

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTUDO DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE  
ENERGIA PELO MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE  
VÓRTICES TURBULENTOS EM UMA FLORESTA DE  
TRANSIÇÃO EM MATO GROSSO**

**JOSÉ CARLOS DE ARRUDA**

**Orientador: Prof. Dr. José de Souza Nogueira  
Co-Orientadora: Profa. Dra. Luciana Sanches**

Cuiabá, MT, junho de 2011.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
INSTITUTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**ESTUDO DO FECHAMENTO DO BALANÇO DE  
ENERGIA PELO MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE  
VÓRTICES TURBULENTOS EM UMA FLORESTA DE  
TRANSIÇÃO EM MATO GROSSO**

**JOSÉ CARLOS DE ARRUDA**

*Tese de doutorado apresentada ao Programa  
de Pós-Graduação em Física Ambiental da  
Universidade Federal de Mato Grosso, como  
parte dos requisitos para obtenção do título  
de Doutor em Física Ambiental.*

**Orientador: Prof. Dr. José de Souza Nogueira**  
**Co-Orientadora: Profa. Dra. Luciana Sanches**

Cuiabá, MT, junho de 2011.

### **Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.**

A779e Arruda, José Carlos de.

Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso / José Carlos de Arruda. – 2011.

113 f. : il. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, 2011.

Bibliografia: f. 93-113.

1. Balanço de energia - Floresta de transição. 2. Balanço de energia - Método de covariância. 3. Calor sensível - Floresta de transição. 4. Calor latente - Floresta de transição. I. Título.

CDU 504.32:620.91(817.2)

Ficha catalográfica elaborada pelo Bibliotecário Carlos Henrique T. de Freitas. CRB-1: 2.234.

**Permitida a reprodução parcial ou total desde que citada a fonte.**

## **DEDICATÓRIA**

A Deus pela proteção, saúde e paz familiar, a minha mãe Iracy exemplo de dedicação e amor, a minha mulher Neuza Maria, grande companheira que nos momentos certos soube me incentivar para dar continuidade aos estudos; aos meus filhos, noras e netos pelo apoio.

## **AGRADECIMENTOS**

- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, pela orientação, incentivo, apoio, confiança e amizade, fatores decisivos para conclusão deste trabalho;
- Ao Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo, que nunca se furtou a esclarecer todas as dúvidas inerentes ao nosso trabalho, e pelo apoio e incentivo;
- Ao Prof. Dr. Alfredo Jorge pela colaboração, companheirismo e amizade;
- Ao Prof. Dr. Marcelo Biúdes, pelas contribuições e esclarecimentos;
- Ao Dr. Osvaldo Borges Pinto Jr, que durante todo tempo esteve nos auxiliando e colaborando para o desenvolvimento deste trabalho;
- Aos professores da Pós-Graduação pelos ensinamentos e sugestões;
- Ao Prof. Germano Aleixo, pela revisão ortográfica desta tese;
- Ao colega e Prof. Edilberto Ojeda, pelo incentivo, apoio e colaboração;
- Aos colegas da pós-graduação pela força, apoio, e sugestões ao nosso trabalho;
- Aos professores Moacir Lacerda, Luciana Sanches e Carla Maria, membros da banca examinadora, pelas sugestões e orientações;
- Ao meu sobrinho André Felipe, pela colaboração e contribuição;
- Aos servidores e colegas Soilce e Cesário, pela amizade e companheirismo;
- Aos meus familiares que compreendendo minha necessidade de dedicação ao curso de pós-graduação souberam respeitar minhas ausências;

# PENSAMENTO

“Quanto mais o espírito sabe, mais compreende sua força e a ordem da natureza; quanto mais compreende sua força, mais apto será para dirigir-se e estabelecer suas regras; e quanto mais compreende a ordem da natureza, mais facilmente será capaz de libertar-se das coisas inúteis”.

Spinoza

## **PENSAMENTO**

“Embora confira um que outro avanço, toda e qualquer tese, apenas concluída, está aberta, a inevitáveis críticas, indispensáveis para que a Ciência não se estagne. Não outro, portanto, seu objetivo: entreabrir novos estudos, resignando-se, desde logo, à sorte de vir caducar.”

Prof. Germano Aleixo Filho

## **SUMÁRIO**

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>i</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>iv</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS.....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS .....</b>	<b>ix</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>xi</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xii</b>
<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>6</b>
<b>1.1- ESTOQUE DE ENERGIA PRÓXIMO DA SUPERFÍCIE .....</b>	<b>10</b>
1.1.1 Equações do balanço de radiação .....	10
1.1.2 Equações do balanço de energia .....	12
1.1.3 Estoque de energia de uma camada .....	15
1.1.4 Estoque de energia de um volume de controle .....	16
1.1.5 Estoque de energia em superfícies vegetadas .....	18
1.1.6 Balanço de energia em superfícies vegetadas .....	19
<b>1.2 CAMADA-LIMITE E NOTAÇÃO DE REYNOLDS.....</b>	<b>20</b>
1.2.1 Camada-limite.....	20
1.2.2 Número de Reynolds.....	28
<b>1.3 DIFUSÃO TURBULENTA .....</b>	<b>31</b>
1.3.1 Método da covariância do vórtices turbulentos .....	31
1.3.2 Fluxo turbulento.....	34
1.3.3 Correções necessárias ao método de covariância de vórtices turbulentos...38	
<b>CAPÍTULO II - MATERIAL E MÉTODOS .....</b>	<b>43</b>
<b>2.1 Local de Estudo.....</b>	<b>43</b>

<b>2.2 Medidas Micrometeorológicas.....</b>	<b>45</b>
2.2.1 Equipamento de covariância de vórtice turbulento.....	45
2.2.2 Sistema de aquisição de dados.....	46
<b>2.3 Aquisição de Dados Teóricos .....</b>	<b>48</b>
2.3.1 Estoque de calor na biomassa .....	48
2.3.2 Fluxo de energia fotossintética ( $Q_P$ ) .....	48
2.3.3 Estoque de calor sensível ( $S_H$ ) e latente ( $S_{LE}$ ).....	49
2.3.4 Estabilidade atmosférica .....	49
2.3.5 Preenchimento de falhas das medidas de H e LE .....	50
2.3.6 Análises estatísticas .....	50
2.3.7 Fração de fechamento de energia (FF).....	51
<b>CAPÍTULO III- APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>52</b>
3.1 Precipitação.....	52
3.2 Desempenho do Sistema de Covariância de Vórtices Turbulentos .....	54
3.3 Estimativa do Coeficiente de Determinação Levando em Conta o Estoque Armazenado na Biomassa e no Dossel .....	58
3.4 Análise do Coeficiente de Determinação entre $LE+H$ e $R_n - G$ para um Dia Médio .....	59
3.5 A Fração de Fechamento da Energia (FF) .....	63
3.6 Partição da Energia .....	73
3.7 Fluxo de Energia .....	75
3.8 Período Chuvoso de 2008 .....	77
3.9 Análise da Temperatura e da Umidade Relativa de cada Período .....	79
3.10 Tabela-Resumo .....	81
<b>CAPÍTULO IV – ANÁLISE DOS RESULTADOS .....</b>	<b>86</b>
<b>CAPÍTULO V – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>90</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>93</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1-</b> Esquema representativo da energia que chega e sai da Terra.....	12
<b>Figura 2-</b> Representação esquemática de orçamentos típicos de energia de superfície durante (a) o dia e (b) à noite.....	14
<b>Figura 3-</b> Esquema representativo de estoque de energia em uma camada (a), fluxo convergente (b) e fluxo divergente (c).....	16
<b>Figura 4-</b> Camada-limite sobre uma superfície plana.....	21
<b>Figura 5-</b> Camada-limite, laminar e turbulenta .....	22
<b>Figura 6-</b> Camada-limite, laminar e turbulenta .....	22
<b>Figura 7-</b> Formações da camada-limite atmosférica ao longo do dia. (STULL, 1988).....	24
<b>Figura 8-</b> Padrões fundamentais de velocidade do vento e das tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel e suas equações que regem. ....	25
<b>Figura 9-</b> Perfil de velocidade ( $u_z$ ) do vento sobre superfície não vegetada (com escala vertical linear à esquerda e logarítmica no centro). À direita, o perfil com vegetação de altura h. ....	26
<b>Figura 10-</b> Descrição da camada-limite em uma floresta.....	27
<b>Figura 11-</b> Ilustração do vento sobre uma área com cobertura vegetal e os vórtices turbulentos gerados.....	32
<b>Figura 12-</b> Esquema representativo da área de abrangência do anemômetro sônico e os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados .....	40
<b>Figura 13-</b> Esquema representativo da visualização da área que influencia o sensor: quanto mais escura a cor vermelha, maior é a contribuição que vem da área.....	40
<b>Figura 14-</b> Ilustração da torre metálica de 42m, com a informação da posição dos equipamentos instalados .....	43

<b>Figura 15-</b> Conjunto formado pelo Datalogger e módulo de memória, onde se armazenam dados do anemômetro sônico e analisador de gás .....	46
<b>Figura 16-</b> Net radiômetro instalado acima da copa das árvores.....	47
<b>Figura 17-</b> Precipitação e o número de dias de ocorrência de chuva entre outubro e novembro de 2007.....	53
<b>Figura 18-</b> Precipitação e o número de dias de ocorrência de chuva entre janeiro e março de 2008 .....	53
<b>Figura 19-</b> Correlação entre $LE + H$ e $R_n - G$ (a) do PS de 2007, (b) do PU de 2007, c) do PU de 2008 e (d) do PS de 2008. Dados Brutos .....	55
<b>Figura 20-</b> Correlação entre $LE + H$ e $R_n - G$ (a) do PS de 2007, (b) do PU de 2007, c) do PU de 2008 e (d) do PS de 2008. Após aplicação do filtro.....	57
<b>Figura 21-</b> Correlação entre $LE + H$ como variável dependente e $R_n - Q$ como variável independente, levando em consideração os estoques de energia na biomassa e no dossel (a) Período seco e (b) Período úmido de 2007; (c) Período úmido e (d) Período seco de 2008 .....	59
<b>Figura 23-</b> Correlação os fluxos de energia, no PC (2008): (a) dados de $G$ , sem considerar o estoque e (b) dados de $Q$ , considerando o estoque na biomassa.....	62
<b>Figura 24-</b> Fração de fechamento ( $FF$ ) e velocidade de fricção ( $u^*$ ), de um dia médio, em função da hora local: (a) período seco (PS) e (b) período úmido (PU) de 2007 e (c) período úmido (PU) e (d) período seco (PS) de 2008 .....	64
<b>Figura 25-</b> Fluxo líquido do $CO_2$ ( $F_c$ ) pela hora local, de um dia médio do PS de 2007 .....	66
<b>Figura 26-</b> Fração de fechamento ( $FF$ ) e da velocidade de fricção ( $u^*$ ) do período noturno em função da hora local: (a) PS 2007, (b) PU 2007, (c) PU 2008 e (d) PS 2008.....	67
<b>Figura 27-</b> Fração de fechamento ( $FF$ ) e da velocidade de fricção ( $u^*$ ) do período diurno em função da hora local: (a) PS 2007, (b) PU 2007, (c) PU 2008 e (d) PS 2008 .....	68

