



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5522-TDI/519

**ESTUDO DA PARTIÇÃO DE ENERGIA EM TERRENOS
COMPLEXOS (ÁREAS DESFLORESTADAS E FLORESTAS).**

Regina Célia dos Santos Alvalá

Tese de Doutorado do Curso de Pos-Graduação Doutorado em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Ralf Gielow, aprovada em novembro de 1993 .

INPE
São José dos Campos
1993

551.521.14(811.3)

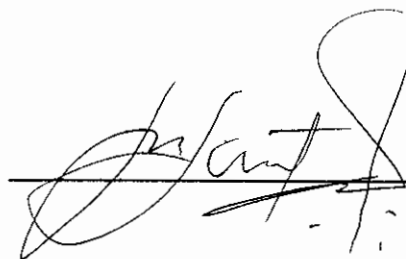
ALVALÃ, R.C.S.

Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas). / R.C.S. Alvalã. -- São José dos Campos: INPE, 1993. 170p. -- (INPE-5522-TDI/519)

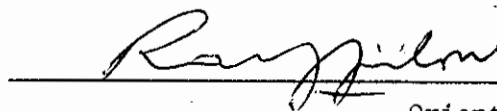
1. Calor sensível. 2. Calor latente.
3. Calor no solo. 4. Floresta de Terra Firme. 5. Amazônia. I. Título

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Doutor
em Meteorologia

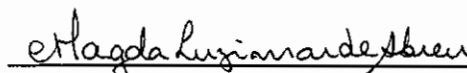
Dr. Jesus Marden dos Santos


Presidente

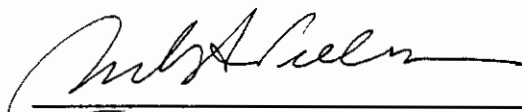
Dr. Ralf Gielow


Orientador

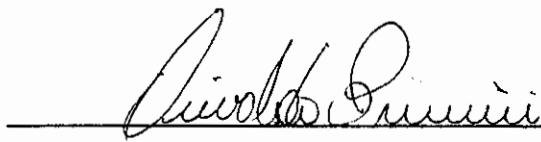
Dra. Magda Luzimar de Abreu


Membro da Banca

Dr. Nilson Augusto Villa Nova


Membro da Banca
- Convidado -

Dr. Orivaldo Brunini


Membro da Banca
- Convidado -

Candidata: Regina Célia dos Santos Alvalá

São José dos Campos, 04 de novembro de 1993

Before attending to the complexities of the actual atmosphere...it may be well to exhibit the working of a much simplified case.

Richardson, 1922

Ao Prof. Yelisetty Viswanadham,
um exemplo de profissionalismo,
dedico.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr Yelisetty Viswanadham, que até o seu prematuro passamento em 15 de dezembro de 1992, orientou este trabalho de modo seguro, compreensivo e amigo e, ao Dr Ralf Gielow, pela continuidade nos mesmos moldes.

Aos colegas Mário de Miranda Vilas Boas Ramos Leitão e Antônio Ocimar Manzi pela colaboração durante a elaboração do trabalho.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho e pelas sugestões recebidas.

À Divisão de Ciências da Terra, na pessoa do Sr João Antônio Lorenzzetti, pelo apoio e os recursos fornecidos e, aos colegas que, direta ou indiretamente contribuíram para o enriquecimento deste trabalho.

Aos participantes dos Projetos Global Tropospheric Experiment/Amazon Boundary Layer Experiment (GTE/ABLE) e Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS), pela cessão dos dados medidos na Reserva Ducke e na Fazenda Dimona, respectivamente.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo apoio e, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pela bolsa concedida.

E, em especial, ao Plínio Carlos Alvalá pelo amor, companheirismo e incentivo, à Ângela Yuri Harada pela valiosa colaboração e amizade e, à minha família, que muito me apoiou em todos os momentos difíceis.

RESUMO

A conversão de áreas de florestas tropicais em pastagens pode levar a significativas consequências microclimáticas, fazendo-se necessário, para sua avaliação, modelar a micrometeorologia do dossel da floresta e da pastagem que a substitui, considerando parametrizações que englobem adequadamente todos os processos relevantes. Assim, desenvolveu-se um modelo com base na solução iterativa da equação do balanço de energia, para a determinação da temperatura da superfície, em dias sem precipitação pluviométrica, em áreas desflorestadas (pastagens) e no dossel da floresta. Utilizam-se, como dados de entrada, as medidas do fluxo de radiação solar global, da velocidade do vento, da temperatura do ar e do solo, além de propriedades físicas e fotométricas do solo e do dossel, incluindo as resistências estomáticas máximas e mínimas da cobertura vegetal. Para a verificação dos fluxos resultantes, utilizaram-se medidas obtidas em experimentos micrometeorológicos realizados na região da floresta tropical da Amazônia central, selecionando-se para a pastagem a Fazenda Dimona ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ}19'W$) e, para a floresta, a Reserva Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$), ambas situadas em região de terra firme. A estimativa, através do modelo, de todos os fluxos componentes do balanço de energia, apesar de pequenas discrepâncias, representou bem os dados medidos. O mesmo ocorreu para as escalas micrometeorológicas de quantidade de movimento, calor e vapor d'água. Estes resultados mostraram que o modelo, utilizando poucos parâmetros, permite avaliar com confiança, em dias sem precipitação pluviométrica, a partição de energia, tanto em áreas de pastagem quanto de floresta tropical úmida de terra firme, na região amazônica.

STUDY OF THE ENERGY PARTITION IN COMPLEX TERRAINS
(DEFORESTED AND FORESTED AREAS)

ABSTRACT

The conversion of tropical forested areas into pastures may cause significant microclimatic consequences. To evaluate them, it is necessary to model the micrometeorology of the forest canopy and the substituting pasture, with parameterizations that adequately involve all relevant processes. Thus, a model based on the iterative solution of the energy balance equation was developed for the determination of the surface temperature, for days without rain, both for forested and deforested (pasture) areas. The following input data were used: global solar radiation fluxes, wind velocity and air and soil temperatures, as well as physical and photometric soil and canopy properties, including the maximum and minimum stomatal resistances of the vegetation. The estimated resulting fluxes are verified against observational data obtained during micrometeorological experiments in the central tropical Amazonian "terra firme" forest region. The sites consisted of Reserva Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$), for forest and, for pasture, Fazenda Dimona ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ}19'W$). Despite some minor discrepancies, all simulated components of the energy balance agreed well with the observed data. In addition, the same agreement occurred with micrometeorological scales for momentum, heat and water vapor. These results show that the model, with few parameters, for days without rain, allows the evaluation of the energy partition, both for pastures and for forest canopies, in the Amazonian "terra firme" region.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xvii
LISTA DE TABELAS.....	xxi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xxiii
 <u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	 1
 <u>CAPÍTULO 2 - REVISÃO DA LITERATURA.....</u>	 5
2.1 - Processos superficiais em modelos de meso- escala.....	9
2.2 - Processos superficiais nos modelos de circula- ção geral.....	10
2.3 - Parametrização dos processos superficiais.....	12
2.3.1 - Superfícies de solo nu.....	15
2.3.2 - Superfícies vegetadas.....	21
2.3.3 - Superfícies heterogêneas.....	30
 <u>CAPÍTULO 3 - FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....</u>	 35
3.1 - Balanço de energia na superfície.....	36
3.1.1 - Saldo de radiação.....	37
3.1.2 - Fluxos de calor sensível.....	39
3.1.3 - Fluxos de calor latente.....	41
3.1.4 - Fluxo de calor no solo.....	43
3.1.5 - Armazenamento de energia.....	45
3.1.6 - Energia usada para a fotossíntese.....	47

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 4 - EXPERIMENTO E DADOS</u>	49
4.1 - Áreas experimentais e respectiva instrumen- tação.....	50
4.1.1 - Área desmatada.....	51
4.1.2 - Floresta.....	54
<u>CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DOS RESULTADOS</u>	61
5.1 - Modelo de balanço de energia.....	61
5.2 - Dados de entrada.....	64
5.2.1 - Área de Pastagem.....	64
5.2.2 - Área de floresta.....	68
5.3 - Resultados da simulações.....	72
5.3.1 - Área de Pastagem.....	72
5.3.2 - Área de floresta.....	94
5.3.3 - Considerações finais.....	116
<u>CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u>	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123
APÊNDICE A - ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA.....	151

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pag.</u>
4.1 - Diagrama esquemático da instrumentação na Fazenda Dimona (2°19'S; 60°19'W).....	52
4.2 - Diagrama esquemático ilustrando a altura dos psicrômetros aspirados (pontos pretos), o sistema de intercâmbio dos psicrômetros e o "Hydra" montados na torre e sua relação com o dossel da floresta na Reserva Ducke (2°57'W S; 59°57'W).....	58
5.1 - Esquema do procedimento utilizado para o cálculo do balanço de energia na área de pastagem.....	62
5.2 - Esquema do procedimento utilizado para o cálculo do balanço de energia na área de floresta.....	63
5.3 - Radiação solar global medida em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	66
5.4 - Radiação solar global medida em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	70
5.5 - Temperaturas da superfície (estimada) e do ar (medida) em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	73
5.6 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor no solo no dia 18/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	77
5.7 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor no solo no dia 20/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	79

	<u>Pág.</u>
5.8 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor no solo no dia 21/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	81
5.9 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor no solo no dia 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	83
5.10 - Valores da Razão de Bowen considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	86
5.11 - Valores da escala de comprimento de Monin Obukhov considerando os valores medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	88
5.12 - Valores da escala de temperatura considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	90
5.13 - Valores da escala de umidade considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.....	92
5.14 - Temperaturas do dossel (estimada) e do ar (medida) em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	95
5.15 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor armazenado na biomassa no dia 11/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.	98

	<u>Pág.</u>
5.16 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor armazenado na biomassa no dia 21/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.	100
5.17 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor armazenado na biomassa no dia 22/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.	102
5.18 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação, (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor armazenado na biomassa no dia 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.	104
5.19 - Valores da Razão de Bowen considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	108
5.20 - Valores da escala de comprimento de Monin Obukhov considerando os valores medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	110
5.21 - Valores da escala de temperatura considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	112
5.22 - Valores da escala de umidade considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.....	114

LISTA DE TABELAS

	<u>Paq.</u>
5.1 - Propriedades físicas e fotométricas da pastagem na Fazenda Dimona, Amazonas.....	65
5.2 - Propriedades fotométricas e características do dossel na Reserva Ducke, Manaus, Amazonas.....	69

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

a	- constante (Equação 3.9), $s^{1/2} m^{-1}$
b	- constante (Equação 3.27)
C	- constante (Equação 3.13), $s^{1/2} m^{-1}$
C_h	- capacidade calorífica volumétrica do solo, $W m^{-3} s K^{-1}$
C_p	- calor específico do ar à pressão constante, $J kg^{-1} K^{-1}$
C_s	- calor específico do solo, $W s kg^{-1} K^{-1}$
d	- deslocamento do plano zero, m
D	- diâmetro da folha, m
e	- pressão de vapor próximo à superfície, mb
e_s	- pressão de saturação do vapor, mb
E	- taxa de evaporação, $kg s^{-1} m^{-2}$
F_i	- função que descreve a abertura relativa dos estômatos e i refere-se ao fator ambiental (Equação 3.18)
$F_{k\downarrow}$	- função que representa a influência da radiação solar na resistência estomática
g	- aceleração da gravidade, $m s^{-2}$
G	- fluxo de calor no solo, $W m^{-2}$
h	- altura do dossel, m
H	- fluxo de calor sensível, $W m^{-2}$
k	- constante de Von-Kármán, adimensional
K	- difusividade térmica do solo, $m^2 s^{-1}$
$K\downarrow$	- radiação solar global, $W m^{-2}$
$K\uparrow$	- radiação solar refletida, $W m^{-2}$
l	- profundidade no solo, m
L	- calor latente de vaporização, $J kg^{-1}$
LAI	- índice de área foliar
LE	- fluxo de calor latente, $W m^{-2}$
$L\downarrow$	- radiação de onda proveniente da atmosfera, $W m^{-2}$

$L\uparrow$	- radiação de onda longa emitida pela superfície, $W m^{-2}$
L_{MO}	- escala de comprimento de Monin-Obukhov, m
n'	- coeficiente de atenuação para a velocidade do vento (Equação 3.9), adimensional
p	- pressão atmosférica, mb
P	- energia usada nos processos bioquímicos de fotossíntese, $W m^{-2}$
q	- umidade específica, $g kg^{-1}$
q'	- desvio a partir do campo médio de umidade específica, $g kg^{-1}$
q_*	- escala de umidade, $kg kg^{-1}$
r_a	- resistência aerodinâmica global, $s m^{-1}$
r_{am}	- resistência aerodinâmica do fluxo de ar acima do dossel, $s m^{-1}$
r_b	- resistência global oposta pelo dossel à transferência de calor sensível, $s m^{-1}$
r_s	- resistência estomática, $s m^{-1}$
$r_{sm\acute{a}x}$	- resistência estomática máxima, $s m^{-1}$
$r_{sm\acute{i}n}$	- resistência estomática mínima, $s m^{-1}$
R_n	- saldo de radiação, $W m^{-2}$
R_v	- constante do gás para vapor d'água, $J kg^{-1} K^{-1}$
S	- fluxo total de energia armazenado na biomassa e coluna de ar sob o dossel, $W m^{-2}$
S_b	- fluxo de energia armazenado na biomassa, $W m^{-2}$
S_q	- fluxo de energia armazenado na forma de calor latente, $W m^{-2}$
S_T	- fluxo de energia armazenado na forma de calor sensível, $W m^{-2}$
T	- temperatura, $^{\circ}C$ ou K
T_a	- temperatura do ar, $^{\circ}C$ ou K
T_s	- temperatura da superfície (de um dossel vegetal ou da superfície de pastagem), $^{\circ}C$ ou K
T_l	- temperatura do solo na profundidade l , $^{\circ}C$ ou K
T_*	- escala de temperatura, K
u	- velocidade do vento, $m s^{-1}$

u_*	- velocidade de fricção, m s^{-1}
w'	- desvio na componente vertical do vento, m s^{-1}
z	- altura de referência, m
z_0	- comprimento de rugosidade, m

Gregos

α	- albedo da superfície ($K\uparrow/K\downarrow$), adimensional
β	- razão de Bowen (H/LE), adimensional
γ	- constante psicrométrica, mb K^{-1}
δq_r	- variação horária na umidade específica, g kg^{-1}
δT_r	- variação horária na temperatura do ar, $^{\circ}\text{C}$ ou K
δT_r^*	- variação horária da temperatura do ar com uma hora de atraso na estimativa do fluxo de calor armazenado na biomassa, $^{\circ}\text{C}$ ou K
Δ	- inclinação da curva de saturação do vapor d'água à temperatura do ar, mb K^{-1}
ϵ_a	- emissividade atmosférica sob céu claro, adimensional
ϵ_s	- emissividade da superfície, adimensional
θ'	- desvio no campo de temperatura potencial, K
λ	- condutibilidade térmica do solo, $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
ζ	- altura adimensional, z/L_{MO}
ρ	- massa específica do ar seco a uma atmosfera, kg m^{-3}
ρ_s	- massa específica do solo, kg m^{-3}
σ	- constante de Stefan-Boltzmann, $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
σ_f	- parâmetro de cobertura vegetal
ϕ	- variável arbitrária de um fluido turbulento
ϕ'	- desvio instantâneo de ϕ
$\langle \phi \rangle$	- média temporal de uma variável arbitrária ϕ
Φ_h	- função de estabilidade de calor, adimensional
Φ_m	- função de estabilidade de momentum, adimensional
Φ_v	- função de estabilidade de vapor d'água, adimensional

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O planeta Terra é constituído em sua maior parte por oceanos e apenas 30% da sua superfície é continental. O solo, nos continentes, forma a superfície subjacente e, em grande parte desta, há uma cobertura vegetal que inclui vários ecossistemas onde ocorrem diferentes processos físicos, químicos e biológicos. Estudar o clima nestes terrenos complexos consiste em entender os processos que governam a troca de momentum, de calor e de massa entre a superfície e a atmosfera. De particular importância são as trocas gasosas entre a atmosfera e os dosséis vegetais, as quais regulam o microclima da região em que as plantas crescem. Estas trocas envolvem o dióxido de carbono e o vapor d'água. O entendimento dos mecanismos de trocas é essencial para aplicações em Biologia, Hidrologia, Agricultura e Silvicultura, bem como relevante às questões concernentes aos balanços globais de radiação e de dióxido de carbono.

Todos os componentes de um sistema climático, incluindo a superfície continental, o oceano e a atmosfera, podem ser modelados matematicamente. As equações resultantes podem ser solucionadas separadamente ou em conjunto com o objetivo de estudar as interações e flutuações em todo o sistema ou parte deste. As várias combinações dos processos, com diferentes graus de complexidade e metodologias de modelagem, permitem distinguir quatro categorias: balanços simples de energia, modelos radiativos-convectivos, modelos estatísticos dinâmicos mais complexos e os modelos de circulação geral da atmosfera (GCMS).

O conceito de balanço de energia é fundamental para inclusão dos processos superficiais terrestres na modelagem do clima. A maioria dos modelos climáticos que utilizam descrições simples das superfícies, simulam adequadamente os aspectos gerais do clima global ou regional; entretanto, é necessário que se conheçam as características fundamentais destes modelos e o alcance básico de suas aplicações e limitações, para que se possam interpretar com credibilidade os resultados da modelagem.

Na modelagem dos processos de superfície de uma região, torna-se importante incluir descrições realísticas da cobertura vegetal, do tipo de solo e da umidade deste, para que se modelem adequadamente a rugosidade, o albedo e as trocas de vapor d'água e energia na superfície. Com a inclusão destes processos, é possível simular as variações diárias da temperatura do ar e também as da superfície e dos dosséis vegetais. É possível ainda aperfeiçoar o realismo das parametrizações da hidrologia nos modelos climáticos e assim modelar, além da evapotranspiração, a variação dos fluxos com o tempo.

Um dos principais obstáculos que surge quando se deseja aperfeiçoar as descrições dos processos de superfície nos modelos é a heterogeneidade na sua estrutura em muitas áreas terrestres. Os elementos espaciais horizontais dos modelos de clima global são superfícies retangulares, cujos lados representam centenas de quilômetros de extensão. Sobre estas superfícies pode haver milhares de elementos individuais que se caracterizam por cobertura vegetativa, tipo de solo e terrenos distintos. Antes que esses elementos complexos sejam considerados, é necessário que se estabeleça a sensibilidade dos diferentes parâmetros, ou seja, antes de introduzir um esquema de parametrização dos processos de superfície em um modelo,

deve-se validá-lo considerando uma escala local e dados obtidos "in-situ".

Atualmente é grande a preocupação com o desmatamento das áreas tropicais e sua influência no clima global. Em algumas partes do globo, e particularmente na Amazônia, há uma crescente conversão da floresta tropical em pastagens ou outros tipos de vegetação. Entre os vários efeitos que ocorrem com o desmatamento destacam-se o aumento do albedo da superfície, a diminuição do comprimento de rugosidade e a alteração nas propriedades do solo. Por outro lado, a fixação da energia solar nas florestas constitui uma componente do ciclo do carbono que pode influenciar o nível do CO_2 atmosférico. Acredita-se que o desmatamento tropical contribui para o aumento observado da concentração de CO_2 , enquanto a extensão e a época de sua liberação dependem da proporção da floresta desmatada que é imediatamente queimada e aquela convertida em outras estruturas como o carvão e madeiras. Portanto, a remoção das florestas tropicais chuvosas pode alterar o microclima tanto por adição de CO_2 para a atmosfera, que intensifica o efeito estufa, quanto por aumento do albedo da superfície.

Alguns dos impactos do desmatamento tropical têm sido avaliados através de modelagem, e a principal conclusão obtida com esses estudos mostra que os modelos são sensíveis às mudanças na superfície. Quando as parametrizações tornam-se mais complexas e consideram um conjunto mais abrangente de processos, a complexa interação entre as componentes do modelo pode gerar resultados que divergem daqueles obtidos com modelos mais simples. Desta forma, faz-se necessário desenvolver esquemas de parametrização que englobem adequadamente todos os processos dominantes. Para tanto, é essencial a representação matemática da micrometeorologia da floresta,

com a finalidade de determinar os fluxos líquidos de energia na atmosfera, tendo a temperatura da superfície como uma importante condição de contorno; entretanto, a medida acurada desta é de difícil obtenção.

Assim, para determinar a temperatura da superfície de áreas desflorestadas (pastagens) e no dossel da floresta, desenvolve-se um modelo para dias sem precipitação pluviométrica, com base na solução iterativa da equação do balanço de energia. Como dados de entrada, utilizam-se medidas do fluxo de radiação solar global, da velocidade do vento, da temperatura do ar e do solo, e da umidade do ar, além de propriedades físicas e fotométricas do solo e do dossel, incluindo as resistências estomáticas máximas e mínimas da cobertura vegetal. A verificação dos fluxos de energia resultantes é feita com medidas obtidas em experimentos micrometeorológicos realizados em região de floresta chuvosa tropical da Amazônia central: para a pastagem, a Fazenda Dimona ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ}19'W$), uma área desflorestada criada pela remoção da floresta original e, para o dossel, a Reserva Florestal Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$), ambas situadas em região de terra firme.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DA LITERATURA

As variações que ocorrem no clima têm um grande impacto sobre as atividades do homem e na economia das populações humanas. A questão das mudanças climáticas e do meio ambiente apresenta-se como um assunto de relevância; portanto, torna-se necessário desenvolver metodologias que possam medir e identificar, tão rápido quanto possível, os efeitos que as atividades humanas ou outros fatores externos possam ter sobre os diferentes problemas ambientais.

O estudo das interações entre a superfície continental e a atmosfera tem sido efetuado através de diferentes modelos. Estes variam desde o mais simples zero-dimensional até aqueles tri-dimensionais mais complexos (Washington e Parkinson, 1986); portanto, diferentes problemas podem ser investigados com a escala apropriada e com uma quantidade relevante de detalhes. Os modelos fundamentam-se em uma ou mais equações diferenciais, que expressam relações físicas entre as diversas variáveis e parâmetros. Os modelos diagnósticos são aqueles compostos de uma ou mais equações independentes do tempo, enquanto os modelos prognósticos contém pelo menos uma equação dependente do tempo, e seu objetivo consiste em prever o valor de uma variável em tempo futuro com base em valores atuais e passados desta e outras variáveis.

Os modelos dinâmicos da atmosfera incluem equações prognósticas para as três componentes do campo de vento, para o campo de temperatura e possivelmente para o campo de umidade, bem como relações diagnósticas tais como a equação de estado para os gases ideais (Lorenz, 1967). Desde que esta série de equações não-lineares não pode ser

integrada analiticamente, cada equação diferencial deve ser substituída por uma equação de diferenças finitas para posterior solução numérica. Este processo exige que as variáveis contínuas (tais como os campos de temperatura ou pressão) sejam reduzidas a uma série finita de valores em um dado local ou região (geralmente uma grade retangular sobre um plano horizontal, com múltiplos níveis na vertical) e um determinado tempo.

A representação dos efeitos das forçantes atmosféricas pode ser feita em duas diferentes escalas espaciais: a mesoescala, que pode variar horizontalmente desde 1 até centenas de quilômetros e a larga-escala que varia de ~1000 km até a escala global (Giorgi e Mearns, 1991). Forçantes de larga-escala são aquelas que modificam a circulação geral e determinam a seqüência de eventos de tempo que caracterizam o regime do clima de uma dada região (por exemplo, a quantidade de um gás do efeito estufa), enquanto que as forçantes de mesoescala são aquelas que modificam as circulações locais e, portanto, regulam a distribuição regional das variáveis climáticas (por exemplo, os sistemas montanhosos complexos). De acordo com Avissar e Pielke (1989), um modelo atmosférico típico de mesoescala deve cobrir uma área de 10^4 - 10^6 km², com uma resolução horizontal de 1-20 km. Na direção vertical, tais modelos usam de 5 a 20 camadas para descrever a estrutura dos primeiros 3 a 15 km da atmosfera. Os modelos de circulação geral (GCMs), usados em estudos climáticos, representam a superfície terrestre com uma resolução horizontal de 3°-8° e a estrutura vertical da atmosfera com 2-11 camadas, enquanto que aqueles usados para a previsão numérica do tempo a curto prazo têm uma resolução um tanto mais alta, por exemplo, 1° na horizontal e 18 camadas na vertical.

A solução numérica das equações que representam os diferentes modelos é obtida através de algoritmos codificados para processamento em computadores digitais. Há uma relação entre a quantidade de detalhes com que se deseja tratar um problema em questão (e, no caso de modelos prognósticos o intervalo de tempo sobre o qual a previsão deve ser efetuada) e o custo envolvido na computação. Dentro da hierarquia de modelos, aqueles de mesoescala destacam-se, pois, para um dado custo aceitável, eles estabelecem uma resolução espacial e temporal superior aos GCMs, mas apresentam a desvantagem de não cobrir todo o globo e, portanto, devem incluir algoritmos que especifiquem valores razoáveis para as variáveis no limite do domínio. Para tanto, podem-se utilizar para condições de contorno, os valores obtidos através dos GCMs (Dickinson et al., 1989).

O limite inferior da atmosfera é a superfície continental ou oceânica, onde ocorre um grande número de processos físicos, químicos ou biológicos. As trocas de massa, momentum e calor entre estas superfícies e a atmosfera são importantes; porém, a extensão na qual estes processos devem ser incorporados nos modelos atmosféricos depende da contribuição relativa das fontes e sumidouros locais destas propriedades quando comparadas com a importância dos efeitos dinâmicos (por exemplo, a advecção) e o tipo de problema investigado com um determinado modelo. Em geral, quanto maior for a escala espacial de interesse e menor o tempo de integração, menor será a necessidade de se detalhar os processos de superfície (Pielke, 1984). Por exemplo, se um modelo de mesoescala for utilizado para a previsão da evolução dos padrões temporais da atmosfera média sobre uma área continental, por um período de poucas horas, então a contribuição dos processos de superfície para o balanço de massa ou energia da atmosfera nesta região será provavelmente pequeno quando comparado com a

contribuição dos processos dinâmicos. Por outro lado, se o interesse for em questões regionais ou locais, e a integração no tempo considerar vários dias ou semanas, a influência da superfície sobre os balanços de água, momentum e energia pode ser considerável, se comparada com a advecção de tais quantidades pela circulação.

A radiação solar é a única fonte importante de energia para toda a biosfera. Grande parte da radiação retida pelo sistema climático é absorvida pela superfície. Conseqüentemente, não é possível explicar o comportamento da atmosfera sem entender apropriadamente os mecanismos que convertem a radiação solar absorvida na superfície em armazenamento local de calor, resfriamento associado com a radiação de onda longa e a liberação de calor latente e sensível. Outrossim, como a liberação de calor latente está diretamente associada à transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, torna-se essencial caracterizar esta superfície para que se possa estimar este fluxo com a acurácia exigida (Verstraete, 1987).

Outra razão para se dar particular atenção aos processos superficiais nos modelos atmosféricos está no fato de que a parte principal da biosfera encontra-se numa estreita camada da superfície, na base da atmosfera. Esta parte da biosfera desempenha um importante papel em muitos ciclos biogeoquímicos, que podem afetar a composição química da atmosfera e, portanto, o clima. A produção e transporte de poluentes atmosféricos a partir das várias atividades humanas é um dos aspectos dessa questão. Outros processos naturais também contribuem para a modificação das propriedades radiativas da atmosfera, como por exemplo a maioria dos aerossóis que procedem da superfície (Dickinson, 1983). Resumindo, o limite inferior da atmosfera representa um sumidouro de momentum; uma fonte ou

sumidouro de água, de outras espécies químicas e aerossóis e uma fonte de energia para a atmosfera.

A contribuição das superfícies continentais para a dinâmica dos sistemas atmosféricos, e os problemas específicos associados à inclusão dos processos de superfície, são discutidos a partir de resultados preliminares obtidos com modelos numéricos atmosféricos, que incluem uma superfície mais detalhada. A distribuição das regiões de aquecimento e de resfriamento representa o mecanismo real que dirige as circulações global e local na atmosfera. Estas circulações são afetadas por processos físicos que ocorrem na atmosfera e no limite com a superfície adjacente. Portanto, os modelos são desenvolvidos para descrever as trocas entre a superfície e a atmosfera em mesoescala e em escala global.

2.1 - PROCESSOS DE SUPERFÍCIE EM MODELOS DE MESOESCALA

Nos modelos atmosféricos, a superfície terrestre é o único limite que tem uma significância física. Além disso, são os gradientes diferenciais das variáveis dependentes ao longo desta superfície os geradores de muitas das circulações de mesoescala (isto é, sistemas de mesoescala induzidos pelo terreno) tais como as brisas marítimas e terrestres, os ventos vale-montanha, as circulações urbanas e o escoamento forçado sobre terreno rugoso. Estes gradientes influenciam outros escoamentos de mesoescala (ou seja, sistemas de mesoescala sinoticamente induzidos) tais como as linhas de instabilidade, deslocamento de aglomerados de nuvens e furacões. Estas circulações e escoamentos foram detalhadamente revisados por Pielke (1984). Outrossim, as variações temporais neste limite inferior podem provocar mudanças climáticas como, por exemplo, a desertificação (Idso, 1981).

De todos os fenômenos de mesoescala induzidos pelas propriedades da superfície, aquele mais estudado é a brisa marítima, tanto do ponto de vista observacional quanto teórico. A série completa de processos físicos que controlam ou afetam estas brisas pode ser estudada em detalhes com modelos atmosféricos, uma vez que eles são desenvolvidos para representar tais condições superficiais. Uma das primeiras simulações da brisa marítima foi efetuada através de um modelo tri-dimensional originalmente desenvolvido por Pielke (1974) e refinado posteriormente por Mahrer e Pielke (1978), McNider e Pielke (1981), Mahrer (1984) e Segal et al. (1988). Informações detalhadas sobre as características do modelo ou dos valores dos diferentes parâmetros podem ser encontradas em Segal et al. (1988).

O papel crucial das propriedades superficiais na determinação das brisas marítimas e outras circulações de mesoescala termicamente induzidas foi estabelecido e extensivamente documentado por McCumber e Pielke (1981), Ookouchi et al. (1984), Mahfouf et al. (1987), Segal et al. (1988), Avissar e Mahrer (1988a) e Avissar e Pielke (1989), entre outros.

2.2 - PROCESSOS DE SUPERFÍCIE EM MODELOS DE CIRCULAÇÃO GERAL

Os GCMs são ferramentas sofisticadas que dão uma representação tri-dimensional mais completa da atmosfera. Solucionam as equações de conservação de momentum, massa e energia para uma parcela de ar e incluem, de forma mais ou menos complexa, os principais processos físicos da atmosfera, isto é, a transferência radiativa, a formação de nuvens e a precipitação, assim como a física na camada limite e na superfície.

As modificações em larga-escala das superfícies continentais têm sido amplamente documentadas. Nos últimos séculos, a rápida expansão da agricultura tem resultado em drásticas variações na cobertura vegetativa sobre grandes extensões. O desflorestamento e a desertificação são dois exemplos de tais mudanças aceleradas. A rápida urbanização gera largas ilhas de calor sobre áreas populadas (Carlson e Boland, 1978) e a liberação de poluentes modifica a composição química da atmosfera, especialmente próximo à superfície, no caso de compostos de vida curta.

Um experimento numérico para estudar o papel dos processos superficiais na determinação do tempo e do clima foi efetuado por Shukla e Mintz (1982), usando um GCM atmosférico do Laboratório Goddard para Ciências Atmosféricas. Neste estudo, tratou-se a superfície terrestre como sendo completamente saturada no "caso úmido" e completamente seca no "caso seco", resultando simulações com significativas diferenças nos padrões de precipitação, temperatura e pressão à superfície. Frequentemente, estas especificações extremas não são fisicamente realísticas, porém tais estudos servem para ilustrar que os processos superficiais podem afetar de modo significativo a circulação atmosférica.

Mintz (1984) revisou onze diferentes experimentos de sensibilidade que foram efetuados com GCMs para estudar a influência das condições de contorno da superfície terrestre nos campos de precipitação, temperatura e movimento da atmosfera. Num primeiro grupo de experimentos (Shukla e Mintz, 1982; Miyakoda e Strikler, 1981; Charney et al., 1977; Sud e Fennessy, 1982), as variações das umidades do solo ou dos albedos foram prescritas como condições de contorno invariantes no tempo. No segundo grupo (Walker e Rowntree, 1977; Charney et al.,

1977; Yeh et al., 1984), as diferentes unidades do solo ou os albedos foram inicialmente prescritos, e a unidade do solo (mas não o albedo) variou com o tempo. Finalmente, no terceiro grupo (Manabe et al., 1974) compararam-se os resultados de unidades constantes versus dependentes do tempo. Todos esses experimentos mostraram que a atmosfera no modelo é sensível às características da superfície e que as variações na disponibilidade de água à superfície terrestre, ou no albedo, produzem grandes mudanças no clima simulado numericamente.

Outros experimentos numéricos foram efetuados com GCMs para estudar o impacto das superfícies terrestres sobre o clima global. Por exemplo, Sud e Smith (1985 a, b) e Sud et al. (1988) estudaram a influência da rugosidade da superfície sobre a dinâmica da atmosfera. Dickinson e Henderson-Sellers (1988), Henderson-Sellers et al. (1988) e Sellers et al. (1989) simularam o desflorestamento tropical e discutiram a importância da representação acurada da vegetação em modelagem do clima global. Esses experimentos auxiliaram na determinação da importância dos processos de superfície nas simulações do clima em escala global e regional; porém, suas resoluções ainda não descrevem adequadamente as forçantes de mesoescala.

2.3 - PARAMETRIZAÇÃO DOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE

Representar realisticamente os processos físicos na superfície pode ser crítico quando se deseja explicar e prever o comportamento da atmosfera. A seguir, revisa-se como as dificuldades teóricas estão sendo tratadas nos GCMs e os problemas específicos que surgem no contexto dos modelos de mesoescala.

Uma das principais dificuldades em representar os processos superficiais nos modelos

atmosféricos discretizados relaciona-se com o número e complexidade dos processos envolvidos: o albedo de um solo depende do seu conteúdo de umidade, que por sua vez varia tanto como uma função do "input" atmosférico (precipitação), quanto dos processos hidrológicos do solo (infiltração, escoamento superficial e sub-superficial) e da taxa de evaporação (Verstraete e Dickinson, 1986). Outrossim, a evapotranspiração depende da disponibilidade de água na superfície, do gradiente de umidade entre a superfície e a atmosfera, e do perfil de vento. Com a presença de vegetação, o sistema fica mais complexo devido à transpiração das plantas, a qual geralmente constitui a parte mais significativa da evapotranspiração total, e é afetada pelo tipo e fisiologia das plantas. O dossel também modifica a rugosidade da superfície e, portanto, influencia o padrão do vento e os fluxos turbulentos de calor e umidade.

Outro tipo de dificuldade resulta das diferentes escalas em que os processos relevantes ocorrem. Segundo Verstraete e Dickinson (1986), os processos atmosféricos em larga-escala estão associados a escalas temporais longas, enquanto os processos biológicos ocorrem em escalas espaciais menores. Em adição a este problema fundamental, a resolução espacial dos modelos atmosféricos ou seja, a distância entre dois pontos consecutivos de grade, também é maior que a escala espacial característica dos processos superficiais. As heterogeneidades das superfícies continentais podem, por exemplo, ser observadas em mapas de solo, de vegetação e da orografia.

Como os fluxos de massa, momentum e energia entre a superfície e a atmosfera dependem da natureza, estrutura, composição e evolução da superfície, o ideal seria representar estes processos complexos nas escalas

espaciais e temporais em que eles ocorrem. Contudo, isto não é feito devido ao custo computacional envolvido e a enorme quantidade de dados que necessitam ser processados em cada simulação, sem mencionar o problema da inicialização destes modelos detalhados. Por outro lado, nem sempre faz-se necessário incluir cada detalhe da superfície para a previsão do comportamento geral da atmosfera. Portanto, por razões práticas, pode-se aproximar as contribuições variáveis para os fluxos superficiais em termos de processos de larga-escala que possam ser descritos explicitamente no modelo: os processos em pequena escala devem ser "parametrizados" em termos de variáveis que descrevam os processos em larga-escala.

A parametrização dos processos de superfície nos modelos atmosféricos evoluiu desde uma simples prescrição da temperatura potencial da superfície como uma função periódica de aquecimento (por exemplo, Kuo, 1968; Neumann e Mahrer, 1971; Pielke, 1974; Mahrer e Pielke, 1976) até formulações mais realísticas com base na solução de equações de troca de energia aplicadas à superfície do solo e, quando presentes, às camadas de vegetação (como por exemplo, Physick, 1976; Mahrer e Pielke, 1977; Estoque e Gross, 1981; McCumber e Pielke, 1981; Ookouchi et al., 1984; Mahfouf et al., 1987; Avissar e Mahrer, 1988a; Segal et al., 1988; Avissar e Pielke, 1989; Naot e Mahrer, 1989; Acs et al., 1991; entre muitos outros). Embora sejam simples de se aplicar, as primeiras parametrizações inferem um reservatório infinito de calor, não permitindo interação entre a atmosfera e a temperatura da superfície e não estabelecendo qualquer informação sobre a transferência de umidade à superfície, permitindo tão somente testar a capacidade dos modelos atmosféricos em simular as variações diárias das temperaturas da superfície. Para os demais casos, parametrizações mais sofisticadas e realísticas são necessárias, passando-se a discuti-las a seguir.

2.3.1 - SUPERFÍCIES DE SOLO NU

Na ausência de vegetação, as condições na superfície podem ser descritas considerando-se um albedo, uma emissividade, um parâmetro de rugosidade, um conteúdo de umidade no solo e uma condutibilidade térmica no solo. Estes parâmetros controlam a absorção da radiação solar, a emissão da radiação térmica, a transferência de momentum e, portanto, as trocas de calor e umidade entre a atmosfera e a superfície (Carson, 1982).

Numa primeira aproximação, a emissividade das superfícies do solo é alta (0,9) e varia pouco; entretanto, o albedo do solo depende da umidade. Como não há uma teoria geral para a previsão do albedo em função da umidade do solo, conta-se com relações empíricas que, por necessidade, foram derivadas para tal e aplicam-se somente para condições locais específicas (Dickinson, 1983).

