

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-7236-TDI/689

**ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁREAS DE
FLORESTA E PASTAGEM NA AMAZÔNIA**

José Alexandre da Costa Galvão

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Gilberto Fisch, aprovada
em 15 de março de 1999.

INPE
São José dos Campos
1999

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**ESTUDO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO EM
ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM NA AMAZÔNIA**

José Alexandre da Costa Galvão

**Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Gilberto Fisch, aprovada em março de 1999.**

INPE
São José dos Campos
1999

551.584 : 633.2.03(811.3)

GALVÃO, J. A. C.

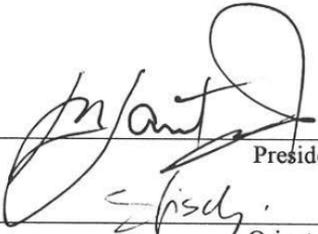
Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia / J. A. C. Galvão - São José dos Campos: INPE, 1999.

125p. – (INPE-7236-TDI/689)

1.Amazônia (região). 2.Florestas. 3.Micrometeorologia. 4.Radiação de onda longa. 5.Balanço de energia. I.Título.

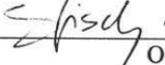
Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre em Meteorologia**.

Dr. Jesus Marden dos Santos



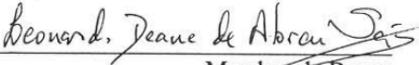
Presidente

Dr. Gilberto Fernando Fisch



Orientador

Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá



Membro da Banca

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá



Membro da Banca

Dr. Antonio Roberto Pereira



Membro da Banca
Convidado

Candidato: José Alexandre da Costa Galvão

A Deus e à minha família,
dedico.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Gilberto Fernando Fisch, pela orientação segura e experiente que possibilitou a conclusão do presente trabalho.

Aos Membros da Banca Examinadora, pelas críticas e sugestões apresentadas.

À Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão de Bolsa de Estudo.

Aos participantes do Projeto ABRACOS, que disponibilizaram os dados utilizados neste estudo.

Aos coordenadores acadêmicos e professores do Curso de Meteorologia do INPE, pelo auxílio e apoio no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá e à Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá pelas correções e sugestões oferecidas na elaboração deste trabalho.

Aos colegas da turma de Mestrado pelo diálogo, amizade e apoio dispensados, em especial aos amigos Júlio Tota da Silva, Hélio Camargo Júnior e Marcos Daisuke Oyama, pelo inestimável apoio.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho.

E, em especial, à Zulene Picanço da Silva Galvão pelo amor, companheirismo e incentivo, e à minha família que muito me apoiou em todos os momentos difíceis.

RESUMO

Medidas micrometeorológicas de superfície realizadas nas áreas de floresta e de pastagem do Projeto ABRACOS na região de Ji-Paraná foram utilizadas para avaliar o balanço de radiação, o desempenho de fórmulas empíricas na estimativa da radiação de onda longa atmosférica e o balanço de energia para o final da estação chuvosa e início da estação seca do ano de 1993. O desempenho de 5 diferentes equações de estimativas de radiação de onda longa da atmosfera (L_d) foi avaliado para área de pastagem na Amazônia. De um modo geral, as estimativas de L_d , a partir desses modelos, subestimaram a L_d medida, resultando em valores de desvio médio quadrático (DMQ) de 50,7 a 75,2 Wm^{-2} , assim como valores negativos de erro médio absoluto (EMA) de -73,0 a -49,1 Wm^{-2} . Isto pode estar relacionado aos coeficientes utilizados nessas equações que são específicas para os locais nos quais foram desenvolvidas, diferentes das condições ambientes de pastagem na Amazônia. Um ajuste local desses coeficientes foi realizado, obtendo-se, com isso, melhores estimativas de L_d pelos modelos em que a emissividade é função somente da temperatura do ar. Os índices estatísticos das equações ajustadas, mostraram coeficientes de correlações (R) próximos à unidade, pequenos valores de DMQ e EMA próximos de zero. A partição de energia foi avaliada, e os resultados indicaram que durante o período chuvoso, a devolução de energia para a atmosfera é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) utilizada foi 0,79 na floresta e 0,65 na pastagem. Uma pequena parte (H/R_n) é usada para o aquecimento da atmosfera, correspondendo a 0,17 na floresta e 0,20 na pastagem. No período seco, a floresta continua a utilizar uma maior quantidade de energia para evaporar e uma menor quantidade para aquecer o ar, enquanto que na pastagem a transferência de energia para a atmosfera ocorre em magnitudes muito próximas dos fluxos de calor latente e calor sensível, principalmente nos horários entre 11 e 14 Hora Local (HL). No caso do evento de friagem, a devolução de energia para a atmosfera é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente antes da passagem, cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) foi igual a 0,79 para a floresta e 0,71 para a pastagem. Durante a friagem, a fração de LE/R_n na floresta foi superior a unidade, enquanto que na pastagem a fração de LE/R_n foi igual a 0,88. Após a passagem da friagem, a fração de LE/R_n e H/R_n na floresta e na pastagem retornam ao padrão antecedente à friagem. No caso do evento de nevoeiro, a forma de devolução de energia para atmosfera também é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cujos valores da razão de Bowen foram positivos até 9 HL.

THE RADIATION BALANCE OVER FOREST AND PASTURE IN AMAZONIA

ABSTRACT

Micrometeorological observations of the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Study (ABRACOS) have been used to study the surface balance radiation, to test the validity of several methods used for estimating of the long-wave atmospheric radiation flux and surface balance energy behaviour of paired forest and pasture sites at Ji-Parana (RO) during the end of the wet season and the start of the dry season of 1993. The performance of 5 methods for estimating the long-wave atmospheric radiation flux (L_d) were tested for a pasture site in Amazon. However, the estimates of L_d from these methods underestimate the L_d values, when compared to the measurements. The root mean square error ranges from 50.7 to 75.2 Wm^{-2} . The values of the mean bias error are negative and range from -73.0 to -49.1 Wm^{-2} . This can be associated to the coefficients used by empirical equations, since they are specific to the place in which they had been developed. A local adjustment of these coefficients were made. Thus, much better estimates of L_d were obtained by methods in which the emissivity is only function of the temperature. The statistical tests of the adjusted equations show correlation coefficients near of unit, smaller values of root mean square error and mean bias error near to zero. The balance energy were considered and the results show that during the wet period, the transfer of energy to atmosphere is done mainly by the latent heat flux, which used 0.79 of the net radiation (LE/R_n) at the forest site and 0.65 at the pasture site. The corresponding values to heat the atmosphere (H/R_n) were 0,17 at the forest site and 0.20 at the pasture site. In the dry period, the forest continue to use most of the energy to evaporation and less energy to heat to the air. At the pasture the transfer of energy to atmosphere is made likely by latent heat flux and sensible heat flux, mainly between 11 e 14 Local Hour (LH). During a “friagem” event, the transfer of energy to atmosphere is done mainly by latent heat flux (before the friagem crosses the region), which used 0.79 of the net radiation (LE/R_n) at the forest and 0.71 at the pasture site. When the “friagem” is crossing the sites, the ratio LE/R_n is greater than 1 at the forest site and 0.88 at the pasture site. After the “friagem” has crossed the area, the values of the ratio LE/R_n and H/R_n at the forest and pasture sites return to the characteristic pre-friagem values. In the case of the fog, the transfer of energy to atmosphere is also done mainly by latent heat flux, and the values of Bowen ratio were positives until 9 LH.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	21
<u>CAPÍTULO 2 - ELEMENTOS TEÓRICOS</u>	25
2.1 - Balanço de radiação.....	25
2.2 - Albedo.....	27
2.3 - Radiação de longa da atmosfera.....	28
2.4 - Partição de energia.....	30
2.5 - Substituição da floresta por pastagem na Amazônia	32
2.6 - Friagem	33
<u>CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA</u>	35
3.1 - Sítios experimentais e instrumentação.....	35
3.1.1 - Floresta.....	35
3.1.2 - Pastagem.....	36
3.1.3 - Climatologia da região de Ji-Paraná	36
3.1.4 - Instrumentação	39
3.2 - Metodologia	40
3.2.1 - Balanço de energia na superfície	40
3.2.2 - Saldo de radiação.....	44
3.2.3 - Fluxo de calor sensível.....	45
3.2.4 - Fluxo de calor latente.....	45
3.2.5 - Armazenamento de energia na biomassa	45
3.2.6 - Energia usada para fotossíntese.....	46
3.2.7- Razão de Bowen	46
3.2.8 - Umidade relativa.....	47
3.2.9 - Umidade específica.....	48
3.2.10 - Água armazenada no solo	49
3.2.11 - Partição de radiação de ondas longas.....	50
3.2.12 - Radiação solar incidente no topo da atmosfera	53
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES</u>	55
4.1 - Balanço de radiação de onda longa	55
4.1.1 - Balanço de radiação	55
4.1.2 - Radiação de onda longa da atmosfera.....	59

4.1.3 - Ajuste das equações empíricas às condições locais.....	64
4.2 - Balanço de energia e variações microclimáticas.....	68
4.2.1 - Análise Global.....	68
4.2.2 - Período chuvoso.....	75
4.2.2.1 - Precipitação.....	75
4.2.2.2 - Temperatura do ar.....	79
4.2.2.3 - Umidade específica.....	80
4.2.2.4 - Balanço de energia.....	80
4.2.2.5 - Albedo.....	86
4.2.2.6 - Razão de Bowen.....	86
4.2.3 - Período seco.....	87
4.2.3.1 - Temperatura do ar.....	87
4.2.3.2 - Umidade específica.....	89
4.2.3.3 - Balanço de energia.....	89
4.2.3.4 - Albedo.....	92
4.2.3.5 - Razão de Bowen.....	94
4.2.4 - Comparação entre os períodos chuvoso e seco.....	94
4.2.5 - Friagem.....	96
4.2.5.1 - Precipitação.....	96
4.2.5.2 - Temperatura do ar.....	97
4.2.5.3 - Umidade específica.....	97
4.2.5.4 - Direção e velocidade do vento.....	100
4.2.5.5 - Balanço de energia.....	101
4.2.6 - Nevoeiro.....	105
4.2.6.1 - Balanço de energia.....	106
4.2.6.2 - Variáveis microclimáticas.....	108
<u>CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES</u>	111
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	115

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Localização geográfica da cidade de Ji-Paraná (RO)	36
3.2 - Torre de 52 m instalada na Reserva Florestal Rio Jaru, Ji-Paraná (RO)	37
3.3 - Climatologia da Precipitação e Temperatura para a região de Ji-Paraná (RO), para o período de 1982 a 1996	38
3.4 - Estação Meteorológica Automática instalada na Fazenda Nossa Senhora Aparecida, Ji-Paraná (RO)	41
3.5 - Equipamento de correlação de vórtice turbulento (HYDRA) instalado na Fazenda Nossa Senhora Aparecida, Ji-Paraná (RO)	42
3.6 - Diagrama esquemático dos principais termos envolvidos no balanço de energia sobre uma superfície “ideal” durante o dia e à noite	43
3.7 - Diagrama esquemático do saldo radiômetro com e sem a parte inferior do sensor isolado por uma cavidade preta	52
4.1 - Variação média horária dos componentes do balanço de radiação durante o período de céu claro (a) e da radiação de onda longa da atmosfera (b)	58
4.2 - Comparação entre os valores medidos de L_d e os valores estimados pelos modelos de Brunt (a), Swinbank (b), Idso e Jackson (c), Satterlund (d) e Brutsaert (e) para o sítio de pastagem	60
4.3 - Variação média horária da radiação de onda longa da atmosfera medida (L_d) e estimada pelos modelos de Brunt (EQ. 1), Swinbank (EQ. 2), Idso e Jackson (EQ. 3), Satterlund (EQ. 4) e Brutsaert (EQ. 5) durante o período de céu claro na pastagem	64
4.4 - Ajuste local dos coeficientes dos modelos de Brunt (a), Brutsaert (b), Swinbank (c), Idso e Jackson (d), a partir dos dados horários medidos em 10 dias de céu claro	66
4.5 - Comparação entre os valores medidos de L_d e os valores estimados pelos modelos de Brunt (a), Swinbank (b), Idso e Jackson (c) e Brutsaert (d) com o ajuste local dos coeficientes	67
4.6 - Variação temporal dos componentes do balanço de energia na Floresta (a) e na Pastagem (b)	70

4.7 -	Varição temporal da temperatura do ar na Floresta (a) e na Pastagem (b)	71
4.8 -	Varição temporal da umidade específica do ar na Floresta (a) e na Pastagem (b)	73
4.9 -	Varição temporal da precipitação total acumulada na Floresta (a) e na Pastagem (b)	74
4.10 -	Varição temporal do armazenamento de água no solo do sítio de floresta (a) e pastagem (b)	76
4.11 -	Precipitação total diária acumulada na Floresta (a) e na Pastagem (b) e variação média horária da temperatura (c) e umidade específica do ar (d) durante o período chuvoso	77
4.12 -	Varição temporal e média horária dos componentes do balanço de energia na Floresta (a, c) e na Pastagem (b, d) e do albedo (e) e razão de Bowen (f)	81
4.13 -	Varição média horária da temperatura (a) e umidade específica do ar (b) e temporal dos componentes do balanço de energia na Floresta (c) e na Pastagem (d) durante o período seco	88
4.14 -	Varição média horária das componentes do balanço de energia na Floresta (a) e na Pastagem (b) e do albedo (c) e razão de Bowen (d) durante o período seco	91
4.15 -	Varição temporal da temperatura média diária do ar (a) e da precipitação durante a friagem na Floresta (c) e na Pastagem (d)	98
4.16 -	Varição temporal da temperatura do ar (a), umidade específica (b), velocidade do vento (c), direção do vento (d) e dos componentes do balanço de energia na Floresta (e) e na Pastagem (f) durante o evento de friagem	99
4.17 -	Comparação entre os componentes do balanço de energia durante o evento de nevoeiro e os valores médios horários do período seco na Floresta	107
4.18 -	Comparação entre as variáveis microclimáticas durante o evento de nevoeiro e os valores médios horários do período seco na Floresta	109

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 - Valores integrados diurnos da radiação solar incidente (R_g) e da radiação solar extraterrestre (R_{g0}), durante o período de céu claro (CC) e de céu nublado (CN)	56
4.2 - Resultados estatísticos referentes aos diferentes efeitos das estimativas de L_d sobre a energia média diurna integrada do saldo de radiação (R_n) durante o período de céu claro	62
4.3 - Equações empíricas com os coeficientes ajustados às condições de pastagem na Amazônia	65
4.4 - Resultados estatísticos das equações empíricas com os coeficientes ajustados e os diferentes efeitos das estimativas de L_d sobre o balanço de energia média diurna integrada do saldo de radiação (R_n) durante o período de céu claro	68
4.5 - Frequência da precipitação, considerando-se o número de eventos e a quantidade de chuva acumulada durante o período chuvoso na Floresta (F) e na Pastagem (P).	78
4.6 - Valores integrados diurnos da radiação solar incidente (R_g), saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G), energia armazenada na biomassa (B) e erro percentual do balanço de energia, durante o período chuvoso para Floresta (F) e na Pastagem (P)	85
4.7 - Valores integrados diurnos da radiação solar incidente (R_g), saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G), energia armazenada na biomassa (B) e erro percentual do balanço de energia, durante o período seco para Floresta (F) e na Pastagem (P)	93
4.8 - Valores médios dos componentes do balanço de energia, razão de Bowen, temperatura e umidade específica do ar, durante o período chuvoso (C) e seco (S) para Floresta (F) e na Pastagem (P)	95
4.9 - Valores integrados diurnos dos componentes do balanço de energia na Floresta (F) e na Pastagem (P) durante a friagem	103

- 4.10 - Fração dos fluxos de energia em relação ao saldo de radiação na floresta (F) e na Pastagem (P) durante a friagem 104
- 4.11 - Frequência de ocorrência da umidade relativa com valor igual ou superior a 96% durante o período de 04/04 a 26/07/93 (113 dias) na floresta em função da hora local 106

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

A	Constante psicrométrica ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)
B	Energia armazenada na Biomassa (Wm^{-2})
C	Período Chuvoso
c_p	Calor específico a pressão constante ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
D	Profundidade do perfil do solo analisado
e	Tensão de vapor d'água (hPa)
e_s	Tensão de saturação do vapor d'água na temperatura do bulbo seco (hPa)
E_{su}	Tensão de saturação do vapor d'água na temperatura do bulbo úmido (hPa)
E_0	Fator de correção de excentricidade da órbita da Terra
F	Floresta
G	Fluxo de calor no solo (Wm^{-2})
H	Fluxo de calor sensível (Wm^{-2})
I_{on}	Taxa de energia numa superfície normal aos raios solares (Wm^{-2})
I_{sc}	Constante solar (Wm^{-2})
k_S	Condutividade térmica ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$),
LE	Fluxo de calor latente (Wm^{-2})
L_d	Fluxo de radiação de onda Longa da atmosfera (Wm^{-2})
L_u	Fluxo de radiação de onda Longa da superfície (Wm^{-2})
L_v	Calor latente de vaporização (Jkg^{-1})
OC	Radiação de onda curtas (Wm^{-2})
OL	Radiação de ondas longas (Wm^{-2})
P	Pastagem
P_a	Pressão atmosférica (hPa)
P_h	Energia usada para fotossíntese (Wm^{-2})
q	Umidade específica do ar (gkg^{-1})
R	Coefficiente de correlação
R_g	Radiação solar global incidente (Wm^{-2})
R_{g0}	Radiação solar extraterrestre (Wm^{-2})
R_{gr}	Radiação solar global refletida (Wm^{-2})
R_n	Fluxo de saldo de radiação (Wm^{-2})
S	Quantidade de água existente no solo (mm)
S_b	Energia armazenada pelos troncos das árvores (Wm^{-2})
S_q	Energia armazenada no ar pelas variações horárias da umidade específica do ar (Wm^{-2})
S_t	Energia armazenada no ar pelas variações horárias da temperatura do ar (Wm^{-2})
T	Temperatura do ar no termômetro de bulbo seco ($^{\circ}\text{C}$)
T_c	Temperatura da superfície da cavidade preta (K)
T_s	Temperatura da superfície do solo ($^{\circ}\text{C}$)
T_w	temperatura do ar no termômetro de bulbo úmido ($^{\circ}\text{C}$)
w	Velocidade vertical (ms^{-1})
z	Profundidades do solo (m)

Gregos

α	Albedo, adimensional
β	Razão de Bowen, adimensional
δ	Ângulo de declinação solar ($^{\circ}$)
δ_q	Varição horária da umidade específica do ar ($^{\circ}\text{C}$)
δ_t	Varição horária da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$)
ε	Emissividade da superfície, adimensional
ε_{ac}	Emissividade da atmosfera para dias de céu claro, adimensional
ϕ	Latitude do local ($^{\circ}$)
μm	Unidade de comprimento de onda, igual a 10^{-3} mm
θ	Umidade volumétrica
θ_z	Ângulo zenital ($^{\circ}$)
ρ	Massa específica do ar (kgm^{-3})
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)
ω	Ângulo horário central ($^{\circ}$)

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CLP	Camada Limite Planetária
DMQ	Desvio Médio Quadrático
EMA	Erro Médio Absoluto
EMAs	Estações Meteorológicas Automáticas
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
UR	Umidade relativa do ar (%)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Atualmente têm-se discutido muito sobre as possíveis mudanças climáticas no globo terrestre em decorrência da ação antrópica na exploração dos recursos naturais. Na Amazônia, esta exploração ocorre em grande escala, como por exemplo, o desmatamento de grandes áreas de floresta tropical densa para extração de madeira ou substituição por áreas de pastagens para agricultura e/ou pecuária.

A floresta Amazônica brasileira compreende cerca de 40% das florestas tropicais remanescentes no planeta e é caracterizada por sua grande biodiversidade, que abrange tanto a riqueza de ecossistemas quanto a de espécies e de diversidade genética dentro de uma mesma espécie (CIMA, 1991).

A substituição da cobertura vegetal de floresta por pastagens modifica as interações entre o sistema solo-planta-atmosfera. Se grandes extensões são desmatadas, podem-se esperar mudanças afetando os sistemas atmosféricos causadores das variações no tempo, os quais, integrados por um longo período, formarão um novo clima (IH, 1994).

Essas evidências vêm preocupando a comunidade científica, a Sociedade e o Estado quanto às conseqüências que o desmatamento poderá acarretar ao clima do globo. Com isso, vários estudos de simulação do clima em situações de floresta e desmatamento têm sido realizados, utilizando como ferramenta matemática modelos numéricos de circulação geral da atmosfera (MCGAs). Como exemplo, citam-se os estudos feitos por Dickinson e Henderson-Sellers, 1988; Lean e Warrilow, 1989; Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al., 1993; Lean e Rowtree, 1993; Manzi e Planton, 1996; Lean et al., 1996; Fisch et al., 1997b. De um modo geral, os resultados dessas simulações indicam que ocorrerá um aumento da temperatura do ar próximo à superfície (variando de 0,6 à 2,0⁰C), uma redução nos totais de precipitação e evaporação (de 20 a 30% do

valor da floresta) e uma estação seca mais prolongada. Porém, conforme também ressaltado também por Fisch et al. (1998), até o presente momento, há poucas evidências observacionais de uma mudança climática significativa na região.

A análise do balanço de radiação, da partição de energia e dos elementos microclimáticos é de fundamental importância para um melhor entendimento de como a floresta tropical interage com a atmosfera e os possíveis impactos devidos à substituição da vegetação original. Este entendimento é útil aos MCGAs que requerem parametrizações mais realísticas de muitos processos de superfície, tais como, os fluxos de calor sensível e latente no limite inferior da atmosfera e a contribuição da radiação de onda longa proveniente da atmosfera. Estas características de superfície, no balanço de radiação e na partição de energia, determinam os campos de temperatura, de vento, de umidade e de precipitação.

A Amazônia, por possuir uma grande extensão territorial e baixa densidade demográfica, sofre com a carência de dados na região. Isto motivou, nas últimas décadas, a realização de vários experimentos micrometeorológicos na Amazônia com objetivo de coletar dados para aumentar o conhecimento sobre a interação floresta-atmosfera, tais como o "Amazon Region Micrometeorology Experiment" (ARME), realizado em Manaus-AM entre 1983 e 1986 (Shuttleworth et al., 1987), o "Amazon Boundary Layer Experiment" (ABLE), realizado também em Manaus-AM em 1985 (2A) e 1987 (2B) (ABLE, 1988 e 1990), o FLUAMAZON em 1989 (Rocha, 1991) e o "Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study" (ABRACOS), realizado entre 1990 e 1994 (Shuttleworth et al., 1991 e Gash et al., 1996).

O Projeto ABRACOS teve como um dos seus objetivos fornecer dados microclimáticos comparativos de áreas adjacentes à floresta e à pastagem. Neste projeto, três pares de sítios climatológicos foram estabelecidos na Amazônia: na parte oriental (Marabá-PA), central (Manaus-AM) e ocidental (Ji-Paraná - RO), objetivando uma melhor representatividade das diferentes zonas climáticas na Amazônia (Gash et al., 1996). Em um futuro próximo, espera-se conhecer mais completamente os mecanismos de

funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, e os impactos das mudanças do uso da terra e das interações com o sistema biogeofísico do globo. O Projeto "Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia" (LBA), proposto para este fim, iniciou estudos na região de Rondônia no começo de 1999 devendo estender-se até 2003.

Dentre os dados coletados nesses experimentos, algumas medidas dos componentes do balanço de radiação não foram realizadas, mas determinadas de forma indireta, como resíduo, através da equação do balanço de radiação em vários trabalhos (Shuttleworth et al., 1984b; Manzi et al., 1986; André et al., 1988; Viswanadham et al., 1990; Bastable et al., 1993; Ribeiro, 1994; Feitosa, 1996; Reschke, 1996; Souza, 1997). Neste estudo utilizam-se medidas diretas de todos os componentes do balanço de radiação.

Procurou-se investigar o comportamento dos componentes do balanço de radiação e das variáveis microclimáticas de áreas de floresta e pastagem na região de Ji-Paraná (RO) durante a transição do final da estação chuvosa e início da estação seca do ano de 1993. O ciclo diurno dessas variáveis foi analisado para casos específicos como: épocas chuvosa e seca, e durante eventos de friagem e de nevoeiro, observados nestes sítios, e as respectivas contribuições para a atmosfera.

São objetivos específicos:

a) Comparar as variáveis microclimáticas nas áreas de floresta e de pastagem em situação de: período chuvoso (10 dias); período seco (10 dias); friagem e nevoeiro;

b) Calcular o fluxo de radiação de onda longa da atmosfera, utilizando fórmulas empíricas e compará-lo com valores obtidos a partir de medidas efetuadas com um saldo radiômetro, no sítio de pastagem da Fazenda Nossa Senhora Aparecida em Rondônia, no período de 27 de abril a 26 de junho de 1993.

CAPÍTULO 2

ELEMENTOS TEÓRICOS

2.1 - BALANÇO DE RADIAÇÃO

Estudos envolvendo a radiação solar são importantes por ser esta a principal fonte de energia para os processos físicos e biológicos que ocorrem na biosfera e, em particular, na floresta (Leitão, 1994). Quando a radiação solar penetra na atmosfera, sofre uma série de processos que a modificam. Uma considerável porção da radiação incidente é refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pela atmosfera. Outras perdas ocorrem devido à absorção de radiação pelo ozônio, vapor d'água e dióxido de carbono. Apenas uma parte atinge diretamente a superfície da Terra, enquanto que o restante representa as contribuições difusa e térmica da atmosfera.

Para ambientes de floresta, os estudos sobre balanço de radiação basearam-se, inicialmente, em informações sobre coberturas vegetais localizadas em latitudes médias (Shuttleworth et al., 1984b). Porém, nas porções equatoriais dos continentes cobertas por florestas naturais é que se encontra uma das principais fontes de aquecimento da atmosfera (Molion, 1987). Dessas, a maior em extensão é a Floresta Amazônica, considerada importante fonte de calor para a circulação geral da atmosfera, uma vez que grande quantidade da radiação solar incidente é absorvida pela superfície e transformada em calor latente.

Para avaliar a influência que a floresta tropical amazônica exerce sobre o clima, Shuttleworth et al. (1984b) analisaram as características dos componentes do balanço de radiação (radiação de onda curta e de onda longa) acima e no interior da copa das árvores na Reserva Florestal Ducke (Manaus, Amazonas). Segundo estes autores, a relação entre a radiação solar e o saldo de radiação foi adequadamente descrita por uma regressão linear. A fração de radiação solar que atingiu o solo da floresta foi pequena,

cerca de 1% do total acima da copa; o saldo de radiação nesta mesma posição foi consistente com os pequenos fluxos de calor e de evaporação do solo.

As características das variações diárias do balanço de radiação nas estações seca e chuvosa para o mesmo sítio foram avaliadas por André et al. (1988). Os resultados mostraram que não houve mudanças significativas no comportamento dos termos do balanço de radiação de uma estação para a outra, embora os valores absolutos dos termos tenham sido diferentes, com maiores valores para a estação chuvosa. A radiação de onda curta e o saldo de radiação se correlacionaram muito bem em ambas as estações.

A floresta Amazônica brasileira, caracterizada por sua grande biodiversidade, tem sido objeto de estudos envolvendo pesquisas em diversas áreas. Por outro lado, os impactos ambientais causados pela atividade antropogênica, através do desmatamento e da queimada, despertaram um interesse maior da comunidade científica sobre as possíveis modificações do microclima e do ciclo hidrológico local. Estudos têm mostrado que a substituição da vegetação natural de floresta úmida por pastagem em áreas desmatadas afeta consideravelmente o balanço de radiação à superfície (Gash e Shuttleworth, 1991; Bastable et al. 1993; Ribeiro, 1994, Culf et al., 1996).

Recentemente, Feitosa et al. (1998) estudaram a influência dos aerossóis provenientes de queimadas e do vapor d'água sobre a variação média horária da radiação solar global em Rondônia, em áreas de pastagem e de floresta, durante as estações seca e chuvosa dos anos de 1992 a 1996. Os resultados encontrados mostraram que a transmitância atmosférica durante a estação seca na área de pastagem é menor do que na floresta, com valores de 0,58 para a pastagem e 0,66 para a área de floresta, correspondendo a uma diminuição de $2,8 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-2}$ de energia incidente na superfície. Para a estação chuvosa a transmitância é de 0,52 na pastagem e de 0,50 na floresta. Assim, concluíram que os diferentes tipos de vegetação alteram as características da radiação solar global incidente, tendo em vista a influência do tipo de superfície na cobertura de nuvens e principalmente, na liberação de aerossóis para a atmosfera.

2.2 - ALBEDO

Nos estudos de simulação do clima e/ou previsão do tempo, os modelos numéricos de circulação geral da atmosfera (MCGAs) requerem parametrizações mais realísticas de muitos processos da superfície e da atmosfera. Com relação à superfície, uma das mais importantes parametrizações e que deve ser especificada para todo o tipo de superfície é o albedo (Culf et al., 1995), definido como a razão entre a radiação solar refletida e a incidente.

Entre os estudos que tratam de medidas do albedo em florestal tropical, Oguntoyinbo (1970) observou um albedo médio diário de 0,13 para a floresta tropical na Nigéria e Pinker et al. (1980) obtiveram um valor de 0,13 para a floresta tropical na Tailândia. Durante o experimento ARME (Amazon Region Micrometeorological Experiment) na Reserva Ducke, Shuttleworth et al. (1984b) observaram um valor médio de albedo de 0,12 e André et al. (1988) encontraram valores médios de 0,13 para a estação seca e de 0,12 para a estação chuvosa; enquanto que Bastable et al. (1993) encontraram o valor de 0,13 para o mesmo sítio durante o Projeto ABRACOS.

O comportamento particular do albedo em um sítio de pastagem na região de Marabá, Pará, no qual a grama foi completamente queimada, foi estudado por Fisch et al. (1994). Para um período de 35 dias antes da queimada, o albedo médio foi igual a 0,19. Após a queimada, o albedo foi reduzido por um fator de dois (0,08) e, a partir de então, levou cerca de 80 dias para alcançar seu valor original. A influência desta variação sobre o balanço de energia foi analisada, tendo sido sugerido que tal mudança no albedo sazonal, com a estação seca, pode ser descrita nos modelos climáticos para previsão de impacto sazonal de desflorestamento.

