimento.

Uma explicação para a queda do valor de  $\beta$  ao meio-dia seria a de atribuir, à situação, o que foi discutido por Marques Filho (2000), no que se refere à incorporação da CR, e por Mahrt (1991), no que se refere à intrusão, de cima para baixo, de ar mais quente e mais seco a partir da região de entranhamanto.

Para explicar a situação, também foi efetuado o teste de influência de fatores da mesoescala, proposto por Mahrt et al. (1998) e que consiste em calcular a seguinte razão:  $CR = [u] \setminus U$ , onde  $CR$  significa *Constancy Ratio* (razão de constância);  $[u]$  é a velocidade do vento, calculada a partir das médias das componentes  $u$  e  $v$ , e  $U$  é a média dos módulos de velocidades instantâneas de vento.

Esta razão estima a constância da direção do vento, sendo que, quando o seu valor está próximo de 1, igual a 0,98 ou mais, a turbulência é forte e contínua, significando ausência de movimentos de mesoescala intensos. Ou seja, a turbulência normal não leva a grandes mudanças na direção do vento (MAHRT, 1998). Por outro lado, se os valores de  $CR$  forem menores que 0,98 provavelmente movimentos de mesoescala exercerão influência sobre a estrutura da camada limite.

Conforme apresentado na Figura 4.3. É evidente que a partir das 12:00 HL ocorre uma queda no valor de  $CR$  (de 0,94 às 11:30 HL para 0,90 às 12:30 HL), permanecendo neste patamar até às 13:00 HL, e voltando a subir às 13:30 HL, e diminuir às 14:00 HL. Isto sugere que algum fenômeno de mesoescala, às 12:00 HL, influenciou os fluxos de energia, reduzindo-os.

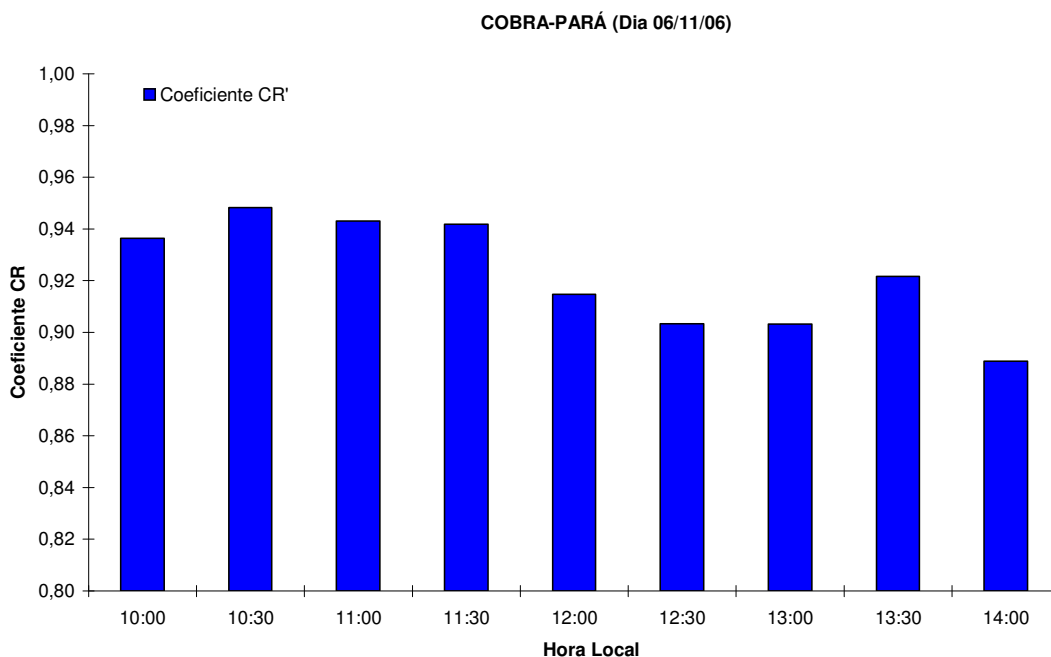


Figura 4.3. Variação do coeficiente  $CR$ , proposto por Mahrt, para os períodos em que ocorrem máximos e mínimos relativos no valor de  $\beta$  num dia típico (dia 06\11), durante o experimento COBRA-PARÁ.

Garstang e Fitzjarrald (1999) afirmam que, sobre a floresta Amazônica, a rugosidade superficial do dossel e a participação ativa das folhas agem como um dos mais eficientes condutores de vapor d'água na CM. E por isso, a variação diurna de  $\beta$  na Amazônia é de cerca de 0,25. Os autores ainda afirmam que, apesar de o fluxo de calor latente dominar o fluxo de calor sensível, o valor relativamente grande do fluxo de calor sensível e seu forte caráter diurno, indicam que este regime é claramente continental. Além do mais, em períodos secos, aproximadamente 75% da energia radiativa absorvida é utilizada para a evapotranspiração e o restante (25%) é utilizada para o aquecimento do ar na CLA (MOLION, 1987).

Sá, Viswanadham e Manzi (1988), ao fazerem um estudo para uma reserva florestal na região de Manaus, observaram que valores negativos de  $\beta$  são comuns pela manhã (antes das 08:00 HL), à tarde (depois das 16:00 HL) e à noite (quando o fluxo de calor sensível é negativo). E concluíram que isso não contribui diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera acima da Floresta Amazônica, mas pode aumentar sua umidade. Por isso, nessas condições, a atmosfera é suscetível a ser mais fria e bastante úmida.

Jarvis, James e Landsberg (1975) afirmaram que é importante estabelecer um intervalo de valores esperados de  $\beta$  para caracterizar a microclimatologia de uma floresta. Também admitiram que, independentemente das espécies que compõem a vegetação florestal, o valor médio de  $\beta$ , entre 08:00 e 16:00 HL, varia de 0,1 a 1,5 para condições de copa seca, e de -0,7 a 0,4 quando a copa está úmida, sendo que esses valores foram baseados em médias horárias.

Considerando que o período estudado é o seco, e que a variação observada de  $\beta$ , entre 08:00 e 16:00 HL, foi de 0,2 a 0,7, pode-se concluir que os resultados apresentados na Figura 4.1 confirmam as conclusões de Jarvis, James e Landsberg (1975). Sá, Viswanadham e Manzi (1988) também encontraram intervalos da variação de  $\beta$  dentro dos limites mostrados por esses autores, os quais variaram entre 0,05 e 0,85, para o período de 07:00 a 16:00 HL.

De um modo geral, os valores máximos médios de  $\beta$  não ultrapassaram 1, embora muitos valores noturnos tenham sido menores que -1, sendo que esses valores mínimos foram inferiores aos apontados por Jarvis, James e Landsberg (1975) para condições de copa úmida, o que pode indicar um alto grau de umidade da copa da floresta de Caxiuanã durante a noite. Ressalta-se que neste período do

dia, em que predominam condições de estabilidade, os fluxos têm intensidades consideravelmente menores, com os valores de LE muitas vezes próximos de zero, o que torna as estimativas de  $\beta$  menos precisas.

Comparando-se as Figuras 4.1 e 4.2, se observa que os valores de máximo e mínimo de  $\beta$  ocorreram próximo dos horários de máximo e mínimo valor de H, às 13:00 HL ( $190,1 \text{ W.m}^{-2}$ ) e 01:00 HL ( $-34,5 \text{ W.m}^{-2}$ ), respectivamente, o que mostra que  $\beta$  possui uma variação diretamente proporcional com o aquecimento da superfície (aumento de H). Porém, o fato de o valor máximo médio de  $\beta$  não coincidir com o valor máximo médio de H é, possivelmente, devido ao aumento de LE ter ocorrido às 13:00 HL ( $329,3 \text{ W.m}^{-2}$ ). E isso, talvez, fez com que o valor máximo médio da  $\beta$  sofresse uma diminuição, passando a ser máximo no horário seguinte (às 14:00 HL) quando o valor médio de LE diminuiu ( $273,7 \text{ W.m}^{-2}$ ).

Um estudo realizado por Fisch et al. (2004), durante o período diurno (usando médias horárias entre 06:00 e 18:00 HL) para uma área de floresta na Amazônia durante a época seca, mostra que o máximo de H ( $\cong 80 \text{ W.m}^{-2}$ ) foi atingido às 12:00 HL, aproximadamente, horário próximo do encontrado aqui.

Durante todo o período analisado a média de LE foi maior que a média de H, ao longo do dia, e isso pode ser explicado pelas altas taxas de evapotranspiração que ocorrem sobre a floresta (SÁ; VISWANADHAM; MANZI, 1988). Ou seja, a maior parte da energia disponível sobre uma floresta é usada para a evapotranspiração, e tem a função importante de contribuir para o aquecimento da troposfera via condensação do ar úmido (MOLION, 1987).

No horário das 12:00 HL ocorreu uma diminuição nos valores médios desses dois fluxos. A diminuição de H foi, possivelmente, ocasionada pela presença de nebulosidade total. Nesse horário, durante três dias do experimento (dias 07, 09 e 11), H apresentou baixos valores ( $66,2$ ;  $26,4$  e  $8,5 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente), sendo que o dia que apresentou menor valor foi um dia chuvoso, em que a precipitação acumulada até esse horário (12:00 HL) foi de  $74,2 \text{ mm}$ . Em outras palavras, a presença de nebulosidade impediu que ocorresse uma penetração direta dos raios solares que incidem sobre a floresta (reduzindo o saldo de radiação ( $R_{\text{net}}$ ) (ver Figura 4.4)), e isso ocasionou uma diminuição de H. Caso fossem desconsiderados os valores desse três dias, a média de H para o horário das 12:00 HL seria de  $172,8 \text{ W.m}^{-2}$ , o que mostraria uma variação, desse fluxo, mais próxima de outras



encontradas para a Floresta Amazônica, exemplo: Fisch et al. (2004); Sá, Viswanadham e Manzi (1988); Von Randow et al. (2002).

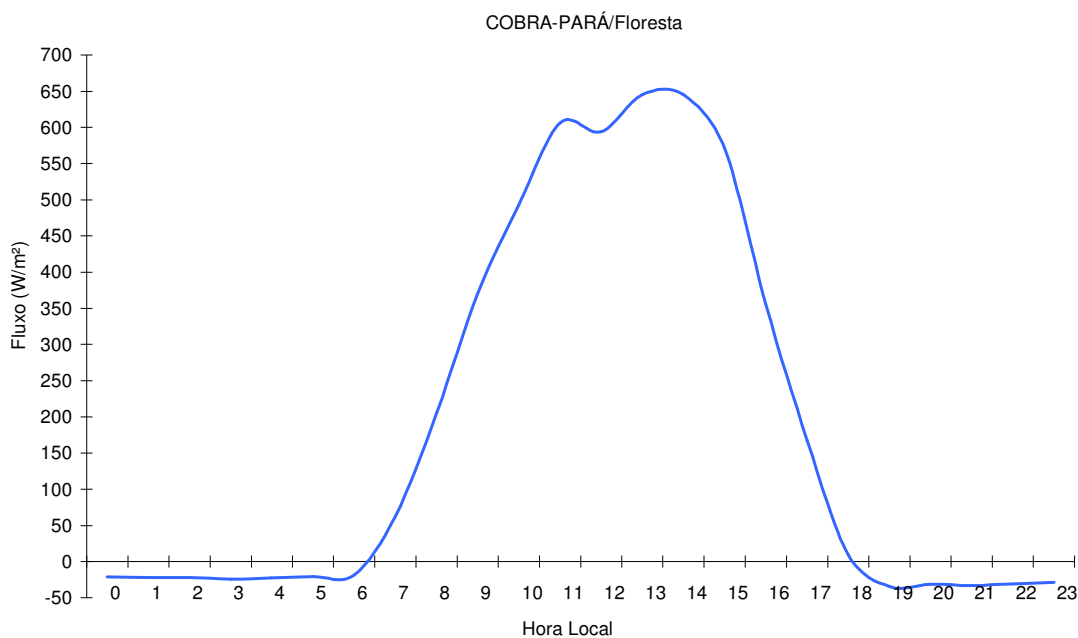


Figura 4.4. Variação média horária de  $R_{net}$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Molion (1987) fazendo um estudo sobre o balanço de energia, acima da floresta Amazônica, para a Reserva Ducke, localizada na cidade de Manaus, observou que durante o dia  $R_{net}$  apresentou picos antes do meio-dia, uma queda ao meio-dia e depois quedas leves durante a tarde, possivelmente, em resposta ao aumento da nebulosidade. Enquanto que Queiroz (2008) fazendo um estudo para a reserva biológica do Jarú, durante a época seca, encontrou uma evolução diurna de  $R_{net}$  sem quedas durante o período, contrariamente ao encontrado neste estudo e por Molion (1987). Isso, possivelmente, se deu pelo fato de as condições sinóticas durante o período analisado pela autora serem típicas da estação seca, apresentando temperaturas altas, com pouca nebulosidade e nenhuma precipitação. Porém, o máximo valor de  $R_{net}$  encontrado por ela foi de  $559,2 \text{ W.m}^{-2}$ , às 13:00 HL, e mínimo de  $-46,4 \text{ W.m}^{-2}$ , às 19:00 HL, sendo que esses resultados são semelhantes aos encontrados aqui. Pois, durante o COBRA-PARÁ os valores de máximo e mínimo de  $R_{net}$  também ocorreram às 13:00 HL ( $645,4 \text{ W.m}^{-2}$ ) e às 19:00 HL ( $-34,7 \text{ W.m}^{-2}$ ), respectivamente.

#### 4.1.2 Parâmetro de estabilidade

Para efeitos de entendimento do parâmetro  $-h/L$ , foi elaborado um gráfico relacionando a variação média horária do comprimento de Obukhov (L) e a variação média horária da altura da CLA (h) no intervalo de 3 em 3 horas, conforme apresentado na Figura 4.5. Observa-se a existência de um padrão interessante de crescimento de h, o qual, no período entre 09:00 e 12:00 HL, salta de um valor de, aproximadamente, 390m para outro de cerca de 900m. Devido à indisponibilidade de dados de radiossondagens entre 09:00 e 12:00 HL, fica difícil de estabelecer se o crescimento de h foi contínuo, ou apresentou algum “salto” significativo. Contudo, Marques Filho (2000), analisando dados do Pantanal Matogrossense, sugeriu que há uma variação brusca de h no final da manhã provocada pela incorporação da CR à CM em expansão vertical. Se isto efetivamente ocorreu em Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ, poderia ser uma das explicações para a ocorrência de um mínimo relativo no valor de  $\beta$  próximo das 12:00 HL.

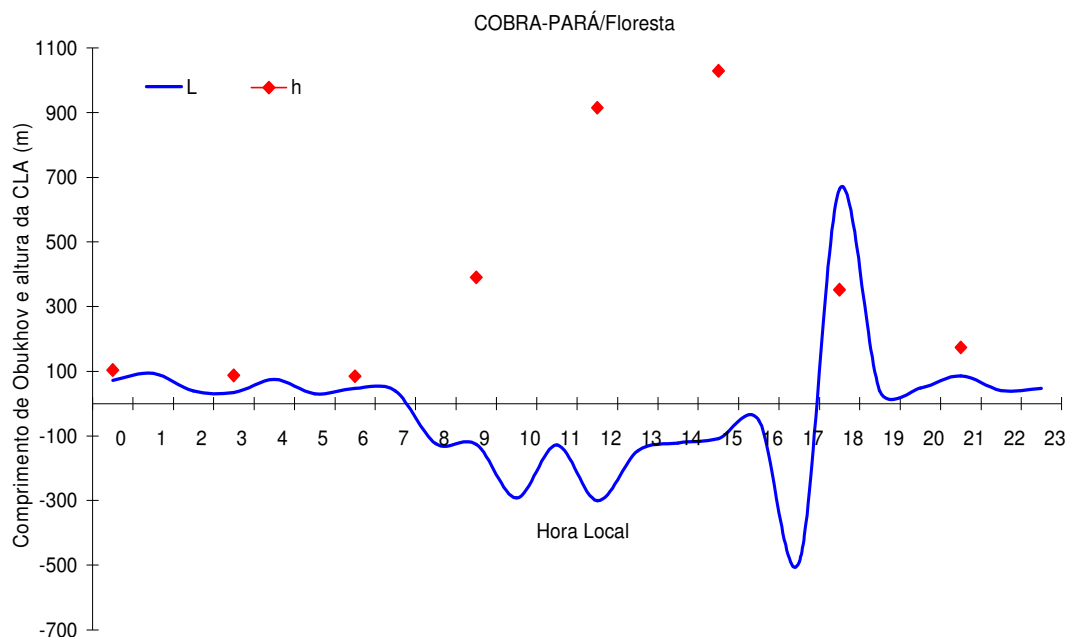


Figura 4.5. Variação média horária de L e variação média de 3 em 3 horas de h, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Outro aspecto interessante que resulta da observação da Figura 4.5 refere-se à evolução do valor de L ao longo do dia. Observa-se que este parâmetro muda de sinal próximo das 07:00 HL e das 17:00 HL. Este comportamento já era

esperado, e o período entre, aproximadamente, 07:00 e 17:00 HL corresponde àquele de predominância das condições de instabilidade próximo da superfície em contraste com a predominância das condições estáveis depois das 17:00 HL até a manhã seguinte, antes das 07:00 HL. Contudo, a assimetria entre a evolução do valor de  $L$  no início da manhã e no final da tarde merece uma atenção especial. Contrariamente ao que ocorre próximo das 07:00 HL, quando o valor de  $L$  muda de sinal sem experimentar máximo ou mínimo relativo, antes ou depois do evento, entre as 16:00 e 18:00 HL,  $L$  apresenta um mínimo (de -489 m) logo após as 16:00 HL e um máximo (de 662 m) pouco antes das 18:00 HL, sugerindo a predominância das trocas turbulentas mecânicas em detrimento das térmicas no referido intervalo de tempo.

Efetivamente, pelo fato de  $|L|$  ser proporcional à altura, acima da superfície, até a qual a produção de turbulência pelos fatores mecânicos domina sobre a gerada por fatores térmicos, é de se esperar que esse parâmetro apresente menores valores quando a forçante térmica for mais intensa e menores valores quando ela for menos intensa. Além do mais, apenas o sinal desse parâmetro relata a estabilidade estática: negativo implica em instabilidade e positivo implica estabilidade (STULL, 1988, p. 182).

Segundo Mahrt et al. (1998), durante a noite o módulo do fluxo de calor sensível diminui com o aumento da estabilidade e o termo de produção térmica da equação do balanço da ECT muda de caráter, não mais agindo para intensificar a turbulência, e sim para amortecê-la. Ou seja, o fluxo de calor mudou de sinal, tornando-se negativo. Então, o termo de flutuabilidade da equação do balanço de ECT passa a destruir turbulência, agindo para atenuar as flutuações de velocidade.

Os máximos valores negativo e positivo de  $L$  ocorreram às 17:00 e 18:00 HL (correspondendo a 489 e 662 m, respectivamente), isso indica o nível acima da superfície até onde o efeito do vento é importante na produção da turbulência.

Oliveira e Fisch (2000) encontraram que a mudança de estabilidade estável da atmosfera ( $L > 0$ ) para as condições instáveis ( $L < 0$ ), sobre uma área de floresta no estado de Rondônia, durante a época seca, acontece em torno das 8:00 HL, apresentando turbulência até o seu máximo (em torno de 15:00 HL), e que após às 15:00 HL ocorre uma repentina mudança para condição estável, permanecendo durante o período noturno (Figura 4.6). Os resultados aqui apresentados são

basicamente semelhantes aos desses autores, embora em Caxiuanã o período em que a atmosfera é instável é superior àquele observado em Rondônia.

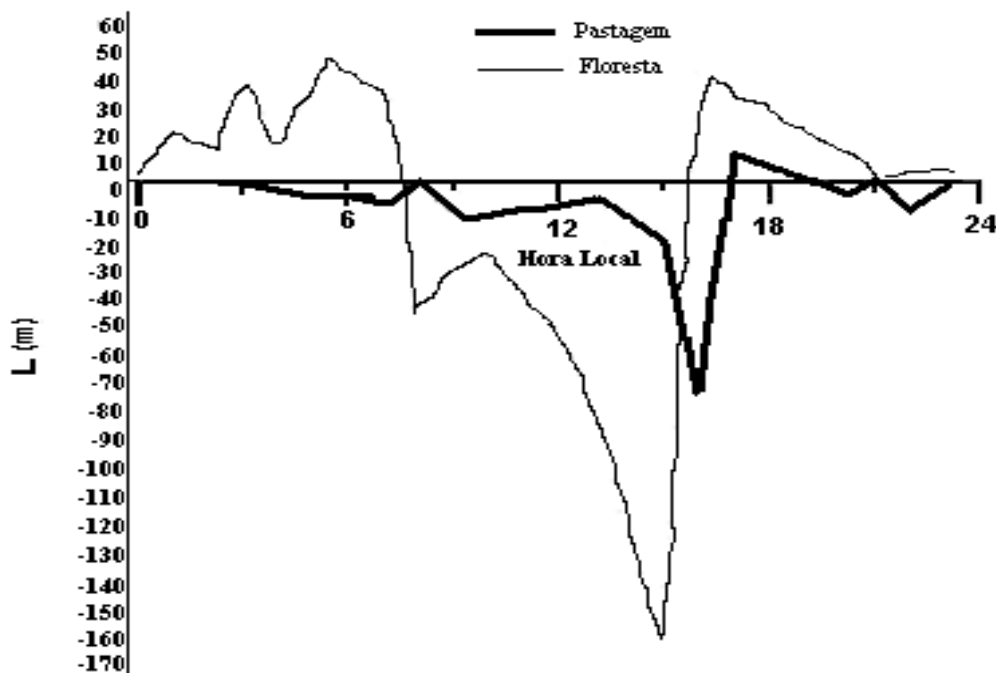


Figura 4.6. Ciclo médio de L em área de floresta e pastagem, no Estado de Rondônia. Fonte: Oliveira e Fisch (2000).

Pela Figura 4.7 se pode notar que quando a atmosfera passa de uma condição estável para outra instável (em torno da 08:00 HL) a umidade específica do ar aumenta, atingindo um pico diário às 09:00 HL, em seguida ela diminui e atinge mínimos entre 13:00 e 14:00 HL, quando o aquecimento à superfície é máximo e a atmosfera se encontra bastante instável. Quando a atmosfera faz o processo inverso na mudança de estabilidade (de instável para estável), a umidade específica aumenta novamente, atingindo um segundo máximo (às 19:00 HL) e volta a diminuir, variando em torno de 16 g/kg durante a noite e madrugada. Através dessa variação média diária pode-se dizer que, quando a atmosfera muda sua condição de estabilidade a umidade específica do ar apresenta um aumento pronunciado e em seguida diminui. As causas disso, contudo, podem ser distintas. Pela Figura 4.7 se percebe que o aumento da umidade no final da tarde coincide com períodos de predominância dos jatos mecânicos na geração de turbulência, contrariamente ao observado no início da manhã. É possível que o aumento da umidade neste período esteja associado predominantemente a fatores, tais como, maior condutância estomática (ROBERTS; CABRAL; AGUIAR, 1990).