De modo similar, a rugosidade da superfície foi descrita para superfícies e escoamentos de ar idealizados. O perfil do vento logarítmico, por exemplo, usa dois parâmetros, o comprimento de rugosidade e a altura de deslocamento, que representam com precisão o perfil vertical do vento horizontal nos primeiros 10 m da atmosfera. Observações próximas à superfície mostram que o vento horizontal aumenta com a altura (Brutsaert, 1982); porém, o perfil do vento logarítmico pode apenas ser considerado uma aproximação conveniente para a maioria das condições do mundo real.

Parâmetros adicionais sobre o estado do ar acima da superfície, como a massa específica e a capacidade calorífica atmosféricas, permitem calcular os fluxos de calor sensível e latente da superfície para a atmosfera, os

quais resultam das trocas turbulentas entre esta superfície e o fluido sobrejacente. É comum, neste contexto, expressar uma variável qualquer ϕ de um escoamento turbulento como a soma de seu valor médio $\langle\phi\rangle$ (valor esperado, igual à média temporal, conforme a hipótese ergódica) e uma flutuação instantânea ϕ' , isto é, $\phi = \langle\phi\rangle + \phi'$. Com estas notações, o fluxo de calor sensível na atmosfera pode ser descrito como $\rho C_p \langle w'\theta' \rangle$, onde ρ e C_p são a massa específica e o calor específico do ar à pressão constante, respectivamente; w' representa um desvio na componente vertical do vento; θ' representa um desvio no campo de temperatura potencial no mesmo local e tempo e os colchetes representam a média sobre algum período conveniente de tempo. Esta relação expressa a ocorrência de uma transferência líquida de calor sensível ascendente, se e quando existir uma correlação positiva entre os desvios da velocidade vertical do vento e do campo de temperatura potencial (Brutsaert, 1982).

O fluxo de calor latente, que se relaciona diretamente com o fluxo de vapor d'água da superfície para a atmosfera, pode ser similarmente descrito por $L \langle w'q' \rangle$, onde L é o calor latente de vaporização e q' é um desvio a partir do campo médio da umidade específica. Estas formulações são denominadas representações de fechamento de primeira-ordem, pois as correlações em escala de sub-grade são especificadas como funções de uma ou mais variáveis médias dependentes do volume da grade (Brutsaert, 1982). Businger et al. (1971) propuseram uma parametrização de primeira-ordem para os fluxos de calor na camada da superfície atmosférica com base em observações efetuadas sobre superfícies homogêneas. Esta parametrização foi adotada por muitos modeladores (entre eles, Pielke e Mahrer, 1975; Mahfouf et al., 1987; Avissar e Mahrer, 1988a e Avissar e Pielke, 1989) e descrita em detalhes por Pielke (1984), entre outros. Louis (1979) sugeriu algumas

modificações para esta parametrização, a fim de simplificar sua solução numérica e economizar tempo de computação.

Quando equações explícitas são desenvolvidas para os fluxos (as quais incluem termos de correlação tripla, envolvendo variáveis em escala de sub-grade que devem ser representadas em função dos termos de correlação dupla, ou variáveis médias dependentes, ou ambos), diz-se que a representação denomina-se fechamento de segunda-ordem. Zeman (1981), Mellor e Yamada (1982), Yamada (1985) e Wichmann e Schaller (1986) derivaram tais equações de segunda-ordem. Mellor e Yamada (1974) discutiram os diferentes níveis de complexidade usando várias simplificações destas representações explícitas dos fluxos em escala de sub-grade, enquanto Yamada (1979a) efetuou uma análise da camada limite planetária usando a formulação de Mellor e Yamada (1974) em apenas um nível. Além destes, Libersky (1980) efetuou um sumário efetivo das aproximações vigentes para os termos nos modelos de fechamento de segunda-ordem e Yamada (1979b) e Burk (1981) providenciaram exemplos de simulações usando tais modelos. Embora esta aproximação fosse teoricamente mais satisfatória, apesar de dispendiosa e do grande número de graus de liberdade, ela não melhorou as simulações da evolução das variáveis dependentes na camada limite planetária quando comparadas com aquelas obtidas utilizando-se as representações de primeira-ordem (Pielke, 1984).

A transferência de calor no solo por condução é um processo complexo, não somente pela grande variedade de partículas no solo, mas também por sua complicada estrutura. A condutibilidade térmica depende de um número de fatores que incluem a condutibilidade das partículas individuais do solo, da forma destas, da compactação do solo (medida pela porosidade) e da umidade. A condutibilidade do solo varia com o seu conteúdo de água:

quando o solo está seco, a superfície de contacto entre suas partículas é pequena; porém, quando o solo torna-se úmido, forma-se uma película de água ao redor de cada partícula e o calor pode ser transferido através da água quando essas partículas imergem (Mahfouf e Noilhan, 1991). Alguns valores típicos das propriedades térmicas do solo foram dados por De Vries (1975) e uma série mais extensiva foi dada por Pielke (1984). Para uma extensão menor, o calor também pode ser transferido no solo através da percolação da água, pela mudança de fase da água e por radiação.

A capacidade calorífica do solo, sua densidade volumétrica e a condutibilidade térmica variam de acordo com a quantidade de água nele presente. De Vries (1963) propôs um método para avaliar estas propriedades térmicas como função da textura e do conteúdo de água no solo. Este procedimento tem sido usado em vários modelos, incluindo aqueles de Avissar e Mahrer (1986, 1988a). Contudo, a maioria dos modelos existentes utiliza relações empíricas mais simples, como a de Al Nakshabandi e Kohnke, de 1965, citada em Mahfouf e Noilhan (1991).

Os primeiros modelos atmosféricos usavam métodos mais simples e menos confiáveis. Por exemplo, o fluxo de calor no solo era freqüentemente ignorado (Manabe et al., 1974; Gates, 1975). Com base em um estudo de Sasamori (1970), que simulou um período de medidas, Kasahara e Washington (1971) assumiram que o fluxo de calor no solo era um terço do fluxo de calor sensível na atmosfera. Nickerson e Smiley (1975) assumiram que o fluxo de calor no solo era proporcional à radiação líquida, com uma constante de proporcionalidade igual a -0,19 e um fluxo radiativo líquido descendente; e -0,32 com um fluxo ascendente. Entretanto, como salientado por Deardorff (1978a), desde que o fluxo negativo de calor no solo

iguale-se à soma de todos os fluxos atmosféricos (como estabelecido pela equação de troca de energia na superfície), qualquer suposição de que seja proporcional a um componente particular, ou a uma série parcial de tais componentes, não pode ser considerada regra geral. Atualmente, os modelos incluem processos mais detalhados no solo chegando a considerar, por exemplo, duas ou mais camadas de solo (Pan e Mahrt, 1987; Novac, 1991); não obstante, estas representações não incorporam todas as informações já conhecidas sobre os solos.

Como salientado, o fluxo de calor latente relaciona-se diretamente à taxa de evaporação na superfície. Avaliar corretamente a disponibilidade de água na superfície do solo é essencial para o cálculo dos fluxos de calor à superfície e para a caracterização apropriada da camada limite planetária. Esta característica tem sido enfatizada em alguns estudos experimentais e numéricos, entre eles os de Sasamori (1970); Zdunkowski et al. (1975); Deardorff (1978a); Carlson e Boland (1978); Zhang e Anthes (1982); Carlson et al. (1983); Ookouchi et al. (1984); Stathers et al. (1988); Segal et al. (1988); Wetzal e Chang (1988), Jacquemin e Noilhan (1990); Kondo et al. (1990), Brutsaert e Sugita (1991) e Novak (1991).

Quanto à parametrização do ciclo hidrológico nos modelos atmosféricos, o primeiro esquema numérico foi introduzido por Manabe em 1969 e conhecido como modelo de balde ("bucket model") (Henderson-Sellers et al., 1988). Neste modelo, o solo apresenta uma capacidade de saturação de água de 15 cm. O balde é preenchido com água quando a precipitação excede a evaporação e, após completar seu volume, o excedente constitui o escoamento. A evaporação ocorre em sua taxa potencial quando o solo está em, ou próximo da saturação. Quando a umidade do solo atinge um valor crítico (capacidade de campo, em que a profundidade

da coluna de água no solo mantém-se após a rápida drenagem inicial a partir de condições saturadas), a evaporação é considerada proporcional à evaporação potencial (Holloway Jr e Manabe, 1971) e o fator de proporcionalidade igual à razão entre a umidade real e o conteúdo crítico de umidade no solo.

A base empírica necessária à parametrização descrita acima consiste em dados médios diários; portanto, este esquema é útil aos GCMs que utilizam o aquecimento solar (média diária). Entretanto, não é apropriado aos modelos atmosféricos que incorporam o ciclo diário da radiação solar à superfície (Henderson-Sellers et al., 1988). Além disso, como um alto conteúdo de água no solo não implica necessariamente que a água está disponível para a evaporação, torna-se importante descrever o movimento da água no solo, de acordo com suas propriedades hidráulicas. Resulta assim uma equação diferencial parcial parabólica, que exige a especificação de uma condutibilidade hidráulica, como mostram Philip e De Vries (1957). Esta condutibilidade varia por muitas ordens de magnitude, razão pela qual parametrizações mais simples para as propriedades hidráulicas do solo foram derivadas por Mualem (1976, 1978), Clapp e Hornberger (1978), Cosby et al. (1984) e Abramopoulos et al. (1988), entre outros. Uma vez que a umidade no solo influencia a condução de calor, e como a temperatura afeta o movimento de umidade no solo (ainda que numa extensão menor), ambos processos devem ser descritos conjuntamente e as equações correspondentes solucionadas simultaneamente.

As parametrizações simultâneas dos transportes de calor e de água foram introduzidas nos modelos de mesoescala por McCumber e Pielke (1981) e Mahfouf et al. (1987), que definiram 13 sub-camadas para representar o solo até a profundidade de 1 m. Com esquemas

avançados, mostraram que o desenvolvimento da camada limite é sensível à disponibilidade de umidade na superfície; portanto, os modelos devem incluir uma previsão acurada da umidade no solo, já que é esta a característica do solo que determina principalmente a intensidade dos fluxos de calor para a atmosfera. Nos GCMs, as parametrizações de Deardorff (1977) e de Hansen et al. (1983) são as mais utilizadas, pois economizam tempo de computação. Ambos utilizam duas camadas de solo, com a inferior servindo de reservatório de calor e/ou água. A camada inferior tem uma espessura de aproximadamente 0,5 m, enquanto a superior geralmente é de poucos milímetros ou centímetros. Henderson-Sellers e Gornitz (1984) utilizaram o modelo de Hansen et al. (1983) para examinar os efeitos do desmatamento tropical sobre o clima, já que a baixa resolução espacial deste modelo permite a inclusão de um número de parâmetros, como por exemplo, o transporte no oceano, considerado vital para a simulação do clima em um período mais longo que 1-2 anos.

2.3.2 - SUPERFÍCIES VEGETADAS

A presença de vegetação afeta e, muitas vezes controla, os fluxos de momentum, de massa e de energia à superfície, o que dificulta a estimativa destes fluxos, devido ao número e complexidade dos processos que ocorrem nos organismos vivos. A reflectância das folhas, na parte visível do espectro, é muito menor que aquela da maioria das superfícies do solo, enquanto a reflectância na região do infravermelho próximo geralmente é maior. Uma vez que cada uma destas regiões espectrais abrange aproximadamente a metade da energia solar total, deve-se considerar sua contribuição individual na presença de vegetação (Weiss e Norman, 1985). A transpiração das plantas pode do mesmo modo, e em muitos casos, exceder a taxa de evaporação do solo, o que afeta diretamente a temperatura do dossel. A variação da altura, estrutura e fisiologia das plantas

altera a rugosidade da superfície de diferentes modos, modificando o transporte turbulento de calor e de água durante o ciclo sazonal. Além disto, a vegetação também afeta os fluxos de importantes gases traços na atmosfera, através de complexos processos bioquímicos (Baldocchi et al., 1991).

No que concerne ao controle da evapotranspiração pelas plantas, diversas escalas e maneiras de consideração são utilizados. Assim, os pesquisadores interessados em climatologia regional ou métodos de sensoriamento remoto, expressam a resistência estomática deterministicamente; suas formulações relacionam empiricamente a resistência estomática da cobertura vegetal com parâmetros ambientais mensuráveis (como a umidade do solo e o déficit de pressão de vapor), utilizando funções arbitrárias ou através da equação de Penman-Monteith. Eles preocupam-se com os problemas da evapotranspiração regional, mais precisamente, com os métodos de escalonamento dos fluxos e das resistências a partir da folha para o dossel e, então, para uma região. Por outro lado, os especialistas em plantas não têm grande interesse em problemas de evapotranspiração regional ou nos "feedbacks" no nível do dossel; seus objetivos concentram-se nos mecanismos fundamentais no nível da planta e no desenvolvimento de aproximações mecanísticas (mais fisiológicas), isto é, na determinação da resistência como função da taxa de assimiliação do carbono e da fotossíntese (Stewart, 1988). Finalmente, há consenso de que os modelos determinísticos que não consideram a taxa de assimilação ou fotossíntese são úteis no cálculo da evapotranspiração no nível do dossel (Carlson, 1991).

Devido às complexidades mencionadas acima, só recentemente incluiu-se a cobertura vegetal nos modelos de mesoescala. McCumber et al. (1981) utilizaram uma

superfície interativa solo-vegetação em um modelo atmosférico, para avaliar, entre outros aspectos, o efeito da vegetação sobre o desenvolvimento da brisa marítima de verão no sul da Flórida. Este estudo mostrou que circulações significativas em mesoescala podem ser induzidas por variações horizontais suaves no caráter e tipo de cobertura vegetativa. Garrett (1982) incluiu um módulo de vegetação em seu modelo, enquanto estudava as interações entre nuvens convectivas, a camada limite convectiva e superfícies florestadas. As circulações do ar na atmosfera inferior foram estudadas por Yamada (1982), que também incorporou a vegetação em seu modelo de camada limite planetária. Anthes (1984) fez uma avaliação do contraste térmico acelerado gerado pela justaposição de superfícies nuas e vegetadas em latitudes subtropicais. Avissar e Mahrer (1988a, b) mostraram a importância dos diferentes tipos de vegetação sobre o desenvolvimento e modificação de pequenas circulações locais durante eventos de geadas radiativas. Mahfouf et al. (1987) estudaram a influência do solo e da vegetação sobre o desenvolvimento de circulações de mesoescala, e confirmaram que a justaposição de uma área vegetada e bem transpirante com uma superfície seca e nua pode gerar circulações tão fortes quanto as brisas marítimas. Um estudo mais completo, sobre as interações entre a vegetação e as circulações de mesoescala, foi apresentado por Segal et al. (1988), que analisaram a influência de várias coberturas e densidades de plantas sobre diferentes características de mesoescala, tais como os escoamentos ascendentes induzidos termicamente e as brisas marítimas, assim como a geração de circulações induzidas pela justaposição de áreas vegetadas com superfícies secas e nuas. Parte de seus resultados foram verificados com observações e temperaturas infravermelhas da superfície obtidas a partir do satélite GOES. Avissar e Pielke (1989) estudaram como a combinação de uma área vegetada e morros ou cordilheiras em pequena escala, sob

várias orientações, podem afetar a circulação em mesoescala.

A interceptação das chuvas pelos dosséis vegetativos também tem sido modelada utilizando-se parametrizações dos processos na superfície. Recentemente, os esquemas de parametrizações têm sido desenvolvidos para reduzir o número de parâmetros a serem prescritos tanto quanto possível, mas tentando preservar a física que controla as trocas de energia e água na interface solo-vegetação-atmosfera (Wetzel e Chang, 1988; Noilhan e Planton, 1989; Mahfouf e Jacquemin, 1989; Mahfouf, 1990, 1991).

Os esquemas de fechamento de primeira ordem e de ordens superiores são geralmente aplicados para a determinação do microclima do dossel. Os modelos de primeira-ordem ("teoria-K") supõem que a transferência turbulenta dentro de um dossel é análoga à difusão molecular. O fluxo turbulento é igual ao produto do gradiente vertical da razão de mistura escalar com uma difusividade turbulenta (Waggoner, 1975). A teoria-K é válida se as escalas de comprimento da turbulência forem menores que aquelas associadas à curvatura do perfil da razão de mistura média (Corrsin, 1974). As teorias-K geralmente não representam os processos de troca dentro dos dosséis das plantas, pois esta troca turbulenta é dominada por eventos intermitentes de larga escala (Baldocchi e Meyers, 1988b) que dão origem à transferência contra-gradiente (Denmead e Bradley, 1985; Baldocchi e Meyers, 1988a). Os modelos de fechamento de ordens superiores introduzem equações de troca para os momentos de segunda-ordem, os quais incluem as covariâncias turbulentas para a transferência de momentum e de massa e os termos de variância de velocidade, sendo que estes últimos constituem os componentes da energia cinética turbulenta (Wilson e

Shaw, 1977; Meyers e Paw U, 1987, Wilson, 1988). Alguns testes mostraram que os modelos de fechamento de ordens superiores podem simular satisfatoriamente o microclima em cultivos de soja, milho, trigo, etc (Meyers e Paw U, 1986; Meyers e Paw U, 1987). A vantagem dos modelos de ordens superiores está na habilidade em simular o transporte contra-gradiente dentro dos dosséis (Wilson e Shaw, 1977); por outro lado, eles são limitados pela validade de certas suposições usadas no fechamento do sistema de equações e na quantificação dos termos que relacionam as interações pressão-velocidade, a dissipação de energia cinética turbulenta e a força de arrasto no dossel (Deardorff 1978b; Shaw e Seginer, 1987).

A incorporação dos processos superficiais e, em particular, da vegetação nos GCMs foi revisada por Verstraete e Dickinson (1986). O balanço de energia e de umidade, incluindo os processos de vegetação, tem sido tratado por dois modelos, especificamente desenvolvidos para considerar os esquemas na superfície. Com estes modelos, referidos como BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) e SiB (Simple Biospheric Model), pode-se representar um grande intervalo de sistemas acoplados solo-vegetação, através da seleção apropriada de classes que descrevem o solo e a cobertura da superfície. O BATS inclui uma classificação completa de tipos de vegetação (Wilson et al., 1987) em adição às parametrizações do solo. Ambos generalizam as formulações da transferência aerodinâmica, usadas nos GCMs, para a obtenção de múltiplas superfícies, ou seja, dossel e solo, que são separadas no balanço de energia. Para descrever a transferência de calor e de umidade para as múltiplas superfícies, calculam-se as resistências adicionais com base na estrutura e biofisiologia dos dosséis (Sellers et al., 1986; Sato et al., 1989). Rocha (1992), calibrou o SiB (com 18 níveis na vertical) para uma região de pastagem na Amazônia,

mostrando que este modelo representa satisfatoriamente as condições de superfície encontradas na pastagem, particularmente quando a vegetação está sob condições de estresse hídrico.

Dickinson e Henderson-Sellers (1988) e Henderson-Sellers et al. (1988) simularam os efeitos do desmatamento tropical sobre o clima global, considerando uma integração para um período de 13 meses e, assumindo a substituição de toda a floresta tropical amazônica por pastagem, o modelo respondeu aos efeitos hidrológicos e de temperatura à superfície tanto em escala regional quanto local. Uma redução na interceptação da precipitação pela cobertura vegetativa e um decréscimo na evaporação do dossel geraram aumentos no escoamento e nas temperaturas da superfície. Contudo, não se verificou nenhum efeito global significativo com este experimento. Entretanto, Lean e Warrilow (1989), simulando um tempo mais longo (3 anos), e considerando mudanças nas características da superfície similares àsquelas de Dickinson e Henderson-Sellers (1988), obtiveram, em resposta ao desmatamento, reduções estatisticamente significativas na precipitação. Uma resposta similar foi obtida por Shukla et al. (1990) com uma simulação de 1 ano. Entretanto, torna-se difícil, a partir desses experimentos com mudanças em alguns dos parâmetros da superfície, identificar e analisar o impacto de qualquer um destes parâmetros. Finalmente, Mylne e Rowntree (1992) utilizaram um GCM com 11 camadas, para simular como algumas áreas de florestas tropicais chuvosas respondem a um aumento no albedo, obtendo resultados qualitativamente similares àqueles encontrados em outros estudos.

Como se pode ver acima, não é possível incluir nos modelos atmosféricos todos os processos biofísicos e bioquímicos que afetam a cobertura vegetativa ou o clima. Isto deve-se à complexidade das interações, à

enorme quantidade de dados exigidos para inicializar ou validar os modelos detalhados e o custo computacional envolvido. Ao mesmo tempo, os esquemas de modelagem disponíveis, e suas resoluções, não representam adequadamente os processos superficiais com um bom grau de confiança. Dickinson et al. (1991) discutiram estes problemas e sugeriram, para tratar estas dificuldades, o desenvolvimento de modelos atmosféricos de resolução horizontal inferior, que tenham alta resolução vertical junto à superfície. Procura-se, assim, formular parametrizações simples para efeitos essenciais dos dosséis sobre as variáveis e parâmetros que afetam o clima.

Entretanto, o efeito da vegetação sobre o clima não pode ser descrito por uma pequena perturbação sobre a situação de solo nu. Outrossim, como a cobertura vegetativa também evolui no tempo, deve-se considerar a vegetação em uma ou mais camadas verticais no modelo. Com a exceção de Yamada (1982), Chen (1984), Choudhury e Monteith (1988), que sugeriram uma representação para o dossel, através de múltiplas camadas, as parametrizações que têm sido incorporadas nos modelos atmosféricos baseiam-se no conceito de "folhas grandes" introduzido por Deardorff (1978a).

No esquema de Deardorff representa-se a vegetação como uma camada simples e com capacidade calorífica desprezível. Sua densidade caracteriza-se por um parâmetro de cobertura na superfície σ_f , que é a área fracionária sobre a qual a folhagem impede a penetração da radiação de onda curta que alcança a superfície. Logo, σ_f varia de 0 (solo nu) a 1 (cobertura completa). Geiger (1965) e Deardorff (1978a) estimaram σ_f para vários tipos de vegetação, altura de dosséis e estações do ano. Este parâmetro é interpretado como a percentagem de vegetação

densa sobre cada área da grade (Mahfouf et al., 1987; Avissar e Mahrer, 1988a; Avissar e Pielke, 1989).

Com esta parametrização, os fluxos de energia na superfície (sensível e latente) são calculados a partir de duas equações de troca de energia, uma para a camada de vegetação e outra para a superfície do solo, podendo a superfície ser parcialmente nua e parcialmente coberta por vegetação. Desde que nenhum armazenamento de calor seja permitido na camada do dossel, a energia radiativa líquida absorvida pelo dossel das plantas é liberada de volta para a atmosfera como calor sensível e latente.

Quando o solo é coberto por um denso dossel, torna-se essencial parametrizar acuradamente a condutância (ou resistência) deste dossel, visto que esta função controla a razão de Bowen (i. e., a razão entre os fluxos de calor sensível e calor latente à superfície) e, portanto, as características de toda a camada limite planetária.

Muitos autores (por exemplo, Russel, 1980; Jarvis e Morison, 1981; Farquhar e Sharkey, 1982; Kaufmann, 1982; Roberts et al., 1984; Avissar et al., 1985, Schulze, 1986; Smith et al., 1988; Turner, 1991) demonstraram empiricamente que o mecanismo estomático é sensível à radiação solar, à concentração do dióxido de carbono, à temperatura da folha, à diferença de pressão entre a folha e o ar ambiente e ao potencial de água na zona da raiz que, por sua vez, afeta o potencial de água na folha. Em adição, os estômatos são aparentemente afetados pela idade da folha (Jarvis e Mansfield, 1981; Schulze, 1986). Como a resposta à variação ambiental é relativamente rápida (Squire e Black, 1981), necessita-se então de uma descrição completa de seus mecanismos, mesmo para simulações com termos muito pequenos.

Aparentemente, de acordo com Avissar e Pielke (1991), há seis diferentes parametrizações para a condutância/resistência estomática, para aplicação em modelos numéricos da atmosfera. Estas foram sugeridas por Jarvis em 1976 (veja Jarvis, 1981), Deardorff (1978), Federer (1979), Avissar et al. (1985), Dickinson et al. em 1986 (veja Dickinson e Henderson-Sellers, 1988) e Noilhan e Planton (1989). Na formulação de Avissar et al. (1985), a condutância estomática real é igual à razão que tem como numerador a soma da condutância mínima mais o produto de fatores estressantes pela diferença entre a condutância máxima menos a condutância mínima e, como denominador, a condutância máxima; os fatores estressantes são devidos à radiação, ao vapor d'água, à temperatura, ao dióxido de carbono e ao potencial da água na região da raiz. As outras formulações também descrevem a resistência estomática como um produto entre termos de estresses. Uma comparação e descrição detalhada destas formulações é dada por Avissar e Pielke (1991). Um modelo para a resistência estomática, especificamente detalhado para utilização em modelos de camada limite atmosférica, foi proposto por Lynn e Carlson (1990). Neste modelo a resistência é expressa como o produto entre as funções lineares descontínuas do potencial de água na folha e o fluxo solar; o déficit da pressão de vapor é indiretamente incluído considerando-se um gradiente de potencial de água na folha entre a superfície e o interior desta. Este modelo é capaz de simular um centro de transpiração que, por sua vez, pode ocorrer devido à alta demanda atmosférica e/ou uma limitação na água do solo.

É importante salientar que quando estas parametrizações são aplicadas nos modelos atmosféricos, assume-se um único valor para representar a resistência/condutância estomática em todo o dossel.

2.3.3 - SUPERFÍCIES HETEROGÊNEAS

As parametrizações para as superfícies, descritas anteriormente, assumem que as propriedades do solo e da vegetação são horizontalmente homogêneas dentro de cada célula de grade do modelo. Tanto nas escalas dos modelos de mesoescala quanto nos GCMs, a disponibilidade de água à superfície da Terra (e conseqüentemente a razão de Bowen) varia fortemente, devido aos diferentes tipos de solo, conteúdo de água, espécies e densidades de plantas, topografia, profundidade do nível do lençol de água, quantidade de precipitação, entre outros.

De modo geral, a heterogeneidade aumenta com a escala horizontal do domínio de interesse (Wetzel e Chang, 1988; Avissar e Pielke, 1989), embora sejam encontradas heterogeneidades mesmo em escalas menores (de poucos metros). Mahrer e Avissar (1985), mostraram em um estudo micrometeorológico experimental e numérico que diferenças de temperatura da ordem de 10 K podem ocorrer entre as inclinações com faces para o norte e para o sul em pequenos sulcos produzidos por cultivos agrícolas; mostraram ainda que, enquanto nas inclinações com face para o sul os sulcos secam rapidamente, na face norte os mesmos permanecem úmidos (Hemisfério Norte). Conseqüentemente, pode-se esperar maiores gradientes entre as inclinações com características topográficas mais largas e com a mesma inclinação, desde que não haja difusão significativa entre tais inclinações, em contraste aos pequenos sulcos. Wetzel e Chang (1988) salientaram que, em modelos de previsão numérica de tempo com espaçamento de grade de 100 km ou mais, a variabilidade esperada para a umidade do solo, em uma escala de sub-grade, pode ser tão grande quanto a quantidade de água potencialmente disponível no solo.

De fato, o microambiente de cada folha no dossel é um tanto diferente daquele de outras folhas do mesmo dossel, além de variar no tempo. Isto deve-se à inclinação e ao sombreamento das diferentes folhas que, como uma consequência, absorvem diferentes quantidades de radiação solar e, portanto, apresentam diferentes temperaturas, umidades e trocas caloríficas (sensível e latente) com o ar ambiente. Em adição, o vento modifica constantemente estes parâmetros. Outrossim, as plantas mudam a orientação de suas folhas em resposta a pelo menos três tipos de estímulos, os quais são classificados de acordo com Ehleringer e Forseth (1980) em três categorias: "nyctimastic" (movimentos lentos), "seismonastic" (movimentos em resposta à agitação) e heliotrópicos (movimentos em resposta às variações na iluminação). Este problema foi considerado nos estudos de transferência de radiação em dosséis por Verstraete (1987, 1988). Devido à rápida reação dos estômatos no microambiente, espera-se uma grande variabilidade das condutâncias estomáticas e condições microambientais, mesmo em diferentes dosséis homogêneos, gerando gradientes de temperatura e de umidade dentro do dossel. Squire e Black (1981), Idso et al. (1986), Baldocchi et al. (1987), Dolman e Van Den Burg (1988), Idso (1988) e Rochette et al. (1991) registraram consideráveis variações da condutância estomática e Penman e Long (1960), Denmead e Bradley (1985), Graser et al. (1987), Collatz et al. (1991) e Dolman et al. (1991), entre outros, encontraram fortes gradientes horizontais e verticais de temperaturas dentro de diferentes dosséis.

O conceito de "folha grande" parece inadequado para representar o mundo real e, como os fluxos de calor latente e sensível não são funções lineares dos gradientes de temperatura e de umidade entre a folha e o ar ambiente, ele levou a conclusões errôneas quando utilizado para simular condições reais. Este problema ainda não foi

suficientemente resolvido nas parametrizações da superfície. Um dos problemas que deve ser tratado, por exemplo, é a representação do mecanismo estomático em todo o dossel. As parametrizações existentes exigem a definição de um número de constantes empíricas para a representação destes estômatos. Contudo, não está claro, se estas constantes são específicas para cada tipo de planta e se elas podem ser utilizadas para caracterizar um simples dossel ou mesmo uma única folha (Avisar e Pielke, 1991).

Para melhor representar a razão de Bowen e os fluxos associados à superfícies heterogêneas, pode-se aumentar a resolução da grade do modelo junto à superfície. Embora este método seja mais acurado, ele geralmente não é prático devido às limitações computacionais. Uma solução alternativa para este problema foi sugerida por Avisar e Mahrer em 1987 (Avisar e Pielke, 1989), que refinaram o cálculo da variação diária da evapotranspiração real e o balanço de água de campos agrícolas parcialmente cobertos por vegetação e/ou parcialmente irrigados, através do desenvolvimento de um modelo numérico pseudo-tridimensional (Ps3D) da superfície. Neste modelo o campo agrícola é representado por malhas de áreas nuas, solo seco e áreas vegetadas. As equações do balanço de energia, os fluxos de energia na superfície e os perfis de umidade e de temperatura no solo são calculados separadamente para cada malha. Além disso, assumindo-se que os fluxos horizontais entre as diferentes malhas são pequenos se comparados com os verticais, consideram-se então as médias horizontais dos fluxos verticais para o cômputo dos fluxos globais ou totais da atmosfera a partir de cada célula da grade.

As simulações de um campo agrícola, parcialmente coberto por vegetação, com um modelo Ps3D e com um modelo de camada limite mais tradicional, geraram diferenças tão grandes quanto 40% e 350 W m^{-2} para as

previsões do balanço diário de água e o fluxo de calor sensível, respectivamente. Grandes diferenças na temperatura da superfície e no fluxo de calor latente também foram computadas pelos dois modelos. Vale salientar, que os recursos computacionais exigidos pelo modelo Ps3D não são significativamente mais altos que aqueles exigidos por um modelo mais tradicional. Isto acontece porque a resolução da atmosfera permanece inalterada e o campo agrícola é representado somente por duas áreas. Por outro lado, para representar um pomar, por exemplo, com um modelo tri-dimensional completo, seria necessário um supercomputador, para considerar cada árvore separadamente.

Wetzel e Chang (1988), adotando uma aproximação similar, desenvolveram um modelo para calcular a evapotranspiração média em uma célula da grade a partir de quatro equações separadas, representando as taxas estressadas e não estressadas da água para ambos solo vegetado e nu, que podem ocorrer simultaneamente dentro de um elemento da grade. As comparações com a evapotranspiração regional estimada a partir de dois extensivos programas micrometeorológicos de campo deram suporte ao modelo sob muitas e diferentes condições.

Mais recentemente, Avissar e Pielke (1989) sugeriram uma generalização do modelo Ps3D para a parametrização da forçante superfície heterogênea em modelos atmosféricos. Com esta parametrização, cada célula de grade da superfície no modelo numérico é dividida em sub-regiões homogêneas. O número de sub-regiões depende do número de diferentes malhas homogêneas que, juntas, constituem a célula da grade. Verifica-se que, em adição a uma melhor descrição da forçante superfície nos modelos atmosféricos, esta parametrização também estabelece as condições micrometeorológicas detalhadas das malhas, informação que pode ser utilizada para diferentes

aplicações, tais como a previsão agrometeorológica. Esta parametrização foi incorporada num modelo numérico de mesoescala, originalmente desenvolvido por Pielke (1974), para avaliar seu impacto sobre as interações atmosfera-superfície e a meteorologia regional. Foram simulados diferentes tipos de heterogeneidades da superfície terrestre, como por exemplo, a distribuição aleatória das variações topográficas e a diversidade no uso da superfície.

A seguir, no Capítulo 3, apresentam-se o balanço de energia na superfície e as expressões para os seus componentes que serão considerados para a estimativa da temperatura da superfície em áreas desflorestadas, cobertas por pastagens, e em florestas (Capítulos 4 e 5).

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Os processos na superfície terrestre dependem da natureza da superfície e das características físicas e biológicas da interface. É possível encontrar nas superfícies terrestres zonas de transição que vão desde solo completamente nu, como as superfícies arenosas, pedregosas ou rochosas, até superfícies totalmente vegetadas, como a floresta tropical chuvosa, que se constitui de diversas camadas.

Por outro lado, as várias transformações que podem ocorrer na superfície terrestre, como o desmatamento, a desertificação, a construção de barragens e a urbanização, podem afetar o microclima de diferentes modos, o que tem feito os modeladores do comportamento do clima investigar o impacto destas alterações. Para tanto, faz-se necessário distinguir e parametrizar os processos básicos da superfície vegetada antes e após a alteração, em especial no que concerne aos balanços de energia e de massa.

Os possíveis efeitos climáticos do desmatamento em larga escala das florestas tropicais constituem um tópico de grande interesse científico. Os resultados de algumas simulações numéricas do desmatamento na Amazônia (Nobre et al., 1991; Rocha, 1992) e os dados observados em áreas de pastagem nesta região (Wright et al., 1992) indicaram que há diferenças entre o comportamento micrometeorológico destas pastagens e da floresta; na pastagem, por exemplo, há um maior contraste térmico diário e uma menor taxa de evaporação que na floresta, principalmente na época da estação seca.

Para a análise dos impactos climáticos associados à conversão das florestas tropicais em pastagens, alguns fatores devem ser considerados, incluindo em particular as dificuldades inerentes à quantificação das componentes dos balanços de energia e de água nos ecossistemas não perturbados e perturbados, e aquelas relacionadas ao desenvolvimento de modelos em escala regional que permitam prever com confiabilidade os efeitos do desmatamento.

A seguir apresentam-se os fundamentos teóricos básicos que serão integrados neste trabalho.

3.1 - BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE

Os fluxos de energia em superfícies saturadas ou úmidas (pastagens ou dosséis) são afetados pelo valor absoluto da temperatura da superfície. Quando a superfície é de um solo úmido ou com uma vegetação densa, uma grande fração da energia absorvida pela mesma é transferida para a atmosfera como calor latente. A presença de vegetação modifica os fluxos térmicos na superfície quando comparados com aqueles em uma superfície coberta por pastagem sob as mesmas condições ambientais. Conseqüentemente, a razão de Bowen é diferente em cada caso.

Em geral, os fluxos de calor sobre um dossel de floresta ou de pastagem de suficiente extensão horizontal (ou na ausência de advecção) satisfazem uma equação de balanço de energia que pode ser expressa como:

$$R_n = H + LE + G + S + P \quad (3.1)$$

onde os fluxos de energia no sentido da camada são considerados positivos e aqueles para fora dela são negativos; R_n é o saldo de radiação; H e LE são os fluxos

de calor sensível e latente (sendo L o calor latente de evaporação e E a taxa de evaporação), respectivamente; G é o fluxo de calor no solo, S é a variação no armazenamento de energia na biomassa e na coluna de ar abaixo do nível de medida do saldo de radiação e P é a energia usada para outros processos tais como a fotossíntese e demais processos metabólicos nas folhas. Todos os fluxos são expressos em $W\ m^{-2}$.

3.1.1 - SALDO DE RADIAÇÃO

O balanço de radiação para a superfície de um dossel ou da pastagem é dado como:

$$R_n = (K\downarrow - K\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (3.2)$$

onde $K\downarrow$ é a radiação solar global, $K\uparrow$ é a radiação solar global refletida pela superfície, $L\downarrow$ é a radiação de onda longa proveniente da atmosfera e $L\uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície. A Equação (3.2) pode ser reescrita de maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas:

$$R_n = (1 - \alpha)K\downarrow + L\downarrow - (1 - \epsilon_s)L\downarrow - \epsilon_s\sigma T_s^4 \quad (3.3)$$

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

As florestas aprisionam mais radiação; portanto, têm albedos menores que os de regiões com vegetação de porte menor, com os valores típicos variando entre 0,10 e 0,16 (Gash e Shuttleworth, 1991). Shuttleworth et al. (1984b) encontraram um valor médio de 0,12 para a floresta enquanto que, em experimento mais recente,

Bastable et al. (1992) obtiveram um valor médio diário de 0,13 para a floresta e de 0,15 para a pastagem na região Amazônica, sendo este último um tanto inferior ao valor comumente utilizado nos modelos de circulação geral (como por exemplo, no trabalho de Mylne e Rowntree, 1992).

A emissividade das florestas naturais varia entre 0,95 e 0,98 (Viswanadham et al., 1990) enquanto que em áreas gramadas ϵ_s varia entre 0,97 e 0,98 (Brutsaert, 1982). Em muitas aplicações práticas pode-se simplesmente assumir que $\epsilon_s = 1$.

Quanto à radiação emitida pela atmosfera, os métodos mais usados para o seu cálculo, considerando céu claro, exigem, em geral, dados do perfil vertical da umidade e da temperatura. Como estes dados raramente são disponíveis, um método mais simples baseia-se em uma equação do tipo:

$$L\downarrow = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.4)$$

onde T_a é a temperatura do ar próximo à superfície, geralmente tomada no nível do abrigo, e ϵ_a é a emissividade atmosférica sob céu claro. Algumas expressões empíricas foram derivadas para esta emissividade. Brutsaert (1975) derivou uma com base física, ou seja, a partir da equação de transferência radiativa em uma atmosfera plana estratificada considerando céu claro, resultando:

$$\epsilon_a = 1,24 (e/T_a)^{1/7} \quad (3.5)$$

com T_a em K e a pressão de vapor (e), em mb, próximo à superfície, calculada por:

$$e = p q / (0,622 + 0,378 q) \quad (3.6)$$

sendo p a pressão atmosférica (mb) e q a umidade específica do ar (kg kg^{-1}).