<b>Figura 28-</b> Mostra a curva de tendência da correlação entre FF e $u^*$ nos períodos: (a) PS e (b) PU de 2007; (c) PU e (d) PS de 2008.....	69
<b>Figura 29-</b> Perfil da fração de fechamento de energia durante o PS de 2007, considerando $u^* > 0,25$ e $\xi < -0,1$ .....	72
<b>Figura 30-</b> Partição da energia pela hora local: (a) período seco e (b) período úmido de 2007, (c) período úmido e (d) período seco de 2008.....	74
<b>Figura 31-</b> Fluxo de calor sensível (H), latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e radiação líquida (Rn) nos períodos (a) seco, (b) úmido de 2007 e (c) úmido e (d) seco de 2008. ....	75
<b>Figura 32-</b> Correlação entre LE+H e Rn - G do período chuvoso (PC).....	77
<b>Figura 33-</b> Velocidade de fricção pela hora local, de um dia típico do período chuvoso (PC).....	78
<b>Figura 34-</b> Fluxo de energia de um dia típico do período chuvoso .....	78
<b>Figura 35-</b> Umidade relativa e a temperatura do ar de um dia típico do período chuvoso.....	79
<b>Figura 36-</b> Perfil da temperatura pela hora local de um dia médio de cada período.....	80
<b>Figura 37-</b> Perfil da umidade relativa pela hora local de um dia médio de cada período.....	80

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1-</b> Principais erros, fluxos afetados, extensão e solução a ser aplicada.....	42
<b>Tabela 2-</b> Coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia médio em cada período, considerando todos os dados diurnos e noturnos .....	55
<b>Tabela 3-</b> Valores máximos e mínimos de Fluxo de calor latente, Fluxo de calor sensível, Radiação líquida, Velocidade de fricção, Temperatura do ar, precipitação e Fluxo de CO <sub>2</sub> .....	56
<b>Tabela 4-</b> Coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia médio em cada período, depois de retirados os dados considerados espúrios.....	58
<b>Tabela 5-</b> Estratificação do fechamento do balanço de energia por períodos: diurno, noturno, dia médio, estabilidade atmosférica e velocidade de fricção.....	70
<b>Tabela 6-</b> Partição de energia e a energia disponível por período do ano, considerando apenas dados diurnos, com $u^* > 0,25 \text{ ms}^{-1}$ e $\xi < - 0,1$ .....	73
<b>Tabela 7-</b> Percentual médio da energia disponível durante o dia, noite e o dia todo, para as estações seca e úmida de 2007 e 2008 .....	76
<b>Tabela 8-</b> Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da radiação líquida, dos fluxos de calor sensível, latente e do solo, da partição do fluxo de calor latente, do ano de 2007.....	82
<b>Tabela 9-</b> Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da partição do fluxo de calor sensível, da temperatura e da umidade relativa a 42m, da velocidade de fricção e do fechamento do balanço de energia, do ano de 2007 .....	83
<b>Tabela 10-</b> Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da radiação líquida, dos fluxos de calor sensível, latente e do solo, da partição do fluxo de calor latente, do ano de 2008.....	84

**Tabela 11-** Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da  
partição do fluxo de calor sensível, da temperatura e da umidade  
relativa a 42 m, da velocidade de fricção e do fechamento do balanço  
de energia, do ano de 2008 .....85

## **LISTA DE ABREVIATURAS**

A = Área

ABRACOS = Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study

AMTEX = Air Mass Transformation Experiment

ARME = Amazon Region Micrometeorological Experiment

BOC = Balanço de Ondas Curtas

BOL = Balanço de Ondas Longas

BOMEX = Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment

C = Carbono

CAMREX = Carbon in the Amazon River Experiment

CH<sub>4</sub> = Gás Metano

CLA = Camada-Limite Atmosférica

CLC = Camada-Limite de Convecção

CLN = Camada-Limite Noturna

CLP = Camada-Limite Planetária

c<sub>m</sub> = Calor específico da mistura

cm = centímetro

CO<sub>2</sub> = Dióxido de Carbono

D = Difusão molecular

E = Evapotranspiração

EC = Eddy Covariance

E<sub>in</sub> = Energia que chega

E<sub>out</sub> = Energia que sai

E<sub>r</sub> = Energia emitida

$\bar{F}$  = Densidade média de fluxo

F = Densidade de fluxo

FF = Fração de Fechamento do balanço de energia

F<sub>C</sub> = Fluxo líquido de CO<sub>2</sub>

F<sub>w</sub> = Fluxo de covariância turbulenta do vapor d'água

G = Fluxo de calor no solo

g = grama

GTC = Giga tonelada de carbono

h = Altura

H = Calor sensível

H<sub>2</sub>O = Água

ha = Hectare

hc = Altura da cultura

h<sub>m</sub> = Altura da covariância

Hz = Hertz

IAF = Índice de Área Foliar

IBGE = Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICS = Intermediário Chuvoso/Seco

IPCC = Instituto de Pesquisa de Mudanças Climáticas

K = Coeficiente de difusão turbulenta (constante de Von Karman)

K<sub>x</sub> = Coeficiente de transporte turbulento

kg = Quilograma

L = Calor latente de vaporização

LBA = Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia

LE = Calor latente

m = metro

min = minuto

mm = milímetro

MJ = Mega Joule

M<sub>w</sub> = Massa molar da água

N<sub>2</sub>O = Óxido Nitroso

N<sub>e</sub> = Transferência do dióxido de carbono

°C = Temperatura Celsius

P = Fotossíntese

PC = Período Chuvoso

PICS = Período Intermediário Chuvoso Seco

PS = Período Seco

PU = Período Úmido

Q = Fluxo de energia ( $G+\Delta S+P$ )

Q<sub>b</sub> = Energia armazenada na biomassa

Q<sub>c</sub> = Energia armazenada no dossel

Q<sub>p</sub> = Energia armazenada na fotossíntese

R<sub>a</sub> = Radiação longa retransmitida pelas nuvens

RBLE = Rondônia Boundary Layer Experiment

Re = Número de Reynolds

R<sub>l</sub> = Radiação longa emitida pelo solo

R<sub>n</sub> = Radiação líquida

R<sub>s</sub> = Albedo

S = Estoque

S<sub>c</sub> = Armazenamento de dióxido de carbono

S<sub>w</sub> = Armazenamento de vapor de água

T = Temperatura absoluta

ton = Tonelada

T<sub>v</sub> = Temperatura virtual

V = Volume

V<sub>c</sub> = Advecção horizontal e vertical do dióxido de carbono

V<sub>w</sub> = Advecção horizontal e vertical do vapor de água

WPL = Sistema de correção do fluxo de vapor d'água (Webb-Pearman-Leuning)

x<sub>c</sub> = Ponto crítico

Z<sub>E</sub> = Zona de arrasto

## **LISTA DE SÍMBOLOS**

$\lambda$  = Calor latente

$\sigma$  = Constante de Stefan-Boltzmann

$\rho$  = Densidade ou massa específica

$\varepsilon$  = Emissividade do corpo

$\partial\rho_s$  = Massa específica da grandeza escalar considerada

$\rho_m$  = Massa específica da mistura de ar

$\overline{w' \cdot T_v'}$  = Média da covariância da flutuação da velocidade vertical e da temperatura virtual

$\bar{u}$  = Velocidade média

$z_*$  = Limite superior da subcamada rugosa

$c$  = Calor específico

$d$  = Deslocamento do plano zero

$dz$  = Altura

$q'$  = Flutuação da umidade específica

$u^*$  = Velocidade de fricção

$u, v$  = Componentes da velocidade nas direções  $x$  e  $y$

$u'$  = Desvio da velocidade média

$u_z$  = Velocidade horizontal média

$w$  = Componente da velocidade do vento na direção  $z$

$w'$  = Flutuação da velocidade vertical

$w'$  e  $s'$  = Valores médios da velocidade e da propriedade medida

$\overline{w' T_v'}$  = Média da covariância da velocidade vertical e temperatura do ar

$x_c$  = Ponto crítico

$z_0$  = comprimento da rugosidade

$\delta$  = Tamanho da camada-limite

$\xi$  = Estabilidade atmosférica

$\Delta q$  = Variação horária da umidade específica

$\Delta S$  = Taxa de armazenamento de energia

$\Delta T$  = Variação horária da temperatura

$\mu$  = Viscosidade

ARRUDA, J. C. **Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso**. Cuiabá, 2011, 135f. Tese (Doutorado em Física Ambiental); Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi estudar o balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta considerada de transição por apresentar características de vegetação de cerrado e de floresta Amazônica. As medidas foram realizadas em uma área pertencente à Fazenda Maracaí, a aproximadamente 50 km a noroeste de Sinop, Mato Grosso, Brasil. Para analisar o fechamento do balanço de energia ( $FF = LE+H/Rn-G$ ), pelo método de covariância de vórtices turbulentos com torre-baseada, além do fluxo de calor latente (LE) e sensível (H), foram medidos também a radiação líquida (Rn), o fluxo de calor no solo (G), a temperatura do ar (t), a umidade relativa (UR), a pressão de vapor (e) e os fluxos de LE e H foram obtidos por meio do cálculo da covariância entre as flutuações na velocidade vertical do vento e a densidade de vapor de H<sub>2</sub>O e temperatura do ar, respectivamente, com médias de 30 minutos. Os resultados das variáveis envolvidas no balanço de energia foram mais significativos durante o dia quando a velocidade de fricção ( $u^*$ ) foi maior que  $0,25 \text{ ms}^{-1}$  e com atmosfera instável. A fração de energia disponível para evaporar água, LE/Rn, foi maior no período chuvoso e a fração de energia disponível para aquecer o ambiente, H/Rn, foi maior no período seco. Os resultados obtidos pelo sistema de covariância indicaram uma significativa correlação entre LE+H e Rn-G. O estoque de energia, calculado por meio de Rn-LE-H-G, indicou armazenamento de energia entre 30% e 40% da radiação líquida. Esse resultado aponta para uma subestimação do sistema, nos valores de LE e H.

Palavras-chave: calor sensível, calor latente, balanço de energia, floresta, Amazônia, covariância.

ARRUDA, J. C. **Study of the energy balance using eddy covariance in a seasonal forest stand in Mato Grosso.** Cuiabá, 2011, 135f. Thesis (Doctorate in Environmental Physic); Institute of Physic, Federal University of Mato Grosso.

## **ABSTRACT**

Present work had as objective the study of the energy balance using eddy covariance in a seasonal forest stand in Mato Grosso. The forest formation is considered transitional as it has floristic elements of both the Cerrado savannahs and the Amazon forest. The measurements were realized inside the Maracaí farm, approximately 50 km at northeast of the city of Sinop, Mato Grosso, Brazil. To analyze the energy balance ( $FF = LE + H/R_n - G$ ) by tower-based eddy covariance, the determination of LE and H were completed by measurements of the liquid radiation ( $R_n$ ), soil heat flux ( $G$ ), air temperature ( $t$ ), relative humidity (UR), vapor pressure ( $e$ ), and the photosynthetic active radiation (PAR). Average fluxes of LE and H were obtained through the covariance calculus between vertical wind speed fluctuations, the density of de  $H_2O$  vapor and temperature, respectively, in 30 minute time intervals. The results for the variables related to the energy balance were more significant during day time, when friction velocity ( $u^*$ ) was higher than  $0.25 \text{ ms}^{-1}$ , under unstable atmospheric conditions. The portion of energy available for evaporation ( $LE/R_n$ ) was higher during the rainy season (PC), whereas the portion of energy available for heating ( $H/R_n$ ) was higher for the dry season (PS). Results obtained for eddy covariance measurements showed a significant correlation between  $LE + H$  and  $R_n - G$ . The stock, calculated through  $R_n - LE - H - G$ , indicates the storage of energy between 30% and 40% of liquid radiation and a subestimation of LE and H of the measurement equipment.