Utilizando medidas de radiação de ondas curtas coletadas em três pares de sítios na floresta tropical e em pastagem durante o Projeto ABRACOS, Culf et al. (1995) verificaram que o albedo médio da floresta (0,134) é ligeiramente maior do que os valores utilizados geralmente nos MCGAs (0,124) para simulações de desflorestamento,

enquanto que o albedo médio da pastagem (0,180) é levemente menor do que o valor freqüentemente usado (0,188). Outrossim, as médias mensais do albedo diário nos sítios de florestas e de pastagens apresentaram uma variação sazonal bem definida, a qual não foi devida aos efeitos de mudanças no ângulo de elevação solar ou variações de nebulosidade, mas está correlacionada com a umidade no solo. Isto sugere que as mudanças no albedo são indicativos da resposta da vegetação ao conteúdo de umidade no solo, provavelmente devido às trocas no potencial hídrico das folhas. Este fato tem sido evidenciado em estudos sobre folhas, pois, em geral, a folha desidratada conduz ao aumento de reflectância (Mooney et al., 1977).

A variação dos componentes do balanço de radiação em três ecossistemas amazônicos: campinarana, mata densa e campina foi avaliada de forma detalhada por Leitão (1994), que não encontrou diferenças significativas entre o albedo de ondas curtas nos três dosséis (campinarana 10,4%, mata densa e campina 11,3%). Quanto ao albedo na faixa do visível os valores encontrados foram de 1,4%, 1,4% e 2,0%, para campinarana, campina e mata densa, respectivamente; já o albedo na faixa espectral do infravermelho próximo, os valores foram de 20,2%, 21,2% e 22% para campinarana, mata densa e campina, respectivamente.

2.3 - RADIAÇÃO DE ONDA LONGA DA ATMOSFERA

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra. Todos os materiais sobre a Terra possuem uma temperatura mais baixa que a do Sol, tal que a radiação que elas emitem tem comprimentos de ondas maiores que a da radiação solar global. A maioria da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e por isto recebe a denominação de ondas longas.

Embora haja instrumentos para medir a radiação de onda longa da atmosfera, esta não é uma medida fácil de se obter. Uma das razões é que tais instrumentos emitem radiação de comparável comprimento de onda e intensidade do que os da suposta medida.

Entretanto, em muitas situações práticas em meteorologia, ainda é eficiente estimá-la baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas (Brutsaert, 1982) ou por diferença, através da equação do balanço de radiação (Manzi et al., 1986; André et al., 1988; Viswanadham et al., 1990; Bastable et al., 1993; Ribeiro, 1994; Feitosa, 1996; Reschke, 1996), ou estimadas por várias equações (como por exemplo, as equações de Brunt, 1932; Brutsaert, 1975; Idso e Jackson, 1969; Satterlund, 1979 e Swinbank, 1963).

A maioria das equações que estimam a radiação de ondas longas da atmosfera só tem validade para dias de céu claro. Para dias com nuvens, devem ser efetuados ajustamentos para incluir os efeitos da nebulosidade. Conforme citado por Brutsaert (1982), entre as equações empíricas que estimam a radiação atmosférica, as mais conhecidas e usadas na prática são as de Brunt (1932) e Swinbank (1963).

Na Amazônia praticamente não existem medidas de radiação de onda longa da atmosfera, mesmo sendo esta uma variável importante no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água. Portanto, a utilização de equações empíricas para estimativa de radiação de onda longa da atmosfera tornou-se um modo alternativo longamente utilizado.

Entre os estudos sobre o balanço de radiação de onda longa na floresta Amazônica, cita-se o realizado por Manzi et al. (1985) que compararam os fluxos de radiação de onda longa da atmosfera, estimados a partir da equação do balanço de radiação, com aqueles obtidos a partir de equações semi-empíricas propostas por Brutsaert (1975), Idso e Jackson (1969), Brunt (1932) e Swinbank (1963). As equações de Brunt (1932) e Brutsaert (1975) apresentaram os melhores resultados para os períodos diurnos, enquanto as equações de Idso e Jackson (1969) e Swinbank (1963) foram melhores para os períodos noturnos.

Outro estudo sobre o balanço de radiação de ondas longas na floresta Amazônica foi

efetuado por André et al. (1988), que encontraram um valor diário de $-131,17 \text{ Wm}^{-2}$ para a estação seca de 1984 e de $-187,66 \text{ Wm}^{-2}$ para a estação chuvosa de 1985 na floresta Amazônica. Manzi et al. (1986) obtiveram o valor máximo igual a -126 Wm^{-2} para o dia 08/08/1984, sem ocorrência de precipitação. Bastable et al. (1993) encontraram um saldo de radiação de onda longa de $-54,03 \text{ Wm}^{-2}$ para um período de 10 dias secos e de $-28,09 \text{ Wm}^{-2}$ para 10 dias chuvosos, todos para a Reserva Ducke em Manaus, Amazonas. Ribeiro (1994) obteve, para a estação seca em Marabá-Pará, valores médios de saldo de radiação de ondas longas iguais a $-130,2 \text{ Wm}^{-2}$ para a floresta e $-90,3$ para a pastagem, enquanto para a estação chuvosa, os valores foram $-69,2 \text{ Wm}^{-2}$ e $-82,1 \text{ Wm}^{-2}$ nos respectivos sítios. É importante ressaltar que estes dados foram estimados, por diferença, a partir da equação do balanço de radiação.

2.4 - PARTIÇÃO DE ENERGIA

A partição de energia sobre superfícies vegetadas na floresta Amazônica tem sido estudada por vários pesquisadores nos últimos anos (Sá et al., 1986; Viswanadham et al., 1990; Bastable et al., 1993; Santos Alvalá, 1993; Ribeiro, 1994; Feitosa, 1996; Reschke, 1996). De um modo geral, todos têm procurado caracterizar a partição de energia disponível através dos fluxos de calor sensível e latente e entender como a superfície interage com o ar atmosférico. Entretanto, estes estudos analisaram somente a partição de energia em períodos característicos das condições seca e/ou chuvosa, mas não abordaram as características durante a transição entre esses períodos.

Utilizando medidas diretas de fluxos turbulentos de energia e vapor d'água, Shuttleworth et al. (1984a) estudaram detalhadamente o balanço de energia em áreas de floresta tropical (Reserva Ducke) e observaram que 70% do fluxo do saldo de radiação (R_n) é usado pela transpiração da floresta, em dias sem ocorrência de chuva, bem como verificaram que a floresta tropical não sofre o efeito da deficiência hídrica provocada pela falta de chuvas, sugerindo que a evapotranspiração ocorre na taxa potencial ao longo do ano.

Sá et al. (1988), analisando a partição de fluxo de energia sobre a floresta da Reserva Ducke em Manaus observaram, em alguns casos, que o fluxo de calor latente foi superior ao saldo de radiação e esta energia adicional pode estar associada à advecção de calor de áreas vizinhas. Este comportamento também foi observado no estudo de Viswanadham et al. (1990) para o mesmo sítio experimental.

A partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente expressa pela razão de Bowen (β), foi estudada por Shuttleworth et al. (1984a), que encontraram valores de β próximo a 0,4 para a floresta tropical durante o período seco. Jarvis et al. (1975) citam que valores característicos de razão de Bowen variam de 0,1 a 1,5, considerando-se solos secos e sem distinção sobre o tipo ou espécie de floresta, e para florestas úmidas, a razão de Bowen situa-se entre -0,7 e +0,4. No estudo realizado por Sá et al. (1986), encontraram-se valores médios horários de -1,5 a +0,4 para situações sem precipitação, durante a estação seca de 1984, na região de Manaus, Amazônia Central.

Sá et al. (1988), também observaram que a razão de Bowen apresenta uma variabilidade bastante pronunciada durante as primeiras horas da manhã e da noite, sendo praticamente constante durante o período diurno, quando se mantém estável entre 8 e 16 hs. Os valores diários da razão de Bowen variaram de -3,50 (noite) a +0,85 (dia), enquanto a média horária calculada a partir de valores das 7 às 16 hs variaram de +0,05 a +0,85.

Os estudos iniciais sobre o balanço de energia em áreas de floresta não consideravam o termo de armazenamento de energia na biomassa devido à complexidade de sua medida. Moore e Fisch (1986) descreveram um método a partir do qual as mudanças no armazenamento de energia pela biomassa podem ser estimadas a partir de medidas da umidade e da temperatura do ar e da biomassa. Este modelo foi calibrado para a área de floresta de terra firme da Amazônia (Reserva Ducke), associado com informações da estrutura e distribuição da biomassa. Os resultados da aplicação deste método, mostraram valores típicos de armazenamento de energia de 30 a 40 Wm^{-2} , excedendo em algumas ocasiões a 80 Wm^{-2} . Os valores diários integrados ficaram em torno de 5%

e, ocasionalmente, excederam 10% do saldo de radiação.

2.5 - SUBSTITUIÇÃO DA FLORESTA POR PASTAGEM NA AMAZÔNIA

Num estudo sobre o balanço de radiação e de calor, Gash e Shuttleworth (1991) concluíram que com o desflorestamento haveria uma redução na quantidade de energia absorvida pela superfície terrestre. Isto implicaria em uma menor evaporação e, conseqüentemente, para o sistema continental, uma redução na precipitação. Assim, diversos estudos vêm sendo realizados para avaliar os diferentes efeitos que a substituição de áreas de floresta densa por pastagens introduziria no clima local, regional e global.

Culf et al. (1996), a partir dos dados coletados pelo Projeto ABRACOS, verificaram que, em média, o saldo de radiação é 11% mais baixo nas áreas de pastagens em relação às áreas de florestas. Essa diferença foi atribuída principalmente ao albedo e, possivelmente, ao saldo de radiação de ondas longas. Entretanto, em Ji-Paraná-RO, houve diferenças sistemáticas na radiação solar incidente, que podem ser devidas ao aumento de nebulosidade sobre a pastagem durante a estação seca. Fisch (1996) concluiu que a menor transmissividade média da atmosfera sobre a pastagem em relação à floresta nos meses secos de julho de 1993 para agosto de 1994 foi devida aos efeitos de queimadas e de aerossóis. Segundo este autor, essa redução corresponde a uma diminuição de aproximadamente $3,0 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ de energia incidente na superfície, ou seja, uma diminuição de 70 Wm^{-2} no fluxo instantâneo da radiação solar, que, por sua vez, induz alterações em todos os outros componentes do balanço de energia.

Estudos comparativos do microclima de áreas de floresta tropical nativa com os de pastagens na Amazônia mostram diferenças significativas nas variáveis analisadas (Fisch, 1990; Bastable et al., 1993; Ribeiro, 1994; Feitosa, 1996; Reschke, 1996). Em média, a temperatura máxima e o déficit de umidade específica do ar são maiores em áreas desmatadas do que em áreas de florestas, enquanto que a temperatura mínima é menor.

Quanto à evaporação média, Wright et al. (1992) observaram uma diminuição de 3,8 mm.dia⁻¹ na floresta para 2,1 mm.dia⁻¹ sobre uma área desflorestada na Amazônia (pastagem) durante a estação seca de 1990, devido ao aumento do déficit de umidade do solo. As resistências aerodinâmica e superficial controlam a taxa de evaporação na pastagem, que é significativamente diferente da floresta original. Ribeiro (1994) também verificou que as alterações no microclima da área de floresta tropical em Marabá, Pará, contribuíram para diminuir a evapotranspiração potencial estimada (pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor), na área de pastagem. Entretanto, Feitosa (1996) encontrou razoável concordância entre as estimativas de evapotranspiração obtidas com o método de Penman-Monteith e as medidas realizadas na Reserva Ducke (Manaus-Amazonas), cujo valor médio da evapotranspiração estimada para a área de pastagem na estação seca foi de 2,76 mm.dia⁻¹ contra 3,23 mm.dia⁻¹ medido.

Com base nas variáveis medidas, tais resultados mostram a sensibilidade da floresta às modificações causadas em sua estrutura física. No entanto, um aspecto importante não considerado nesses estudos é a influência de advecção de energia sobre as estimativas de evapotranspiração. Viswanadham et al. (1991), ao avaliarem o parâmetro *a* de Priestley-Taylor para a área de floresta na Amazônia, verificaram que tal parâmetro, além de ser investigado como uma função da velocidade do vento, e das resistências aerodinâmica e superficial, também deve levar em conta o papel da advecção. Além disso, ressaltam que o modelo de Priestley-Taylor deve ser usado para intervalos de tempo de um dia ou menos, devido à sensibilidade das variações do parâmetro *a*.

2.6 - FRIAGEM

A Amazônia, apesar de situar-se geograficamente próxima ao Equador, recebe eventuais entradas de sistemas frontais na região sudoeste, fenômeno este localmente conhecido como friagem. Estes eventos têm sido pouco investigados e somente os estudos realizados por Brinkman e Ribeiro (1972), Hamilton e Tarifa (1978), Fisch et al. (1997a) e Marengo et al. (1997) descrevem alguns dos seus efeitos.

Fisch et al. (1997a) analisaram estatisticamente o número de eventos de friagens na região sudoeste da Amazônia (Rondônia) durante os anos de 1992 e 1993, tendo encontrado neste período 7 casos por ano, de maio a agosto. Na Amazônia Central, durante os meses de seca (junho a outubro) ocorrem cerca de 2 casos de friagens por ano (Brinkman e Ribeiro, 1972).

Marengo et al. (1997), utilizando observações de superfície dos três pares de sítios do Projeto ABRACOS, juntamente com dados de reanálises do modelo global do NCEP (National Center for Environmental Prediction) e imagens do satélite GOES-8, analisaram a influência de dois eventos de friagens observados no dia 26 de junho e 10 de julho de 1994 sobre a Amazônia. Modificações significativas nas variáveis medidas foram observadas sobre a região sudoeste, se comparadas com as do centro e o leste da Amazônia. Este resultado foi confirmado através da análise da camada de espessura de 500-925 hPa para o caso de friagem do dia 26 de junho. A espessura da camada decresceu 100 m 24 horas antes do resfriamento, enquanto que nos outros sítios esta redução não foi observada.

De um modo geral, as variações microclimáticas analisadas nesses trabalhos indicam que, com o evento de friagem, as temperaturas mínimas chegam a atingir de 8 a 13⁰C abaixo da média climatológica. Tais quedas são precedidas de ventos fortes, mudanças na direção do vento (de Norte para Sul), cobertura total de nuvens, e que o evento se estende até 700 hPa (aproximadamente 3.000 m), prolongando-se aproximadamente por 3 dias.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 - SÍTIOS EXPERIMENTAIS E INSTRUMENTAÇÃO

O período de dados selecionado para este estudo foi o de 4 de abril a 26 de julho de 1993, período este correspondente ao final da estação chuvosa e ao início da estação seca na região sudoeste da Amazônia. As medidas foram obtidas tanto para a área de floresta (Reserva Biológica do Rio Jaru) quanto de pastagem (Fazenda Nossa Senhora Aparecida), ambas localizadas próximo à cidade de Ji-Paraná em Rondônia (Figura 3.1).

3.1.1 - FLORESTA

A Reserva Biológica do Rio Jaru, situada entre os paralelos de $10^{\circ} 05'$ e $10^{\circ} 19'S$ e entre os meridianos de $61^{\circ} 37'$ e $61^{\circ} 57'W$, é uma extensa reserva florestal de “Terra Firme” (268.150 ha) protegida e conservada pelo Instituto Brasileiro do Meio-Ambiente (IBAMA). A altura média do dossel é de aproximadamente 33 m e as maiores espécies de árvores, situadas ao redor da torre, são: *Cedrella odorata*, *Inga sp.*, *Dioclea cf bicolor Bth*, *Strychnos amazonicus* Krukoff, *Protium polybotrium* e *Leonia glyxicarpa* Riuz (McWilliam et al., 1996).

O local de instalação dos equipamentos foi a $10^{\circ} 05'S$, $61^{\circ} 57'W$, 120 m acima do nível do mar e distante 80 km à nordeste da cidade de Ji-Paraná. As medidas foram feitas em uma torre de 52 m, (Figura 3.2) instalada e equipada em outubro de 1991. Uma estação meteorológica automática foi montada no topo da torre, com medidas de radiação solar refletida sendo feitas em 52 e 37,3 m de altura, cujos sensores foram instalados em braços com 3 m no lado sul da torre e 2 m no lado norte, respectivamente.

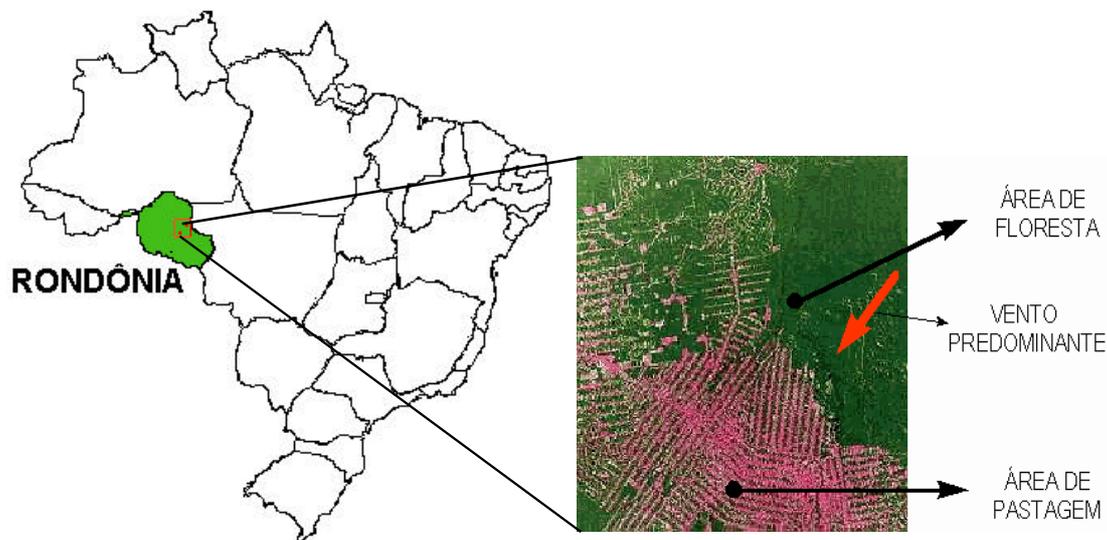


Fig. 3.1 - Localização geográfica dos sítios na região de Ji-Paraná (RO).
 FONTE: INPE (1997)

3.1.2 - PASTAGEM

A Fazenda Nossa Senhora Aparecida localiza-se a $10^{\circ} 45'S$, $62^{\circ} 22'W$, a 220 m acima do nível médio do mar e cerca de 15 km da cidade de Ouro Preto D'Oeste, RO. Este sítio foi desmatado há 16 anos e encontra-se no centro de uma área desflorestada com aproximadamente 50 km de raio. A vegetação natural (floresta) foi totalmente substituída por gramínea (*brachiaria brizantha*), cujas raízes da cobertura vegetal inicial podiam ainda ser vistas na época do experimento. A pastagem foi queimada no mês anterior àquele da instalação da aparelhagem e, desde então, não sofreu nova queima até o período durante o qual foram efetuadas as medições utilizadas no presente trabalho. A estação meteorológica automática foi instalada no topo de uma torre de alumínio, com 6m de altura, em outubro de 1991.

3.1.3 - CLIMATOLOGIA DA REGIÃO DE JI-PARANÁ

Para caracterizar a climatologia da região de Ji-Paraná, são apresentadas médias mensais das variáveis precipitação e temperatura, obtidas durante o período de 1982 à

1996, a partir de uma estação convencional localizada em Ouro Preto D'Oeste e cerca de 50 km de ambos os sítios. Estes dados climatológicos foram cedidos por Ferreira da Costa et al. (1998).



Fig. 3.2 - Torre de 52 m instalada na Reserva Florestal Rio Jaru, Ji-Paraná, RO.
FONTE: Gash et al. (1996)

Uma forte sazonalidade na distribuição da precipitação é verificada no período chuvoso (novembro-abril), apresentando totais mensais acima de 200 mm mês⁻¹. A estação seca estende-se de maio a outubro com um período intenso de seca entre junho-agosto, com total mensal de precipitação inferior a 20 mm mês⁻¹. A temperatura do ar, para o mesmo período, mostra também uma forte sazonalidade, sendo outubro o mês mais quente, com temperatura média de 25,6°C. O mês mais frio é julho, com temperatura média de 22,7°C. A Figura 3.3 mostra a distribuição climatológica de precipitação e de temperatura em Ji-Paraná-RO para o período de 1982 a 1996.

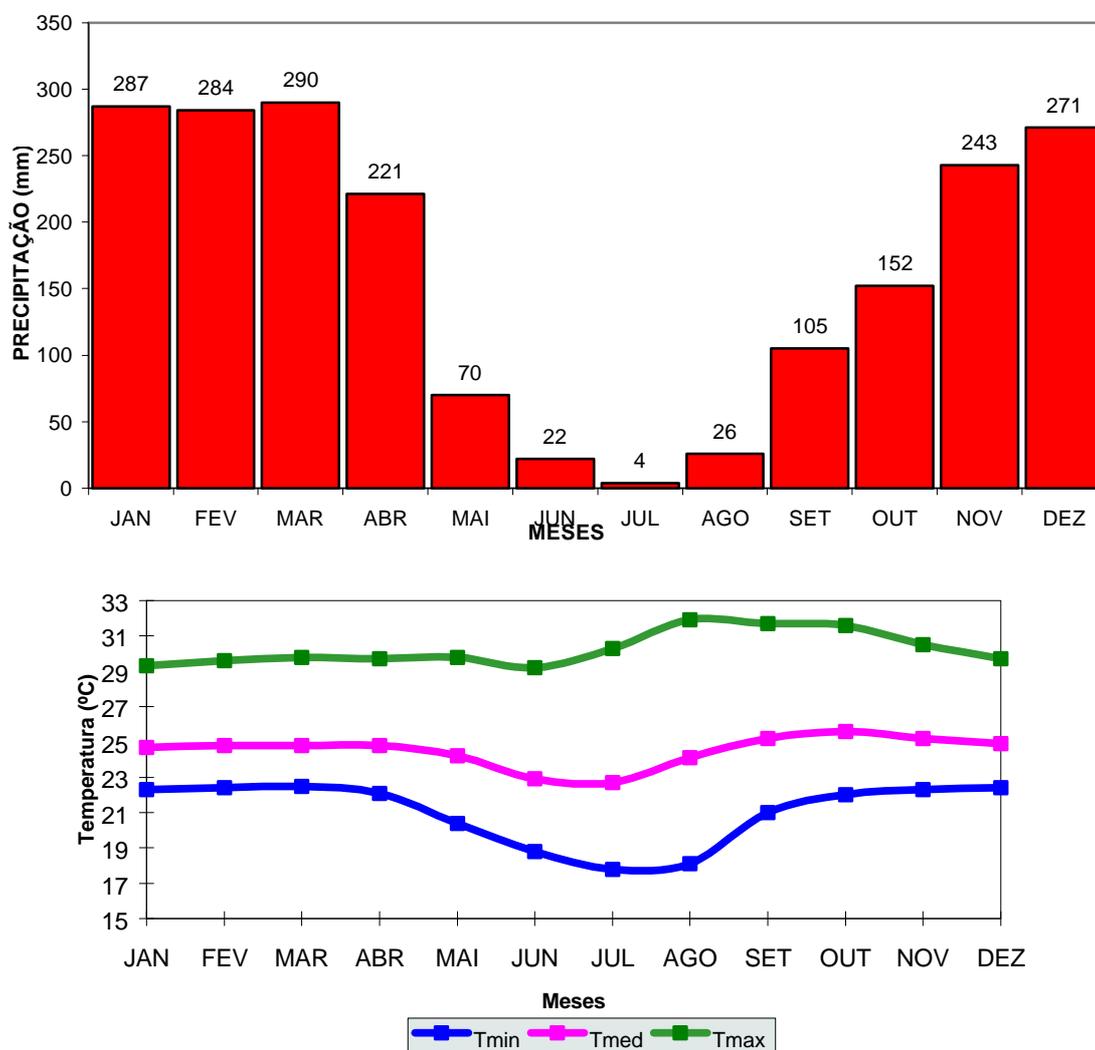


Fig. 3.3 - Climatologia da Precipitação e Temperatura para a região de Ji-Paraná (RO), para o período de 1982 a 1996.

FONTE: Ferreira da Costa et al. (1998, p. 3)

3.1.4 - INSTRUMENTAÇÃO

Os dados utilizados foram medidos por Estações Meteorológicas Automáticas (EMAs) e equipamentos de correlação de vórtices turbulentos (HYDRA), instalados em cada um dos sítios experimentais.

As EMAs, conforme descrito por Culf et al. (1996) e mais detalhadamente por Wright et al. (1992), eram compostas por dois solarímetros (Kipp e Zonen) para medição de radiação solar global (no comprimento de onda de 0,3 a 3 μm), e da radiação solar refletida, ambos com erros de medidas estimados em $\pm 1\%$; um saldo radiômetro (Radiation Energy Balance System, Seattle, EUA) para medir o saldo de radiação; dois termistores colocados na cavidade preta do saldo radiômetro para estimativas da radiação de onda longa incidente da atmosfera (instalado somente no sítio de pastagem); um psicrômetro aspirado composto por um termômetro de bulbo úmido e outro de bulbo, seco de resistência de platina (Didcot Instruments, Abingdon, RU), com uma precisão de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ (Instituto of Hydrology, RU); um termômetro infravermelho (Modelo 4000, Everest Interscience Inc., EUA) para medir a temperatura radiativa da superfície; anemômetros de canecos metálicos (Didcot Instruments, Abingdon, RU) com velocidade de partida de 0,3 a 0,4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; duas placas de fluxo de calor no solo (modelos 610 Thornthwaithe Elmer, New Jersey, EUA), instalados à profundidade de 5 mm e um pluviógrafo de balança com precisão de 0,2 mm (Didcot Instruments, Abingdon, RU).

Os dados (médios horários) fornecidos pelos instrumentos foram registrados por um sistema de aquisição automática (data logger CR 10) da Campbell Scientific (Shepshed, RU), a uma frequência de 0,1 Hz. Os sítios eram visitados semanalmente para que fossem efetuados transferência dos dados e execução de serviços de manutenção.

Para medidas de fluxos de vapor d'água, de calor sensível e de momentum, foi utilizado um equipamento de correlação de vórtices turbulentos (MK2) "HYDRA" (descritos em detalhe por Shuttleworth et al., 1988 e Wright et al., 1992). Este equipamento era

composto por um anemômetro sônico para medida da velocidade vertical (Ultrasonic Vertical Windspeed Sensor), um higrômetro de absorção no infra-vermelho (Infra-red Hygrometer), um cabo fino termopar (Thermocouple Thermometer/Chromel-Constantan); um saldo radiômetro e um anemômetro de canecos metálicos (Horizontal Windspeed Sensor). Todas as medidas foram realizadas a uma frequência de 10 Hz e processadas em tempo real, através do acoplamento a um microprocessador (HYDRA logger) para armazenamento e posteriores análises (Wright et al., 1992). As Figuras 3.4 e 3.5 apresentam a EMA e o HYDRA, respectivamente, instaladas na Fazenda Nossa Senhora Aparecida.

A técnica de correlações de vórtices turbulentos (“eddy correlation”) é o único método direto, disponível para medir fluxos turbulentos. Consiste em calcular as covariâncias entre as flutuações de velocidade vertical (w'), e as flutuações de uma grandeza turbulenta qualquer (s'), como u' e q' (flutuações do componente zonal do vento e da umidade específica, respectivamente), dentre outros (Shuttleworth et al., 1984a). Na prática, estas medidas são feitas em um ponto fixo (em função do tempo). Uma dificuldade importante para determinar a covariância, reside na necessidade de se fazer uma integração sobre todo o espaço de frequências energéticas.

3.2 - METODOLOGIA

3.2.1 - BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE

A energia disponível para os processos físico-biológicos provém do Sol; porém, é através da superfície terrestre (floresta tropical, pastagem e/ou água), que ela é redistribuída para a atmosfera (este processo denomina-se partição de energia). Portanto, é necessário conhecer e avaliar o balanço de energia, que é a contabilidade dos termos de troca energética sobre uma superfície de suficiente extensão horizontal (floresta ou pastagem). Se não houver advecção, então:

$$R_n - G - B - P_h = H + LE \quad (3.1)$$



Fig. 3.4 - Estação Meteorológica Automática instalada na Fazenda Nossa Senhora de Aparecida, Ji-Paraná, RO.

FONTE: Javier Tomasella (1997)

no qual R_n é o fluxo de saldo de radiação (considerando ondas curtas e longas), G é o fluxo de calor conduzido ao solo, B é a energia armazenada pela biomassa, P_h é o fluxo de energia envolvido no processo de fotossíntese. Os fluxos H e LE são fluxos turbulentos de energia, sendo H a devolução de energia na forma de calor sensível e LE na forma de calor latente. Estes dois fluxos transferem energia através de transportes

turbulentos convectivos, ao contrário dos termos G , B , P_h , que transferem energia na forma de condução de calor. Todos os fluxos são expressos em Wm^{-2} .



Fig. 3.5 - Equipamento de correlação de vórtice turbulento (HYDRA) instalado na Fazenda Nossa Senhora de Aparecida, Ji-Paraná, RO.
FONTE: IH (1997)

no qual R_n é o fluxo de saldo de radiação (considerando ondas curtas e longas), G é o fluxo de calor conduzido ao solo, B é a energia armazenada pela biomassa, P_h é o fluxo de energia envolvido no processo de fotossíntese. Os fluxos H e LE são fluxos turbulentos de energia, sendo H a devolução de energia na forma de calor sensível e LE na forma de calor latente. Estes dois fluxos transferem energia através de transportes turbulentos convectivos, ao contrário dos termos G , B , P_h , que transferem energia na forma de condução de calor. Todos os fluxos são expressos em Wm^{-2} .

A Figura 3.6 ilustra esquematicamente os principais termos envolvidos no balanço de energia de uma superfície “ideal”. Por convenção de sinal, os fluxos de energia que apontam no sentido da camada superficial são negativos e aqueles para fora dela são considerados positivos. Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa, tal que ela transfere calor para ambos os meios (superfície e o ar adjacente). Os fluxos H e LE são, em geral, positivos durante o dia, sobre superfícies sólidas (Arya, 1988). As magnitudes dos componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores, tais como o tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc), localização geográfica, mês ou estação do ano, hora do dia e condições do tempo (Arya, 1988).