Não obstante, há na literatura outras equações puramente empíricas com base em correlações e medidas. A mais conhecida é aquela de Brunt (Mahrer, 1982). Alados-Arboledos e Jimenez (1988) avaliaram o comportamento da emissividade efetiva diária e suas relações com as variáveis meteorológicas, e indicaram as vantagens e limitações dos métodos de estimativa que baseiam-se somente em medidas de superfície. No caso de céu com nebulosidade, há expressões que consideram a contribuição da atmosfera gasosa e diferentes tipos de nuvens (Brutsaert, 1982; Van Ulden e Holtslag, 1985).

3.1.2 - 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. Assim, a equação aerodinâmica para o transporte de calor sensível entre o dossel global e um nível de referência é dada por:

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_a \quad (3.7)$$

onde ρ é a massa específica do ar (kg m^{-3}), C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) e r_a a resistência aerodinâmica global (s m^{-1}), isto é, a resistência atmosférica ao transporte de vapor d'água e de calor entre a altura de rugosidade e o nível de referência dentro da camada atmosférica com fluxos constantes.

Na floresta, r_a é parametrizada por:

$$r_a = r_b / 2 \text{ LAI} \quad (3.8)$$

onde a resistência média (r_b) da camada limite por unidade de área de vegetação em $s\ m^{-1}$ é expressa como:

$$r_b = (a/n') \frac{(D/u)^{1/2}}{[1 - \exp(-n'/2)]} \quad (3.9)$$

e LAI é o índice de área foliar; $a = 100\ s\ m^{-1}$, n' o coeficiente de atenuação para a velocidade do vento (adimensional), D a largura característica das folhas (m) e u a velocidade do vento no topo do dossel em $m\ s^{-1}$ (Nichols, 1992).

Na área de pastagem, r_a é dada como:

$$r_a = r_{am} + r_b \quad (3.10)$$

sendo r_{am} a resistência aerodinâmica para a transferência de momentum e r_b a resistência global oposta pelo dossel à transferência de calor sensível. Em condições aproximadamente neutras, r_{am} é dada segundo Lhomme (1991) por:

$$r_{am} = (1/ku_*) \ln[(z-d)/(h-d)] \quad (3.11)$$

onde k é a constante de von-Kármán (0,41), z a altura de referência (m), h a altura do dossel (m), d o deslocamento do plano zero (m) e u_* ($m\ s^{-1}$) a velocidade de fricção que em condições neutras (Thom, 1975) é dada como:

$$u_* = \frac{k u}{\ln[(z-d)/z_0]} \quad (3.12)$$

onde z_0 é o comprimento de rugosidade (m).

O termo r_b envolve somente a resistência no ar e considerando uma única camada (Lhomme, 1988) é dado como:

$$r_b = [C(D/u)^{1/2}]/2 \text{ LAI} \quad (3.13)$$

com C constante e igual a $1,8 \text{ s}^{1/2} \text{ m}^{-1}$ (Norman, 1979). O termo no denominador refere-se portanto ao valor médio da resistência na camada limite das folhas.

3.1.3 - FLUXO 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:

$$LE = [(pC_p/\gamma)(e_s(T_s) - e)]/(r_a + r_s) \quad (3.14)$$

onde γ é a constante psicrométrica ($\gamma = pC_p/0,622L$) em mb K^{-1} , L é o calor latente de vaporização ($2,43 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), e_s é a pressão de saturação do vapor (mb) à temperatura T_s , e a pressão de vapor (mb) à altura considerada e r_s (s m^{-1}) a resistência de superfície encontrada pelo vapor d'água ao difundir-se através dos estômatos das plantas.

Linearizando a Equação (3.14) em $\Delta T = T_s - T_a$, obtém-se:

$$LE = [(pC_p/\gamma)(e_s - e + \Delta(T_s - T_a))]/(r_a + r_s) \quad (3.15)$$

com Δ sendo a inclinação da curva de pressão de saturação do vapor à temperatura T_a dada pela equação de Clausius-Clapeyron

$$\Delta = (e_s L)/(R_v (T_a)^2) \quad (3.16)$$

sendo T_a dada em K e R_v a constante específica do gás para o vapor d'água ($R_v = 461,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

A pressão de saturação do vapor em mb pode ser calculada a partir da temperatura em $^{\circ}\text{C}$ usando a equação de Tetens (Norman, 1979):

$$e_s = 6,1078 \times 10^{((7,5T_a)/(T_a+237,3))} \quad (3.17)$$

A resistência estomática r_s é de origem fisiológica, embora ela seja sensível a várias forçantes físicas envolvidas no controle das aberturas estomáticas sobre a superfície foliar. Esta resistência é fundamental para a incorporação do controle biofísico em qualquer modelo de troca gasosa no continuum vegetação-atmosfera e depende de vários fatores governantes, entre os quais destacam-se a radiação solar, o potencial de água nas folhas (ou a disponibilidade de umidade), a temperatura ambiente, a concentração de dióxido de carbono, e, para algumas espécies de árvores, o déficit de pressão de vapor. Assim, para a parametrização da superfície continental em modelos meteorológicos é necessário que se combinem as relações entre r_s e os fatores governantes de um modo determinístico. Embora Federer (1979) tenha expresso r_s como uma função aditiva dos diferentes fatores, a maior parte das parametrizações de r_s baseiam-se no produto das funções dos fatores governantes (Jacquemin e Noilhan, 1990), expressas na forma:

$$r_s = f(F_1 \times F_2 \times F_3 \times F_4) \quad (3.18)$$

com as funções F_i , $i = 1, 2, 3, 4$ representando respectivamente os efeitos da radiação solar, da umidade do solo, do déficit de pressão de vapor e da temperatura do ar, cujos valores variam entre 0 e 1. Considerando apenas a influência da radiação fotossinteticamente ativa e

assumindo-a como sendo 55% da radiação solar (Dickinson, 1984), tem-se

$$r_s = r_{smín} \times F_{K↓} \quad (3.19)$$

onde $r_{smín}$ é a resistência estomática mínima ($s\ m^{-1}$) e

$$F_{K↓} = \frac{1 + 0,55K↓}{(r_{smín}/r_{smáx}) + 0,55K↓} \quad (3.20)$$

e $r_{smáx}$ a resistência estomática máxima ($s\ m^{-1}$). Roberts et al. (1990) obtiveram os valores das resistências estomáticas para diferentes espécies na floresta de terra firme na Reserva Ducke, Amazônia, enquanto Dolman et al. (1991) apresentaram três modelos, com diferentes graus de complexidade, para a determinação da condutância na superfície. Os resultados obtidos com estes modelos foram comparados com dados medidos de evaporação na mesma Reserva. Com o modelo mais simples, ou seja, com a condutância variando com a hora do dia, obtiveram-se valores melhor ajustados que aqueles obtidos com o modelo mais complexo; conseqüentemente, eles recomendaram que modelos mais complexos sejam utilizados somente quando se deseja obter estimativas da evaporação em condições substancialmente diferentes daquelas encontradas na região da floresta amazônica central.

3.1.4 - FLUXO DE CALOR NO SOLO

A transferência de calor no solo ocorre primariamente por condução, ainda que a convecção e a radiação também sejam processos relevantes. No entanto, com erro mínimo, esta transferência pode ser descrita modelando-a como um fenômeno de condução; assim, o fluxo de calor no solo (G) é dado pela lei de Fourier:

$$G = - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \equiv \lambda \frac{T_s - T_1}{1} \quad (3.21)$$

onde λ é a condutibilidade térmica ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) e T_1 é a temperatura do solo na profundidade 1. A Equação (3.21) aplica-se somente para o escoamento de calor na vertical; porém, ela pode ser generalizada para três dimensões, adicionando-se as condutibilidades e os gradientes de temperatura nas direções x e y.

Introduzindo a Equação (3.21) na equação de condução de calor num sólido, resulta:

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (3.22)$$

onde C_h é capacidade calorífica volumétrica do solo em $\text{W m}^{-3} \text{s K}^{-1}$. Em certas situações, quando λ pode ser considerada constante, a Equação (3.22) pode ser simplificada para:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \left[\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right] \quad (3.23)$$

onde $K = (\lambda/C_h) = (\lambda/\rho_s C_s)$ é a difusividade térmica ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), C_s é o calor específico ($\text{W s kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) e ρ_s a massa específica do solo (Kg m^{-3}).

O fluxo de calor no solo para a floresta tropical densa é pequeno, quando comparado com os demais fluxos. Shuttleworth et al. (1984b) mediram a radiação solar abaixo do nível do dossel no local da Reserva Ducke e encontraram valores, em média, da ordem de 1,2% do valor acima do dossel, correspondendo a um fluxo médio de 4 W m^{-2} durante o período diurno. O fluxo de calor no solo registrado também foi da mesma ordem, isto é, um fluxo

equivalente de 4 W m^{-2} penetrou no solo durante o dia e foi liberado à noite. Como o valor de G é muito pequeno para a floresta, este pode ser desprezado.

Quanto à pastagem em área desmatada, Wright et al. (1992) mediram G e observaram valores da ordem de 40 W m^{-2} , assim como a permanência do sentido do fluxo para dentro do solo por um período de 2 horas a mais que sob a floresta, indicando provavelmente que esta diferença de tempo ocorre porque G na área desmatada é controlado pelas temperaturas do ar e pela radiação, com algum aquecimento solar direto da superfície do solo, enquanto que G no solo da floresta é primariamente controlado pela temperatura do ar (Bastable et al; 1992). Assim sendo, G deve ser avaliado no balanço de energia em áreas desmatadas.

3.1.5 - ARMAZENAMENTO DE ENERGIA

Na área de pastagem considerada no estudo, o termo de armazenamento de calor no ar é tão pequeno que pode ser desprezado no cálculo da energia disponível. Além disto, com a vegetação curta e a biomassa comparativamente pequena, pode-se desprezar também o termo de armazenamento de biomassa no local desmatado. Entretanto, na área de floresta, a larga capacidade térmica da biomassa e a profundidade da camada de ar adjacente, indicam que os termos de armazenamento de calor no ar e na biomassa devem ser estimados.

Moore e Fisch (1986) avaliaram o armazenamento de energia (S) a partir de medidas da umidade e das temperaturas do ar e da biomassa em área de floresta de terra firme na Amazônia (Reserva Ducke) e, a partir destas medidas, encontraram valores típicos de S de 30 a 40 W m^{-2} e, em algumas ocasiões, este valor excedeu 80 W m^{-2} . Assim, considerando que estimativas

suficientemente acuradas de S podem ser obtidas a partir das variações da temperatura e da umidade acima do dossel, derivaram uma relação empírica para tal estimativa. Desta forma, a variação total no armazenamento de calor é composta das componentes:

$$S = S_T + S_Q + S_b \quad (3.24)$$

com S_T e S_Q sendo os termos de armazenamento nas formas de calor sensível e latente, respectivamente; e S_b o termo de armazenamento de calor na biomassa. Estes termos são dados por Moore e Fisch (1986) como:

$$S_T + S_Q = a_1 \delta T_r + a_2 \delta q_r \quad (3.25)$$

com $a_1 = 16,7 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ e $a_2 = 28,0 \text{ W m}^{-2} \text{ g kg}^{-1}$; δT_r e δq_r representam as variações horárias na temperatura do ar e na umidade específica, respectivamente, sendo ambas medidas acima do dossel. S_b é dado como:

$$S_b = a_3 \delta T_r^* \quad (3.26)$$

onde $a_3 = 12,6 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ e δT_r^* é a variação horária da temperatura do ar com uma hora de atraso em relação à utilizada na Equação 3.25. Os resultados de Moore e Fisch (1986) estão compatíveis com as observações de McCaughey (1985) e de Hicks e McMillen (1988). De acordo com Hicks e McMillen (1988) há consideráveis incertezas associadas à determinação de S ; já que este parâmetro é calculado como um termo residual de outras quantidades que podem estar não corretamente medidas. Estes consideraram ainda a possibilidade de se desprezar S ou, alternativamente, aplicar uma correção de primeira-ordem, supondo:

$$S \equiv b R_n \quad (3.27)$$

com b constante e igual a 0,1. Segundo Viswanadham et al. (1990), para o local da floresta na Reserva Ducke um valor de b igual a 0,042 pode ser usado para a estimativa dos valores de S a partir de medidas de R_n .

Considerando a área de floresta e combinando os termos de armazenamento e fluxo de calor no solo obtém-se um fluxo médio de energia equivalente a $\sim 40 \text{ W m}^{-2}$ que não está disponível para a evaporação durante o dia. A foto-resposta dos estômatos faz com que eles fechem à noite e conseqüentemente haja pouca evaporação. Na Amazônia há pouca variação sazonal na temperatura do solo; logo, a energia armazenada na biomassa, no ar e no solo, durante o dia, é perdida à noite pelo resfriamento radiativo para o espaço (Gash e Shuttleworth, 1991). Em contraste com a floresta, a pequena biomassa da vegetação curta implica em um pequeno termo de armazenamento de energia; porém, o fluxo de calor no solo, apesar da grande variação, quase sempre é representativo. Por exemplo, Oliver et al. (1987) encontraram valores da ordem de 60 W m^{-2} em um local de grama densa e inferior a 10 W m^{-2} em uma densa floresta adjacente. Portanto, parece provável que a soma dos termos dos fluxos de calor no solo e do armazenamento sejam de magnitude similares tanto para floresta quanto para pastagem, embora as contribuições dos dois constituintes sejam muito diferentes.

3.1.6 - ENERGIA USADA PARA A FOTOSSÍNTESE

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

energia (Nobel, 1983). Portanto, as diferenças na fotossíntese entre diferentes tipos de vegetação são pequenas contribuições que podem ser desprezadas.

O balanço de energia baseado na teoria básica acima apresentada será utilizado para a obtenção de estimativas da temperatura de superfícies, tanto em áreas desmatadas cobertas por pastagem, quanto em dosséis de florestas. Para calibração, utilizar-se-ão dados observacionais necessários, coletados em diferentes experimentos realizados na Amazônia e detalhados no Capítulo 4; os fluxos de energia calculados são confrontados com os medidos nestes experimentos.

CAPÍTULO 4

EXPERIMENTO E DADOS

Os possíveis efeitos do desmatamento em áreas de florestas tropicais, quando realizado em larga escala, são de interesse global, pois este desmatamento pode levar a mudanças irreversíveis do clima.

Para que se entenda com clareza como o desmatamento afeta o clima, faz-se necessário avaliar como as modificações da cobertura vegetal do solo alteram o equilíbrio de energia, o balanço hídrico e o clima próximo à superfície em áreas desmatadas e de floresta. Conforme salientado em Shuttleworth et al. (1991), a substituição das florestas por pastagens altera o balanço de energia da superfície; porém, para quantificar esta alteração, torna-se fundamental estabelecer medidas comparativas do clima próximo à superfície acima da floresta e em áreas desmatadas adjacentes.

Com o objetivo de fornecer o embasamento necessário para o estudo de áreas desmatadas, e comparar o clima nelas mensurado com o de áreas não desmatadas, selecionou-se a região próxima a Manaus, na Amazônia Central, onde alguns experimentos meteorológicos têm sido realizados pelo Instituto de Hidrologia (Wallingford, RU), pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Os dados referentes às áreas desmatadas substituídas por pastagens foram obtidos na primeira campanha do Experimento Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS) no período de setembro a dezembro de 1990, período este correspondente à estação seca e ao início da estação chuvosa na Amazônia. Quanto aos

dados de floresta, estes foram obtidos por ocasião da terceira campanha do Experimento Global Tropospheric Experiment / Amazon Boundary Layer Experiment (GTE/ABLE) realizado entre julho e agosto de 1984 na Reserva Ducke, Amazônia. As áreas experimentais estão detalhadas abaixo.

4.1 - ÁREAS EXPERIMENTAIS E RESPECTIVA INSTRUMENTAÇÃO

4.1.1 - ÁREA DESMATADA

O local escolhido para estudos detalhados sobre o equilíbrio de energia em áreas desmatadas é uma fazenda de criação de gado, Fazenda Dimona, distante 100 km ao norte de Manaus, Amazonas, Brasil (2°19'S; 60°19'W). A fazenda, que se encontra adjacente a outras áreas desmatadas mais extensas, porém menos uniformes, fica a uma altitude de 120 m. Esta área foi desmatada há 12 anos e convertida em uma fazenda de gado após a derrubada e queima das árvores. O solo argiloso foi semeado com gramas compactas, tais como a *Brachiaria decumbens* e a *Brachiaria humidicola* (McWilliam et al., 1992). A altura da grama geralmente varia entre 25 e 35 cm e, durante o período de coleta dos dados, a sua altura foi medida em 28 cm, com um desvio padrão de 4,5 cm.

De acordo com Wright et al. (1992), o local tem sido submetido a práticas típicas de manejo da região e, regularmente, é queimado para impedir o crescimento de arbustos. Durante o período de coleta de dados, observou-se que 84% da superfície estava coberta por capim cultivado, 11% de solo descoberto, 5% de troncos de árvores e menos de 1% de arbustos de crescimento secundário.

A pastagem estendeu-se por aproximadamente 2 km em todas as direções, enquanto a pista micrometeorológica ("fetch") estendeu-se não mais que

900 m, estando nivelada, mas não completamente plana. Dentro desta distância havia ondulações na superfície, em uma escala de poucos metros. Na direção de predominância do vento havia na pista uma pequena área de floresta, com aproximadamente 100 m de profundidade e circundada por uma margem de floresta natural em desenvolvimento. Em outras áreas a pista estendeu-se por uma área similar, porém entrecortada por cursos d'água e valas provocadas pela erosão. Este local foi considerado com qualidade suficiente para medidas micrometeorológicas confiáveis e, ao mesmo tempo, como sendo representativo da região.

A Figura 4.1 mostra um diagrama esquemático da instrumentação que foi montada na Fazenda Dimona. Anemômetros e psicrômetros foram montados numa torre de metal, de construção aberta, em seis níveis, isto é: 0,5, 0,9, 1,58, 2,88, 5,05 e 9,0 m. As temperaturas de bulbo seco e úmido foram medidas por psicrômetros aspirados, projetados e fabricados no Instituto de Hidrologia, Wallingford, RU. Estas temperaturas foram medidas com uma acurácia de $0,1^{\circ}\text{C}$, utilizando-se termistores calibrados. Os anemômetros, fabricados pela Vector Instruments, Rhyl, RU, foram ajustados com seis cúpulas girantes de poliestireno e apresentaram uma resposta com comprimento característico (constante de distância) igual a 1 m. Para a não-linearidade nas calibrações, aplicou-se uma correção (Wright, 1992) usando dados do fabricante, juntamente com uma correção adicional para o aumento da velocidade turbulenta seguindo Wierenga (1980).

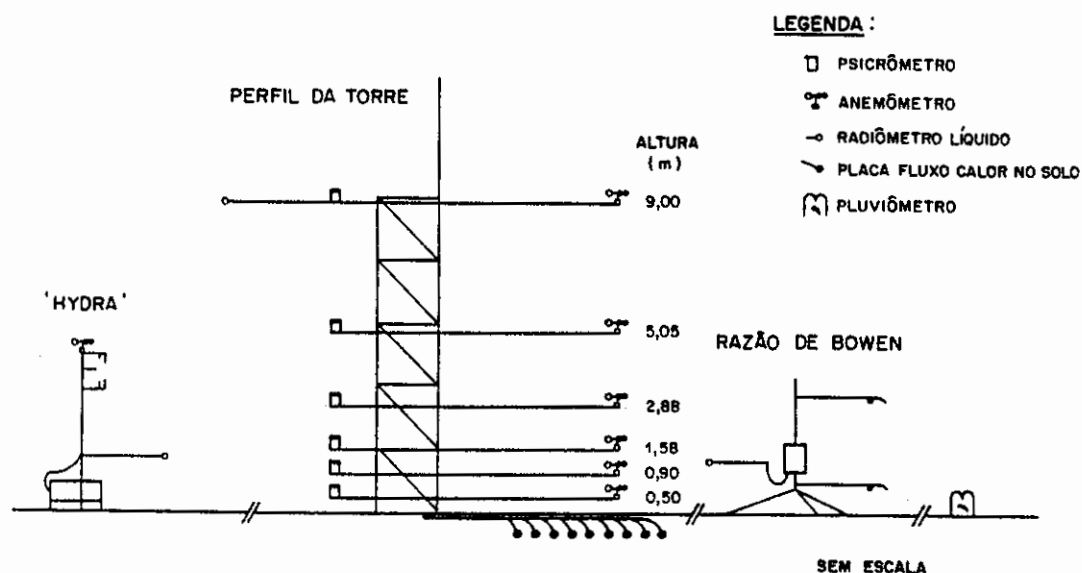


Fig. 4.1 - Diagrama esquemático da instrumentação na Fazenda Dimona ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ}19'W$).

As medidas de saldo de radiação, em todos os comprimentos de onda, foram feitas no nível de 9,0 m com saldo radiômetros (Q*5 REBS, Seattle, EUA). Com os instrumentos nesta elevação foi possível fazer uma amostragem espacial superior do saldo de radiação, que permitiu comparar o desempenho da instrumentação padrão, instalada à altura de 1,20 m e conectada a outros sistemas de medidas. Os erros de calibração foram de aproximadamente $\pm 3\%$.

Para medir o fluxo de calor no solo, utilizaram-se nove fluxímetros fabricados pela Thornthwaite (Elmer, New Jersey, EUA), modelo 610, e instalados à profundidade de 5 mm (Wright et al., 1992). As medidas foram feitas nas duas principais componentes de cobertura da superfície, isto é, solo nu e grama. As placas foram colocadas a distâncias iguais, ao longo de um corte reto

posicionado em uma direção aleatória, porém no sentido das medidas do fluxo.

Os dados de radiação, bem como os de fluxo de calor no solo (médias para 10 minutos), foram registrados por um sistema de aquisição automática ("datalogger") da Campbell Scientific, EUA. Segundo Bastable et al. (1992), os erros devidos ao posicionamento das placas de fluxo de calor no solo são mais importantes que os erros de calibração das mesmas.

Os fluxos de calor sensível e de vapor d'água, assim como a velocidade de fricção, foram medidos à altura de 3,60 m, usando um "Hydra" Mark 2, que é um sistema de medição de fluxos que utiliza a técnica de correlação de vórtices (Shuttleworth et al., 1988). Este sistema foi composto por um anemômetro sônico, um higrômetro de absorção no infravermelho e um termopar de constantan com 38 μ m, montados dentro de uma estrutura simples com resistência aerodinâmica mínima. Também foram conectados um saldo radiômetro e um anemômetro de caneca com resposta rápida. A principal característica destes sensores é o tempo de resposta, que permite amostragens na taxa de 10 Hz. Estes são interfaceados a um sistema de microprocessador alimentado por baterias, que faz os cálculos e armazena um sumário estatístico horário dos fluxos, médias e desvios padrões (Manzi, 1987). Como salientado em Viswanadham et al. (1990), os principais erros nas medidas do Hydra podem ser devidos à calibração, a danos provocados pela alta e baixa frequência no tempo de resposta dos sensores e à sub-estimativa dos fluxos.

Entre as várias técnicas meteorológicas para a determinação da evaporação, a técnica do balanço de energia da razão de Bowen (BERB) é considerada a mais conservativa (Fritschen e Simpson, 1989) e tem a vantagem

de exigir pequena quantidade de equipamentos e medidas (Whiteman et al., 1989). No método BERB, o saldo de radiação em todos os comprimentos de onda e o fluxo de calor na superfície são medidos juntamente com os gradientes da temperatura do ar e a pressão de vapor, num dado intervalo de altura. Deste modo, os gradientes de temperatura e umidade entre dois níveis (0,9 e 3,20 m) foram estimados por um sistema BERB (Campbell Scientific, RU), utilizando-se um par de termopares diferenciais e amostras de ar contidas entre os dois níveis e que passam por um higrômetro medidor do ponto de orvalho, colocado entre os citados níveis. Com esta técnica, pode-se aumentar a sensibilidade dos registros para $0,005^{\circ}\text{C}$ em um intervalo de temperatura igual a 40°C . Este sistema possui também um saldo radiômetro em todos os comprimentos de onda. O registro dos dados foi feito em intervalos de 20 minutos por um sistema de aquisição automática.

A precipitação horária foi medida por um pluviógrafo basculante, com precisão de 0,2 mm (Didcot Instrumente Company, Abingdon, RU) e acoplado a uma estação automática de tempo.

4.1.2 - FLORESTA

A Reserva Florestal Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$) pertence ao INPA e situa-se a 26 km a norte de Manaus, no quilômetro 25 da Rodovia Torquato Tapajós. As medidas foram feitas em uma torre de 45 m de altura.

A região Amazônica é caracterizada pela presença de uma densa floresta tropical chuvosa. Há duas amplas classes de florestas na Amazônia: Igapó ou floresta inundável e a floresta de "Terra Firme" ou floresta não inundável (Viswanadham et al., 1990). A Reserva Ducke é da

segunda classe e está a uma altitude de 84 m acima do nível do mar.

Segundo Viswanadham et al. (1990), na região da floresta amazônica central, mais de 40% das árvores pertencem à família das leguminosas, lecitidáceas e sapotáceas, variando a altura das árvores próximas à torre desde 24 até 42 m. A altura média do dossel da floresta é 35 m e a densidade de plantas é alta, com 3000 indivíduos por hectare; entretanto, menos de 10% das árvores têm circunferência de 0,2 m ou mais (Moore e Fisch, 1986). As partes médias e inferiores do dossel constituem-se de numerosas plantas individuais de pequeno porte. O índice de área foliar do dossel na Reserva Ducke é aproximadamente igual a $5,01 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Sellers et al., 1989).

Quanto ao solo local, aproximadamente 85% é de solo laterito amarelo, com textura que varia desde muito pesada até a leve. Os restantes 15% são do tipo hidromórfico (Viswanadham et al., 1990). As propriedades físicas destes solos são favoráveis para a penetração da água e do fluxo de calor no solo; entretanto, as suas propriedades químicas são desfavoráveis para a agricultura.

A rede de estações meteorológicas é bastante esparsa na região amazônica, o que torna difícil interpretar adequadamente as condições do tempo e o clima desta região. Uma descrição geral do clima foi feita por Ratisbona (1976), enquanto que a dinâmica atmosférica e as interações convectivas e de larga-escala foram avaliadas por Molion (1987) e Paegle (1987). Outros detalhes podem ser encontrados em Shuttleworth et al. (1984a) e Sá et al. (1988).

A topografia do dossel no local da reserva é suavemente ondulada, com ondulações de mais ou menos 10 m

de profundidade e que ocorrem a intervalos de aproximadamente 300 m. Cerca de 75% da reserva é coberta por floresta natural e a topografia no topo do dossel é modulada pelo crescimento diferencial da vegetação. As medidas de correlação turbulenta e dos perfis assumem que os fluxos são unidimensionais e as condições da pista na direção preferencial são boas, com a floresta estendendo-se por mais de 2 km em qualquer das direções (Viswanadham et al., 1990). Tem-se então a faixa de 1/100 a 1/500 para a razão entre a altura e a pista ("fetch") de vegetação (Bradley, 1968), necessária para um nível de 90% aceitável no ajustamento da tensão de cisalhamento.

Os instrumentos de radiação foram montados no topo da torre (45 m) e o conjunto foi composto por três solarímetros Kipp e dois saldo radiômetros tipo Funk. Com estes instrumentos mediram-se as radiações solar incidente e refletida e o saldo de radiação, respectivamente. A sensibilidade destes instrumentos é de $0,85 \text{ mV/mW cm}^{-2}$ e eles foram montados e nivelados na extremidade de um tubo metálico de 3,5 m de comprimento e orientado aproximadamente a 30° oeste e a 30° leste do norte. Com esta orientação não houve sombreamento da torre, que poderia interferir nas medidas. No caso dos parâmetros de radiação refletida e líquida, considerou-se o valor médio de duas medidas, e o erro foi da ordem de 3% ou menos. Os radiômetros usados foram periodicamente recalibrados, e a variação total na calibração foi de aproximadamente 1%.

Com relação à coleta de dados, o sistema foi composto por um microcomputador Commodore C64 e por interfaces análogo-digitais. Os sinais emitidos pelos instrumentos são recebidos, via cabos elétricos, pelas interfaces e estas, por sua vez, são interrogadas pelo microcomputador. Este fez o processamento dos sinais e

armazenou os dados em disquetes flexíveis e em listagens em papel, a cada vinte minutos (Manzi, 1987).

As medidas de temperatura e umidade específica dentro e acima do dossel foram feitas com psicrômetros, usando termômetros de cristal de quartzo, modelo DY-2850 e fabricados pela Hewlett-Packard, nas alturas 1,45, 13,45, 23,25, 30,51, 35,69, 39,30, 40,90 e 44,64 m. A acurácia destas medidas é de $0,02^{\circ}\text{C}$ para a temperatura e $0,2 \text{ g kg}^{-1}$ para a umidade. Na construção do termômetro de bulbo úmido utilizou-se uma cápsula de cerâmica porosa, que é constantemente umedecida através de um tubo flexível ligado a um reservatório de água destilada. O psicrômetro é provido de um protetor contra radiação, composto por três tubos cilíndricos concêntricos, e possui também um ventilador com capacidade para provocar um vento de até 5 m s^{-1} nos bulbos. Detalhes sobre esses psicrômetros podem ser encontrados no trabalho de Gash e Stewart (1975).

Para eliminar os erros sistemáticos nas medidas das diferenças de temperatura e de umidade do ar acima do dossel da floresta, utilizou-se um sistema de intercâmbio de psicrômetros (SIT) (isto é, um sistema de psicrômetros diferenciais, Figura 4.2) similar àquele descrito por McNeil e Shuttleworth (1975). Este sistema foi composto por dois conjuntos com quatro psicrômetros cada, e que operaram defasados de cinco minutos, ou seja, enquanto um conjunto de psicrômetros fazia a coleta de dados, o outro conjunto permanecia se estabilizando; assim, completados os cinco minutos, o segundo conjunto fazia a coleta, enquanto o primeiro mudava de posição para estabilizar-se e, após completar mais um período de tempo, voltar a fazer a coleta e, assim, sucessivamente. Uma descrição detalhada deste sistema pode ser encontrada em Silva Filho (1988).

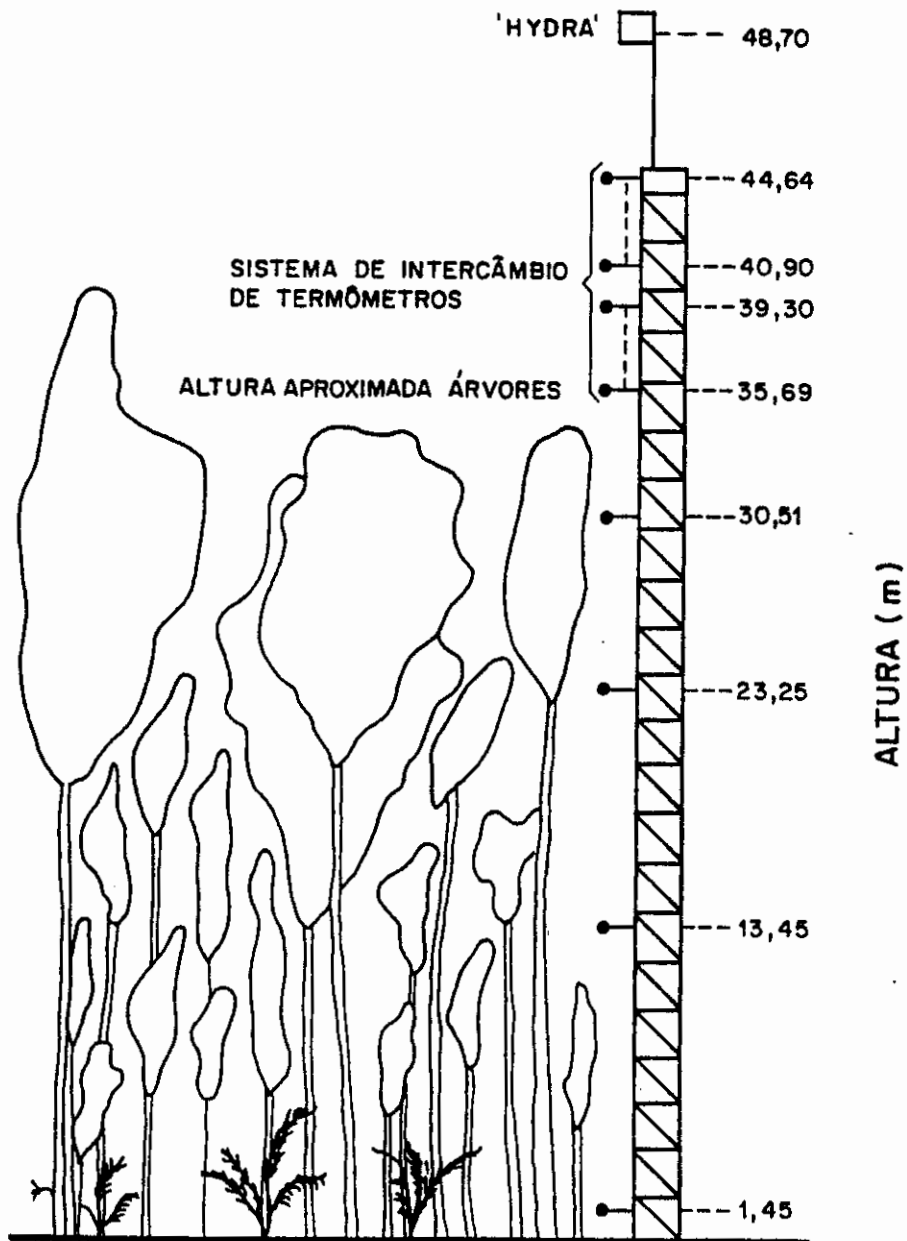


Fig. 4.2 - Diagrama esquemático ilustrando a altura dos psicrômetros aspirados (pontos pretos), o sistema de intercâmbio dos psicrômetros e o "Hydra" montados na torre e sua relação com o dossel da floresta na Reserva Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$).

O vento foi medido em doze níveis, ou seja, em cinco níveis dentro do dossel (1,45, 2,90, 13,45, 23,25 e 30,51 m) e sete acima dele (35,69, 37,50, 39,30, 40,90, 42,82, 44,64 e 48,70 m). As medidas foram feitas com anemômetros de conchas, do tipo Sheppard modificado (Stewart e Thom, 1973), e fixados nas extremidades de tubos metálicos, que os mantêm afastados 3 m das laterais da torre. Estes anemômetros constituem-se de seis canecas de isopor, apresentando boa linearidade na resposta com ventos acima de 1 m s^{-1} e têm velocidade de partida em torno de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ (Manzi, 1987).

A aquisição e armazenamento das informações foi realizada por um sistema de microcomputação, que interroga os sensores, controla o intercâmbio de posições dos termômetros, e processa os valores médios de velocidade do vento, temperatura e umidade específica do ar em intervalos de 20 minutos.

As medidas dos fluxos de calor sensível, de calor latente e de momentum foram efetuadas através do sistema Hydra, composto pelos seguintes sensores: um anemômetro sônico vertical, um higrômetro, um termômetro constituído por termo-par, e dois anemômetros de hélice; esses sensores acoplam-se a um microprocessador que executa o cálculo dos fluxos e de outras grandezas características da turbulência atmosférica, conforme descrição apresentada por Shuttleworth et al. (1984a).

Os conjuntos de dados relativos aos intervalos de 20 minutos, que se enquadram num mesmo horário, foram reunidos num único conjunto contendo as médias horárias das medidas originais. As medidas de temperatura e umidade específica do ar, velocidade do vento e radiação solar, entre outras, se enquadram nesse caso,

enquanto as medidas dos fluxos representam originalmente médias horárias.

Para a verificação do modelo de balanço de energia e obtenção da temperatura da superfície, proposto no Capítulo 3 e integrado no Capítulo 5, selecionaram-se alguns dias de dados obtidos nos experimentos citados, correspondentes a dias sem precipitação pluviométrica.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 - MODELO DE BALANÇO DE ENERGIA

O balanço de energia, expresso pela Equação 3.1, tem seus componentes dados pelas equações apresentadas no Capítulo 3, particularizadas para áreas de pastagem e de floresta na Amazônia central. Para a pastagem consideram-se o saldo de radiação e os fluxos de calor sensível, latente e no solo; na floresta, os componentes considerados são o saldo de radiação, os fluxos de calor sensível e latente e o termo de armazenamento térmico no dossel. A equação para o balanço de energia, para cada caso, é então solucionada através da técnica iterativa de Newton-Raphson, para a obtenção da temperatura da superfície T_s (da pastagem ou do dossel) em cada hora do dia, com precisão igual a 10^{-3} K. Esta temperatura então é utilizada para a determinação dos fluxos de energia, que são subsequenteemente comparados com os observados nos locais considerados. As Figuras 5.1 e 5.2 mostram os esquemas dos procedimentos utilizados.

Para a comparação utilizam-se dados obtidos durante os experimentos micrometeorológicos realizados na região da Amazônia central, nos locais mencionados no Capítulo 4. Na área desmatada coberta por pastagem, os dados foram obtidos na Fazenda Dimona, nos dias 18, 20, 21 e 23 de outubro de 1990, dias sem precipitação. Para a área de floresta, os dados foram obtidos na Reserva Ducke e coletados nos dias 11, 21, 22, e 23 de agosto de 1984, correspondendo a dias sem precipitação.