Key words: sensible heat, latent heat, energy balance, Amazon forest, eddy covariance

## **INTRODUÇÃO**

O mundo vive hoje a expectativa de um aquecimento global decorrente da grande liberação dos gases de efeito estufa provocada por ações antropogênicas ou naturais que ocasionaria o degelo dos polos e consequentes inundações de ilhas e cidades que seriam totalmente submersas pelas águas do mar.

O efeito conjunto de fatores como o uso indiscriminado dos combustíveis fósseis, da mudança no uso do solo (destruição das florestas) e industrialização dos países, seriam os responsáveis por esse aumento na temperatura global nos próximos anos, preocupação externada por Joseph Fourier em 1824 e por pesquisadores que participam das discussões sobre mudanças climáticas desde o primeiro encontro do IPCC.

A variação das concentrações de gases do efeito estufa e aerossóis na atmosfera, bem como as variações da cobertura da Terra e a radiação solar alteram o equilíbrio energético do sistema climático (IPCC, 2007).

É difícil prever a escala e os efeitos do aquecimento global provocado pelo efeito estufa, e há debates e estudos científicos ainda em andamento. O grupo de trabalho um do grupo intergovernamental de técnicos sobre variação climática durante o IV encontro do IPCC descreveu os progressos alcançados no conhecimento dos controladores humanos e naturais da variação climática, os processos e as atribuições climáticas, e as estimativas das variações climáticas projetadas para o futuro. Segundo o relato do grupo de trabalho, o aquecimento do sistema é inequívoco, como o evidenciam agora as observações dos incrementos nas temperaturas médias do ar e dos oceanos, o derretimento generalizado do gelo e da neve, e a elevação do nível médio do mar no mundo.

Pesquisadores que estudam o comportamento do clima e as mudanças climáticas globais afirmam que, nos próximos 50 anos, poderá haver aumento de aproximadamente 2°C na temperatura média do planeta. De modo geral, os resultados obtidos por vários autores convergem no sentido de que ocorrerá um aumento na temperatura do ar próximo à superfície (variando de 0,6 a 2,0°C).

Estudos de anomalias de temperatura, no decorrer dos últimos 27 anos, mostraram um estreito relacionamento com a variação do aumento de CO<sub>2</sub> na atmosfera. Erupções vulcânicas e La Niñas reduzem os valores de CO<sub>2</sub> e El Niños os aumentam. Este estreito relacionamento indica fortemente que a temperatura dos oceanos e a solubilidade do CO<sub>2</sub> na água do mar controlam a quantidade de CO<sub>2</sub> que está sendo absorvido ou liberado pelos oceanos. Por essa razão, ele é provavelmente o agente responsável pelo aumento da concentração de CO<sub>2</sub>.

Entretanto, estudiosos das variações climáticas do IPCC asseguram que o aumento da concentração do CO<sub>2</sub> se deve principalmente à utilização de combustíveis fósseis e, em parte, pela ocupação e uso do solo. Segundo relato do IPCC, com grande grau de confiança, o efeito líquido da atividade humana desde 1970 tem sido responsável pelo aumento da temperatura.

As florestas, o cerrado e o pantanal atraem a atenção dos pesquisadores em busca de respostas que ajudem a explicar o equilíbrio entre a produção dos gases do efeito estufa pela ação do homem e a quantidade desses gases na atmosfera. Por essa razão, esses ecossistemas atraem a atenção mundial não somente pela possibilidade de serem grandes consumidores desses gases, como também por funcionarem como importantes fontes de calor e vapor de água para a atmosfera, possuindo papel relevante na circulação geral da atmosfera.

Compreender a troca de energia nos ecossistemas é de grande significado, pois, compreendendo a dinâmica do balanço de energia, poder-se-á igualmente compreender melhor a dinâmica das florestas no processo de absorção e emissão do CO<sub>2</sub> para a atmosfera. O entendimento do primeiro pode nos levar a conhecer com mais exatidão o comportamento do outro.

Além de sua importância como fonte ou consumidor do dióxido de carbono, os ecossistemas desempenham papel essencial no ciclo biológico da vida sobre a Terra em virtude da sua grande biodiversidade de espécies florestal e animal, e pelos efeitos que o desmatamento em grande escala poderá provocar no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escala regional e global.

Recentemente, a Amazônia despertou a atenção da comunidade científica por ter impacto fundamental no estoque de energia. Não bastasse, esta região do planeta pode fazer papéis críticos, especialmente no estoque de carbono global e no efeito estufa.

Maior reserva de diversidade biológica do mundo, a Amazônia é também o maior bioma brasileiro em extensão e ocupa quase metade do território nacional (49,29%). A bacia amazônica ocupa 2/5 da América do Sul e 5% da superfície terrestre. Sua área, de aproximadamente 6,5 milhões de quilômetros quadrados, abriga a maior rede hidrográfica do planeta, que escoar cerca de 1/5 do volume de água não salgada do mundo. Sessenta por cento da bacia amazônica se encontra em território brasileiro, onde o Bioma Amazônia ocupa a totalidade de cinco unidades da federação (Acre, Amapá, Amazonas, Pará e Roraima), grande parte de Rondônia (98,8%), mais da metade de Mato Grosso (54%), além de parte de Maranhão (34%) e Tocantins (9%). O Bioma Cerrado ocupa a totalidade do Distrito Federal, mais da metade dos estados de Goiás (97%), Maranhão (65%), Mato Grosso do Sul (61%), Minas Gerais (57%) e Tocantins (91%), além de porções de outros seis estados, dentre eles Mato Grosso. O Bioma Pantanal está presente em dois estados: ocupa 25% de Mato Grosso do Sul e 7% de Mato Grosso, (tirar vírgula) (Fonte IBGE, 2009).

Muitas pesquisas vêm sendo conduzidas em sítios experimentais como os da Reserva Biológica de Cueiras (Manaus), Reserva Jarú (Ji-Paraná, RO), Reserva Vale do Rio Doce (Marabá, Pará), Reserva Florestal da Fazenda Marací (Sinop/MT), Reserva Florestal Ducke (Manaus), Floresta Nacional de Caxiuanã (Pará), entre outros, com objetivo de conhecer cada dia mais a respeito do fluxo de gás carbônico, do balanço de energia e de vapor d'água na floresta.

O método de covariância de vórtices turbulentos (Eddy Covariance-EC) tem sido largamente empregado nesses sítios, tornando-se uma ferramenta-padrão e elemento-chave de abordagem crescente para estimativa do fluxo regional, por se tratar de método confiável para medir a troca líquida de carbono entre a superfície terrestre e a atmosfera ao longo da escala de tempo, de horas e anos.

Entretanto, as estimativas das trocas de energia por medidas diretas de longo prazo são onerosas e apresentam muitas falhas que, geralmente, são preenchidas por métodos matemáticos que podem não representar o real comportamento do ecossistema

estudado. Quando sistematicamente ocorrem desequilíbrios de energia, eles podem revelar tendências não apenas nos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), mas também no fluxo líquido do CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>).

O estado de Mato Grosso está localizado na Região Centro-Oeste e possui os três biomas: floresta amazônica, cerrado e pantanal. Desde 1999, o grupo de pesquisa em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso desenvolve trabalhos de pesquisa em uma região de transição entre o cerrado e a floresta amazônica localizada a, aproximadamente, 50 km a noroeste da cidade de Sinop-MT, que está a 500 km da capital (Cuiabá).

Vários trabalhos realizados na região vêm demonstrando ser a floresta um grande consumidor de CO<sub>2</sub>. Os valores apresentados, em toneladas, evidenciam que a assimilação de carbono é alta em se tratando de uma floresta madura. Isto representaria dizer que a biomassa da região estaria crescendo significativamente a cada ano, algo difícil de assimilar para um sistema com estoque de biomassa já tão alto.

Os valores medidos do fluxo de dióxido de carbono no dossel foram determinados usando o método de covariância de vórtices turbulentos. Os resultados apresentados pelo método parecem aventar um valor superestimado do balanço de carbono. Esses resultados sugerem que a técnica de covariância de vórtices turbulentos que mede a taxa de troca do CO<sub>2</sub> na interface entre a copa das árvores e a atmosfera merece receber maior atenção, capaz de reforçar nossa capacidade de entender o balanço de carbono nos diversos ecossistemas.

Associado ao balanço de carbono medido pelo método de covariância de vórtices turbulentos está o balanço de energia. O fechamento do balanço de energia, nos ecossistemas estudados, determinaria o perfeito entendimento das fontes e sumidouros do dióxido de carbono, e ajudaria a esclarecer a controvérsia entre os valores encontrados para o sequestro do carbono pelas florestas e a difícil assimilação desse consumo.

O objetivo geral deste trabalho é o de realizar o estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso e tem como objetivos específicos contribuir para o entendimento da troca de energia de superfície entre a floresta e a atmosfera, estimar a

fração de fechamento de energia (FF), analisar suas implicações nas medidas do estoque de energia nas florestas e nas medidas do fluxo do CO<sub>2</sub>, e avaliar a confiabilidade no pós-processamento dos dados obtidos pelo sistema de vórtices turbulentos.

## **CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A urbanização, o desmatamento e queimadas são importantes condutores no mecanismo da poluição e na alteração climática do planeta. Eles modificam biótica e abioticamente as propriedades internas dos ecossistemas. Como resultado, a investigação, os problemas e os desafios ambientais devem ser resolvidos em nível local, regional e em escala global. Respostas à mudança dos ecossistemas terrestres são interativas e complexas, ocorrendo em todas as escalas espaciais e temporais, como consequência da interatividade de recursos, energia e informações entre o social e os sistemas físicos e biológicos (GRIMM et al., 2008). A elevação das concentrações na atmosfera dos gases de efeito estufa, como o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), metano (CH<sub>4</sub>) e outros, afeta o balanço radiativo da atmosfera e da superfície terrestre (FERREIRA DA COSTA et al., 2000).

Estudos sobre o balanço de energia de superfície em agricultura e em área de pastagens são desenvolvidos, com propósito de avaliar os mecanismos de desenvolvimento que afetam e melhoram a produção (VILLA NOVA 1973; CAMPELO JÚNIOR 1978; PRATES et al., 1987; EVETT et al., 1992; CUNHA & BERGAMASCHI 1994; CUNHA et al., 1996; ALVES et al. 1998; HAYASHI 2002; FARIAS et al., 2004).

Em florestas, estudos de simulação numérica do clima em situações naturais e de desmatamento (troca da superfície vegetada de floresta tropical por áreas de pastagem), estudos do comportamento da floresta no sequestro e emissão do CO<sub>2</sub>, o balanço de energia e o ciclo de água, com o intuito de entender melhor o mecanismo dos ecossistemas naturais, também vêm sendo realizados (AVISSAR 1991; NOBRE et al., 1991; 1999; GRACE 1992; VOURLITIS & OECHEL, 1997 e 1999; GALVÃO e FISCH 2000; FERREIRA DA COSTA et al., 2000; VOURLITIS et al., 2001; PRIANTE FILHO et al., 2004; ARRUDA 2004; ARRUDA et al., 2006; BARR, et al., 2006; OLIVEIRA 2010, SANCHES 2010).