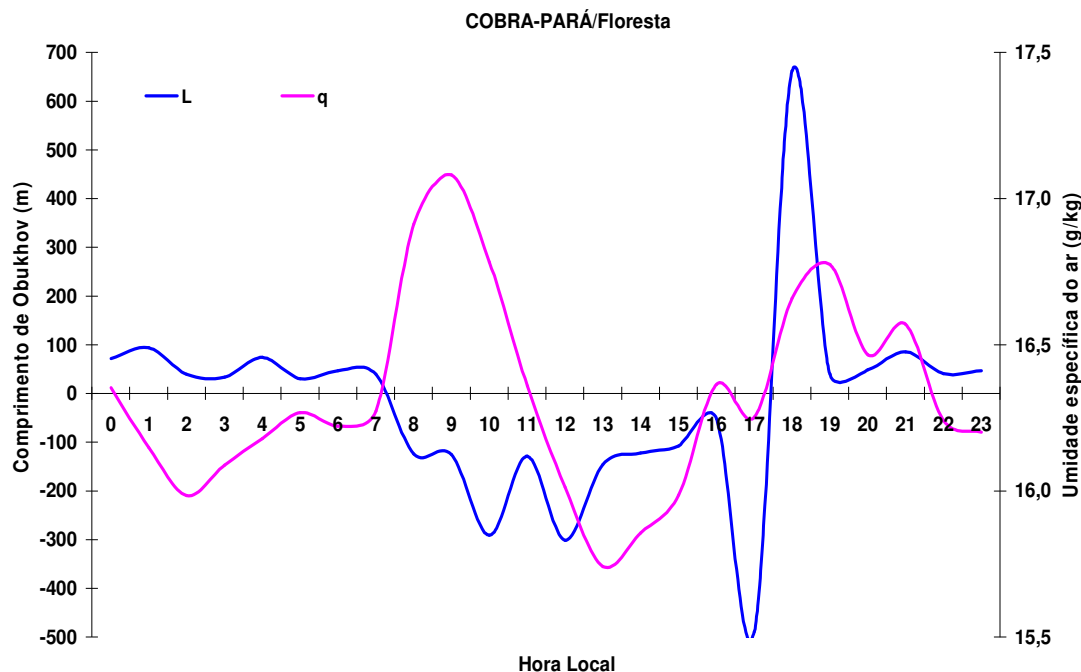


Figura 4.7. Variação média horária da umidade específica do ar e de L, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Em termos da variação média da altura da CLA (Figura 4.5), a mesma varia de acordo com a intensidade da forçante térmica, pois em horários de maior aquecimento “h” é maior. No caso estudado, esse máximo médio ocorreu em torno das 15:00 HL (1029,6 m). Esse valor máximo foi um pouco menor que o encontrado por Lyra (1995) para a região de Ji-Paraná (RO), que foi de 1307 m, e um pouco maior que a altura encontrada por Fisch et al. (2004), de 950 m (para a reserva florestal de Rebio Jarú, em Rondônia), ambos durante a estação seca. Por outro lado, Leite e Lyra (2006) encontraram uma altura máxima de 858 m, durante a época de transição da estação seca para a chuvosa, na reserva florestal de Rebio Jaru (RO). Todos esses máximos também foram encontrados no horário das 14:00 HL.

Quanto ao valor mínimo, esse foi encontrado às 06:00 HL (84,8 m), caracterizando, ainda, a presença da CLN. Pois, essa camada começa a se desenvolver no início da noite atingindo valores da ordem de 200 m, a partir das 20:00 HL, se prolongando até a metade da manhã (LYRA et al. 1994).

No geral, se observa que as variações de “h” e “L” foram inversamente proporcionais, ou seja, quanto maior os valores de h, menores foram os valores de L. No entanto, os valores de L durante os horários de 09:00, 12:00 e 17:00 HL foram maiores (em módulo) que durante os demais horários.

### 4.1.3 Regimes de umidade

Com base na explicação dos termos acima, pode-se fazer uma análise mais geral dos ERUs, levando-se em consideração a variação conjunta desses parâmetros.

A Figura 4.8 mostra a distribuição dos ERUs no “espaço de fase” proposto por Mahrt (1991), para os dias analisados do experimento COBRA-PARÁ, para todos os horários disponíveis: (a) para condições instáveis; (b) para condições estáveis.

Pode ser verificado que, às 09:00 HL, a maioria dos dias se concentra na região III do espaço de fase, a qual é caracterizada como sendo uma região representativa de ventos úmidos, em que a evaporação superficial é promovida pelo cisalhamento gerado por turbulência, e em que a umidade específica apresenta alguns de seus maiores valores. No caso mostrado aqui, tanto  $\beta$  como  $-h/L$  são pequenos nesse horário. O mesmo acontece no horário das 12:00 HL, em que a maioria dos dados também se concentram na região III, não se mostrando muito diferentes quanto à variação de  $\beta$ , embora os valores médios da umidade específica já sejam menores. Porém, em média, os valores de  $-h/L$  foram maiores do que aqueles das 09:00 HL, tanto devido ao crescimento de  $h$ , quanto devido à diminuição de  $|L|$  em função do aumento da instabilidade atmosférica. Além disso, há uma tendência dos ERUs das 09:00 HL situarem-se no intervalo de valores de  $-h/L$  entre 0 e 5, ao passo que os ERUs das 12:00 HL associam-se preferentemente a maiores valores de  $-h/L$  (entre 5 e 10), pois neste horário a CLA já se estabilizou bastante com o aumento da altura da CM e dos maiores vórtices turbulentos.

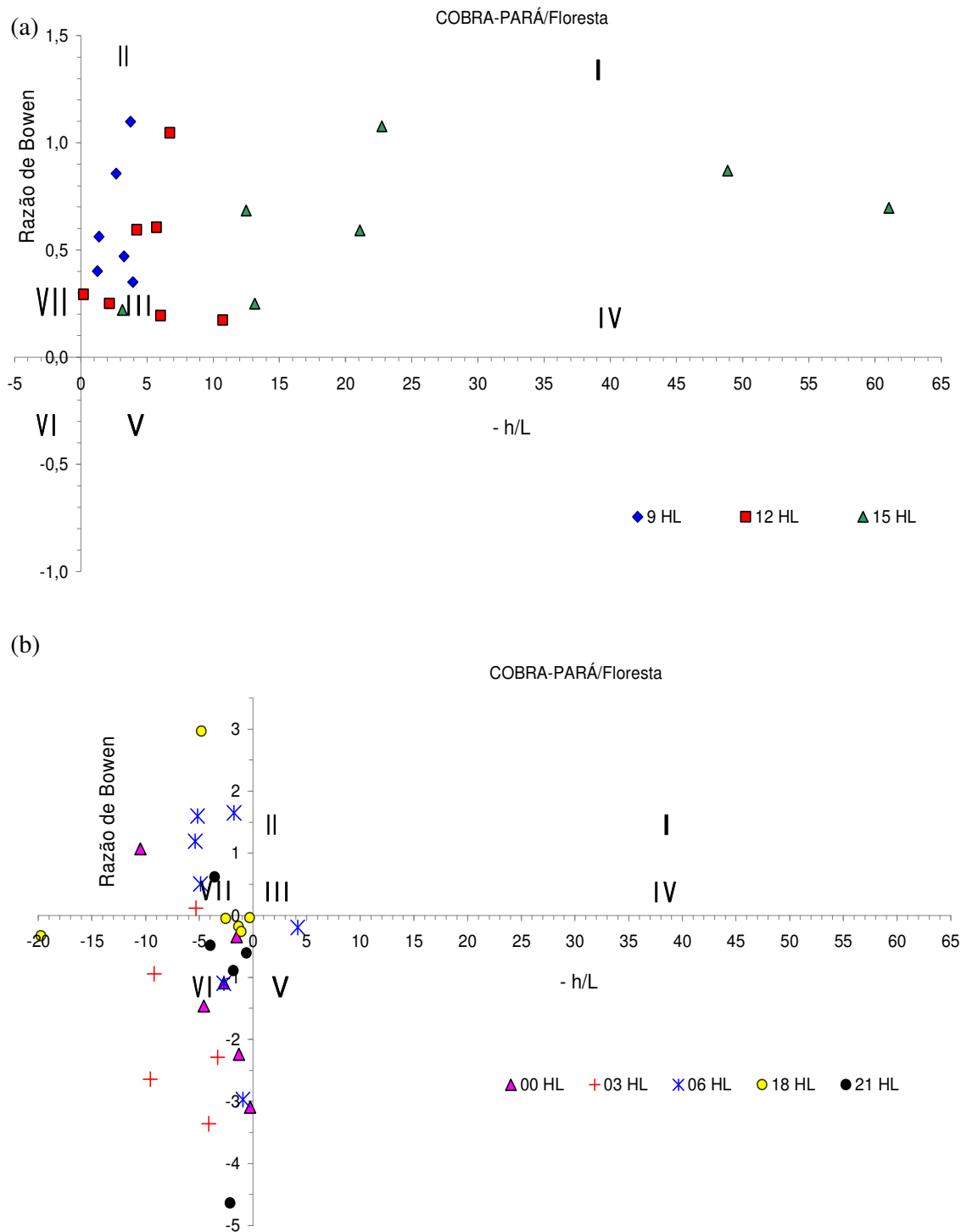


Figura 4.8. “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ em horários em que predominam condições: (a) instáveis e (b) estáveis.

Segundo Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 207) quando se inicia o aquecimento, durante as primeiras horas da manhã, ocorre o desaparecimento da

forte inversão noturna, e a rasa CM, muitas vezes menor que 200 m acima do dossel da floresta, começa a crescer em resposta ao potencial aumento de calor sensível e latente dentro dela. Uma consequência dessa evolução da CLA é representada por importantes acréscimos de  $\theta_e$  no início da manhã, principalmente no período em que há um mínimo na cobertura de nuvens locais (MACHADO; LAURENT; LIMA, 2002), o que corresponde também à ocasião em que máximo de radiação solar atinge a superfície.

Já no período da tarde (15:00 HL) alguns ERUs se enquadraram na região III. No entanto, esse horário é mais frequentemente representativo da região IV, na qual os valores de  $-h/L$  passam a ser muito maiores que do horário anterior. Essa região caracteriza a presença de ventos fracos e forte evaporação superficial, em que a geração de turbulência é grande comparada com a fraca geração de cisalhamento do vento.

Nos horários entre 18:00 e 03:00 HL, na Figura 4.8 (b), predominam condições de estabilidade, sendo que os dados disponíveis para tais condições (em sua maioria) se concentraram na região VI do espaço de fase, a qual representa a ocorrência de fluxo de umidade ascendente e fluxo de calor descendente, e em que a evaporação superficial excede o saldo de radiação que entra na camada. Ao longo desse período, o valor médio de  $\beta$  (média dos dias representados no espaço de fase) diminuiu, sendo de 0,3; -1, -1,2 e -1,8 (às 18:00, 21:00, 00:00 e 03:00 HL, respectivamente), mostrando que o fluxo de calor sensível diminui ao longo da noite.

Para o período noturno, ressalta-se que convém observar com atenção os resultados do período próximo das 18:00 HL, em que  $|L|$  atinge um dos seus maiores valores; em que  $\beta$  diminui para 0,3; em que  $LE > R_{net}$  e em que, freqüentemente, ocorrem os maiores valores de CAPE (a ser discutido mais detidamente depois). Machado (2000) analisando dados dos experimentos “Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE)” e “Fluxo de Umidade na Amazônia (FluAmazon)”, realizados na Amazônia, sugere que o fluxo de radiação solar, absorvido pela superfície, é sempre menor do que o fluxo total de energia fornecido à atmosfera durante eventos convectivos, e sempre maior durante eventos não convectivos. Isto significa que a superfície perde mais energia do que recebe durante os eventos convectivos e vice-versa, o que implica que a energia à superfície nunca atinge um verdadeiro equilíbrio.



A energia suprida para convecção depende das propriedades da CLA e da temperatura do ambiente (MACHADO; LAURENT; LIMA, 2002). Um dos parâmetros mais comuns para analisar a energia disponível na CLA para gerar convecção é a CAPE. A CAPE é útil para estimar o montante de flutuabilidade atmosférica para gerar *updrafts* e será discutida num item posterior deste capítulo.

O LE se mantém positivo, associado à turbulência mecânica, capaz de transportar vapor d'água, sempre disponível na floresta amazônica, para ser retirado da copa e injetado na atmosfera, o que tem notórias conseqüências para o balanço de energia, evitando que a floresta perca muita energia via emissão de radiação de onda longa e mantendo a amplitude térmica da região, baixa. Já às 06:00 HL a predominância dos dados foi na região VII, a qual corresponde à ocorrência de fluxos de calor e umidade descendentes, e é característica da presença de orvalho gerado por resfriamento radiativo noturno da superfície, o que é efetivamente observado na maioria das madrugadas em Caxiuanã.

Quando os dados se localizam na região III, espera-se que as condições de tempo nesse horário (9:00 HL) sejam as de ventos úmidos, nas quais a evaporação da superfície é predominantemente devida ao cisalhamento do vento, o qual gera turbulência mecânica acompanhada de baixo H à superfície. Em outras palavras, pode-se dizer que durante a manhã o H é baixo e o LE é relativamente alto (o que resulta em valores muito baixos de  $\beta$  no período) com maior aproveitamento da energia disponível pelo calor latente, ocasionando um fraco aquecimento da superfície, que por sua vez, gera condições de estabilidade próximas da neutralidade.

Em decorrência dessas condições de estabilidade e forte LE, a umidade específica do ar, acima da floresta de Caxiuanã, apresenta valores significativos durante esse período, enquanto que os valores da temperatura do ar já não são muito significativos (Figura 4.9). Ou seja, valor de temperatura média não muito alto, mas a umidade específica média já é bastante alta. Em termos da geração de ECT, nesse horário as forçantes mecânicas dominam sobre as forçantes térmicas (baixos valores de  $-h/L$ ), pois o cisalhamento do vento prevalece sobre o aquecimento da superfície, e isso faz com que a altura da CM seja pouco desenvolvida (na média, ficou em torno de 391 m nesse horário).

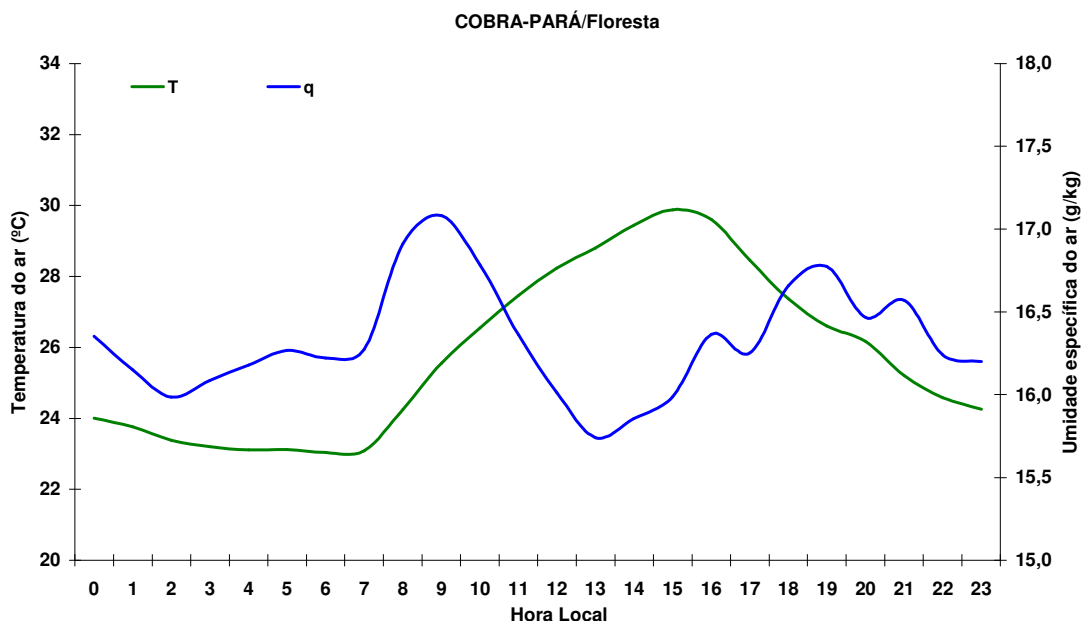


Figura 4.9. Variação média horária da temperatura do ar (T) e da umidade específica do ar (q), na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Pode-se dizer ainda, que a partir desse período a CM, sob a ação da convecção térmica, passa a crescer rapidamente e, em consequência disso, o ar é entranhado através da fronteira entre as regiões dessa mistura “ativa” (cuja ação se dá no sentido de baixo para cima “bottom-up”) e aquela da cobertura de ar “passiva” (cuja ação se dá no sentido de cima para baixo “top-down”), sendo que esse rápido crescimento continua até o meio-dia, aproximadamente (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999, p. 207).

O horário das 12:00 HL, também é característico da região III, porém nesse horário o aquecimento da superfície cresce, pois as forçantes térmicas ainda estão aumentando e a ECT já não é mais gerada, principalmente, pelo cisalhamento do vento. Isso causa um aumento da temperatura média do ar (28,2 °C). Conseqüentemente, esse maior aquecimento, provoca um aumento no desenvolvimento da CM, a qual tem uma altura média de 915 m, próximo ao meio-dia.

Por outro lado, com relação à umidade específica média (16 g/kg), ressalte-se que ela sofreu uma pequena diminuição nesse horário. Essa pequena diminuição da umidade específica pode ser atribuída a muitos fatores, não se descartando aqueles característicos da fisiologia vegetal (controle da abertura dos estômatos

pela vegetação), além dos aerodinâmicos, associados à turbulência na CLA e à disponibilidade de água para evapotranspiração.

Efetivamente, Roberts, Cabral e Aguiar (1990); Roberts et al. (1993) ao analisarem características da evapotranspiração da floresta amazônica a partir de medidas realizadas na Reserva Ducke, próximo de Manaus, AM, durante o experimento “Amazonian Research Micrometeorological Experiment (ARME)”, salientaram que gradientes de radiação, temperatura, déficit de umidade e velocidade do vento são grandezas que têm uma ação decisiva nos dois fatores associados à vegetação que podem influenciar nas perdas por transpiração: a condutância estomática ( $g_s$ ) e a condutância da camada-limite ( $g_a$ ). Eles também concluíram que quando as medidas de  $g_s$  foram efetuadas, bem no início da manhã, elas mostraram uma variação acentuada desta grandeza até o período entre 9:00 e 10:00 HL, a partir do qual apresenta um leve declínio que vai se prolongar pelo restante do dia. As árvores, cujos dosséis se encontravam na parte superior da copa florestal, foram as que apresentaram os maiores valores de  $g_s$  e também que apresentaram as maiores quedas no valor desta variável, depois de atingido seu valor máximo matinal. Por outro lado, a vegetação nos níveis mais baixos, próximos da superfície, mostraram valores menores de  $g_s$ , os quais variaram menos ao longo do dia, contrariamente ao verificado nos níveis mais altos. As variações diurnas dessa variável sofreram modificações determinadas pelos padrões do tempo verificadas acima da floresta. Por exemplo, quando o saldo de radiação se apresentou bastante elevado, com rápido aumento da temperatura e do déficit de umidade específica, houve queda acentuada nos valores de  $g_s$ , isso poderia explicar a acentuada queda dos valores da evapotranspiração próximo do meio-dia, apresentados na Figura 4.2. Porém, quando a radiação solar incidente esteve abaixo do patamar entre 600 e 700 W m<sup>-2</sup>, houve uma correlação positiva entre esta última variável e  $g_s$ .

Souza Filho et al. (2005) fazendo um estudo sobre alguns mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração, para a floresta de Caxiuanã, observaram que a transpiração para o período chuvoso (2,9 mm.dia<sup>-1</sup>) foi menor que a encontrada para o período menos chuvoso (4,3 mm.dia<sup>-1</sup>). Isso ocorreu por que o processo de transpiração é facilitado em função do aumento da condutância aerodinâmica ( $C_a$ ). Dessa forma, os maiores valores da velocidade do vento encontrados para a estação menos chuvosa contribuíram para um maior valor da

transpiração nesse período. Através da condutância da superfície ( $C_s$ ) eles observaram um aumento acentuado dessa variável nas primeiras horas da manhã, atingindo valores máximos entre 08:00 e 09:00 HL, e a partir desse horário, os valores de  $C_s$  decresceram até o final da tarde, indicando o fechamento estomático. Pode-se perceber que essa variação de  $C_s$  é semelhante à variação da umidade específica mostrada na Figura 4.9, ou seja, mudanças nos valores da umidade específica também dependem do controle estomático exercido pela floresta.

Esses mesmos autores também trabalharam com um fator de desacoplamento ( $W$ ) proposto por Jarvis e McNaughton (1986), que permite distinguir o grau de controle sobre o processo de evapotranspiração quando a mesma é mais sensível ao saldo de radiação (o dossel está desacoplado das condições atmosféricas) e, quando a vegetação está exercendo um controle efetivo sobre a evapotranspiração. Valores de  $W$  mais próximos de 1 indicam que a transpiração é mais dependente do saldo de radiação, enquanto que valores de  $W$  mais próximos de zero indicam que a transpiração tem um maior controle exercido pelas condições atmosféricas reinantes associadas ao controle fisiológico. Através desse fator eles concluíram que, pela parte da manhã, o período chuvoso guarda uma maior dependência do saldo de radiação no processo de transferência de vapor d'água para a atmosfera, o que pode ser explicado em razão da menor disponibilidade de energia verificada no período chuvoso (devido a maior nebulosidade observada). Por outro lado, durante a tarde, os valores de  $W$  tendem a zero para os dois períodos (mas com os valores de  $W$ , para o período menos chuvoso, ligeiramente maiores que o período chuvoso), indicando que o controle estomático exerce uma maior influência sobre o processo de transpiração.

Estes resultados indicam a importância de se considerarem fatores associados à fisiologia vegetal quando são feitas tentativas de explicar as causas determinantes das variações do perfil de umidade específica, do LE e dos valores de  $\beta$ , acima da copa da floresta amazônica. Logo, ao se analisarem resultados como o das Figuras 4.1, 4.2, 4.7 e 4.8, fatores relacionados ao controle da transpiração pela vegetação devem ser levados em conta na explicação dos mesmos.