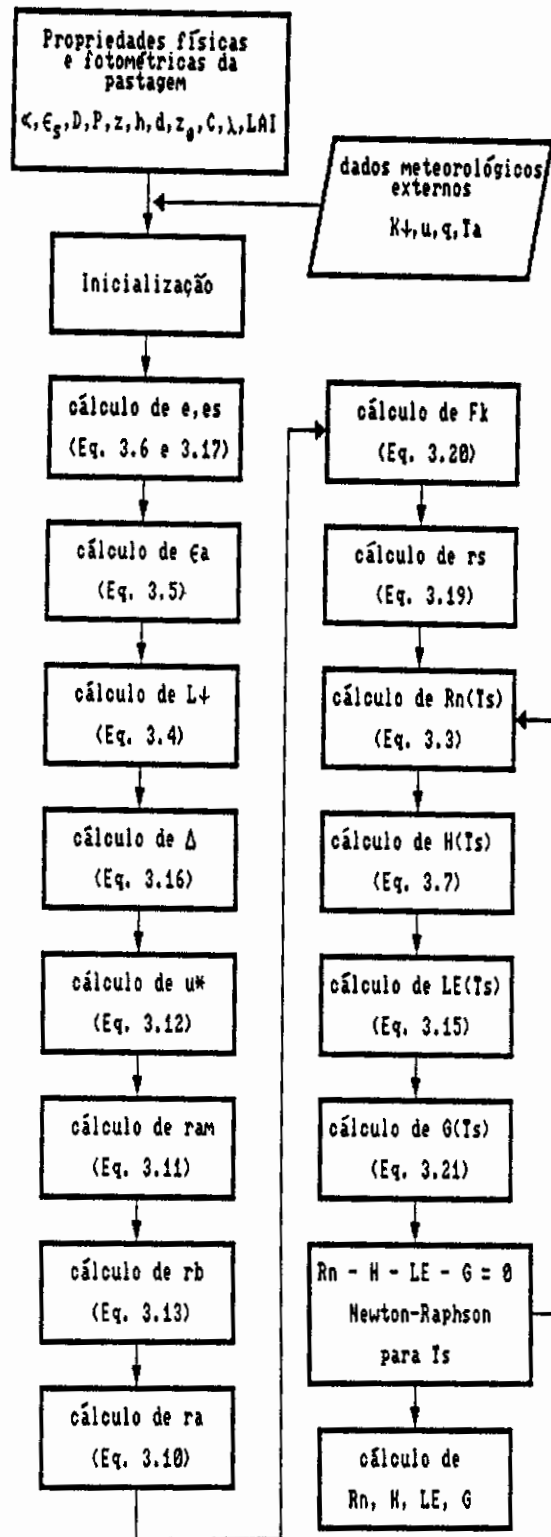


Fig. 5.1 - Esquema do procedimento utilizado para o cálculo do balanço de energia na área de pastagem.

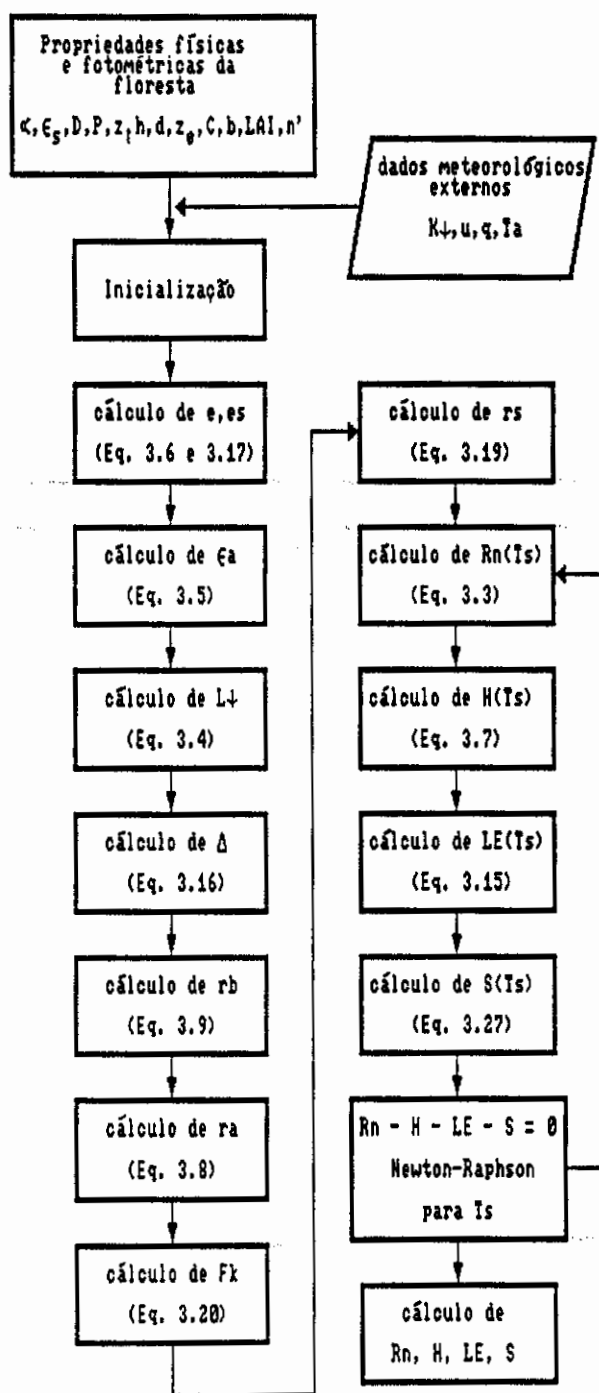


Fig. 5.2 - Esquema do procedimento utilizado para o cálculo do balanço de energia na área de floresta.

5.2 - DADOS DE ENTRADA

O modelo desenvolvido exige o conhecimento do fluxo de radiação solar global (médias horárias) e dos valores de parâmetros ambientais nas superfícies da pastagem e do dossel da floresta mostrados a seguir.

5.2.1 - ÁREA DE PASTAGEM

Os dados de entrada para o modelo, em cada hora do dia (médias horárias), são: velocidade do vento, temperatura do ar, e umidade específica obtidos à altura de 3,6 m pelos respectivos instrumentos instalados sobre a torre micrometeorológica; temperaturas do solo à profundidade de 0,10 m (média de três instrumentos); propriedades físicas e fotométricas da pastagem, conforme mostrado na Tabela 5.1. O fluxo de radiação solar global é obtido por um radiômetro instalado na estação automática de tempo, mostrando-se os seus valores, para os quatro dias considerados, na Figura 5.3; nota-se em todos os dias, exceto o último (23/10/90), a ocorrência de mínimos relativos às 11:00 ou 12:00 h, devidos ao adensamento da nebulosidade nestes horários, com subsequente dissipação paulatina, conforme se pode verificar em seqüências de imagens do satélite geoestacionário GOES. Em 23/10/90 a nebulosidade foi mais densa, mantendo-se o dia todo, como pode ser visto pelo menor fluxo global.

TABELA 5.1 - PROPRIEDADES FÍSICAS E FOTOMÉTRICAS DA
PASTAGEM NA FAZENDA DIMONA, AMAZONAS.

Característica	Unidades	Fonte
albedo, α	0,20	
emissividade, ϵ_s	1	(Brutsaert, 1982)
comprimento de rugosidade, z_0	0,026 m	(Wright et al., 1992)
deslocamento do plano zero, d	0,17 m	(Wright et al., 1992)
altura da pastagem, h	0,28 m	(Wright et al., 1992)
altura, z	3,60 m	(Wright et al., 1992)
índice de área foliar, LAI	1,2	(McWilliam et al., 1992)
diâmetro das folhas do dossel, D	0,01 m	
constante C, (Eq. 3.13)	$1,8 \text{ s}^{1/2} \text{ m}^{-1}$	(Norman, 1979)
resistência estomática mínima, $r_{s\text{mín}}$	150 s m^{-1}	(Wright et al., 1992)
resistência estomática máxima, $r_{s\text{máx}}$	700 s m^{-1}	(Wright et al., 1992)
condutibilidade térmica, do solo λ	$0,7 \text{ W m}^{-1}\text{C}^{-1}$	(Campbell, 1985)

Os valores do comprimento de rugosidade (z_0) e do deslocamento do plano zero (d) usados no modelo (Tabela 5.1), foram obtidos para a pastagem por Wright et al. (1992) considerando dados da velocidade do vento (médias de 10 minutos) e condições de estabilidade aproximadamente neutras.

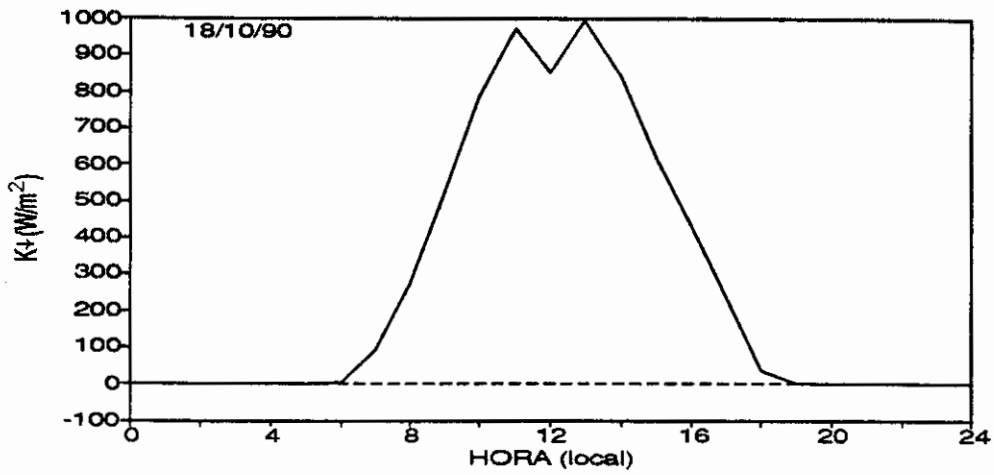
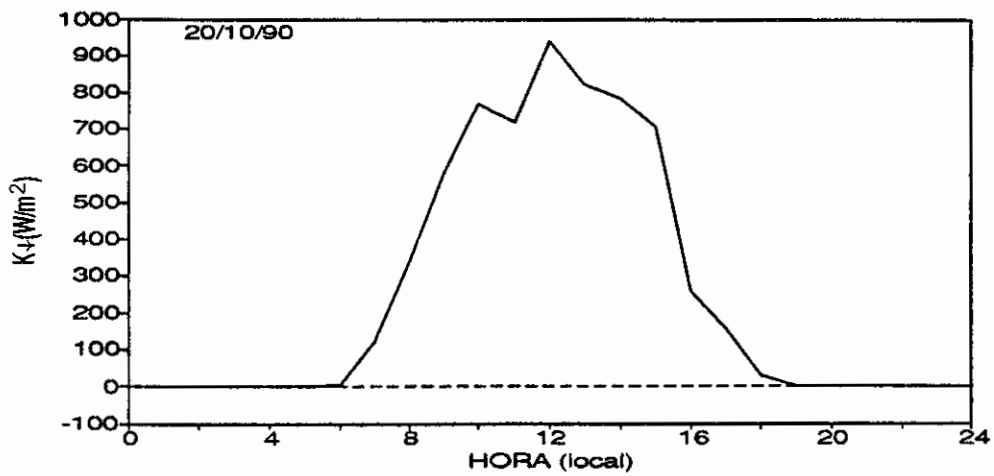
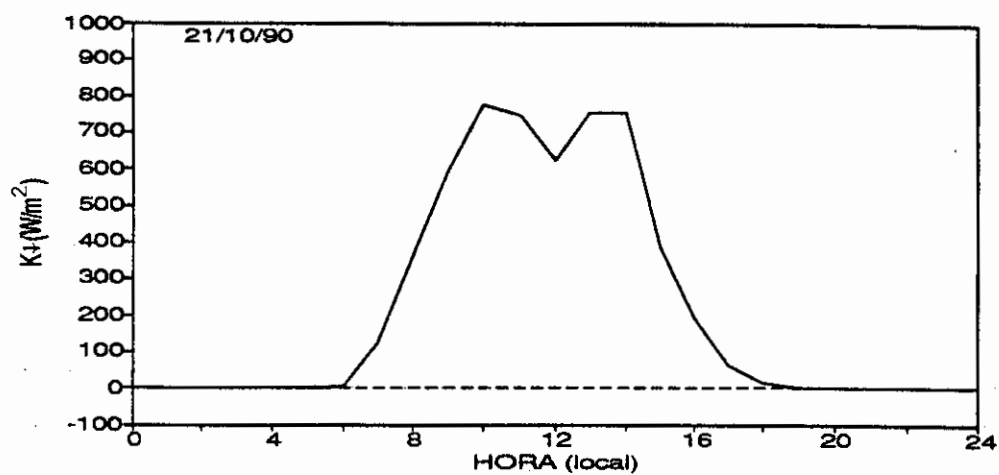
(a) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Pastagem - 18/10/90(b) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Pastagem - 20/10/90

Fig. 5.3 - Radiação solar global em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Pastagem - 21/10/90



(d) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Pastagem - 23/10/90

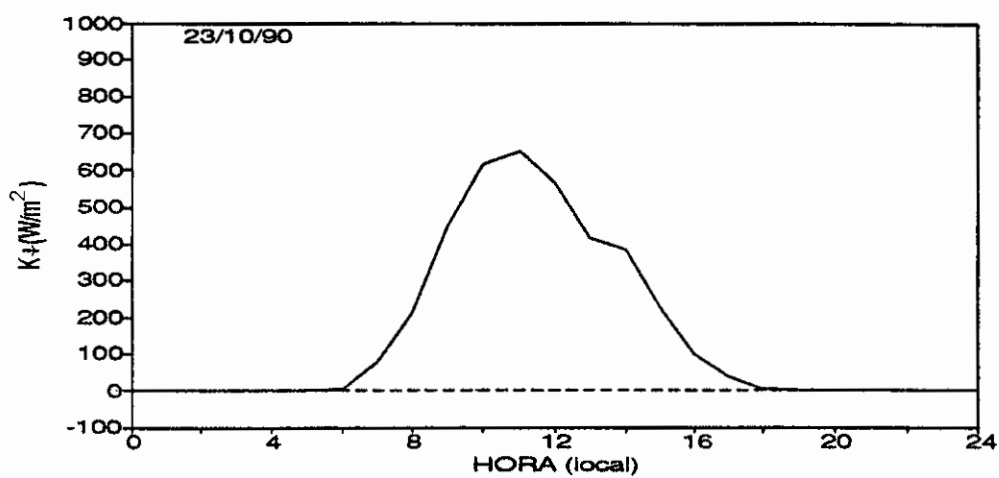


Fig. 5.3 - Conclusão.

Quanto à condutibilidade térmica do solo, considerou-se o valor $0,7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Campbell, 1985) como sendo característico para o solo argiloso da Fazenda Dimona.

O valor considerado para o índice de área foliar (LAI) corresponde ao valor médio da área verde total obtido para 12 amostras de gramas selecionadas na área estudada (McWilliam et al., 1992).

Para as resistências estomáticas mínima e máxima, os valores considerados basearam-se em estimativas da condutância da superfície (inverso da resistência) obtidos por Wright et al. (1992) para quatro dias distintos, ou seja, com diferentes condições de estresse de umidade.

5.2.2 - ÁREA DE FLORESTA

Para a floresta utilizam-se os seguintes dados de entrada para o modelo, em cada hora do dia (médias horárias): velocidade do vento, temperatura do ar, e umidade específica medidas por uma estação automática de tempo instalada no topo de uma torre com 45 m de altura. Além destes dados, consideram-se as propriedades fotométricas e as características da vegetação, conforme mostrado na Tabela 5.2. Finalmente, o fluxo de radiação solar global é obtido na altura de 45 m da torre citada, mostrando-se seus valores, para os quatro dias considerados, na Figura 5.4; a ocorrência de mínimos relativos às 11:00 ou 12:00 h de cada dia também deve-se ao adensamento da nebulosidade nestes horários, com subsequente dissipação gradativa, conforme verifica-se em seqüências de imagens de satélite.

TABELA 5.2 - PROPRIEDADES FOTOMÉTRICAS E CARACTERÍSTICAS DO DOSSSEL NA RESERVA DUCKE, MANAUS, AMAZONAS.

Característica	Unidades	Fonte
albedo, α	0,12	(Shuttleworth et al., 1984b)
emissividade, ϵ_s	0,95	(Viswanadham et al., 1990)
coeficiente de atenuação para o vento, n'	0,35	
índice de área foliar, LAI	6	(McWilliam et al., 1992)
diâmetro das folhas do dossel, D	0,15 m	
resistência estomática mínima, $r_{smín}$	100 s m ⁻¹	(Roberts et al., 1990)
resistência estomática máxima, $r_{smáx}$	700 s m ⁻¹	(Roberts et al., 1990)

McWilliam et al. (1992) consideraram quatro sub-regiões separadas para amostragem, com 100 m² de área em cada uma, e concluíram que o índice de área foliar (LAI) na floresta varia consideravelmente com a altura; entretanto, o LAI cumulativo através do dossel foi similar, com um valor representativo igual a 6.

Os valores para as resistências estomáticas mínima e máxima foram obtidos avaliando-se os resultados obtidos por Roberts et al. (1990) para diferentes espécies encontradas na Reserva Ducke.

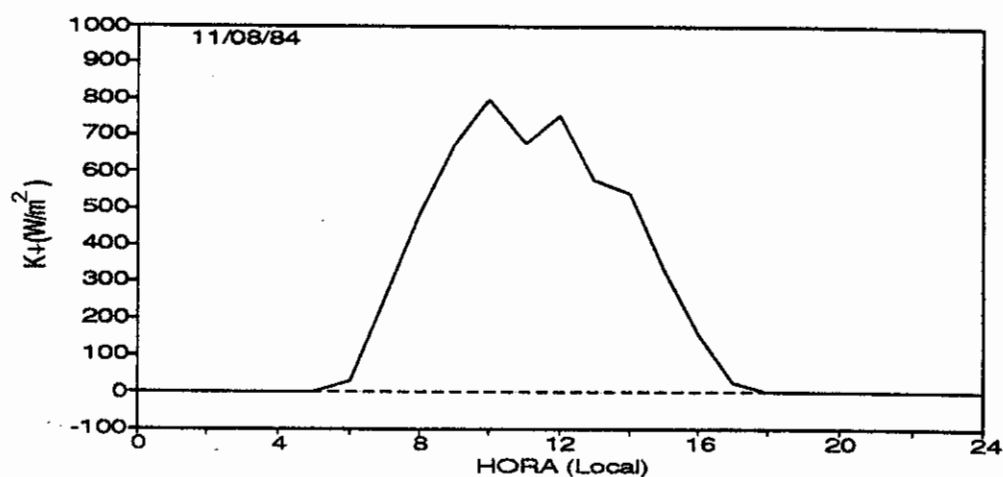
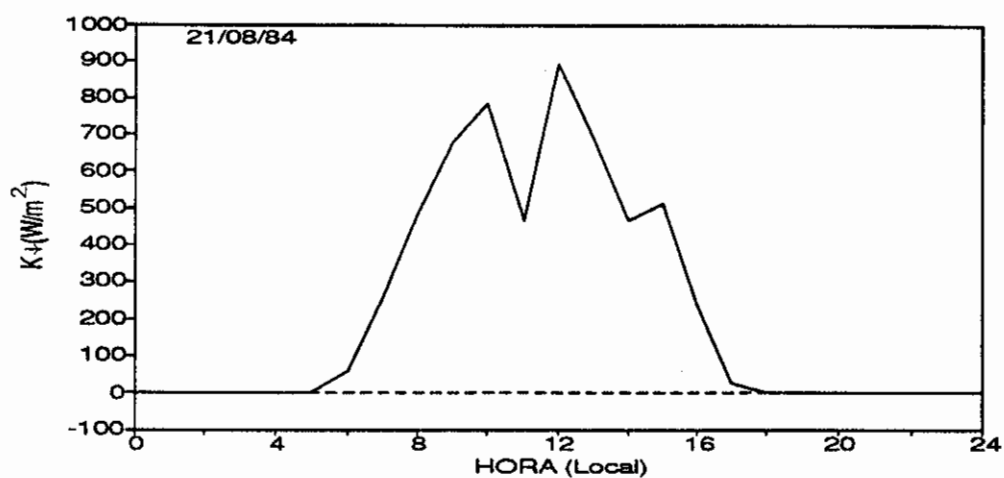
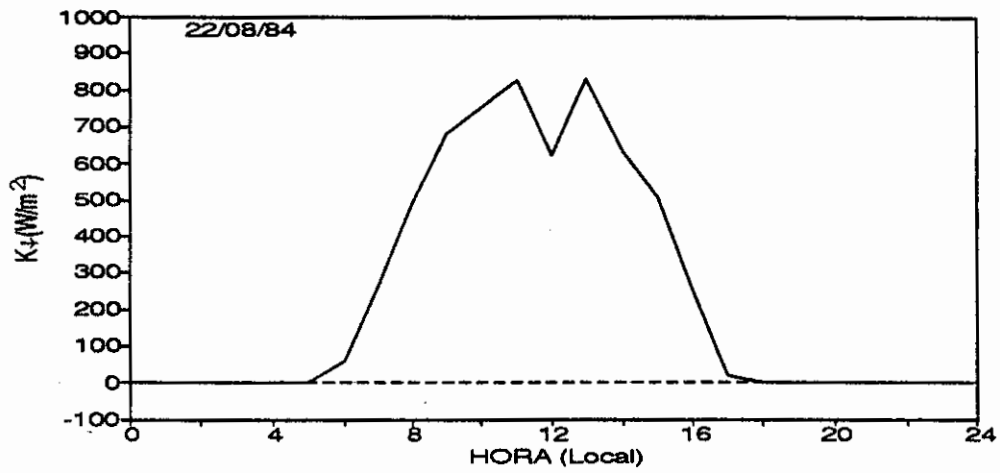
(a) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Floresta - 11/08/84(b) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Floresta - 21/08/84

Fig. 5.4 - Radiação solar global em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Floresta - 22/08/84



(d) Radiação Solar Global (W m^{-2}) - Floresta - 23/08/84

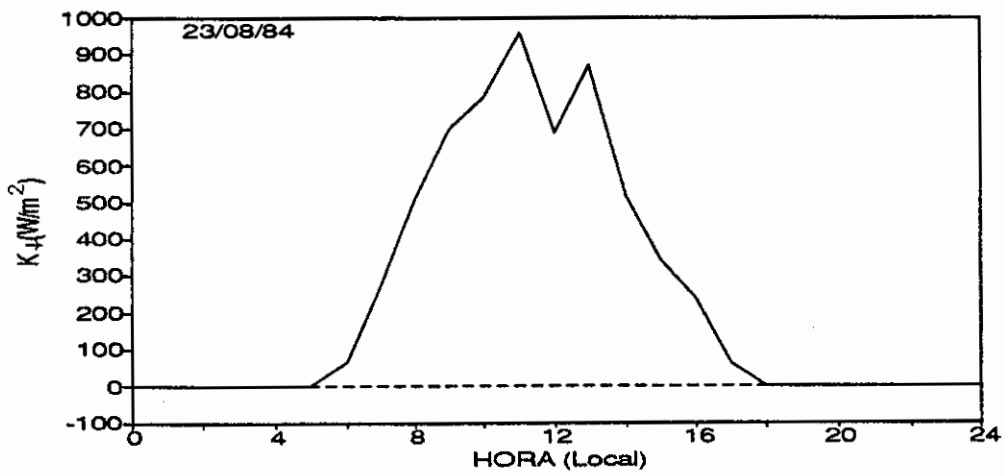


Fig. 5.4 - Conclusão.

5.3 - RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

Apresentam-se, a seguir, os resultados obtidos com o modelo de balanço de energia proposto para as áreas de pastagem e de floresta, comparando-os com os valores medidos nos dias considerados.

5.3.1 - ÁREA DE PASTAGEM

A temperatura do ar (T_a) medida e a da superfície (T_s) estimada com o modelo, assim como as respectivas diferenças, de hora em hora, para os quatro dias considerados, são mostradas na Figura 5.5. Verifica-se um comportamento similar em todos os dias, com valores de T_s inferiores e superiores a T_a durante o período noturno e diurno, respectivamente. Wright et al. (1992) obtiveram os valores de T_s , através da equação aerodinâmica do calor sensível, e concluíram que as diferenças entre T_s e T_a não variam muito com o tempo, obtendo um valor médio diário (valores absolutos) de $4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (máximo de $8,6^{\circ}\text{C}$ e mínimo de $2,5^{\circ}\text{C}$), para um período de 35 dias consecutivos (de outubro a novembro de 1990) entre 6:00 e 18:00 h locais. Os valores estimados com o modelo estão compatíveis com estes, com a maior diferença ($T_s - T_a$) igual a $5,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, às 10:00 h locais do dia 23/10/90.

Os valores medidos e os estimados com o modelo, do saldo de radiação e dos fluxos de calor sensível, calor latente e calor no solo, para os quatro dias selecionados, são mostrados nas Figuras 5.6 a 5.9.

Observa-se no primeiro dia, 18/10/90, que há um bom ajuste do saldo de radiação (Figura 5.6a) na maioria dos horários, exceto sub-estimativas durante as horas da madrugada e superestimativas durante o período de maior

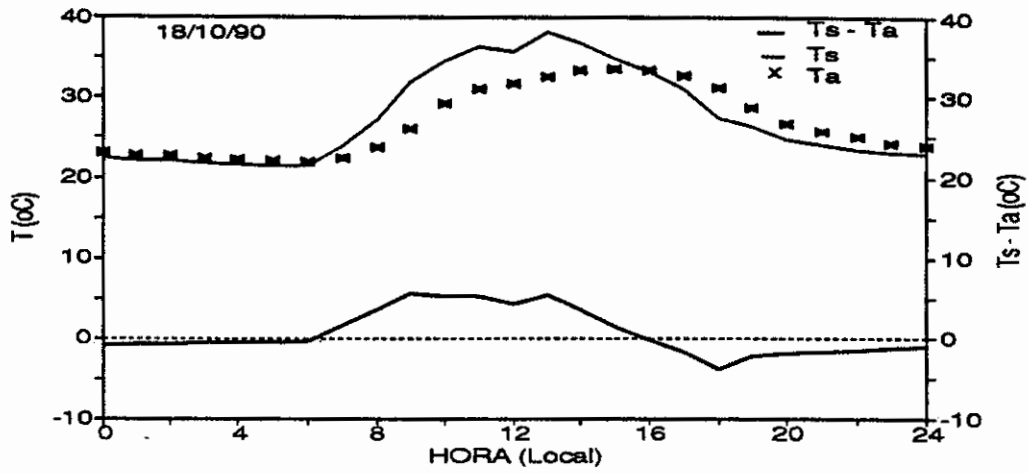
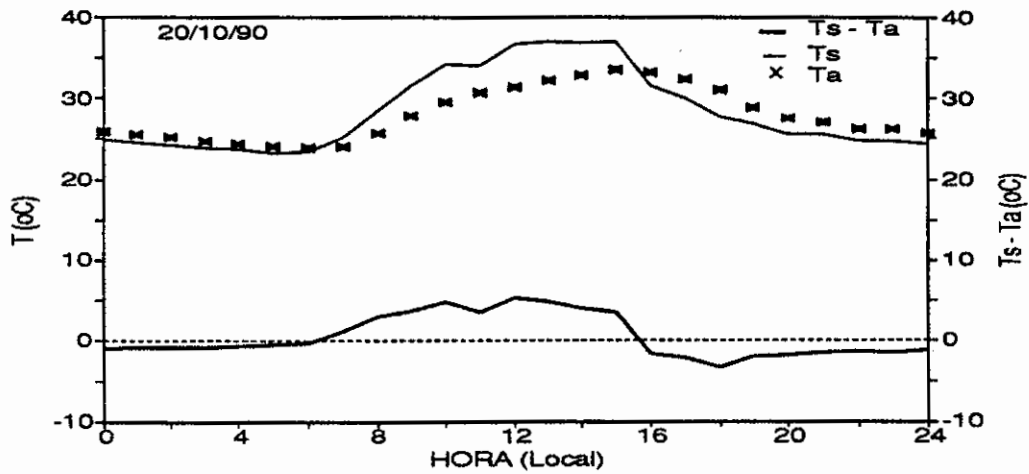
(a) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Pastagem - 18/10/90(b) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Pastagem - 20/10/90

Fig. 5.5 - Temperaturas da superfície (estimada) e do ar (medida) em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

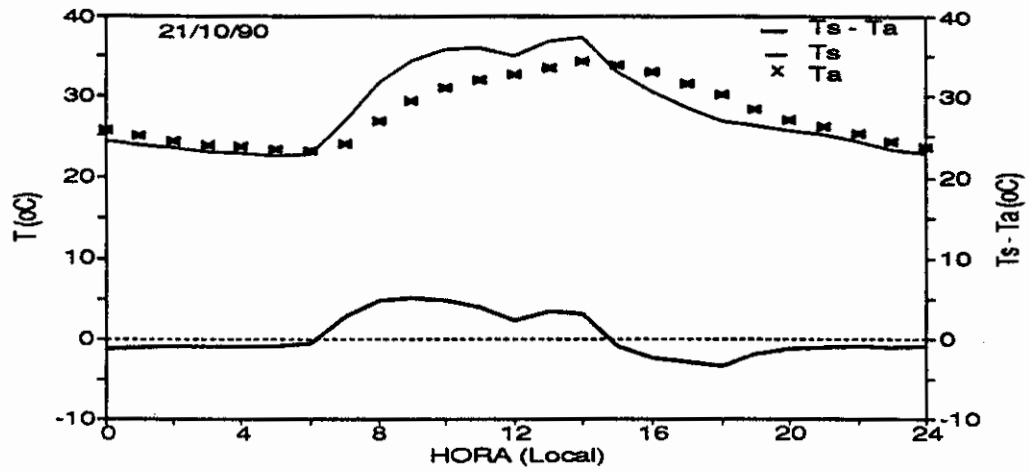
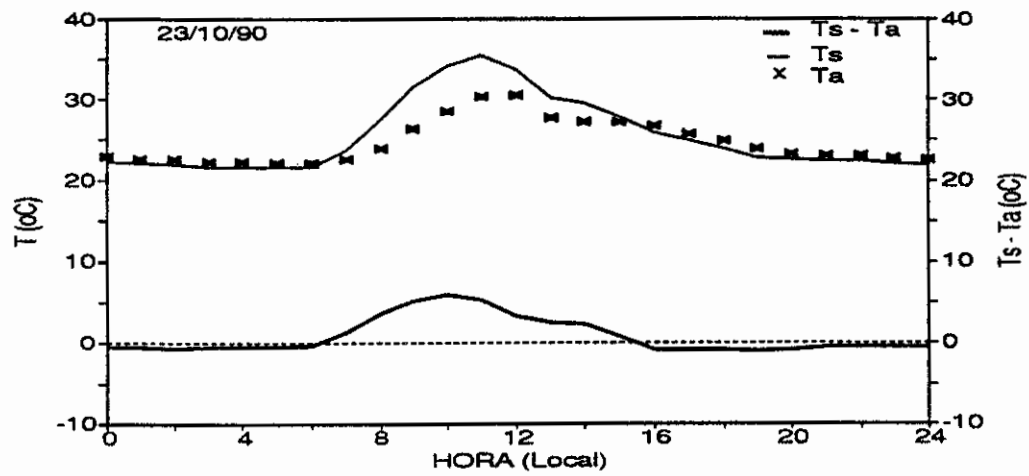
(c) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Pastagem - 21/10/90(d) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) Pastagem - 23/10/90

Fig. 5.5 - Conclusão.

insolação; entretanto, o modelo reproduz a tendência dos valores medidos. Quanto ao fluxo de calor sensível neste primeiro dia, verifica-se bom ajuste de madrugada e, também, superestimativas durante o período de maior insolação e sub-estimativas entre 16:00 e 21:00 h (Figura 5.6b). O fluxo de calor latente (Figura 5.6c), após um bom ajuste até as 13:00 h, é superestimado depois desta hora, exceto às 22:00 h (cuja medida provavelmente está errada); entretanto, a tendência dos valores medidos é mantida. O fluxo de calor no solo foi sub-estimado no período noturno e superestimado das 9:00 às 13:00 h locais, mantendo, não obstante, a tendência dos valores medidos (Figura 5.6d).

A análise dos valores estimados para o saldo de radiação nos dias 20 e 21/10/90, conforme observa-se nas Figuras 5.7a e 5.8a, respectivamente, mostra um comportamento similar àquele do dia 18/10/90, reproduzindo a tendência dos valores medidos. No dia 23/10/90 (Figura 5.9a) observa-se um melhor ajuste nos valores do saldo de radiação. Na área de pastagem considerada, qualquer diferença na relação entre o saldo de radiação e a radiação solar deve-se quase unicamente às variações no balanço de radiação de onda longa. O balanço diário de radiação de onda longa é afetado pela temperatura da superfície e pela nebulosidade. Como mencionado acima, Wright et al. (1992) não encontraram nenhuma tendência com o tempo nos valores de T_s . Isto indica que a superestimativa do saldo de radiação durante o período de maior insolação pode ser devida à não-inclusão da nebulosidade no cálculo do balanço de radiação de onda longa. Não obstante, as flutuações nos valores de radiação solar global (Figura 5.3) e do saldo de radiação estão em fase e começam a se manifestar no horário das primeiras formações de nuvens cúmulos que se adensam ao máximo em torno das 11:00 ou 12:00 h, para então começar a se

dissipar (dias sem precipitação). Em geral, antes das 11:00 h e após as 15:00 h, os fluxos se comportam de maneira monotônica, indicando a não interferência da nebulosidade.

A avaliação do fluxo de calor sensível simulado para os dias 20, 21 e 23 conforme ilustrado nas Figuras 5.7b, 5.8b e 5.9b, respectivamente, mostra que os valores ajustam-se bem nos dias 20 e 23 e são sub-estimados após as 10:00 h no dia 21. Por outro lado, o fluxo de calor latente estimado foi maior que o medido em algumas horas dos dias 20 e 21 (Figuras 5.7c e 5.8c), enquanto que, para o dia 23 ele é simulado satisfatoriamente, conforme observa-se na Figura 5.9c. Estas variações nas estimativas dos fluxos de calor sensível e latente podem ocorrer tanto devido aos erros incorporados nas estimativas da resistência aerodinâmica global, a qual é extremamente sensível aos parâmetros morfológicos da planta, quanto aos erros que podem ocorrer na parametrização da resistência estomática, onde não se consideram todos os processos biológicos e os fatores ambientais que controlam os mecanismos fisiológicos, tais como o potencial de água nas folhas e a concentração de dióxido de carbono. Alguns estudos (Collatz et al., 1991) têm mostrado que os "feedbacks" fisiologicamente indiretos, que afetam a resistência estomática, podem ter fortes influências sobre o balanço de energia na superfície, indicando a importância de se obter modelos acurados para estes processos.

O fluxo de calor no solo, como no primeiro dia avaliado, manteve a tendência dos valores medidos, mas apresentou sensíveis variações entre as simulações e as medidas correspondentes aos dias 20, 21 e 23/10/90 (Figuras 5.7d, 5.8d e 5.9d, respectivamente). As discrepâncias entre estes valores são esperadas, pois o modelo não considera, para o solo, a umidade e as conseqüentes variações de suas

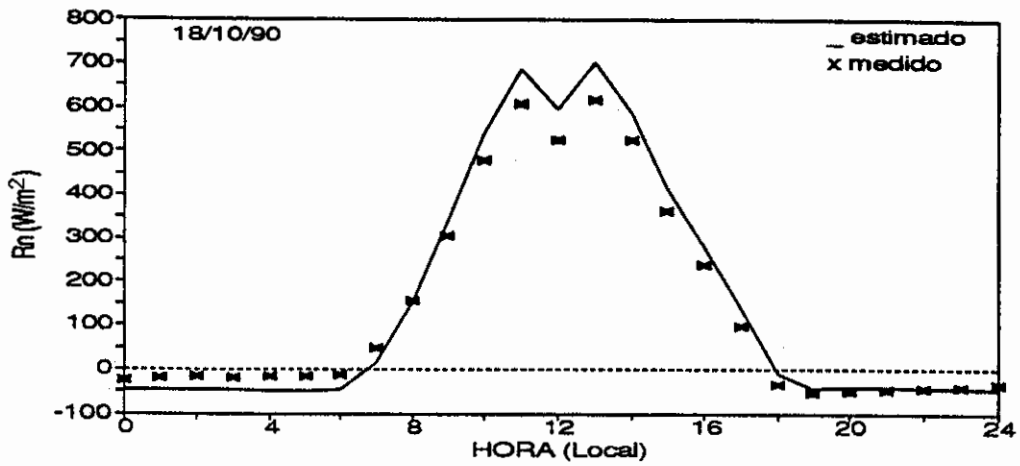
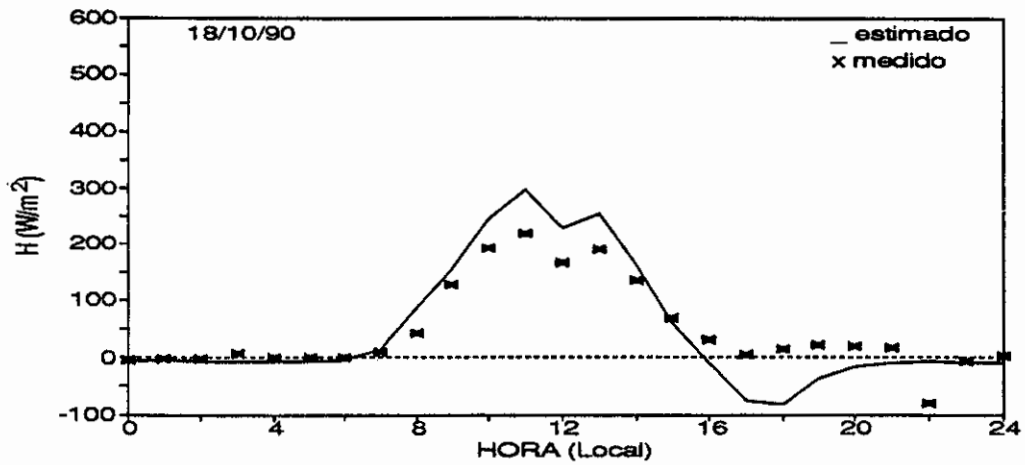
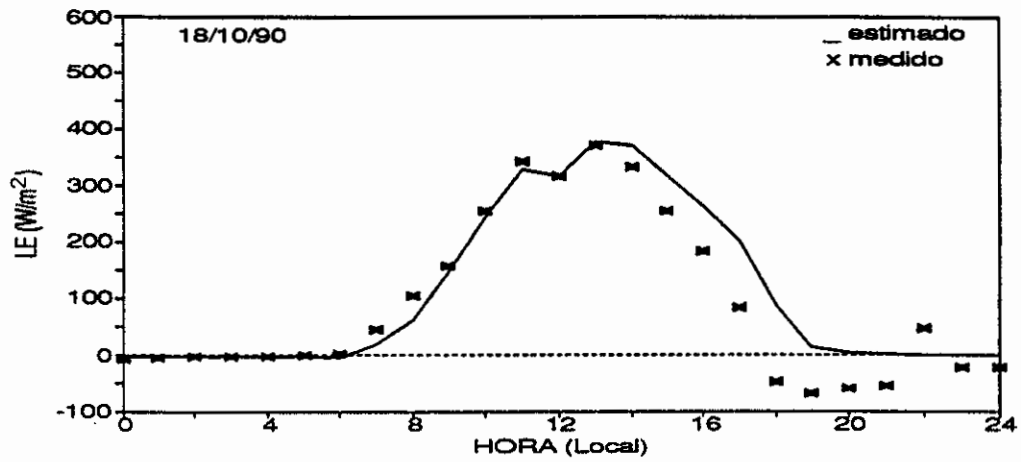
(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Pastagem - 18/10/90(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Pastagem - 18/10/90

Fig. 5.6 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação; (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor no solo no dia 18/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Pastagem - 18/10/90



(d) Calor no solo (W m^{-2}) - Pastagem - 18/10/90

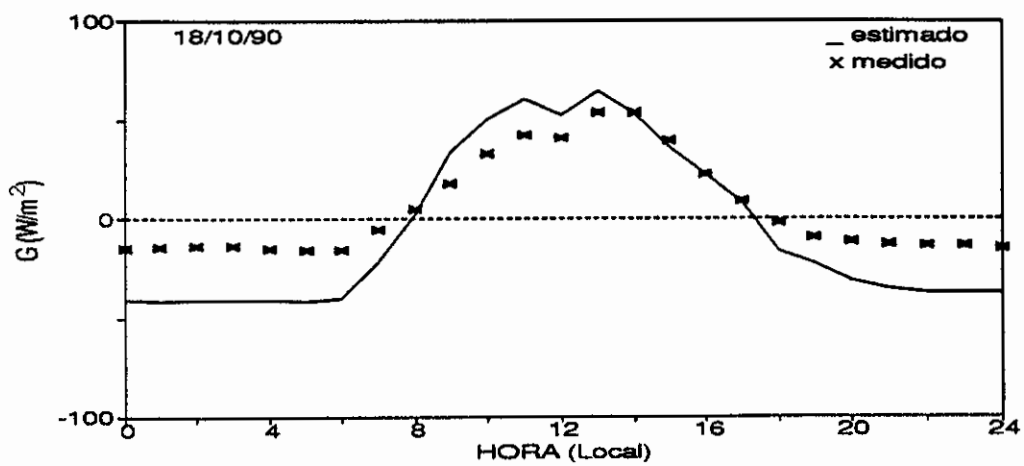


Fig. 5.6 - Conclusão.