De modo geral, os resultados obtidos por vários autores (SHUTTLEWORTH et al., 1984a; WRIGHT et al., 1992; BASTABLE et al., 1993) que estudaram o comportamento do ecossistema e da relação biosfera atmosfera, convergem para a

conclusão de que ocorrerá um aumento de temperatura do ar próximo à superfície (variando de 0,6 °C a 2,0 °C), uma redução no total de precipitação e evaporação (de 20% a 30% do valor do cenário de floresta) e uma estação seca mais prolongada. Essas modificações, se confirmadas pela realidade, certamente acarretarão implicações ecológicas importantes (NOBRE et al., 1999).

Outro aspecto importante nesta problemática de mudanças climáticas globais é o papel que o gás dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) desempenha no balanço de energia do sistema biosfera atmosfera. Por conta da sua grande extensão, as florestas são significativas no ciclo global do carbono, por conterem aproximadamente 40% do C estocado na biosfera terrestre (PHILLIPS et al., 1998).

A dinâmica do carbono no ecossistema tropical brasileiro tem recebido considerável atenção, em razão da necessidade de compreender melhor o papel do ecossistema tropical terrestre no contrapeso global do CO<sub>2</sub> (CERRI et al., 1995). Estudos de variação sazonal na troca líquida de CO<sub>2</sub> do ecossistema da floresta tropical de transição, com objetivo de estudar a dinâmica do carbono, receberam atenção recente de VOURLITIS et al. (2001, 2002, 2004, 2005). Eles indicam que durante a estação seca ocorre um equilíbrio no Fc (fluxo líquido de CO<sub>2</sub>), no período intermediário a floresta funciona como fonte e no período chuvoso como sumidouro. Medidas anteriormente realizadas (GRACE et al., 1996; MALHI et al., 1998; PHILLIPS et al., 1998; FERREIRA DA COSTA, et al., 2000) indicaram ser a floresta um consumidor de CO<sub>2</sub> da atmosfera.

Ainda não se conhecem bem os limites de estocagem em florestas tropicais, com base nos quais se estabelece um equilíbrio dinâmico, onde os ganhos se igualam às perdas, (GOULDEN et al., 1996). Portanto, para se conhecer a associação entre a dinâmica do crescimento deste ecossistema e os limites de estocagem, há a necessidade de monitoramento contínuo, em longo prazo, das trocas de carbono entre o ecossistema e o meio (VOURLITIS et al., 2001). A atmosfera representa a maior fronteira destas trocas.

Embora as florestas funcionem como metabolizadores, produzindo e consumindo CO<sub>2</sub> durante os processos de respiração e fotossíntese (SANTOS, 1999), a comunidade científica vem discutindo seu papel dentro do processo de controle de

carbono. O relatório do IPCC (2007) afirma que uma das principais causas do crescimento da concentração do dióxido de carbono na atmosfera desde a época pré-industrial é o uso de combustíveis fósseis e a troca do uso do solo. O desmatamento em grande escala poderá provocar um desequilíbrio no sistema. Estima-se que a emissão do dióxido de carbono por ano, associado ao desmatamento durante a década de 90, foi de 1,6 GtC (giga toneladas de carbono).

Vários projetos na Amazônia já foram executados, tais como CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment), ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study), RBLE (Rondonia Boundary Layer Experiment), ARME (Amazon Region Micrometeorological Experiment). Recentemente, com grande apoio Nacional e Internacional, o projeto LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) planeja gerar outros conhecimentos, necessários à compreensão do funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia.

Na Terra, durante milênios, os ciclos da água e do gás carbônico mantiveram a entrada e a saída do calor de forma equilibrada, de tal forma que as variações do clima no planeta foram vagarosas, mesmo obedecendo às variações de temperaturas do dia para a noite, inverno e verão e assim por diante (AYOADE, 1998). De cem anos para cá, a quantidade de gás carbônico na atmosfera tem aumentado consideravelmente, de forma muito rápida, em função da explosão demográfica, do desenvolvimento industrial acelerado, desmatamentos e queimadas de florestas, tal como acontece na Amazônia (NOBRE et al., 1991). Todo esse processo constitui fonte de produção de CO<sub>2</sub>, que, segundo NEFTEL et al. (1985), causou aumento considerável desse gás, a partir da grande revolução industrial de 1850.

O efeito líquido do desmatamento, tal como a redução de florestas tropicais, uso intensivo de fertilizantes e agrotóxico e a redução da matéria orgânica também contribuem para o aumento do CO<sub>2</sub> na atmosfera (MANABE, et al., 1985).

Diante desse quadro, os projetos de pesquisa têm centrado atenção para as florestas a fim de compreender seu papel como consumidores de carbono e sua relação nos efeitos climáticos globais, apesar das afirmações de BROECKER et al. (1979), GOLDBERG (2008), de que os oceanos é que constituem a maior fonte de consumo do CO<sub>2</sub> emitido.

ROCHA et al. (2004) ressaltam que a maior parte dos estudos que estão sendo realizados na Amazônia enfoca preferencialmente os fluxos de CO<sub>2</sub> e que os fluxos de energia merecem mais atenção.

Uma das técnicas mais comuns de medidas de fluxos de massa e de energia, de longa duração nos ecossistemas da Amazônia, é o método de covariância de vórtices turbulentos com torre baseada (BALDOCCHI, et al., 1988; GRACE, 1992; GRACE et al., 1996; MCWILLIAM et al., 1996; PAW, et al., 2000; VOURLITIS et al., 2001 e 2002). Esse método se baseia em medidas de flutuações da velocidade do vento e das concentrações de CO<sub>2</sub> e de vapor d'água, geralmente efetuadas em 10 Hz (MCMILLEN, 1988; LEUNING & MONCRIEFF, 1990). No momento, uma rede de mais de 100 locais de campo está medindo, através do sistema de vórtices turbulentos, gás carbônico, vapor de água e fluxos de calor sensível e latente entre a biosfera e atmosfera, em uma base quase contínua (IPCC, 2007).

Aqui, será efetuada uma breve descrição, somente em termos qualitativos, de alguns dos conceitos fundamentais, hipóteses e teoria de fluxos turbulentos que foram propostos, em sua grande maioria, na primeira metade do século XX e, posteriormente, refinados por dados experimentais sobre fluxos turbulentos em laboratório bem como na atmosfera. Será descrito também, qualitativamente, o estoque de energia próximo da superfície e apresentado alguns conceitos necessários ao bom entendimento e compreensão do fluxo de energia.

Um dos conceitos fundamentais da turbulência descreve a transferência de energia em diferentes escalas e com vórtices diferentes. Tem sido reconhecido há muito tempo que o número de Reynolds, em quase todos os fluxos de energia, é fornecido pela média dos fluxos de grandes turbilhões, enquanto quase todo ele é eventualmente dissipado por pequenos turbilhões. A transferência de energia a partir de grandes ou pequenos turbilhões ocorre através de um processo do tipo cascata, envolvendo uma gama de vórtices turbulentos intermediários. Esta hipótese da teoria de cascata foi originalmente sugerida por Lewis Richardson em 1922.

## 1.1- ESTOQUE DE ENERGIA PRÓXIMO DA SUPERFÍCIE

### 1.1.1 Equações do balanço de radiação

A principal fonte de energia da Terra é o Sol. Essa energia é responsável por todo processo natural que ocorre na superfície terrestre. O balanço de energia passa a representar o resultado final entre a energia que chega até a superfície e a que sai.

A Terra, ao receber radiação solar, direta ou difusa (ondas curtas), terá sua temperatura aumentada, emitindo conseqüentemente radiação de ondas longas, obedecendo à Lei de Stefan-Boltzmann: “a energia emitida por um corpo  $E_r$ , em ( $Wm^{-2}$ ) é proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta  $T$ , em (K)”.

$$E_r = \varepsilon \sigma T^4 \dots\dots\dots \text{Eq. 1}$$

onde  $\varepsilon$  é a emissividade do corpo ( $\cong 1$ ) e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2} K^{-4}$ ). Na floresta, a emissividade é aproximadamente 0,9 (AYOADE, 1998).

A quantidade de radiação solar incidente sobre o topo da atmosfera da Terra depende principalmente de três fatores: do período do ano, do período do dia e da latitude.

A quantidade total de radiação recebida em determinado local é afetada pela duração do dia. Essa quantidade, geralmente, aumenta ou diminui com o aumento da latitude, a depender da estação. A distribuição da radiação solar não é simétrica devido ao movimento de rotação e translação da Terra.

O balanço de radiação, que é característico da superfície e que representa a radiação líquida ( $R_n$ ), é definido como à soma do balanço de ondas curtas (BOC) e balanço de ondas longas (BOL).

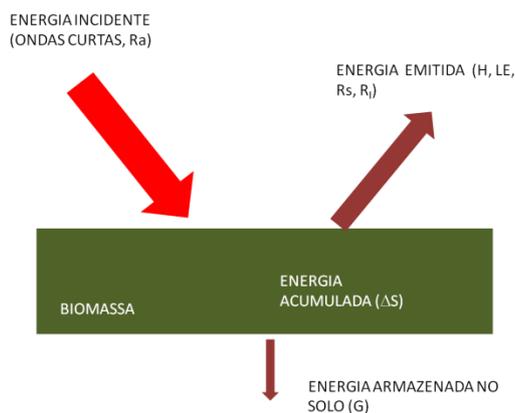
$$R_n = BOC + BOL \dots\dots\dots \text{Eq. 2}$$

Em função dos valores de cada um desses fluxos,  $R_n$  poderá ter valor positivo ou negativo. Durante o período diurno, o BOC é positivo, sendo nulo no período noturno. Segundo PEREIRA (2002), normalmente o valor diário do BOL em uma superfície natural é negativo. Isso faz com que, nas superfícies naturais, o valor diurno do BOC (maior do que o do BOL) torne  $R_n$  positivo nesse período do dia e negativo no período noturno. Esse é um modo de a superfície eliminar parte da energia solar absorvida e que se transformou em calor sensível.

O balanço energético é uma aplicação da primeira lei da termodinâmica, em que deve existir uma igualdade entre o balanço de energia recebida (Energia Incidente) pelo ecossistema e a soma da energia liberada sob a forma de calor sensível e latente (Energia Emitida), e da energia armazenada pelo ecossistema, isto é, solo ( $G$ ) e biomassa ( $\Delta S$ ) (ROBINSON, 1966).

No período diurno o solo recebe radiação solar em forma de ondas curtas, Figura 1. Parte dessa radiação é devolvida ao espaço devido ao albedo ( $R_s$ ). O solo irá emitir radiação longa ( $R_l$ ) e parte é retransmitido pelas nuvens ( $R_a$ ). A superfície do solo, quando aquecida, cede energia para aquecimento do ar ( $H$ ), para evaporação da água ( $LE$ ) e para aquecimento de camadas mais profundas do solo ( $G$ ).