Conforme a classificação de Mahrt (1991), quando os ERUs se localizam na região IV, significa que existem pequenos valores de  $\beta$  e grandes valores de  $-h/L$ , onde a geração da turbulência pelo termo de flutuabilidade é grande comparada à geração pelo termo de cisalhamento vertical do vento, em virtude de este último ser

muito pequeno. Essas características, em parte, são semelhantes às observadas durante o experimento COBRA-PARÁ, pois com relação ao parâmetro  $-h/L$ , realmente nesse regime são observados os seus maiores valores. No entanto, com relação a  $\beta$ , apenas dois dados apresentaram valores entre 0 e 0,5, enquanto que os demais eventos apresentaram valores acima de 0,5, não sendo muito diferentes dos horários anteriores, mas, em média, um pouco maiores. Prova disso são os valores médios de  $\beta$  para 09:00, 12:00 e 15:00 HL que foram de 0,6, 0,5 e 0,6, respectivamente.

Esse regime caracteriza o período de maior desenvolvimento da altura da CM (que foi de 1072 m, em média), consequência do maior aquecimento da superfície e da baixa atmosfera, apresentando forte convecção e condições de grande instabilidade, as quais são ideais para formação de nuvens precipitantes. Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 286) afirmam que, sobre a Floresta Amazônica, uma CM rasa é incapaz de gerar e suportar uma nova convecção para se formarem nuvens precipitantes. Isso concorda com o fato de que para se ter formações de chuvas fortes, são necessárias, em geral, condições de tempo instáveis. Além do mais, durante a tarde o crescimento da CM fica lento, se estabilizando até atingir uma profundidade máxima depois das 16:00 HL (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 207).

Nesse horário a temperatura média se elevou para 29,8 °C, e a umidade específica média teve uma leve diminuição (15,9 g/kg), sendo que essa diminuição da umidade concorda com a idéia de que o fluxo divergente do vapor d'água na CM resulta em uma queda da umidade específica do período da manhã para o período da tarde (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 284).

Condições de tempo diferenciadas dos horários anteriores são mostradas pelos ERUs contidos na região VI, os quais são representativos dos horários das 18:00, 21:00, 00:00 e 03:00 HL. Pois, a partir do início da noite, das 19:00 HL em diante, a ativa mistura da CM decaí rapidamente com a diminuição do fluxo de calor na superfície (tendendo para zero) e, em seguida, muda de sinal (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 207), permanecendo negativo ao longo da noite.

Essa região é caracterizada pela presença de fluxo de calor descendente e fluxo de umidade ascendente (características do período noturno na floresta Amazônica (SÁ; VISWANADHAM; MANZI, 1988)). Ou seja, durante a noite, a floresta devolve para a atmosfera uma maior quantidade de energia em forma de

calor latente (umidade) e recebe da atmosfera calor sensível para compensar as trocas (BASTABLE et al. 1993).

Por outro lado, à noite, a temperatura do ar à altura da copa da floresta (e aquela da atmosfera acima) é significativamente desacoplada daquela da maior parte da vegetação mais baixa. Sem dúvida, isto é devido à diminuição nas trocas turbulentas com o aumento da estabilidade atmosférica acima do dossel (SHUTTLEWORTH et al. 1985).

Nesse regime a camada deixa de ser CM e passa a ser CLN, apresentando uma característica estável próximo da superfície. Porém, em Caxiuanã, há ocorrência de fortes episódios de rajadas de vento próximo da superfície, entre o fim da tarde e a noite, os quais provocam uma queda de temperatura local e estabilizaram a atmosfera inferior, possivelmente como consequência da ação de movimentos descendentes de ar (*outflows*) provenientes de nuvens convectivas próximas (NOGUEIRA; SÁ; COHEN, 2006). Em consonância com esse raciocínio Machado, Laurent e Lima (2002), ao discutirem a evolução diurna da atividade convectiva na Amazônia, ressaltam que quando a cobertura de nuvens cresce, a partir do final da manhã, a convecção atua como um elemento de retroalimentação (feedback) negativa, amortecendo a convecção, saturando a camada limite e extinguindo o fluxo de vapor d'água.

Enquanto a cobertura de nuvens convectivas for importante, a superfície fica aproximadamente saturada e a baixa atmosfera torna-se fortemente estável. Os *downdrafts* que então ocorrem estabilizam a subcamada de nuvens via resfriamento e secamento da atmosfera. É possível que esta seja uma das razões de não se chegar à saturação acima do dossel nas noites de Caxiuanã.

Eventos de rajada em Caxiuanã no início da noite, documentados por Nogueira Sá e Cohen (2006), ajudam a corroborar as conclusões acima.

Os valores médios da temperatura do ar para os horários de 18:00, 21:00, 00:00 e 03:00 HL foram de 27,4; 25,2; 24 e 23,2 °C, enquanto que a umidade específica do ar, para os mesmos horários, foi de 16,7; 16,6; 16,4 e 16,1 g.kg<sup>-1</sup>, respectivamente. Isso mostra que das 18:00 para as 03:00 HL ocorreu uma diminuição da temperatura do ar (que pode estar relacionada com o que Nogueira, Sá e Cohen (2006) mostraram), assim como da umidade específica. No entanto, a umidade relativa aumentou de 72,7 % (às 18:00 HL) para 89,4% (às 03:00 HL), o

que mostra que a diminuição da umidade específica não foi devida à saturação do ar (umidade relativa de 100%).

Pode-se dizer, também, que nesses períodos ocorre uma diminuição dos fluxos de calor sensível e de calor latente, concomitantes à formação da CLN. A altura da CM às 18:00 HL foi de 278 m, enquanto que a CLN ficou em torno de 99; 104 e 88 m para às 21:00, 00:00 e 03:00 HL, respectivamente. Rocha et al. (2002) encontraram, para essa mesma ordem horária, alturas da CLN de 200, 250 e 270 m, para a reserva florestal da Rebio Jaru, durante a época seca. Ou seja, esses autores encontraram um crescimento da CLN ao longo da noite, diferente do encontrado aqui, em que houve um decréscimo dessa camada. No entanto, Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 207) mostram que à noite, sobre a Floresta Amazônica, devido as fortes perdas radiativas e a formação da inversão noturna, a CM é reduzida a alturas menores que 200 m. O que está mais de acordo com os resultados encontrados aqui. Esta aparente discrepância pode ser explicada por Strong et al. (2005) que salientam a importância da direção do vento, em escala sinótica, na determinação das características da CLA no oeste da Amazônia.

Já o horário das 06:00 HL foi representativo da região VII, em que a variação de  $-h/L$  não se mostrou muito diferente dos horários anteriores. No entanto, com relação à  $\beta$  os valores passaram a ser maiores que zero, já que, tanto H como LE são descendentes. Isso caracteriza a presença de orvalho, pois, nesse horário, o ar acima da superfície (que se encontra mais quente) ao entrar em contato com a mesma (que se encontra mais fria que o ar acima dela, devida a perda de calor por radiação durante a noite) se resfria e condensa.

No geral podemos observar que, para o período em que a CLN se encontra presente, em alguns dias o valor de  $\beta$  e/ou  $-h/L$  apresentaram um padrão diferente do mostrado pela maioria dos “estados” representantes de uma determinada região, sendo que ocorreu, pelo menos, um caso desse tipo para cada horário. Porém, no decorrer da análise da estabilidade termodinâmica da atmosfera deste experimento (item 4.3), talvez, seja possível saber o que aconteceu nesses dias para que os mesmos apresentassem características distintas dos demais dias.

## 4.2 EXPERIMENTO KOORIN

Os dados do experimento KOORIN são utilizados, neste trabalho, com o intuito de observar as diferenças entre o comportamento da atmosfera sobre uma área de floresta e uma savana tropical. Ressalta-se que durante o experimento KOORIN as condições da atmosfera foram de estabilidade absoluta, portanto, sem CAPE.

Efetivamente, Durand, Frangi e Druilhet (1988) relataram que o ciclo médio diurno do balanço de energia, durante o KOORIN, se caracteriza por valores elevados dos fluxos de calor à superfície e valores pequenos do fluxo de calor latente, o que os torna comparáveis aos valores da região de estepe do Sahel, ao sul do Deserto do Saara. Eles ressaltam que houve muita divergência vertical de radiação de onda longa durante essa campanha, efeito que se intensificou nos 30m inferiores da CLS, em que o valor da divergência atingiu  $30 \text{ W.m}^{-2}$ .

Sendo assim, para um melhor detalhamento do comportamento da atmosfera durante a campanha e pela grande confiabilidade dos dados do balanço de energia, faz-se aqui, primeiramente, uma análise desse balanço, assim como, dos dados de temperatura e umidade específica do ar e, em seguida, dos parâmetros  $\beta$  e  $-h/L$  para a análise do comportamento dos ERUs durante a campanha.

### 4.2.1 Balanço de energia e variação da temperatura e umidade específica do ar

A Figura 4.10 mostra a variação média horária das componentes do balanço de energia durante o experimento KOORIN. Nesse período não houve registro de precipitação. Observa-se que, em média, os valores máximos de radiação solar global incidente ( $R_g$ ) ocorreram às 12:00 HL, sendo de  $812 \text{ W.m}^{-2}$ . Nesse mesmo horário, o saldo de radiação ( $R_{\text{net}}$ ) atingiu um máximo de  $534,5 \text{ W.m}^{-2}$ ; o valor máximo do fluxo de calor sensível (H) foi de  $259,8 \text{ W.m}^{-2}$ , às 13:00 HL, e o mínimo é de  $-14,8 \text{ W.m}^{-2}$ , às 18:00 HL. O máximo e mínimo do fluxo de calor latente (LE) foram de  $162,9$  e  $42,1 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente, ocorridos nos mesmos horários de máximo e mínimo de H (às 13:00 e 17:00 HL). Vale lembrar que há medidas de H e LE somente das 8:00 até às 18:00 HL, pois nos demais horários há falhas no banco de dados. A energia armazenada na biomassa ( $G_r$ ) atingiu valores máximo e



mínimo de  $160,8 \text{ W.m}^{-2}$  (às 13:00 HL) e  $-51,3 \text{ W.m}^{-2}$  (às 05:00 HL), respectivamente. Enquanto que a energia armazenada no solo ( $S_0$ ) apresenta um máximo às 12:00HL ( $160,5 \text{ W.m}^{-2}$ ) e mínimo às 20:00 HL ( $-57,3 \text{ W.m}^{-2}$ ).

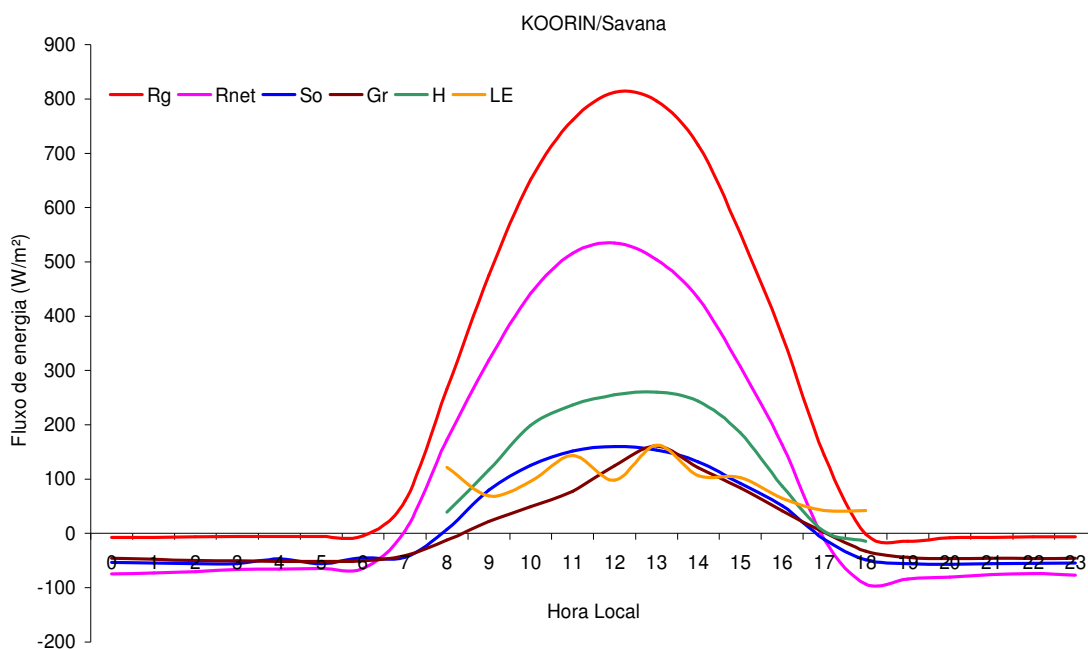


Figura 4.10. Variação média horária das componentes do balanço de energia, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN.

Os valores médios de  $R_g$  são muito maiores, quando comparados aos encontrados para regiões de florestas e pastagens, localizadas na Amazônia. Isso certamente é devido à grande disponibilidade de água na Amazônia e, conseqüentemente, ocorrência de nuvens; maior umidade específica; maior fluxo de evapotranspiração, diferentemente de Daly Waters. Fisch (1995) mostrou que, em média, na Amazônia, a radiação solar global incidente sobre áreas de Floresta ( $827 \text{ W.m}^{-2}$ ) é maior que sobre áreas de pastagem ( $730 \text{ W.m}^{-2}$ ), e explica que isso pode ser devido a uma quantidade maior de aerossóis, presentes sobre a área de pastagem e regiões vizinhas, provenientes de queimadas muito comuns durante o período seco.

Como a área analisada, nesta seção do estudo, é sobre uma região de savana (em que a densidade de árvores é pequena como na pastagem), e sabendo-se que durante a coleta dos dados houve ocorrência de fumaça (o que caracteriza a presença de incêndios), é de se considerar que o valor médio de  $R_g$  poderia ser maior ainda, caso não houvesse a presença de fumaça na região.

Machado et al. (2004) fizeram um estudo da variabilidade diurna e sazonal da convecção na região Amazônica em diferentes sítios (dentre eles uma área de savana), e observaram grandes diferenças entre os sítios durante a estação seca, principalmente, em relação à precipitação e à cobertura de nuvens. Ou seja, os diversos tipos de vegetação alteram as características do balanço de energia à superfície, e conseqüentemente influenciam na cobertura de nuvens. A afirmação pode ser comparada às condições encontradas durante o KOORIN, pois a vegetação da área de estudo é caracterizada por savana, o que proporciona uma baixa densidade na cobertura de nuvens, e isso, conseqüentemente, pode proporcionar condições para que uma maior quantidade de radiação solar atingisse a superfície.

A variável de  $R_{net}$  apresentou valores inferiores a  $R_g$  e superiores as demais componentes, durante o dia. Porém, se mostrou inferior, durante a noite e início da manhã (entre 18:00 e 06:00 HL), a todas as componentes do balanço de energia. Isso é normal, visto que,  $R_{net}$  depende diretamente da disponibilidade de radiação de ondas curtas, ou seja, a presença de raios solares.

Os valores de H foram bastante superiores aos de LE, mostrando que sobre a área de savana, durante o dia, boa parte da energia disponível é utilizada para aquecimento e uma menor parte para evapotranspiração. Mas, é possível notar que antes das 09:00 e depois das 17:00 HL ocorreu um comportamento diferente, sendo LE maior que H. Porém, devido a falha nos dados, é impossível visualizar se entre 17:00 e 09:00, sempre, a maior parte da energia disponível foi utilizada por LE. Contudo, sabe-se que sobre regiões com baixa densidade de vegetação (nos trópicos) e, com a atmosfera não favorável à formação de chuvas, as condições variam fortemente no tempo como uma função do aquecimento diurno e resfriamento noturno da superfície (GARSTANG; FITZJARRALD, 1999, p. 144). Assim, pode-se dizer que durante a noite, em média, LE foi maior que H.

As variações de  $G_r$  e de  $S_o$  apresentaram comportamentos semelhantes, sendo que  $G_r$  apresentou uma contribuição significativa no período de 8:00 às 13:00 HL (chegando ao seu máximo no mesmo horário do valor máximo de LE), em seguida decaiu, se mantendo negativa, porém maior que  $S_o$  durante a noite.

Durand, Frangi e Druilhet (1988), além de trabalharem com dados do experimento KOORIN, fizeram um estudo com dados do experimento "Etude de La Couche Limite Atmosphérique tropicale Séche (ECLATS)", realizado na região de

Sahel (área caracterizada pela predominância de arbustos de 1 a 2 m de altura), e observaram que o fluxo de calor no solo foi um importante termo no balanço de energia à superfície, sendo que esses valores foram muito altos comparados àqueles geralmente encontrados em regiões temperadas, onde este termo pode ser muitas vezes desprezado. Além do mais, o termo residual encontrado foi o LE, o qual é baixo por causa da baixa densidade vegetal e solo seco. Esses resultados são semelhantes aos encontrados para Daly Waters.

Numa comparação de seus resultados com os encontrados durante o experimento KOORIN, esses autores observaram que  $R_{net}$ , H e LE foram maiores durante o KOORIN. Enquanto que, durante a noite,  $R_{net}$  e  $S_o$  foram da mesma ordem de magnitude dos encontrados na África.

Ao meio dia os valores de  $R_g$ ,  $R_{net}$ , H, LE e  $G_r$  encontrados aqui foram de 812; 534,5; 255,2; 98 e 124,6  $W.m^{-2}$ , respectivamente. Enquanto que Durand, Frangi e Druilhet (1988), para essa mesma ordem, encontraram valores de 848; 538; 257; 141 e 144  $W.m^{-2}$ . Ou seja, os valores encontrados por esses autores foram maiores que os encontrados aqui, e essas diferenças podem estar relacionadas ao fato de que, neste trabalho, as médias horárias foram calculadas a partir dos 15 primeiros dias do experimento, enquanto que eles trabalharam com médias horárias dos últimos 15 dias desse experimento.

A Figura 4.11 mostra a variação média horária da temperatura do ar e da umidade específica do ar durante o período do experimento. Observa-se que o ciclo diário da temperatura do ar se mostrou bem definido, com temperaturas máximas médias ocorrendo durante o período da tarde (entre 12:00 e 17:00 HL), chegando a 30,3 °C, e mínimas durante o início da manhã (entre 5:00 e 07:00 HL), com um mínimo médio de 15,2 °C. A amplitude média diária foi de 15,1 °C, enquanto que a temperatura média do período ficou em torno de 23,6 °C. Esses valores mostram que a temperatura do ar sobre a área de savana teve uma variação térmica diária bastante alta, favorecida pelas condições de baixa quantidade de vapor d'água na atmosfera e forte estabilidade termodinâmica. Ou seja, esse comportamento é compatível com a menor taxa de cobertura de nuvens na estação seca, que propicia maior incidência de radiação solar durante o dia e maior perda de energia radiativa da superfície durante a noite (AGUIAR et al. 2006).

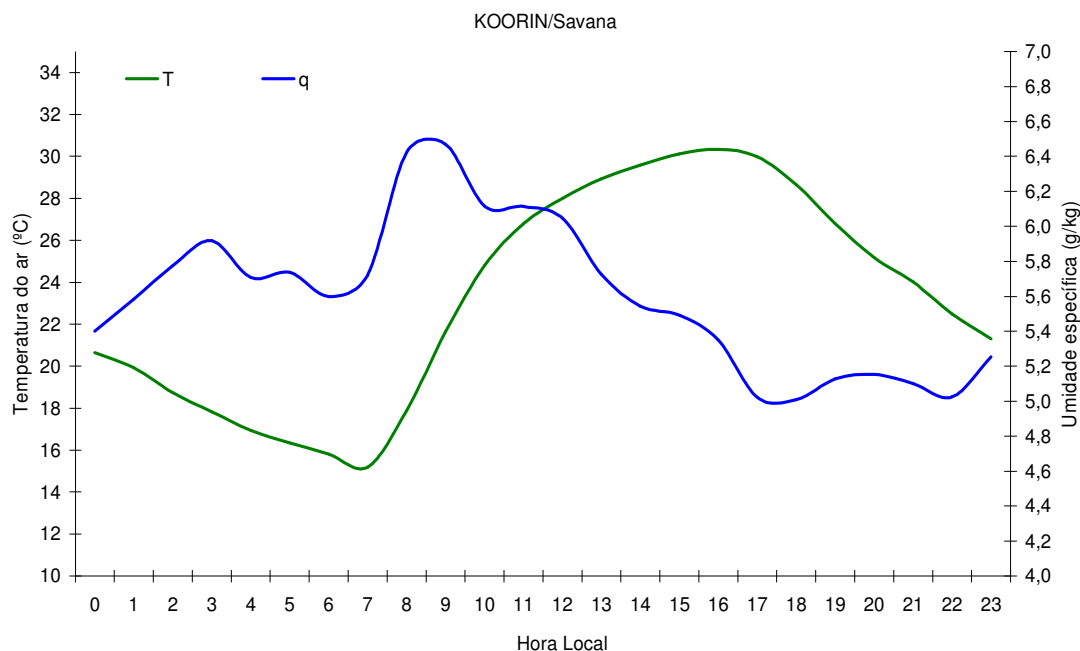


Figura 4.11. Variação média horária da temperatura e da umidade específica do ar, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN.

Por outro lado, a variação média horária da umidade específica do ar apresenta uma variação muito pequena, sendo que, na maior parte do período, a mesma é inversamente proporcional à variação da temperatura do ar, ou seja, quando a temperatura aumenta a umidade específica diminui e vice-versa. No geral a umidade específica apresentou baixos valores, com um valor médio do período em torno de  $5,6 \text{ g.kg}^{-1}$  e uma amplitude média diária de  $1,5 \text{ g.kg}^{-1}$ , concordando com a idéia de que não havia a menor possibilidade de formação de nuvens e, conseqüentemente, chuva, caracterizando uma atmosfera seca ao longo de todo o experimento.

Nota-se que ocorre um leve aumento da umidade específica entre 06:00 e 09:00 HL, atingindo um valor de  $6,5 \text{ g.kg}^{-1}$ , às 9:00 HL. Pela parte da tarde, esses valores tendem a diminuir, atingindo  $5 \text{ g.kg}^{-1}$  às 18 HL, o que é normal, pois o aquecimento da atmosfera tende a secar a mesma.