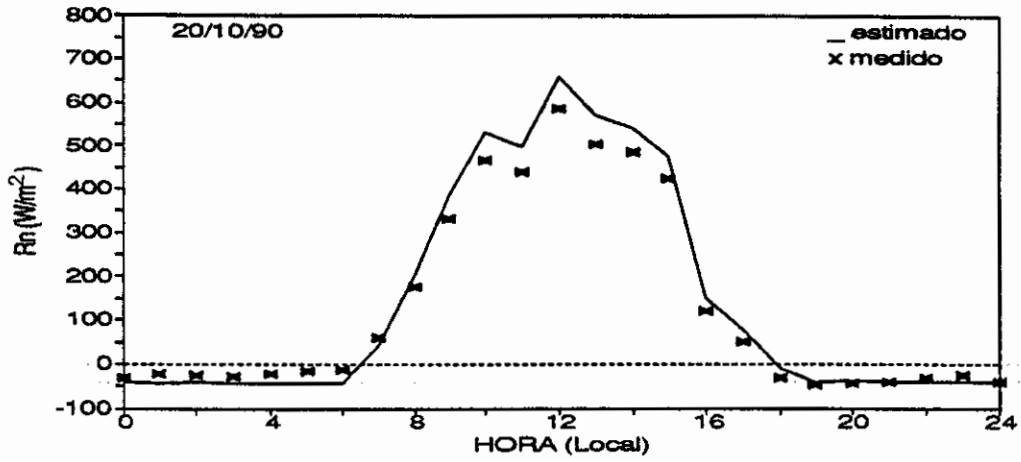
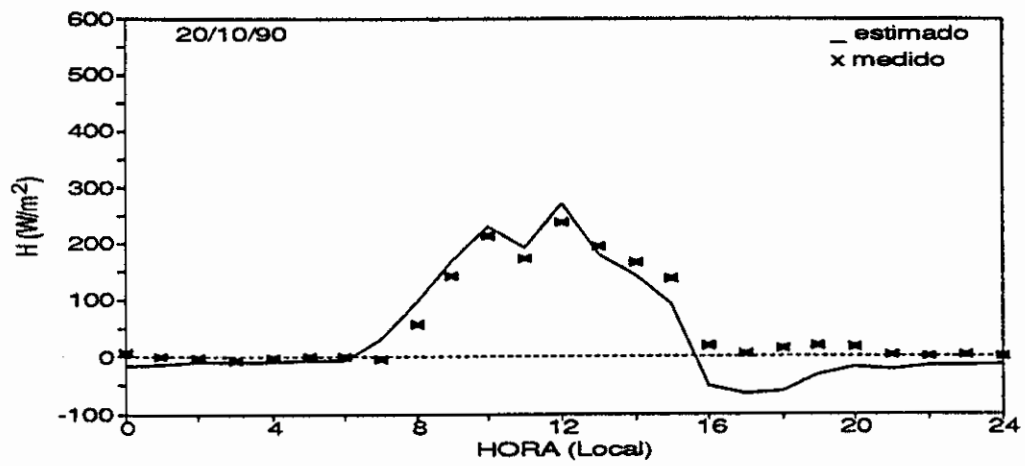
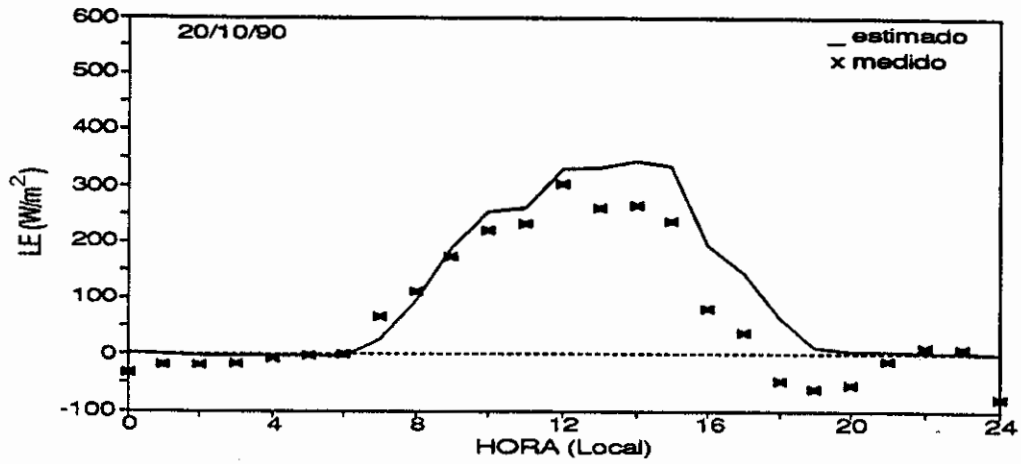
(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Pastagem - 20/10/90(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Pastagem - 20/10/90

Fig. 5.7 - Como na Fig. 5.6 no dia 20/10/90.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Pastagem - 20/10/90



(d) Calor no solo (W m^{-2}) - Pastagem - 20/10/90

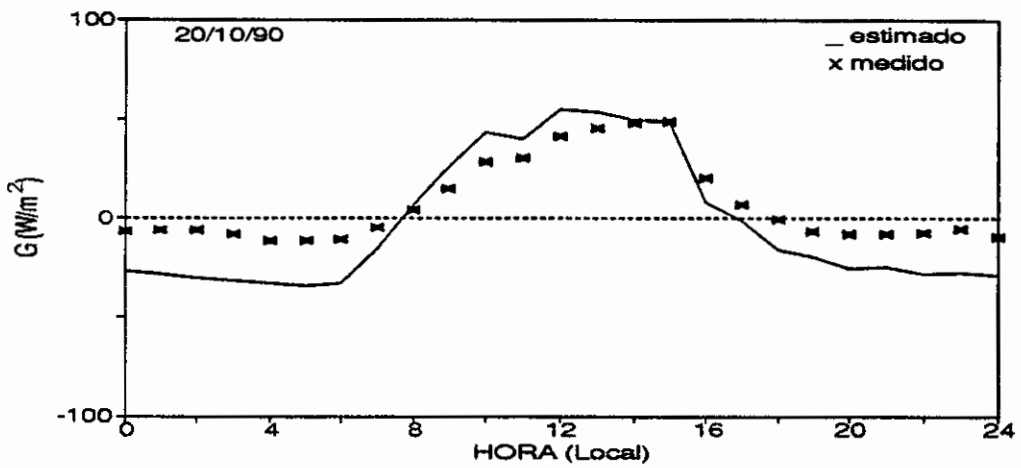


Fig. 5.7 - Conclusão.

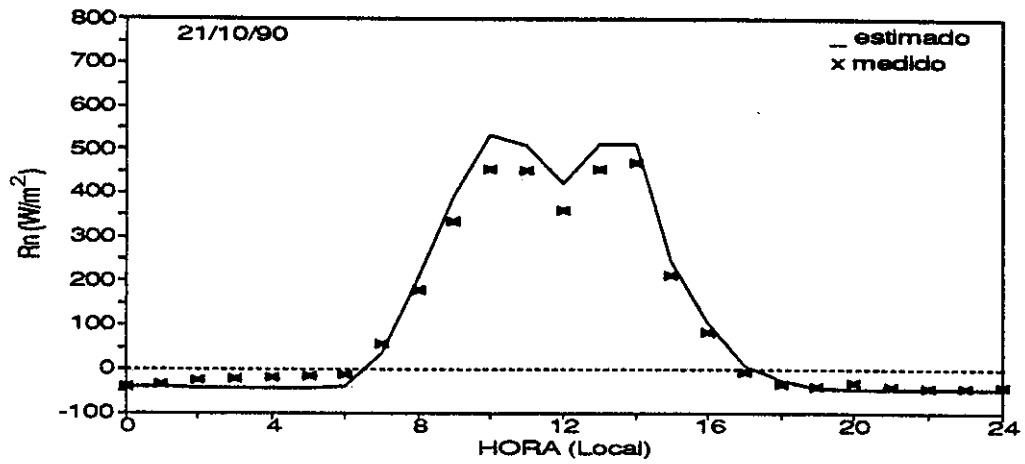
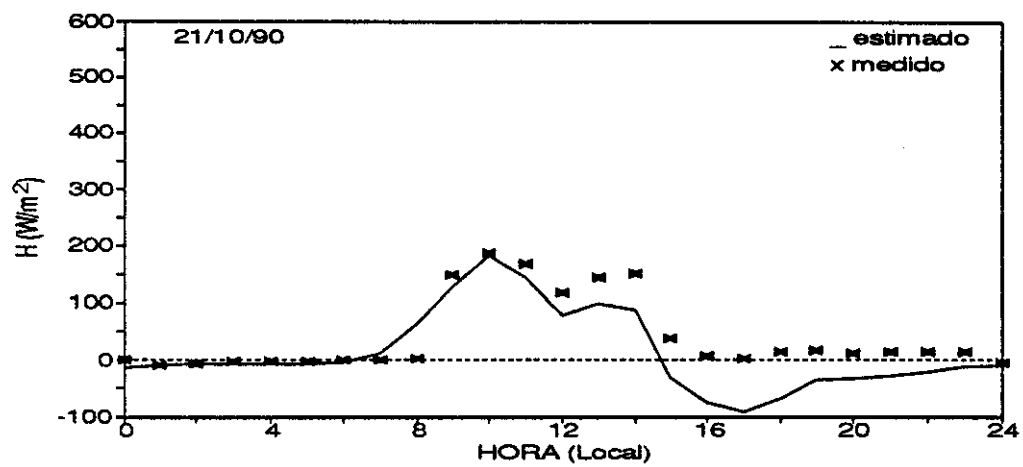
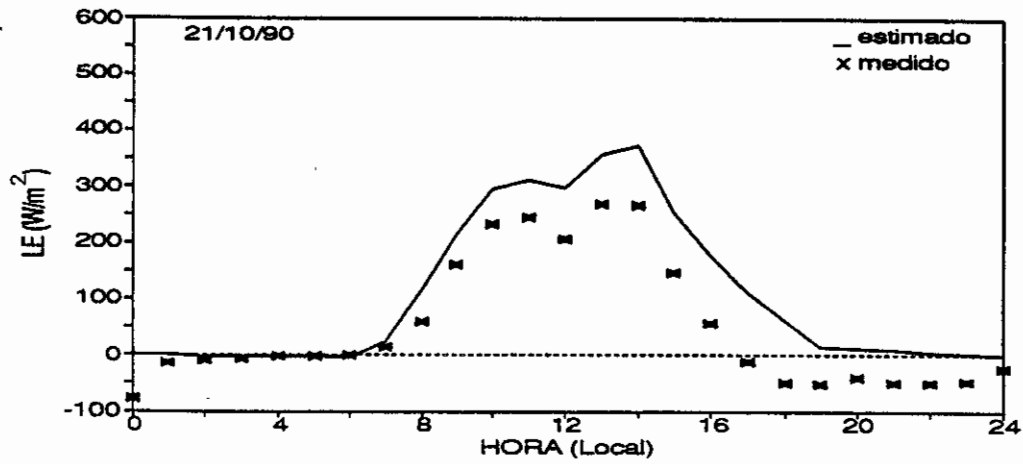
(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Pastagem - 21/10/90(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Pastagem - 21/10/90

Fig. 5.8 - Como na Fig. 5.6 no dia 21/10/90.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Pastagem - 21/10/90



(d) Calor no solo (W m^{-2}) - Pastagem - 21/10/90

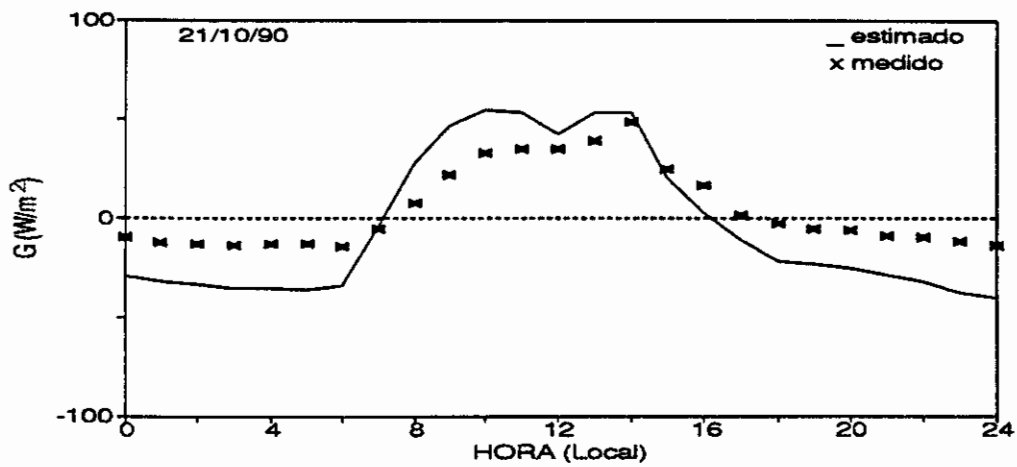
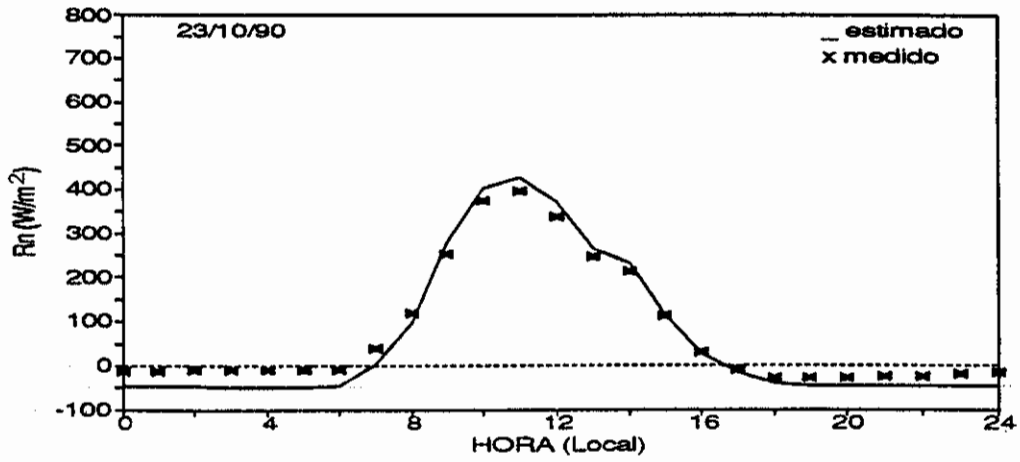


Fig. 5.8 - Conclusão.

(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Pastagem - 23/10/90



(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Pastagem - 23/10/90

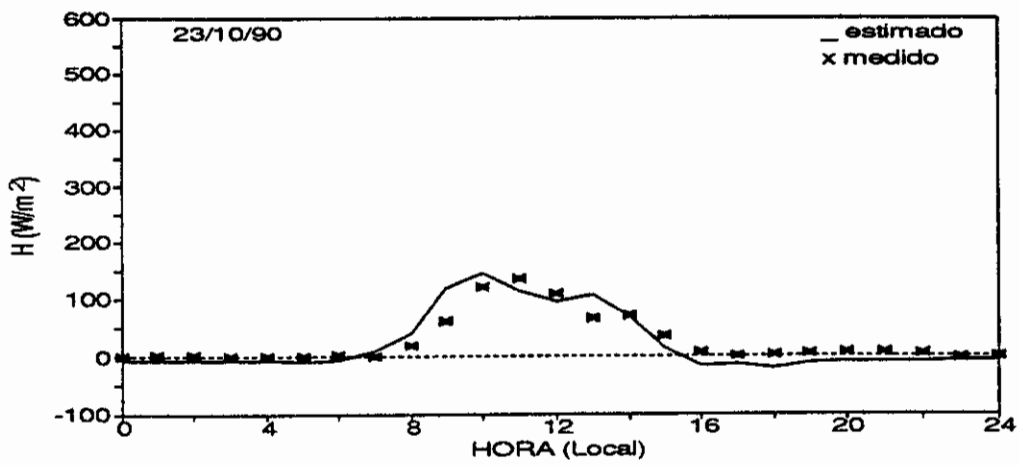


Fig. 5.9 - Como na Fig. 5.6 no dia 23/10/90.

(continua)

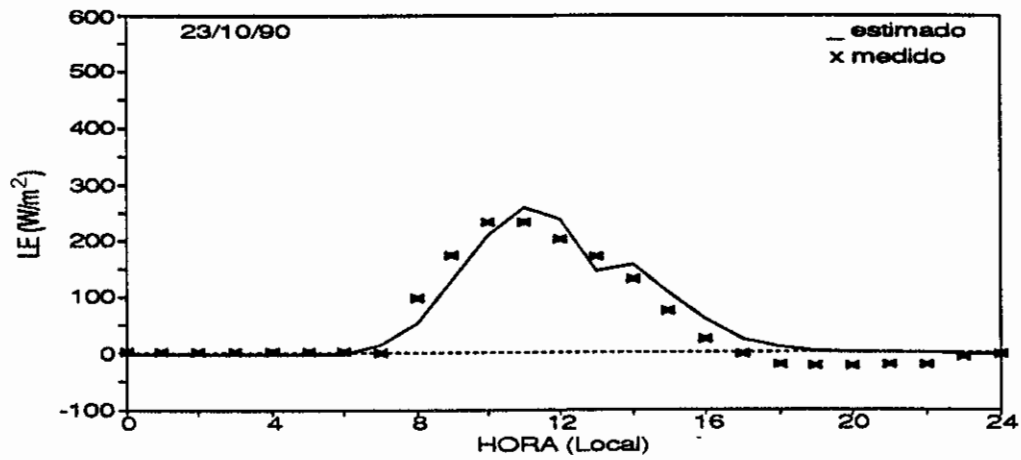
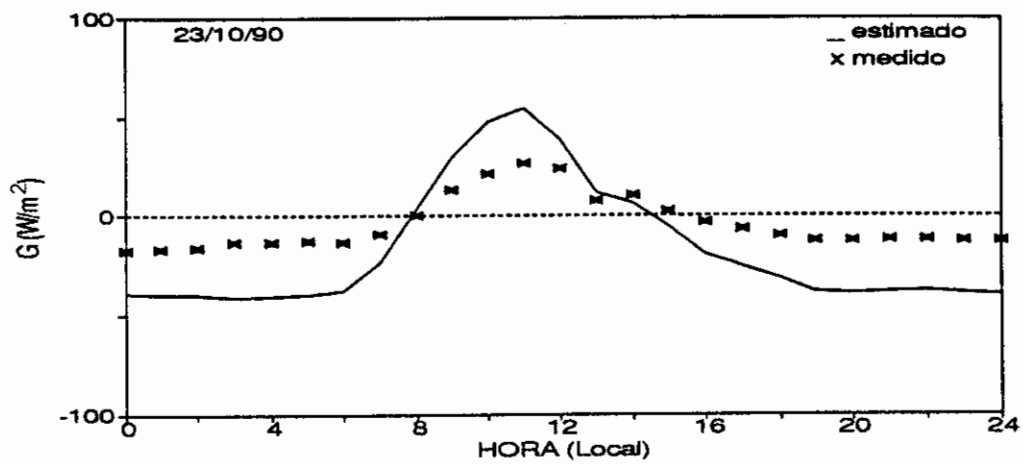
(c) Calor latente (W m^{-2}) - Pastagem - 23/10/90(d) Calor no solo (W m^{-2}) - Pastagem - 23/10/90

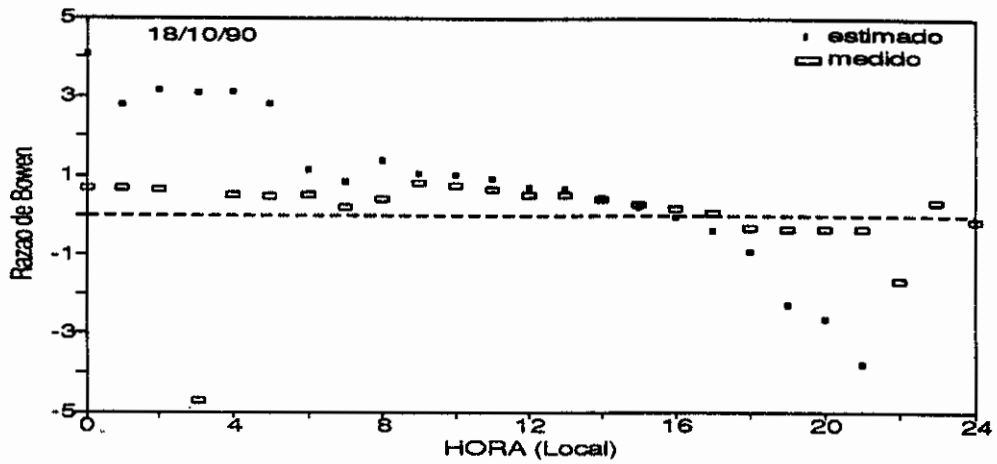
Fig. 5.9 - Conclusão.

propriedades térmicas; isto é, a condutibilidade térmica do solo foi considerada constante. Outrossim, uma estimativa representativa do fluxo de calor no solo é difícil de se obter em um ponto, pois as não-homogeneidades das propriedades térmicas são significantes, mesmo em pequena escala (Smith et al., 1992).

A razão de Bowen (β) foi calculada para os dias selecionados. A Figura 5.10 mostra os valores de β considerando as razões entre os fluxos medidos e os estimados: para os dados medidos β varia entre -1 e +1, enquanto que os dados estimados ajustam-se bem durante o período diurno, exceto nos horários em torno do nascer e do por do sol; durante a noite não há ajuste, devido aos pequenos valores dos fluxos de calor sensível e latente.

Para avaliar a estabilidade atmosférica nos dias estudados, utilizaram-se a escala de comprimento de Monin-Obukhov (L_{MO}) e as escalas de temperatura (T_*) e de umidade q_* (Apêndice A). Os valores destas escalas, considerando os cálculos com os fluxos medidos e os estimados estão ilustrados nas Figuras 5.11, 5.12 e 5.13, respectivamente. Observa-se, na avaliação de L_{MO} , considerando os valores calculados com os fluxos medidos, que a atmosfera na área de pastagem esteve instável a maior parte do dia, exceto em horas das madrugadas dos dias 18, 20 e 21 (Figuras 5.11a,b,c). No dia 18, os valores de L_{MO} simulados ajustam-se bem aos medidos, enquanto que, nos dias 20 e 21, observam-se discrepâncias a partir das 14:00 h. No dia 23, como mostrado na Figura 5.11d, verifica-se que o melhor ajuste dos valores ocorreu entre 8:00 e 12:00 h; entretanto, fora deste intervalo, observa-se uma sensível diferença. Quanto à escala de temperatura, observa-se na Figura 5.12 que, de modo geral, os valores simulados estão compatíveis com os obtidos de medidas, mantendo a tendência geral destes; as maiores diferenças

(a) Razão de Bowen - Pastagem - 18/10/90



(b) Razão de Bowen - Pastagem - 20/10/90

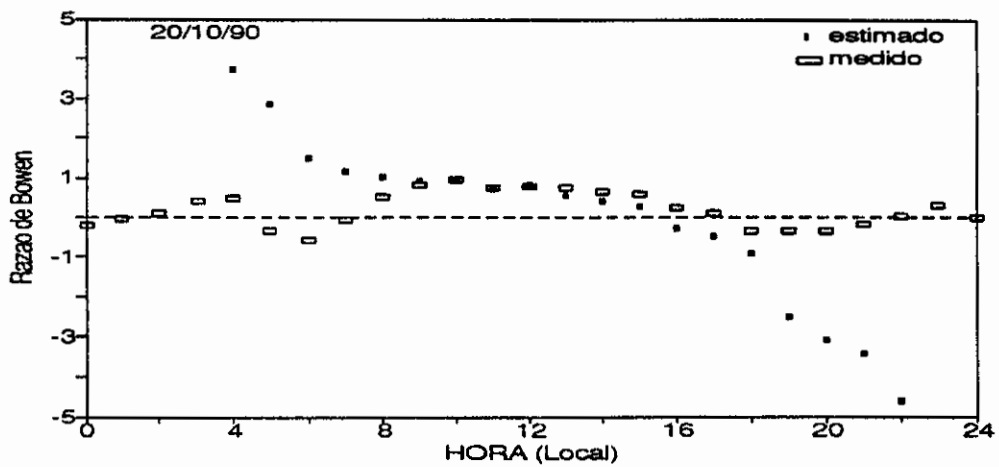
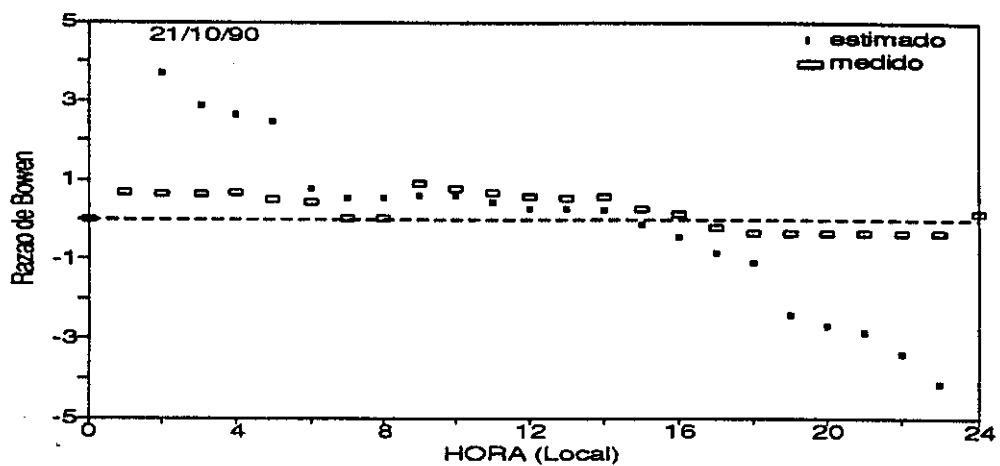


Fig. 5.10 - Valores da Razão de Bowen considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Razão de Bowen - Pastagem - 21/10/90



(d) Razão de Bowen - Pastagem - 23/10/90

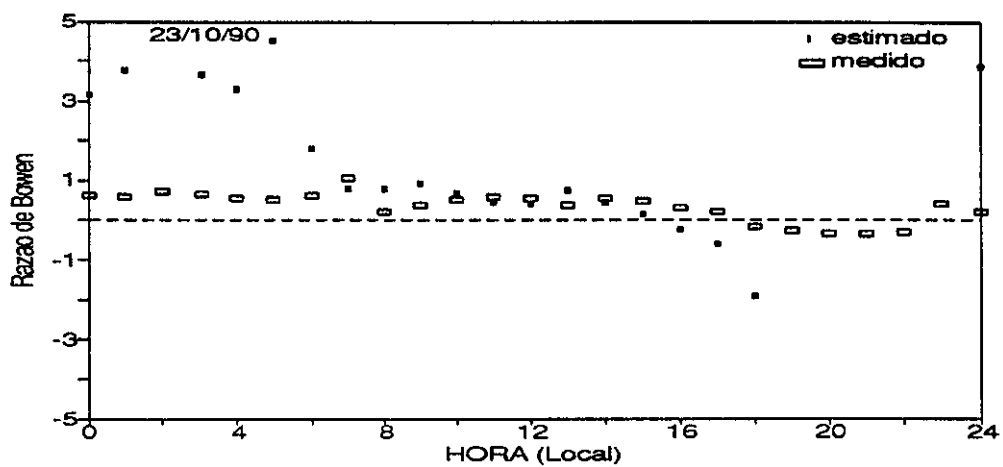
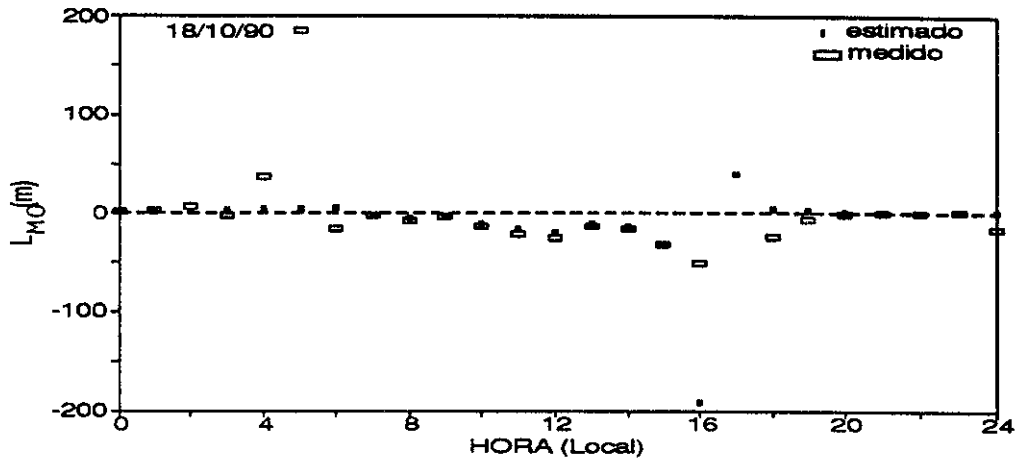


Fig. 5.10 - Conclusão.

(a) Escala de Comprimento (m) - Pastagem - 18/10/90



(b) Escala de Comprimento (m) - Pastagem - 20/10/90

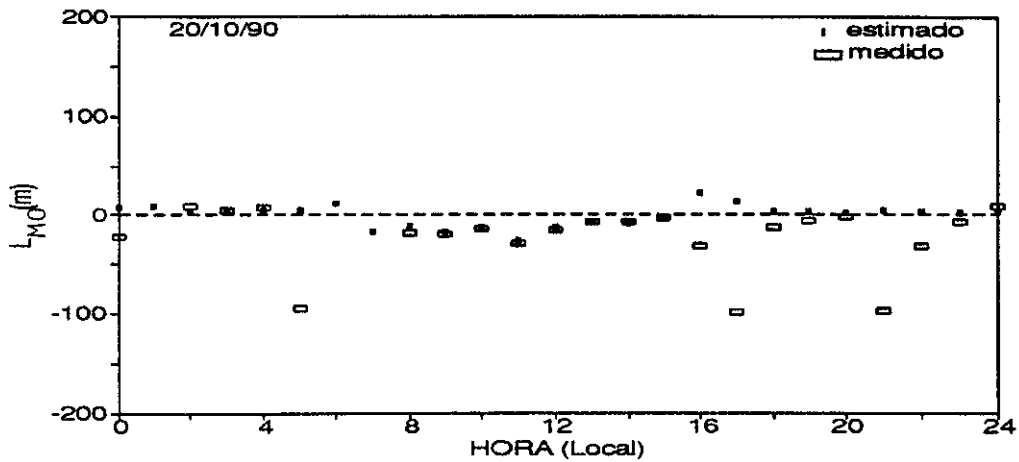
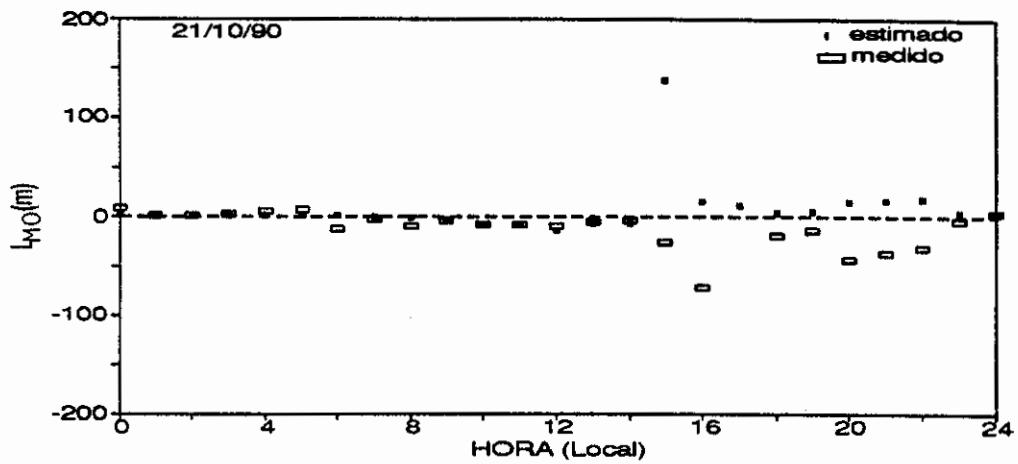


Fig. 5.11 - Valores da escala de comprimento de Monin Obukhov considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Escala de Comprimento (m) - Pastagem - 21/10/90



(d) Escala de Comprimento (m) - Pastagem - 23/10/90

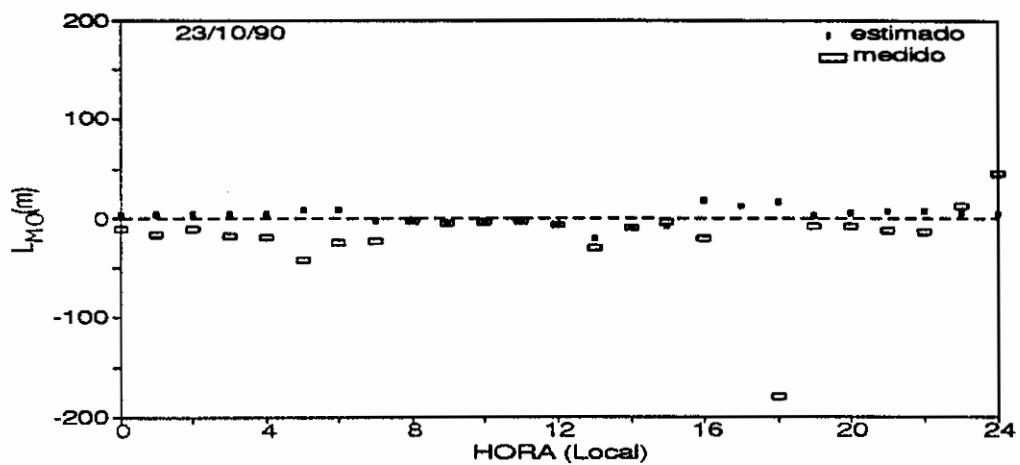
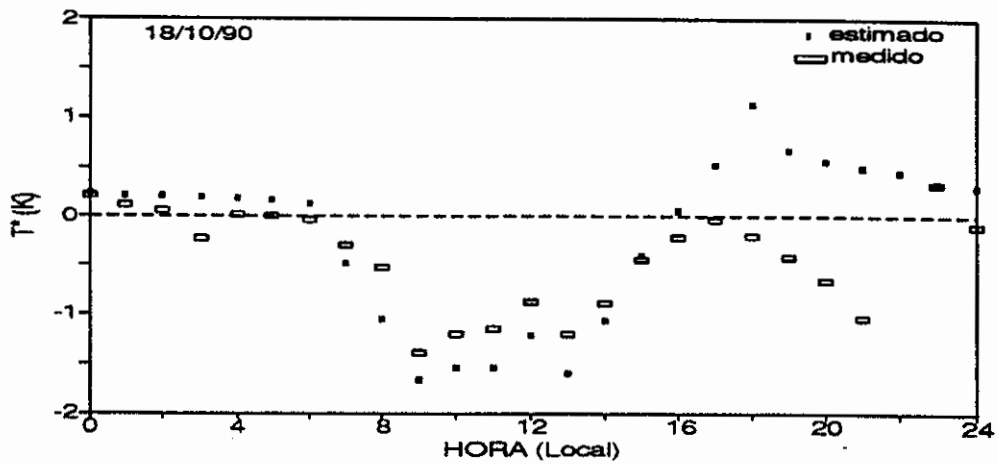


Fig. 5.11 - Conclusão.