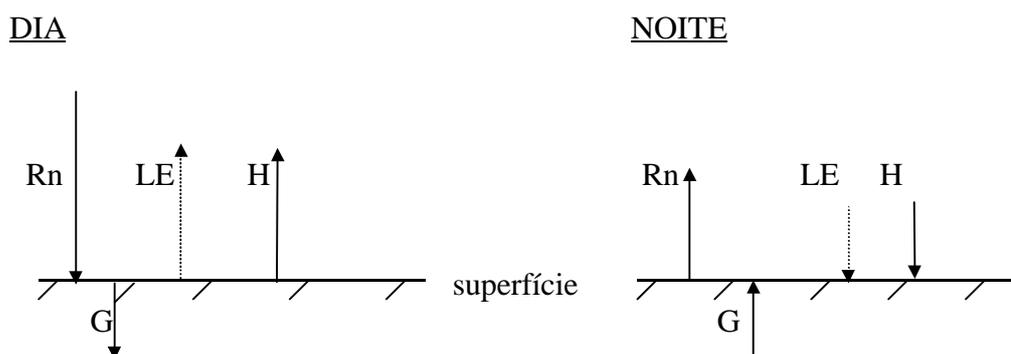


Fig. 3.6 - Diagrama esquemático dos principais termos do balanço de energia sobre uma superfície continental "ideal" durante o dia e a noite

Durante a noite, a superfície perde energia por radiação de onda longa, principalmente sob condições de céu claro ou parcialmente coberto. Esta perda é compensada pelo ganho de calor provenientes do ar e do solo e, às vezes, na forma de calor latente de condensação, liberado durante os processos de formação de orvalho. Assim, de acordo com a convenção de sinal, os termos do balanço de energia no sentido da camada superficial são geralmente negativos durante o período noturno, com exceção do fluxo de calor no solo. A magnitude dos fluxos são geralmente menores à noite do que de dia, exceto para G. A magnitude de G não difere largamente entre dia e noite, embora o sinal mude, obviamente, durante a transição dos períodos diurno para noturno, quando outros

fluxos estão também trocando de sinal. Entretanto, isto não acontece simultaneamente para todos os fluxos(Arya, 1988).

3.2.2 - SALDO DE RADIAÇÃO

O fluxo de saldo de radiação ou balanço de radiação é o termo que engloba as trocas de energia pelo processo de radiação e é composto por:

$$R_n = (R_g - R_{gr}) + (L_d - L_u) \quad (3.2)$$

no qual R_g é o fluxo de radiação solar global incidente, R_{gr} é o fluxo de radiação solar global refletida pela superfície, L_d é o fluxo de radiação de onda longa proveniente da atmosfera e L_u é o fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície. Todos os fluxos são expressos em Wm^{-2} . A Equação (3.2) pode ser rescrita de maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas através da Lei de Stefan-Boltzmann:

$$E = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.3)$$

logo:

$$R_n = (1-\alpha)R_g + (L_d - \epsilon_s \sigma T_s^4) \quad (3.4)$$

em que α é o albedo ($\alpha=R_{gr}/R_g$), ϵ_s a emissividade da superfície, σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K) do dossel ou da pastagem.

Todas as superfícies naturais emitem energia radiante, a qual depende de suas emissividades e de suas temperaturas. Esses fluxos são dados pela Lei de Stefan-Boltzmann expressa pela equação (3.2). Para a maioria das florestas naturais, a emissividade está no intervalo de 0,95 a 0,98 (Viswanadham et al., 1990) enquanto que áreas gramadas a emissividade varia entre 0,97 e 0,98 (Brutsaert, 1982). Contudo, em

muitas aplicações práticas pode-se assumir simplesmente que $\epsilon_s = 1$ (Santos Alvalá, 1993).

3.2.3 - FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

O processo de troca de calor sensível é determinado pelo estado da camada limite da atmosfera e pelas propriedades da superfície (Santos Alvalá, 1993). Assim, utilizando a técnica de correlação de vórtice turbulento, a equação do transporte de calor sensível entre uma superfície qualquer e um nível considerado, é dada por:

$$H = \rho C_P \overline{w'\theta'} \quad (3.5)$$

onde ρ é a massa específica do ar (kgm^{-3}), C_P é o calor específico do ar à pressão constante (J kg^{-1}) e $\overline{w'\theta'}$ é a média do produto das flutuações da velocidade vertical e da temperatura.

3.2.4 - FUXO DE CALOR LATENTE

A transferência de calor latente ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor d'água entre a superfície vegetada e o ar livre. Uma relação similar àquela para o calor sensível pode ser escrita para o calor latente como:

$$LE = \rho L_V \overline{w'q'} \quad (3.6)$$

no qual L_V é o calor latente de vaporização da água ($2,43 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$) e $\overline{w'q'}$ é a média do produto das flutuações da velocidade vertical e da umidade específica.

3.2.5 - ARMAZENAMENTO DE ENERGIA

Em área de pastagem, o termo de armazenamento de calor no ar é pequeno e pode ser

desprezado no cálculo da energia disponível. Entretanto, na área de floresta, a energia armazenada pela biomassa (B) é importante nos horários de transição: após o nascer-do-sol e pôr-do-sol e após os eventos de precipitação (Fisch, 1996).

Para o cálculo da energia armazenada na biomassa utilizou-se a formulação proposta por Moore e Fisch (1986), determinada a partir de medidas de umidade e de temperatura do ar e da biomassa em área de floresta de terra firme na Amazônia (Reserva Ducke), a saber:

$$B = S_t + S_q + S_b = 16,7\delta t + 28,0\delta q + 12,6\delta t^* \quad (3.7)$$

no qual S_t e S_q são as energias armazenadas no ar pelas variações horárias da temperatura (δt) e umidade específica (δq) do ar. A energia armazenada pelos troncos das árvores é representada por S_b e estimada em função da variação horária da temperatura do ar adiantada em uma hora (δt^*).

3.2.6 - ENERGIA USADA PARA FOTOSSÍNTESE

Em ambos os sítios, pastagem e floresta, a contribuição da fotossíntese para o balanço de energia é suficientemente pequena, apenas um pequeno percentual de R_n ; os outros processos metabólicos, como a respiração, são considerados de pouca importância no contexto da energia (Santos Alvalá, 1993).

3.2.7 - RAZÃO DE BOWEN (β)

A partição de energia na forma de fluxo de calor sensível e de calor latente tem relevância direta com o clima da camada limite (Oke, 1978), uma vez que esta camada transfere esta energia para a troposfera inferior. A razão entre esses dois fluxos é denominado razão de Bowen:

$$\beta = H/LE \quad (3.8)$$

Assim, se β for maior que a unidade, H será maior que LE. Logo, a maioria do calor transferido para a atmosfera estará na forma de calor sensível. Com isso, o clima seria relativamente quente. Se β for igual à unidade, a entrada de calor na atmosfera é feita de maneira equitativa entre H e LE. Se β for menor que a unidade, LE será maior que H e o calor que é fornecido para a atmosfera é principalmente na forma de calor latente. Isto não contribui diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera, mas pode aumentar sua umidade e/ou temperatura potencial virtual. Entretanto, o clima seria relativamente frio e úmido. Se β tende a zero, uma livre evapotranspiração superficial é indicada (isto é, LE tende para um máximo). Valores negativos de β indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes. Isto é comum à noite, quando H é em direção à superfície (negativo), mas a evaporação continua tal que LE é para fora da superfície (positivo). Os valores típicos de β são iguais a 0,1 para os oceanos tropicais; 0,1 a 0,3 para florestas tropicais úmidas; 0,4 a 0,8 para florestas temperadas e pastagens; 2,0 a 6,0 para áreas semidesérticas e maior que 10 para desertos (Oke, 1978).

3.2.8 - UMIDADE RELATIVA (UR)

Neste trabalho, empregou-se como critério para a determinação de nevoeiros a umidade relativa do ar. Este critério foi também usado no trabalho desenvolvido por Silva e Lyra (1996) para a Reserva Jaru. O cálculo da umidade relativa é efetuado a partir de dados psicrométricos utilizando-se a formulação clássica, que considera o cálculo intermediário das tensões de vapor. Assim, a Equação de Tetens para o cálculo da tensão de saturação do vapor d'água (Saucier, 1955), é escrita como:

$$e_{su} = 6,1078 \times 10^{(7,5T_w/237,3+T_w)} \quad \text{para } T_w \geq 0^{\circ}\text{C} \quad (3.9)$$

$$e_s = 6,1078 \times 10^{(7,5T/237,3+T)} \quad \text{para } T \geq 0^{\circ}\text{C} \quad (3.10)$$

onde e_{su} é a tensão de saturação do vapor d'água à temperatura do bulbo úmido (hPa); e_s é a tensão de saturação do vapor d'água à temperatura do bulbo seco (hPa); T_w e T são

as temperaturas do termômetro de bulbo úmido e bulbo seco ($^{\circ}\text{C}$), respectivamente.

A tensão de vapor d'água (e) é estimada a partir da expressão:

$$e = e_{\text{su}} - A \times P(T - T_w) \quad (3.11)$$

em que e é a tensão de vapor d'água à temperatura do ponto de orvalho (hPa); A é a constante psicrométrica ($A=0,00067^{\circ}\text{C}^{-1}$); P é a pressão atmosférica (hPa).

A umidade relativa (UR%) é dada por:

$$\text{UR} = (e/e_s) \times 100 \quad (3.12)$$

Silva e Lyra (1996) adotaram a umidade relativa igual a 96% para a ocorrência de nevoeiro, critério este também adotado neste trabalho. Este padrão foi adotado com base em dois fatos: informações de que diferentes localizações geográficas apresentam a ocorrência de nevoeiros com UR da ordem de 81% e observações “in situ” de nevoeiros sempre às 6 HL na floresta da Reserva Jarú.

3.2.9 - UMIDADE ESPECÍFICA (q)

A umidade específica do ar foi obtida a partir da pressão de vapor, expressa pela equação:

$$q = 0,622(e/1000 - 0,37e) \times 10^3 \quad (3.13)$$

onde q é a umidade específica em gkg^{-1} . O fator 10^3 na expressão (3.13) foi usado para que a umidade fosse representada em gkg^{-1} .

3.2.10 - ÁGUA ARMAZENADA NO SOLO

O conhecimento da capacidade de armazenamento de água no solo é de grande importância para a análise do balanço de energia em superfícies vegetadas. Quando o suprimento de água no solo torna-se limitado, a vegetação sofre um estresse hídrico e a transpiração diminui, alterando a partição de radiação solar incidente em fluxos de calor sensível e latente. Uma quantidade menor de água (e portanto, calor latente) retorna para a atmosfera e a proporção que retorna como calor sensível aumenta (Hodnett et al., 1996).

As quantidades de água armazenada no solo para as áreas de floresta e de pastagem na região de Ji-Paraná foram calculadas, utilizando-se os valores médios da umidade volumétrica do solo medidos próximo às estações meteorológicas automáticas através de sondas de nêutrons. Este dispositivo consiste de uma fonte de radiação e de um detector suficientemente pequenos para moverem-se dentro de um tubo de acesso no solo. A fonte de radiação, geralmente radium-beryllium ou americium-beryllium, emite nêutrons de alta energia, os quais colidem com o núcleo dos átomos de hidrogênio do solo. Assim, quanto maior o conteúdo de hidrogênio (água) no solo, maior será o número de nêutrons termalizados, que serão contados na forma de pulsos gerados (Tommaselli, 1997).

No sítio experimental da Reserva Jaru havia oito tubos de medição de umidade, enquanto que na Fazenda Nossa Senhora Aparecida havia apenas seis. As medições iniciaram-se em outubro de 1991 na Reserva Jaru e em novembro de 1991, na Fazenda Nossa Senhora Aparecida. Os dados foram coletados até dezembro de 1993 em ambos os sítios. Os tubos de medição foram instalados em um relevo de planalto. Na Reserva Jaru, a profundidade de seis dos oito tubos de acesso foram limitadas pela presença de formações rochosas. Nesses tubos, as leituras máximas foram efetuadas entre 2 e 3,6 m. Os valores de umidade foram medidos na profundidade 0,1 e 0,2 m, e a partir de então, em intervalos de 0,2 m até a profundidade máxima. A umidade volumétrica foi medida semanalmente.

Segundo Tommaselli (1997), esse método de determinação do conteúdo de água do solo é afetado pelas variações de densidade do solo e se presta melhor à determinação de variações de umidade do solo do que à determinação dos valores absolutos da mesma. Outro problema é o do grande volume amostrado, que será tanto maior quanto mais seco for o solo, sendo que o raio da esfera de influência pode variar, de cerca de 15 cm, na água, a cerca de 25 cm no solo seco, o que dificulta os estudos em que se pretenda determinar valores pontuais do conteúdo de água no solo.

Os valores medidos pela sonda de nêutrons foram convertidos em umidade volumétrica através da calibração indicada na expressão 3.14

$$\theta_i = m(R/R_w) + n \quad (3.14)$$

no qual θ_i é a umidade volumétrica, R é o valor medido a uma dada profundidade pela sonda de nêutrons, R_w é o valor de umidade padrão de referência e m e n são parâmetros determinados pelo método de Couchat, citado por Hodnett et al. (1996).

A quantidade de água armazenada no solo (S , mm) foi determinada pela expressão 3.15:

$$S = \sum_{i=1}^D \theta_i \Delta z_i \quad (3.15)$$

em que z_i é a espessura da camada i e D a profundidade do perfil de solo analisado.

3.2.11 - PARTIÇÃO DE RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS

A radiação de onda longa incidente é um importante componente no balanço de radiação na superfície; porém é um parâmetro difícil de ser medido ou calculado precisamente. Com intuito de melhor estimá-lo, Culf e Gash (1993) realizaram um estudo comparativo da radiação de onda longa incidente observada em dias de céu claro na Nigéria, com os valores calculados a partir de perfis atmosféricos (de temperatura e

de densidade de vapor) e com os valores estimados por simples fórmulas empíricas no nível do abrigo meteorológico.

As equações que Culf e Gash (1993) utilizaram para teste foram as de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Satterlund (1979) e Brutsaert (1975) [Eq. (3.16)-(3.20), respectivamente], a saber:

$$L_d = \sigma T^4(0,51 + 0,06e^{1/2}) \quad (3.16)$$

$$L_d = 9,2 \times 10^{-6} \sigma T^6 \quad (3.17)$$

$$L_d = \sigma T^4 < 1 - \{0,26 \exp[-7,77 \times 10^{-4} + (273 - T)^2]\} > \quad (3.18)$$

$$L_d = 1,08 \sigma T^4 \exp(-e^{T/2016}) \quad (3.19)$$

$$L_d = 1,24 \sigma T^4 (e/T)^{1/7} \quad (3.20)$$

onde T e e são a temperatura do ar (K), e a pressão de vapor (mb) respectivamente, obtidas no nível do abrigo meteorológico. As equações acima são empíricas, exceto a de Brutsaert [Eq. 3.20], que é derivada da equação de Schwarzschild para dias sem nuvens em condições atmosféricas próximas à da atmosfera padrão.

Segundo Jiménez et al. (1987), a principal diferença entre os métodos analíticos e os empíricos de estimativa da radiação de onda longa da atmosfera está em sua fundamentação, pois os primeiros são derivados a partir de princípios físicos e os segundos a partir de relações empíricas. Os métodos analíticos utilizam perfis detalhados dos constituintes da atmosfera, juntamente com informações de suas propriedades radiativas, para derivar a emissão atmosférica. Estes métodos são preferíveis em princípio, embora na prática necessitem de informações mais detalhadas sobre o estado da atmosfera as quais muitas vezes não estão disponíveis.

Neste estudo foram considerados dados de radiação de onda longa da atmosfera estimados a partir das equações descritas acima. Estes foram comparados com os valores medidos no sítio de pastagem. Estas medidas foram feitas através de um saldo radiômetro com a parte inferior do sensor isolado por uma cavidade preta (Figura 3.7). Através da Equação (3.2), determinou-se L_d , anulando-se os termos provenientes da superfície (R_{gr} e L_u), acrescido de um termo de correção devido à emissão de energia da cavidade preta, usando a Lei de Stefan-Boltzmann (Equação 3.3). A equação (3.2) pode ser reescrita do seguinte modo:

$$R_n' = R_g + L_d - \epsilon\sigma T_c^4 \quad (3.21)$$

na qual R_n' é o saldo de radiação, com a parte inferior do instrumento isolada, R_g é a radiação solar global medida e T_c é a temperatura da superfície da cavidade preta (K). Logo:

$$L_d = R_n' - R_g + \epsilon\sigma T_c^4 \quad (3.22)$$

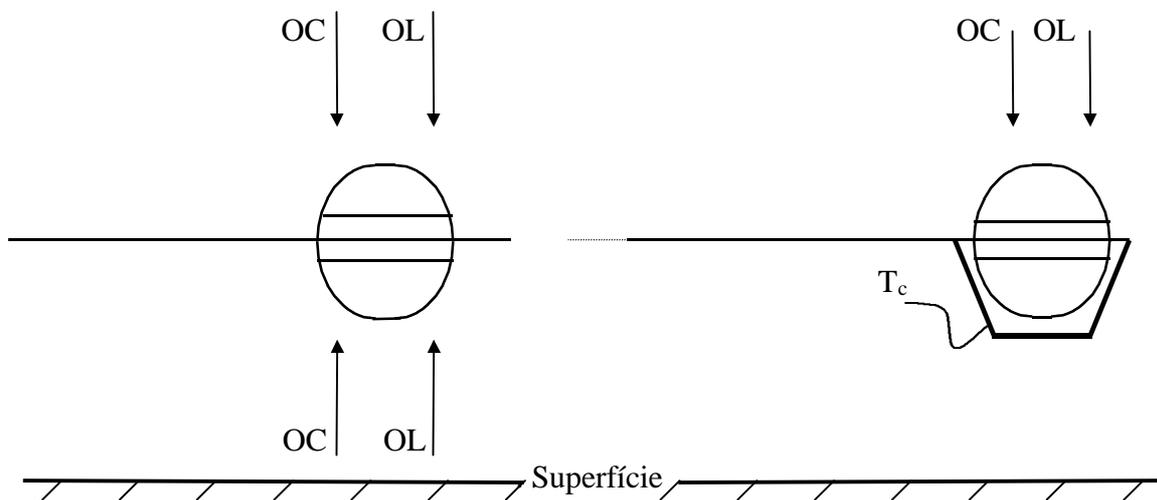


Fig. 3.7 - Diagrama esquemático do saldo radiômetro com e sem a parte inferior do sensor isolado por uma cavidade preta

3.2.12 - RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE NO TOPO DA ATMOSFERA

Para avaliar o desempenho das equações desenvolvidas para estimar a radiação de onda longa da atmosfera, foi necessário selecionar dias com poucas nuvens ou de céu claro. Como não havia observações de cobertura de nuvens disponíveis, procedeu-se à seguinte metodologia: calculou-se a transmissividade da atmosfera através da razão entre os fluxos integrados da radiação solar incidente à superfície e no topo da atmosfera (radiação extraterrestre). Esta última foi calculada em função da latitude do local e da época do ano (declinação solar), segundo a formulação proposta por Iqbal (1983).

$$R_{g0} = I_{on} \cos \theta_z \quad (3.23)$$

sendo I_{on} a taxa de energia numa superfície normal aos raios solares, ou seja: $I_{on} = I_{sc} E_0$, (em unidades de Wm^{-2}), onde I_{sc} a constante solar ($I_{sc} = 1367 Wm^{-2}$) e E_0 o fator de correção de excentricidade da órbita da Terra (valores tabelados em função da estação do ano). A posição do sol (ângulo zenital Z) foi definida para o horário central de cada intervalo, avaliando-se o $\cos \theta_z$ segundo a expressão:

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \quad (3.24)$$

sendo que δ , ϕ e ω representam, a declinação solar, a latitude do local e o ângulo horário central, respectivamente. Segundo Stull (1988) o ângulo de declinação solar pode ser expresso por:

$$\delta = \phi_i \cos [2\pi(d-d_i)/d_y] \quad (3.25)$$

onde ϕ_i é a latitude do Trópico de Câncer ou de Capricórnio ($23,45^0 = 0,409$ radianos), d é o número do dia do ano, d_i é o dia do solstício de verão (dia 173 do ano) para o Hemisfério Norte e de inverno para o Hemisfério Sul e d_y é o número médio de dias por ano (365,25).

Por tanto, a equação (3.23) pode ser escrita da seguinte forma:

$$R_{g0} = I_{sc}E_0(\text{sen}\delta\text{sen}\phi + \text{cos}\delta\text{cos}\phi\text{cos}\omega) \quad (3.26)$$

Para o cálculo de R_{g0} utilizou-se o intervalo compreendido entre os dias 117 e 177 do calendário juliano (27 de abril a 26 de junho de 1993), que corresponde ao período que vai do final da estação chuvosa ao início da estação seca.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

São apresentados, em forma de gráficos e tabelas, os resultados obtidos das análises do balanço de radiação, utilizando valores medidos de todas os seus componentes para o sítio de pastagem. Do mesmo modo, avalia-se a performance da radiação de onda longa atmosférica determinada pelas fórmulas empíricas em relação a radiação de onda longa atmosférica medida (item 4.1).

O balanço de energia e as variáveis microclimáticas também são analisadas para os casos de: transição do final do período chuvoso para o meio do período seco, eventos de friagem e de nevoeiro, para as áreas de floresta e de pastagem. Com base em variações médias horárias da temperatura e umidade específica do ar, velocidade e direção do vento, albedo, radiação solar global, saldo de radiação, fluxos de calor sensível, calor latente e conduzido ao solo e totais diários de precipitação, faz-se uma análise comparativa dessas variáveis entre os dois sítios experimentais de floresta e de pastagem, ressaltando suas principais diferenças (item 4.2).

4.1 - BALANÇO DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA

4.1.1 - BALANÇO DE RADIAÇÃO

A análise do balanço de radiação apresentada a seguir é a única em que todos os componentes foram medidos diretamente e não estimados na Amazônia, como nos estudos de Bastable et al. (1993), Ribeiro (1994), Feitosa (1996) e Reschke (1996). A Figura 4.1a mostra a variação média horária dos componentes medidos do balanço de radiação na superfície do sítio de pastagem durante 10 dias de céu claro. Estes dias foram selecionados do conjunto total de dados (abril a julho de 1993), em que a razão entre a radiação solar incidente (R_g) e a radiação solar extraterrestre (R_{g0}) integradas ao

longo do dia, foi superior a 0,5 ($R_g/R_{g0} > 0,5$). As situações em que R_g/R_{g0} foi inferior a 0,3, foram classificadas como dias nublados (Tabela 4.1).

TABELA 4.1 - VALORES INTEGRADOS DIURNOS DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_g) E DA RADIAÇÃO SOLAR EXTRATERRESTRE (R_{g0}), DURANTE O PERÍODO DE CÉU CLARO (CC) E DE CÉU NUBLADO (CN)

Dia	R_{g0}	R_g	R_g/R_{g0}	Dia	R_{g0}	R_g	R_g/R_{g0}
CC	MJm^{-2}	MJm^{-2}		CN	MJm^{-2}	MJm^{-2}	
140	34,5	20,5	0,59	120	36,9	12,0	0,33
142	34,3	18,2	0,53	121	36,8	9,4	0,25
146	33,9	18,9	0,56	123	36,5	10,4	0,28
166	32,7	18,3	0,56	125	36,3	5,2	0,14
167	32,6	19,4	0,59	135	35,0	9,3	0,27
168	32,6	18,7	0,57	136	34,9	10,2	0,29
172	32,6	18,8	0,58	160	32,9	10,1	0,31
175	32,5	18,9	0,58	161	32,8	5,4	0,16
176	32,6	19,5	0,60	162	32,8	5,4	0,16
177	32,6	18,9	0,58	169	32,6	7,1	0,22
Média	33,1	19,0	0,57		34,8	8,5	0,24

Os componentes do balanço de radiação apresentam um ciclo diário bem definido (Figura 4.1a) com os valores mais elevados ocorrendo durante o período diurno e os menores durante o período noturno. Nota-se que R_n , R_{gr} , L_d e L_u acompanham a variação de R_g durante o dia, sendo que os valores máximos da R_g , R_{gr} e L_u ocorrem às 12 HL, chegando a 754 Wm^{-2} , 135 Wm^{-2} e 487 Wm^{-2} , respectivamente. Por outro lado, o valor máximo de R_n (609 Wm^{-2}) se observa às 13 HL e o da L_d (477 Wm^{-2}) às 16 HL. Durante o período diurno, o saldo de radiação é dominado pelas trocas radiativas de ondas curtas (R_g e R_{gr}), e o coeficiente de reflexão (albedo) governa o saldo recebido de R_g . No período noturno, o R_n é composto exclusivamente pelos fluxos de ondas longas

(L_d e L_u), cujas perdas na superfície são controladas pela temperatura da superfície e pela emissividade (Oke, 1978 e Viswanadham et al., 1990). O balanço de ondas longas (L_d-L_u) é positivo no intervalo entre 16 e 20 HL e negativo no restante do tempo, o que significa que a superfície está emitindo mais energia radiante que a atmosfera, com exceção daquele horário citado. Isto precisa ser melhor estudado, mas pode estar associado ao fato da camada limite atmosférica, sobre a área de pastagem, estar bem desenvolvida e aquecida nesse intervalo de tempo. A energia média diurna integrada de R_g durante o período de céu claro foi igual a $18,8 \text{ MJm}^{-2}$, a de R_n foi de $14,7 \text{ MJm}^{-2}$, a de R_{gr} igual a $3,7 \text{ MJm}^{-2}$, seguida da L_d , com valor médio de $19,5 \text{ MJm}^{-2}$ e da L_u com $19,9 \text{ MJm}^{-2}$.

A Figura 4.1b mostra a variação média horária de L_d observada em dias de céu claro e nublado. Nota-se que o ciclo diário apresenta-se bem definido nos dois períodos, com os maiores valores registrados de L_d ocorrendo durante os dias de céu claro (a partir das 08 HL até o início da noite). No período noturno e até o início da manhã, os valores de L_d apresentam-se quase idênticos, em ambos os períodos. Esta diferença pode estar relacionada às diferentes quantidades presentes de vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio e aerossóis na atmosfera, os quais exercem influência direta sobre a emissividade da atmosfera, durante esses horários, conforme sugerido por Mendonça et al. (1996). Por outro lado, esperavam-se obter valores mais elevados de L_d em dias nublados, já que as nuvens são os maiores contribuidores de L_d para a superfície, pois irradiam como corpo negro ($\epsilon \cong 1$) a partir da base das nuvens (Arya, 1988). Os máximos valores de L_d são observados às 16 HL no período de céu claro com 477 Wm^{-2} e às 15 HL no período nublado com 430 Wm^{-2} , sendo que a maior diferença verificada entre os dois períodos ocorre às 16 HL ($51,6 \text{ Wm}^{-2}$).

O fluxo médio diário de radiação de onda longa durante o período de céu claro foi 423 Wm^{-2} , superior ao do período de céu nublado que apresentou um valor médio igual a $405,8 \text{ Wm}^{-2}$. Estes resultados estão coerentes com aqueles obtidos por Shuttleworth et al. (1984b), igual a 412 Wm^{-2} considerando 6 dias de medidas contínuas dos componentes do balanço de radiação no mês de setembro de 1983 na Reserva Florestal

Ducke. Bastable et al. (1993) obtiveram, a partir do balanço de radiação de ondas longas para a Reserva Ducke, valores médios diários de L_d iguais a $411,1 \text{ Wm}^{-2}$ e $418,2 \text{ Wm}^{-2}$ para períodos das estações seca (12 a 21/10/90) e chuvosa (1 a 10/12/90), respectivamente. Ressalta-se que, em ambos os casos, estes valores foram calculados como resíduos do balanço de radiação e estimados pelo valor da temperatura do ar obtido em abrigo meteorológico (L_u) e não a partir de medidas diretas, como é o caso deste estudo.

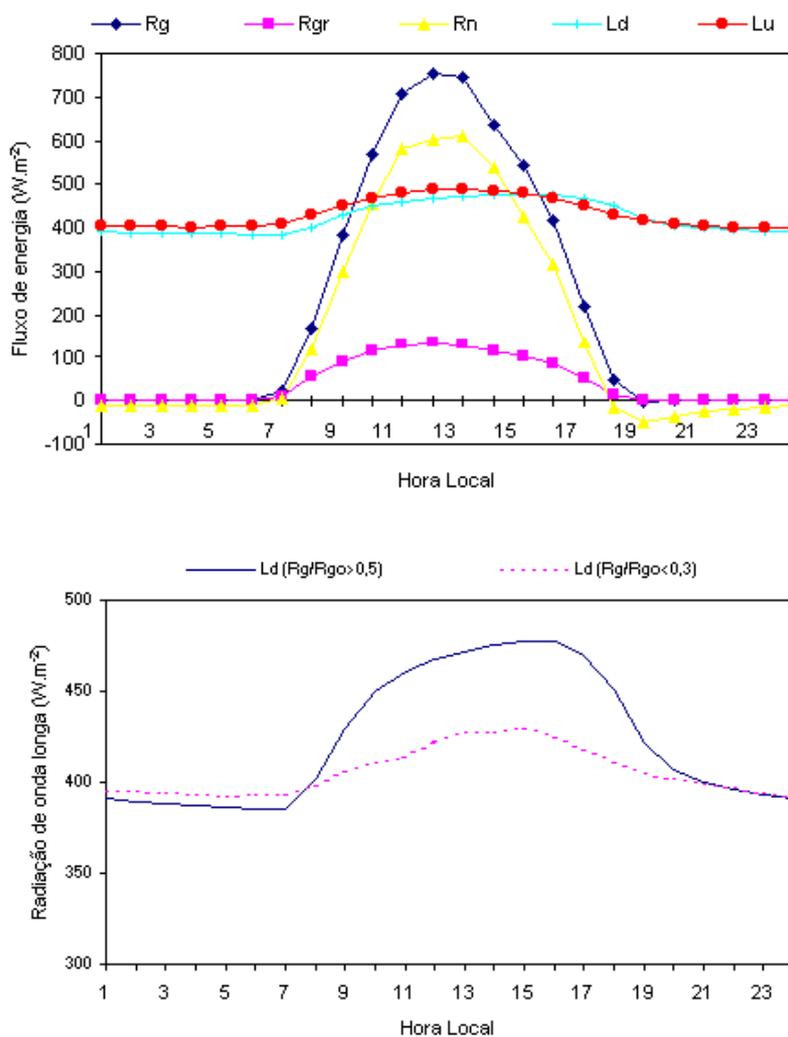


Fig. 4.1 - Variação média horária dos componentes do balanço de radiação durante o período de céu claro (a) e de radiação de onda longa da atmosfera (b)

4.1.2 - RADIAÇÃO DE ONDA LONGA DA ATMOSFERA

A radiação de onda longa da atmosfera (L_d) é um importante componente do balanço de radiação da superfície, mas é um parâmetro difícil de se calcular acuradamente (Culf e Gash, 1993). Alguns dos métodos mais utilizados para o cálculo da radiação de onda longa atmosférica requerem dados de perfis verticais de umidade e de temperatura em dias de céu claro (Brutsaert, 1982). Tais dados raramente são disponíveis e, como consequência, modelos mais simples têm sido desenvolvidos para sua estimativa, com base em equações do tipo:

$$L_d = \epsilon_{ac} \sigma T_a^4 \quad (4.1)$$

onde T_a é a temperatura do ar próximo à superfície, medida (ao nível do abrigo meteorológico) e ϵ_{ac} é a emissividade da atmosfera para dias de céu claro (Brutsaert, 1982).