Durante a noite, devido à ausência do Sol, a Terra continua perdendo rapidamente energia, resfriando mais que o ar adjacente e que camadas mais profundas do solo. Consequentemente, no balanço de energia noturno, a Terra emite radiação longa ( $R_l$ ), a atmosfera emite para a Terra radiação longa refletida pelas nuvens ( $R_a$ ). Como o solo está mais frio que o ar adjacente, o vapor d'água, ao atingi-lo, é condensado, dessa forma a Terra recebe calor latente ( $LE$ ) de condensação.



**Figura 1-** Esquema representativo da energia que chega e sai da Terra

A superfície com temperatura baixa faz com que a condução de calor das camadas mais profundas do solo (G) seja dirigida para cima em direção a ela e finalmente o ar mais aquecido imediatamente acima da superfície do solo (H) transfere energia por meio de condução para a superfície do solo.

A essência do conceito de balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele. Da energia que chega à superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ambiente na forma de calor sensível (H), parte para evaporar a água na forma de calor latente (LE), parte para aquecer a Terra, fluxo de calor no solo (G), parte é utilizada na fotossíntese (P), e o restante utilizado pela biomassa ( $\Delta S$ ) (PEREIRA, 2002).

### 1.1.2 Equações do balanço de energia

O balanço de energia, baseado no princípio físico da conservação da energia, relaciona as densidades dos fluxos de energia disponível na vegetação (radiação líquida) com a energia utilizada, principalmente o calor latente na evaporação e o calor sensível nas variações de temperatura do ar e do solo (PEREIRA et al., 2002). Métodos micrometeorológicos quantificam estes fluxos e permitem avaliar as transformações da energia radiante em calor latente e sensível, representando, assim, a contabilidade destas

interações. A radiação líquida pode ser considerada como um dos elementos meteorológicos principais no controle da evapotranspiração, mesmo em condições áridas em que por advecção, uma quantidade de calor sensível do ar pode ser convertida em calor latente. O conhecimento da demanda atmosférica, para o fluxo de calor latente, fornece subsídios necessários ao planejamento pelo uso racional da água na irrigação (ROSENBERG et al., 1983).

Uma equação simplificada do balanço de energia para uma superfície ideal, isto é, considerando uma superfície de interface fina entre dois meios, não tendo nenhuma capacidade de armazenar massa ou calor, os fluxos de energia fluem de dentro para fora da superfície, sem nenhuma perda ou ganho provocado pela superfície (ARYA, 2001). Então, pelo princípio da conservação de energia na superfície, tem-se:

$$R_n = H + LE + G \dots \dots \dots \text{Eq. 3}$$

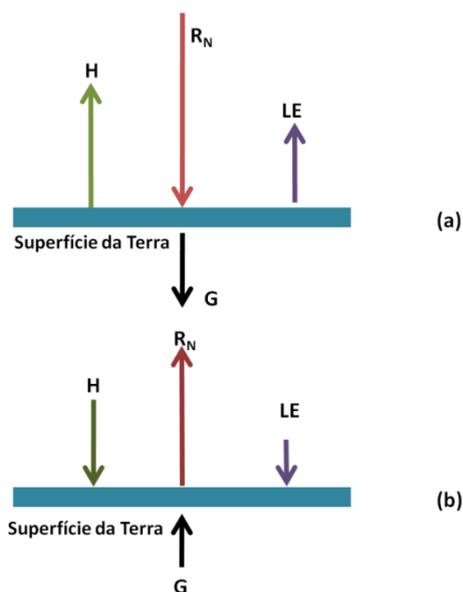
onde  $R_n$  é a radiação líquida,  $H$  é o fluxo de calor sensível,  $LE$  é o fluxo de calor latente e  $G$  é o fluxo de calor no solo.

A Equação 3 descreve como a radiação líquida na superfície deve ser equilibrada por uma combinação dos fluxos de calor sensível e latente e o fluxo de calor no solo.

Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa ( $R_n > 0$ ), que é dividido em fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ) para a atmosfera e fluxo de calor para o subsolo ( $G$ ), Figura 2a.

Durante a noite, a superfície perde energia por radiação invertidas, especialmente em condições claras ou parcialmente nubladas, Figura 2b. Esta perda é compensada por ganhos de calor do ar e do solo, e, às vezes, do calor latente de condensação liberada durante o processo de formação de orvalho.

Convencionalmente, todos os termos do balanço de energia ( $H$ ,  $LE$  e  $G$ ) da Equação 3 serão positivos durante o dia e negativos durante a noite. As magnitudes do fluxo de calor para o solo  $G$  não diferem muito entre dia e noite, embora a direção ou sinal obviamente inverta durante os períodos de transição entre manhã e noite, quando os fluxos de  $LE$  e  $H$  também mudam de sinal. A Figura 2b mostra uma representação esquemática dessa mudança (ARYA, 2001).



**Figura 2-** Representação esquemática de orçamentos típicos de energia de superfície durante (a) o dia e (b) à noite

A partir da descrição acima do ciclo diurno do estoque de energia da superfície, fica evidente que os fluxos de calor sensível e latente, saindo ou entrando na superfície, são regidos pelo ciclo diurno da radiação líquida. Pode-se interpretar a Equação 3 em termos de partição da radiação líquida em relação a outros fluxos ( $H$ ,  $LE$  e  $G$ ). A radiação líquida  $R_n$  pode ser considerada uma forçante externa, enquanto os fluxos de calor sensível, latente e no solo são efeitos dessa forçante radioativa. Medidas relativas a essa partição são as razões:  $H/R_n$ ,  $LE/R_n$ , e  $G/R_n$ , que se prevê venham depender das diversas superfícies, subsolo e características micrometeorológicas. Espera-se que as variações diurnas dessas frações sejam muito menores que seus fluxos individuais. Destes, a proporção  $G/R_n$  deve apresentar a menor variabilidade, especialmente para determinada superfície terrestre, porque esta porção não é tão sensível às variações de parâmetros micrometeorológicos na superfície como  $H/R_n$ , e  $LE/R_n$ . A proporção  $G/R_n$  é maior no período noturno ( $R_n < 0$ ) e menor no período diurno ( $R_n > 0$ ) (ARYA, 2001).

A real magnitude dos vários componentes dos orçamentos da energia de superfície depende de muitos fatores, tal como o tipo da superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc.), localização, mês ou estação, hora do dia e

água. Em condições especiais, isto é, quando um campo é irrigado, H e/ou LE pode tornar-se negativo e o fluxo de calor latente, devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode ultrapassar o saldo de radiação recebida na superfície.

### 1.1.3 Estoque de energia de uma camada

Uma superfície plana, horizontal, homogênea, e que também seja opaca à radiação, é raramente encontrada na prática (ARYA, 2001).

Se a superfície é relativamente plana e homogênea, de modo que a camada interfacial possa ser considerada por uma camada plana e horizontal, tanto no topo quanto na parte inferior, o estoque de energia pode ser escrito por meio de uma equação unidimensional simplificada:

$$R_n = H + LE + G + \Delta S \dots \dots \dots \text{Eq. 4}$$

onde  $\Delta S$  é a taxa de armazenamento de energia por unidade de área horizontal sobre o conjunto profundo da camada.

A taxa de armazenamento de energia em camada pode ser assim expressa:

$$\Delta S = \int \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) dz \dots \dots \dots \text{Eq. 5}$$

onde  $\rho$  é a densidade de massa,  $c$  é o calor específico,  $T$  é a temperatura absoluta do material em certa altura  $z$ , e a integral é ao longo de toda profundidade da camada.

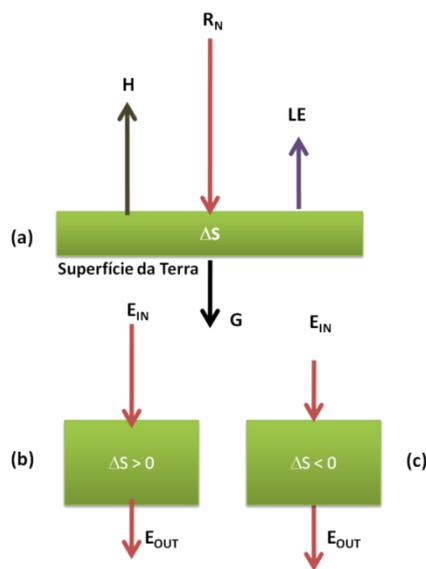
Quando a capacidade de energia do meio for constante, independentemente de  $z$ , a Equação 4 dará uma relação direta entre a taxa de armazenamento de energia e a taxa de aquecimento ou resfriamento da camada.

A taxa de armazenamento de energia  $\Delta s$  na Equação 4 também será interpretada como a diferença entre a energia que chega ( $E_{in}$ ) e a energia que sai ( $E_{out}$ ) da camada, onde  $E_{in}$  e  $E_{out}$  representam combinação adequada de  $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$  e  $G$ , dependendo de seus sinais (OKE, 1987).

$$\Delta S = E_{in} - E_{out} \dots \dots \dots \text{Eq. 6}$$

Quando a energia que chega à camada excede a energia que sai, tem-se um fluxo convergente ( $\Delta S > 0$ ) que resulta em um aquecimento da camada, Figura 3b. Por outro lado, quando a energia que sai excede aquela que chega, a camada resfria e o resultado é um fluxo divergente ( $\Delta S < 0$ ), Figura 3c.

Em circunstâncias especiais, a energia que chega é exatamente balanceada pela energia que sai e não há alteração no armazenamento de energia na camada ou na sua temperatura com o tempo.



**Figura 3-** Esquema representativo de estoque de energia em uma camada (a), fluxo convergente (b) e fluxo divergente (c).

### 1.1.4 Estoque de energia de um volume de controle

No âmbito do estoque de energia de uma extensa superfície horizontal, e camada interfacial, apenas os fluxos verticais de energia estão envolvidos. Quando a superfície em pauta não é plana e horizontal, ou sempre que ocorrerem mudanças significativas dos fluxos de energia na horizontal (advecção), então seria mais adequado considerar o estoque de energia de um volume de controle.

Em princípio, esta energia é similar ao estoque de energia de uma camada, mas agora é necessário analisar os vários fluxos energéticos integrados ou calculados sobre a

superfície delimitadora do volume de controle (ARYA 2001). A equação do orçamento de energia para um volume de controle pode ser expresso por:

$$\overline{R}_n = \overline{H} + \overline{LE} + \overline{G} + \Delta S \dots \dots \dots \text{Eq. 7}$$

onde a barra superior sobre os fluxos de energia significa valor médio sobre a área total A delimitadora da superfície e a taxa de armazenagem é dada por:

$$\Delta S = \frac{1}{A} \int \frac{\partial}{\partial t} (\rho c T) dV \dots \dots \dots \text{Eq. 8}$$

na qual a integração é sobre o volume de controle V.

Na prática, as medidas detalhadas dos fluxos de energia são raramente disponíveis, a fim de avaliar as suas contribuições líquidas para o estoque da energia de um grande volume irregular. Ainda assim, com certas suposições e simplificações, esse estoque de energia tem sido utilizado no âmbito de vários experimentos sobre grandes áreas e oceanos, como as de 1969, pelo projeto BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment), e em 1975, pelo projeto AMTEX (Air Mass Transformation Experiment).