(a) Escala de Temperatura (K) - Pastagem - 18/10/90



(b) Escala de Temperatura (K) - Pastagem - 20/10/90

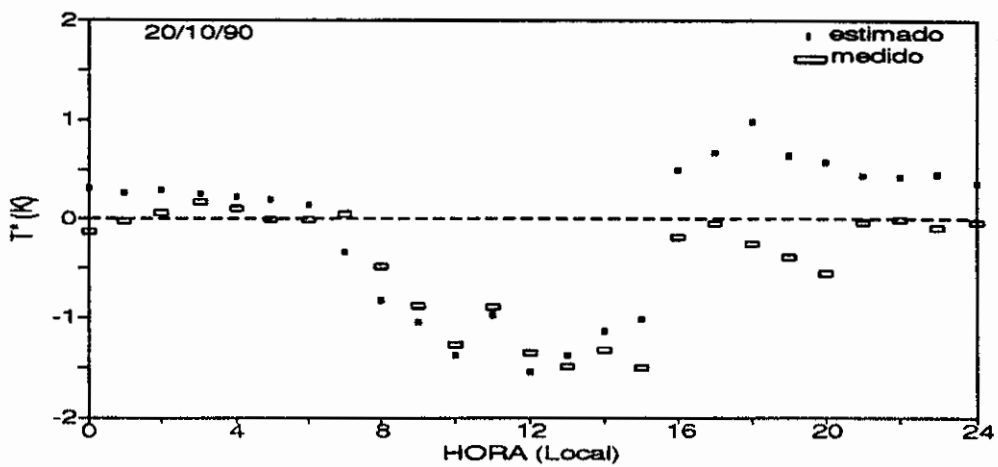
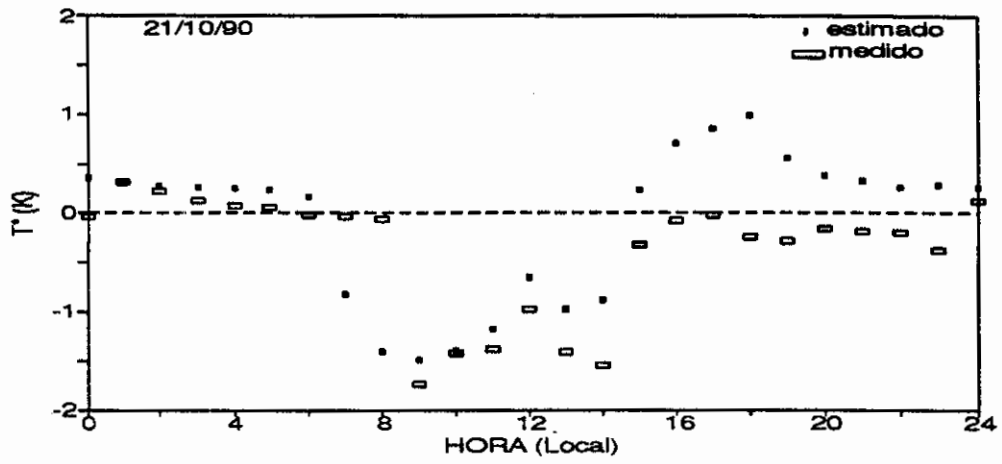


Fig. 5.12 - Valores da escala de temperatura considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Escala de Temperatura (K) - Pastagem - 21/10/90



(d) Escala de Temperatura (K) - Pastagem - 23/10/90

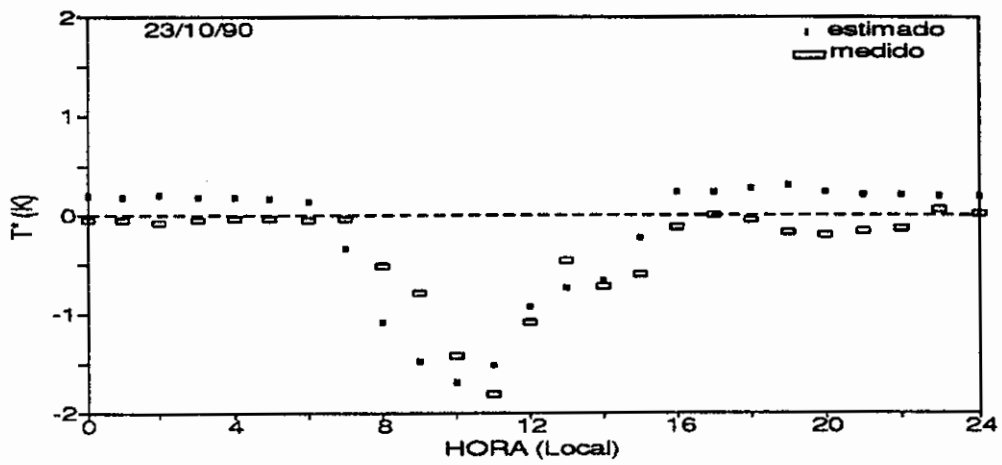
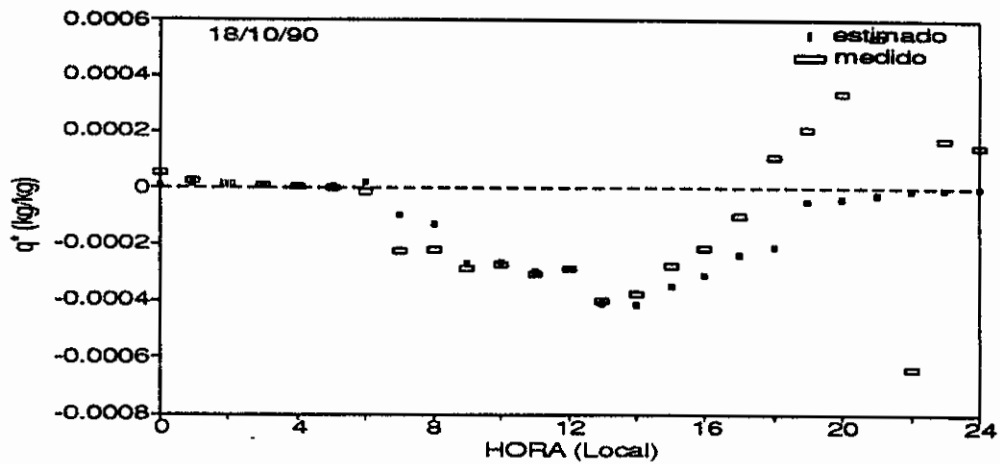


Fig. 5.12 - Conclusão.

(a) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Pastagem - 18/10/90



(b) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Pastagem - 20/10/90

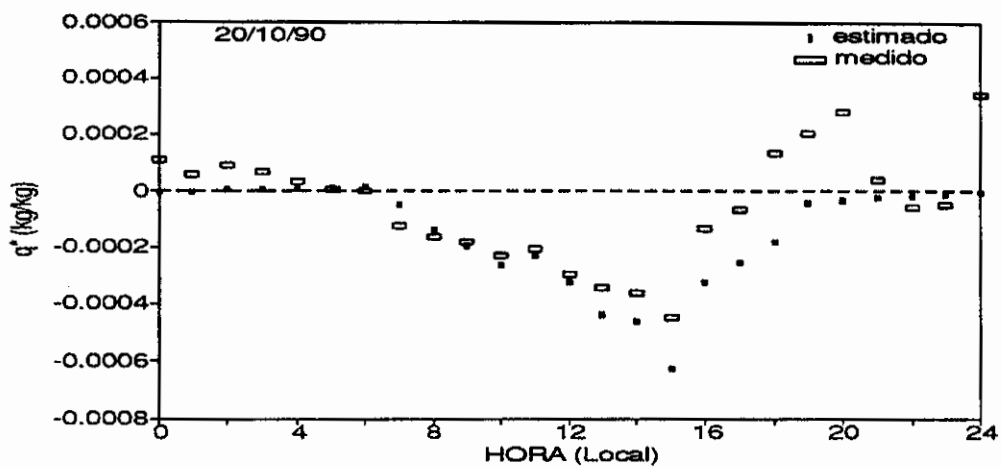
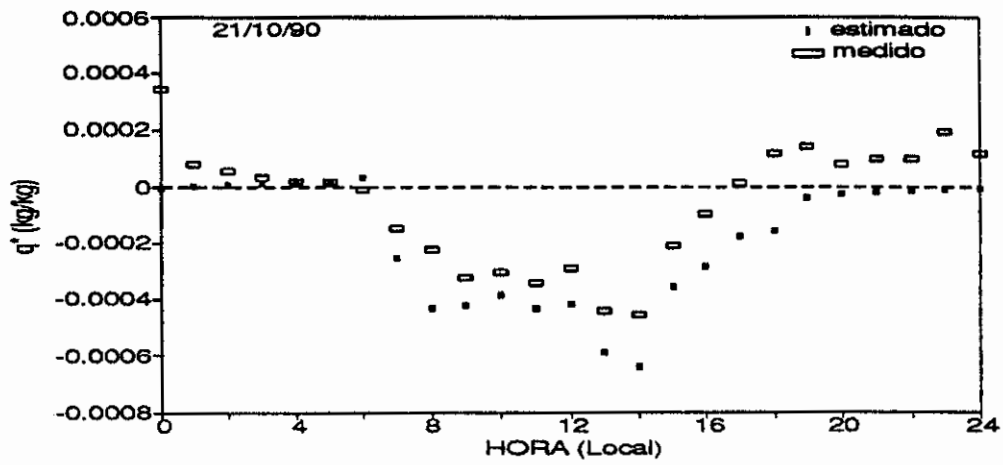


Fig. 5.13 - Valores da escala de umidade considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 18/10/90; (b) 20/10/90; (c) 21/10/90 e (d) 23/10/90 na área de pastagem da Fazenda Dimona.

(continua)

(c) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Pastagem - 21/10/90



(d) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Pastagem - 23/10/90

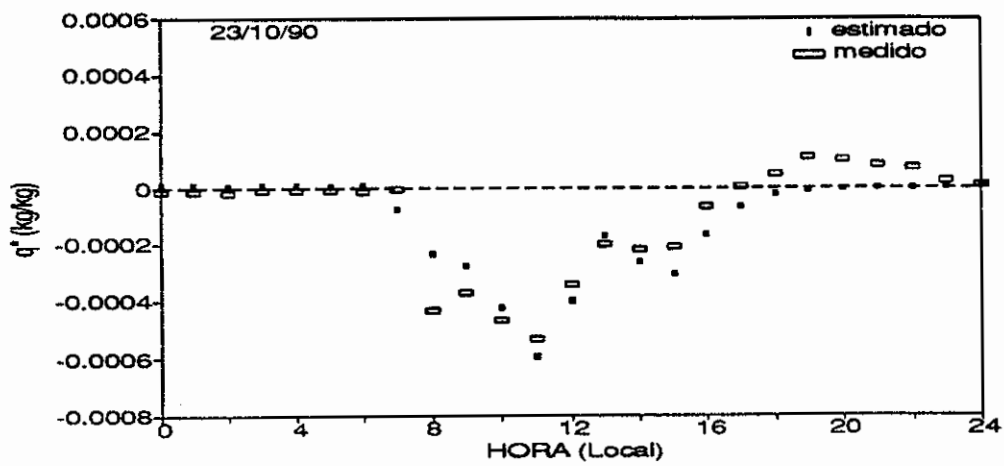


Fig. 5.13 - Conclusão.

ocorrem a partir das 16:00 h nos três dias iniciais. Por outro lado, na avaliação da escala de umidade, pode-se observar um bom ajuste entre os valores obtidos das simulações e das medidas, principalmente no intervalo entre as 0:00 e 16:00 h, com sub-estimativas após esse horário, mas mantendo as tendências gerais. Intercomparando-se as três escalas, verifica-se que durante a madrugada (estabilidade) e no período diurno (instabilidade), exceto em torno do pôr do sol, elas concomitantemente apresentam comportamentos semelhantes; discrepâncias maiores ocorrem apenas no período noturno, das 18:00 às 24:00 h.

5.3.2 - ÁREA DE FLORESTA

A Figura 5.14 mostra os valores das temperaturas do ar (T_a) medida e do dossel da floresta (T_s) estimada com o modelo para os dias 11, 21, 22 e 23 de agosto de 1984. Observa-se um comportamento similar em todos os dias, com T_s superior a T_a entre 7:00 e 15:00 h e inferior no restante do dia, indicando sinais de estresse no período de maior insolação.

O valor estimado com o modelo para o saldo de radiação no dia 11/08/84 ajustou-se muito bem com os valores medidos (Figura 5.15a), com mínimas discrepâncias nas horas da madrugada e às 14:00 h. Neste dia, o valor estimado para o fluxo de calor sensível (Figura 5.15b) é sub-estimado nos períodos entre 0:00 e 6:00 h, apresenta discrepâncias mínimas até as 12:00 h e a partir das 13:00 h é sub-estimado. Os valores estimados para o fluxo de calor latente ajustam-se bem aos medidos (Figura 5.15c), exceto às 11:00 h. Quanto ao termo de armazenamento total (S), consideraram-se duas parametrizações distintas para a sua estimativa: a formulação de Moore e Fisch (1986) (Equações 3.24 a 3.26) e a relação sugerida por Viswanadham et al (1990) (Equação 3.27), obtendo-se resultados equivalentes;

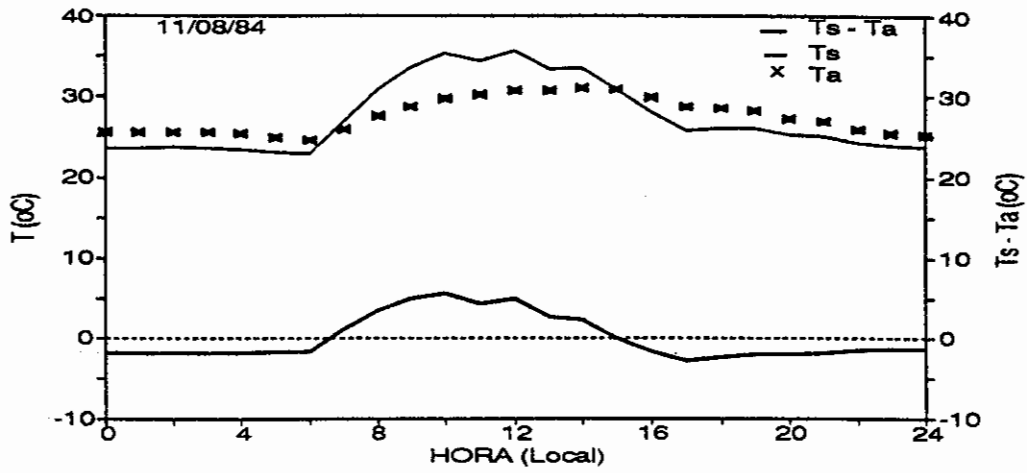
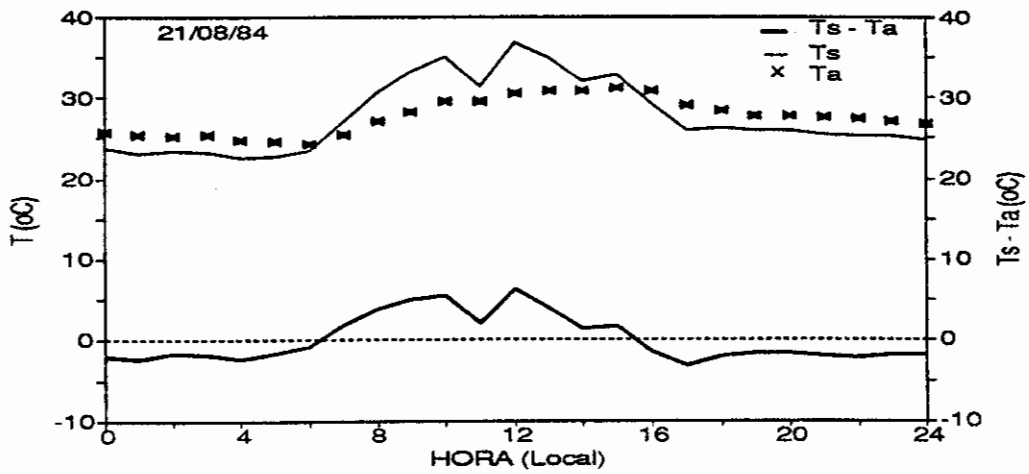
(a) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Floresta - 11/08/84(b) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Floresta - 21/08/84

Fig. 5.14 - Temperaturas do dossel (estimada) e do ar (medida) em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

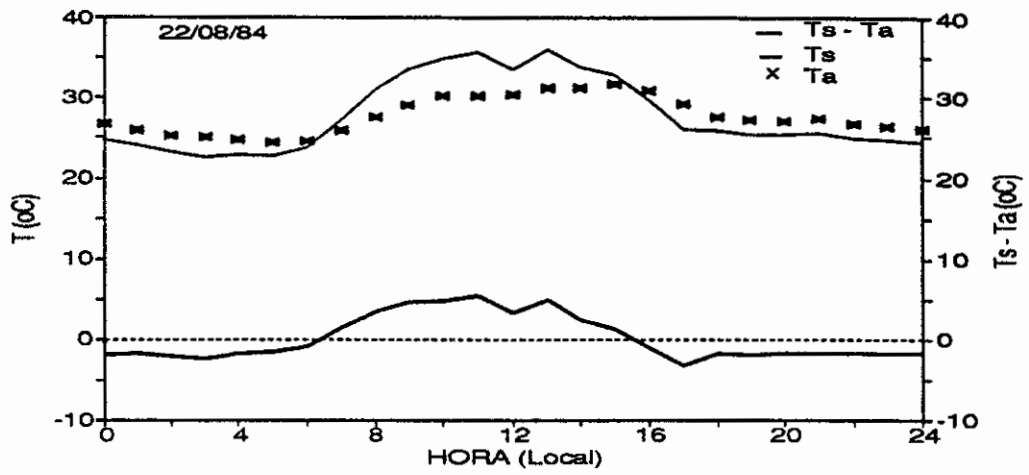
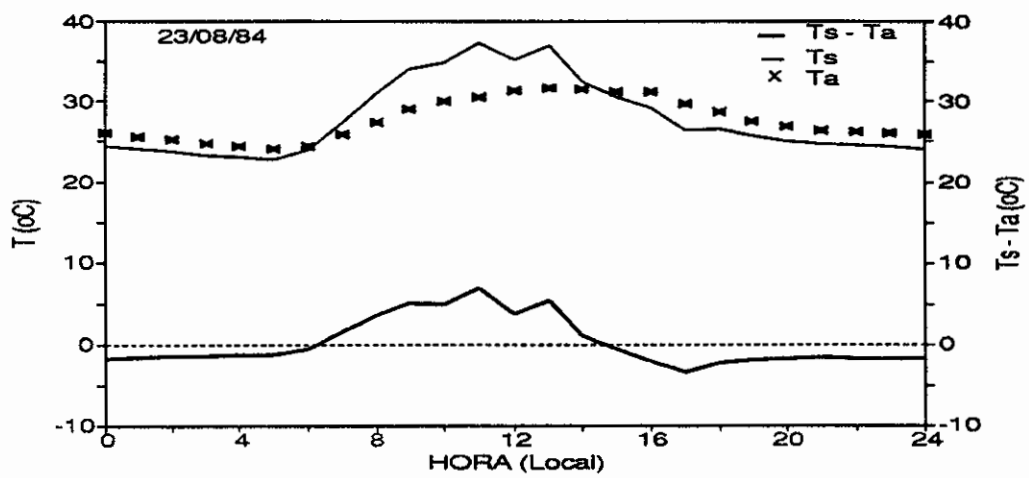
(c) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Floresta - 22/08/84(d) Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) - Floresta - 23/08/84

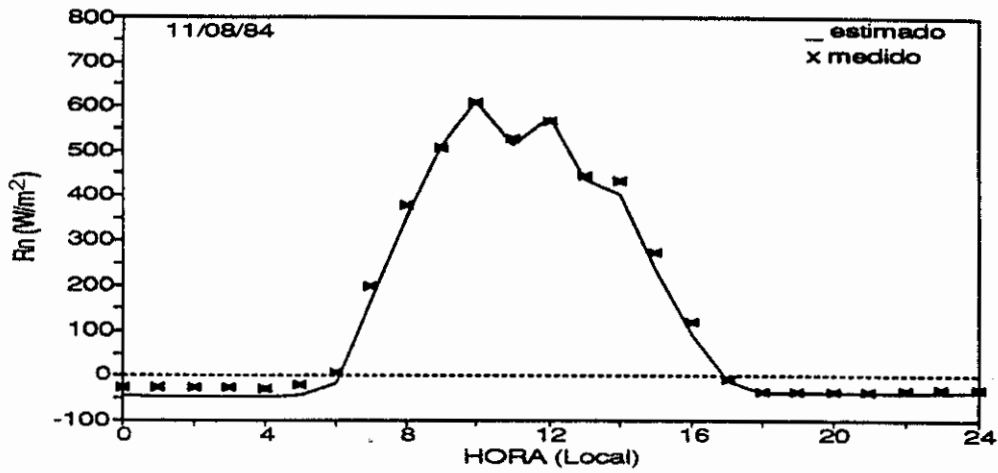
Fig. 5.14 - Conclusão.

assim devido à simplicidade da segunda, adotou-se-a. Como S não foi medido na área da floresta estudada, considerou-se seu valor como sendo o resíduo no balanço de energia. A Figura 5.15d apresenta os valores de S no dia 11 obtidos na forma de resíduo e aqueles estimados pela segunda formulação mencionada acima. Notam-se oscilações nos valores "medidos" enquanto os estimados são bem regulares, mas sub-estimados, em média, no período diurno, implicando que o percentual considerado por Viswanadham et al (1990) é pequeno. Outrossim, entre estas formulações não se notou significativa diferença entre os valores da temperatura superficial T_s obtida.

A avaliação dos valores medidos e estimados do saldo de radiação nos dias 21 (Figura 5.16a), 22 (Figura 5.17a) e 23 (Figura 5.18a) mostra um comportamento similar àquele do primeiro dia, com os valores estimados ajustando-se aos valores medidos. Na floresta, as flutuações nos valores da radiação solar global e do saldo de radiação também estão em fase e começam a se manifestar no horário das primeiras formações de nuvens cúmulos que se adensam ao máximo em torno das 11:00 ou 12:00 h, para então começar a se dissipar (dias sem precipitação); estes máximos explicam a redução dos fluxos nos horários de sua ocorrência. De um modo geral, antes das 11:00 h e após as 15:00 h, os fluxos se comportam de maneira monotônica, indicando a não interferência de nebulosidade. Finalmente, os valores estimados com o modelo reproduzem satisfatoriamente os medidos.

Os valores do fluxo de calor sensível medidos e os estimados, nos dias 21, 22 e 23, estão ilustrados nas Figuras 5.16b, 5.17b e 5.18b, respectivamente. Verifica-se que os valores estimados aproximam-se dos medidos; porém, há uma tendência em sub-estimar os valores durante as primeiras horas do dia e após as 13:00 h. As maiores

(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Floresta - 11/08/84



(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Floresta - 11/08/84

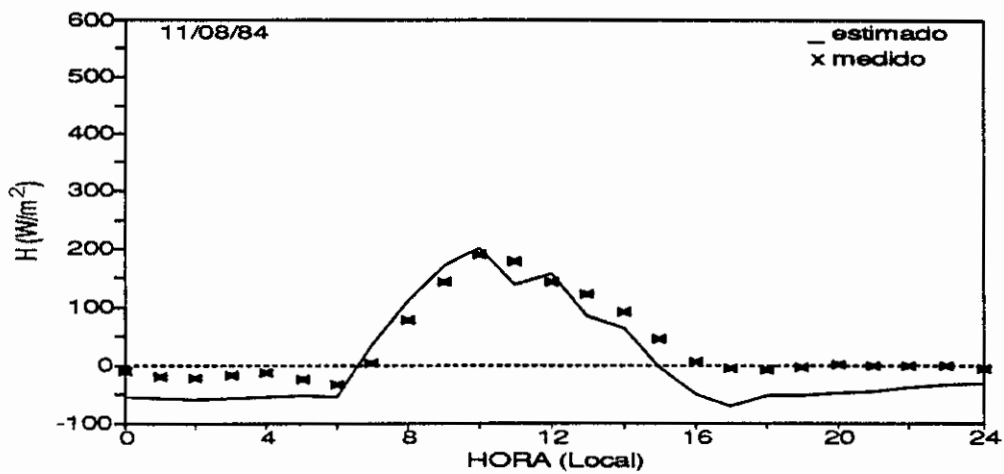
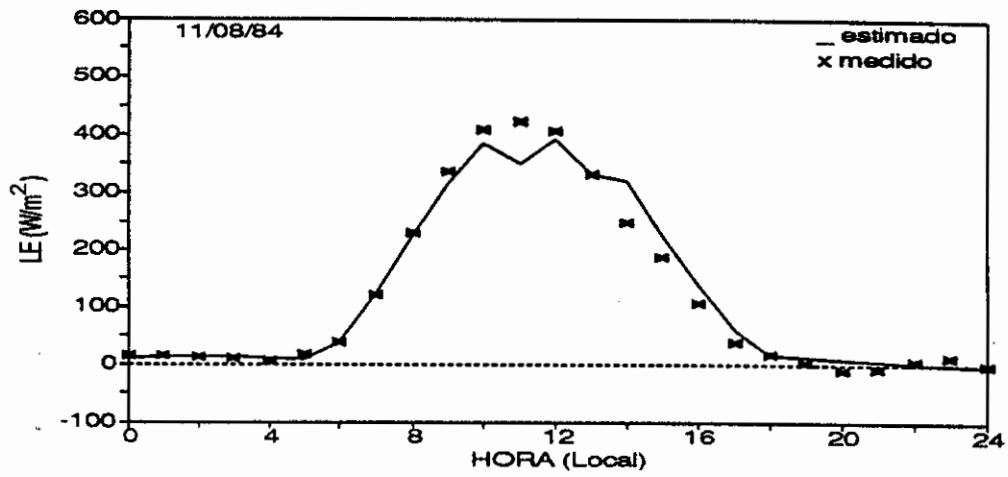


Fig. 5.15 - Fluxos medidos e estimados do (a) saldo de radiação; (b) calor sensível, (c) calor latente e (d) calor armazenado na biomassa no dia 11/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Floresta - 11/08/84



(d) Armazenamento na Biomassa (W m^{-2}) - Floresta - 11/08/84

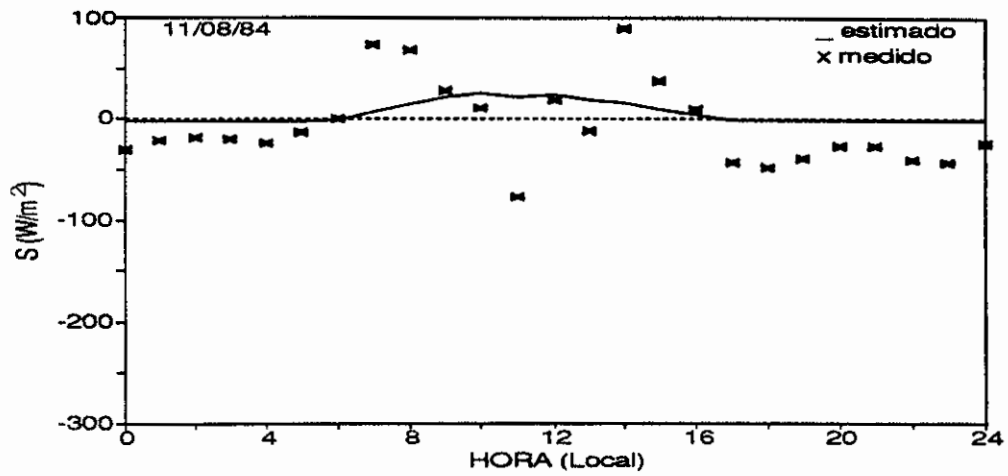


Fig. 5.15 - Conclusão.

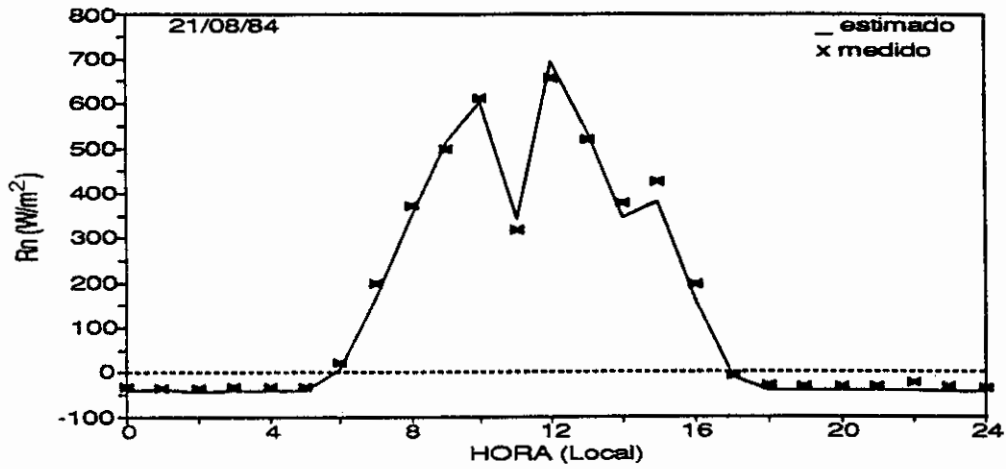
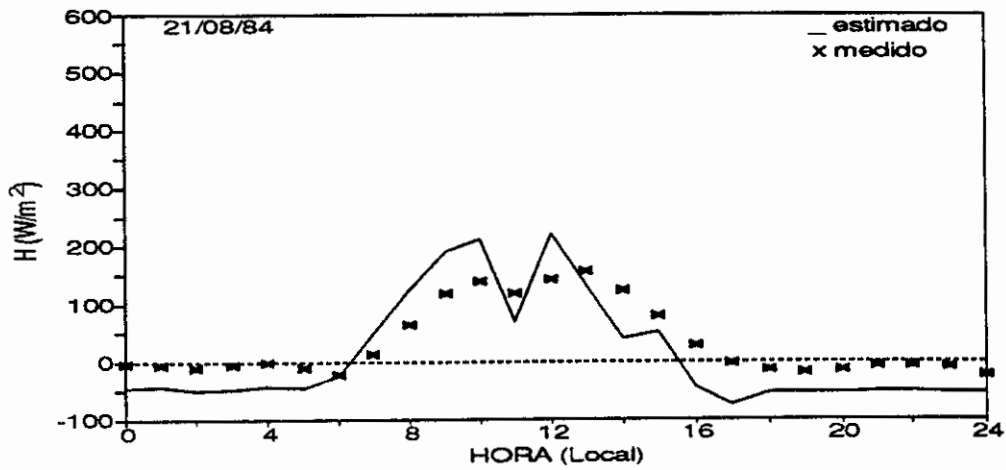
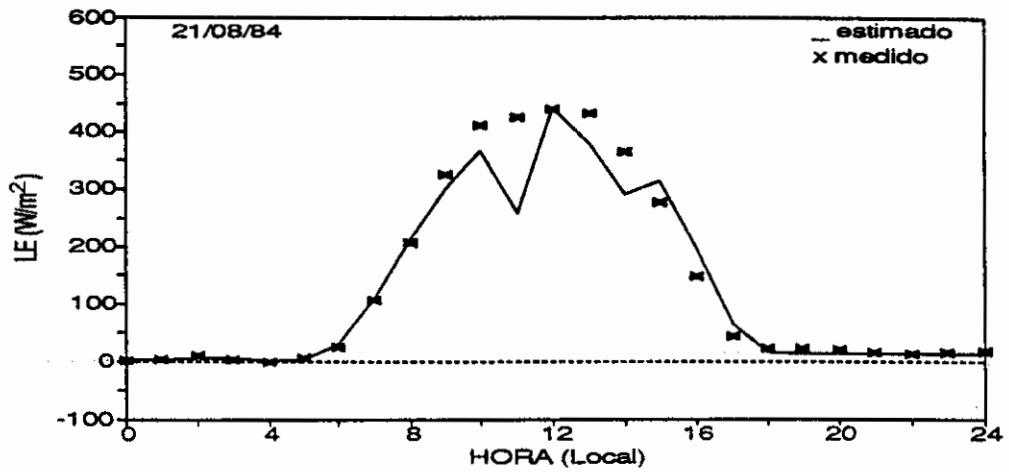
(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Floresta - 21/08/84(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Floresta - 21/08/84

Fig. 5.16 - Como na Fig. 5.15 no dia 21/08/84.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Floresta - 21/08/84



(d) Armazenamento na Biomassa (W m^{-2}) - Floresta - 21/08/84

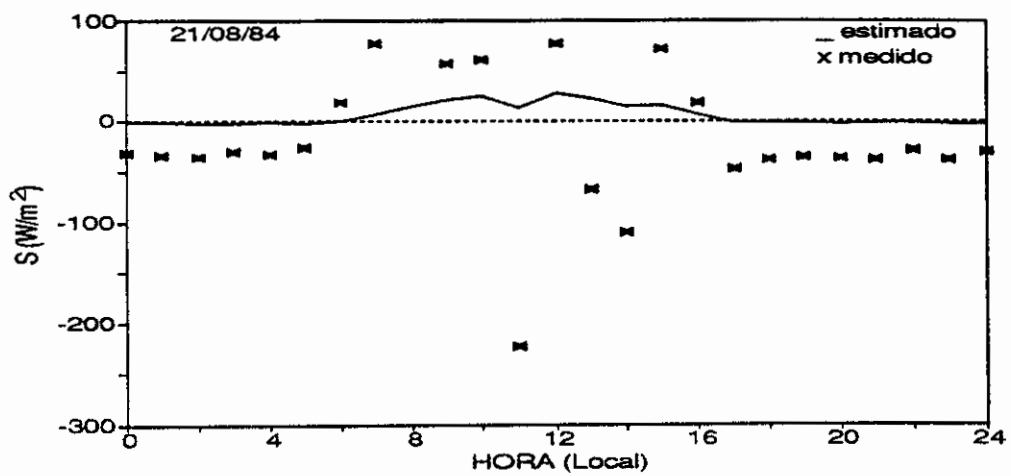


Fig. 5.16 - Conclusão.

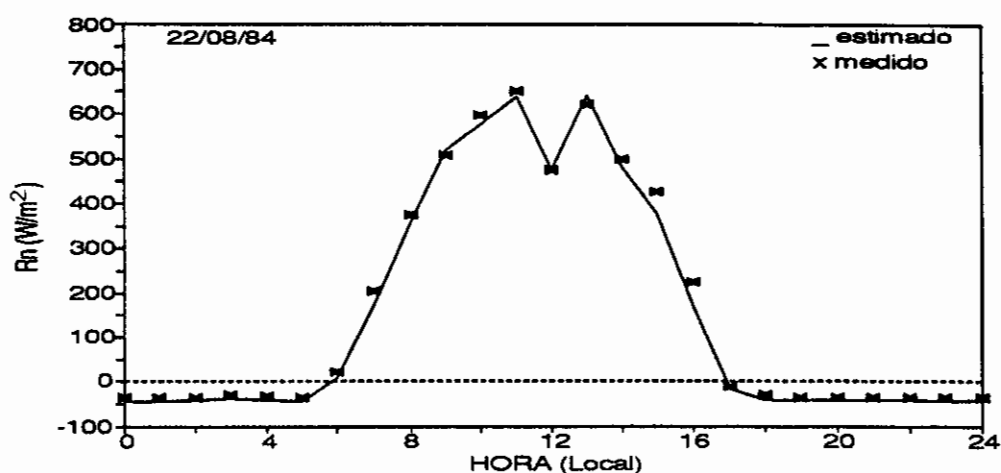
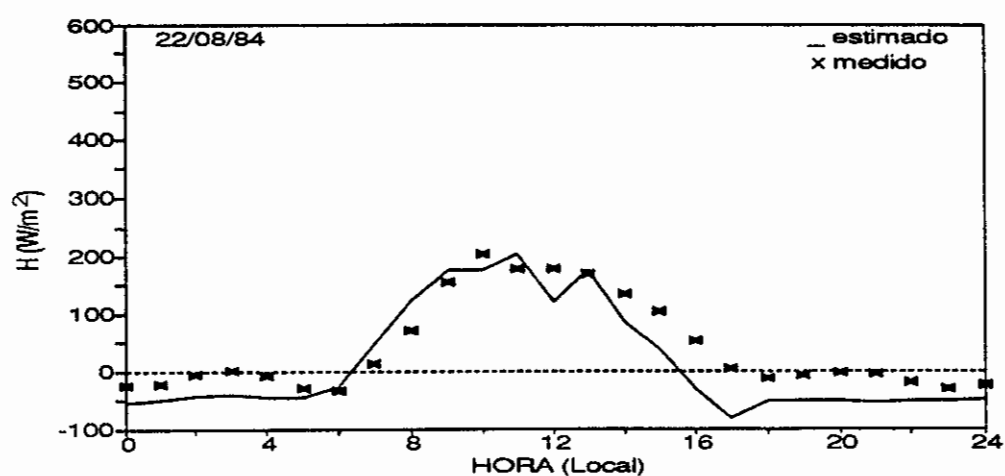
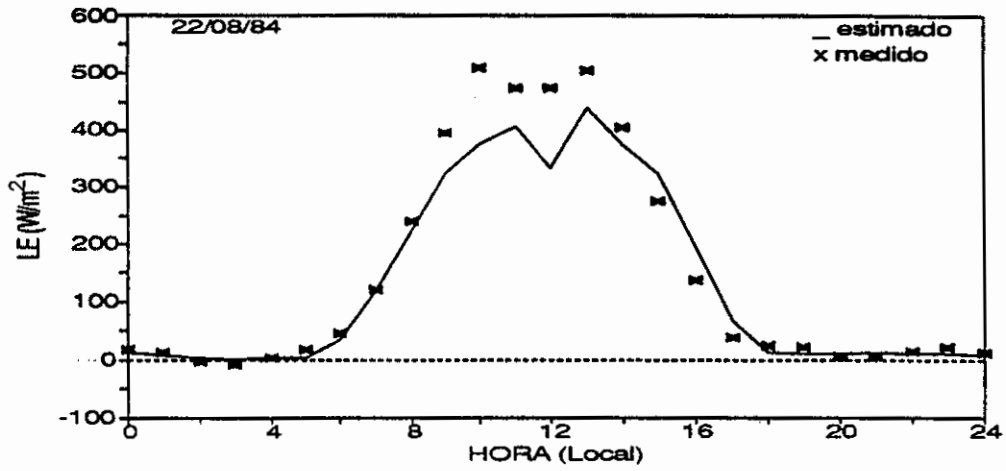
(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Floresta - 22/08/84(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Floresta - 22/08/84

Fig. 5.17 - Como na Fig. 5.15 no dia 22/08/84.