Várias expressões têm sido propostas para estimar L_d (Brunt, 1932; Swinbank, 1963; Idso e Jackson, 1969; Satterlund, 1979 e Brutsaert, 1975), sendo que a maioria delas são estritamente empíricas (Brutsaert, 1982). Outrossim, estas equações têm-se mostrado razoavelmente adequadas em trabalhos que utilizam séries longas ou médias diárias de dados (Culf e Gash, 1993; Jiménez et al., 1987); porém, apresentam o problema de serem exatamente específicas para as condições ambientes para as quais foram desenvolvidas (Culf e Gash, 1993).

Com o intuito de verificar o desempenho dessas equações (descritas no Capítulo 3), para uma área de pastagem na região sudoeste da Amazônia, calculou-se a radiação de onda longa da atmosfera para dias de céu claro e posteriormente, fez-se uma comparação com os valores medidos.

A Figura 4.2 apresenta os valores calculados a partir das equações empíricas descritas no Capítulo 3 (Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Satterlund (1979)

e Brutsaert (1975)) contra os valores medidos de L_d . Em geral, as equações testadas subestimaram a L_d medida. Isto pode estar relacionado aos coeficientes utilizados nessas equações, os quais são específicos para os locais onde foram desenvolvidos, diferentes das condições ambientes encontradas nas áreas de pastagem na Amazônia.

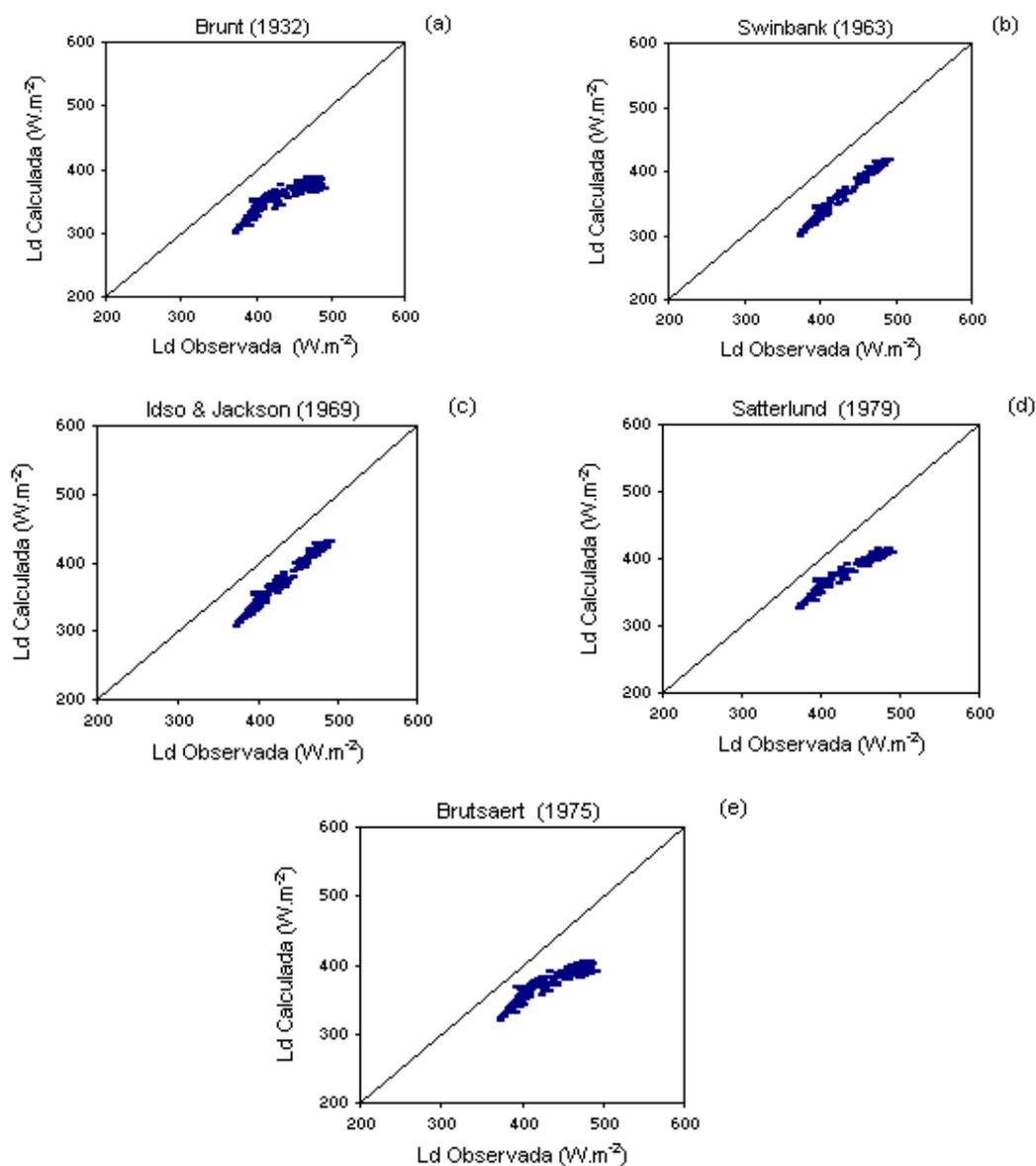


Fig. 4.2 - Comparação entre os valores medidos de L_d e os valores estimados pelos modelos de Brunt (a), Swinbank (b), Idso e Jackson (c), Satterlund (d) e Brutsaert (e)

Segundo Iqbal (1983), o procedimento que consiste na comparação de um valor individual calculado, a partir da utilização de inúmeros modelos de estimativas de radiação que chegam sobre uma superfície horizontal ou inclinada contra um valor medido, não constitui um teste suficiente de acurácia de um modelo de estimativa. De preferência, é necessário analisar um longo conjunto de dados. Para modelos de radiação, os testes estatísticos mais utilizados baseiam-se nos cálculos do Erro Médio Absoluto (EMA), Desvio Médio Quadrático (DMQ) e do Coeficiente de Correlação (R). Estes testes estatísticos são definidos abaixo:

$$\text{EMA} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i) \right] \quad (4.2)$$

$$\text{DMQ} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2} \quad (4.3)$$

$$R = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\left\{ \left[\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right] \right\}^{1/2}} \right] \quad (4.4)$$

onde (x) são os valores de fluxos de radiação de onda longa da atmosfera medidos pelo saldo radiômetro, (y) são os valores de fluxos radiação de onda longa estimados pelas equações empíricas, (N) é o número total de observações consideradas, (i) corresponde a cada observação (horário), (\bar{y}) é o valor médio previsto e (\bar{x}) é o valor médio medido.

O valor zero nos índices EMA e DMQ indica que os fluxos estimados são iguais aos valores medidos em superfície. Por outro lado, um valor negativo do índice EMA significa que o fluxo medido pelo saldo radiômetro foi superior aquele modelado.

Na Tabela 4.2 são apresentados os valores calculados do coeficiente de correlação (R), desvio médio quadrático (DMQ) e o erro médio absoluto (EMA) para o período de 10 dias de céu claro. Os coeficientes de correlação indicam uma boa relação entre os

valores calculados e os valores medidos de L_d . Estas equações empíricas geraram valores elevados de DMQ (50,7 a 75,2 Wm^{-2}), assim como valores negativos (-73,0 a -49,1 Wm^{-2}), o que demonstra que independentemente das considerações representados em cada equação (L_d como função da pressão de vapor e da temperatura ou somente da temperatura), todas apresentaram resultados inferiores aos esperados para a área de pastagem na região da Amazônia.

Entretanto, ressalta-se que a pressão de vapor (e) utilizada nas equações empíricas foi estimada a partir da termodinâmica (Equação de Tetens, descrita no Capítulo 3), sendo que em seu cálculo utilizou-se apenas um valor típico de pressão atmosférica (985 hPa) para todo o período, o que pode impor um erro nas estimativas de L_d (Equações 1 e 5). Este valor de pressão atmosférica foi obtido a partir das observações realizadas durante o RBLE-3 (Fisch, 1996).

TABELA 4.2 - RESULTADOS ESTATÍSTICOS REFERENTES AOS DIFERENTES EFEITOS DAS ESTIMATIVAS DE L_d SOBRE A ENERGIA MÉDIA DIURNA INTEGRADA DO SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) DURANTE O PERÍODO DE CÉU CLARO

	Eq.	R	DMQ	EMA	ΣR_n	erro(%)
			MJm^{-2}	MJm^{-2}	MJm^{-2}	
R_n medido					14,7	-
Brunt	1	0,922	75,2	-73,0	11,0	-25
Swinbank	2	0,991	64,6	-64,3	11,9	-19
Idso e Jackson	3	0,991	54,7	-54,5	12,4	-16
Satterlund	4	0,978	50,7	-49,1	12,1	-18
Brutsaert	5	0,940	57,9	-55,4	11,7	-20

Para ilustrar o efeito de L_d estimada pelas equações empíricas sobre o Balanço de Radiação na superfície, calculou-se o fluxo do saldo de radiação (R_n) horário para os dias de céu claro através da equação do balanço (3.2):

$$R_n = R_g - R_{gr} + L_d - L_u$$

usando os valores medidos de L_d , R_g e R_{gr} . A radiação de onda longa da superfície (L_u) foi calculada a partir da Lei de Stefan-Boltzmann (Equação 3.3), usando a temperatura da superfície observada (T_s), conforme descrito no Capítulo 3:

$$L_u = \epsilon\sigma T_s^4$$

Em seguida calculou-se a energia média diurna integrada de R_n , obtida a partir das estimativas. Os resultados estão ilustrados na Tabela 4.2 juntamente com o erro expresso em percentagem de R_n medido (dados da EMAs). Estes valores confirmam as conclusões de Culf e Gash (1993), de que a utilização de equações empíricas com seus coeficientes originais para o cálculo da L_d podem conduzir a substanciais erros no cálculo da energia integrada de R_n . Os autores encontraram erros percentuais de -44% (Brunt, 1932), 58% (Swinbank, 1963), 72% (Idso e Jackson, 1969), 27% (Satterlund, 1979) e -18% (Brutsaert, 1975) no cálculo do R_n integrado nas condições atmosféricas da estação seca do Sahel na Nigéria.

A Figura 4.3 mostra a variação média de L_d estimado pelas equações e aquelas observados. Os valores estimados apresentam-se abaixo daqueles medidos ao longo do ciclo diário, como já havia sido mostrado na Figura 4.1. No período diurno, a L_d estimada pela equação 1 (Brunt, 1932) apresentou maior diferença dentre as equações testadas ($102,3 \text{ Wm}^{-2}$) em relação à L_d medida, enquanto que a equação 3 (Idso e Jackson, 1969) apresentou a menor diferença ($60,2 \text{ Wm}^{-2}$), o que demonstra que, durante o dia, as equações que são funções da temperatura (Equação 2 e 3) apresentam valores mais próximos dos valores medidos. Já no período noturno ocorre o inverso: a equação 2 (Swinbank, 1963) apresentou a diferença mais elevada ($57,5 \text{ Wm}^{-2}$), enquanto a menor diferença foi verificada com as equações 4 (Satterlund, 1979) e 5 (Brutsaert, 1975) com valores de $38,1$ e $39,9 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, as quais são funções da temperatura e da pressão de vapor.

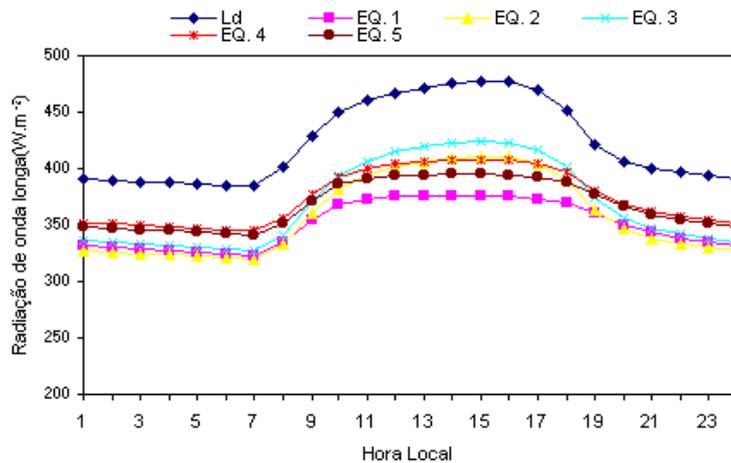


Fig. 4.3 - Variação média horária da radiação de onda longa da atmosfera medida (L_d) e estimada pelos modelos de Brunt (EQ.1), Swinbank (EQ.2), Idso e Jackson (EQ.3), Satterlund (EQ.4) e Brutsaert (EQ.5) durante o período de céu claro

4.1.3 - AJUSTE DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS ÀS CONDIÇÕES LOCAIS

Visando determinar um ajuste das equações empíricas às condições locais, realizou-se a análise de correlação entre a emissividade da atmosfera, obtida a partir do cálculo de $L_d/\sigma T_a^4$, e as variáveis utilizadas nas equações empíricas. Como Swinbank (1963) estabeleceu, inicialmente, uma regressão entre o logaritmo da radiação de ondas longas incidente e o logaritmo da temperatura de bulbo seco, o ajuste dos coeficientes empíricos às condições de pastagem na Amazônia foi realizado através da análise de regressão linear entre o $\text{Log}(\epsilon_a)$ e $\text{Log}(T_a)$ com a temperatura do ar em K, do mesmo modo que o realizado por Mendonça et al. (1996). Nos modelos de Idso e Jackson (1969), as variáveis utilizadas na regressão linear foram $\text{Ln}(1-\epsilon_a)$ e T_a^2 , com temperatura em $^{\circ}\text{C}$. Nos modelos de Brunt (1932) e de Brutsaert (1975), a variável dependente foi ϵ_a e a variável independente foi a pressão de vapor (e).

A Figura 4.4 apresenta o ajuste local dos coeficientes das equações empíricas. As melhores estimativas foram obtidas para os modelos de Swinbank (1963) e de Idso e

Jackson (1969), em que a emissividade é função somente da temperatura do ar. Os modelos de Brunt (1932) e Brutsaert (1975) ao contrário dos resultados obtidos por Mendonça et al. (1996) para Santo Antônio do Lavenger (MT), proporcionaram menores coeficientes de correlação. Observou-se também nos modelos de Brunt (1932) e de Brutsaert (1975), uma fração de dados que têm comportamentos discrepantes em relação ao ajuste obtido. Estes podem estar associados aos valores noturnos de emissividade da atmosfera, que não apresentaram variações acentuadas como as observadas no período diurno.

A Figura 4.5 apresenta os valores de L_d calculados após o ajuste local dos coeficientes das equações empíricas, ilustradas na Tabela 4.3, contra os valores medidos. Nota-se que há uma pequena diferença entre os valores estimados e os observados; porém, as equações em que L_d é função da pressão de vapor (Brunt e Brutsaert) apresentam uma pequena subestimativa dos valores mais elevados de L_d medido, observados geralmente no período diurno. Isso pode estar associado à influência da radiação solar direta e da temperatura no instrumento de medida de L_d .

TABELA 4.3 - EQUAÇÕES EMPÍRICAS COM OS COEFICIENTES AJUSTADOS ÀS CONDIÇÕES DE PASTAGEM NA AMAZÔNIA

Equações ajustadas	
Brunt	$L_d = \sigma T^4 [1,13 - 0,04(e)^{1/2}]$
Swinbank	$L_d = \sigma T^4 [10^{(-2,69 + 1,08 \text{Log } T)}]$
Idso e Jackson	$L_d = \sigma T^4 [1 - \exp(-1,9 - 0,0025(273 - T)^2)]$
Brutsaert	$L_d = \sigma T^4 [1,67 - 1,05(e/T)^{1/7}]$

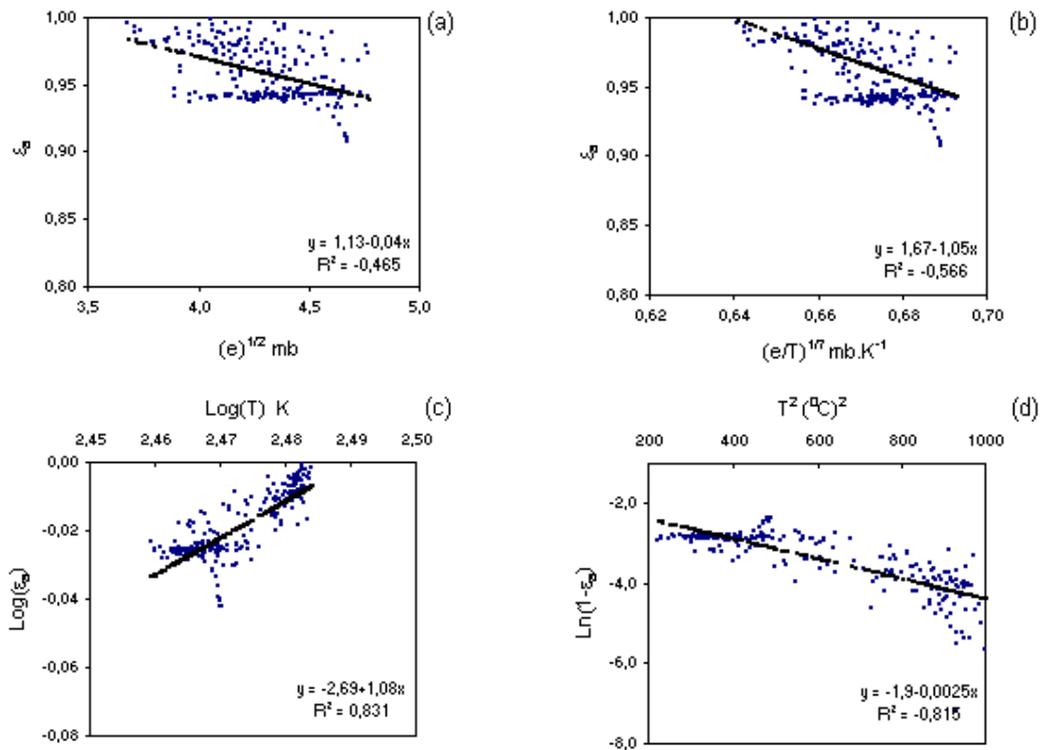


Fig. 4.4 - Ajuste local dos coeficientes dos modelos de Brunt (a), Brutsaert (b), Swinbank (c) e Idso e Jackson (d) a partir do dados horários medidos de 10 dias de céu claro

A Tabela 4.4 mostra a influência das estimativas de L_d sobre o balanço de radiação (com os coeficientes ajustados às condições locais de pastagem na Amazônia). Nota-se que os índices estatísticos das equações ajustadas, tais como o coeficiente de correlação (R), apresentam valores próximos da unidade. Quanto ao desvio médio quadrático (DMQ), os dados indicam que houve pequenos desvios dos valores estimados em relação aos valores medidos. Entretanto, o erro médio absoluto aproxima-se bastante de zero, exceto para a equação 5 que apresentou o valor mais elevado.

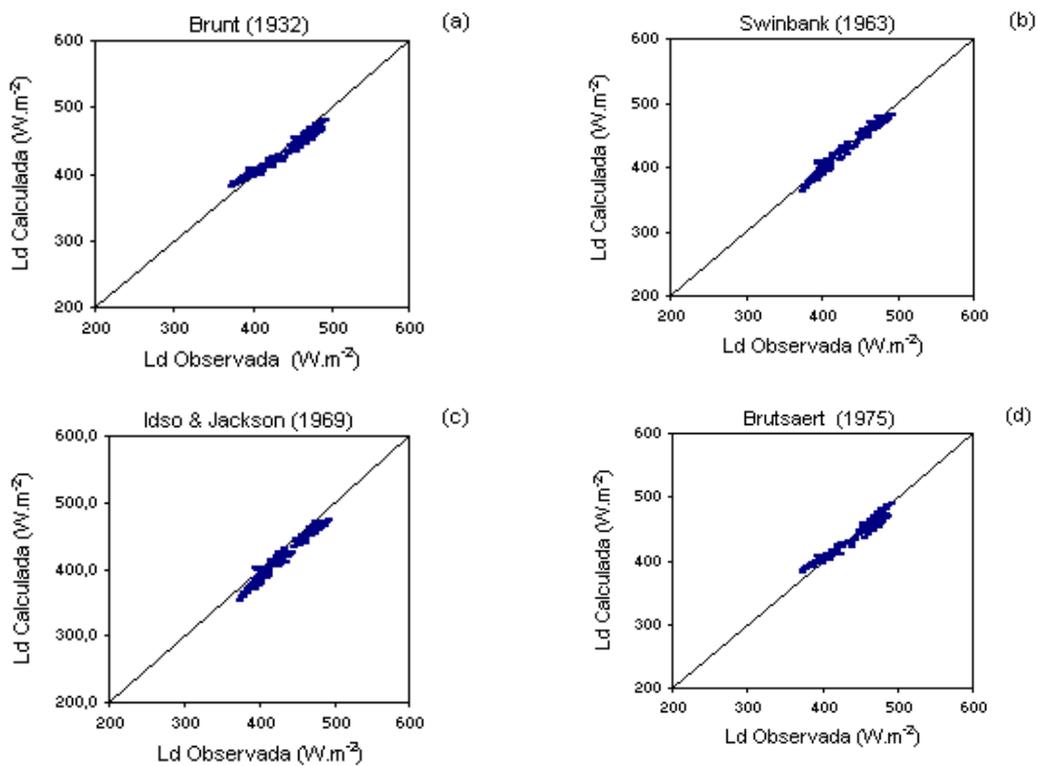


Fig. 4.5 - Comparação entre os valores medidos de L_d e os valores estimados pelos modelos de Brunt (a), Swinbank (b), Idso e Jackson (c) e Brutsaert (d) com o ajuste local dos coeficientes

Os diferentes efeitos das estimativas de L_d calculada com os coeficientes ajustados, sobre R_n também estão ilustrados na Tabela 4.4. Observa-se que os valores médios diurnos integrados de R_n estimados apresentam-se próximo do valor medido, com pequenos erros percentuais negativos, ou seja, valores estimados inferiores aos observados.

TABELA 4.4 - RESULTADOS ESTATÍSTICOS DAS EQUAÇÕES EMPÍRICAS
COM OS COEFICIENTES AJUSTADOS E OS DIFERENTES EFEITOS DAS
ESTIMATIVAS DE L_d SOBRE A ENERGIA MÉDIA DIURNA INTEGRADA DO
SALDO DE RADIAÇÃO (R_n) DURANTE O PERÍODO DE CÉU CLARO

	Eq.	R	DMQ	EMA	ΣR_n	erro(%)
			MJm^{-2}	MJm^{-2}	MJm^{-2}	
R_n medido					14,7	-
Brunt	1	0,993	8,2	-0,26	14,4	-2,0
Swinbank	2	0,992	5,1	-0,80	14,5	-1,0
Idso e Jackson	3	0,990	5,8	0,91	14,6	-0,2
Brutsaert	5	0,992	7,8	2,44	14,5	-0,9

4.2 - BALANÇO DE ENERGIA E VARIAÇÕES MICROCLIMÁTICAS

A seguir serão analisados o comportamento dos componentes do balanço de energia e dos elementos climáticos de temperatura e umidade específica do ar, precipitação e umidade do solo ao longo do período total estudado.

4.2.1 - ANÁLISE GLOBAL

A série temporal dos componentes do balanço de energia (saldo de radiação (R_n), radiação solar global incidente (R_g), fluxo de calor conduzido ao solo (G), energia armazenada na biomassa (B), fluxo de calor sensível (H) e calor latente (LE)) para a área de floresta e de pastagem durante o período de estudo (04/04 a 26/07/93) estão ilustradas nas Figuras 4.6a e 4.6b, respectivamente. A radiação solar incidente na floresta e na pastagem apresenta-se bastante variável no início do período (abril-maio) com valores entre 250 e 1000 Wm^{-2} , coincidindo com a época final da estação chuvosa na região sudoeste da Amazônia, com índices pluviométricos acima de 200 mm.mês^{-1} , conforme ressaltado por Ferreira da Costa et al. (1998). Estes valores de 1000 Wm^{-2} são

devidos aos altos valores de radiação solar incidente no topo a atmosfera (final do verão no Hemisfério Sul) associados com nebulosidade esparsa. Segundo Fisch (1996), essa variabilidade dia-a-dia diminui a medida que se aproxima do início da estação seca (junho-julho), exceto quando há ocorrência de friagens. Nestas situações ocorrem quedas bruscas da radiação solar incidente, devido à presença de nebulosidade decorrente da penetração de frente fria. No entanto, essas reduções de R_g , nos dias específicos de friagens ocorrem em ambos os sítios experimentais, mostrando que o fenômeno meteorológico é de escala sinótica. Este comportamento difere das reduções observadas durante o período chuvoso, que estão relacionadas com as diferentes distribuições espaciais de nebulosidade e de chuvas em uma escala espacial menor. No final do período de estudo, ambos os sítios apresentaram valores máximos muito próximos (800 Wm^{-2}), o que se justifica pela pouca ocorrência de precipitação e de nebulosidade. Os demais componentes do balanço de energia (R_n , H, LE, G e B) acompanham o comportamento da radiação solar incidente ao longo da série, os quais serão analisados mais detalhadamente durante o estudo de casos.

As temperaturas do ar, em ambos os sítios, apresentaram valores máximos em torno de 31°C e mínimos de 22°C na área de floresta e 21°C na área de pastagem, no início do período de estudo (Figuras 4.7a e 4.7b). Algumas variações bruscas foram registradas devido à entrada de friagens na região (6 casos identificados durante o período analisado), que serão discutidas com mais detalhes posteriormente. No final do período, as temperaturas máximas apresentaram-se próximas de 32°C em ambos os sítios, sendo que em alguns dias, na área de pastagem, observaram-se valores acima desse limiar. Na floresta, as temperaturas mínimas registradas ficaram entre 17 e 19°C e na pastagem entre 15 e 16°C (excetuando os casos de friagens). Estes maiores valores das temperaturas mínimas na floresta são devidos ao efeito liberador/moderador do termo de armazenamento de energia da biomassa, ou seja, durante à noite, a liberação de energia pela biomassa da floresta age no sentido de manter o balanço radiativo noturno e não permite um resfriamento acentuado da superfície, conforme também ressaltado por Fisch (1986).

É interessante notar que as temperaturas mínimas diminuíram ao longo do tempo, o que

pode ser justificado pelo fato da região de Ji-Paraná situar-se a 10°S e, portanto, sujeita à uma menor incidência de radiação solar no período, uma vez que o sol encontra-se iluminando mais intensamente o Hemisfério Norte. Outro ponto interessante observado é o aumento da amplitude térmica do período chuvoso para o seco.