Garstang e Fitzjarrald (1999, p. 144) mostraram que, para áreas semi-áridas localizadas nos trópicos, a umidade é baixa, se aproximando de 5% na superfície durante a estação seca. O céu quase não apresenta nuvens, e os ganhos (durante o dia) e perdas (durante a noite) de radiação são grandes. Além do mais, as temperaturas do ar durante o dia atingem valores acima de  $33 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , e a noite esses

valores chegam a ficar abaixo de 12 °C. A velocidade do vento, a 10 m de altura, mostra um pronunciado ciclo diurno, com altos valores coincidindo com horários de grande aquecimento e, baixos valores coincidindo com o resfriamento da superfície e a estratificação do ar acima dessa superfície. Esses resultados são semelhantes aos mostrados pelo experimento KOORIN.

Para uma melhor comparação dos resultados, foi feito um gráfico (Figura 4.12) com a variação média horária da velocidade do vento, durante o experimento, para a altura de 11,55 m (a qual se aproxima da citada acima). É possível notar que a variação média horária da velocidade do vento, também, corresponde aos resultados mostrados por Garstang e Fitzjarrald (1999) a respeito de maiores valores durante horários de forte aquecimento e menores valores durante horários de resfriamento da superfície.

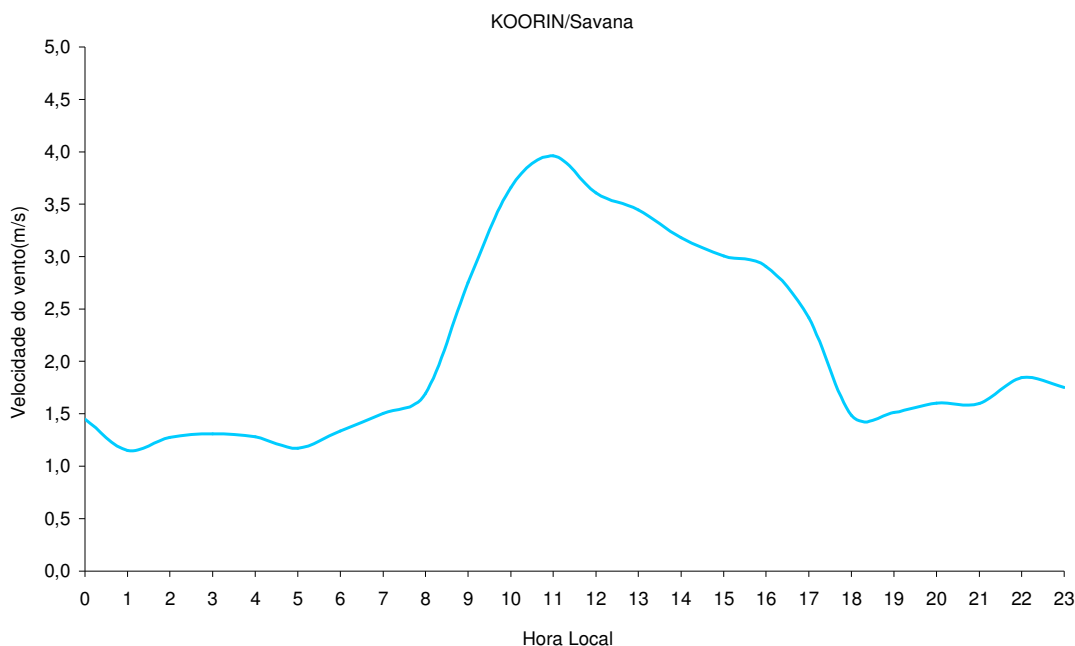


Figura 4.12. Variação média horária da velocidade do vento, em Daly Waters, a 11,55 m de altura, durante o experimento KOORIN.

#### 4.2.2 Razão de Bowen

A Figura 4.13 mostra a variação média horária de  $\beta$  durante o experimento KOORIN. Porém, no banco de dados estão disponíveis somente valores entre 8:00 e 18:00 HL, o que torna difícil se fazer um análise mais ampla.

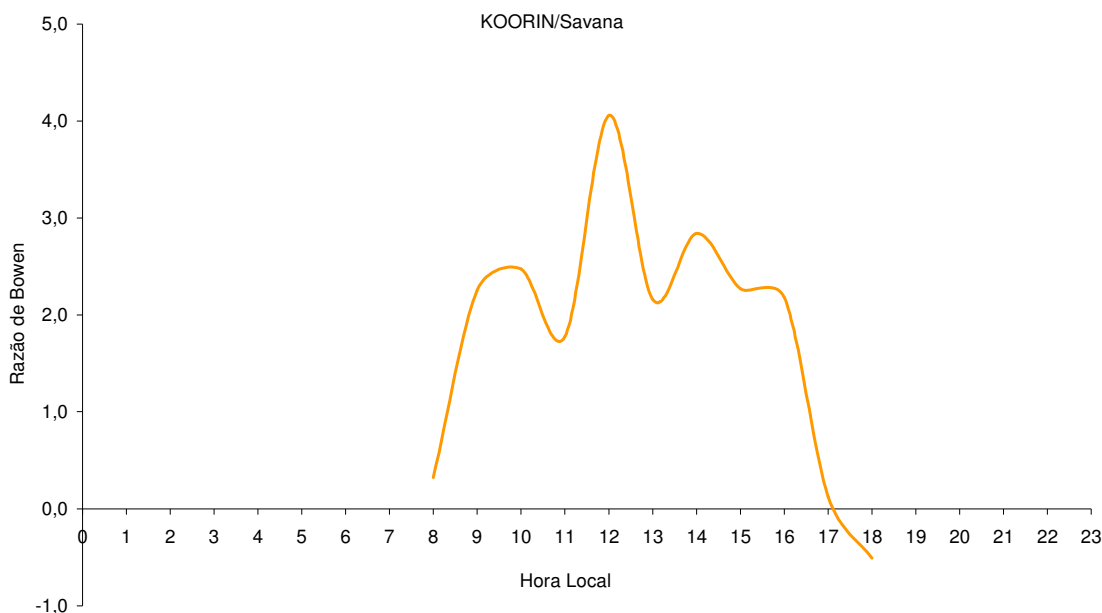


Figura 4.13. Variação média horária de  $\beta$ , em Daly Waters, durante o experimento KOORIN.

De acordo com os valores disponíveis, é possível observar que  $\beta$  apresentou um súbito aumento a partir das 8:00 HL, atingindo um valor máximo em torno das 12:00 HL (de 4,6) e mínimo às 18:00 HL (-0,5). No entanto, observa-se que ocorreram dois episódios em que  $\beta$  diminuiu, sendo a primeira vez às 11:00 HL (1,8) e a segunda às 13:00 (2,2).

No geral, é possível observar que os valores de  $\beta$  foram sempre muito elevados, o que é de se esperar que ocorra sobre uma área em que não ocorreram chuvas e o solo permaneceu seco. Ou então, com a baixa densidade de floresta, o albedo aumenta e ocorre uma redução de umidade do solo e um aumento do fluxo de calor sensível (ROCHA; LYRA, 2003).

O horário de máximo valor de  $\beta$  não coincide com o horário de máximo valor de H (Figura 4.14), pois às, 12:00 HL, H e LE foram de 255,2 e 98 W.m<sup>-2</sup>. Enquanto que às 13:00 HL esse valores foram de 259,8 e 162,6 W.m<sup>-2</sup>, respectivamente, o que mostra que o aumento de LE influenciou na diminuição de  $\beta$  de 12:00 para às 13:00 HL. Diferentemente dos máximos, os valores mínimos de H, LE e  $\beta$  coincidiram às 17:00 HL.

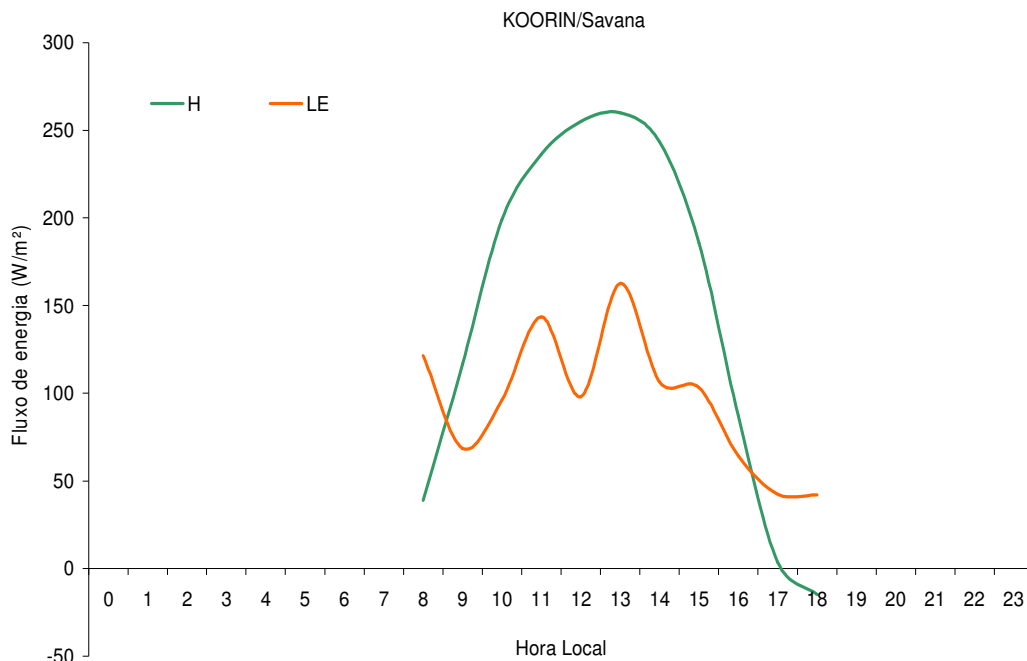


Figura 4.14. Variação média horária de H e LE, em Daly Waters, durante o experimento KOORIN.

#### 4.2.3 Parâmetro de estabilidade

A Figura 4.15 mostra a variação dos parâmetros L (de hora e hora) e h (de 3 em 3 horas) entre 08:00 e 18:00 HL, para o experimento KOORIN, pois, devido a ausência de dados não foi possível se fazer uma variação do ciclo diário. Nota-se que durante os quatro horários disponíveis de h (09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL) ocorreu uma variação crescente da CLA, partindo desde um mínimo médio às 09:00 HL (162 m) a um máximo médio às 18:00 HL (2139 m). Essa variação mostra que, ao contrário de outros estudos feitos na Amazônia para áreas de pastagem e floresta durante o período seco (FISCH, 1995; FISCH et al. 2004; LYRA, 1995; SOUSA; ROCHA; COHEN, 2006), sobre a savana o horário de máximos valores da altura da CLA não ocorre entre 13:00 e 17:00 HL, e sim às 18:00 HL.

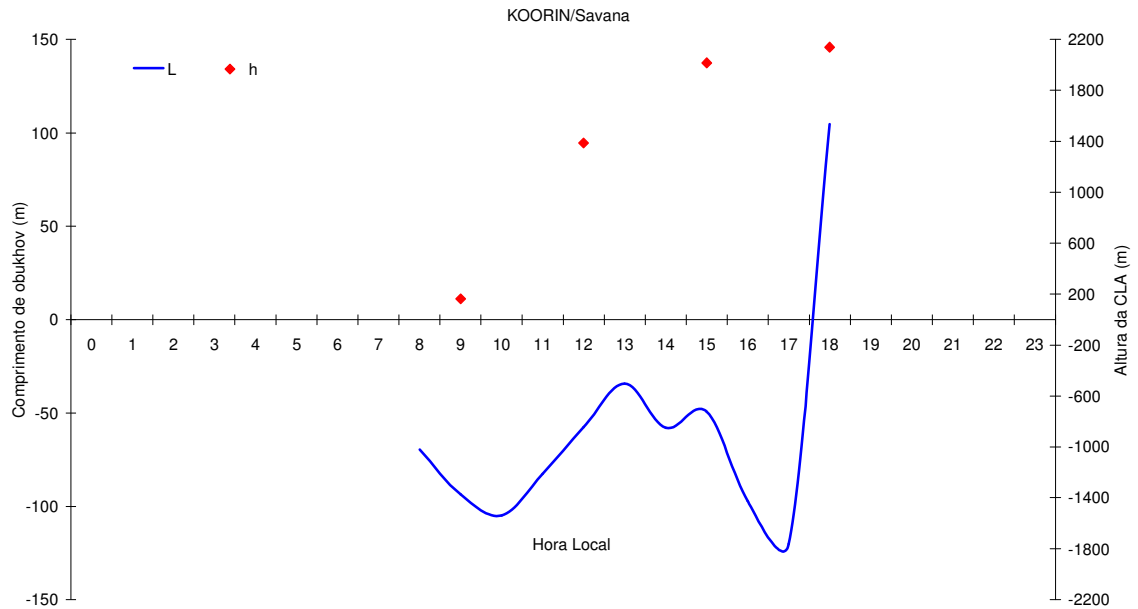


Figura 4.15. Variação média horária de L e h, em Daly Waters, durante o Experimento KOORIN.

Por outro lado, os valores de L foram sempre negativos entre 08:00 e 17:00 HL, atingindo um valor mínimo médio às 17:00 HL (-120 m) e um máximo médio às 18:00 HL (105 m), o que mostra uma súbita troca de sinal (ou seja, das condições de estabilidade) causada pela inversão do fluxo de calor (de positivo para negativo) em torno das 18:00 HL.

O fato de L apresentar valores menores que zero durante a maior parte do dia (dentro os dados disponíveis) refere-se à idéia de que, sobre a savana, o termo de fluatibilidade da equação da ECT é muito mais eficiente que o termo de cisalhamento do vento (na presença de radiação solar) na geração de ECT. Enquanto que, pela variação mostrada no gráfico, essa configuração muda a partir do momento que começa a ocorrer mudança no sentido do fluxo de calor (18:00 HL) e o termo de cisalhamento do vento domina sobre o termo de fluatibilidade.

Percebe-se que o máximo de h coincidiu com o máximo de L. Porém, pelo fato de não se ter uma continuidade dos dados, isso não significa que a partir das 18:00 HL a variação foi sempre a mesma. Além do mais, nesse horário das 18:00 HL ocorreu a mudança nas condições de estabilidade ( $L > 0$ ), em que L dá um “salto” de um valor positivo para um negativo. E a partir desse horário, geralmente, a CM se transforma em CR, dando início a formação da CLN, sendo que essa última apresenta alturas inferiores a da CM (STULL, 1988, p. 15).



#### 4.2.4 Regimes de umidade

Ao se aplicar a metodologia de Mahrt (1991), para o experimento KOORIN, foram analisados os horários de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL, como mostra a Figura 4.16.

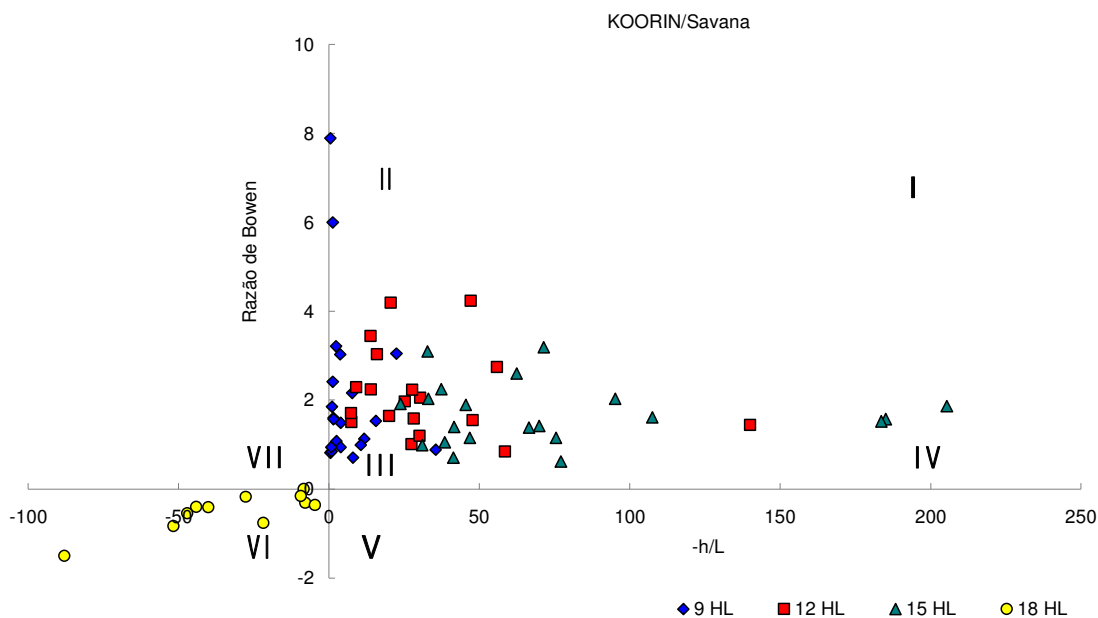


Figura 4.16. “Espaço de fase” apresentando ERUs, agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento KOORIN nos horários de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL.

Observa-se que no horário das 09:00 HL a maioria dos ERUs se concentram na região III. Porém, apresentam uma leve tendência (dois dias) de representação desse horário na região II. Isso mostra que, durante o período da manhã, a área de savana apresentou baixos valores de  $\beta$  e  $-h/L$ ; que o  $H$  é pequeno e a  $CM$  menos desenvolvida (162 m), sugerindo a predominância de condições de estabilidade próximas da neutralidade.

Na Figura 4.11, percebe-se que, no horário das 9:00 HL, ocorreu um valor da temperatura média do ar não muito alto (21,6°C), devido ao pouco aquecimento, e uma umidade específica média em torno de 6,5 g.kg<sup>-1</sup>. Os dois ERUs em que  $\beta$  apresentou valores maiores (em torno de 6 e 8), apontam que o aquecimento da superfície foi mais intenso que nos outros “estados”, no horário das 09:00 HL, com grande parte da energia disponível sendo convertida em fluxo de calor sensível. A prova disso são os valores da temperatura do ar que ficaram um pouco acima da média nesses dias, com 21,9 °C para  $\beta$  de 6 (dia 24 de julho) e 21,9 °C para  $\beta$  de

quase 8 (dia 13 de agosto). O valor da umidade específica nesse último dia foi de  $4,7 \text{ g.kg}^{-1}$ , indicando, nesse horário, uma condição mais seca que o normal na região. Ou seja, nesses dias, possivelmente o solo estava mais seco não havendo disponibilidade de água para evapotranspiração.

Nos horários das 12:00 e 15:00 HL os ERUs também, em sua maioria, se concentram na região III. No entanto, às 12:00 HL, os valores de  $\beta$  e  $-h/L$ , na média, são maiores que no horário das 09:00 HL, mostrando o aumento do fluxo de calor sensível. Além do mais, ocorre o aumento da geração de turbulência pelos processos térmicos (aumento de  $-h/L$ ) e elevação da altura da CM e, conseqüentemente, maiores células convectivas. Esse horário, que caracteriza o final da manhã, em média, apresentou um súbito aumento na altura da CM (1385 m), com uma elevação da temperatura do ar ( $28 \text{ }^\circ\text{C}$ ), uma diminuição da umidade específica ( $6,1 \text{ g.kg}^{-1}$ ) e um aumento da velocidade do vento de  $3 \text{ m.s}^{-1}$  (às 09:00 HL) para  $4,2 \text{ m.s}^{-1}$  (às 12:00 HL), representando um aumento da instabilidade na área estudada.

Já no horário das 15:00 HL os ERUs, em média, tenderam a ser representativos da região IV, a qual representa um horário de maior evaporação da superfície. Porém, sabendo que durante o experimento KOORIN não ocorreu precipitação, e que em todos os horários (com dados disponíveis) o H foi muito maior que LE, leva-se a concluir que nesse horário a disponibilidade de vapor d'água foi bastante escassa, o que caracteriza uma atmosfera extremamente seca.

Prova da grande quantidade de energia utilizada para aquecer a atmosfera é a altura da CM, nesse horário, a qual atingiu um valor médio de 2015 m. Isso, possivelmente, ocasionou condições climáticas mais desconfortáveis, pois nesse horário a temperatura média do ar aumentou ( $30,1 \text{ }^\circ\text{C}$ ), enquanto que a umidade específica média diminuiu ( $5,5 \text{ g.kg}^{-1}$ ), assim como a velocidade média do vento (que decaiu para  $3,3 \text{ m.s}^{-1}$ , devido à forte mistura vertical dentro da CM).

Esau e Lyons (2002) discutiram o crescimento da CM, sobre áreas agrícolas e nativas na Austrália, durante as estações seca e chuvosa. Eles sugeriram que esse crescimento não depende diretamente do tipo de superfície, mas que é alcançada através da formação de estruturas coerentes ao longo das regiões com maior fluxo de calor sensível na superfície.

Como é de se esperar que o horário das 18:00 HL represente um período em que as condições de estabilidade comecem a prevalecer, nesse horário os ERUs

se concentram na região VI, sendo que  $\beta$  passa a ser menor que zero, o que representa o desacoplamento dos grandes turbilhões da superfície, dando lugar a uma camada estratificada próximo da mesma. A partir desse horário o termo  $-h/L$  sofre uma redução significativa, pois valores extremos de  $L$  estão relacionados com o fluxo de calor próximo de zero e são pontos de referência para mudança do regime de estabilidade (ARYA, 1988, p. 157). Em consequência da diminuição do termo de estabilidade, o valor médio de  $h$  passa para 2139 m, a temperatura do ar decai (28,6 °C) e a umidade específica também decai (5,01 g.kg<sup>-1</sup>).

Ainda para esse mesmo horário, foi observado que houve um ERU em que tanto o valor de  $\beta$  como de  $-h/L$  foram menores que os dos demais dias. Esse estado atípico foi o mesmo em que ocorreu um valor de  $\beta$  de 6, às 09:00 HL, sendo que a temperatura do ar nesse dia e horário foi de 29,5 °C e umidade de 2,2 g.kg<sup>-1</sup>. Isso reforça a idéia de que nesse dia a atmosfera esteve mais seca que o normal.

Como descrito na metodologia, a análise dos demais horários não foi possível devido à indisponibilidade de dados de  $H$  e  $LE$ , neste período.

#### 4.2.4.1 Comparação do comportamento dos ERUs entre Caxiuanã (COBRA-PARÁ) e Daly Waters (KOORIN)

O comportamento dos regimes de umidade nos sítios de Caxiuanã e Daly Waters mostrou características diferentes (Figura 4.17). Isso se deve ao fato das regiões terem vegetações distintas, uma é área de floresta primária (Caxiuanã) e outra é de savana (Daly Waters), o que proporciona diferenças no desenvolvimento e comportamento dos processos térmicos e mecânicos das regiões. Por outro lado, as diferenças existentes no tipo de superfície e, conseqüentemente, na rugosidade do terreno influenciam diretamente no comportamento da CLA.