O conceito de fluxo convergente ou divergente e sua relação com o aquecimento ou resfriamento do meio é mais geral do que o descrito na Figura 3 para uma camada horizontal. Para um volume de controle, a direção do fluxo não é importante. Segundo a Equação (7), os fluxos líquidos de energias convergentes ou divergentes em todas as direções determinam a taxa de armazenamento de energia e, conseqüentemente, a taxa de aquecimento ou resfriamento do meio do volume de controle (OKE, 1987).

### **1.1.5 Estoque de energia em superfícies vegetadas**

Medidas de fluxos de energia em uma grande área seca ou deserta representam o caso mais simples do balanço de energia, Equação 3, onde, na ausência de evaporação ou condensação, o fluxo de calor latente (LE) é igual à zero (ARYA, 2001).

O crescimento da vegetação sobre uma superfície plana introduz várias complicações no balanço de energia (ARYA, 2001). Em primeiro lugar, a superfície da Terra já não é a mais apropriada para os dados do balanço de energia, porque a radiação dos fluxos de calor sensível e latente varia espacialmente dentro do dossel da vegetação. O estoque de energia de toda camada do dossel é dada através da Equação 5. Por essa razão, as medidas de  $R_n$ , H e LE são necessariamente tabuladas no topo do dossel, de preferência, bem acima das copas das plantas ou árvores onde as variações horizontais de fluxos são mais negligenciadas (BALDOCCHI et al., 2001).

Em segundo lugar, a taxa de armazenamento de energia ( $\Delta S$ ) consiste de duas partes, ou seja, a taxa física de armazenamento de calor e a taxa bioquímica do armazenamento de calor como resultado da fotossíntese e troca de dióxido de carbono. Este último não é significativo em escalas de tempo de algumas horas de um dia, comumente usado em micrometeorologia. Todavia, a taxa de armazenamento de calor em um dossel vegetativo não é fácil de medir ou calcular (ARYA, 2001).

Em terceiro lugar, a troca de calor latente (LE) ocorre não somente devido à evaporação ou condensação na superfície, mas, em grande parte, por causa da transpiração das folhas das plantas. A combinação de evaporação e transpiração é chamada de evopotranspiração, que produz um fluxo quase constante de vapor d'água acima da camada do dossel (ARYA, 2001).

Os dosséis das florestas têm características semelhantes aos dosséis de plantas, apesar das grandes diferenças nas suas dimensões e arquiteturas. As alturas muito grandes das árvores e o bioma associado ao dossel da floresta sugerem que a taxa de armazenamento de calor pode não ser insignificante, mesmo em curtos períodos da ordem de um dia (ARYA, 2001).

### 1.1.6 Balanço de energia em superfícies vegetadas

Em superfícies vegetadas como florestas, a Equação 4 pode ser escrita como:

$$R_n = H + LE + G + \Delta S + Q_p \dots \dots \dots \text{Eq. 9}$$

onde  $G$  é a densidade do fluxo de calor no solo,  $\Delta S$  é a taxa de armazenamento de calor na biomassa acima do solo e  $Q_p$  é a densidade do fluxo de energia associada com o fluxo de  $\text{CO}_2$  (através da fotossíntese e da respiração). Todos os termos da Equação 9 devem ser expressos em  $\text{W/m}^2$  (BARR, 2006).

A Equação 9 é própria somente para estação quente; ela não inclui termos de eventos de descongelamentos ou estoques de calor em pacotes de neve. A soma ( $G + \Delta S + Q_p$ ) é geralmente identificada como  $Q$  e irá referir-se a diferença ( $R_n - Q$ ) como a energia disponível na superfície. Segundo SILBERSTEIN (2003), para florestas naturais maduras, o total de biomassa pode ser considerado relativamente estável e o componente  $Q_p$  da Equação 9 pode ser negligenciado enquanto, que a taxa de armazenamento de calor  $\Delta S$  representa uma parte significativa do balanço de energia e não deve ser desconsiderada, principalmente ao amanhecer e ao anoitecer.

## 1.2 CAMADA-LIMITE E NOTAÇÃO DE REYNOLDS

### 1.2.1 Camada-limite

Ao final do século XIX, a mecânica dos fluidos começou a desenvolver-se em duas vias que, praticamente, não possuíam nenhum ponto em comum: de um lado a via teórica, representada pela hidrodinâmica, com os trabalhos de Daniel Bernoulli (1700-1782) e Leonardo Euler (1707-1783) e de outro, a via experimental, representada pela hidráulica, resultante do rápido desenvolvimento tecnológico que exigia soluções rápidas para os problemas práticos de perda de carga em tubos e dutos ou de força de arrasto sobre corpos em movimento em um meio fluido (BEJAN, 1996). Segundo este autor, a divergência entre aqueles dois ramos da ciência, em que os resultados da teoria da Hidrodinâmica não estavam de acordo com os resultados empíricos da Hidráulica, levaram Prandtl a analisar o escoamento sobre um corpo sólido, dividindo-o em duas regiões: uma região muito fina, na vizinhança do corpo, onde os efeitos viscosos são importantes, (camada-limite ou “boundary layer”, em inglês), e a região “distante” ou fora da camada-limite, onde os efeitos viscosos podem ser desprezados.

O estudo de difusão turbulenta se fundamenta, notadamente, na teoria da camada-limite. Essa teoria está baseada na hipótese de que, independentemente da viscosidade do fluido, as forças viscosas são desprezíveis, exceto em regiões próximas a contornos sólidos, sobre as quais deve ser válida a condição de não deslizamento ou aderência. Quando a velocidade de um fluido que escoar sobre uma superfície excede certo valor crítico, o regime de escoamento passa de laminar para turbulento, exceto na camada-limite, onde o escoamento permanece laminar (BEJAN, 1996).

Exame de estratificação de turbulência na camada-limite atmosférica é complicado por uma multiplicidade de influências físicas incluindo uma clara divergência no fluxo de radiação atmosférica, vibrações gravitacionais, escoamento do fluido e aumento sensivelmente da heterogeneidade da superfície (MAHRT, 1998).

Todo fluido real possui viscosidade. As observações experimentais mostram que, quando um fluido escoar paralelamente a uma superfície, as moléculas do fluido em

contato com a superfície aderem a esta. É como se a viscosidade tivesse o mesmo efeito de uma cola. A velocidade relativa fluido-placa, na superfície ( $y = 0$ ), é zero,  $u = 0$ . Na Figura 4, apresenta-se um esquema representativo do perfil de velocidades para um escoamento paralelo a uma placa em repouso.

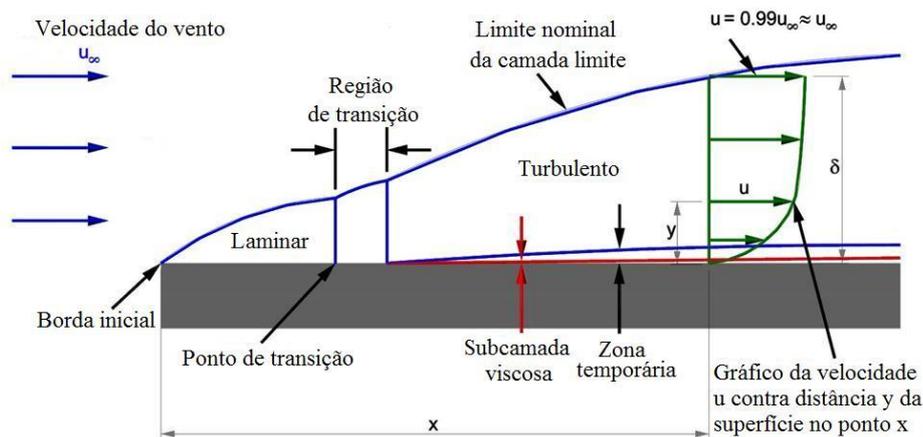
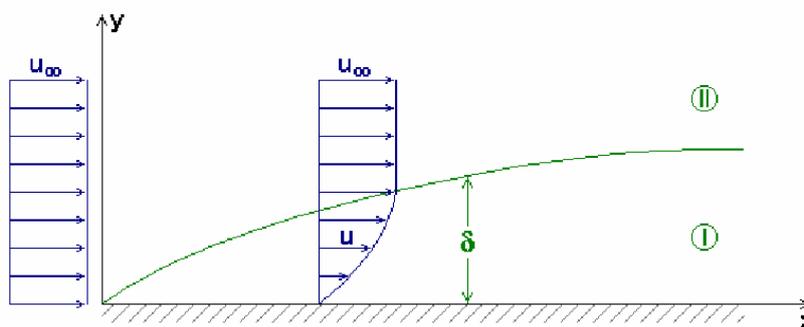


Figura 4- Camada-limite sobre uma superfície plana

Fonte: <https://dspace.ist.utl.pt/bitstream/2295/368641/1/CLturbulenta.pdf>– L. Eça-março 2008

Observa-se na Figura 4 que o escoamento do vento passa de laminar para turbulento atravessando uma região de transição, onde o escoamento deixa de ser suave e permanente, tornando-se flutuante e agitado. Essa transição depende de fatores como a rugosidade da superfície e da flutuação do vento e do número de Reynolds (KATUL, 2002). A partir da região de transição, aparece uma subcamada viscosa onde os efeitos da viscosidade e a difusão molecular são predominantes e o escoamento é praticamente laminar. Na zona temporária, também conhecida como região logarítmica, se localiza entre a subcamada viscosa e o núcleo turbulento: os efeitos moleculares e turbulentos são similares.

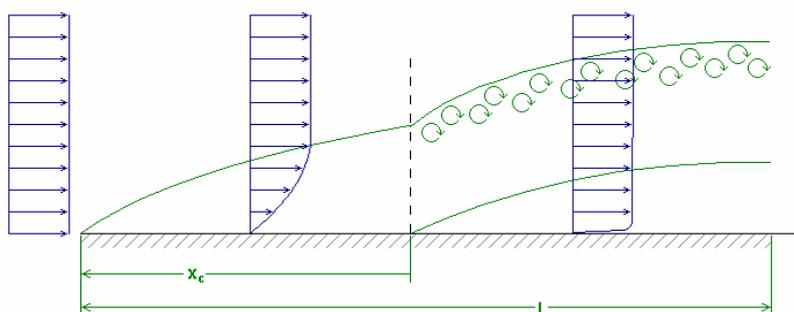
As moléculas do fluido aderidas à superfície, em  $y = 0$ , exercem sobre as demais um efeito de frenagem que diminui à medida que  $y$  aumenta, até atingir uma região onde a velocidade do escoamento é uniforme. A região em que a velocidade varia com  $y$ , ou seja, onde ocorrem gradientes de velocidade, representa a chamada camada-limite, região I, na Figura 5. Na região externa à camada-limite,  $\delta < y < \infty$ ,  $u$  não varia com  $y$ .



**Figura 5-** Camada-limite, laminar e turbulenta

Fonte: [www.lepten.ufsc.br/](http://www.lepten.ufsc.br/) Notas de aula do Prof. Júlio César Passos, acesso em 16/07/09

No ponto crítico  $x_c$ , Figura 6, ocorre à transição da camada-limite laminar para a camada-limite turbulenta. Uma forma de verificar se o escoamento na camada-limite é laminar ou turbulento é através do número de Reynolds.