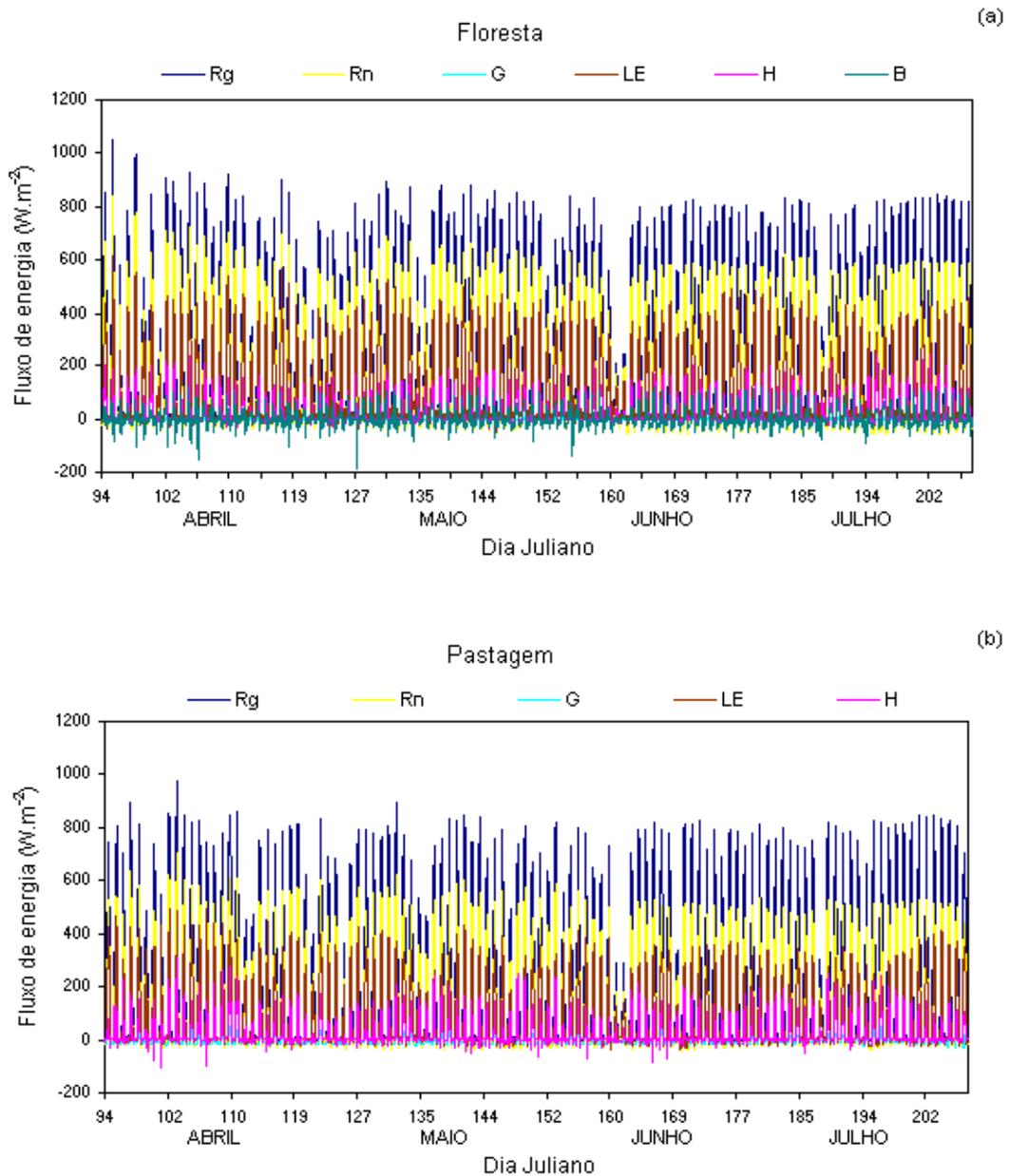
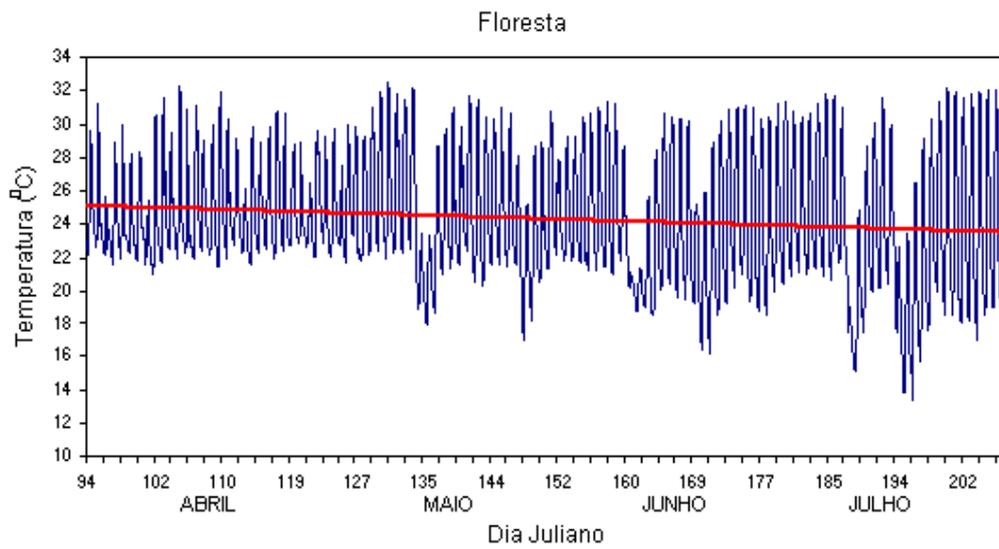


Fig. 4.6 - Variação temporal dos componentes do balanço de energia na Floresta (a) e na Pastagem (b)

(a)



(b)

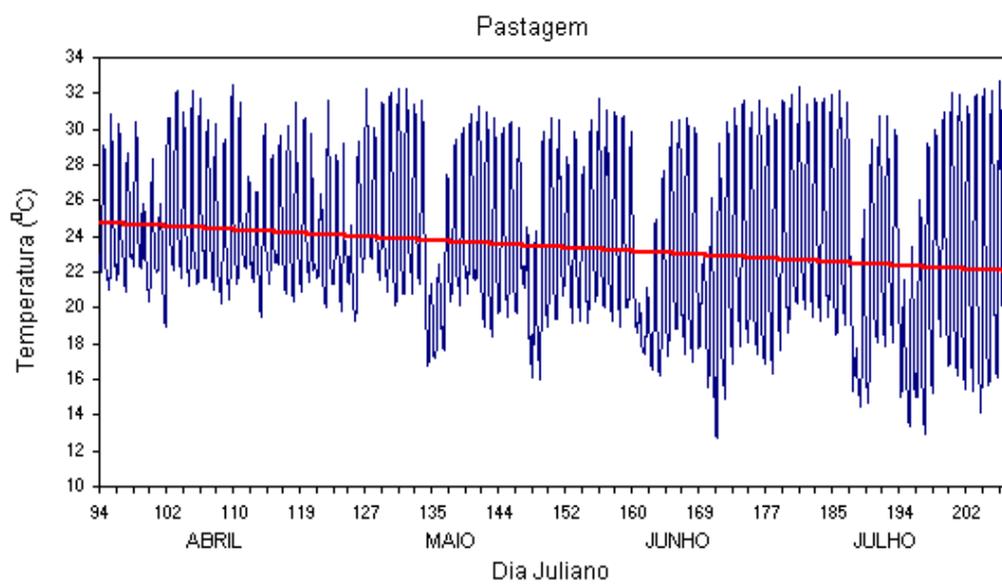
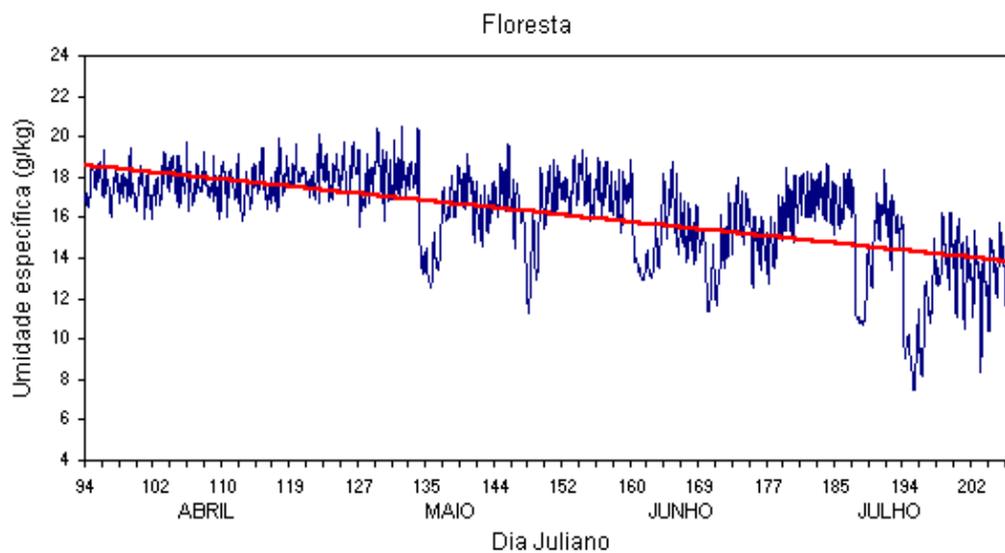


Fig. 4.7 - Variação temporal da temperatura do ar na Floresta (a) e na Pastagem (b)

A variação temporal da umidade específica acompanhou o comportamento da temperatura do ar, em ambos os sítios (Figuras 4.8a e 4.8b). No início do período de estudo, os maiores valores de umidade específica ocorreram na floresta superando 20 gkg^{-1} e os menores ocorreram na pastagem chegando a 14 gkg^{-1} . É interessante notar que, antes da entrada de friagem do dia 135 (15 de maio de 1993), o valor médio diário da umidade em ambos é aproximadamente constante com valores médios em torno de 18 g kg^{-1} na floresta e de 17 gkg^{-1} na pastagem; após a friagem, o ciclo diário volta a seu comportamento característico, porém com seus valores médios inferiores àqueles do início do período. Este comportamento se repete a cada evento de friagem, alterando significativamente o ciclo diário da umidade específica e implicando no seu decréscimo ao longo do tempo. Estas diminuições estão associadas com o final da estação chuvosa e também com as penetrações mais frequentes de massas de ar polar secas.

A precipitação total diária acumulada durante o período de estudo está ilustrada na Figura 4.9 para ambos os sítios. Como é possível notar a precipitação concentra-se no início da série, ou seja, no final da estação chuvosa; com o início da estação seca esta concentração diminui, passando a registrar chuvas somente com o advento de friagens na região. Comparando-se os totais de chuva entre o final da estação chuvosa e início da seca, a quantidade de precipitação acumulada na pastagem (263,0 mm) foi cerca de 21% superior à da floresta (217,2 mm). Este valor difere do obtido por Ferreira da Costa et al. (1998), que encontraram, em média, cerca de 28% do volume precipitado na floresta superior ao da pastagem para o trimestre mais chuvoso (janeiro/fevereiro/março) durante o período de 1992 a 1995. É importante ressaltar que esta modificação citada foi causada por dois eventos observados nos dias julianos 97 e 125, quando ocorreram precipitações muito elevadas na pastagem (totais de 58,4 e 67,0 mm, respectivamente) e inferiores na floresta (totais de 2,3 e 20,5 mm, respectivamente).

(a)



(b)

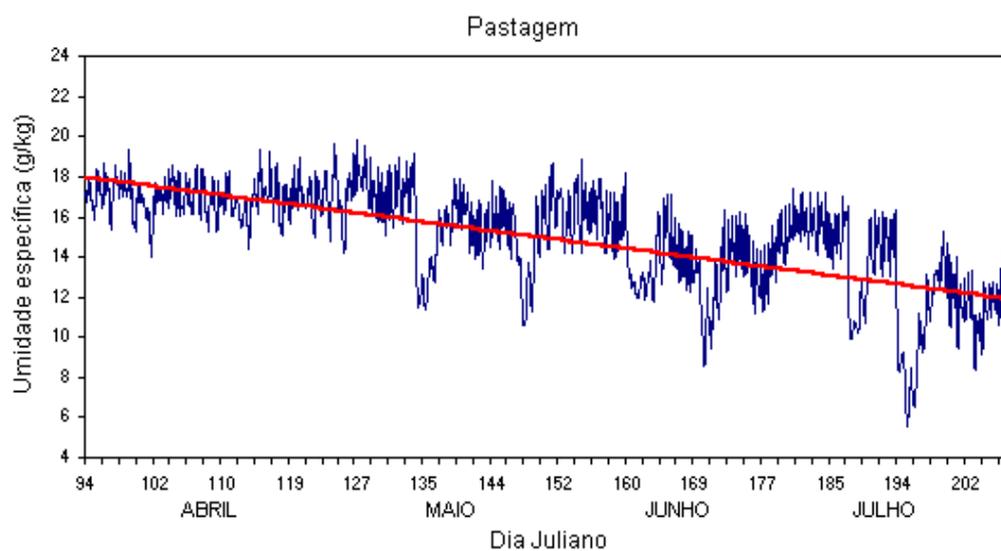
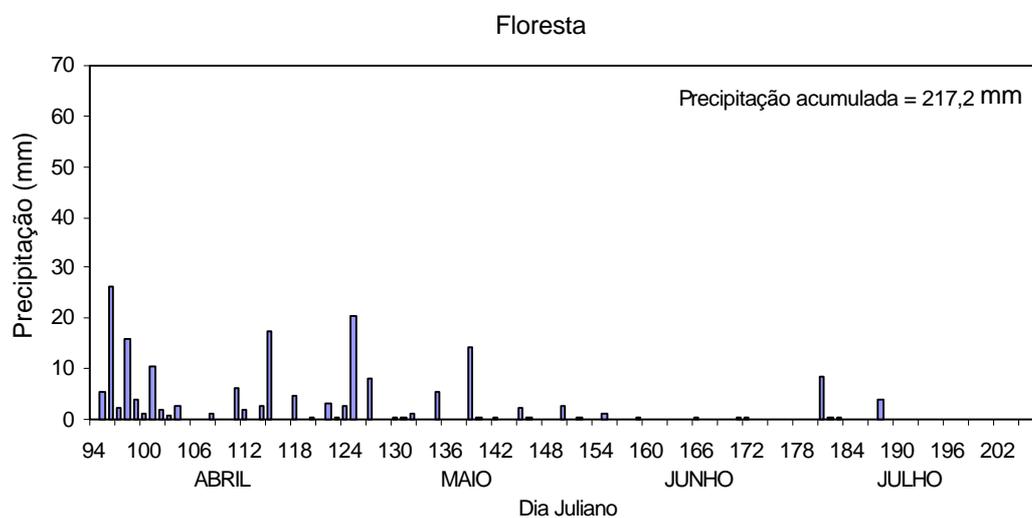


Fig. 4.8 - Variação temporal da umidade específica do ar na Floresta (a) e Pastagem (b)

(a)



(b)

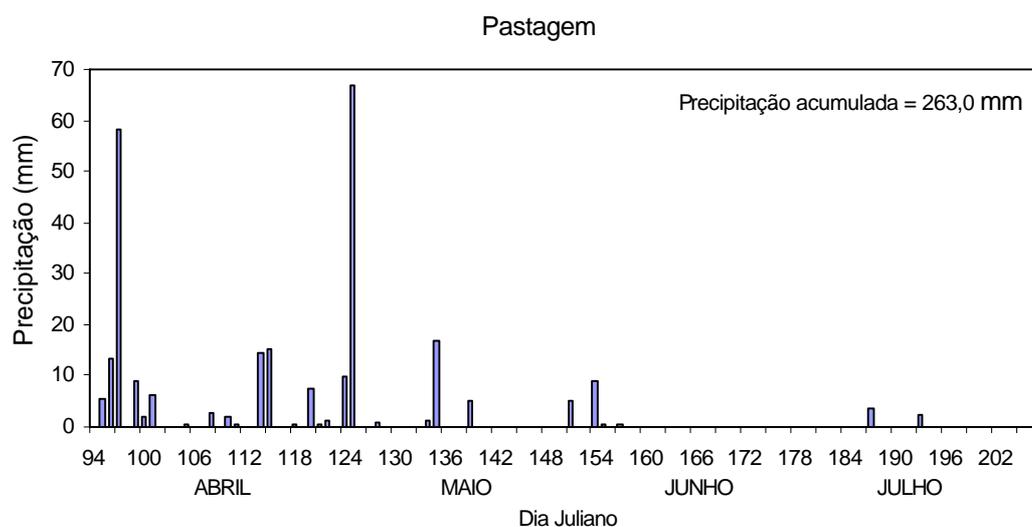


Fig. 4.9 - Variação temporal da precipitação total diária acumulada na Floresta (a) e na Pastagem (b)

A variação temporal do armazenamento de água no solo está ilustrada na Figura 4.10. Nota-se que, ao longo do período estudado, o consumo de água na floresta foi menor do que na pastagem entre 0 e 2 m de profundidade; ao passo que entre 2 e 3,6 m de profundidade, ambos os sítios apresentam comportamentos quase semelhantes. Este fato

se deve à estrutura da floresta adaptar-se melhor a períodos de déficit de água no solo, o que está associado a uma maior profundidade das raízes, permitindo a absorção de água em camadas mais profundas. Isto, porém, não se observa na pastagem, cuja profundidade das zonas de raízes são menores. Segundo Hodnett et al. (1996), estima-se que cerca de 51% de água usada para transpiração na floresta de Ji-Paraná, ao final da estação seca de 1993, provém do perfil abaixo de 3,6 m, assumindo a taxa de transpiração sem estresse de $3,5 \text{ mmd}^{-1}$. Enquanto que na pastagem, a extração de água foi afetada pelo déficit hídrico do solo, ocorrendo à taxa de $2,5 \text{ mmd}^{-1}$.

Os resultados apresentados ilustram as diferenças existentes entre os sítios durante a transição do final da estação chuvosa para o início da estação seca.

4.2.2 - PERÍODO CHUVOSO

O período selecionado como sendo representativo da estação chuvosa para o estudo da partição de energia foi de 4 a 13 de abril de 1993 (dia 94 a 103 do calendário juliano), época final da estação chuvosa nesta região. Neste período garante-se que o solo esteja em sua capacidade de campo com bastante água disponível para evapotranspiração.

No estudo da partição de energia nos sítios experimentais considerou-se a análise do ciclo diário, das médias horárias dos componentes do balanço de energia, temperatura e umidade específica do ar, albedo, razão de Bowen e precipitação, descritos e discutidos a seguir.

4.2.2.1 - PRECIPITAÇÃO

Os totais de precipitação na área de floresta e na área de pastagem durante o período chuvoso estão ilustrados nas Figuras 4.11a e 4.11b, respectivamente. Na floresta a precipitação total acumulada no período foi de 68,1 mm, ao passo que na pastagem este

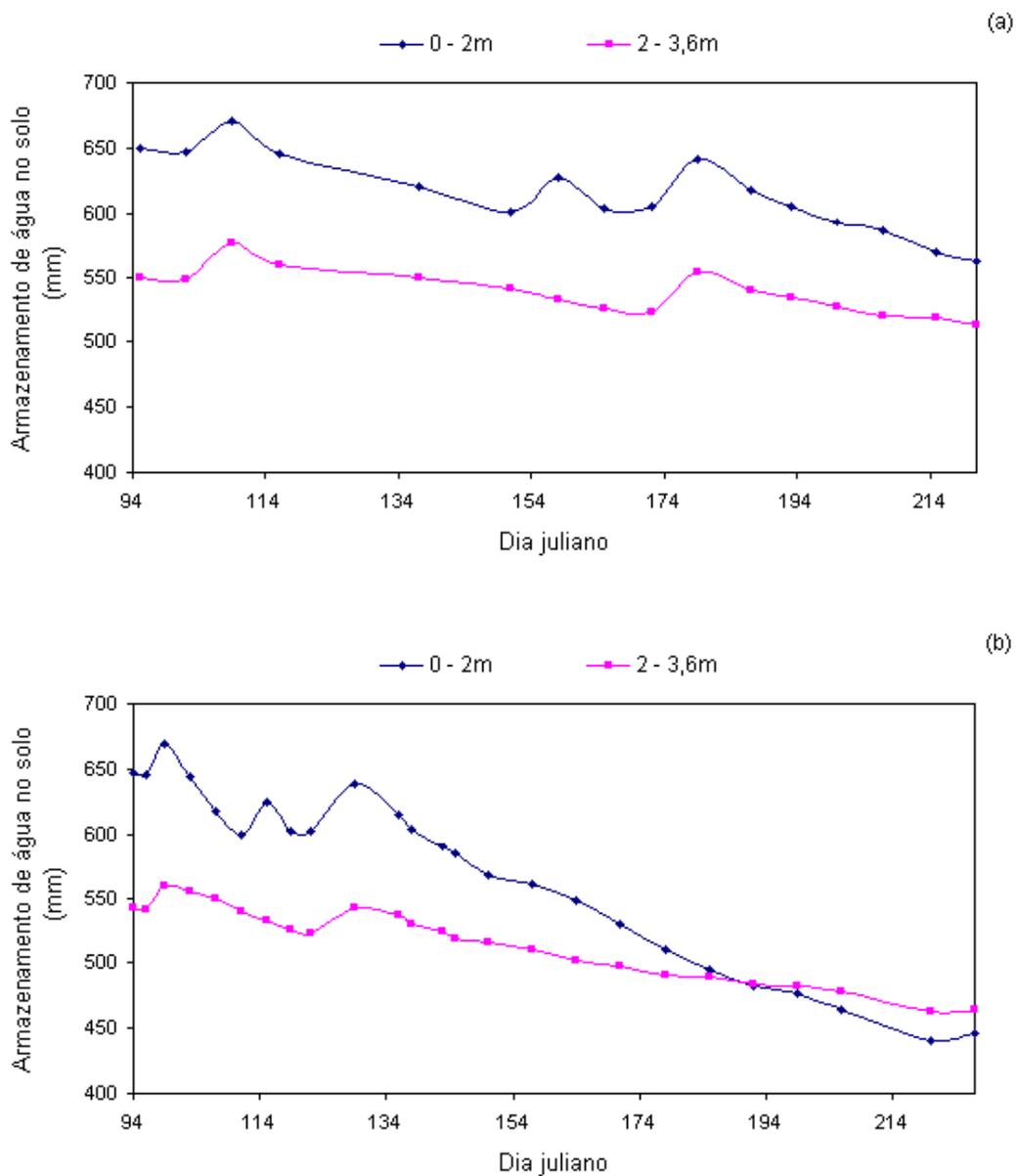


Fig. 4.10 – Variação temporal do armazenamento de água no solo do sítio de floresta (a) e pastagem (b)

valor foi de 94,4 mm. Entretanto, a área de floresta apresentou uma maior frequência de eventos de precipitação no período da tarde (13-18 HL) com 39% dos casos observados, enquanto apenas 9% estão entre 19-24 HL. O período diurno (7-18 HL) concentra 66% dos casos, ou seja, quase $2/3$ dos eventos e a fase noturna (19-6 HL) possui 34% (Tabela 4.5).

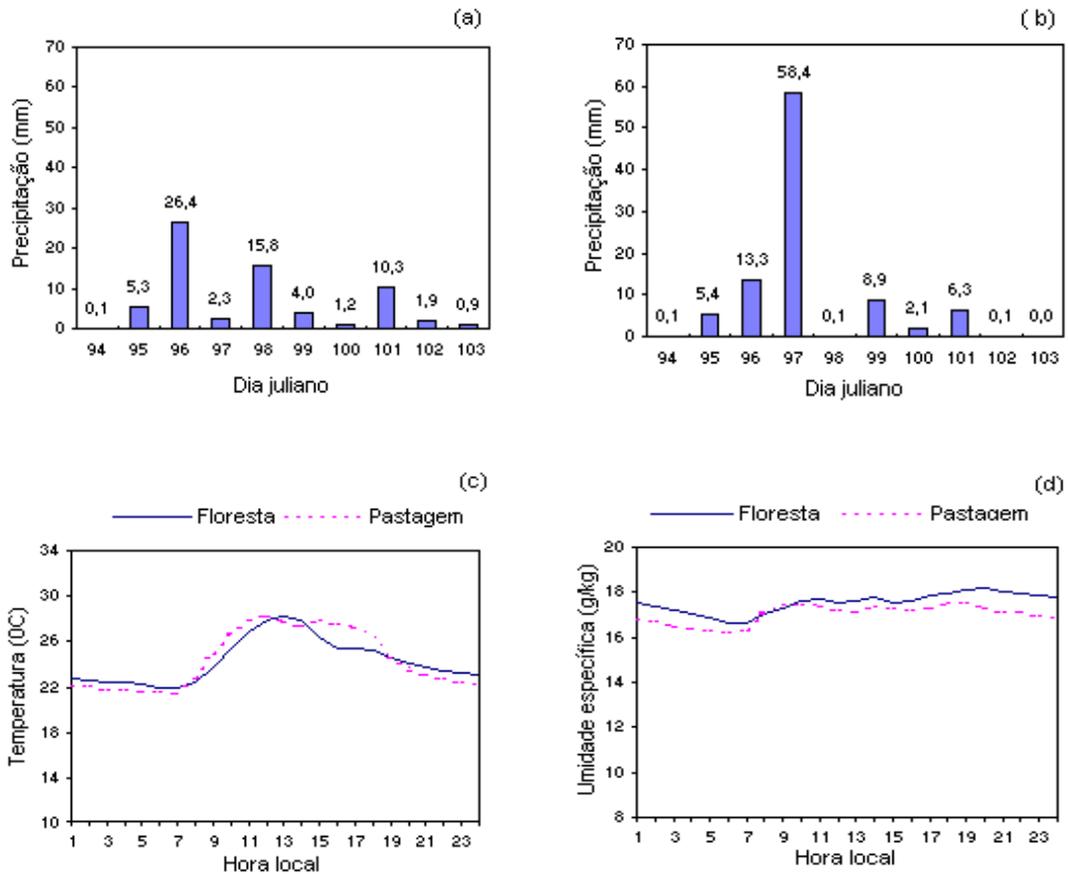


Fig. 4.11 - Precipitação total diária acumulada na Floresta (a) e Pastagem (b) e variação horária da temperatura (c) e da umidade específica do ar (d) durante o período chuvoso

Na área de pastagem, a frequência relativa de eventos foi menor do que na floresta, tanto no período da tarde (13-18 HL) com 29% dos eventos, como no período da manhã (7-12 HL) com 16% dos casos. Porém, o período noturno (19-6 HL) detém 55% dos casos, havendo uma diferença de 10% superior em comparação ao diurno. Isto deve-se, provavelmente, à forte atividade convectiva no final da tarde com a maturação da nebulosidade e a precipitação.

A frequência da quantidade de precipitação registrada na floresta foi de 83% no período diurno (7-18 HL) e 17% na fase noturna, enquanto que na pastagem o total da precipitação concentrou-se no período noturno com 72% e no diurno 28%. Os resultados obtidos para a área de floresta concordam com o estudo realizado por

Ferreira da Costa et al. (1998) sobre a variabilidade diária da precipitação no mesmo sítio para o trimestre chuvoso (janeiro, fevereiro e março), considerando o período de 1992 a 1995. No estudo, os autores observaram que 57,7% dos casos de precipitações superiores a 10 mmh⁻¹ na floresta ocorrem no período de 7 às 18 HL. Os autores concluíram que as alterações na quantidade de chuvas ocorridas são, em média, 28% maiores na floresta do que na pastagem, possivelmente devido às modificações de cobertura vegetal.

TABELA 4.5 - FREQUÊNCIA DA PRECIPITAÇÃO, CONSIDERANDO-SE O NÚMERO DE EVENTOS E A QUANTIDADE DE CHUVA ACUMULADA DURANTE O PERÍODO CHUVOSO NA FLORESTA (F) E NA PASTAGEM (P)

	Horário	N ^o de casos	Freq. (%)	Chuva (mm)	Freq.(%)
F	1 – 6	16	25	9,4	14
	7 – 12	17	27	22,3	33
	13 – 18	25	39	34,3	50
	19 – 24	6	9	2,1	3
	Total	64	100	68,1	100
P	1 – 6	6	19	6,6	7
	7 – 12	5	16	9,9	11
	13 – 18	9	29	16,2	17
	19 – 24	11	35	61,7	65
	Total	31	100	94,4	100

4.2.2.2 - TEMPERATURA DO AR

A variação média horária da temperatura do ar (Figura 4.11c) de ambos os sítios apresenta ciclos diários bem definidos, com as máximas temperaturas ocorrendo durante à tarde (entre 12 e 13 HL) e mínimas durante o início da manhã (entre 6 e 7 HL).

A temperatura média do ar durante o período chuvoso esteve em torno de $24,4^{\circ}\text{C}$ na pastagem e $24,3^{\circ}\text{C}$ na floresta. Em média, a temperatura máxima foi $28,5^{\circ}\text{C}$ e a mínima de $21,5^{\circ}\text{C}$ na pastagem, enquanto que na floresta os valores correspondentes foram $28,2^{\circ}\text{C}$ e $21,9^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Comparando-se as amplitudes médias diárias, observou-se que a amplitude térmica na pastagem foi de $8,1^{\circ}\text{C}$, ao passo que na floresta este valor foi de $7,0^{\circ}\text{C}$. Isto ocorre porque a floresta possui uma biomassa que influi na regulação do aquecimento e do resfriamento da atmosfera. Segundo Bastable et al. (1993), a grande disponibilidade de água no solo na pastagem durante este período, possibilita a vegetação transpirar livremente, devolvendo a maior parte de energia disponível na forma de calor latente. Isto resulta em temperaturas mais baixas em relação às da época seca e similares às aquelas observadas na floresta.

No ciclo diário da temperatura de ambos os sítios, é observado uma taxa de elevação média com o tempo no período da manhã (entre 6 e 12 HL) menor no sítio de floresta ($1,0^{\circ}\text{Ch}^{-1}$) do que no de pastagem ($1,2^{\circ}\text{Ch}^{-1}$). Isto ocorre porque a maior devolução de energia para atmosfera, na forma de calor sensível, ocorre na pastagem. No período da tarde, observa-se um decréscimo nos valores da temperatura do ar na floresta a partir das 13 HL e na pastagem a partir das 15 HL. Este comportamento da temperatura do ar na floresta pode estar relacionado à alta concentração de precipitação observada (50%) entre 13 e 18 HL, conforme citado na Tabela 4.5. Enquanto que na pastagem a precipitação observada concentrou-se entre 19 a 24 HL (65%), no período noturno.

4.2.2.3 - UMIDADE ESPECÍFICA

A Figura 4.11d ilustra a variação média horária da umidade específica do ar. Os valores da floresta são levemente superiores aos da pastagem, exceto entre 8 e 10 HL, em que os valores estiveram próximos. A umidade específica atinge índices elevados durante a noite (entre 18 e 22 HL), superiores a $18,0 \text{ gkg}^{-1}$ na floresta e mínimos no início da manhã (entre 06 e 07 HL) de $16,2 \text{ gkg}^{-1}$ na pastagem. A umidade específica média diária no período chuvoso foi $17,5 \text{ gkg}^{-1}$ na floresta e $17,0 \text{ gkg}^{-1}$ na pastagem. Estes valores são resultados de uma maior presença de vapor de d'água no ar, associado a uma maior pluviosidade neste período em ambos os sítios.

4.2.2.4 - BALANÇO DE ENERGIA

As Figuras 4.12a e 4.12b mostram a variação temporal das componentes do balanço de energia (R_g , R_n , G , LE , H e B) na floresta e na pastagem, respectivamente. Observa-se que a radiação solar global incidente na área de floresta atinge seu valor máximo mais elevado do período no dia 95 (Figura 4.12a) com $1053,1 \text{ Wm}^{-2}$ às 13 HL e o valor máximo mais baixo no dia 101 com $346,9 \text{ Wm}^{-2}$ às 16 HL. Nestes dias ocorreram precipitações com totais de 5,3 mm (registradas entre 14 e 17 horas) e 10,3 mm (entre 3 e 15 horas), respectivamente. Na área de pastagem a radiação global atinge seu valor máximo mais elevado no dia 103 (Figura 4.12b) com 976 Wm^{-2} às 12 HL sem ocorrência de precipitação e o menor valor máximo no dia 99 com $486,2 \text{ Wm}^{-2}$ às 11 HL, com o total acumulado de 8,9 mm de precipitação entre 11 e 15 HL. Essa variabilidade acentuada na radiação solar incidente é devido à distribuição espacial e temporal da nebulosidade e da precipitação nesta época do ano. Conforme citado no item 4.2.1, este período coincide com o final da estação chuvosa na região sudoeste da Amazônia.

Os demais componentes como o saldo de radiação, os fluxos de calor latente, sensível e do solo e energia armazenada pela biomassa acompanham o comportamento da radiação solar global com ciclos diurnos bem definidos, sendo muito influenciados pela

nebulosidade.