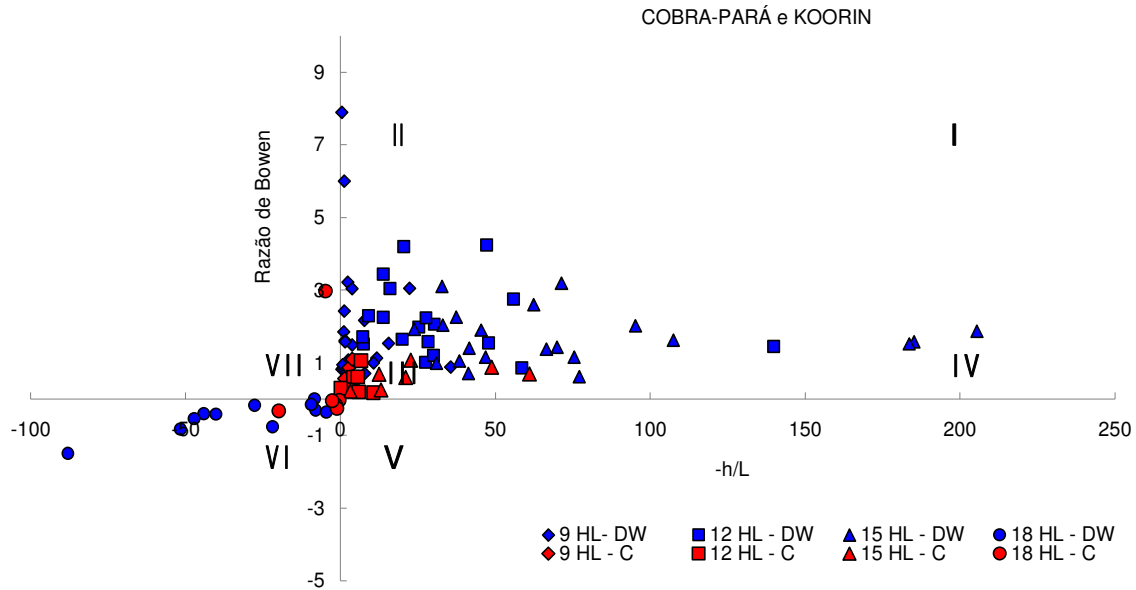


Figura 4.17. Comparação da distribuição dos ERUs entre as áreas de floresta e savana, nos horários de 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 HL. Na legenda “C” representa Caxiuanã e “DW” representa Daly Waters.

Nota-se que durante o KOORIN tanto os valores de  $\beta$  como de  $-h/L$  foram bem maiores que durante o COBRA-PARÁ, o que mostra a grande diferença entre os regimes de umidade nas duas regiões, ocasionada principalmente pela presença da vegetação.

Em um estudo realizado por Oliveira e Fisch (2000) em áreas de pastagem e floresta, no Estado de Rondônia, durante a época seca da região, foi observado que o L médio na floresta (160 m) é maior que na pastagem (75 m) e que o predomínio da turbulência atmosférica se inicia mais cedo na pastagem (10:00 HL) do que na floresta (11:30 HL). Isso fez com que a altura máxima de influência da turbulência fosse maior na pastagem a qual apresentou uma CM mais espessa em relação à floresta. Se compararmos esses resultados com os encontrados aqui, se pode dizer que os valores de  $-h/L$  foram muito maiores na área de savana, pois nessa área a altura da CLA é maior devido a maior disponibilidade de energia para aquecimento da atmosfera. Enquanto que o comprimento de Obukhov é menor em relação à floresta, também, por causa do maior aquecimento e menor rugosidade que ocorre na savana. Enquanto, na floresta a rugosidade é maior, ou seja, o cisalhamento do vento é maior sobre a área de floresta.

Lyra (1995), também realizou um estudo para as mesmas áreas e período do estudo de Oliveira e Fisch (2000), e seus resultados mostraram que, ao contrário

da floresta, na pastagem o fluxo de calor sensível é superior ao de calor latente durante o dia (10,80%) e que a tarde ocorre uma diferença de 1 km entre a altura da CM da pastagem e da floresta.

Esses resultados se assemelham aos encontrados aqui, pois durante o dia o fluxo de calor sensível (altos valores da  $\beta$ ) é muito maior na área de savana acarretando numa maior altura da CM (altos valores de  $-h/L$ ).

As Figuras 4.18 e 4.19 mostram a variação média horária da temperatura e umidade específica do ar, respectivamente, para as duas áreas analisadas. Observa-se que a amplitude diária, da temperatura do ar, na área de savana (13,1 °C) foi maior que na área de floresta (6,8 °C). Isso ocorre, principalmente, devido ao forte aquecimento diurno e resfriamento noturno predominantes na área de savana. Porém, próximo ao horário das 14:00 HL as temperaturas de ambas as áreas apresentaram valores médios semelhantes, a explicação é que o período de coleta de dados na área de savana foi realizada durante o inverno do Hemisfério Sul, sendo assim, as temperaturas nessa área poderiam ser muito maiores que as da área de floresta, caso a estação do ano fosse o verão durante o experimento KOORIN.

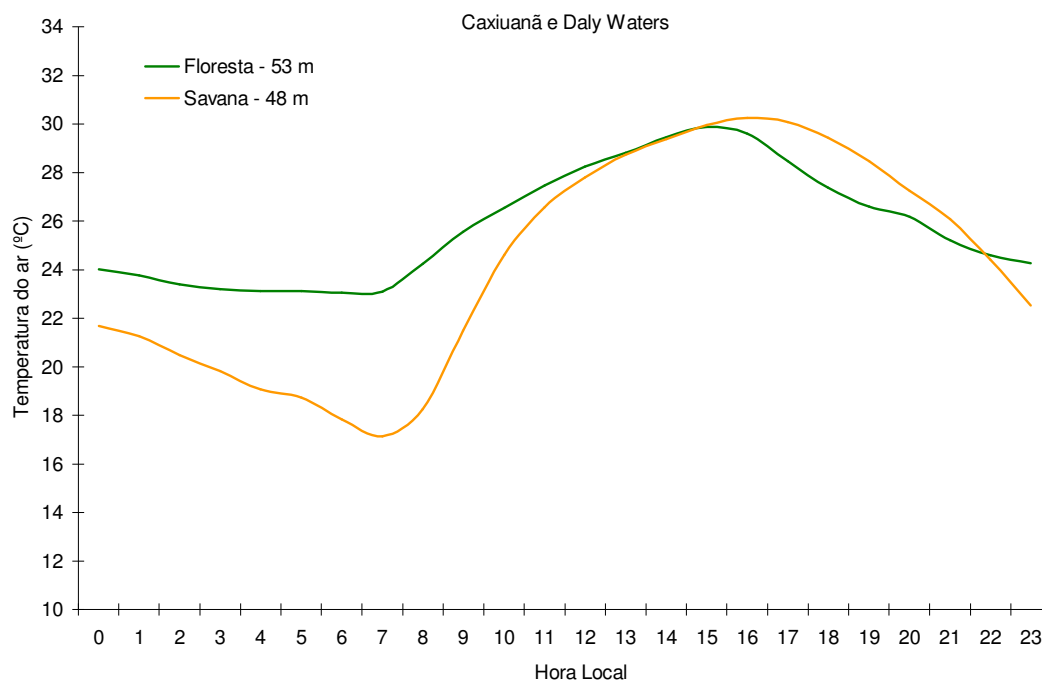


Figura 4.18. Variação média horária da temperatura do ar na área de floresta (Caxiuanã) e na área de savana (Daly Waters).

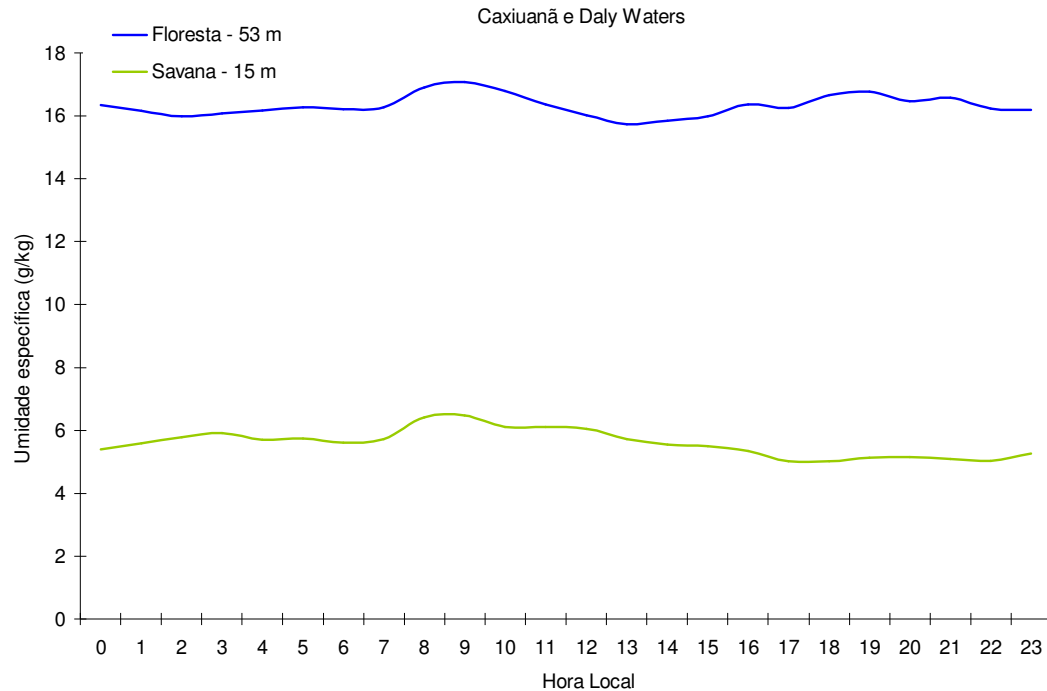


Figura 4.19. Variação média horária da umidade específica na área de floresta (Caxiuanã) e na área de savana (Daly Waters).

Analisando-se a variação da umidade específica, é possível notar diferenças acentuadas entre as duas localidades. Caxiuanã apresentou um valor médio diário da umidade específica de  $16,3 \text{ g.kg}^{-1}$ , enquanto que em Daly Waters esse valor foi de  $5,6 \text{ g.kg}^{-1}$ , aproximadamente. Ou seja, na área de floresta a umidade específica foi quase três vezes maior que na área de savana. Essa diferença ocorreu, principalmente, devido à grande quantidade de vapor d'água presente na floresta, em função do forte fluxo de calor latente sobre essa região. Ao contrário da floresta, a savana tem baixa quantidade de vapor d'água, decorrente da pouca vegetação que a área apresenta. Ou seja, a maior parte da energia na savana é convertida em fluxo de calor sensível, enquanto que na floresta a maior parte da energia é convertida em fluxo de calor latente.

Através dessas comparações ficam evidentes as diferenças entre uma área de floresta e uma área de savana, principalmente, com relação ao desenvolvimento e comportamento da CLA. E essas disparidades podem provocar alterações na formação de nuvens e conseqüentemente sistemas precipitantes.

Além do mais, através desses resultados pode ser verificado pela avaliação do comportamento da baixa atmosfera, que caso a Floresta Amazônica se transforme em savana, devido ao aumento do desflorestamento da mesma, ocorrerá

um aumento da temperatura e diminuição da umidade do ar, como discutido por muitos estudos realizados para a Amazônia. (Exemplo: GANDU; COHEN; SOUZA, 204; MALHI et al. 2008; NOBRE; ASSAD; OYAMA, 2005; NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007; RAMOS DA SILVA; AVISSAR, 2006; SALAZAR; NOBRE; OYAMA, 2007).

Portanto, pelo fato de Daly Waters ser uma área de savana, apresentar ventos de leste, sofrer influência do oceano e estar localizada na faixa tropical, se pode dizer, através da análise dos dados do experimento KOORIN, que o cenário futuro da Amazônia apresentaria características semelhantes as encontrada aqui, caso o avanço na mudança da cobertura vegetal atingisse características irreversíveis. Ou seja, a Amazônia apresentaria uma atmosfera seca, com a maior parte da energia utilizada para o aquecimento da mesma; com baixos índices de evapotranspiração (maiores valores de  $\beta$ ) e, conseqüentemente, formação de nuvens mais estratiformes e menores taxas de precipitação.

#### 4.3 ANÁLISE DA ESTABILIDADE TERMODINÂMICA DA CLA PARA CAXIUANÃ

Neste item será realizada uma análise da variação da CAPE, investigando uma relação entre os sistemas meteorológicos de meso e/ou grande escala que influenciaram a estrutura da CLA na área de estudo, inclusive na ocorrência de precipitação. A análise sinótica para Daly Waters não foi possível por falta de informações para o experimento KOORIN.

Os resultados mostram que durante o experimento COBRA-PARÁ a atmosfera se encontrou instável na maior parte do período, ocorrendo CAPE em 75% dos dias analisados. A freqüência de chuvas foi baixa, o que é normal para o período seco nessa região, sendo que no dia 11/11 foi registrado o maior valor de chuva acumulada, a qual foi ocasionada pela presença da ZCAS na região.

##### 4.3.1 Análises realizadas pelo Climanálise durante o mês de novembro de 2006

Durante o mês de novembro de 2006, na Região Norte, as chuvas estiveram associadas à configuração da circulação anticiclônica característica dos meses de verão na alta troposfera. Além disso, ocorreram a atuação de LI's (COHEN; SILVA

DIAS; NOBRE, 1995) que se formaram ao longo da costa nordeste brasileira e da ZCAS (CLIMANÁLISE, 2006).

No período da campanha COBRA-PARÁ ocorreu um episódio de Linha de Instabilidade (LI) no dia 06/11, e um episódio de ZCAS entre os dias 10 e 13/11, e esses sistemas influenciam na variação da chuva em Caxiuanã durante o experimento. Observando as Figuras 4.20 e 4.21 verifica-se a presença de uma LI sobre a faixa litorânea da América do Sul, que vai desde a Guiana Francesa até a fronteira dos Estados do Pará e Maranhão. A LI atingiu a região de Caxiuanã, provocando uma pequena chuva de 0,3 mm no dia 06/11 às 18:00 HL, aproximadamente.

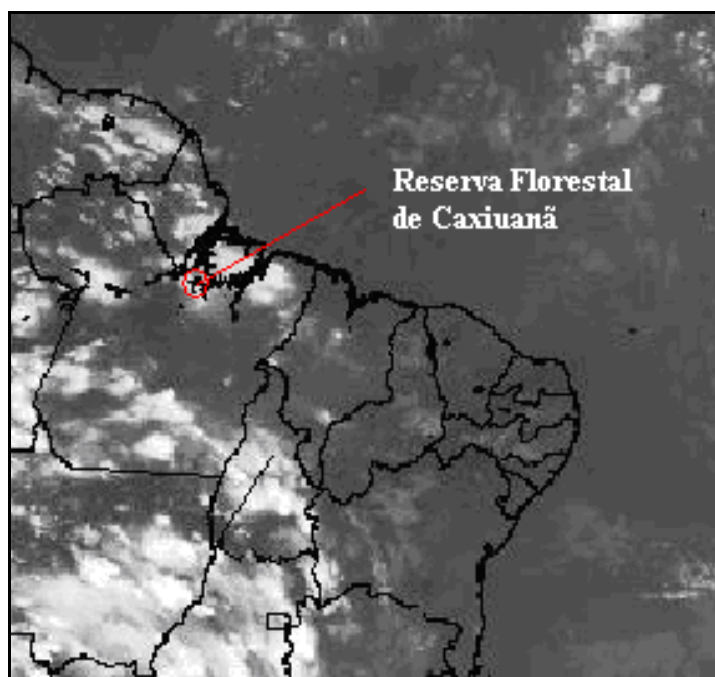


Figura 4.20. Recorte de imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 21:00 UTC, no dia 06/11/06, mostrando um dia de ocorrência de LI. O círculo representa a localização da área estudada.

Fonte: adaptada de Climanálise (2006).



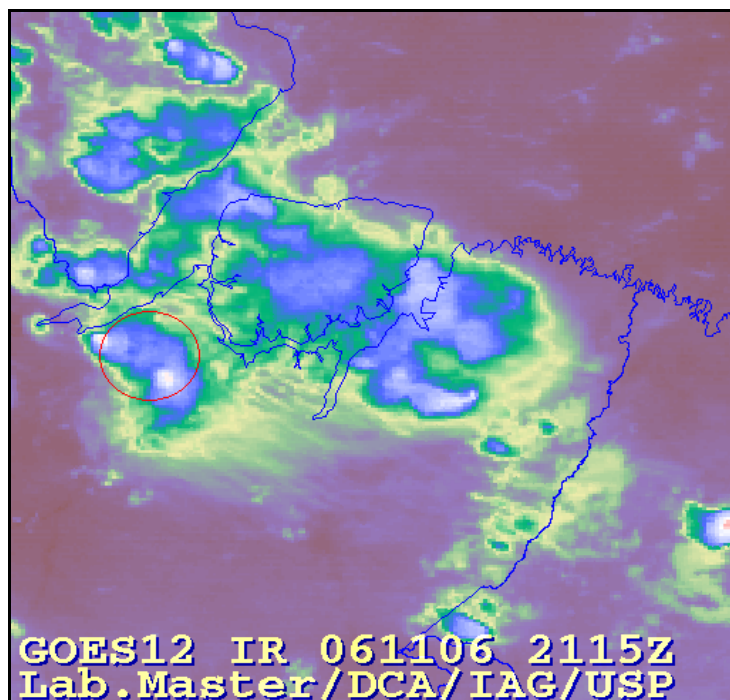


Figura 4.21. Recorte de imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 21:15 UTC, no dia 06/11/06, mostrando um dia de ocorrência de LI. O círculo representa a localização da área estudada.

Fonte: adaptada de Master (2006).

A Figura 4.22 mostra o campo de algumas variáveis durante o episódio de ZCAS no mês de novembro de 2006. A banda de nebulosidade associada à ZCAS cobriu grande parte da região Amazônica, estendendo-se até o Oceano Atlântico (Figura 4.22 (a)). Houve grande atividade convectiva no leste do Brasil e intensa convergência de umidade em 850 hPa desde o norte do Amazonas até a Bahia e Minas Gerais (Figura 4.22 (b)). Em 500 hPa, destacou-se o intenso movimento vertical na fronteira entre as Regiões Sudeste e Nordeste do Brasil e a grande área de subsidência sobre a Região Sul. Nota-se, também, a presença do cavado em 500 hPa e 200 hPa, onde se ressalta intensa divergência horizontal, reflexo da alta atividade convectiva no leste brasileiro (Figuras 4.22 (c) e 4.22 (d)). Ainda em altos níveis, o vórtice ciclônico se estabeleceu bem ao norte da região de atuação da ZCAS (CLIMANÁLISE, 2006). A presença da ZCAS provocou precipitação de 59,2 mm em Caxiuanã, no dia 11/11, com duração de 10 horas.

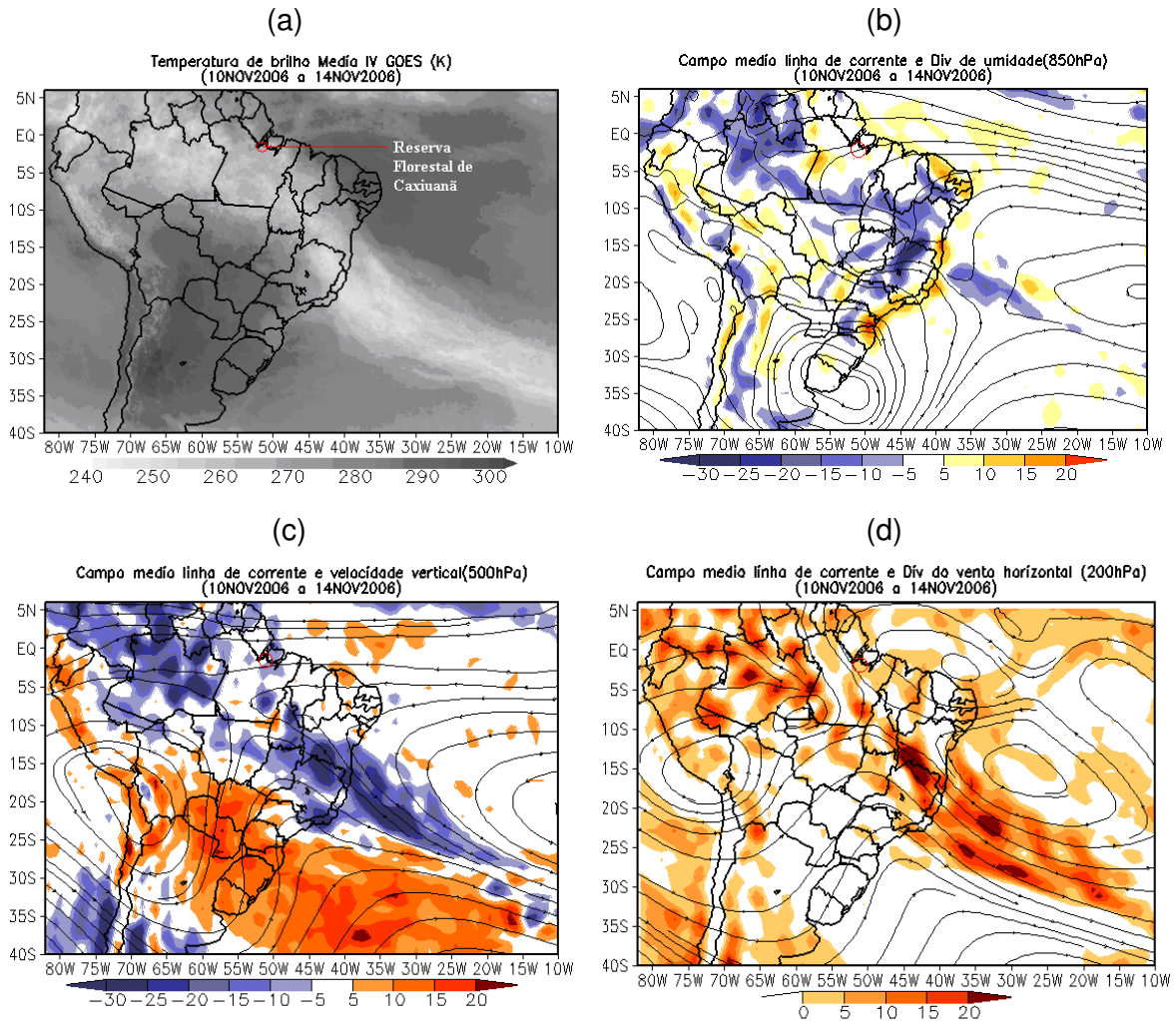


Figura 4.22. Campos ilustrativos do episódio de ZCAS que ocorreu no período de 10 a 14/11/06. (a) temperatura de brilho médio obtida pelo satélite GOES-12; (b) campo médio de linha de corrente e divergência de umidade no nível de 850 hPa, em  $10^{-8} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ; (c) campo médio de linha de corrente e velocidade vertical, em 500 hPa, em  $10^{-3} \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; (d) campo médio de linha de corrente e velocidade vertical, em 200 hPa, em  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ . O círculo vermelho em cada imagem representa a localização da área de estudo.