**Figura 6-** Camada-limite, laminar e turbulenta

Fonte: [www.lepten.ufsc.br/](http://www.lepten.ufsc.br/) Notas de aula do Prof. Júlio César Passos, acesso em 16/07/09

### 1.2.1.1 Camada-limite atmosférica

A Camada-Limite Atmosférica (CLA) é a parte mais baixa da atmosfera e é caracterizada pela interação da superfície, durante a partição de energia, através de processos mecânicos e térmicos, e a atmosfera livre pelo processo de arrastamento (FISCH, 2004). STULL (1988) é um dos autores que propõe a divisão da camada da atmosfera em subcamadas (CONTI, 2006). Segundo STULL (1988), a camada-limite atmosférica inclui a porção da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície

terrestre, respondendo à ação dos forçantes mecânicos e térmicos. Nela ocorrem trocas diretas de energia com a superfície, nas formas de momentum, calor e umidade.

Os primeiros quilômetros da troposfera são afetados diretamente por seu contato com a superfície do planeta. Esta camada inicial é denominada por camada-limite atmosférica (CLA), ou camada-limite planetária (CLP) (OKE, 1987; STULL, 1988).

A camada-limite atmosférica (CLA) é particularmente caracterizada por uma mistura turbulenta bem desenvolvida, que é gerada por arrasto de fricção a partir do movimento da atmosfera sobre as irregularidades da superfície terrestre, e pela formação de “bolhas ascendentes” de ar a partir da superfície aquecida (STULL, 1988).

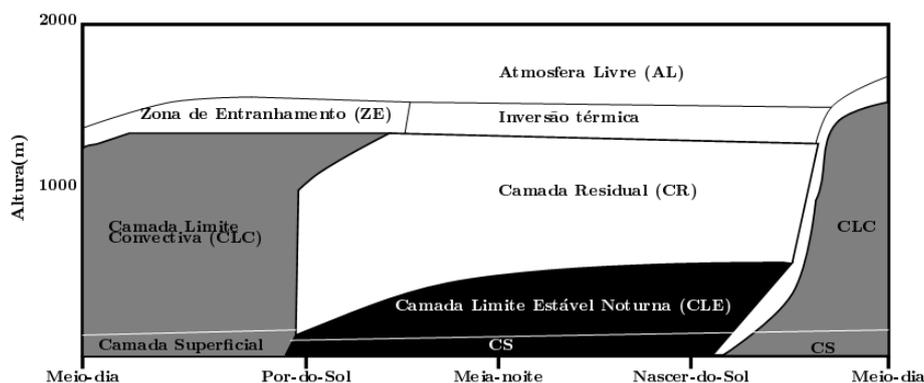
Esta camada recebe grande parte desse fluxo de calor e igualmente vapor d’água da superfície através dessas correntes turbulentas (OKE, 1987).

A altura (a profundidade da influência da superfície) não é constante no tempo. Durante o dia, quando a superfície terrestre é aquecida pelo Sol, existe uma transferência ascendente de calor para a atmosfera mais fria (STULL, 1988).

Essa mistura térmica vigorosa, na forma de correntes convectivas, faz com que a camada-limite se estenda aproximadamente até alturas equivalentes à faixa de 1 a 2 quilômetros. À noite, quando a superfície se resfria mais rapidamente, ocorre uma transferência descendente de calor, o que suprime a mistura e faz com que a camada-limite encolha até menos de 100 m (STULL, 1988).

Segundo STULL (1988), a camada-limite convectiva, também chamada camada de mistura, é a formação de camada-limite atmosférica que predomina no período diurno, quando se dá a exposição da superfície terrestre à radiação solar. Esta camada é caracterizada pela troca de calor e de massa na superfície do terreno, de onde recebe calor a partir do aquecimento da superfície, e também no topo, onde o resfriamento é provocado pelo contato com o ar mais frio em alturas superiores e ocorrem então correntes descendentes.

A camada-limite convectiva começa a se estender a partir do nascer do Sol, enquanto a mistura turbulenta aumenta em intensidade e se estende às regiões mais altas da atmosfera.



**Figura 7-** Formações da camada-limite atmosférica ao longo do dia. (STULL, 1988)

Fonte: [www.lemma.ufpr.br/wiki/images/e/ed/Cynara\\_2.pdf](http://www.lemma.ufpr.br/wiki/images/e/ed/Cynara_2.pdf) / Aluno de Doutorado Mateus Bernardes. Acesso em 04/11/09

A camada superficial se estende desde o solo até 50 ou 100 metros de altura e é dominada por forte mistura ou movimentos turbulentos. Próximo da superfície terrestre predomina a turbulência mecânica. Progressivamente, porém, à medida que a altura aumenta, a convecção (CLC) se torna a principal causa da turbulência. Na camada-limite superficial, por conseguinte, a estrutura do vento é condicionada pela natureza da superfície e pelo gradiente vertical de temperatura do ar (SUTTON, 1953).

Na camada-limite superficial, Figura 7, o vento é fortemente influenciado pelo gradiente de pressão. Mesmo em condições de vento muito forte, a espessura da camada-limite superficial não excede aos 150 m. Nela, as componentes da velocidade do ar, em cada nível, apresentam intensas flutuações em todas as escalas temporais (segundos, minutos etc.) e espaciais (cm, m etc.) (VAREJÃO-SILVA, 2006).

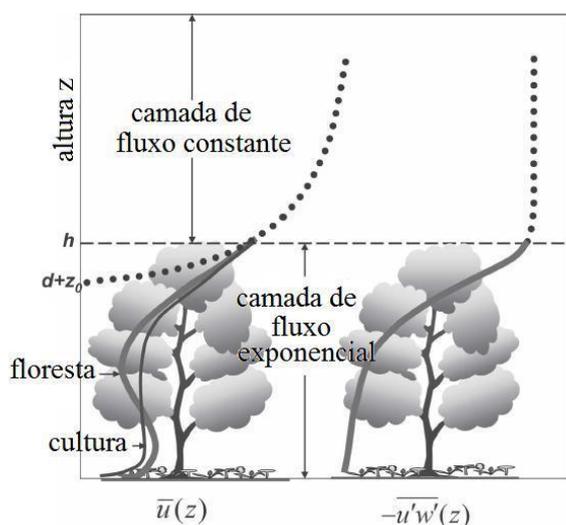
No período noturno, quando o saldo de radiação é negativo, a camada-limite superficial em contato com a superfície sofre resfriamento, principalmente em noites de céu claro, sem nuvens. Esse resfriamento inibe os processos turbulentos, da maneira como ocorrem durante o dia, originando uma camada-limite estável menor que a camada convectiva chamada de camada-limite noturna (CLN) (STULL, 2000).

A zona acima da CLC (ZE) - Figura 7 - é também conhecida como zona de arrasto que compreende a região onde ocorre inversão do perfil da temperatura, gerando uma camada estável que funciona como limite para as térmicas ascendentes.

### 1.2.1.2 Perfil da velocidade do vento

Em áreas recobertas por vegetação uniforme com altura  $h$ , os fluxos turbulentos são caracterizados por dois perfis fundamentais: o perfil do vento em forma de S e o perfil de tensão exponencial de Reynolds. O perfil em forma de S tem sido amplamente observado dentro da copa da floresta (BALDOCCHI & MEYERS, 1988; YI et al., 2005). Ele se refere a um máximo de vento que é, muitas vezes, secundário, observado dentro do espaço entre os troncos das florestas, com uma velocidade de vento médio mínimo na região de maior densidade de folhagem, Figura 8 (YI, 2007).

Para culturas ou outro dossel de planta mais uniforme, o vento máximo secundário é muito fraco e a velocidade do vento observado é quase constante na parte inferior do dossel (LEGG e LONG, 1975), como mostrado pela linha fina cheia da Figura 8. Independentemente de a vegetação ser floresta ou cultura, os perfis de tensão de Reynolds no dossel sempre seguiram uma forma exponencial (BALDOCCHI & MEYERS, 1988; AMIRO 1990; KATUL et al., 2004). A relação entre estes perfis fundamentais é a chave para a compreensão da dinâmica de transporte de compostos químicos e produtos de reação dentro do dossel. A hipótese do comprimento da mistura formulada por Prandtl para obter o perfil logaritmo da velocidade e o perfil constante do fluxo acima do dossel não é válida dentro do dossel (RAUPACH & THOM, 1981).

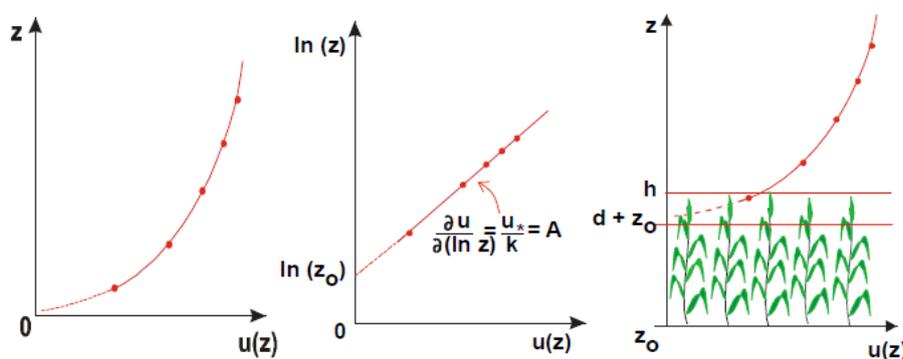


**Figura 8-** Padrões fundamentais de velocidade do vento e das tensões de Reynolds, dentro e acima do dossel e suas equações que regem.

Fonte: extraído do artigo de YI, 2007

Nos processos de transporte turbulento de momentum, calor e massa na camada de ar imediatamente acima da vegetação, é fundamental conhecer o valor da rugosidade aerodinâmica da superfície. Essa rugosidade é descrita através de dois parâmetros: pelo comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) e deslocamento do plano zero ( $d$ ). Estes parâmetros são essenciais em modelos baseados no método aerodinâmico (fluxo-gradiente) e em correções de medidas obtidas por covariância de vórtices turbulentos (DE BRUIN & VERHOEF, 1997; TAKAGI et al., 2003).

A superfície aerodinâmica efetiva não coincide com a interface solo-atmosfera, mas se situa a certa altura ( $d$ ) em relação ao solo. Essa altura é conhecida como deslocamento do plano zero ( $0 < d < h$ ), porque é a partir dela que a velocidade do vento se torna diferente de zero. Fisicamente, esse novo parâmetro traduz a altura (acima de  $z_0$ ) até onde não há vento. Seu valor depende da espécie vegetal presente (porte, densidade da folhagem, geometria da copa, etc.), bem como da própria velocidade do vento mais acima (Figura 9).



**Figura 9-** Perfil de velocidade ( $u_z$ ) do vento sobre superfície não vegetada (com escala vertical linear à esquerda e logarítmica no centro). À direita, o perfil com vegetação de altura  $h$ .

**Fonte:** Extraído do livro Meteorologia e Climatologia - M. A. Varejão-Silva - Versão digital 2, março de 2006

Segundo LYRA (2007),  $z_0$  e  $d$  são apenas constantes de integração do perfil da velocidade horizontal do vento acima da copa das árvores e em condições adiabáticas. Assim,  $z_0$  é a altura na qual a velocidade horizontal do vento tende a zero, ou seja, é o limite inferior de validade do perfil médio; e  $d$  é um escalar empírico para compensar o deslocamento vertical da dissipação de momentum pela superfície com obstáculos.