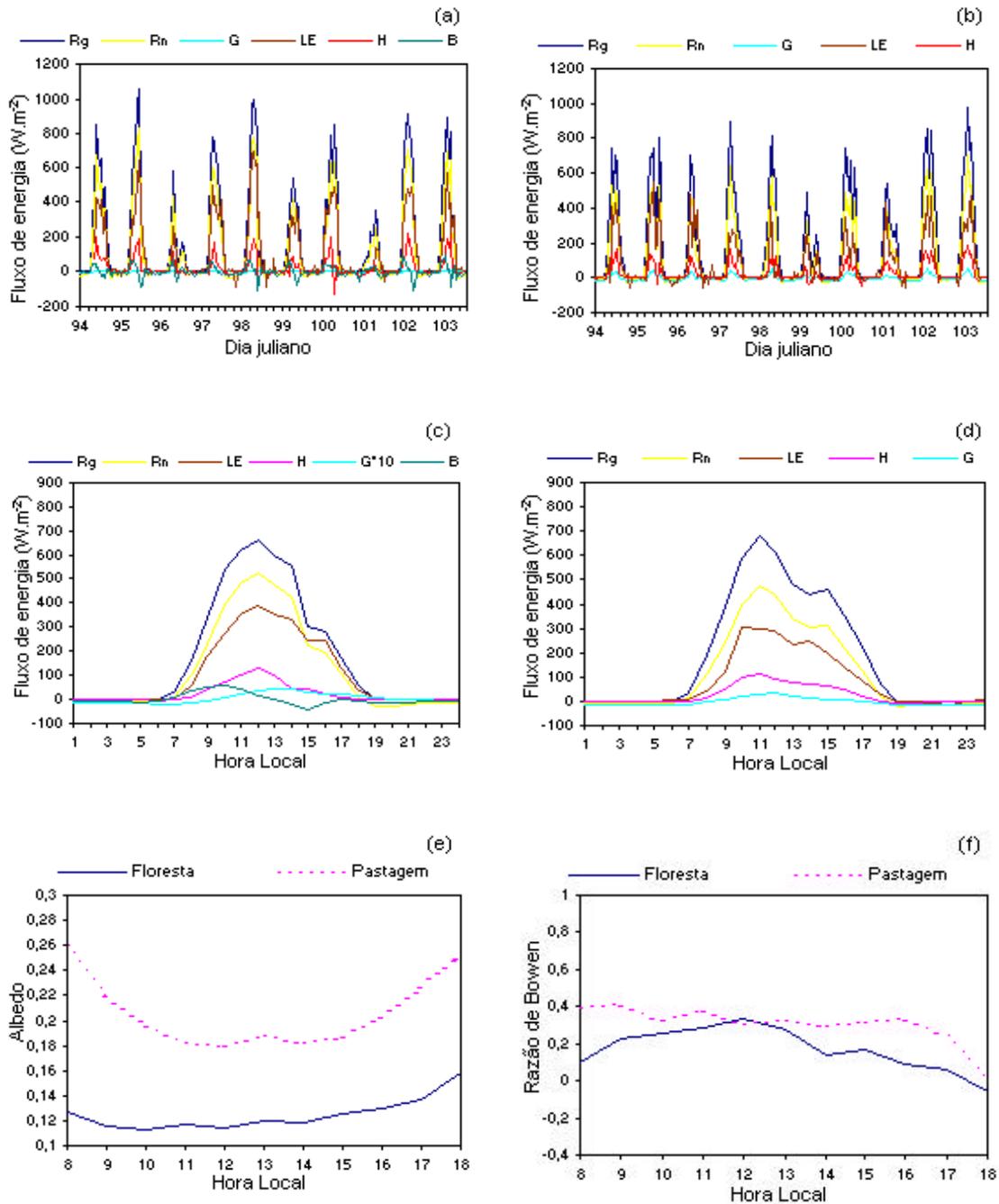


Fig. 4.12 - Variação temporal e média horária dos componentes do balanço de energia na Floresta (a, c) e Pastagem (b, d) e do albedo (e) e razão de Bowen (f) durante o período chuvoso

As Figuras 4.12c e 4.12d apresentam a variação média horária das componentes do balanço de energia durante o período chuvoso para a floresta e pastagem, respectivamente. Nota-se que os máximos valores de radiação solar incidente ocorrem às 12 HL na área de floresta e às 11 HL na pastagem, com valores superiores a 650 Wm^{-2} . No período da tarde, aumenta a nebulosidade na área de pastagem, ocasionando uma queda brusca na radiação solar incidente entre 11 e 14 HL, elevando-se novamente até às 15 HL para em seguida decair no final da tarde. Esta variação brusca ocorre a partir de 14 HL na floresta devido também à presença de nebulosidade e ocorrência de precipitação.

O saldo de radiação atinge valores superiores a 470 Wm^{-2} em ambos os sítios, acompanhando as variações da radiação solar incidente. Esta mesma variação também ocorre com os fluxos de calor latente, chegando a valores de aproximadamente 340 Wm^{-2} , e calor sensível de 110 Wm^{-2} nos dois sítios experimentais. A energia armazenada pela biomassa da floresta representa uma contribuição significativa nas primeiras horas da manhã (entre 8 e 10 HL): nestes horários atinge valores de até 56 Wm^{-2} . Interessante é que, na área de floresta, o fluxo de calor latente é superior ao saldo de radiação entre 15 e 18 HL, o que sugere que a energia da biomassa é utilizada para evaporação da água das chuvas nestes horários. Este mesmo padrão de LE superior à R_n também foi observado por Sá et al. (1988) e Viswanadham et al. (1990) para a Reserva Florestal Ducke, em situações em que LE excedem R_n antes das 06:30 HL e após as 16 HL; entretanto, os autores concluíram que a advecção de calor e/ou ar seco provenientes de áreas vizinhas, contribuem para elevar a taxa de evapotranspiração.

O fluxo médio integrado (entre 6 e 18 HL) da radiação solar incidente foi igual a $15,5 \text{ MJm}^{-2}$ na área de floresta e de $16,3 \text{ MJm}^{-2}$ na pastagem (Tabela 4.6). Esta pequena diferença de $0,8 \text{ MJm}^{-2}$ deve-se ao maior número de ocorrência de precipitações no período da tarde no sítio de floresta, conforme o item 4.2.2.1. Também ocorre uma alta variabilidade diária, pois nem sempre os sistemas meteorológicos estão agindo simultaneamente nos dois sítios. O saldo de radiação foi menor na área de pastagem ($11,1 \text{ MJm}^{-2}$) do que na de floresta ($11,7 \text{ MJm}^{-2}$), devido às variações no albedo e ao

balanço radiativo de ondas longas. O fluxo de calor sensível integrado ao longo do dia totalizou $2,0 \text{ MJm}^{-2}$ e o de calor latente $9,3 \text{ MJm}^{-2}$ na floresta. No caso da pastagem, estes fluxos foram de $2,3$ e $7,2 \text{ MJm}^{-2}$, respectivamente. O fluxo integrado de energia armazenada pela biomassa na área de floresta é pequeno ($0,4 \text{ MJm}^{-2}$), sendo superior ao fluxo de calor conduzido ao solo na pastagem ($0,1 \text{ MJm}^{-2}$). Este valor de B representa cerca de 3,4% de R_n , o que apresenta boa concordância com os valores encontrados por Moore e Fisch (1986) para a floresta da Reserva Ducke em Manaus, que foram de 3 a 5% de R_n . No entanto, o fluxo de calor conduzido ao solo na floresta representou apenas 0,6% de R_n , ou seja, menor que 1% de R_n . Segundo Shuttleworth et al. (1984a) este valor para floresta densa pode ser desprezado.

Estes resultados indicam que, durante o período chuvoso, a devolução de energia para a atmosfera é efetuada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) utilizada foi 0,79 na floresta e 0,65 da pastagem. Uma pequena parte (H/R_n) é utilizada para o aquecimento da atmosfera, correspondendo a 0,17 na floresta e 0,20 na pastagem. Shuttleworth et al. (1984a) e Viswanadham et al. (1990), definiram a relação de LE/R_n como “fração evaporativa”. No caso da floresta, os resultados estão coerentes com os obtidos por Sá et al. (1988) para a Reserva Florestal Ducke, em Manaus, onde verificaram que 59 a 100% de R_n (média diária) é usado pelo LE. Os autores concluíram que isto pode ser devido à grande eficiência da floresta na interceptação da precipitação e subsequentemente à rápida evaporação da água, devido a sua grande absorvidade de radiação e de sua baixa resistência aerodinâmica. Shuttleworth et al. (1984a) e Viswanadham et al. (1990) também analisaram o balanço de energia para a mesma Reserva Ducke e encontraram uma fração evaporativa de 0,7 e 0,8, respectivamente.

No que concerne ao fechamento do balanço de energia, este ocorre, em média, na floresta, mas não na pastagem. Isto pode ser um indicativo de que há advecção de energia na pastagem, conforme sugerido por Fisch (1996). O fechamento do balanço de energia é difícil de ocorrer. Shuttleworth et al. (1984a) e Fitzjarrald et al. (1988), analisando dados coletados sobre a floresta tropical durante a época seca, também não

obtiveram o fechamento completo do balanço de energia. Shuttleworth et al. (1984a) calcularam uma diferença média de 7% entre o saldo de radiação e os fluxos turbulentos de energia ($H + LE$) em 8 dias de medidas, ressaltando que, em 2 dias do período considerado, o desbalanceamento foi significativamente maior do que nos 6 dias restantes. Segundo Shuttleworth et al. (1984a), esta diferença foi causada por uma possível falha do instrumento de medida dos fluxos (Hydra). Fitzjarrald et al. (1988), em uma análise mais detalhada da partição de energia sobre a área de floresta tropical, também não obtiveram o fechamento completo do balanço de energia, obtendo valores horários para o termo de resíduo ($H + LE - R_n$), da ordem de 200 Wm^{-2} .

A Tabela 4.6 ilustra apresenta os componentes do balanço de energia durante o período diurno e o erro percentual para o período chuvoso. É interessante notar que a partição da energia disponível, na forma de LE , H , G e B (B para floresta), comparada com o R_n integrado, apresenta uma diferença de -20,8 a 49,5% na floresta e de -24,0 a 48,9% na pastagem para os 10 dias do período chuvoso. Isto ocorre, provavelmente, em função das estimativas de B , H e LE não representarem a situação observada, uma vez que a escala de tempo de medida (média horária) pode ser suficientemente longa de tal forma a permitir mudanças relativamente bruscas de tais variáveis. Alguns valores bastante discrepantes ocorreram na floresta nos dias julianos 96 e 101, quando houve variações bruscas de R_g devido à chuva. Nestes dias ocorreram diferenças significativas entre R_g da floresta e da pastagem, com valores na floresta bem menores que aqueles na pastagem (aproximadamente 46%). Este fato concorda com as discussões referentes à Tabela 4.5, a partir das quais explica-se que as chuvas ocorrem mais cedo na floresta (à tarde) e mais tarde na pastagem (à noite).

TABELA 4.6 - VALORES INTEGRADOS DIURNOS DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_g), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n), FLUXO DE CALOR LATENTE (LE), CALOR SENSÍVEL (H), CALOR NO SOLO (G), ENERGIA ARMAZENADA NA BIOMASSA (B) E ERRO PERCENTUAL DO BALANÇO DE ENERGIA DURANTE O PERÍODO CHUVOSO PARA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P)

	Dia	R_g	R_n	LE	H	G	B	Erro %
		MJm^{-2}						
F	94	19,4	14,7	10,5	3,3	0,09	0,63	1,2
	95	17,9	13,9	11,0	2,4	0,08	0,26	1,1
	96	6,5	4,7	2,3	0,7	0,01	0,2	31,7
	97	17,2	12,9	10,8	1,7	0,08	0,68	-2,8
	98	19,1	14,8	15,0	2,5	0,08	0,3	-20,8
	99	12,0	8,8	7,4	1,0	0,08	0,19	1,5
	100	17,6	13,3	12,3	1,6	0,08	0,6	-9,6
	101	6,4	4,2	1,4	0,3	-0,01	0,43	49,5
	102	20,2	15,5	11,9	3,1	0,09	0,48	-0,5
	103	18,6	14,0	10,6	3,3	0,11	0,65	-4,7
	Média	15,5	11,7	9,3	2,0	0,07	0,44	4,6
P	94	16,0	11,2	8,1	2,5	-0,04	-	5,7
	95	18,3	12,2	10,1	2,4	0,06	-	-3,0
	96	11,9	8,1	8,3	1,8	-0,05	-	-24,0
	97	16,8	11,6	5,9	2,3	0,05	-	28,9
	98	17,9	12,1	3,6	2,5	0,08	-	48,9
	99	8,6	5,3	4,4	0,3	-0,11	-	13,4
	100	18,0	12,1	6,2	2,3	-0,20	-	31,4
	101	11,9	7,7	6,3	1,9	0,04	-	-7,0
	102	21,1	14,9	8,6	3,5	0,52	-	15,3
	103	22,8	15,7	10,0	3,7	0,46	-	9,8
	Média	16,3	11,1	7,2	2,3	0,1	-	11,9

O erro percentual é dado por $100(R_n - LE - H - G - B) / R_n$

4.2.2.5 - ALBEDO

A Figura 4.12e apresenta a variação diurna do albedo médio horário nas áreas experimentais. No caso da pastagem, devido à ausência de medidas de radiação solar refletida em sete dias consecutivos, determinou-se o albedo médio diurno somente dos três últimos dias do período chuvoso. Nota-se que os maiores valores de albedo ocorreram nas primeiras horas da manhã e no final da tarde. Isto está associado ao fato de que, para pequenos ângulos de elevação do Sol, as superfícies vegetadas comportaram-se como superfícies planas, absorvendo muito pouca radiação. A medida que aumenta o ângulo de elevação solar, o albedo decresce apresentando valores mínimos por volta do meio-dia. Em média, o albedo durante o período chuvoso na floresta foi 0,12 e na pastagem 0,21.

O estudo realizado por Culf et al. (1995) para os três sítios de floresta do Projeto ABRACOS, entre outubro de 1990 e agosto de 1993, mostrou que as variações sazonais do albedo não são decorrentes das mudanças no ângulo de elevação solar ou das variações de nebulosidade, mas que estão fortemente correlacionadas com a umidade do solo. Segundo Culf et al. (1995), a mudança de albedo pode ser um indicativo de resposta da vegetação ao conteúdo de umidade no solo. Tal relação deve-se, provavelmente, às trocas de potencial hídrico das folhas. Estudos sobre fisiologia vegetal têm mostrado que, em geral, a folha desidratada propicia ao aumento de reflectância (Mooney et al., 1977); outros fatores como o ângulo de exposição da folha também podem representar uma parte desse aumento.

4.2.2.6 - RAZÃO DE BOWEN

A variação diurna da razão de Bowen nas áreas de floresta e de pastagem está ilustrada na Figura 4.12f. Na evolução diurna da razão de Bowen, o sítio de pastagem apresenta um padrão quase que constante (0,3 a 0,4) ao longo do dia, com pequenas oscilações pela manhã; porém o sítio de floresta mostra um comportamento diferente, isto é, eleva-se no início da manhã até atingir seu valor máximo às 12 HL (0,33) para, em seguida,

decrecer até o final da tarde. Na pastagem este decréscimo ocorre a partir das 16 HL. Como verificado na partição dos fluxos, a floresta e a pastagem utilizam maior quantidade de energia para evaporar e uma pequena quantidade desta para aquecer o ar. Isto pode estar associado à alta disponibilidade de água no solo para evapotranspiração. Estes resultados concordam com aqueles apresentados por Shuttleworth et al. (1984a), os quais encontraram valores de β próximo a 0,4, e por Sá et al. (1986), que obtiveram o valor médio de 0,36 das 9 às 14 HL, ambos para a área de floresta da Reserva Ducke, Manaus, durante dias sem precipitação.

4.2.3 - PERÍODO SECO

O período seco foi definido como o período sem ocorrência de precipitação entre os dias 17 e 26 de julho de 1993 (dia juliano 198 a 207) durante a estação seca nesta região. Por este motivo não é apresentada a distribuição temporal de precipitação para este período.

4.2.3.1 - TEMPERATURA DO AR

A Figura 4.13a mostra a variação média horária da temperatura do ar para as áreas de floresta e de pastagem. Nota-se que em ambos os sítios os gráficos apresentam ciclos diários bem definidos, com máximas temperaturas ocorrendo durante a tarde (entre 14 e 16 HL) e mínimas durante o início da manhã (entre 06 e 07 HL). No entanto, a temperatura do ar começa a elevar-se rapidamente no sítio de pastagem a partir de 8 HL, a uma taxa média de $1,9\text{ }^{\circ}\text{Ch}^{-1}$ até atingir seu valor máximo às 15 HL ($31,7^{\circ}\text{C}$), passando a decrescer até o final do dia. Na floresta, esta variação ocorre a uma taxa média de $1,8^{\circ}\text{Ch}^{-1}$ no início do dia, atingindo também seu máximo valor às 15 HL ($31,6^{\circ}\text{C}$). Durante a noite, a temperatura do ar é maior na floresta do que na pastagem. Isto ocorre em função das florestas exercerem um importante papel no armazenamento da energia solar na biomassa, cuja capacidade térmica elevada, conforme citado por Bastable et al., 1993, evita a perda excessiva da energia armazenada. A temperatura mínima média na pastagem foi $16,2^{\circ}\text{C}$, enquanto que na floresta foi $18,4^{\circ}\text{C}$.

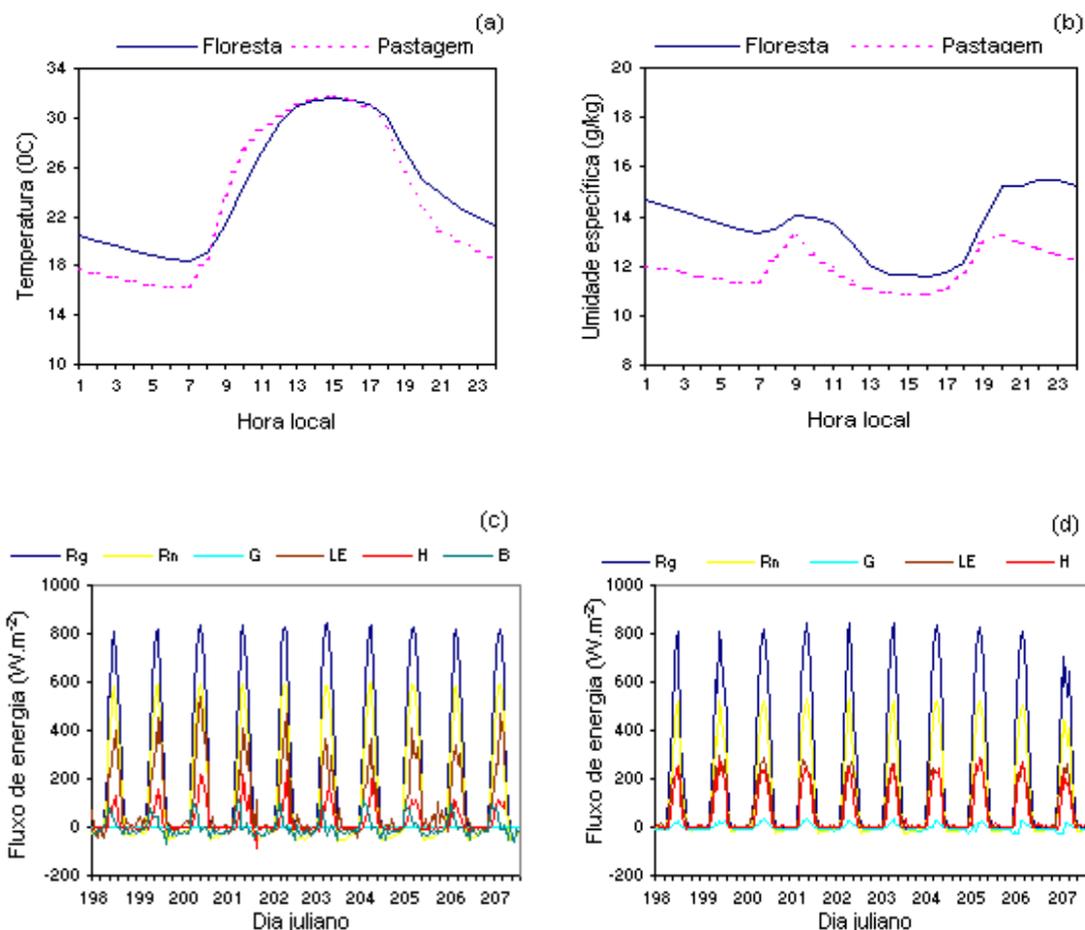


Fig. 4.13 - Variação média horária da temperatura (a) e da umidade específica do ar (b) e temporal das componentes do balanço de energia na Floresta (c) e Pastagem (d) durante o período seco

Comparando as amplitudes médias diárias da temperatura do ar, observou-se que a amplitude na pastagem foi igual a $15,8^{\circ}\text{C}$ e na floresta $13,5^{\circ}\text{C}$. A temperatura média do período registrado ficou em torno de $23,3^{\circ}\text{C}$ na pastagem e $24,4^{\circ}\text{C}$ na floresta. Segundo Wright et al.(1992), a baixa rugosidade aerodinâmica nos sítios de pastagem conduz a uma menor eficiência na transferência turbulenta e permite o desenvolvimento de uma forte inversão térmica durante a noite e camadas superficiais super-adiabáticas durante o dia. Fisch (1996) observou que a inversão térmica da camada limite noturna na pastagem é mais intensa do que na floresta, com valores tipicamente da ordem de 45-50

Kkm^{-1} na pastagem e 25-30 Kkm^{-1} na floresta. O aumento da amplitude térmica é presumidamente devido à redução na evaporação na área de pastagem e conseqüente aumento do aquecimento do ar durante os períodos secos.

4.2.3.2 - UMIDADE ESPECÍFICA

A Figura 4.13b ilustra a variação média horária da umidade específica do ar. A diferença entre a floresta e a pastagem é notada ao longo do ciclo diário, com os maiores índices ocorrendo na floresta e menores na pastagem. Em média a umidade específica da floresta foi $1,7 \text{ gkg}^{-1}$ maior que a da pastagem. Esta diferença pode estar relacionada ao fato da floresta ter um sistema radicular que consegue captar água das camadas mais profundas do solo, e portanto, continuar a evaporar a uma taxa próxima da potencial. A umidade específica na floresta atinge um valor máximo de $14,0 \text{ gkg}^{-1}$ pela manhã (9 HL) e outro máximo de $15,5 \text{ gkg}^{-1}$ à noite (22 HL); o valor mínimo de $11,6 \text{ gkg}^{-1}$ foi registrado à tarde (16 HL). Do mesmo modo que na floresta, observa-se na pastagem um valor máximo pela manhã e outro à noite de $13,3 \text{ gkg}^{-1}$ e, mínimo à tarde com $10,9 \text{ gkg}^{-1}$. O aumento da umidade específica pela manhã pode ser devido à evaporação do orvalho na pastagem e de nevoeiro na floresta e à noite em função da saturação do ar decorrente da diminuição da velocidade do vento e do decréscimo de temperatura, em ambos os sítios.

A umidade específica média diária no período seco para o sítio de floresta foi $13,6 \text{ gkg}^{-1}$ com uma amplitude média de $4,4 \text{ gkg}^{-1}$ e para a pastagem $11,9 \text{ gkg}^{-1}$ com amplitude média de $3,3 \text{ gkg}^{-1}$. Resultados semelhantes foram obtidos por Culf et al. (1996) para os mesmo sítios, cujos valores médios para a estação seca encontram-se no intervalo de 11,9 a $17,2 \text{ gkg}^{-1}$. Para os sítios de Marabá, os valores variaram de 13,0 a $17,1 \text{ gkg}^{-1}$ e para Manaus, de 16,0 a $17,2 \text{ gkg}^{-1}$.

4.2.3.3 - BALANÇO DE ENERGIA

A série temporal dos componentes do balanço de energia na floresta e na pastagem está

ilustrada nas Figuras 4.13c e 4.13d, respectivamente. Nota-se que a radiação solar global incidente em ambos os sítios apresenta magnitudes semelhantes ao longo do período, exceto para o dia 207 na pastagem, no qual a radiação solar global incidente esteve abaixo de 800 Wm^{-2} . Esta homogeneidade nos valores da radiação solar incidente não é verificada no período chuvoso, pois ocorre variabilidade espacial devido à presença de nebulosidade. Os demais componentes do balanço de energia, nos dois sítios experimentais, acompanham o comportamento de R_g com ciclos diurnos bem definidos.

As Figuras 4.14a e 4.14b mostram a variação média horária dos componentes do balanço de energia durante o período seco na floresta e na pastagem. Nota-se que os máximos valores de radiação solar global incidente ocorrem às 13 HL em ambos os sítios experimentais, apresentando um valor máximo na floresta (827 Wm^{-2}) superior ao da pastagem (730 Wm^{-2}). Esta diferença pode estar associada a uma maior quantidade de aerossóis na atmosfera presentes na área de pastagem e regiões vizinhas provenientes de queimadas, muito comuns nesta época do ano, conforme sugerido por Fisch (1996) e Feitosa et al. (1998). Neste mesmo horário o saldo de radiação também é máximo na floresta (589 Wm^{-2}) e na pastagem (455 Wm^{-2}), o mesmo acontecendo com os fluxos de calor latente e sensível os quais apresentam máximos de 397 Wm^{-2} e 150 Wm^{-2} na floresta e de 252 Wm^{-2} e 241 Wm^{-2} na pastagem, respectivamente. A energia armazenada pela biomassa na área de floresta, estimada pela equação 3.8, apresenta uma contribuição significativa nas primeiras horas da manhã (entre 7 e 9 HL), atingindo valores de até 93 Wm^{-2} .

O fluxo médio diário integrado da radiação solar incidente na área de floresta foi igual a $20,3 \text{ MJm}^{-2}$ e $19,4 \text{ MJm}^{-2}$ na pastagem, com uma pequena diferença de $0,9 \text{ MJm}^{-2}$. O saldo de radiação foi menor na área de pastagem ($12,1 \text{ MJm}^{-2}$) do que na floresta ($14,4 \text{ MJm}^{-2}$) devido às variações no albedo e também no balanço de radiação de ondas longas. O fluxo de calor sensível integrado ao longo do dia totalizou $2,5 \text{ MJm}^{-2}$ e o de calor latente $8,4 \text{ MJm}^{-2}$ na floresta. No caso da pastagem, o fluxo de calor latente contabilizou $6,7 \text{ MJm}^{-2}$ e o de calor sensível $5,1 \text{ MJm}^{-2}$.

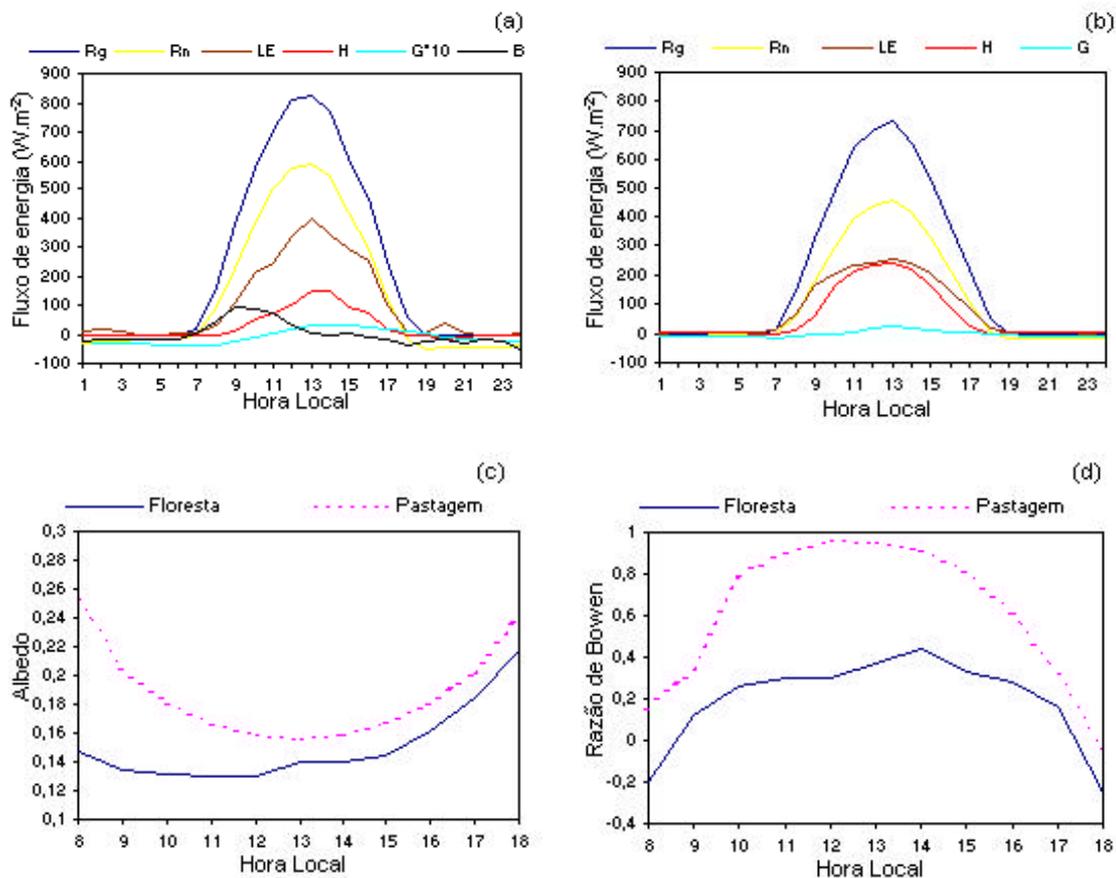


Fig. 4.14 - Variação média horária dos componentes do balanço de energia na Floresta (a) e Pastagem (b) e do albedo (c) e razão de Bowen (d) durante o período seco

Com isso, verifica-se que no início da estação seca nesta região, a devolução de energia para a atmosfera é ainda efetuada predominantemente pelo fluxo de calor latente no sítio de floresta. Sua fração do saldo de radiação (LE/R_n) foi de 0,58 e apenas uma menor parte desta (H/R_n), com valor de 0,17, é utilizada para o aquecimento da atmosfera. Entretanto, na pastagem essa devolução de energia ocorre de modo praticamente equitativo pelos fluxos de calor latente e sensível, cujas frações do saldo de radiação foram de 0,55 e de 0,42, respectivamente. Na área de floresta o fluxo integrado de energia armazenado na biomassa foi de $0,9 \text{ MJm}^{-2}$, representando a fração (B/R_n) de 0,07 do saldo de radiação.

A Tabela 4.7 apresenta o fluxo diurno de energia integrado durante o período seco e o erro percentual do balanço de energia. A partição de energia disponível na forma de LE, H, G e B (B para floresta) comparada com o R_n integrado apresenta uma maior diferença na floresta (de -7,05 a 29,13%) do que na pastagem (de -14,4 a 1,98%) para os 10 dias do período seco. Esta diferença é maior que a verificada por Viswanadham et al. (1990) para a Reserva Ducke, que foi de -13 a 14%, para um período de 10 dias de julho a agosto de 1985 (período sem precipitação). Uma das possíveis razões para esta diferença, pode estar relacionada às estimativas de B, cuja formulação utilizada foi desenvolvida para a área de floresta da Reserva Ducke, a qual apresenta uma variação sazonal de temperatura e de umidade específica do ar diferentes daquela para a floresta da Reserva Jaru, conforme também sugerido por Culf et al. (1996).

4.2.3.4 - ALBEDO

A Figura 4.14c apresenta a variação diurna do albedo médio horário nas duas áreas experimentais. Nota-se que o albedo decresce à medida que aumenta o ângulo de elevação solar. Os valores são máximos nas primeiras horas da manhã e no final da tarde. Isto ocorre (conforme citado no item 4.2.2.5) porque para pequenos ângulos de elevação solar, as superfícies vegetais comportam-se como superfícies planas, captando pouca energia e, portanto, apresentando grande refletividade. Segundo Ribeiro (1994) nas horas em que o ângulo de elevação solar é maior, em torno da metade do dia, ocorre maior penetração de radiação solar no interior do dossel da vegetação, o que implica um maior coeficiente de absorção.

O albedo médio diário do período foi 0,22 na pastagem e 0,15 na floresta. Este resultado para a área de pastagem foi superior ao valor encontrado por Ribeiro (1994) para a área de pastagem em Marabá, Pará, que obteve um valor médio diário igual a 0,183, para um período representativo da estação seca (de maio a novembro de 1992). Para a área de floresta, os resultados foram semelhantes.