(continua)

(c) Calor latente (W m^{-2}) - Floresta - 22/08/84



(d) Armazenamento na Biomassa (W m^{-2}) - Floresta - 22/08/84

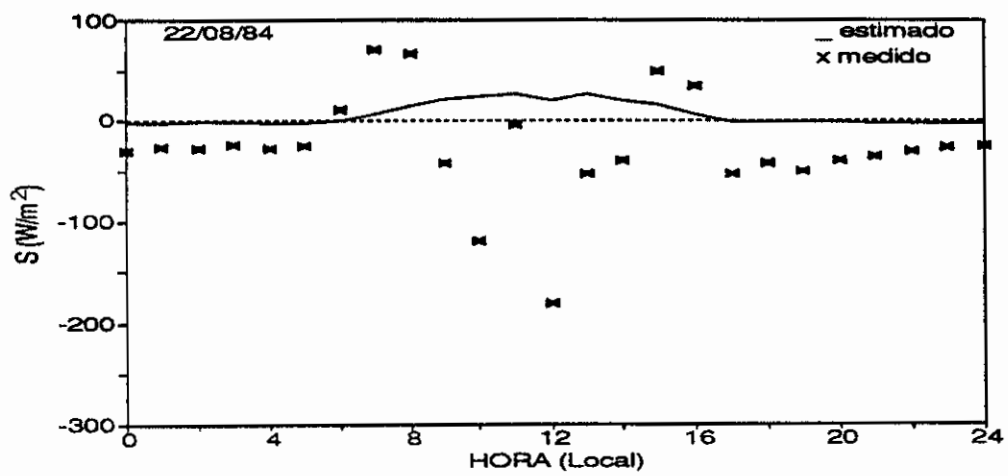
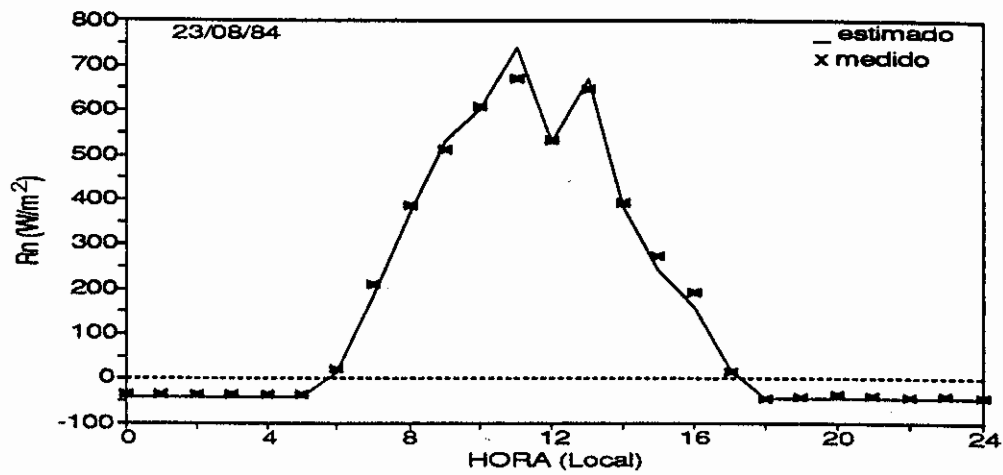


Fig. 5.17 - Conclusão.

(a) Saldo de radiação (W m^{-2}) - Floresta - 23/08/84



(b) Calor sensível (W m^{-2}) - Floresta - 23/08/84

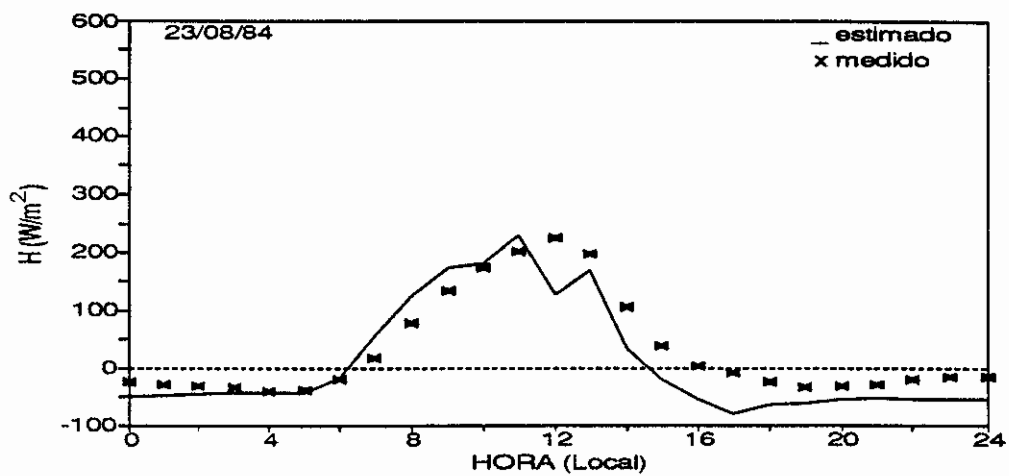


Fig. 5.18 - Como na Fig. 5.15 no dia 23/08/84.

(continua)

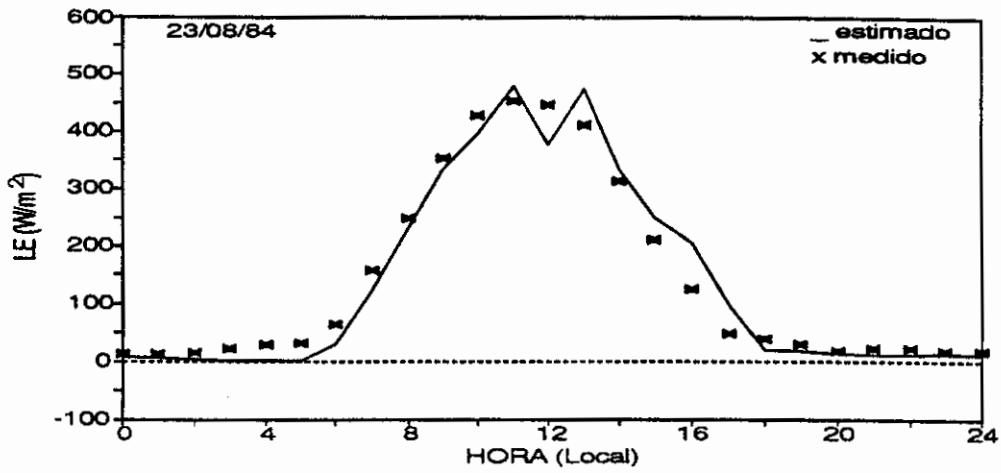
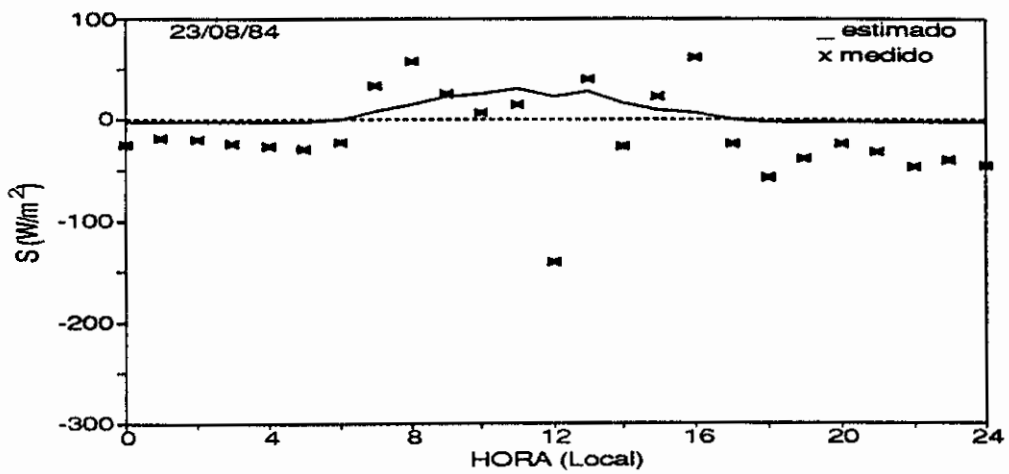
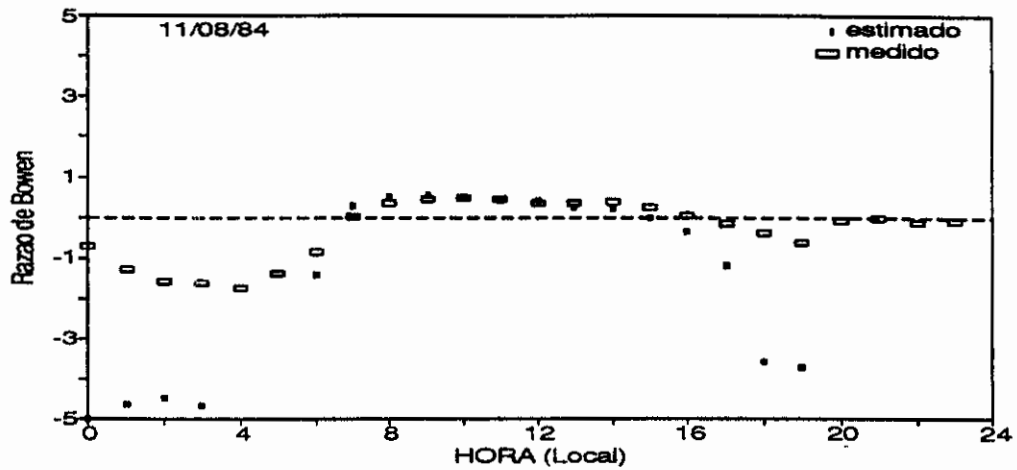
(c) Calor latente (W m^{-2}) - Floresta - 23/08/84(d) Armazenamento na Biomassa (W m^{-2}) - Floresta - 23/08/84

Fig. 5.18 - Conclusão.

A situação de estabilidade atmosférica (Apêndice A), avaliada pelas escalas de comprimento de Monin-Obukhov (L_{MO}), de temperatura (T_*) e de umidade (q_*) é mostrada nas Figuras 5.20, 5.21 e 5.22, respectivamente. Calculando L_{MO} com os fluxos medidos nota-se, durante o dia, instabilidade e, com exceção do dia 20, que há estabilidade entre 0:00 e 6:00 h e após as 18:00 h. Outrossim, os valores calculados com os fluxos estimados tendem a acompanhar o padrão mencionado. A escala de temperatura (Figura 5.21) obedece ao mesmo padrão que a escala L_{MO} nos cálculos com os fluxos medidos; com os fluxos estimados, apresentam grandes discrepâncias, exceto no dia 23, que se ajusta razoavelmente. No que se refere a escala de umidade (Figura 5.22), os valores calculados com o calor latente medido e estimado ajustam-se bem em todos os dias e são negativos em todos os horários, indicando fluxos de calor latente afastando-se da superfície, porém com um valor bem menor durante a noite. As lacunas no primeiro dia devem-se a valores considerados duvidosos.

(a) Razão de Bowen - Floresta - 11/08/84



(b) Razão de Bowen - Floresta - 21/08/84

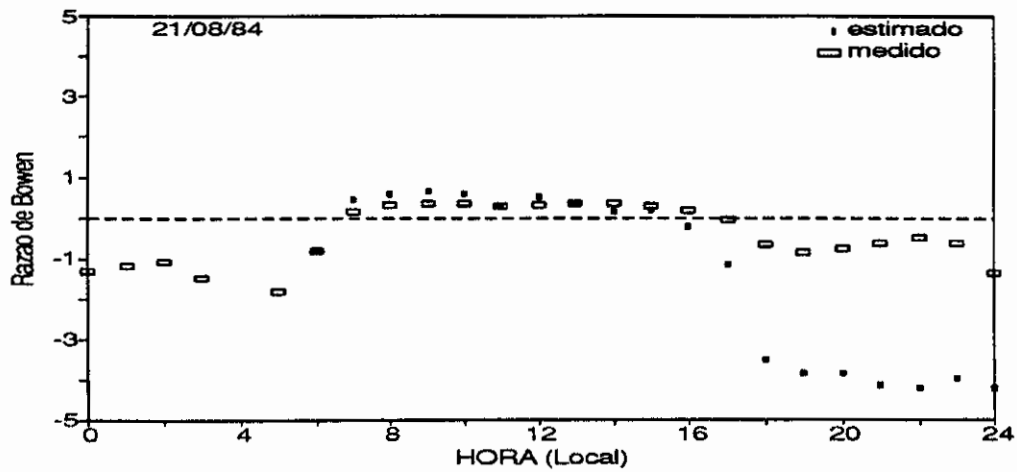
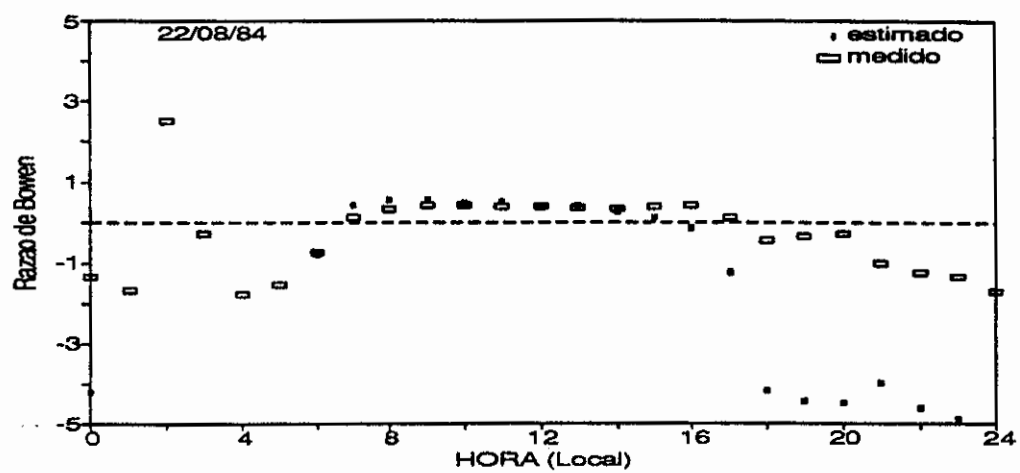


Fig. 5.19 - Valores da Razão de Bowen considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Razão de Bowen - Floresta - 22/08/84



(d) Razão de Bowen - Floresta - 23/08/84

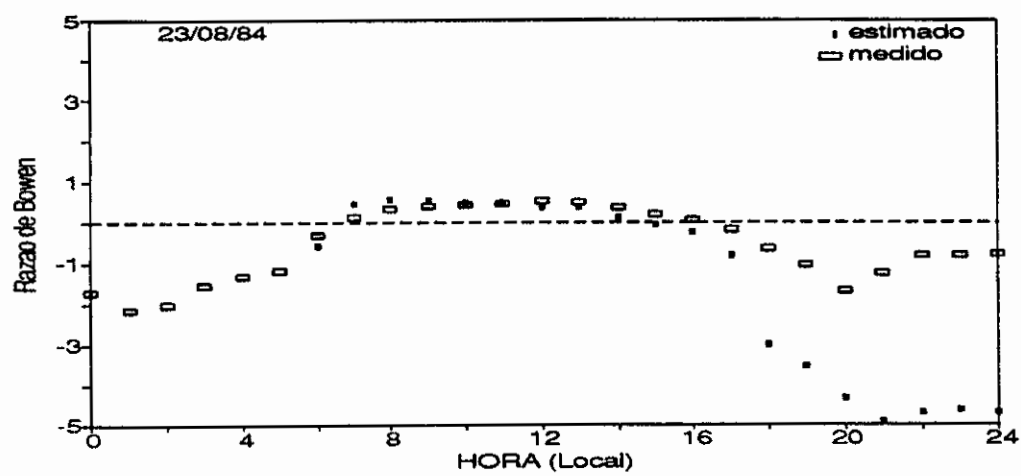
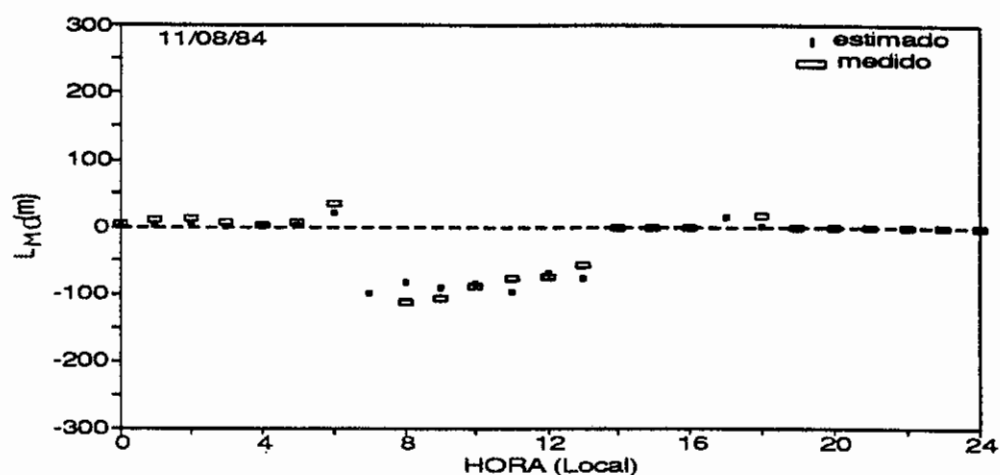


Fig. 5.19 - Conclusão.

(a) Escala de Comprimento (m) - Floresta - 11/08/84



(b) Escala de Comprimento (m) - Floresta - 21/08/84

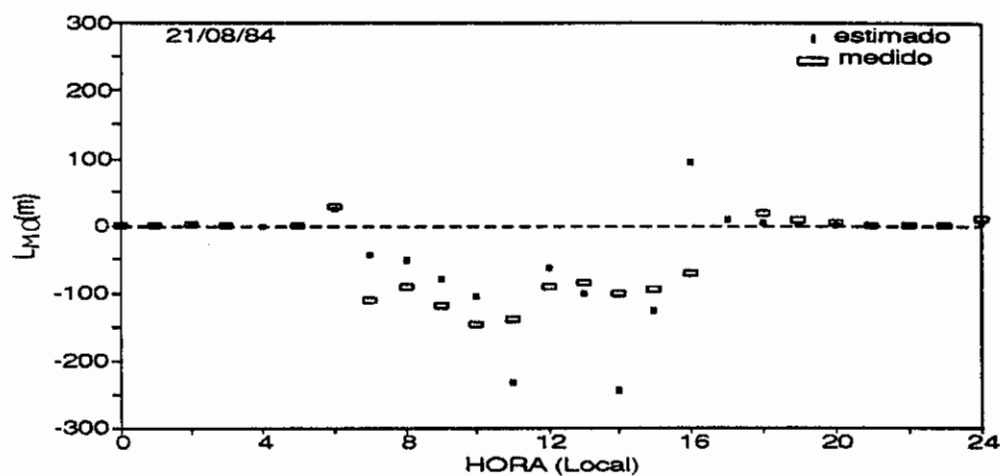
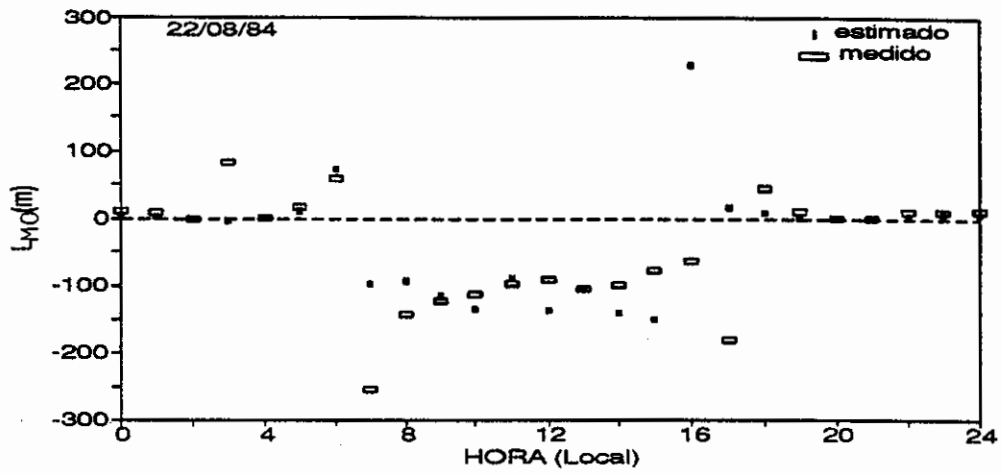


Fig. 5.20 - Valores da escala de comprimento de Monin Obukhov considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Escala de Comprimento (m) - Floresta - 22/08/84



(d) Escala de Comprimento (m) - Floresta - 23/08/84

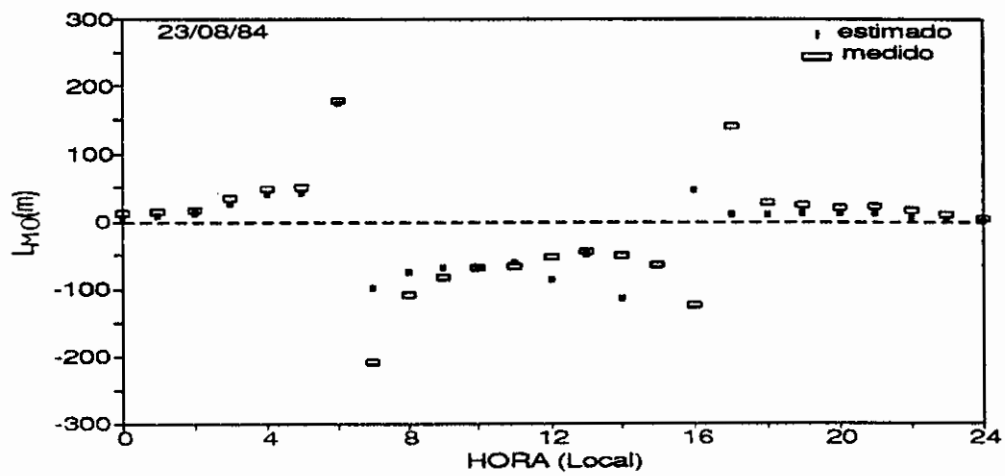
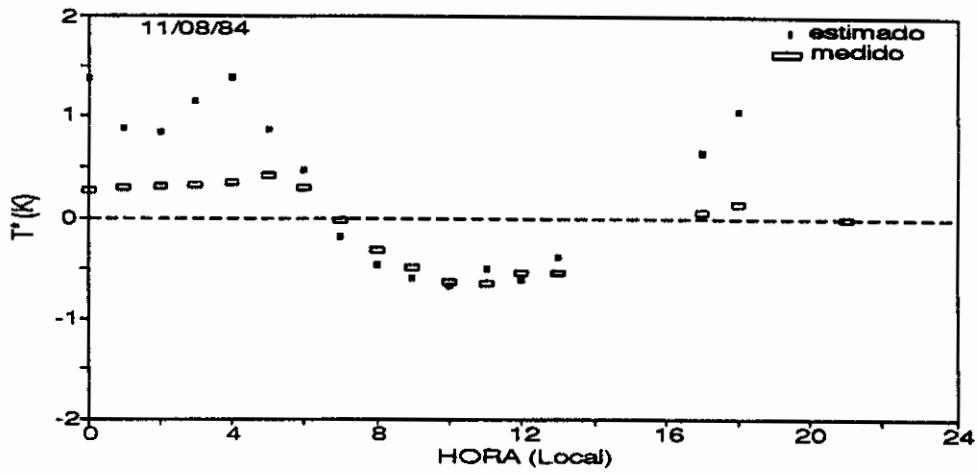


Fig. 5.20 - Conclusão.

(a) Escala de Temperatura (K) - Floresta - 11/08/84



(b) Escala de Temperatura (K) - Floresta - 21/08/84

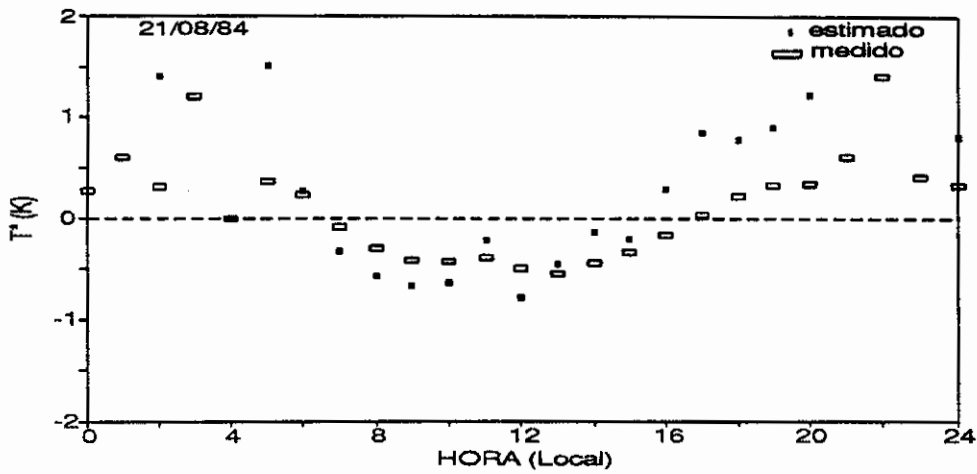
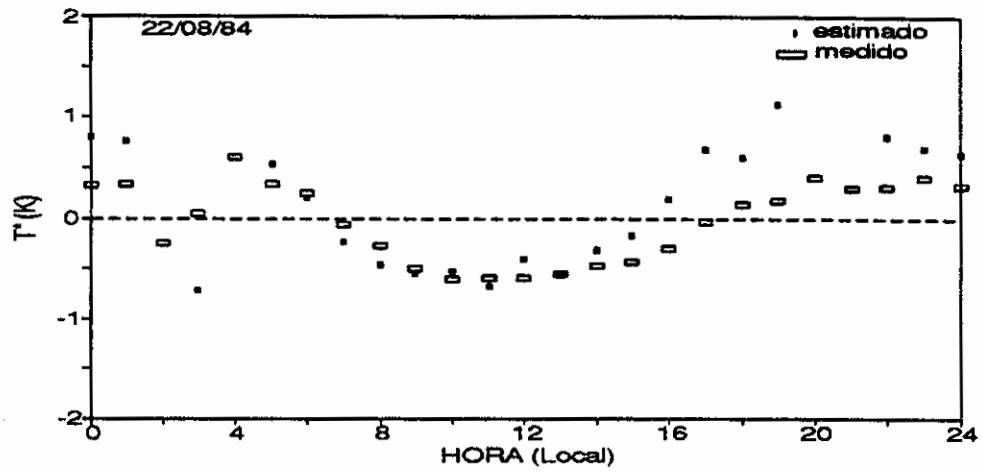


Fig. 5.21 - Valores da escala de temperatura considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Escala de Temperatura (K) - Floresta - 22/08/84



(d) Escala de Temperatura (K) - Floresta - 23/08/84

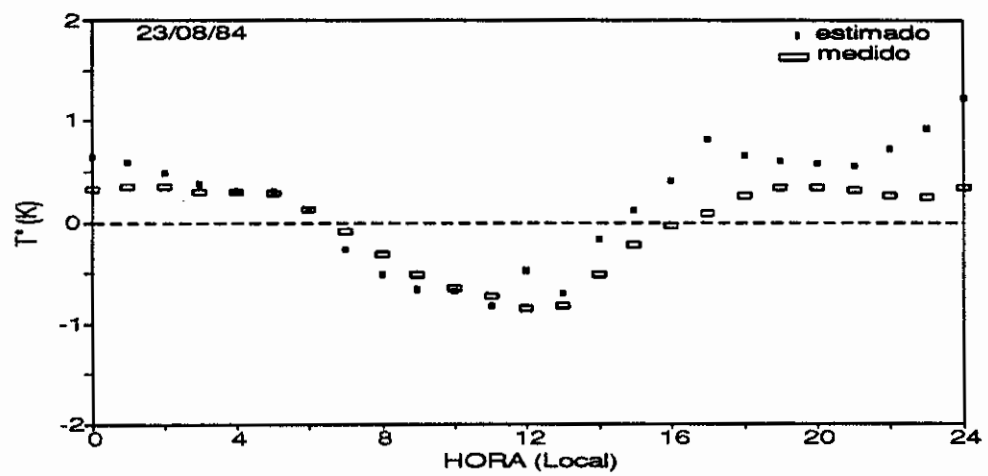
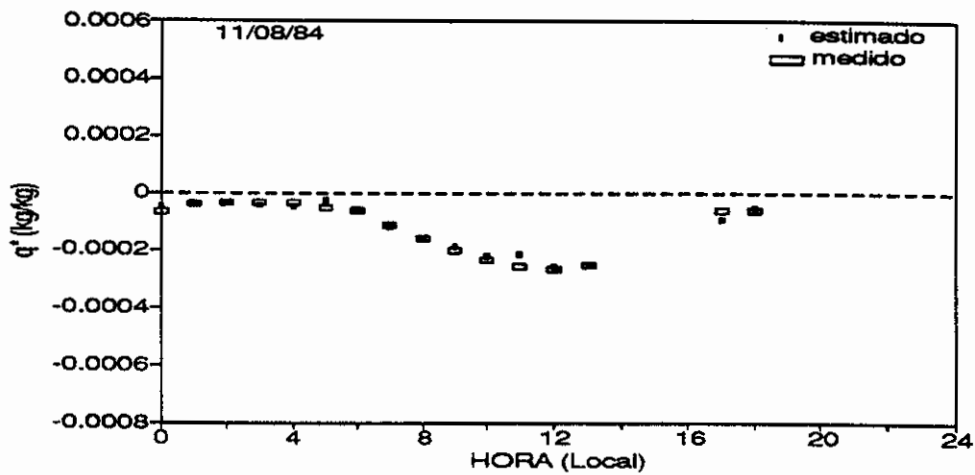


Fig. 5.21 - Conclusão.

(a) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Floresta - 11/08/84



(b) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Floresta - 21/08/84

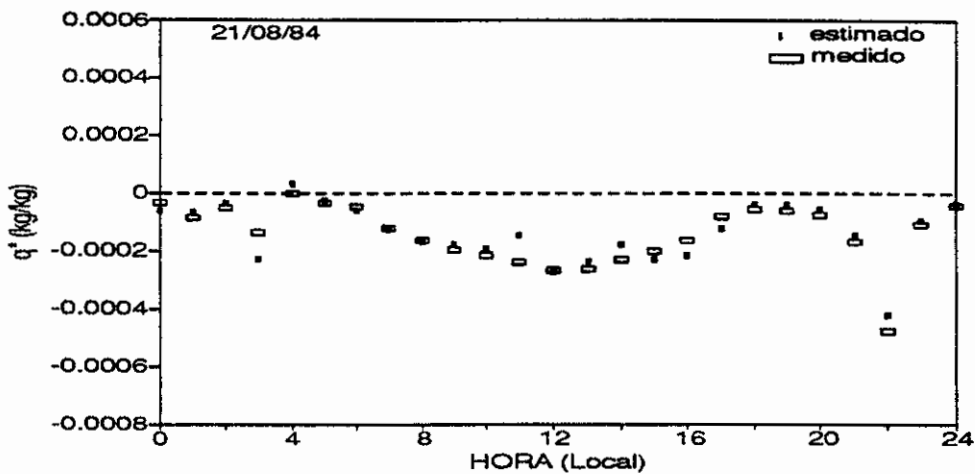
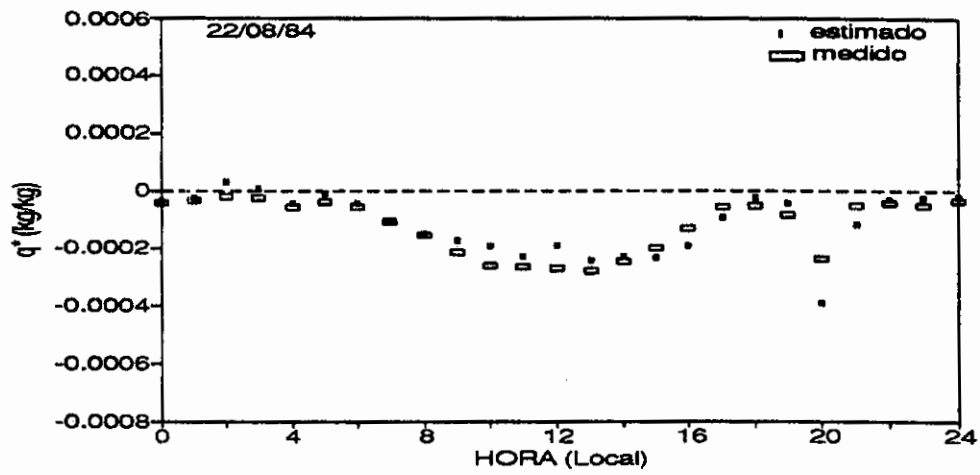


Fig. 5.22 - Valores da escala de umidade considerando os fluxos medidos e estimados em (a) 11/08/84; (b) 21/08/84; (c) 22/08/84 e (d) 23/08/84 na área de floresta da Reserva Ducke.

(continua)

(c) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Floresta - 22/08/84



(d) Escala de Umidade (kg kg^{-1}) - Floresta - 23/08/84

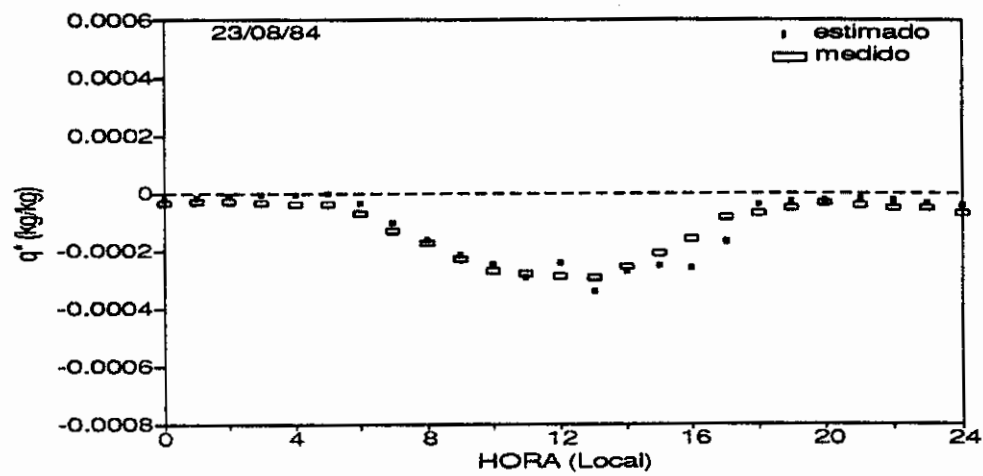


Fig. 5.22 - Conclusão.

5.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Embora os resultados obtidos com o modelo descrito sejam bem aceitáveis, há incertezas nos parâmetros utilizados, tais como aquelas relacionadas à variabilidade espacial, especialmente em dosséis não uniformes, além dos erros resultantes na estimativa dos fluxos, no caso a radiação solar incidente (Van de Griend e Van Boxel, 1989). Entre os parâmetros que devem ser melhor avaliados destacam-se o albedo, o comprimento de rugosidade, o índice de área foliar, a resistência estomática e o diâmetro das folhas no dossel da floresta. Por exemplo, constatou-se que uma pequena variação, para menos, no albedo da área de pastagem, aumenta a temperatura da superfície e, conseqüentemente, aumenta a energia absorvida pela superfície. Por outro lado, a redução de uma ordem de grandeza no diâmetro das folhas das árvores na floresta estudada, implica em diferenças de aproximadamente 4°C, a menos, na temperatura estimada do dossel.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Desenvolveu-se um modelo para a determinação da temperatura da superfície tanto em áreas desflorestadas e substituídas por pastagem, quanto no dossel da floresta, em dias sem precipitação pluviométrica. Como dados de entrada, para um dado local, utilizam-se médias horárias do fluxo de radiação solar global, velocidade do vento, temperatura do ar e do solo, umidade específica do ar, além de propriedades físicas e fotométricas da pastagem e do dossel, incluindo as resistências estomáticas máximas e mínimas da pastagem ou da floresta considerada. As temperaturas da superfície, a cada hora do dia, tanto na área de pastagem quanto na de floresta, são obtidas através da solução iterativa da equação do balanço de energia, usando a técnica de Newton-Raphson. Subseqüentemente, para ambos os tipos de cobertura, elas são utilizadas para a determinação dos fluxos de saldo de radiação, de calor sensível e latente; adicionalmente, para a pastagem, obtém-se o fluxo de calor no solo e, no caso da floresta, o calor armazenado. Os valores obtidos foram comparados com os observados nos locais considerados, que são uma área de pastagem que substituiu a floresta tropical úmida na Fazenda Dimona ($2^{\circ}19'S$; $60^{\circ}19'W$) e, outra, de floresta tropical úmida na Reserva Ducke ($2^{\circ}57'S$; $59^{\circ}57'W$), ambas localizadas na Amazônia Central, em região de terra firme.

Na área de pastagem da Fazenda Dimona, as temperaturas da superfície obtidas com o modelo, considerando quatro dias sem precipitação, variaram desde $21,4^{\circ}C$, durante a madrugada até $38^{\circ}C$ em torno das 13:00 h locais; as temperaturas mínima e máxima do ar, medidas à altura de 3,6 m, foram $21,8$ e $34,3^{\circ}C$, respectivamente, com uma pequena defasagem de tempo na hora do valor máximo.

Na floresta, as temperaturas do dossel estimadas para os quatro dias selecionados apresentaram menor variação, com um valor mínimo igual a $22,6^{\circ}\text{C}$ durante a madrugada e um máximo de $37,4^{\circ}\text{C}$ às 10:00 h. As temperaturas do ar, medidas à altura de 45 m, variaram desde $24,1^{\circ}\text{C}$ (às 5:00) até $31,7^{\circ}\text{C}$ às 13:00 h. Tanto na pastagem, quanto na floresta, observou-se um comportamento similar em todos os dias, com a temperatura da superfície superior à temperatura do ar entre 7:00 e 15:00 h e inferior no restante do dia.