Fonte: Adaptada de Climanálise (2006).

A região de estudo é caracterizada por apresentar ventos predominantes de nordeste por causa dos ventos alísios que sopram do oceano Atlântico para o continente. No entanto, a predominância do vento durante o período do experimento foi de sudeste e essa predominância não está ligada à presença da ZCIT, pois durante o período analisado a mesma se encontrava em torno de  $5^{\circ}$  e  $10^{\circ}$  N (ver Figura 4.23), portanto não influenciando a área de estudo. No entanto, Souza Júnior et al. (2006) fazendo uma simulação numérica das circulações locais, durante o período seco de Caxiuanã, observou que os ventos são predominantes do

quadrante leste, em decorrência da atuação dessas circulações locais na região. Sendo assim, se pode dizer que os ventos de sudeste (que pertencem ao quadrante leste) observados durante o COBRA-PARÁ podem ser oriundos das circulações locais que predominam nessa região.

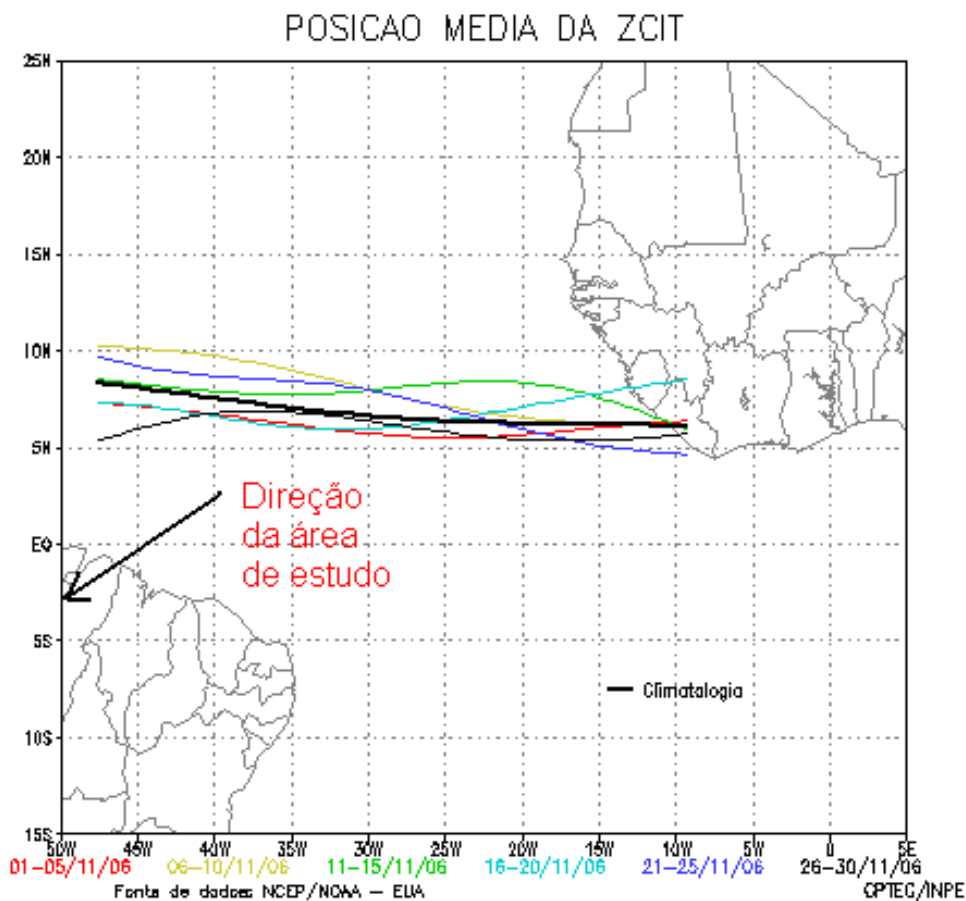


Figura 4.23. Estimativa da posição média pentadal da ZCIT, em novembro de 2006, a partir da localização dos mínimos valores de Radiação de Ondas Longas (ROL) ao longo do Oceano Atlântico Equatorial. A linha preta é indicativa da posição média climatológica da ZCIT neste mês.

Fonte: Adaptada de Climanálise (2006).

#### 4.3.2 Relação altura da CLA X CAPE

A Figura 4.24 mostra a variação temporal da altura da CLA e da CAPE na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ, no período de 06 a 13/11/08. Os valores médios, de todo o período, para a altura da CLA e para a CAPE foram de 364 m e 419,2 J.kg<sup>-1</sup>, respectivamente. Enquanto que, para o período estudado, os valores máximos da altura da CLA e da CAPE foram de 1525

m (às 15:00 HL do dia 07/11) e  $1798,9 \text{ J.kg}^{-1}$  (às 00:00 HL do dia 09/11), respectivamente.

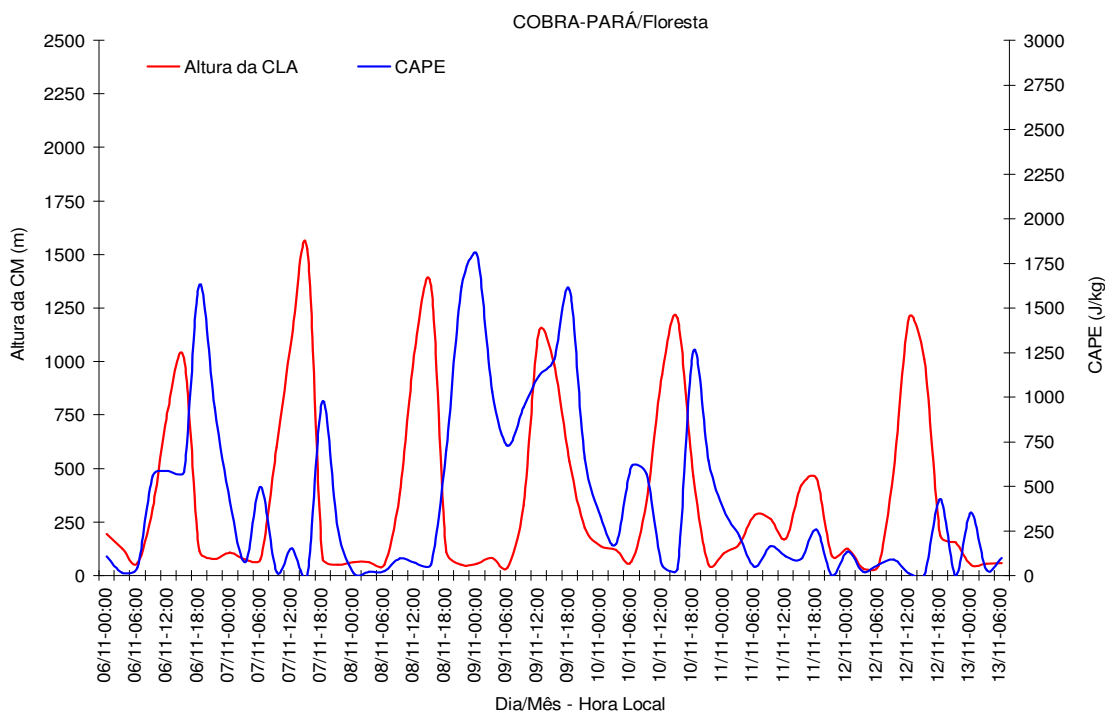


Figura 4.24. Variação temporal da altura da CLA e da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Os dias 6 e 11/11 apresentaram ocorrências de chuvas significativas, as quais foram ocasionadas pela presença de dois sistemas meteorológicos sobre a região estudada (descritos no item 4.3.1), sendo que no dia 6 uma LI passou sobre a região, provocando chuva durante a tarde. Enquanto que no dia 11 a presença ZCAS, acima do Pará, provocou chuva durante boa parte do dia.

Percebe-se que o ciclo diurno da altura da CLA se mostrou bem definido, com valores máximos médios entre 15:00 e 18:00 HL (Figura 4.25), com exceção do dia 11/11, quando nesses horários ocorreu uma diminuição da altura da CLA, sendo que esse baixo valor se deu devido à ocorrência de chuva. Ou seja, a presença de nebulosidade constante, devido a ZCAS nesse dia, impediu que ocorresse aquecimento da superfície suficiente para um maior desenvolvimento da CLA.

Com relação a CAPE, o ciclo diurno também se apresentou definido, mas sem nenhuma relação direta com aquele da CLA, com valores máximos em torno das 18:00 e 21:00 HL (Figura 4.25). Isso decorre pelo fato de o crescimento da CLA ser uma resposta ao aquecimento e presença de umidade na atmosfera, enquanto

que a CAPE, pelo fato de ser a quantidade de energia disponível para formação de nuvens, depende do deslocamento da parcela, e esse deslocamento pode ser gerado tanto pelo fator termodinâmico (aquecimento) como pelo fator dinâmico (presença de um sistema de meso ou grande escala). Porém, diferentemente do observado por autores, tais como, Machado, Laurent e Lima (2002), o máximo de CAPE em Caxiuanã (exceto para o dia 6/11, quando houve LI) esteve associado a processos mecânicos que aumentaram a convergência de umidade na atmosfera, não tendo participação direta do fluxo de calor sensível.

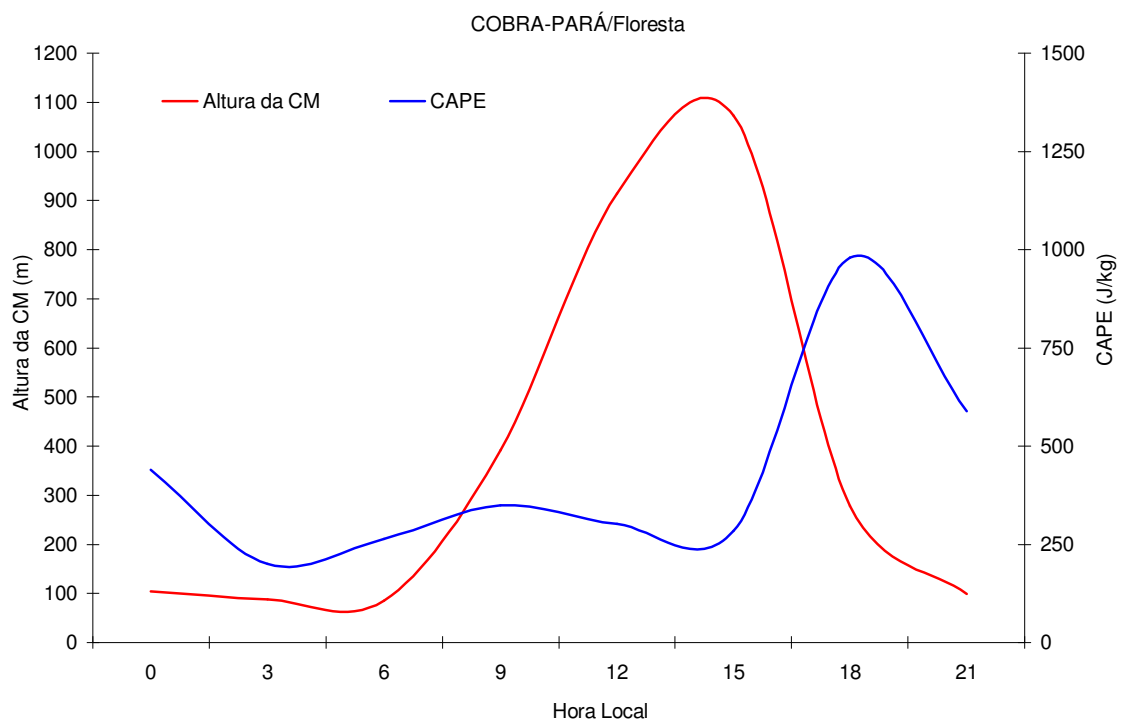


Figura 4.25. Variação média horária da altura da CLA e da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Com efeito, conforme já discutido anteriormente, no horário de ocorrência do máximo de CAPE, às 18:00 HL, os valores de  $\beta$  se aproximam de zero, os valores de  $|L|$  aumentam, os da temperatura caem, enquanto os de  $\theta_e$  disparam (Figura 4.26), atingindo máximos proeminentes. Isto sugere a influência de fatores dinâmicos, associados à turbulência mecânica e convergência de umidade próximo da superfície. O aumento da CAPE ocorreu, principalmente, pela intervenção do campo de umidade e não pelo de temperatura. Uma explicação para isto já sugerida por Nogueira (2008) é a de existência de forte convergência de umidade na baía de

Caxiuanã no período, o que explicaria o aumento da CAPE. Esta convergência seria intensificada por efeitos de brisa terrestre, os quais devem ser máximos no período vespertino (o que será visto com mais detalhes no item 4.3.2.1). Assim, com exceção do verificado entre os dias 8 e 9 de novembro, o aumento da CAPE se deveu a fatores dinâmicos da mesoescala, e isso é mostrado pela Figura 4.26, a qual mostra um aumento de  $\theta_e$  às 18:00 HL, ou seja, um padrão diferente daquele mostrado por Machado et al. (2002) na Figura (4.27), a qual apresentou um máximo valor médio de  $\theta_e$  em horário de maior aquecimento (às 14:00 HL).

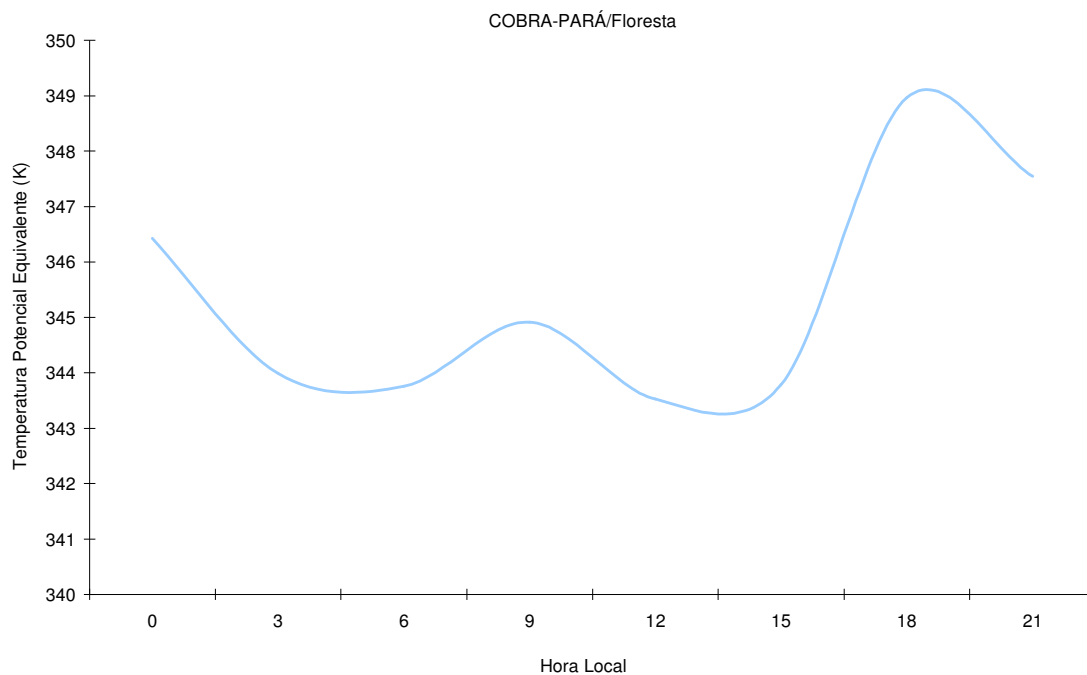


Figura 4.26. Variação média horária de  $\theta_e$ , na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

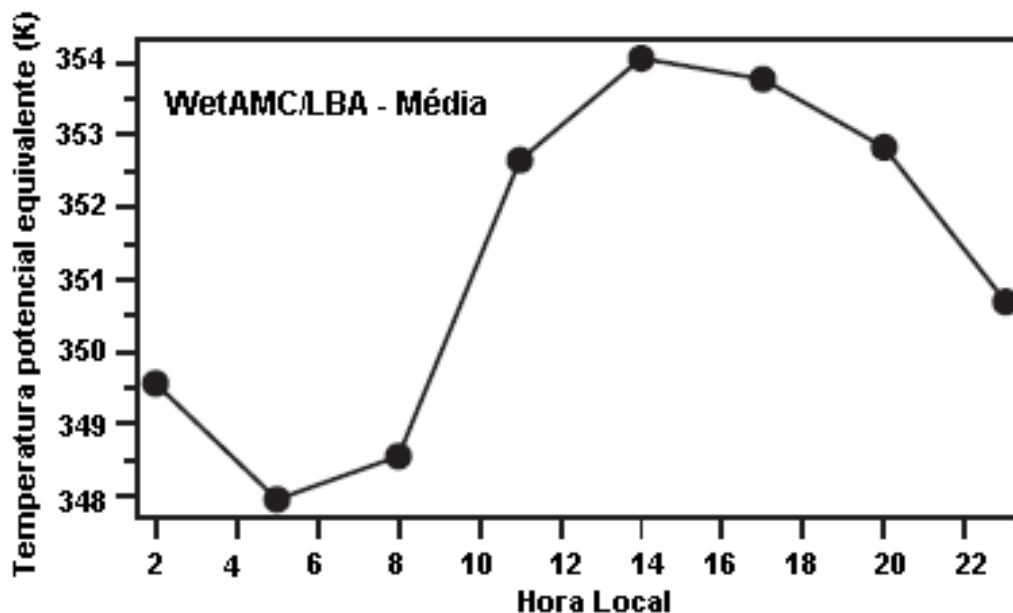


Figura 4.27. Variação média horária de  $\theta_e$ , em alguns sítios da Amazônia Ocidental, durante o experimento WetAMC/LBA.

Fonte: Adaptada de Machado, Laurent e Lima (2002).

O ciclo diurno da CAPE observado durante a campanha foi quebrado entre o dia 8 e 9/11, devido à aproximação da ZCAS. Tanto que no dia 9 o valor mínimo foi de  $656,2 \text{ J.kg}^{-1}$ , e o valor máximo foi de  $1798,9 \text{ J.kg}^{-1}$  (o qual foi o valor máximo observado durante o experimento) sendo que, o valor mínimo foi maior que a média diária da CAPE para cada um dos outros dias. Ou seja, o dia 09 foi caracterizado por apresentar os maiores valores de CAPE, ao longo de todo o experimento (Figura 4.28). Além do mais, o ciclo não definido da CAPE durante o dia 09, possivelmente, foi uma resposta à condição dinâmica, ou seja, o prenúncio da aproximação de fenômeno atmosférico em escala maior do que aquela associada às brisas existentes próximo da baía de caxiuanã, nesse caso, a ZCAS.

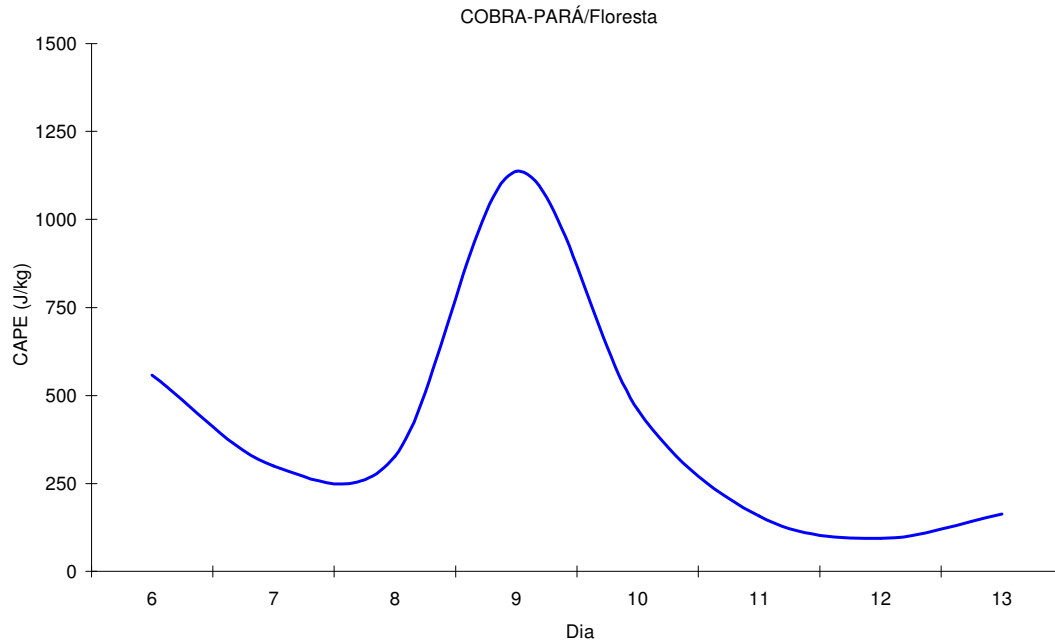


Figura 4.28. Variação média diária da CAPE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

Os resultados do COBRA-PARÁ são diferentes aos encontrados por Mota e Nobre (2006), que fizeram à análise da variabilidade da CAPE durante o período chuvoso e o período seco de regiões do Estado de Rondônia, pois eles observaram que, durante o período seco, a CAPE apresentou um ciclo diurno bem definido, com valores máximos entre 14:00 e 17:00 HL (em sua maioria  $>$  que  $2000 \text{ J.kg}^{-1}$ ) e mínimos (atingindo zero) durante o período noturno. Mas, diferentemente do que esses autores encontraram para Rondônia, para Caxiuanã os valores da CAPE não foram muito altos, tanto que 14%, aproximadamente, dos casos de CAPE foram maiores que  $1000 \text{ J.kg}^{-1}$ . Outra grande diferença foi o máximo de CAPE e de  $\theta_e$  às 18:00 HL, o que sugere a intervenção de fenômenos diferentes daqueles analisados por Machado, Laurent e Lima (2002) e por Mota e Nobre (2006). Além do mais, apenas dois dias apresentaram CAPE igual à zero, e isso mostra a característica da região Amazônica de apresentar forte atividade convectiva, durante o período seco, em áreas de florestas. Vale lembrar que CAPE maior que zero é a condição limite para a formação de convecção profunda (Tabela 4.1).