TABELA 4.7 - VALORES INTEGRADOS DIURNOS DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE (R_g), SALDO DE RADIAÇÃO (R_n), FLUXO DE CALOR LATENTE (LE), CALOR SENSÍVEL (H), CALOR NO SOLO (G), ENERGIA ARMAZENADA NA BIOMASSA (B) E ERRO PERCENTUAL DO BALANÇO DE ENERGIA DURANTE O PERÍODO SECO PARA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P)

	Dia	Rg	Rn	LE	H	G	B	Erro %
		MJm^{-2}						
F	198	17,9	13,0	7,3	1,7	0,02	1,1	22,2
	199	20,1	14,6	9,7	2,5	0,05	0,7	11,3
	200	20,7	14,6	10,9	3,7	0,03	1,0	-7,1
	201	20,7	14,6	8,6	2,8	0,02	0,9	15,6
	202	20,0	14,2	8,2	2,5	0,01	1,0	17,5
	203	21,2	14,7	7,5	2,7	-0,001	0,7	22,6
	204	21,1	14,9	7,3	3,2	0,01	1,1	22,1
	205	20,8	15,0	7,5	2,1	0,03	1,0	29,1
	206	20,2	14,3	7,7	1,9	0,02	1,0	25,7
	207	20,0	14,0	8,8	2,3	0,03	1,2	11,9
	Média	20,3	14,4	8,4	2,5	0,02	1,0	17,1
P	198	17,3	11,0	6,0	4,7	0,63	-	-3,0
	199	18,6	11,9	7,4	5,5	0,71	-	-14,4
	200	20,2	12,5	7,3	5,1	0,77	-	-5,3
	201	20,5	12,7	7,0	5,1	0,82	-	-0,14
	202	19,0	11,7	6,8	4,7	0,73	-	-4,53
	203	20,7	12,6	6,5	5,1	0,75	-	1,98
	204	20,4	12,6	6,6	5,3	0,85	-	-1,2
	205	20,4	12,7	6,8	5,8	0,75	-	-5,12
	206	19,4	12,0	6,3	5,1	0,76	-	-1,33
	207	17,6	11,2	6,6	4,4	0,75	-	-4,91
	Média	19,4	12,1	6,7	5,1	0,75	-	-3,8

O erro percentual é dado por $100(R_n - LE - H - G - B) / R_n$

4.2.3.5 - RAZÃO DE BOWEN

A variação média horária da razão de Bowen é apresentada na Figura 4.14d para as áreas de floresta e de pastagem. Na evolução diurna, observa-se um aumento da razão de Bowen pela manhã em ambos os sítios, com valor máximo na área de pastagem ocorrendo inicialmente às 12 HL (0,96) e, na floresta, no período da tarde (14 HL) o valor é 0,43. Tais valores acompanham o comportamento do fluxo de calor sensível, que atinge seus máximos nestes mesmos horários e, em seguida, decrescer até o final da tarde. É interessante notar que a razão de Bowen aumenta mais rapidamente pela manhã na área de pastagem do que na área de floresta. Isto ocorre devido ao aumento substancial do fluxo de calor sensível, em função do rápido aquecimento superficial na pastagem. Deste modo, a devolução de energia para a atmosfera é realizada de modo bem particionado entre H e LE, uma vez que nesta época do ano é comum haver pouca disponibilidade de água armazenada no solo.

Da partição dos fluxos de energia, nota-se que a área de floresta utiliza maior quantidade de energia para evaporar e uma menor quantidade para aquecer o ar, enquanto que na área de pastagem, a transferência de energia para a atmosfera ocorre em magnitudes muito próximas, no que se refere aos fluxos de calor latente e calor sensível, principalmente entre 11 e 14 HL.

4.2.4 - COMPARAÇÃO ENTRE OS PERÍODOS CHUVOSO E SECO

Em ambas as áreas ocorreu, em média, um aumento na quantidade de radiação solar incidente do período chuvoso para o período seco devido à diminuição na cobertura de nuvens. Esta diferença, que no caso da floresta variou de 31% (de $15,5 \text{ MJm}^{-2}$ para $20,3 \text{ MJm}^{-2}$) e na pastagem, de 19% (de $16,3 \text{ MJm}^{-2}$ para $19,4 \text{ MJm}^{-2}$), implicou em diferentes partições de energia. Para a floresta, houve um aumento no saldo de radiação (23% correspondente a $2,7 \text{ MJm}^{-2}$) que foi balanceado por um aumento no fluxo de calor sensível (25% equivalente a $0,5 \text{ MJm}^{-2}$), uma diminuição no fluxo de calor conduzido ao solo de $0,05 \text{ MJm}^{-2}$ e um decréscimo no fluxo de calor latente (9,7%

correspondente $0,9 \text{ MJm}^{-2}$). Na área de pastagem, houve um pequeno aumento no saldo de radiação (9% representando $1,0 \text{ MJm}^{-2}$), um aumento no fluxo de calor sensível superior ao dobro daquele estimado para o período chuvoso (122% equivalente a $2,8 \text{ MJm}^{-2}$), um aumento significativo no fluxo de calor conduzido ao solo (de $0,1 \text{ MJm}^{-2}$ para $0,8 \text{ MJm}^{-2}$) e um decréscimo no fluxo de calor latente (7% correspondente a $0,5 \text{ MJm}^{-2}$). A razão de Bowen média, calculada como a razão entre os valores integrados de H e LE, apresentou para a área de floresta um aumento de $0,21$ durante o período chuvoso para $0,30$ no período seco, ao passo que na área de pastagem este aumento foi praticamente duplicado de $0,32$ para $0,76$. A temperatura média do ar na floresta foi quase constante entre o período chuvoso e seco (de $24,3^{\circ}\text{C}$ para $24,4^{\circ}\text{C}$), enquanto que na pastagem houve uma diminuição de $24,4^{\circ}\text{C}$ para $23,3^{\circ}\text{C}$, devido às temperaturas mínimas serem mais baixas durante a estação seca, uma vez que o Sol aquece mais o Hemisfério Norte nesta época do ano. A umidade específica média teve uma variação significativa em ambos os sítios: ocorreu uma diminuição de $17,5 \text{ gkg}^{-1}$ para $13,6 \text{ gkg}^{-1}$ na floresta e de $17,0 \text{ gkg}^{-1}$ para $11,9 \text{ gkg}^{-1}$ na pastagem, entre os períodos chuvoso e seco.

Na Tabela 4.8 apresenta-se resumos dos principais resultados referentes à partição de energia e elementos climáticos médios nas áreas de floresta (F) e de pastagem (P) durante o período chuvoso (C) e seco (S).

TABELA 4.8 - VALORES MÉDIOS DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA, RAZÃO DE BOWEN, TEMPERATURA E UMIDADE ESPECÍFICA DO AR, DURANTE O PERÍODO CHUVOSO (C) E SECO (S) PARA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P)

		R_g	R_n	G	H	LE	B	β	T_a	q
		MJm^{-2}						-	$^{\circ}\text{C}$	gkg^{-1}
F	C	15,5	11,7	0,07	2,0	9,3	0,4	0,21	24,3	17,5
	S	20,3	14,4	0,02	2,5	8,4	1,0	0,30	24,4	13,6
P	C	16,3	11,1	0,1	2,3	7,2	-	0,32	24,4	17,0
	S	19,4	12,1	0,8	5,1	6,7	-	0,76	23,3	11,9

4.2.5 - FRIAGEM

Durante as campanhas de coleta de dados em Ji-Paraná (abril-julho de 1993), observou-se a ocorrência de 6 casos de friagens em ambos os sítios experimentais. Isto foi possível de determinar através da análise da evolução temporal da temperatura média do ar entre os meses de maio a julho. A temperatura média mais baixa registrada ocorreu no dia 188 na área de pastagem (17,1⁰C). A Figura 4.15a apresenta a série temporal da temperatura média diária do ar em ambos os sítios, onde pode-se observar a queda brusca devido à penetração de friagens na região. O fenômeno meteorológico de friagem é de escala sinótica, portanto afetou os dois sítios simultaneamente.

Para analisar a variabilidade do balanço de energia durante um caso de friagem, selecionou-se o evento observado no dia juliano 188, devido às variações abruptas verificadas nas variáveis microclimáticas associadas a ele, tais como: temperatura do ar, umidade específica, direção e velocidade do vento e radiação solar incidente, acompanhadas de registros de precipitação. Com isso, analisou-se o comportamento dos componentes do balanço de energia antes, durante e após o evento de friagem nos dois sítios, ressaltando suas diferenças.

4.2.5.1 - PRECIPITAÇÃO

A precipitação registrada durante a friagem está ilustrada nas Figuras 4.15b e 4.15c para ambos os sítios, respectivamente. O total acumulado na área de pastagem foi de 3,6 mm, registrado no início da noite do dia 187 (entre 18 e 21 HL) e, enquanto na floresta foi 4,0 mm, registrado no período da manhã do dia 188 (entre 6 e 11 HL). É interessante notar que esta defasagem no tempo de registro da precipitação pode ser devido à distância entre os sítios (89 km). Porém, nas demais variáveis analisadas não se observou grande defasagem de um sítio para o outro com a entrada da friagem.

4.2.5.2 - TEMPERATURA DO AR

A penetração da friagem trouxe uma massa de ar mais fria e seca, provocando quedas bruscas nas temperaturas em ambos os sítios. Através da Figura 4.16a é possível observar estas variações no ciclo diário: no sítio de pastagem, a temperatura que era de 31,5⁰C na tarde do dia 187 caiu para 15,4⁰C na manhã do dia 188, enquanto que na floresta houve um decréscimo de 31,0⁰C para 16,0⁰C. Tais variações são indicativos de freqüentes entradas de massas de ar frias oriundas de latitudes médias, conforme observado por Marengo et al. (1997). No dia 189, a temperatura do ar volta ao seu ciclo diário característico, mas ainda registrando valores inferiores àqueles dos dias antecedentes à entrada da friagem.

As temperaturas mínimas e máximas diurnas mais baixas observadas neste evento de friagem foram 14,4⁰C e 17,8⁰C na pastagem e 15,1⁰C e 19,0⁰C na floresta, respectivamente. Com isso, observa-se que a temperatura mínima no sítio de pastagem é 1⁰C mais baixa do que na floresta, em concordância com o estudo realizado por Marengo et al. (1997) que, analisando a influência das friagens ocorridas em 26 de junho e 10 de julho de 1994 nos três sítios do Projeto ABRACOS, observaram que a temperatura mínima do ar nos sítios de pastagem é de 0,5⁰C a 2,0⁰C inferior àquela dos sítios de florestas. Esta diferença entre as temperaturas mínimas nos sítios de floresta e de pastagem aumenta, provavelmente, devido às condições de céu claro durante as friagens, que favorecem o desenvolvimento de inversões em ambos os sítios como consequência do resfriamento da superfície por perda radiativa. Porém, isto é mais acentuado na pastagem devido à baixa eficiência na transferência turbulenta (Wright et al., 1992).

4.2.5.3 - UMIDADE ESPECÍFICA

Os valores horários da umidade específica para ambos os sítios experimentais são apresentados na Figura 4.16b. A passagem da friagem na região alterou significativamente o ciclo diário da umidade específica em ambos os sítios. Tanto na

área de floresta quanto na de pastagem os valores de umidade específica oscilavam entre 14 e 18 gkg⁻¹, quando sofreram um decréscimo, passando a registrar valores entre 10 e 11 gkg⁻¹, em consequência da entrada de massa de ar fria e seca nos dois sítios. A variabilidade característica da umidade específica retornou aos níveis normais dois dias após a passagem da friagem.

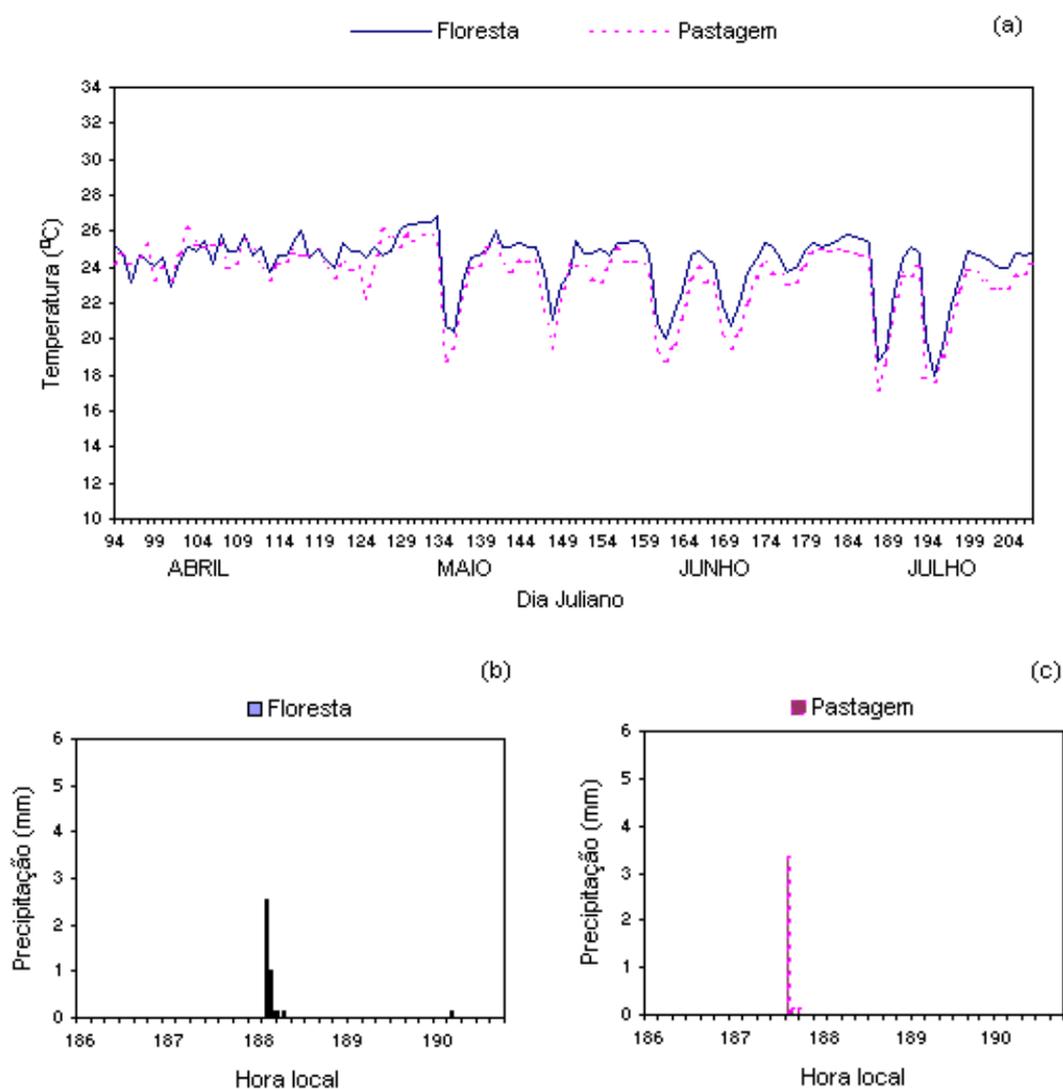


Fig. 4.15 - Variação temporal da temperatura média diária do ar (a) e da precipitação durante a friagem na Floresta (b) e Pastagem (c)

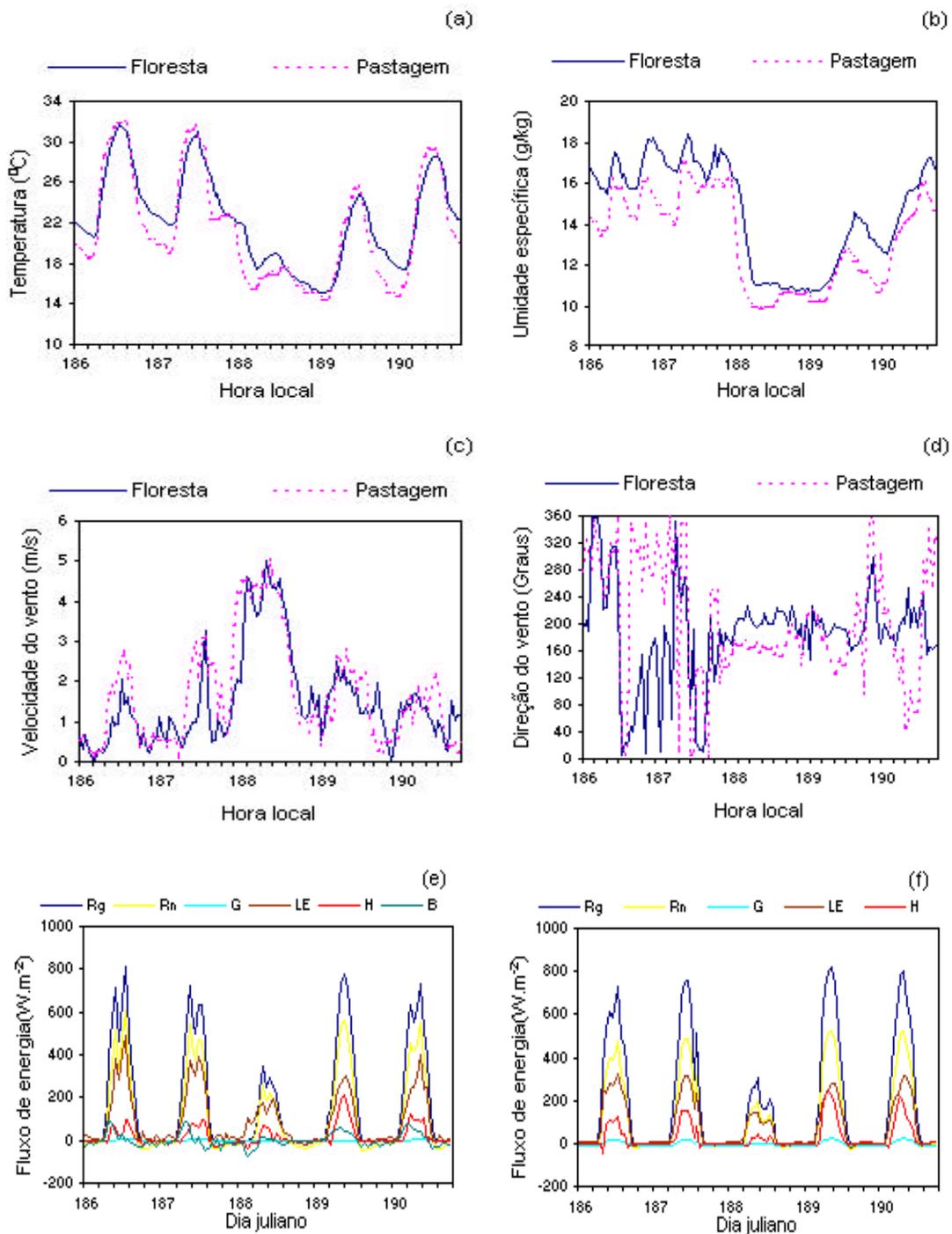


Fig. 4.16 - Variação temporal da temperatura do ar (a), umidade específica (b), velocidade do vento (c), direção do vento (d) e das componentes do balanço de energia na Floresta (e) e na Pastagem (f) durante o evento de friagem

4.2.5.4 - DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO

O evento de friagem também modificou o padrão do vento em superfície: a direção predominante que era de norte/noroeste, nos dias antecedentes à friagem, mudou para de sul e a velocidade se intensificou, atingindo valores de até 5 m.s^{-1} em ambos os sítios experimentais (Figuras 4.16c e 4.16d). Segundo Bastable et al. (1993), a velocidade do vento característica em áreas de floresta na Amazônia é da ordem de 1,5 a $2,0 \text{ m.s}^{-1}$. Nota-se que os ventos aumentaram de intensidade a partir das 15 HL no dia 187, mantendo-se elevados durante o dia 188 e retornando aos seus valores normais nos dias 189 e 190.

Este evento de friagem também foi analisado por Fisch (1996), que descreveu as modificações verificadas na estrutura da Camada Limite Atmosférica (CLA) quando de sua ocorrência. No caso do vento, o componente zonal não sofreu alterações significativas nos três dias analisados até 3.000 m de altura: no dia 187 o vento na CLA era de aproximadamente $-3,0 \text{ m.s}^{-1}$, apresentando um forte cisalhamento no topo da camada (1350 m). No dia 188, este comportamento se intensificou, apresentando valores de $10,0 \text{ m.s}^{-1}$ a 1000 m de altura e, no dia 189, o perfil zonal do vento desacelerou, com tendência de apresentar a situação pré-friagem. O autor verificou que, em todas estas situações, o vento foi de leste, com forte cisalhamento (tipicamente entre $7,0$ a $8,0 \text{ m.s}^{-1}$) no topo da camada. Acima de 2000 m de altura, aparentemente o perfil de vento não foi modificado pelo evento de friagem. Com relação ao componente meridional, a situação foi completamente diferente, havendo uma mudança brusca no vento meridional na CLA: no dia 187, o componente meridional do vento indicava um valor de $-2,0 \text{ m.s}^{-1}$ (vento Norte) a aproximadamente 1000 m e um pequeno cisalhamento no topo da inversão, ao passo que, com a penetração do sistema no dia 188, este vento intensificou-se até $9,0 \text{ m.s}^{-1}$. No dia 189, o comportamento do vento voltou a apresentar características de norte, embora ainda intensificado. Acima de 2000m não houve mudanças significativas.

4.2.5.5 - BALANÇO DE ENERGIA

As Figuras 4.16e e 4.16f mostram a variação temporal dos componentes do balanço de energia durante o evento de friagem entre os dias 186 e 190 nos dois sítios experimentais. Nos dias 186 e 187, o comportamento dos fluxos de radiação solar incidente, saldo de radiação e fluxos de calor sensível e calor latente, em ambos os sítios, é característico, apresentando quedas bruscas de magnitude nos horários de 12 HL na floresta e de 15 HL do dia 187 na pastagem, como consequência da chegada de nebulosidade pré frontal. No dia 188, os valores dos fluxos são menores em relação aos apresentados nos dias anteriores, pois a atmosfera apresentava-se com cobertura total de nuvens baixas (8/8 de nuvens do tipo Stratus) segundo Fisch (1996). Nos dias seguintes (189 e 190), após a passagem da friagem, os fluxos de radiação solar incidente, saldo de radiação e fluxos de calor sensível e latente, em ambos os sítios, retornaram aos seus padrões característicos. É importante ressaltar que os fluxos de calor latente, em ambos os sítios, apresentaram grandes variações em seus valores com a friagem. Estas variações estão possivelmente associadas à parte eletrônica do sensor de umidade do equipamento Hydra, uma vez que ele foi ajustado para funcionar em uma faixa de temperatura típica para a Amazônia e superior às condições observadas durante friagens, conforme mencionado por Fisch (1996).

Segundo Lloyd et al. (1984) em seu estudo sobre o sistema lógico de processamento de dados do Hydra, os maiores erros envolvidos nas medidas diretas dos vórtices turbulentos são identificados como:

- a) erros de calibração dos sensores e associados à velocidade vertical do vento. Estes erros são os mais importantes devido às distorções associadas aos efeitos do cosseno e das proteções físicas dos sensores (transdutores);
- b) perdas de resolução nos vórtices de alta frequência devido ao tempo de resposta dos sensores (0,1 s em condições normais);
- c) perda de resolução nos vórtices de baixa frequência devido à procedimentos computacionais associados à coleta de dados;

Os autores assumiram que os fluxos turbulentos (H+LE) possuem um imprecisão menor que 10%, sendo que os fluxos turbulentos estimados tendem a superestimar os valores verdadeiros dos fluxos. Outro importante fator salientado diz respeito à influência resultante da separação física e do efeito de proteção dos sensores quando o instrumento está exposto a ventos que sopram ao longo do instrumento. Moore (1986) salientou que, além desses fatores, as funções coespectro entre w - T e w - q também devem ser levadas em consideração na propagação de erros. Para fins práticos, assume-se que o erro máximo atribuído às medidas de fluxos turbulentos são da ordem de 10% (Fisch, 1986).

A Tabela 4.9 apresenta o fluxo diurno de energia integrado durante o evento de friagem em ambos os sítios. Nota-se que o fluxo integrado da radiação solar incidente na área de pastagem apresentou-se superior ao da floresta após a passagem da friagem (dias 189 e 190), em cerca de 1,9 e 1,6 MJm^{-2} , representando uma diferença de 10 e 8%, respectivamente. Isto pode ser um indicativo de que as condições típicas de convecção retornam mais rapidamente à normalidade sobre a área de floresta do que sobre a de pastagem.

Ressalta-se que o saldo de radiação no dia 189 foi idêntico em ambos os sítios (11,9 MJm^{-2}), que se apresentavam ainda sob a influência da friagem na região. No dia 190, o saldo de radiação na pastagem foi inferior ao da floresta, já indicando o retorno às condições características. Outro fato interessante observado refere-se ao fluxo de calor sensível integrado de ambos os sítios no dia 189, que apresentaram valores mais elevados que os observados anteriormente à chegada da friagem, o que pode estar associado ao aumento do aquecimento superficial em ambos os sítios, logo após a passagem do sistema. Este fato também foi verificado por Fisch (1996). O fluxo integrado de calor no solo, em ambos os sítios, sofreu mudança de sinal com o advento da friagem no dia 188, retornando em seguida ao seu comportamento característico. Isto demonstra que, durante a friagem, o solo perde calor para a atmosfera. A energia armazenada pela biomassa no sítio de floresta também apresenta comportamento similar aos dos demais componentes do balanço de energia, com valores elevados antes da chegada da friagem, decrescendo no dia 188 e somente nos dias 189 e 190 voltou a

elevant-se. Porém, do mesmo modo que o fluxo de calor sensível, o fluxo de energia armazenado na biomassa foi maior do que o observado normalmente.

TABELA 4.9 - VALORES INTEGRADOS DIURNOS DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA NA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P) DURANTE A FRIAGEM

		Rg	Rn	LE	H	G	B	Ta
		MJm ²						°C
F	186	18,4	12,4	9,4	1,7	0,04	0,9	25,6
	187	17,1	11,8	9,3	1,8	0,04	0,5	25,3
	188	7,1	5,2	5,7	0,7	-0,18	-0,6	18,7
	189	17,2	11,9	7,0	3,5	-0,08	1,2	19,3
	190	17,5	12,0	8,0	2,3	0,02	1,3	22,7
	Média	15,5	10,7	7,9	2,0	-0,03	0,7	22,3
P	186	17,7	10,9	8,7	2,0	0,22	-	24,7
	187	17,5	10,8	7,7	2,9	0,22	-	24,5
	188	7,0	4,4	3,9	0,6	-0,17	-	17,1
	189	19,1	11,9	7,1	4,5	0,28	-	18,8
	190	19,1	11,8	7,8	3,7	0,28	-	21,7
	Média	16,1	9,3	7,1	2,7	0,16		21,3

A partir da análise da fração dos fluxos de energia em relação ao saldo de radiação, antes da passagem da friagem, foi possível observar que a devolução de energia para a atmosfera foi realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) foi a igual a 0,79 para a floresta e 0,71 para a pastagem (Tabela 4.10). Em ambos os sítios, uma pequena parte (H/R_n) igual a 0,15 na floresta e 0,27 na pastagem é utilizada para o aquecimento da atmosfera. Durante a friagem, a fração de LE/R_n na floresta foi maior que do 1, enquanto que na pastagem a fração de

LE/R_n foi 0,88 e de H/R_n foi 0,14 que, somados, excederam também o valor 1, não ocorrendo, portanto, o fechamento do balanço de energia. Estes valores podem estar associados à problemas verificados nas medidas de LE realizadas pelo Hydra, conforme citado anteriormente. Após a passagem da friagem, as frações de H/R_n na floresta e na pastagem apresentaram valores mais elevados, em relação às condições pré-friagem, uma vez que uma grande parte da energia disponível foi utilizada diretamente para aquecer a atmosfera. Como o ar atmosférico está mais frio, o gradiente de temperatura entre ar e superfície facilita a transferência de energia pelo fluxo de calor sensível. A fração do fluxo de calor no solo antes, durante e após a friagem na floresta foi inferior a 1% do saldo de radiação, enquanto que na pastagem foi de -4 a 2% do saldo de radiação. Já a fração da energia armazenada na biomassa na floresta mostrou-se superior ao fluxo de calor no solo na pastagem com frações variando de -11 a 11% do saldo de radiação.

TABELA 4.10 - FRAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA EM RELAÇÃO AO SALDO DE RADIAÇÃO NA FLORESTA (F) E PASTAGEM (P) DURANTE A FRIAGEM

	DIA	LE/R _n	H/R _n	G/R _n	B/R _n
F	186	0,76	0,14	3,2x10 ⁻³	0,07
	187	0,79	0,15	3,4x10 ⁻³	0,04
	188	1,10	0,13	-0,03	-0,11
	189	0,59	0,29	-6,7x10 ⁻³	0,10
	190	0,67	0,19	1,67x10 ⁻³	0,11
P	186	0,80	0,18	0,02	-
	187	0,71	0,27	0,02	-
	188	0,88	0,14	-0,04	-
	189	0,60	0,38	0,02	-
	190	0,66	0,31	0,02	-

4.2.6 - NEVOEIRO

A formação de nevoeiro é o resultado da condensação do vapor d'água próximo à superfície. Tal processo ocorre quando uma massa de ar se esfria isobaricamente até sua temperatura atingir a do ponto de orvalho. A condensação ocorre então na forma de gotas microscópicas, constituídas sobre núcleos de condensação (Iribarne e Godson, 1973).

Na literatura meteorológica, os nevoeiros são classificados, quanto à sua origem de formação, como nevoeiros radiativos ou de advecção. Os primeiros ocorrem devido ao próprio resfriamento radiativo do ar próximo ou em contato com a superfície e os últimos ocorrem quando massas de ar se deslocam horizontalmente em direção à regiões mais frias, cedendo calor por condução para a superfície.

Na Amazônia é comum se observarem nevoeiros durante a madrugada, principalmente na época seca, quando as temperaturas mínimas são mais baixas, como foi observado por Bastable et al. (1993), Silva e Lyra (1996) e Souza (1997). Para quantificar o número de ocorrências desse fenômeno meteorológico e verificar sua influência sobre a partição de energia em cima de uma área de floresta tropical, selecionaram-se alguns casos de nevoeiros com base no critério adotado por Silva e Lyra (1996), segundo o qual ocorre a formação de nevoeiro quando a umidade relativa do ar é igual ou superior a 96% ($UR \geq 96\%$).

A Tabela 4.11 mostra a frequência de ocorrência da umidade relativa do ar, igual ou superior a 96% para as primeiras horas da manhã durante o período de estudo. Nota-se que a UR é bastante elevada no horário das 7 HL, com 91% dos casos, passando a decrescer às 8 HL para 77%, 32% às 9 HL e 4% dos casos às 10 HL. Este comportamento está coerente com o fato do ar próximo à superfície se aquecer, devido ao aumento gradativo da radiação solar incidente durante a manhã.