A análise dos valores do saldo de radiação na área de pastagem mostrou um bom ajuste na maioria dos horários, exceto sub-estimativas durante as horas da madrugada e superestimativas durante o período de maior insolação, o que pode ser devido à não-inclusão tanto da nebulosidade no cálculo do balanço de radiação de onda longa, quanto da variabilidade temporal do albedo; entretanto, o modelo reproduziu a tendência dos valores diários. Na floresta, os valores estimados com o modelo ajustaram-se muito bem com os valores medidos, com mínimas discrepâncias nas horas da madrugada e às 14.00 h, representando, portanto, a tendência dos valores medidos.

Os valores estimados com o modelo para o fluxo de calor sensível na pastagem, de modo geral, ajustaram-se bem aos medidos, apesar das pequenas discrepâncias em torno do meio dia e no período do pôr do sol. Na floresta, verificou-se que os valores estimados aproximaram-se dos medidos; porém, houve uma tendência em sub-estimar os valores durante as primeiras horas do dia e após as 13:00 h.

Quanto ao fluxo de calor latente, observaram-se na pastagem alguns valores sub-estimados após as 13:00 h

e superestimativas durante o período de maior insolação do primeiro dia selecionado. Na floresta, observou-se que os valores estimados estão compatíveis com os medidos, com exceção do período entre 9:00 e 14:00 h.

As discrepâncias encontradas para os valores dos calores sensível e latente podem ocorrer devidas tanto aos erros incorporados nas estimativas da resistência aerodinâmica, quanto aos erros na parametrização da resistência estomática, a qual não incluiu, por exemplo, a dependência do potencial de água nas folhas, e da concentração de dióxido de carbono.

As estimativas do fluxo de calor no solo, na área de pastagem foram, de modo geral, sub-estimadas no período noturno e superestimadas das 9:00 às 13:00 horas locais, podendo estas diferenças ser parcialmente devidas aos erros incorporados nas medidas do fluxo de calor no solo, pois as não-homogeneidades das propriedades térmicas deste são significativas.

A avaliação do termo de armazenamento sob o dossel da floresta mostrou uma alternância de valores medidos (obtidos na forma de resíduo) positivos e negativos, enquanto que, os estimados foram bem regulares, apesar de sub-estimados, em média, no período diurno, o que pode ser devido à nebulosidade, que não foi considerada.

A Razão de Bowen na pastagem variou entre -1 e +1, com os valores estimados ajustando-se bem durante o período diurno, exceto nos horários do nascer e do pôr do sol; porém, devido aos pequenos valores dos fluxos de calor sensível e latente, não houve ajuste durante a noite. Quanto à floresta, esta razão variou entre 0 e 1, estando compatíveis entre si e com aqueles esperados para a região. Verificaram-se discrepâncias no horário do pôr do sol,

enquanto durante a noite não houve ajuste, possivelmente devido aos pequenos valores dos fluxos envolvidos.

A intercomparação das três escalas de estabilidade mostrou que, na área de pastagem, houve estabilidade durante a madrugada e instabilidade no período diurno e, exceto em torno do pôr do sol, elas concomitantemente apresentam comportamentos semelhantes; discrepâncias maiores ocorreram apenas no período noturno, das 18:00 às 24:00 h. A avaliação para a floresta mostrou instabilidade durante o dia e estabilidade entre 0:00 e 6:00 h e após as 16:00 h. Outrossim, os valores calculados com os fluxos estimados acompanharam o padrão mencionado, nos dois locais.

Finalmente, os resultados, tomados em sua totalidade, mostraram que o modelo, utilizando poucos parâmetros - o que é coerente com as recomendações de Richardson (1922) e Raupach e Finnigan (1988), assim como as constatações de Henderson-Sellers (1992) - permite avaliar com confiança, em dias sem precipitação pluviométrica, a partição de energia tanto na área de pastagem quanto na de floresta de terra firme na região amazônica, o que se constitui numa contribuição de valor para a implementação de modelos de circulação em escalas maiores.

Para aperfeiçoamento e extensão deste modelo, sugere-se:

- Medidas das temperaturas da superfície de pastagem e do dossel da floresta.
- Consideração do efeito da umidade na condutibilidade térmica do solo.

- Melhor avaliação do albedo em áreas de pastagem.
- Consideração da nebulosidade ao longo dos dias sem precipitação.
- Consideração mais abrangente da parametrização das resistências estomáticas.
- Aplicação em outras coberturas vegetais, incluindo diferentes tipos de solo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abramopoulos, F.; Rosenzweig, C; Choudhury, B. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): soil water movement and evapotranspiration. Journal of Climate, 1(9):921-941, Sept. 1988.
- Acs, F.; Mihailovic, D. T.; Rajkovic, B. A coupled soil moisture and surface temperature prediction model. Journal of Applied Meteorology, 30(6):812-822, June 1991.
- Alados-Arboledos, L.; Jimenez, J. I. Day-night differences in the effective emissivity from clear skies. Boundary-Layer Meteorology, 45(1-2):93-101, Oct. 1988.
- Anthes, R. A. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23(4):541-554, Apr. 1984.
- Avissar, R.; Avissar, P.; Mahrer, Y.; Bravdo, B. A. A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. Agricultural and Forest Meteorology, 34(1):21-29, Feb. 1985.
- Avissar, R.; Mahrer, Y. Water desalination in solar earth stills: a numerical study. Water Resources Research, 22(7):1067-1075, July 1986.
- _____ Mapping frost sensitive areas with a three-dimensional local scale model. Part I: physical and numerical aspects. Journal of Applied Meteorology, 27(4):400-413, Apr. 1988a.

Avissar, R.; Mahrer, Y. Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local scale numerical model. Part II, comparison with observations. Journal of Applied Meteorology, 27(4): 414-426, Apr. 1988b.

Avissar, R.; Pielke, R. A. A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. Monthly Weather Review, 117(10):2113-2136, Oct. 1989.

_____ The impact of plant stomatal control on mesoscale atmospheric circulations. Agricultural and Forest Meteorology, 54(1-2):353-372, Apr. 1991.

Baldocchi, D. D.; Hicks, B. B.; Camara, p. A canopy stomatal resistance model for gaseous deposition to vegetated surfaces. Atmospheric Environment, 21(1):91-101, 1987.

Baldocchi, D. D.; Meyers, T. P. Turbulence structure in a deciduous forest. Boundary-Layer Meteorology, 43(4):345-364, June 1988a.

_____ A spectral and lag-correlation analysis of turbulence in a deciduous forest canopy. Boundary-Layer Meteorology, 45(1-2):31-48, Oct. 1988b.

Baldocchi, D. D.; Luxmoore, R. J.; Hatfield, J. L.
Discerning the forest from the trees: an essay on scaling canopy stomatal conductance. Agricultural and Forest Meteorology, 54(1-2):197-226, Apr. 1991.

- Bastable, H. G.; Shuttleworth, W. J.; Dallarosa, R. L. G.; Fisch, G.; Nobre, C. A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. Submitted to the International Journal of Climatology, 1992.
- Bradley, E. F. A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 94(401):361-379, July 1968.
- Brutsaert, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resources Research, 11(5):742- 744, Oct. 1975.
- _____. Evaporation into the atmosphere. Dordrecht, Holland, Reidel, 1982. 299 p.
- Brutsaert, W.; Sugita, M. A bulk similarity approach in the atmospheric boundary-layer using radiometric skin temperature to determine regional surface fluxes. Boundary-Layer Meteorology, 55(1-2):1-23, Apr. 1991.
- Burk, S. D. Comparison of structure parameter scaling expression with turbulence closure model predictions. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(4):751-761, Apr. 1981.
- Businger, J. A.; Wyngaard, J. C.; Izumi, Y.; Bradley, E. F. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 28(2):181-189, Mar. 1971.
- Campbell, G. S. Soil physics with BASIC: Transport models for soil-plant systems. Amsterdam, Elsevier, 1985. 150 p.

- Carlson, T. N. Modelling stomatal resistance: an overview of the 1989 workshop at the Pennsylvania State University. Agricultural and Forest Meteorology, 54 (1-2):103-106, Apr. 1991.
- Carlson, T. N.; Benjamin, S. G.; Forbes, G. S.; Lin, Y. F. Elevated mixed layers in the regional severe storm environment, conceptual model and case studies. Monthly Weather Review, 111(7):1453-1473, July 1983.
- Carlson, T. N.; Boland, F. E. Analysis of urban-rural canopy using a surface heat flux / temperature model. Journal of Applied Meteorology, 17(7):998-1013, July 1978.
- Carson, D. J. Current parameterizations of land-surface processes in atmospheric general circulation model. In: Eagleson, P. S., ed. Land surface processes in atmospheric general circulation models. New York, Cambridge University Press, 1982. Section 1, p. 67-108.
- Charney, J. G.; Quirk, W. J.; Chow, S. H.; Kornfield, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(9):1366-1385, Sept. 1977.
- Chen, J. Uncoupled multi-layer model for transfer of sensible and latent-heat flux densities from vegetation. Boundary-Layer Meteorology, 28(3-4):213-225, Mar. 1984.
- Choudhury, B. J.; Monteith, J. L. A four layer model for the heat budget of homogeneous land surface. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 114(480): 373-398, Jan. 1988.

Clapp, R. B.; Hornberger, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research, 14(4):601-604, Aug. 1978.

Collatz, G. J.; Ball, T.; Grivet, C.; Berry, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. Agricultural and Forest Meteorology, 54(1-2):107-136, Apr. 1991.

Corrsin, S. Limitations of gradient transport models in random walks and in turbulence. In: Frenkiel, F. N.; Munn, R. E., eds. Turbulent diffusion in environmental pollution; Proceedings of a Symposium held at Charlottesville, VI, Apr. 8-14, 1973. New York, Academic Press, 1974, p. 25-60. (Advances in Geophysics, 18A).

Cosby, B. J.; Hornberger, G. M.; Clapp, R. B.; Ginn, T. R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resources Research, 20(6):682-690, June 1984.

Deardorff, J. W. A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. Journal of Applied Meteorology, 16(11):1182-1188, Nov. 1977.

_____ Efficient prediction of ground-surface temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation. Journal of Geophysical Research, 83(C4):1889-1903, Apr. 1978a.

_____ Closure of second and third-moment rate equations for diffusion in homogeneous turbulence. The Physics of Fluids, 21(4):525-530, Apr. 1978b.

Denmead, O. T.; Bradley, E. F. Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: Hutchison, B. A.; Hicks, B. B., eds. Forest-atmosphere interactions: wind turbulence, and turbulence exchange above and within forest canopies. Dordrecht, Holland, Reidel, 1985. Part 2, p. 421-442.

De Vries, D. A. Heat transfer in soils. In: de Vries, D. A.; Afgan, N. H., eds. Heat and mass transfer in the biosphere: Transfer processes in plant environment. New York, Wiley, 1975. Part 1, Section 1, p. 5-28.

_____. Thermal properties of soils. In: Van Wijk, ed. Physics of plant environment. Amsterdam, North-Holland, 1963. p. 210-235.

Dickinson, R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen, J. E.; Takahashi, T. eds. Climate processes and climate sensitivity. Washington, DC, American Geophysical Union, 1984. p. 58-72. (Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing v. 5)

_____. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. In: Saltzman, B. ed. Theory of climate; Proceedings of a Symposium Commemorating the Two-Hundredth Anniversary of the Academy of Sciences of Lisbon, Portugal, Oct. 12-14, 1981. New York, Academic Press, 1983. Part 3, p. 305-353. (Advances in Geophysics, 25).

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A. Modelling tropical deforestation, a study of GCM land-surface parameterizations. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 114(480):439-462, Jan. 1988.

Dickinson, R. E.; Errico, R. M.; Giorgi, F.; Bates, G. T.
A regional climate model for the western United States.
Climate Change, 15(3):383-422, Dec. 1989.

Dickinson, R. E.; Henderson- Sellers, A.; Rosenzweig, C.;
Sellers, P. J. Evapotranspiration models with canopy
resistance for use in climate models, a review.
Agricultural and Forest Meteorology, 54(1-2):373-388,
Apr. 1991.

Dolman, A. J.; Van Den Burg, G. J. Stomatal behaviour in a
oak canopy. Agricultural and Forest Meteorology, 43(2):
99-108, July 1988.

Dolman, A. J.; Gash, J. H. C.; Roberts, J. Shuttleworth,
W. J. Stomatal and surface conductance of tropical
rainforest. Agricultural and Forest Meteorology, 54
(1-2): 303-318, Apr. 1991.

Ehleringer, J.; Forseth, I. Solar tracking by plants.
Science, 210(5):1094-1098, Dec. 1980.

Estoque, M. A.; Gross, J. M., Further studies of a lake
breeze. Part II: theoretical study. Monthly Weather
Review, 109(3):619-634, Mar. 1981.

Farquhar, G. D. Sharkey, T. D. Stomatal conductance and
photosynthesis. In: Briggs, W. R.; Green, P. B.; Jones,
R. L. eds. Annual Review of Plant Physiology. Palo Alto,
CA, Annual Reviews, 1982. v. 32, p. 317-345.

Federer, C. A. A soil plant-atmosphere model for
transpiration and availability of soil water. Water
Resources Research, 15(3):555-562, June 1979.

- Fritschen, L. J. Surface energy and radiation balance systems: General description and improvements. Journal of Applied Meteorology, 28(7):680-689, July 1989.
- Garrett, A. J. A parameter study of interactions between convective clouds, the convective boundary-layer, and forested surface. Monthly Weather Review, 110(8):1041-1059, Aug. 1982.
- Gash, J. H. C.; Stewart, J. B. The average surface resistance of pine forest derived from Bowen ratio measurements. Boundary-Layer Meteorology, 8(4):453-464, 1975.
- Gash, J. H. C.; Shuttleworth, W. J. Tropical deforestation: albedo and the surface-energy balance. Climatic Change, 19(1-2):123-133, Sept. 1991.
- Gates, W. L. The January global climate simulated by a two-level general circulation model: a comparison with observation. Journal of the Atmospheric Sciences, 32(3):449-477, Mar. 1975.
- Geiger, R. The climate near the ground. Cambridge, MA, Harvard University Press, 1965. 611 p.
- Giorgi, F.; Mearns, L. O. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. Reviews of Geophysics, 29(2):191-216, May 1991.
- Graser, E. A.; Verma, S. B.; Rosenberg, N. J. Within-canopy temperature patterns of sorghum at two row spacings. Agricultural and Forest Meteorology, 41(3-4):187-205, Dec. 1987.

- Hansen, J.; Russell, G.; Rind, D.; Stone, P.; Lacis, A.; Lebedeff, S.; Ruedy, R.; Travis, L. Efficient three-dimensional global models for climate studies: models I and II. Monthly Weather Review, 111(4):609-692, Apr. 1983.
- Henderson-Sellers, A. Assessing the sensitivity of a land-surface scheme to parameters used in tropical deforestation experiments. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 118(508):1101-1116, Oct. 1992.
- Henderson-Sellers, A.; Gornitz, V. Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. Climatic Change, 6(3):231-257, Sept. 1984.
- Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R. E.; Wilson, M. F. Tropical deforestation, important processes for climate models. Climatic Change, 13(1):43-67, Aug. 1988.
- Hicks, B. B.; McMillen, R. T. On the measurement of dry deposition using imperfect sensors and in non-ideal terrain. Boundary-Layer Meteorology, 42(1-2):79-94, Jan. 1988.
- Holloway Jr, J. L.; Manabe, S. Simulation of climate by a global general circulation model - I. hydrologic cycle and heat balance. Monthly Weather Review, 99(5):335-370, May 1971.
- Idso, S. B. Surface energy balance and the genesis of deserts. Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Series A, 30(3):253-260, 1981.

- Idso, S. B. Development of a simplified plant stomatal resistance model and its validation for potentially transpiring and water-stressed water hyacinths. Atmospheric Environment, 22(8):1707-1713, 1988.
- Idso, S. B.; Clawson, K. L.; Anderson, M. G. Foliage temperature: effects of environmental factors with implications for plant water stress assessment and the CO₂ / climate connection. Water Resources Research, 22(12):1702-1716, Nov. 1986.
- Jacquemin, B.; Noilhan, J. Sensitivity study and validation of a land-surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. Boundary-Layer Meteorology, 52 (1-2):93-134, July 1990.
- Jarvis, P. G. Stomatal conductance, gaseous exchange and transpiration. In: Grace, J.; Ford, E. D.; Jarvis, P. G., eds. Plants and their atmospheric environment. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1981. p. 175-204.
- Jarvis, P. G.; Mansfield, T. A. Stomatal physiology. Cambridge, University Press, 1981. 295 p.
- Jarvis, P. G.; Morison, J. J. L. Stomatal control of transpiration and photosynthesis. In: Jarvis, P. G.; Mansfield, T. A., eds. Stomatal physiology. Cambridge, University Press, 1981. p. 247-279.
- Kasahara, A., Washington, W. M. General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculation. Journal of the Atmospheric Sciences, 28(5):657-701, July 1971.

- Kaufmann, M. R. Leaf conductance as a function of photosynthetic photon flux density and absolute humidity difference from leaf to air. Plant Physiology, 69(5):1018-1022, May 1982.
- Kondo, J.; Saigusa, N.; Sato, T. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. Journal of Applied Meteorology, 29(5):385-389, May 1990.
- Kuo, H. L. The thermal interaction between the atmosphere and the earth and propagation of diurnal temperature waves. Journal of the Atmospheric Sciences, 25(5):682-706, Sept. 1968.
- Lean, J.; Warrilow, D. A. Simulation of the regional impact of Amazon deforestation. Nature, 342(6248):411-413, Nov. 1989.
- Lhomme, J. P. The concept of canopy resistance: historical survey and comparison of different approaches. Agricultural and Forest Meteorology, 54(2-4):227-240, Apr. 1991.
- _____ A generalized combination equation derived from a multi-layer micrometeorological model. Boundary-Layer Meteorology, 45(1-2):103-115, Oct. 1988.
- Libersky, L. D. Turbulence in cumulus clouds. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(10):2332-2346, Oct. 1980.
- Lorenz, E. N. The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. Geneve, World Meteorological Organization, 1967. 161 p. (WMO Publ. 218, TP115)

Louis, J. F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Boundary Layer Meteorology, 17(2):187-202, Sept. 1979.

Lynn, B. H.; Carlson, T. N. A stomatal resistance model illustrating plant versus external control of transpiration. Agricultural and Forest Meteorology, 52(1-2):5-43, Aug. 1990.

Mahfouf, J. F. A numerical simulation of the surface water budget during HAPEX-MOBILHY. Boundary-Layer Meteorology, 53(3):201-222, Nov. 1990.

_____. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study. Journal of Applied Meteorology, 30(11):1534-1547, Nov. 1991.

Mahfouf, J. F.; Jacquemin, B. A study of rainfall interception using a land surface parameterization for mesoscale meteorological models. Journal of Applied Meteorology, 28(12):1282-1302, Dec. 1989.

Mahfouf, J. F.; Noilhan, J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. Journal of Applied Meteorology, 30(9):1354-1365, Sept. 1991.

Mahfouf, J. F.; Richard, E.; Mascart, P. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulation. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26(11):1483-1495, Nov. 1987.

Mahrer, Y. A theoretical study of the effect of soil surface shape upon the soil temperature profile. Soil Science, 134(6):381-387, Oct. 1982.

- Mahrer, Y. An improved numerical approximation of the horizontal gradients in a terrain following coordinate system. Monthly Weather Review, 112(5):918-922, May 1984.
- Mahrer, Y.; Avissar, R. A numerical study of the effects of soil surface shape upon the temperature and moisture regimes. Soil Science, 139(6):483-490, June 1985.
- Mahrer, Y.; Pielke, R. A. Numerical simulation of the air flow over Barbados. Monthly Weather Review, 104(11): 1392-1402, Nov. 1976.
- _____ The effects of topography of the sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. Monthly Weather Review, 105(9):1151-1162, Sept. 1977.
- _____ A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. Monthly Weather Review, 106(6):818-830, June 1978.
- Manabe, S.; Hahn, D. G.; Holloway Jr, J. L. The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 31(1):43-83, Jan. 1974.
- Manzi, A. O. Aspectos aerodinâmicos de uma floresta amazônica. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, dez. 1987. 124 p. (INPE-4445-TDL/313).
- McCumber, M. C.; Pielke, R. A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model - soil layer. Journal of Geophysical Research, 86(C10):9929-9938, Oct. 1981.

- McCaughey, J. H. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario: A case study. Boundary-Layer Meteorology, 31(1):89-101, Jan. 1985.
- McNeil, D. D.; Shuttleworth, W. J. Comparative measurements of the energy fluxes over a pine forest. Boundary-Layer Meteorology, 9(3):297-313, 1975.
- McNider, R. T.; Pielke, R. A. Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. Journal of the Atmospheric Sciences, 38(10):2198-2212, Oct. 1981.
- McWilliam, A. L. C.; Roberts, J. M.; Cabral, O. M. R.; Leitão, M. M. V. B. R.; da Costa, A. C. L.; Maitelli, G. T.; Zamparoni, C. A. P. G. Leaf area index and above-ground biomass of terra firme rainforest and adjacent clearings in Amazonia. Submitted to the Journal of Functional Ecology, 1992.
- Mellor, G. L.; Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for the planetary boundary layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 31(7):1791-1806, Oct. 1974.
- _____ Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Review of Geophysics, 20(4):851-875, Nov. 1982.
- Meyers, T. P.; Paw U, K. T. Testing of a higher-order closure model for modeling airflow within and above plant canopies. Boundary-Layer Meteorology, 37(3):297-311, Nov. 1986.
- _____ Modelling the plant canopy micrometeorological with higher order closure principles. Agricultural and Forest Meteorology, 41(1-2): 143-163, Oct. 1987.

- Mintz, Y. The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface conditions. In: Houghton, J. T., ed. The global climate. New York, Cambridge University Press, 1984. p. 79-105.
- Miyakoda, K.; Strickler, R. F. Cumulative results of extended forecast experiment, III, Precipitation. Monthly Weather Review, 109(4):830-842, Apr. 1981.
- Molion, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon basin and associated rain-producing mechanisms. In: Dickinson, R. E., ed. Geophysiology of Amazonia: Vegetation and climate interactions. New York, Wiley, 1987. p. 391-407.
- Monin, A. S.; Yaglom, A. M. Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence. Cambridge, MA, MIT Press, 1971. v. 1. 769 p.
- Moore, C. J.; Fisch, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. Agricultural and Forest Meteorology, 38(1-3):147-169, Oct. 1986.
- Mualem, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research, 12(3):513-522, June 1976.
- _____. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach. Water Resources Research, 14(2):325-334, Apr. 1978.
- Mylne, M. F.; Rowntree, P. R. Modelling the effects of albedo change associated with tropical deforestation. Climatic Change, 21(3):317-343, July 1992.

- Naot, O.; Mahrer, Y. Modeling microclimate environments: a verification study. Boundary-Layer Meteorology, 46(4):333-354, Mar. 1989.
- Neumann, J.; Mahrer, Y. A theoretical study of the land and sea breeze circulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 28(4):532-542, May 1971.
- Nichols, W. D. Energy budgets and resistances to energy transport in sparsely vegetated rangeland. Agricultural and Forest Meteorology, 60(3-4):221-147, Aug. 1992.
- Nickerson, E. C.; Smiley, V. E. Surface energy budget parameterization for urban scale models. Journal of Applied Meteorology, 14(3):297-300, Apr. 1975.
- Nobel, P. S. Biophysical plant physiology and ecology. San Francisco, CA, Freeman, 1983. 608 p.
- Nobre, C. A.; Sellers, P. J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. Journal of Climate, 4(10):957-988, Oct. 1991.
- Noilhan, J.; Planton, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Monthly Weather Review, 117(3):536-549, Mar. 1989.
- Norman, J. M. Modeling the complete crop canopy. In: Barfield, B. J.; Gerber, J. F. eds. Modification of the aerial environment of plants. St. Joseph, MI, American Society of Agricultural Engineers, 1979. Section 3, p. 249-277.
- Novak, M. Application of a mixed-layer model to bare soil surfaces. Boundary-Layer Meteorology, 56(1-2):141-161, July 1991.

- Oliver, S. A.; Oliver, H. R.; Wallace, J. S.; Roberts, A. M. Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate. Agricultural and Forest Meteorology, 39(2-3):257-269, Feb. 1987.
- Ookouchi, Y.; Segal, M.; Kessler, R. C.; Pielke, R. A. Evaluation of soil moisture effects on generation and modification of mesoscale circulations. Monthly Weather Review, 112(11):2281-2292, Nov. 1984.
- Paegle, J. Interaction between convective and large-scale motions over Amazonia. In: Dickinson, R. E., ed. Geophysics of Amazonia: Vegetation and climate interactions. New York, Wiley, 1987. p. 347-390.
- Pan, H. L.; Mahrt, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. Boundary-Layer Meteorology, 38(1-2):185-202, Jan. 1987.
- Paw U, K. T.; Gao, W. Application of solutions to non-linear energy budget equations. Agricultural and Forest Meteorology, 43(2):121-145, July 1988.
- Penman, H. L.; Long, I. F. Weather and wheat, an essay in micrometeorology. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 86(367):16-50, Jan. 1960.
- Physick, W. A numerical model of the sea-breeze phenomenon over a lake or gulf. Journal of the Atmospheric Sciences, 33(11):2107-2135, Nov. 1976.
- Philip, J. R.; de Vries, D. A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Eos Transactions, American Geophysical Union, 38(2):222-232, Apr. 1957.

Pielke, R. A. A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida. Monthly Weather Review, 102(2):115-139, Feb. 1974.

_____. Mesoscale meteorological modelling. Orlando, FL, Academic Press, 1984. 612 p.

Pielke, R. A.; Mahrer, Y. Technique to represent the heated-planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution. Journal of the Atmospheric Sciences, 32(12):2288-2308, Dec. 1975.

Ratisbona, L. R. The climate of Brazil. In: Schwerdtfeger, W., ed. World Survey of Climatology: Climate of Central and South America. New York, Elsevier, 1976. v. 12.

Raupach, M. R.; Finnigan, J. J. Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: Discuss. Australian Journal Plant Physiology, 15:705-716, 1988.

Richardson, L. F. Weather prediction by numerical process. Cambridge University Press, 1922. 236 p. Reprinted by Dover Publications, New York, 1965.

Roberts, J.; Cabral, O. M. R.; Aguiar, L. F. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest. Journal of Applied Ecology, 27(1):336-353, Apr. 1990.

Roberts, J.; Wallace, J. S.; Pitman, R. M. Factors affecting stomatal conductance of bracken below a forest canopy. Journal of Applied Ecology, 21(2):643-655, Aug. 1984.

Rocha, H. R. Modelagem da interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e de pastagem na Amazônia.

(Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, maio 1992. 149 p. (INPE-5454-TDI/496).

Rochette, P.; Paltey, E.; Desjardins, R. L.; Dwyer, L. W.; Stewart, D. W.; Dubé, P. A. Estimation of maize (*Zea mays* L.) canopy conductance by scaling-up leaf stomatal conductance. Agricultural and Forest Meteorology, 54 (1-2): 241-261, Apr. 1991.

Russell, G. Crop evaporation, surface resistance and soil water status. Agricultural Meteorology, 21(3):213-226, Apr. 1980.

Sá, L. D. A.; Viswanadham, Y.; Manzi, A. O. Energy flux partitioning over the Amazon forest. Theoretical and Applied Climatology, 39(1):1-16, 1988.

Sasamori, T. A numerical study of atmospheric and soil boundary layers. Journal of the Atmospheric Sciences, 27(8):1122-1137, Nov. 1970.

Sato, N.; Sellers, P. J.; Randall, D. A.; Schneider, E. K.; Shukla, J.; Kinter III, J. L.; Hou, Y. T.; Albertazzi, E. Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. Journal of the Atmospheric Sciences, 46(18):2757-2782, Sept. 1989.

Schulze, E. D. Carbon dioxide and water vapor exchange in response to drought in the atmosphere and in the soil. In: Briggs, W. R.; Jones, R. L.; Walbot, V. Annual Review of Plant Physiology. Palo Alto, CA, Annual Review, 1986. v. 37, p. 247-274.

- Segal, M.; Avissar, R.; McCumber, M.; Pielke, R. A.
Evaluation of vegetation effects on the generation and
modification of mesoscale circulations. Journal of the
Atmospheric Sciences, 45(16):2268-2292, Aug. 1988.
- Sellers, P. J.; Mintz, Y.; Sud, Y. C.; Dalcher, A. A
simple biosphere (SIB) for use within general circulation
models. Journal of the Atmospheric Sciences, 43(6):505-
531, Mar. 1986.
- Sellers, P. J.; Shuttleworth, W. J.; Dorman, J. L.;
Dalcher, A.; Roberts, J. M. Calibrating the simple
biosphere model for Amazonian tropical forest using field
and remote sensing data. Part I: average calibration with
field data. Journal of Applied Meteorology, 28(8):727-
759, Aug. 1989.
- Shaw, R. H.; Seginer, I. Calculation of velocity skewness
in real and artificial plant canopies. Boundary-Layer
Meteorology, 39(4): 315-332, June 1987.
- Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land-surface
evapotranspiration on the Earth's climate. Science,
215(19):1498-1501, Mar. 1982.
- Shukla, J.; Nobre, C. A.; Sellers, P. Amazon deforestation
and climate change. Science, 247(4948):1322-1325, Mar.
1990.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Lloyd, C. R.; Moore, C. J.; Roberts, J.; Marques Filho, A. O.; Fisch, G.; Silva Filho, 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. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110(466):1143-1162, Oct. 1984a.

_____. Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110(466):1163-1169, Oct. 1984b.

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, 43(3-4):295-317, Sept. 1988.

Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Roberts, J. M.; Nobre, C. A.; Molion, L. C. B.; Ribeiro, M. N. G. Post-deforestation Amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve predictions. Journal of Hydrology, 129(1-4):71-85, Dec. 1991.

Silva Filho, V. P. Um estudo dos perfis de vento sob condições de atmosfera quase neutra e estável, sobre uma floresta de terra firme. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, jan. 1988. 74 p. (INPE-4649-RPE/575).

Smith, E. A.; Hsu, A. Y.; Crosson, W. L.; Field, R. T.; Fritschen, L. J.; Gurney, R. J.; Kanemasu, E. T.; Kustas, W. P.; Nie, D.; Shuttleworth, W. J.; Stewart, J. B.; Verma, S. B.; Weaver, H. L.; Wesely, M. L. Area-averaged surface fluxes and their time-space variability over the FIFE experimental domain. Journal of the Geophysical Research, 97(D17):18559-18622, Nov. 1992.

Smith, R. C. G.; Barrs, H. D.; Fischer, R. A. Inferring stomatal resistance of sparse crops from infrared measurements of foliage temperature. Agricultural and Forest Meteorology, 42(2-3):183-198, Mar. 1988.

Squire, G. R.; Black, C. R. Stomatal behaviour in the field. In: Jarvis, P. G.; Mansfield, T. A., ed. Stomatal physiology. New York, Cambridge University Press, 1981. p. 248-279.

Stathers, R. J.; Black, T. A.; Novak, M. D.; Bailey, W. G. Modelling surface energy fluxes and temperatures in dry and wet bare soils. Atmosphere-Ocean, 26(1):59-73, Mar. 1988.

Stewart, J. B. Modelling surface conductance of pine forest. Agricultural Forest Meteorology, 43(1):19-35, June 1988.

Stewart, J. B.; Thom, A. S. Energy budgets in pine forest. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99(419):154-170, Jan. 1973.

Sud, Y. C.; Fennessy, M. J. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. Journal of Climatology, 2(2):105-125, Apr.-June 1982.

- Sud, Y. C.; Smith, W. E. The influence of surface roughness of deserts on July circulation - A numerical study. Boundary-Layer Meteorology, 33(1):1-35, Sept. 1985a.
- _____ Influence of local land surface processes on the Indian monsoon, a numerical study. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24(10):1015-1036, Oct. 1985b.
- Sud, Y. C.; Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation, a sensitivity study with a general circulation model. Journal of Applied Meteorology, 27(9):1036-1054, Sept. 1988.
- Thom, A. S. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith, J. L., ed. Vegetation and the atmosphere: Principles. London, Academic, 1975. v 1, Cap. 3, p. 57-109.
- Turner N. C. Measurement and influence of environmental and plant factors on stomatal conductance in the field. Agricultural and Forest Meteorology, 54(1-2):137-154, Apr. 1991.
- Van De Griend, A. A.; Van Boxel, J. H. Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes. Water Resources Research, 25(5):947-971, May 1989.
- Van Ulden, A. P.; Holtslag, A. A. M. Estimation of atmospheric layer parameters for diffusion applications. Journal of Applied Meteorology, 24(11):1196-1207, Nov. 1985.

Verstraete, M. M. Radiation transfer in plant canopies: transmission of direct solar radiation and the role of leaf orientation. Journal of Geophysical Research, 92(D9):10985-10995, Sept. 1987.

_____ Radiation transfer in plant canopies: scattering of solar radiation and canopy reflectance. Journal of Geophysical Research, 93(D8):9483-9494, Aug. 1988.

Verstraete, M. M.; Dickinson, R. E. Modeling surface processes in atmospheric general circulation models. Annales Geophysicae Series B, 4(4):357-364, Aug. 1986.

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 Amazonian forest during GTE/ABLE 2A Mission. Journal of Geophysical Research, 95 (D9):13669-13682, Aug. 1990.

Waggoner, P. E. Micrometeorological models. In: Monteith, J. L., ed. Vegetation and the atmosphere: Principles. London, Academic, 1975. v 1, p. 205-228.

Walker, J.; Rowntree, P. R. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 103(435):29-46, Jan. 1977.

Washington, W. M.; Parkinson, C. L. An introduction to three-dimensional climate modeling. Mill Valley, CA, University Science Books, 1986. 422 p.

Weiss, A.; Norman, J. M. Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. Agricultural and Forest Meteorology, 34(2-3):205-213, Apr. 1985.

- Wetzel, P. J.; Chang, J. T. Evapotranspiration from nonuniform surfaces, a first approach for short-term numerical weather prediction. Monthly Weather Review, 116(3):600-621, Mar. 1988.
- Whiteman, C. D.; Allwind, K. R. Deep valley radiation and surface energy budget microclimates. Part II: Energy budget. Journal of Applied Meteorology, 28(6):427-437, June 1989.
- Wichmann, M.; Schaller, E. On the determination of the closure parameters in higher-order closure models. Boundary-Layer Meteorology, 37(4):323-341, Dec. 1986.
- Wierenga, J. A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer over speeding. Boundary-Layer Meteorology, 18(4):411-430, June 1980.
- Wilson, J. D. A second-order closure model for flow through vegetation. Boundary-Layer Meteorology, 42(4):371-392, Mar. 1988.
- Wilson, M. F.; Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R. E.; Kennedy, P. J. Sensitivity of the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26(3):341-362, Mar. 1987.
- Wilson, N. R.; Shaw, R. H. A higher order closure model for canopy flow. Journal of Applied Meteorology, 16(11):1197-1205, Nov. 1977.

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

Yamada, N. Model for the pressure terms in the equations for second-order turbulence moment, and its application to the atmospheric surface layer. Journal Meteorological Society of Japan, 63(4):695-701, Aug. 1985.

Yamada, T. An application of a three-dimensional, simplified second-moment closure numerical model to study atmospheric effects of a large cooling-pond. Atmospheric Environment, 13(5):693-704, 1979a.

_____ PBL similarity profiles determined from a level-2 turbulence closure model. Boundary-Layer Meteorology, 13(3):333-351, Nov. 1979b.

_____ A numerical model simulation of turbulent airflow in and above canopy. Journal Meteorological Society of Japan, 60(1):439-454, Feb. 1982.

Yeh, T. C.; Wetherald, R. T.; Manabe, S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change - a numerical experiment. Monthly Weather Review, 112(3):475-490, Mar. 1984.

Zdunkowski, W. G.; Paegle, J.; Reilly, J. P. The effect of soil moisture upon the atmospheric and soil temperature near the air-soil interface. Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Serie A, 24(3):245-268, 1975.

Zemam, O. Progress in the modeling of planetary boundary layer. In: Annual Review of Fluid Mechanics. Palo Alto, CA, Annual Reviews, 1981. v. 13, p. 253-272.

Zhang, D.; Anthes, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. Journal of Applied Meteorology, 21(11):1594-1609, Nov. 1982.

APÊNDICE AESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

Os fluxos de quantidade de movimento, de calor sensível e de calor latente na camada de mistura da atmosfera dependem do grau de instabilidade desta, o qual pode ser caracterizado (Monin e Yaglom, 1971; Brutsaert, 1982) por uma escala de comprimento L_{MO} (m), dita de Monin-Obukhov ou por uma escala de temperatura T_* (K), também devida a Monin-Obukhov ou ainda por uma escala de umidade q_* (kg kg^{-1}). Suas expressões, obtidas por análise dimensional são dadas por:

$$L_{MO} = [-pu_*^3] / [kg\{(H/T_a C_p) + 0,61E\}] \quad (A1)$$

$$T_* = [-H / \{kpu_* C_p\}] \quad (A2)$$

$$q_* = -LE / (pu_* L) \quad (A3)$$

onde g é a aceleração da gravidade ($g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$) e os outros termos estão definidos no Capítulo 3. Portanto, para a situação estável L_{MO} , T_* e q_* são maiores que zero, enquanto que no caso de instabilidade, são negativos. Outrossim, combinando as Equações A1, A2 e A3, resulta:

$$L_{MO} = [u_*^2] / [kg\{(kT_*/T_a) - 0,61q_*\}] \quad (A4)$$

expressão que mostra claramente a interdependência, através das escalas respectivas, dos fluxos de quantidade de movimento, de calor sensível e de calor latente. Finalmente, caso se tenham as funções universais de Monin-Obukhov (Monin e Yaglom, 1971) para os transportes de quantidade de movimento, de calor sensível e latente na camada de mistura da atmosfera, as escalas citadas permitem

obter os respectivos perfis de velocidade, temperatura e umidade através das seguintes expressões, com $\zeta = (z-d)/L_{MO}$:

$$(\partial u(\zeta) / \partial \zeta) = (u_*/kz) \Phi_m(\zeta) \quad (A5)$$

$$(\partial T(\zeta) / \partial \zeta) = (T_*/kz) \Phi_h(z) \quad (A6)$$

$$(\partial q(\zeta) / \partial \zeta) = (q_*/kz) \Phi_v(z) \quad (A7)$$

onde Φ_m , Φ_h e Φ_v são as funções adimensionais de estabilidade para momentum, calor e vapor d'água, respectivamente.