Tabela 4.1. Intervalos da CAPE em função da condição de instabilidade da atmosfera.

<b>CAPE (J.kg<sup>-1</sup>)</b>	<b>Condição de Instabilidade</b>
> 0 -1000	Limite para formação da convecção profunda
1000 - 2500	Convecção profunda moderada
2500 - 4000	Convecção profunda forte
> 4000	Convecção severa

Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006, p. 346).

Os valores de CAPE às 18:00 HL, para os dias 06 e 11/11, foram de 1628,4 e 257,4 J.kg<sup>-1</sup>, respectivamente. No dia 6 a região esteve sob a influência de uma LI, e a predominância do vento em superfície foi de sudeste e leste. Já no dia 11 a região esteve sob influência da ZCAS e a predominância do vento foi de sul, sudoeste e oeste. Então, quando houve a presença de um sistema de mesoescala, às 18:00 HL, a CAPE foi maior quando a predominância de ventos em superfície foi de leste. Isso significa que quando o processo de precipitação dependeu exclusivamente da CAPE, como no caso de regime de Leste, este teve que ser alto para poder gerar chuva, ou seja, a forçante termodinâmica teve que ser bastante intensa para produzir chuva, que teve característica puramente convectiva (MOTA; NOBRE, 2006).

Ao contrário do que aconteceu para a situação de ventos de leste, para ventos de oeste, tanto a CAPE como a altura da CLA apresentaram valores menores. Com isso, se pode dizer que quando a região esteve sob a influência de uma forçante dinâmica mais forte (ZCAS), a mesma atuou fortemente e as parcelas de ar foram aceleradas mais rapidamente, o que implica em atingir o Nível de Equilíbrio (NE) (topo da nuvem) mais cedo. Desta maneira a CLA fica muito menor, a temperatura da parcela é menor e a entropia está bem misturada na CM, o que implica em menor CAPE (MOTA; SILVA; SÁ, 2007). Além do mais, a quantidade de CAPE presente em uma atmosfera convectiva, em condições de equilíbrio estático, é uma medida da quantidade de dissipação mecânica de energia presente nesta atmosfera, e um valor de CAPE significativo, de aproximadamente 1000 J.kg<sup>-1</sup>, é necessário para manter as circulações convectivas, contra a dissipação mecânica (RENNÓ; INGERSOLL, 1996).

Por mais que a LI também seja uma forçante dinâmica, a diminuição na altura da CLA e na CAPE no dia 06/11 não foi muito acentuada. Já no dia 11/11, ambas as variáveis diminuíram significadamente, mostrando que a ZCAS alterou as condições termodinâmicas da atmosfera, sobre a floresta de Caxiuanã, de uma forma mais intensa que a LI.

A partir do dia 11/11, os valores da CAPE passam a ser menores, se comparados aos dos dias anteriores, e isso é devido à ocorrência da chuva desse dia, que teve uma duração de 10 horas. Ou seja, a presença da chuva fez com que a CAPE diminuísse, ou na hora da precipitação, ou após a precipitação. Isso acontece, por que o sistema convectivo precipitante consome a CAPE gerado pelas condições termodinâmicas e/ou dinâmicas (MOTA; NOBRE, 2006). Desta forma acontece a condição de quase-equilíbrio sugerido por Arakawa e Schubert (1974), em que a atmosfera tende à estabilidade. Ou seja, a atmosfera passa a apresentar uma situação não-perturbada (GARSTANG; FITJARRALD, 1999, p. 282), tanto que a altura da CLA praticamente acompanha as mesmas variações da CAPE.

No geral pode-se dizer que, na maior parte do período estudado, a atmosfera sobre Caxiuanã se manteve instável, pois a CAPE foi maior que zero em 97 % dos casos. E isso ocorre pelo fato de a região ser influenciada pela circulação local, ou seja, circulações de brisa fluvial e terrestre. Porém, nem sempre, que ocorreram altos valores de CAPE, ocorreu precipitação. Isso aconteceu por que a CAPE é condição necessária para formação de convecção, já que exprime a instabilidade da atmosfera, mas não suficiente para formar convecção profunda precipitante (MOTA; NOBRE, 2006).

Outra variável que pode mostrar a forte atividade convectiva na região é a CINE, a qual é a energia necessária para levantar uma parcela de ar pseudoadiabaticamente para o seu NCE (STRONG et al. 2005). Ou seja, a CINE é uma quantidade de energia que a parcela precisa ganhar para poder sair de uma camada estável e alcançar o NCE.

Durante o experimento COBRA-PARÁ alguns horários apresentaram altos valores de CINE (Figura 4.29), e nesses horários a CAPE foi baixa, ou seja, quando a CINE foi alta a atmosfera esteve menos instável. Isso ocorre por que altos valores de CINE estão associados com a presença de inversões acima da camada de mistura que podem inibir a convecção, resultando em um aumento da “força” das correntes ascendentes na nuvem para atingir o NCE (STRONG et al. 2005).

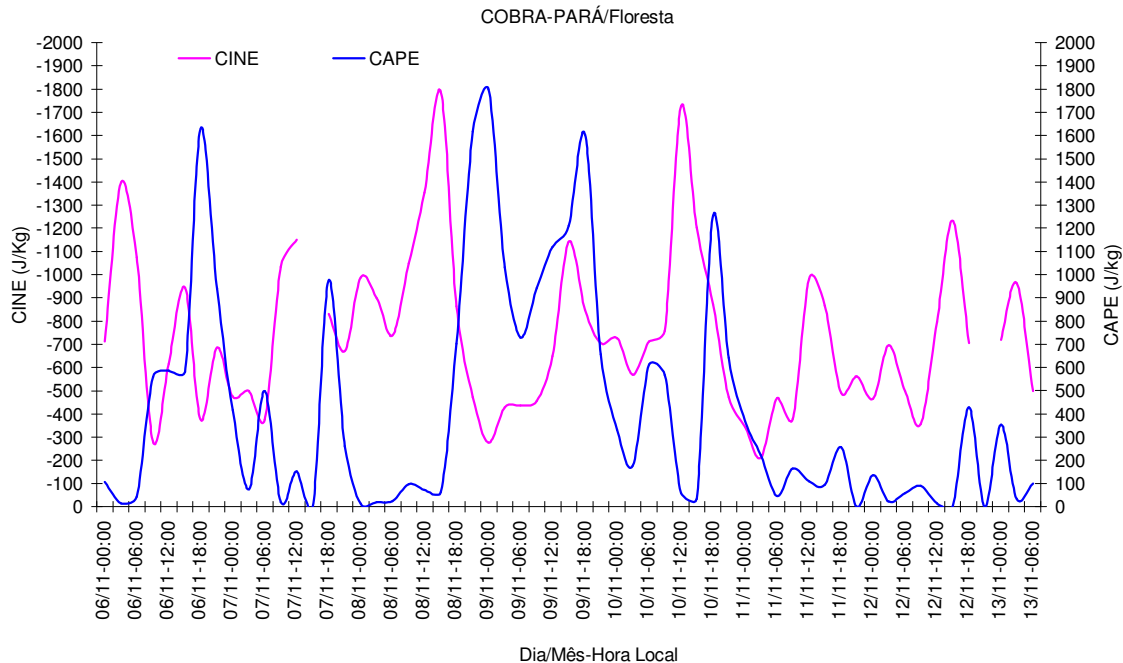


Figura 4.29. Variação temporal da CAPE e da CINE, na floresta de Caxiuanã, durante o experimento COBRA-PARÁ.

#### 4.3.2.1 Relação entre os altos valores de CAPE com o campo de umidade

Para se mostrar a influência do campo de umidade no horário de maior valor de CAPE e verificar se a intensificação desse campo está associada às circulações locais, serão analisadas algumas variáveis que, possivelmente, possibilitará a visualização desses fatores.

A Figura 4.30 mostra a variação vertical da velocidade do vento para os horários em que predominam a brisa terrestre (9:00 HL), a brisa fluvial (15:00 HL) e para o horário de maior valor de CAPE (18:00 HL), no qual já ocorre influência da brisa terrestre. Nota-se que a velocidade do vento é maior no horário da brisa terrestre desde a superfície até 750 hPa, aproximadamente, e a partir desse nível a velocidade do vento é maior no horário da brisa fluvial. Até 750 hPa, o horário de 18:00 HL apresenta valores de velocidade dentro do intervalo das velocidades dos horários das 9:00 e 15:00 HL, e a partir desse nível até 650 hPa a velocidade passa a ser maior que nos horários de 9:00 e 15:00 HL.

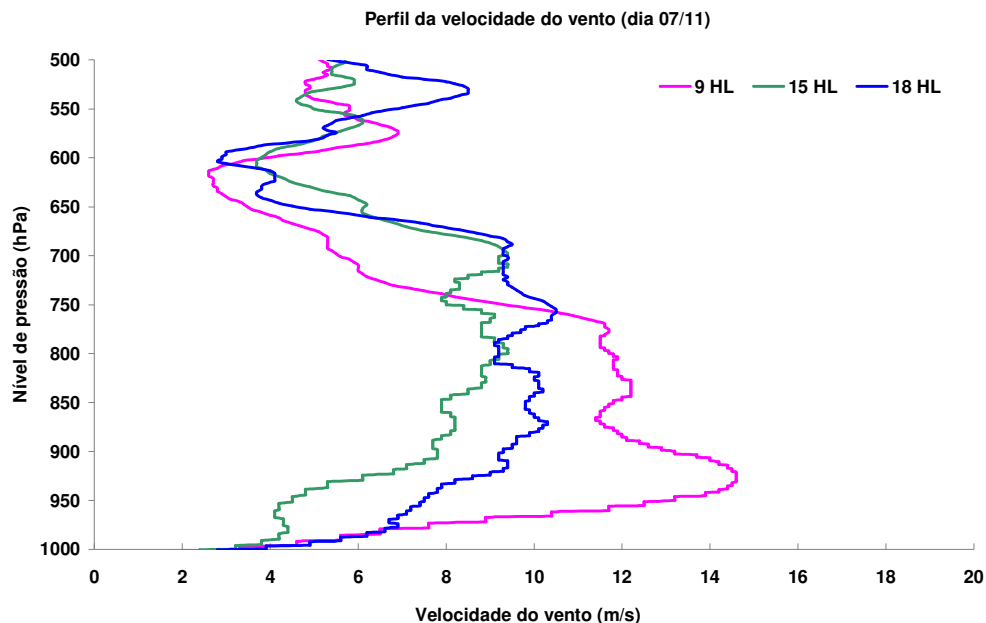


Figura 4.30. Perfil da velocidade do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL.

Ferreira e Cohen (2001) analisando o comportamento simultâneo das circulações de brisa marítima e terrestre para o oceano (Oceano Atlântico) e continente (Maranhão), observaram que durante o horário de brisa marítima o vento de leste se intensificou, devido a essa circulação de mesoescala na baixa atmosfera (superfície e 850 hPa). No entanto, essa circulação se enfraqueceu acima de 850 hPa, devido ao ramo de retorno da brisa marítima com sentido contrário ao vento predominante, resultando em menor intensidade do vento.

Esses resultados são o oposto dos encontrados para Caxiuanã, pois pela Figura 4.31 nota-se que a intensificação dos ventos de leste (desde a superfície até 750 hPa) ocorreu no horário da brisa terrestre (às 9:00 HL), sendo que no horário das 18:00 HL ele foi mais intenso que no horário de predominância de brisa fluvial (às 15:00 HL) desde a superfície até 900 hPa, aproximadamente. Porém, entre 750 e 650 hPa, o horário das 18:00 HL representa a circulação de brisa terrestre bem melhor que o horário de 9:00 HL, pois nessa camada o sentido da circulação passa a ser da baía para o continente, intensificando a velocidade do vento em níveis mais altos.

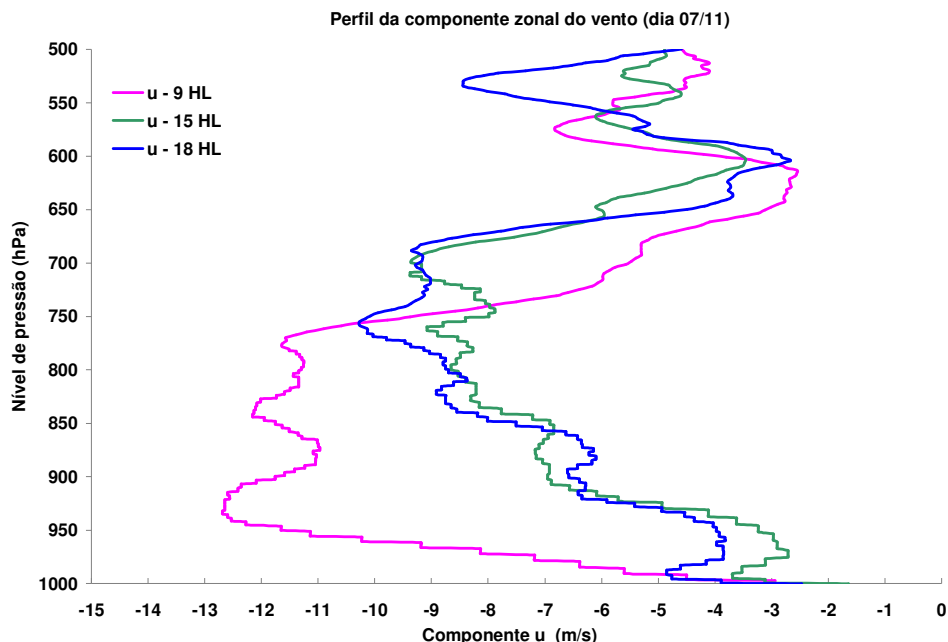


Figura 4.31. Perfil vertical da componente zonal do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL.

Souza Júnior et al. (2006), fizeram um estudo das circulações locais sobre Caxiuanã, durante o período menos chuvoso. Eles observaram que, durante o início da manhã, houve formação de brisa terrestre sobre na região. Porém, devido à predominância dos ventos aliseos, não ocorreu o giro do vento associado a essa circulação local, mas apenas o enfraquecimento dos aliseos. Ou seja, o trabalho desses autores mostra que os ventos aliseos estavam influenciando no sentido da circulação local, diferentemente do encontrado neste trabalho, pois a ZCIT no período do experimento COBRA-PARÁ não influenciou na predominância dos ventos, permanecendo somente os feitos locais. E com a menor atuação da ZCIT, sobre Caxiuanã, o contraste de temperatura entre o continente e a baía aumenta, e, conseqüentemente, induz a intensificação da circulação de brisa fluvial (SILVA, 2006).

Por outro lado, a componente meridional do vento (Figura 4.32) mostra que os ventos de norte são predominantes durante os três horários, e que, em média, eles foram mais intensos no horário das 18:00 HL, superando os valores do horário das 9:00 HL. Isso mostra que, sobre a reserva florestal de Caxiuanã, às 18:00 HL há um aumento na intensidade dos ventos de norte, o que acarreta na transferência de umidade da baía de Caxiuanã para a área de estudo.

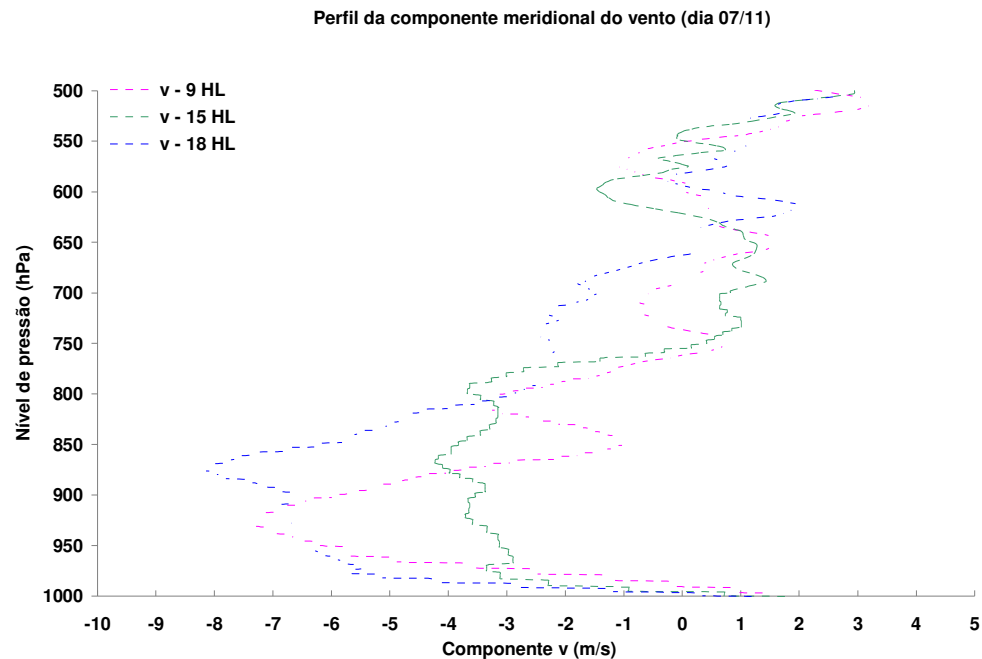


Figura 4.32. Perfil vertical da componente meridional do vento, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL.

A Figura 4.33 mostra o perfil vertical da umidade específica para os três horários em que foram analisados os perfis verticais da velocidade do vento, assim como, de suas componentes. Observa-se que, desde a superfície até 950 hPa, a umidade específica foi maior durante o horário de brisa terrestre (9:00 HL), enquanto que acima desse nível até 750 hPa a umidade foi maior no horário de brisa fluvial. Esses resultados concordam com aqueles mostrados por Ferreira e Cohen (2001), pois elas observaram que entre os níveis da superfície e 975 hPa a razão de mistura (aproximadamente igual a umidade específica) foi menor durante o horário de brisa marítima, possivelmente associada à entrada de ar mais frio e seco proveniente do oceano. E, para esse mesmo horário, a razão de mistura apresentou maiores valores acima do nível de 975 hPa, caracterizando a saída de ar quente e úmido do continente.

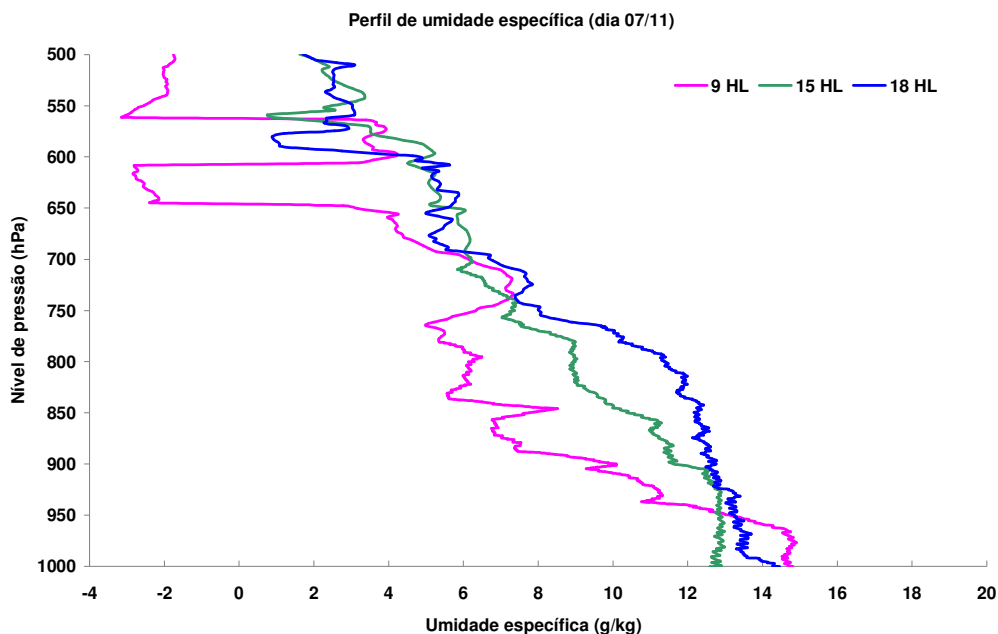


Figura 4.33. Perfil vertical de umidade específica, na floresta de Caxiuanã, no dia 7/11/2006, às 09:00, 15:00 e 18:00 HL.

No entanto, às 18:00 HL, a camada de 950 – 750 hPa apresentou valores de umidade específica superiores àqueles das 9:00 e 15:00 HL. E isto comprova que ocorre convergência de umidade em Caxiuanã nesse horário, indicando que o aumento da CAPE se deveu, principalmente, pela intervenção do campo de umidade, ao invés do campo de temperatura (como demonstrado por Machado, Laurent e Lima (2002)).

#### 4.3.2.2 Relação entre os ERUs e a estabilidade da atmosfera

Analisou-se a relação entre os regimes de umidade e a estabilidade da atmosfera, para o horário das 18:00 HL (Figura 4. 34), com a distribuição dos ERUs no “espaço de fase” proposto por Mahrt (1991). Para esse espaço de fase foram utilizados aqueles dias que apresentaram dados disponíveis para tal análise (dias 6, 8, 9, 10, 11 e 12 de novembro), se levando em consideração o valor da CAPE para cada um desses dias.

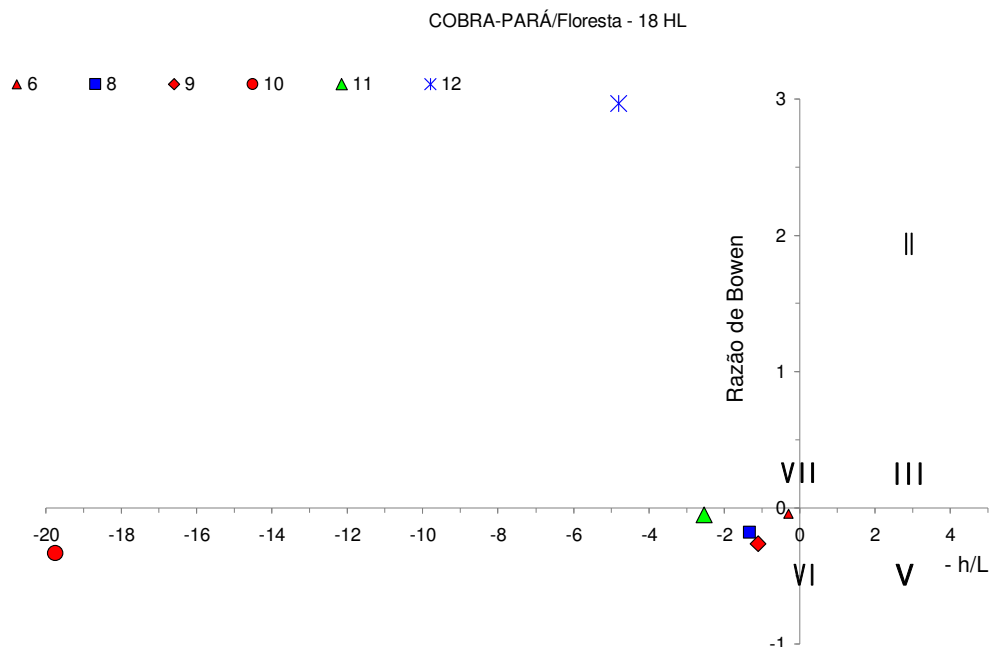


Figura 4.34. “Espaço de fase” apresentando ERUs agrupados nas classes propostas por Mahrt, com dados do experimento COBRA-PARÁ para o horário das 18:00 HL. A cor vermelha significa  $CAPE > 1000 \text{ J.kg}^{-1}$ ; a cor azul significa  $300 < CAPE < 1000 \text{ J.kg}^{-1}$  e a cor verde significa  $CAPE < 300 \text{ J.kg}^{-1}$ .