TABELA 4.11 - FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DA UMIDADE RELATIVA COM VALOR IGUAL OU SUPERIOR A 96% DURANTE O PERÍODO DE 04/04 A 26/07/93 (113 DIAS) NA FLORESTA EM FUNÇÃO DA HORA LOCAL

Hora Local (HL)	N ^o de casos	Frequência relativa(%)
7	103	91
8	87	77
9	36	32
10	5	4

4.2.6.1 - BALANÇO DE ENERGIA

Para o estudo de caso da partição de energia, selecionou-se o dia juliano 155, no qual a umidade relativa manteve-se elevada até às 10 HL e não esteve sob a influência de fenômenos, tais como friagem ou precipitação. Para isso, tomaram-se os valores médios horários das componentes do balanço de energia deste dia e compararam-se estes aos do período seco (uma vez que o dia juliano 155 representa o início do mês de junho e que já se apresentava com características de período seco).

Os componentes do balanço de energia do evento de nevoeiro e as médias horárias do período seco do sítio de floresta estão ilustradas na Figura 4.17. A radiação solar global incidente, durante o nevoeiro, apresentou-se abaixo do valor médio do período seco após as 7 HL (Figura 17a), sendo mais pronunciada às 9 HL, quando apresenta um valor de 148 Wm^{-2} de diferença. Isto se justifica devido à presença de gotículas de água próximas da superfície ou mesmo nuvens, impedindo a radiação solar de atingir a superfície. Esse mesmo comportamento se observou com o saldo de radiação, porém a partir das 8 HL (Figura 4.17b), cuja diferença às 9 HL foi de apenas 61 Wm^{-2} , o que pode estar associado a um maior saldo negativo de radiação de ondas longas devido à camada de nevoeiro emitir mais energia do que recebe da superfície fria abaixo. O fluxo de calor latente se apresentou com valores semelhantes àqueles médios obtidos no período seco (Figura 4.17c). No entanto, o fluxo de calor sensível foi superior entre 7 e 9 HL (Figura 4.17d), atingindo a maior diferença também às 9 HL ($24,2 \text{ Wm}^{-2}$),

passando a apresentar valores menores que os do período seco a partir desse horário. Segundo Oke (1978), a formação de nevoeiro é auxiliada pela presença de ventos fracos, os quais favorecem o aumento da perda de calor sensível da camada de nevoeiro para a superfície.

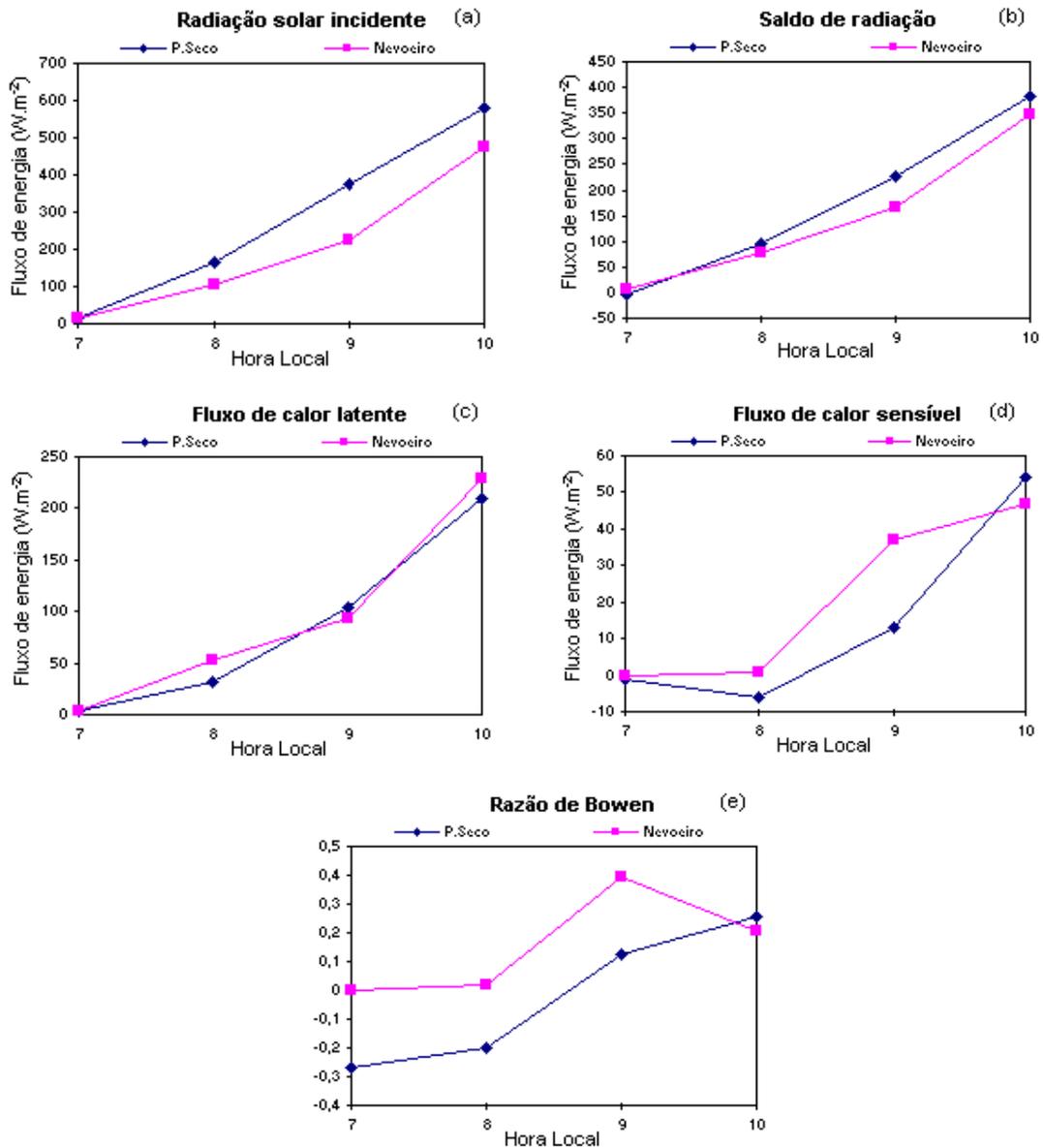


Fig. 4.17 - Comparação entre os componentes do balanço de energia e razão de Bowen durante o evento de nevoeiro e os valores médios horários do período seco na Floresta

A razão de Bowen apresentou valores negativos até 9 HL durante as primeiras horas da manhã do período seco, (Figura 4.17e) e valores positivos no caso de nevoeiro. Com isso, nota-se o predomínio do fluxo de calor latente como forma de devolução de energia para a atmosfera durante o nevoeiro.

4.2.6.2 - VARIÁVEIS MICROCLIMÁTICAS

A Figura 4.18 apresenta a variabilidade das variáveis microclimáticas no evento de nevoeiro e os valores médios obtidos para o período seco no sítio de floresta para análise comparativa. Nota-se que a temperatura e a umidade específica do ar, durante o nevoeiro, estiveram acima dos seus respectivos valores médios do período seco (Figura 4.18a e 4.18b). Isto indica que a presença do nevoeiro impede a ocorrência de um resfriamento noturno acentuado. Portanto, ao nascer-do-sol, a temperatura do ar apresenta-se superior àquelas do período seco. Porém, a taxa de elevação média da temperatura do ar foi (entre 7 e 10 HL) menor ($0,6^{\circ}\text{Ch}^{-1}$) comparativamente àquela do período seco ($1,5^{\circ}\text{Ch}^{-1}$), enquanto que aquela da umidade específica foi maior ($0,6 \text{ gkg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ a $0,13 \text{ gkg}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente). O aumento gradual da temperatura do ar está coerente com o fato da radiação solar incidente ser menor durante o nevoeiro e conseqüentemente o aquecimento superficial se processar de modo mais lento com o tempo nestas condições. Enquanto que a umidade específica durante o nevoeiro apresenta, obviamente, uma quantidade maior de vapor d'água.

O valor da velocidade do vento registrada durante o nevoeiro (entre $0,2$ a $0,4 \text{ m.s}^{-1}$) foi inferior à média do período seco (acima de $1,0 \text{ m.s}^{-1}$) (Figura 4.18c). Estes baixos valores são condições importantes para a formação e/ou manutenção de nevoeiros em superfícies, pois proporcionam uma baixa mistura turbulenta do ar mais úmido próximo à superfície, com ar seco acima desta ou proveniente de outras regiões.

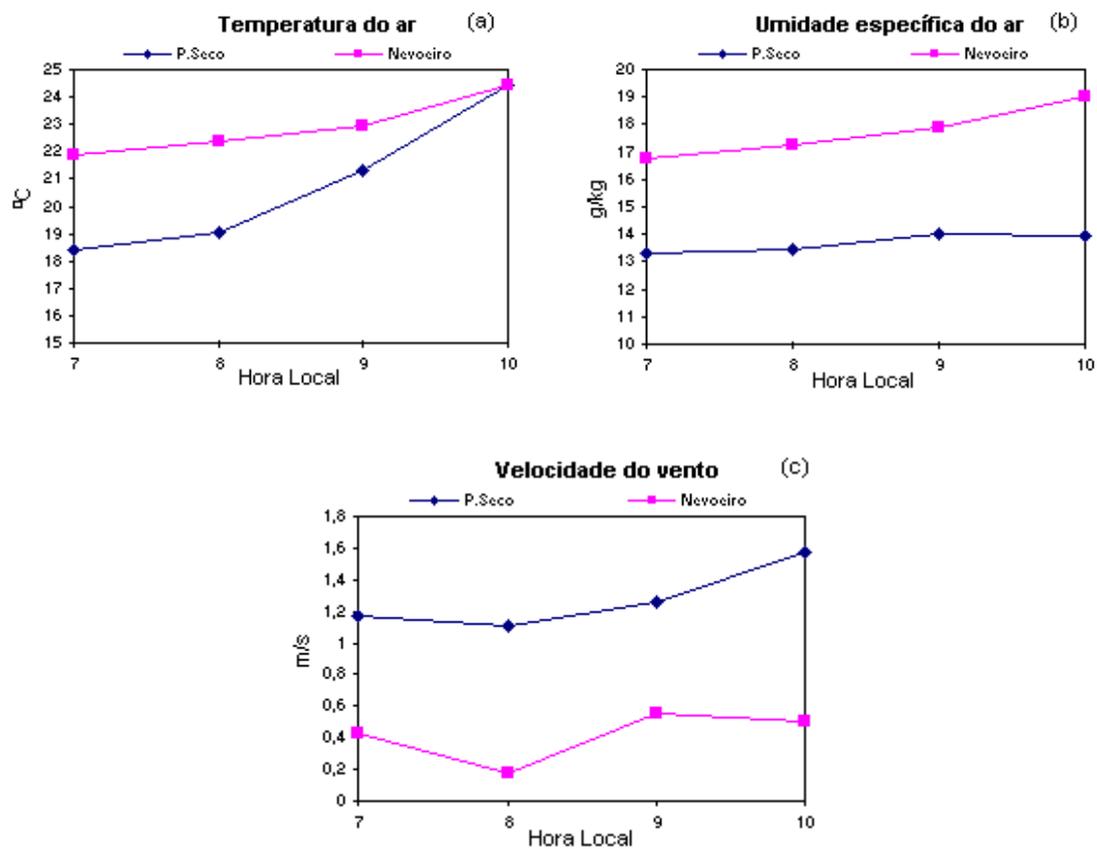


Fig. 4.18 - Comparação entre as variáveis microclimáticas durante o evento de nevoeiro e os valores médios horários do período seco na Floresta

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

O objetivo desse trabalho foi analisar a variabilidade dos fluxos de radiação e de outras grandezas microclimáticas em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia. Foi estudado o balanço completo de radiação, utilizando-se medidas diretas de todos os seus componentes para o sítio de pastagem. Para este mesmo local, avaliou-se o desempenho de diferentes fórmulas empíricas para estimar a radiação de onda longa atmosférica, bem como comparou-se os valores estimados com aqueles medidos, objetivando futuras parametrizações deste importante componente. Estudaram-se também os casos de partição de energia no período de transição entre o final da estação chuvosa para e meio da estação seca e eventos de friagem e de nevoeiro.

De um modo geral, o início do período de estudo (estação chuvosa) caracterizou-se por uma alta variabilidade do fluxo de radiação solar incidente devido à ocorrência de precipitação e/ou nebulosidade; por temperaturas máximas em torno de 31⁰C e por umidade específica do ar acima de 20 gkg⁻¹ na floresta e de até 14 gkg⁻¹ na pastagem. Já ao final do período (estação seca) observam-se pouca variabilidade da radiação solar incidente, maiores amplitudes térmicas, valores mais baixos de umidade específica do ar e um número reduzido de eventos de precipitações em ambos os sítios.

Durante o período chuvoso, a devolução de energia para a atmosfera, em média, é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) utilizada foi 0,79 na floresta e 0,65 na pastagem. No período seco, a floresta continua a utilizar uma maior quantidade de energia para evaporar ($LE/R_n=0,58$) e uma menor quantidade para aquecer o ar ($H/R_n=0,17$), enquanto que na pastagem a transferência de energia para a atmosfera ocorre em magnitudes muito próximas àquelas dos fluxos de calor latente ($LE/R_n=0,55$) e calor sensível ($H/R_n=0,42$) entre 11 e 14 HL. A razão de Bowen média, calculada como a razão entre os valores integrados de H e LE, apresentou um aumento na área de floresta de 0,21, durante o

período chuvoso, contra 0,30 no período seco, enquanto na área de pastagem este aumento foi praticamente duplicado, ou seja, variou de 0,32 para 0,76.

A análise da partição de energia para um caso específico de friagem indica que a devolução de energia para a atmosfera, antes da passagem do sistema, é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cuja fração do saldo de radiação (LE/R_n) igual a 0,79 para a floresta e 0,71 para a pastagem. Em ambos os sítios, uma pequena parte da energia (H/R_n) é utilizada para o aquecimento da atmosfera, sendo 0,15 na floresta e 0,27 na pastagem. Durante o evento de friagem, a fração de LE/R_n na floresta é superior a 1, enquanto que na pastagem a fração de LE/R_n foi igual a 0,88 e aquela de H/R_n foi 0,14. Estes, quando somados, excedem também a unidade. Após a passagem da friagem, as frações de LE/R_n e H/R_n na floresta e na pastagem retornaram ao padrão antecedente à friagem. Com isso, verificou-se que após o evento de friagem, a floresta possui a capacidade de retornar às condições de normalidade mais rapidamente que a pastagem.

No caso do evento de nevoeiro, o balanço de radiação, a partição de energia e as variáveis microclimáticas foram comparados com as médias horárias de período seco do sítio de floresta. Verificou-se que a forma de devolução de energia para a atmosfera é predominantemente realizada pelo fluxo de calor latente.

O desempenho dos modelos de estimativa de radiação de onda longa da atmosfera (Brunt, 1932; Swinbank, 1963; Idso e Jackson, 1969; Satterlund, 1979 e Brutsaert, 1975) foram avaliadas para área de pastagem na Amazônia. De um modo geral, as estimativas de L_d a partir desses modelos subestimaram a L_d medida. O efeito da L_d estimada pelas equações empíricas confirmam as conclusões de Culf e Gash (1993), de que o uso destas com seus coeficientes originais no cálculo da L_d podem conduzir a substanciais erros no cálculo da energia integrada do saldo de radiação (da ordem de 40 a 50%).

O ajuste local dos coeficientes das equações empíricas foi efetuado, obtendo-se,

portanto, melhores estimativas de L_d com os modelos de Swinbank (1963) e de Idso e Jackson (1969), em que a emissividade é função somente da temperatura do ar. Os índices estatísticos das equações ajustadas mostraram coeficientes de correlações (R) próximos da unidade, pequenos valores de erro médio quadrático (EMQ) e erro médio absoluto (EMA) próximos de zero. Os diferentes efeitos das estimativas da L_d , calculada com os coeficientes ajustados sobre R_n , mostram que os valores médios diurnos integrados do R_n estimados aproximam-se dos valores medidos, com pequenos erros percentuais negativos, ou seja, valores estimados inferiores aos observados.

Portanto, pode-se concluir a partir dos resultados acima, que os fluxos de superfície para os casos citados e as estimativas de radiação de onda longa da atmosfera podem auxiliar na calibração dos MCGAs. Estes modelos requerem parametrizações realísticas de muitos processos de superfície (como a partição de energia), que são características importantes na determinação dos campos de temperatura, de vento, de umidade e de precipitação.

Finalmente, os resultados mostram que a substituição de área de floresta tropical por pastagem na Amazônia implicam em diferentes contribuições, em termos de balanço de energia e nos elementos microclimáticos, para a atmosfera, os quais devem ser considerados em estudos que tratem dos impactos do desmatamento em larga escala no clima regional e global.

Para prosseguimento deste trabalho, sugere-se:

- Coleta simultânea de dados de perfis de temperatura e de umidade específica do ar na camada limite e das componentes do balanço de radiação, afim de melhorar as estimativas de emissividade da atmosfera e da temperatura média da camada limite e, conseqüentemente, da emissão da radiação de onda longa da atmosfera;

- Coleta de dados de radiação de onda longa da atmosfera nas áreas de floresta e de pastagem, durante os períodos seco e chuvoso, visando entender como diferentes

superfícies (floresta e pastagem) determinam o tipo e a cobertura de nuvens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABLE-2A. Número Especial contendo artigos científicos do Experimento ABLE-2A.

Journal of Geophysical Research, n. 93, v. D2, p. 1349-1624, 1988.

ABLE-2B. Número Especial contendo artigos científicos do Experimento ABLE-2B.

Journal of Geophysical Research, n. 95, v. D10, p. 16721-17050, 1990.

André, R. G. B.; Silva Filho, V. P.; Molion, L. C. B.; Nobre, C. A. Balanço de radiação sobre a Floresta Amazônica (Estações seca e úmida). **Revista Brasileira de**

Meteorologia, n. 3, p. 269-274, 1988.

Arya, S. P. S. **Introduction to micrometeorology**. London, Academic Press, Inc. 1988.

307 p.

Bastable, H. G.; Shuttleworth, W. J.; Dallarosa, R. L. G.; Fisch, G.; Nobre, C. A.

Observation of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, n. 13, p. 783-796, 1993.

Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal**

Meteorological Society, n. 58, p. 389-418, 1932.

Brutsaert, W. On the derive formula for long-wave radiation from clear skies. **Water**

Resources Research. n. 11, p. 742-744, 1975.

Brutsaert, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**.

Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 1982. 299 p.

Brinkman, W. L. F.; Ribeiro, M. N. G. Air temperatures in Central Amazônia. III vertical temperature distribution on a clearcut area and secondary forest near Manaus (cold front conditions July 10th 1969). **Acta Amazônica**, n. 2, v. 3, p. 25-29, 1972.

Comissão Interministerial para Preparação da Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente e Desenvolvimento (CIMA). **O desafio do desenvolvimento sustentável. Relatório do Brasil para a Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento**. Brasília, 1991. 204p.

Culf, A. D.; Gash, J. H. C. Longwave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas. **Journal of Applied Meteorology**, n. 32, p. 539-547, Mar. 1993.

Culf, A. D.; Fisch, G. ; Hodnett, M.H. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal of Climate**, n. 8, v. 6, p. 1544-1554, May. 1995.

Culf, A.; Esteves, J. L.; Marques Filho, A. O.; Rocha, H. R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture Amazonian. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p.175-191.

Dickinson, R. E.; Henderson-Sellers, A. Modeling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parameterizations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 480, n. 114, p. 439-462, 1988.

Feitosa, J. R. P. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas de pastagem e de floresta densa na Amazônia central**. Campina Grande. 95p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, 1996.

Feitosa, J. R. P.; Ferreira da Costa, R.; Fisch, G.; Souza, S. S.; Nobre, C. A. Radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. Aceito para publicação na **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, 1998.

Ferreira da Costa, R.; Feitosa, J. R. P.; Fisch, G.; Souza, S. S.; Nobre, C. A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e de pastagem na Amazônia. **Acta Amazônica**, n. 28, v. 4, p. 395-408, 1998.

Fisch, G. **Armazenamento e fluxos de energia sobre a floresta da Amazônia central (Manaus, AM)**. São Paulo. 99p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, 1986.

Fisch, G. Climatic aspects of Amazonian forest. **Acta Amazonica**, n. 20, p. 39-48, 1990.

Fisch, G.; Wright, I. R.; Bastable, H. G. Albedo of tropical grass: a case study of pre and post-burning. **International Journal of Climatology**, n. 14, p. 103-107, 1994.

Fisch, G. **Camada limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. São José dos Campos. 171p. (INPE-6123-TPT/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996.

Fisch, G.; Culf, D. A.; Nobre, C. A. A note of the modification of ABL structure due to a friagem in the Amazon region. Submetido a *Boundary Layer Meteorology*, 1997a.

Fisch, G.; Lean, J.; Wrigth, I. R.; Nobre, C. A. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica: estudo de um caso em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 12, v. 1, p. 33-48, 1997b.

- Fisch, G.; Marengo, J. A.; Nobre, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, n. 28, v. 2, p. 101-126, 1998.
- Fitzjarrald, D. R.; Stormwind, B. L.; Fisch, G.; Cabral, O. M. R. Turbulent transport observed just above the Amazon Forest. **Journal of Geophysical Research**, v. D2, n. 93, p. 1551-1563, Feb. 1988.
- Gash, J. H., Shuttleworth, W. J. Tropical deforestation: albedo and surface-energy balance. **Climate Change**, n. 19, v. 1-2, p. 123-134, 1991.
- Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 1-14.
- Hamilton, M. G.; Tarifa, J. R. Synoptic aspects of polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, July 1972. **Monthly Weather Review**, n. 106, v. 11, p. 1545-1556, 1978.
- Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R. E.; Durbidge, T. B.; Kennedy, P. J.; McGuffie, K.; Pitman, A. J. Tropical deforestation modelling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, n. 98, v. D4, p. 7289-7315, 1993.
- Hodnett, M. G.; Oyama, M. D.; Tomassela, J.; Marques Filho, A. O. Comparisons of long-term soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 57-77.
- Idso, S. B.; Jackson, R. D. Thermal radiation from atmosphere. **Journal Geophysical Research**, n. 74, p. 5397-5403, Oct. 1969.

Institute of Hydrology (IH). *Amazônia, florestas, pastagens e o clima: resultados do Projeto ABRACOS*. Oxford, 1994. 18p.

Institute of Hydrology (IH). **Projeto ABRACOS**. [on line].
<<http://www.nwl.ac.uk/ih/www/research/ireaserch.html>>. Mar. 1997.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Serviço de previsão do tempo do CPTEC/INPE: Experimento LBA (RBLE)**. [on line].
<<http://cptec.inpe.br/lba/prelba/rble2.jpg>>. Mar. 1997.

Iribarne, J. V.; Godson, W. L. **Atmosphere Thermodynamics**. Dordrecht: D. Redial, 1973. 223 p.

Iqbal, M. **An introduction to solar radiation**. Toronto: Academic Express, 1983. 390 p.

Jarvis, P. G.; James, G. B.; Landsberg, J. J. Coniferous forest. In: Monteith, J. L. ed. **Vegetation and the atmosphere**. Nova York: Academic Press, 1975. v. 2, p.171-210.

Jiménez, J. I. ; Alados-Arboledas, L. ; Castro-Díez, Y. ; Ballester, G. On the estimation of long-wave radiation flux from clear skies. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 38, p. 37-42, 1987.

Lean, J.; Button, C. B.; Nobre, C. A.; Rowntree, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristic. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 549-576.

- Lean, J.; Rowntree, P. R. A CGM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 119, v. 511, p. 509-530, 1993.
- Lean, J.; Warrilow, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, n. 342, p. 411-413, 1989.
- Leitão, M. M. V. B. R. **Balço de radiação em três ecossistemas da floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa**. São José dos Campos. 153p. (INPE-5587-TDI/549). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1994.
- Lloyd, L. R.; Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Turner, M. A microprocessor system for eddy-correlation. **Agricultural and Forest Meteorology**. n. 32, p. 67-80, 1984.
- Manzi, A. O.; Santos, J. M.; Molion, L. C. B. Estudos de radiação de onda longa em floresta de terra firme na região de Manaus. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 4., Londrina, 1985. **Anais**. Londrina: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1985. v. 2, p. 113-124.
- Manzi, A. O.; Viswanadam, Y.; Sá, L. D. A.; André, R. G. B. **Um estudo sobre o balanço de radiação da Floresta Amazônica**. São José dos Campos, INPE, Julho 1986. (INPE-3956-PRE/974).
- Manzi, A. O.; Platon, S. A simulation of Amazonian deforestation using a CGM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 505-529.

- Marengo, J.; Nobre, C. A.; Culf, A. D. Climatic impacts of the “friagens” in the forested and deforested areas of Amazon Basin. **Journal of Climate**, n. 36, v. 11, p. 1553-1566, 1997.
- McWilliam, A. L. C.; Cabral, O. M. R.; Gomes, B. M.; Esteves, J. L.; Roberts, J. M. Forest and Pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. In: Gash, J. H.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Vitoria, R. L. ed. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 265-286.
- Mendonça, E. D.; Campelo Júnior, J. H.; Priante Filho, N. Estimativa de emissividade atmosférica em Santo Antônio do Laverger-MT. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, n. 4, v. 2, p. 63-71, 1996.
- Molion, L. C. B. Micrometeorology of an Amazonian rain forest. In: Dickinson, R. E. ed. **The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**. Chichester: John Wiley, 1987. p. 255-269.
- Mooney, H. A.; Ehleringer, J., Björkman, I. The energy balance of leaves of the evergreen desert shrub *Atriplex hymenelytra*. **Oecologia**. n. 29, p. 301-310, 1977.
- Moore, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary Layer Meteorology**. n. 37, p. 17-35, 1986.
- Moore, C. J.; Fisch, G. Estimating heat storage terms in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. n. 38, v. 1-3, p. 147-169, Oct. 1986.
- Nobre, C. A.; Sellers, P. J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, n. 4, v. 10, p. 957-988, Oct. 1991.

Oguntoyinbo, J. S. Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surface in Nigeria. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 96, p. 430-441, 1970.

Oke, T.R. **Boundary layer climates**. London. Methuen & Co Ltd., 1978. 372 p.

Pinker, R. T.; Thompson, O. E.; Eck, T. F. The energy balance of a tropical evergreen forest. **Journal of Applied Meteorology**, n. 19, v. 12, p. 1341-1350, 1980.

Reschke, G. A. **Influência do desmatamento no balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente em Ji-Paraná, Rondônia**. Viçosa. 51p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.

Ribeiro, J. B. M. **Análise comparativa das características microclimáticas entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônia**. Viçosa. 67p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, 1994.

Rocha, E.J.P. **Balanço de umidade na Amazônia durante o Flumazon**. São Paulo. 121p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, 1991.

Sá, L. D. A.; Manzi, A. O.; Viswanadam, Y. **Partição de fluxos de calor sensível e de calor latente acima da Floresta Amazônica de terra firme**. São José dos Campos: INPE, Julho 1986. (INPE-3972-PRE/970).

Sá, L. D. A.; Viswadradhan, Y.; Manzi, A. O. Energy flux partitioning over the Amazon forest. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 39, v. 1, p. 1-16, 1988.

Santos Alvalá, R. C. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas)**. São José dos Campos. 152p. (INPE-5522-TDI/519). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.

Satterlund, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**, n. 15, v. 6, p. 1649-1650, Dec. 1979.

Saucier, W. J. **Principles of meteorological analysis**. Chicago: University of Chicago Press. 1955.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C.J.; Roberts, J.; Marques, A. O.; Fisch, G.; Silva, V. P.; Ribeiro, M. N. G.; Molion, L. C. B.; Sá, L. D. A.; Nobre, J. C. A.; Cabral, O. M. R.; Patel, S. R.; Moraes, J. C. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 110, v. 466, p. 1143-1162, Oct. 1984a.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C. J.; Roberts, J.; Marques, A. O.; Fisch, G.; Silva, V. P.; Ribeiro, M. N. G.; Molion, L. C. B.; Sá, L. D. A.; Nobre, C. A.; Cabral, O. M. R.; Patel, S. R.; Moraes, J. C. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 110, v. 466, p. 1163-1169, Oct. 1984b.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C.J.; Roberts, J. M.; Molion, L. C. B.; Nobre, C. A.; Sá, L. D. A.; Marques Filho, A. O.; Fisch, G.; Januário, M.; Fatorri, A. P.; Ribeiro, M. N. G.; Cabral, O. M. R. Amazonian Evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**. n. 2, v. 1, p. 179-191, 1987.

Shuttleworth, W.J.; Gash, J.H.C.; Lloyd, C. R.; McNeil, D. D.; Moore, C. J.; Wallace, J. S. An integrated micrometeorological system for evaporation measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 43, v. 3-4, p. 295-317, Sep. 1988.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Roberts, J. M.; Nobre, C. A.; Molion, L. C. B.; Ribeiro, M. G. Post-deforestation Amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve predictions. **Journal of Hydrology**, n. 129, p. 71-85, 1991

Silva, M. R. G.; Lyra, R. Efeitos do desmatamento na termodinâmica da camada limite noturna: Projeto RBLE. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 9., Campos do Jordão, 1996. **Anais**. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 2, p. 1229-1232.

Souza, S. S. **A substituição da floresta Amazônica por pastagem e sua repercussão ao nível da termodinâmica da camada limite atmosférica: Projeto RBLE**. Campina Grande. 110p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, 1997.

Swinbank, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 89, v. 466, p. 339-348, 1963.

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

Tomasella, J. Imagem da estação meteorológica automática instalada na Fazenda Nossa Senhora Aparecida. Ji- Paraná, 1997.

Tommaselli, J. T. G. **Influência de algumas características do solo sobre a calibração de um aparelho de TDR (Time-Domain Reflectometry)**. Piracicaba. 109p. Tese (Doutorado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 1997.

Viswanadham, Y.; Molion, L. C. B.; Manzi, A. O.; Sá, L. D. A.; Silva Filho, V. P.; André, R. G. B.; Nogueira, J. L. M.; Santos, R. C. Micrometeorological measurements in Amazon forest during GTE/ABLE 2A Mission. **Journal of Geophysical Research**, n. 95, v. D9, p. 13669-13682, Aug. 1990.

Viswanadham, Y.; Silva Filho, V. P.; André, R. G. B. The Priestley-Taylor parameter α for the Amazon forest. **Forest Ecology and Management**, n. 38, p. 211-225, 1991.

Wright, I. R.; Gash, J. H. C.; Rocha, H. R.; Shuttleworth, W. J.; Nobre, C. A.; Maitelli, G. T. M.; Zamparoni, C. A. G. P.; Carvalho, P. R. A. Dry season micrometeorology of Central Amazonian ranchland. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 118, v. 508, p. 1083-1099, Oct. 1992.