Nota-se que três dias (6, 9 e 10) apresentaram  $CAPE$  maior que  $1000 \text{ J.kg}^{-1}$ , e isso representa uma atmosfera instável. No entanto, esses dias, nesse horário, foram representativos da região VI, a qual é representativa de fortes condições de estabilidade. Por outro lado, o dado do dia 10 mostrou um comportamento muito diferente dos outros dias (6 e 9) que também apresentaram altos valores de  $CAPE$ , ou seja, no dia 10 o valor de  $-h/L$  foi muito pequeno. Além do mais, o dia 12 não foi representado pelo quadrante VI e sim pelo quadrante VII, o qual é representativo da presença de orvalho. E pela classificação da Figura 4.34 esse dia apresentou um valor de  $CAPE$  entre  $300$  e  $1000 \text{ J.kg}^{-1}$ , representando também uma condição instável.

Sendo assim, se pode dizer que o espaço de fase de regimes de umidade não é muito válido para classificar a atmosfera, quanto as suas condições de estabilidade, principalmente, quando ocorre influência de fenômenos de mesoescala, como é o caso dos dias 9 e 10, nos quais houve a aproximação da ZCAS.

Isto sugere que se deva levar em conta a proposição de Garstang e Fitzjarrald (1999), sobre a existência de dois regimes de umidade associados à CLA



na Amazônia: aqueles com atmosfera em estado perturbado e estado não-perturbado. Percebe-se que a classificação de ERUs é válida para estações de “estado não-perturbado”. Por outro lado, para situações de “estado” perturbado, em que a análise da estabilidade termodinâmica da atmosfera (CAPE) é importante, essa classificação não mais é válida. Além do mais, a Baía de Caxiuanã se encontra instável o tempo todo (ALESSANDO LECHINOSKI, comunicação pessoal, 2008), o que torna mais difícil a aplicação dessa metodologia para essa região.

Sugere-se que um novo espaço de fase, poderá ser útil para explicar os regimes de umidade existentes na “atmosfera perturbada” através do gráfico de  $R_{icov}$  x  $|\beta|$ , onde  $R_{icov}$  é o número de Richardson convectivo (EMANUEL, 1994, p. 373), definido como sendo a razão entre a magnitude de cisalhamento dentro da “CM perturbada” e a CAPE.

## 5 CONCLUSÕES

Foi desenvolvido um estudo para verificar a aplicabilidade de um critério de classificação de regimes de umidade proposto na literatura para caracterizar diferentes “estados” da Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT), através de sua representação em um “espaço de fase”, em que os dados são agrupados em função da razão de Bowen,  $\beta$ , e do parâmetro de estabilidade,  $-h/L$ , (onde  $h$  é a altura da Camada Limite Atmosférica (CLA) e  $L$  é o comprimento de Obukhov). A partir daí, foi possível investigar a ocorrência das seguintes classes, tanto acima de uma área de floresta quanto acima de uma área de savana tropical: classe I: condição seca e instável; classe II: condição de vento seco; classe III: condição de vento úmido; classe IV: condição úmida e instável; classe V: condição de condensação na superfície; classe VI: condição de estabilidade, em que a evaporação superficial é maior que o saldo de radiação; e classe VII: formação de orvalho induzido por radiação noturna resfriando a superfície. Além disso, se elaborou uma análise da estabilidade termodinâmica da CLAT para verificar a influência dessa camada no controle da atividade convectiva sobre a área de floresta, sendo que essa análise foi efetuada a partir da determinação da Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE). Com isto, foi possível dispor de meios para investigar a CLAT, tanto em estados atmosféricos “não perturbados”, quanto em estados atmosféricos “perturbados”.

Para tais análises foi selecionada uma área de floresta, representando o clima quente e úmido da região Amazônica (em Caxiuanã, Pará, durante o experimento COBRA-PARA), e uma área de savana tropical (em Daly Waters, Austrália, durante o experimento KOORIN), a qual representa uma área com baixa densidade vegetal e clima quente e seco. Os dados analisados para cada região corresponderam aos períodos menos chuvosos do ano, sendo de 06 a 13/11 de 2006, para Caxiuanã, e de 15/07 a 13/08 de 1974, para Daly Waters.

Foi demonstrado que, sob condições de CLA “não perturbada”, os regimes de umidade são bem caracterizados pelo espaço de fase proposto na literatura. Todavia, quando a CLA esteve “perturbada”, a classificação não foi bem sucedida, razão pela qual sugere-se que, para caracterizar seu regime de umidade, se deva levar em consideração a CAPE, cujos valores não estão necessariamente correlacionados com o parâmetro de estabilidade  $-h/L$ .

Para a CLA “não-perturbada”, os resultados dos regimes de umidade mostraram que, tanto para a área de floresta como para a área de savana, no horário das 09:00 HL, os dados foram representativos da região III. Nesse horário, a atmosfera se mostrou estável apresentando valores baixos de  $\beta$ , ocasionando um fraco aquecimento da superfície, que por sua vez, gera condições de estabilidade próximas da neutralidade. No entanto, os valores de  $\beta$  foram maiores sobre a área de savana, em decorrência de a maior parte da energia disponível ser utilizada na forma de calor sensível.

Para as duas regiões, no período da tarde (15:00 HL), alguns Estados de Regimes de Umidade (ERUs) se enquadraram na região III, mas esse horário foi mais frequentemente representativo da região IV. Ou seja, os valores de  $-h/L$  passam a ser muito maiores que do horário anterior, em virtude do termo de cisalhamento vertical do vento ser muito pequeno.

Já no horário das 18:00 HL, para ambas as regiões, os ERUs mostraram uma condição estável, o que foi refletido no estado do espaço de fase, com pequenos fluxos negativos de calor sensível e positivos de calor latente.

No geral, pode-se concluir que os regimes de umidade de Daly Waters indicam a tendência dos regimes de umidade no caso de haver a savanização da Amazônia. Esta, possivelmente, apresentaria uma atmosfera seca, com a maior parte da energia disponível utilizada para gerar calor sensível, com baixos índices de evapotranspiração (maiores valores de  $\beta$ ) e, conseqüentemente, formação de nuvens mais estratiformes e menores taxas de precipitação.

Além disso, a análise da estabilidade da atmosfera para Caxiuanã mostrou que, durante o experimento COBRA-PARÁ, não houve nenhuma relação direta entre os máximos da altura da CLA e da CAPE, o que invalida a utilização da metodologia utilizada para classificar regimes de umidade na existência do estado atmosférico “perturbado”. Propõe-se explicação para aumento da ocorrência de CAPE, frequentemente nos finais de tarde, em Caxiuanã, e discute-se a formulação de uma nova classificação para “estados perturbados” da atmosfera tropical úmida.

## REFERÊNCIAS

AGUIAR, R. G.; VON RANDOW, C.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no Sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 248-257, dez. 2006.

ANDRÉ, J. C.; Mahrt, L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 864-878, apr. 1982.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-701, 1974.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 1988. 307p.

ASPLINDEN, C. I. A Classification of the structure of the tropical atmosphere and related energy fluxes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, n. 7, p. 692-697, jul. 1976.

AVISSAR, R.; CHEN, F. Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid scale) fluxes for large-scale atmospheric models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 22, p. 3751-3774, nov. 1993.

BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared und undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v.13, n. 7, p. 783-796, nov. 1993.

BETTS, A. K.; DUGAN, F. J. Empirical formula for saturation pseudo-adiabats and saturation equivalent potential temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 12, p. 731-732, 1973 (a).

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1046-1053, jul. 1980.

CLARKE, R. H.; BROOK R. R. **The Koorin expedition: atmospheric boundary layer data over tropical savannah land**. Canberra: Australian government publishing service, 1979. 359 p.

CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, v. 21, n. 11, nov. 2006. Disponível em: <<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/index1106.shtml>>. Acesso em: 2 jul. 2008.

COBRA-PARÁ - Caxiuanã Observations in the Biosphere, River and Atmosphere of Pará. Disponível em: <[http://www3.ufpa.br/cobra-para/localizacao\\_geografica.php](http://www3.ufpa.br/cobra-para/localizacao_geografica.php)>. Acesso em 04 out. 2007.

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, p. 34-40. 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines. A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n.11, p. 3163-3174, nov. 1995.

COHEN, J. C. P.; SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. W. Jatos de baixos níveis acima da floresta amazônica em Caxiuanã (PA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p. 271-282. 2006.

COSTA, M. L.; MORAES, E. L.; BEHLING, H.; MELO, J. C. V.; SEQUEIRA, N. V. M.; KERN, D. C. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997. p. 121-137.

COSTA, M. H.; SILVIA, N. M Y.; SOUZA, P. F. S. ; RIBEIRO, A.; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L07706. 2007.

DURAND, P.; FRANGI, J. P.; DRUILHET, A. Energy budget for the sahel surface layer during the ECLATS Experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 42, n. 1-2, p. 27-42. 1988.

EMANUEL, A. **Atmospheric convection**. New York: Oxford University Press. 1994. 580p.

ESAU, I. N.; LYONS, T. J. Effect of sharp vegetation boundary on the convective atmospheric boundary layer. **Agric. Forest Meteorol.**, v. 114, p. 3-13. 2002.

ESTAÇÃO CIENTÍFICA FERREIRA PENNA. **Caxiuanã**. Disponível em: <<http://www.museu-goeldi.br/ecfpn>> Acesso em: 17 jun. 2008.

FERREIRA, S. A.; COHEN, J. C. P. Estrutura vertical da atmosfera associada às circulações de mesoescala durante a operação Norte III do programa REVIZEE. **Revista Virtual de Iniciação Acadêmica da UFPA**. v. 1, n. 2, p. 1 – 9, jul. 2001.

FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. 1995. 202 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Curso de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; LYRA, R. F. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; DOLMAN, A.J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theory & Application Climatology**, v. 77, n. 1-3, p. 47-59, jun. 2004.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in Eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 123-135, jun. 2004.

GARRATT, J. R. Limitations of the eddy correlation technique for the determination of turbulent fluxes near the surface. **Boundary Layer Meteorology**, v. 8, p. 255-259. 1975.

GARRATT, J. R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316 p.

GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. New York: Oxford-University-Press, 1999. 405 p.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: Wiley, 1996. 611 p.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, may 1997.

GOULART, A. G. O.; DEGRAZIA, G. A.; CAMPOS, C. R. J.; SILVEIRA, C. P. Coeficientes de difusão turbulentos para a camada residual. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, p. 123-128. 2004.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Washington: Elsevier Academic Press, 1992, 497 p.

JARVIS, P. G.; JAMES, G. B.; LANDSBERG, J. J. Coniferous forest. In : MONTEITH, J. L. **Vegetation and the atmosphere**, London: Academic, 1975, p. 171-240.

JARVIS, P. G., McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration. **Advances in Ecological Research**, v. 15, p. 1- 49. 1986.

LAING, A. G.; FRITSCH J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2756-2776, aug. 2000.

LEITE, C. C.; LYRA, R. F. F. Evolução da camada limite convectiva em área de floresta nativa e pastagem plantada na Amazônia durante a transição da estação seca para a chuvosa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais**. Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. 1 CD-ROM.

LISBOA, P. L. B. Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997. p. 23-49.

LISBOA, P. L. B. A Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn (1993-2000). In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**: populações tradicionais, meio físico e diversidade biológica. Belém: MPEG, 2002. p. 35-55.

LYRA, R. F. F. et al. Efeitos do desmatamento sobre a termodinâmica da baixa atmosfera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8.; CONGRESSO LATINO AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 2., 1994, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. v. 1, p. 81-84.

LYRA, R. F. F. **Desmatamento da Amazônia e sua repercussão a nível da camada limite atmosférica**: projeto RBLE “Rondonia Boundary Layer Experiment”. Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. dez. 1995. (Relatório.).

MACHADO, L. A. T. The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 3131-3144, sep. 2000.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8064, doi:10.1029/2001JD000338. 2002.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazônia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 61-77. 2004.

MAHRT, L. Boundary-layer moisture regimes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, n. 497a, p. 151-176, jan. 1991.

MAHRT, L. Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models. **Theoretical and Computational Fluid Dynamics**, v. 11, p. 263-279. 1998.

MAHRT, L.; SUN, J.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal Boundary-Layer Regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 2, p. 255-278, aug. 1998.

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; MARIOTTI, A.; NOBRE, C. A. Climate change desforestation and the fate of the Amazon. **Science**, v. 319, p. 169-172. 2008.

MARQUES FILHO, E. P. M. **Alguns aspectos teóricos e experimentais da camada limite superficial acima do pantanal Matogrossense**. 2000. 129 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2000.

MARQUES FILHO, E. P. et al. Desvios Padrões das Características Turbulentas na Camada Limite Superficial acima do Pantanal Matogrossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000.



MASTER – Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br>> Acesso em: 20 jun. 2008.

MCBEAN, G. A. Instruments requirements for eddy correlation measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v.11, p.1078-1084. 1972.

MOENG, C. H.; WYNGAARD, J. C. Statistics of conservative scalars in the convective boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 21, p. 3161-3169, nov. 1984.

MOLION, L. C. B. Micrometeorology of an Amazonian rain forest, In: DICKINSON, R. E. **The geophysiology of Amazonia - vegetation and climate interactions**, New York: Wiley-The United Nations University, 1987. p. 255-272.

MONCUR, R. L. Response of the thermistor used in the Australian radiosonde. **Australian Meteorology Magazine**, v. 17, p. 215-227. 1969.

MONTAG, L. F. A.; BARTHEM, R. B. Estratégias de conservação em comunidade de peixes da bacia de Caxiuanã (Melgaço/PA): um lago antigo a ser comparado com represas novas. In: Seminário de 10 anos de atividades da ECFPn, Caxiuanã, 1., 2003, Belém. **Resumos**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2003. 1 CD-ROM.

MORAES, J. C.; COSTA, J. P. R.; ROCHA, E. J. P.; SILVA, I. M. O. Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997.p. 85-95.

MOTA, M. A. S. **Estrutura vertical da atmosfera e precipitação: análise dos dados com alta resolução vertical e temporal**. 1991. 144 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

MOTA, M. A. S. **Apostila de utilização e análise do diagrama termodinâmico**. Belém: Universidade Federal do Pará, 1998. 20 p. (Notas de aula).

MOTA, M. A. S. **Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala**. 2004. 157 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Curso de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004.

MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e alta da Bolívia durante a campanha "Wet-AMC/LBA". **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p.344-355, dez. 2006.

MOTA, M. A. S.; SILVA, L. M.; SÁ, L. D. A. Variabilidade da altura da camada de mistura (CM) e da energia potencial convectiva disponível (CAPE) durante o Wet-AMC/LBA. **Ciência e Natura**, v. especial, p. 419-421, dez. 2007.

MOURA, M. A. L.; MEIXNER, F. X.; TREBS, I.; LYRA, R. F. F.; ANDREAE, M. O.; NASCIMENTO FILHO, M. F. Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. **Acta Amazônica**, v. 34, n. 4, p. 605-611, oct./dec. 2004.

NOBRE, C. A.; WICKLAND, D.; KABAT, P. I. The large scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA). **Global Change News Letter**, v. 45, p. 2-4, mar. 2001.

NOBRE, C. A.; ASSAD, E. D.; OYAMA, M. D. Mudança ambiental no Brasil: o impacto do aquecimento global nos ecossistemas da Amazônia e na agricultura. **Scientific American Brasil**, v. 80, p. 70-75. 2005.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. F. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 22-27, 2007.

NOGUEIRA, D. S. **Estudo sobre rajadas noturnas acima da reserva florestal de Caxiuanã durante a estação seca**. 2005. 91 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Curso de Bacharelado em Meteorologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

NOGUEIRA, D. S.; SÁ, L. D. A.; COHEN, J. C. P. Rajadas noturnas e trocas de CO<sub>2</sub> acima da reserva florestal de Caxiuanã, PA, durante a estação seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 213-223, dez. 2006.

NOGUEIRA, D. S. **Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos**. 2008. 129 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

OLIVEIRA, P. J.; FISCH, G. Efeito da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 39-44, dez. 2000.

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

PROGRAMA LBA. Disponível em: <<http://lba.cptec.inpe.br/lba/site>>. Acesso em: 10 mar. 2008.

QUEIROZ, M. R. **Termodinâmica da camada limite atmosférica na Amazônia (TECLA) – influência dos efeitos locais e dos fenômenos de mesoescala**. 2008. 129 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Alagoas, 2008.

RAMOS DA SILVA, R.; AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 1028-1042. 2006.

RAMOS DA SILVA, R., WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin during the wet-season climate impacts. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1153-1170. 2008.

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, p. 572-585. 1996.

RIEHL, H.; MALKUS J. S. On the heat balance in the equatorial though zone. **Geophysica**, v. 6, p. 503-508. 1958.

ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; AGUIAR, L. F. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firm rain forest. **Journal of Applied Ecology**, v. 27, p. 336-353. 1990.

ROBERTS, J.; CABRAL, O. M. R.; FISCH, G.; MOLION, L. C. B., MOORE, C. J.; SHUTTLEWORTH, W. J. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 65, n. 3-4, p. 175-196, aug. 1993.

ROCHA, C. H. E. A. et al. Evolução da camada limite atmosférica no Oeste da Amazônia – comparação entre as estações seca e chuvosa - parte 1: em área de floresta nativa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais**. Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia., 2002. v. 1, p. 2165-2169.

ROCHA, C. H. E. D.; LYRA, R. F. F. Desenvolvimento da camada limite atmosférica em Rondônia: comparação entre estação seca e chuvosa - parte 2 (pastagem). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13., 2003, Santa Maria. **Anais**. Santa Maria: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2003. p. 197-198.

SÁ, L. D. A.; VISWANADHAM, Y; MANZI, A. O. Energy flux partitioning over the Amazon Forest. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 39, n. 1, p. 1-16. 1988.

SÁ, L. D. A. **Les Flux Turbulents dans la Couche Limite de Surface analysés à partir de Mesures Aéroportées: Validation d'une Methode Dissipative-Inertielle et Étude de Variabilité**. 1992. 153 f. Tese (Doutorado em Física da atmosfera) – Curso de Doutorado em Física da atmosfera, Université Paul Sabatier de Toulouse, França, 1992.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L09708. 2007.

SANTOS, L. A. R. **Análise e caracterização da camada limite convectiva em área de pastagem, durante o período de transição entre a estação seca e chuvosa na Amazônia (Experimento RACCI-LBA/Rondônia)**. 2006. 118 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

SELLERS, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p.1335-1372. 1985.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERT, J. Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest. **Weather Magazine**, v. 40, n. 4, p. 102-108, apr. 1985.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philosophical transactions of the Royal Society of London**, series B, v. 324, n. 1223, p. 299-334, aug. 1989.

SILVA, L. M. **Circulações locais em Bragança e Caxiuanã**. 2006. 51 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) – Curso de Bacharelado em Meteorologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; DIAS, P. S.; NOBRE, C. A.; FISCH, G.; DOLMAN, H.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; AVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8072, doi:10.1029/2001JD000335. 2002.

SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J. C. P.; GANDÚ, A. W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 215-222. 2005.

SILVA DIAS, M. A. F. **Circulações Locais** [Notas de aula]. Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/CirculacoesLocais.pdf>> Acesso em: 30 set. 2008.

SILVEIRA, C. P.; CAMPOS, C. R. J.; DEGRAZIA, G. A.; MOREIRA, D. M.; GOULART, A. G. A influência do decaimento da turbulência convectiva no cálculo da concentração superficial de contaminantes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p. 75-82, abr. 2005.

SOUSA, A. M. L. **Estudo observacional de jatos de baixos níveis no litoral norte e nordeste do Pará durante o período chuvoso e seco**. 2005. 120 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2005.

SOUSA, A. M. L.; ROCHA, E. J. P.; COHEN, J. C. P. Desenvolvimento da camada limite planetária nos ecossistemas de mangue e floresta. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 224-232, dez. 2006.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no Nordeste da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 223-229. 2005.

SOUZA JÚNIOR, J. A. et al. Simulação de alta resolução das circulações locais no Leste da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais**. Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. 1 CD-ROM.

STRONG C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG M.; BETTS, A. K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in Southwestern Amazonia. **American Meteorological Society**, v. 44, n. 10, p. 1607-1619, oct. 2005.

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

THOM, A. S.; STEWART, J. B.; OLIVER, H. R.; GASH, J. H. C. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, p. 93-105. 1975.

VAISALA RS80 RADIOSONDES. Disponível em: <<http://www.vaisala.com/weather/products/soundingequipment/radiosondes>> Acesso em: 17 out. 2007.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, j.; NICOLINI, M.; NOGUES-PEAGLE, J.; PEAGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63-77, jan. 2006.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa -Imprensa Universitária, 2000. p 449.

VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; PRASAD, G. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P. R. A.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia. I. Diurnal conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8062, doi:10.1029/2001JD000379. 2002.

VON RANDOW C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P.J.; ZANCHI, F.B.; SILVA, R. L., HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F.L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in Central West Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, jun. 2004.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: an Introduction survey**. New York: Academic Press, 2006. 483p.

WEBBUSCA. Mapa da Austrália. Disponível em: <<http://www.webbusca.com.br/atlas/mapas/australia.asp>>. Acesso em: 23 abr. 2008.

WYNGAARD, J. C. Lectures on the planetary boundary layer, In: LILLY, D.; GALCHEN, T. **Mesoscale meteorology** - theory, observations and models. Hingham: Reidel Publish, 1983. p. 603-650.