TANNER & PELTON (1960) sugerem que o deslocamento do plano zero seja aproximadamente igual a dois terços (2/3) da altura da cultura ( $d = 0,63 h_c$ ) e que o plano zero ( $z_0$ ) seja aproximadamente 13% da altura da cultura ( $z_0 = 0,13 h_c$ ), já BRUTSAERT (1982), sugere que  $z_0=0,12 h_c$ .

A forma típica do perfil do vento médio, em condições de estabilidade atmosférica neutra, sobre um local relativamente liso e aberto, pode ser descrita como uma função logarítmica da elevação,

$$U_{(z)} = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \dots\dots\dots \text{Eq. 10}$$

onde  $z$  é a altura da medida da velocidade horizontal do vento;  $U_{(z)}$  é a velocidade horizontal média do vento para a altura  $z$ ;  $k$  é a constante de von Karman (valor em torno de 0,4);  $u^*$  é a velocidade de fricção e  $z_0$  é o comprimento de rugosidade.



**Figura 10-** Descrição da camada-limite em uma floresta

**Fonte:** [www. bdttd.bce.unb.br/tedesimplificado](http://www.bdttd.bce.unb.br/tedesimplificado); **Dissertação de mestrado de Luciano Gonçalves Noleto, acesso em 18/11/09**

Quando a superfície é considerada “rugosa”, ou seja, quando ela é coberta com protuberâncias, normalmente referenciada como elementos de rugosidade a exemplo de dosséis de cultura, floresta, zona urbana, Figura 9, o deslocamento do plano zero  $d$  é introduzido e a Equação (10) transforma-se em,

$$U_{(z)} = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0}, z > z_* \dots\dots\dots \text{Eq. 11}$$

onde  $z_*$  é o limite superior da subcamada rugosa, Figura 9. ( $z_* \geq h$ )

Existem vários métodos para determinar os parâmetros  $z_0$  e  $d$ . Esses métodos requerem observações de  $U_{(z)}$  na subcamada inercial ( $z > z^*$ ), da camada-limite de fluxo constante ou de equilíbrio (GARRATT, 1980; MONTEITH e UNSWORTH, 1990) e bordadura (fetch) com extensão entre 50 e 100 vezes a maior altura de medida da velocidade do vento  $U_z$  (PEREIRA, 2002), Figura 10. Contudo, tais condições são difíceis de ser satisfeitas sobre vegetação esparsa e de porte alto, como no caso de arbustos e florestas (DE BRUIN e MOORE, 1985; LLOYD et al., 1992).

A velocidade de fricção  $u^*$  foi inicialmente introduzida como uma velocidade de referência auxiliar e é constante na camada logarítmica. SUTTON (1973) assim se referiu a ela: “a velocidade de fricção é artificial, mas ela está associada exatamente com a lei do quadrado da velocidade”. Essa lei foi proposta por Prandtl em 1932. Obviamente, a lei do quadrado da velocidade pode ser derivada da distribuição logarítmica da velocidade (YI, 2007). Estatisticamente para condições não neutras, um fator de correção de estabilidade pode ser incluído (STULL, 1988). Esses fatores de correção relacionados com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, que é válida na mesma camada que a lei logarítmica.

### 1.2.2 Número de Reynolds

Num escoamento turbulento, em função da movimentação dos turbilhões, as propriedades atmosféricas variam a cada instante. Nesse período ( $\Delta t$ ), obtém-se uma velocidade média ( $\bar{u}$ ), dada pela expressão:

$$\bar{u} = \Delta t^{-1} \int_{t_1}^{t_f} u dt \dots\dots\dots \text{Eq. 12}$$

Em um dado instante a velocidade horizontal ( $u$ ) será:

$$u = \bar{u} + u' \dots\dots\dots \text{Eq. 13}$$

onde  $u'$  é o desvio da média, sendo também chamado de perturbação ou flutuação.

O número de Reynolds (Re) não tem dimensões. O valor de Re nos informa se o escoamento é turbulento ou laminar. Um escoamento não deverá ser turbulento enquanto  $Re < 1$ . Daí para cima, a depender da geometria do escoamento e da estabilidade inicial, o escoamento será turbulento.

A espessura da camada-limite não é limitada e será maior quanto maiores forem os coeficientes cinéticos da viscosidade do fluido e as dimensões do corpo, e será menor quanto maior for a velocidade do fluido. A espessura relativa da camada-limite será tanto menor quanto maior for o número de Reynolds (FEDIAEVSKI et al., 1979).

$$R_e = \frac{u.l.\rho}{\mu} \dots\dots\dots \text{Eq. 14}$$

onde  $u$  é a velocidade horizontal em metros por segundo ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $l$  é o comprimento em metros (m),  $\rho$  é a massa específica do fluido considerado em quilograma por metro cúbico ( $\text{kgm}^{-3}$ ) e  $\mu$  a viscosidade do fluido dado em quilograma por metro por segundo ( $\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ).

A razão  $\mu/\rho$  define a velocidade cinemática do fluido (STREETER et al., 1982).

A maior parte dos problemas práticos de escoamento de fluidos, segundo BENNET (1978), relaciona-se muito mais ao escoamento turbulento do que ao laminar. As equações aproximadas que descrevem o escoamento turbulento dependem de tantas hipóteses que é difícil dizer quando a coincidência com a experiência é o resultado de simplificações razoáveis. Ainda segundo BENNET (1978), nos escoamentos hidrodinâmicos, a transição de escoamento laminar para turbulento, em uma placa lisa, ocorre na faixa de Re entre  $2 \cdot 10^5$  e  $3 \cdot 10^6$ , sendo crítico o valor de Re igual a  $5 \times 10^5$ .

Desse modo, pode-se imaginar que o escoamento seja composto por um escoamento médio sobreposto por um turbulento, sendo reconhecido como Notação de Reynolds.

### Regras de Reynolds

A média da soma de duas quantidades flutuantes a e b é igual à soma das médias

$$\overline{a + b} = \bar{a} + \bar{b}$$

A média do produto de uma constante c por uma variável é igual ao produto da constante c pela média da variável

$$\overline{c \cdot a} = c \cdot \bar{a} \text{ ou } \overline{c \cdot b} = c \cdot \bar{b}$$

A média do produto entre a média de uma variável e outra variável é igual ao produto da média das duas variáveis.

$$\overline{\bar{a} \cdot b} = \bar{a} \cdot \bar{b} = \bar{a} \cdot \bar{b}$$

Aplicando-se essas regras à equação da velocidade horizontal instantânea u dado pela Equação 10, obtêm-se:

$$u = \bar{u} + u'$$

$$\bar{u} = \overline{\bar{u} + u'} = \bar{\bar{u}} + \bar{u}' = \bar{u} + \bar{u}'$$

onde se conclui que  $\bar{u}' = 0$ , ou seja, a média dos desvios é zero.

## **1.3 DIFUSÃO TURBULENTA**

### **1.3.1 Método da covariância do vórtices turbulentos**

Credita-se a sir Osborne Reynolds (1895) o estabelecimento do quadro teórico da técnica de covariância de vórtices turbulentos (em inglês eddy covariance). A falta de instrumentação, no entanto, dificultou a aplicação do método até 1926 (BALDOCCHI, 2003). A nova onda de avanço na técnica ocorreu após a II Guerra Mundial (1945), com o desenvolvimento da termometria e anemometria e dos computadores digitais de resposta rápida. Os estudos pioneiros lançaram as bases teóricas experimentais para trabalhos posteriores sobre medidas de troca de CO<sub>2</sub>, que ocorreram durante os anos 50 e início dos anos 60 em culturas agrícolas (BALDOCCHI, 2003).

O método de covariância de vórtices turbulentos se tornou uma ferramenta-padrão no estudo terrestre do ciclo do carbono, de água, e energia (SELLERS et al., 1995; BALDOCCHI et al.; 2001). A técnica verifica o índice de troca de CO<sub>2</sub> através da interface entre a atmosfera e a copa das plantas, medindo-se a covariância entre as variações na velocidade do vento vertical e razão da mistura do CO<sub>2</sub> (BALDOCCHI, 2003). É o único método confiável para medir a troca líquida de carbono entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera ao longo de escalas de tempo, de horas e anos (BARR et al., 2006). Essa técnica micrometeorológica se revela, assim, ferramenta extremamente eficaz para monitoração dessa troca entre a biosfera e a atmosfera (MONCRIEFF et al., 1997).

Trata-se de técnica usada também em biometeorologia, em processos atmosféricos e biológicos (BALDOCCHI & MEYER, 1998). O método é matematicamente complexo, segue as regras de Reynolds e requer uma série de cuidados, criação e processamento de dados (VERMA, 1990)

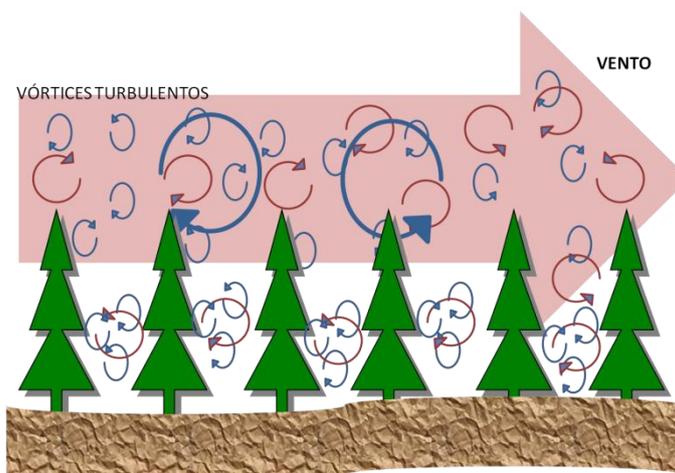
Sua utilização generalizada está gerando novas perspectivas para a dinâmica de carbono dos ecossistemas terrestres, incluindo a influência interanual das variabilidades climáticas sobre o ciclo de carbono e água (GOULDEN et al., 1998; BLACK et al., 2000; GRIFFIS et al., 2000; ARAIN et al., 2002; BARR et al., 2002; MORGENSTERN et al., 2004) e a participação na troca líquida do CO<sub>2</sub> do ecossistema ( $F_c$ ) nos processos

de fotossíntese e respiração do ecossistema (BLACK et al., 2000; BARR et al., 2002; FALGE et al., 2002; GRIFFIS et al., 2003).

A interação da atmosfera com a superfície resulta no aparecimento de turbilhões, que se movem aleatoriamente, Figura 11, mudando constantemente de posição, misturando-se com turbilhões de outros níveis (PEREIRA, et al., 1997).

A difusão do vapor d'água ocorre sob ação de pequenos turbilhões que o transportam para níveis mais elevados. Tal deslocamento se dá ao acaso com trajetórias irregulares. Segundo MONTEITH (1981), o transporte aos níveis superiores na camada-limite sucede dentro das características de um processo de difusão turbulenta.

A turbulência cria vórtices na atmosfera, Figura 11, que se movem constantemente e que são os principais responsáveis pelo transporte das propriedades desses volumes de ar (BALDOCCHI et al., 1988).



**Figura 11-** Ilustração do vento sobre uma área com cobertura vegetal e os vórtices turbulentos gerados

Um turbilhão, ao se deslocar verticalmente, induz o aparecimento de uma corrente vertical  $w$ . Por convenção, tem-se  $+w$  quando o turbilhão for ascendente e  $-w$  quando descendente (VILA NOVA, 1973). Ao final de um período, a velocidade vertical média ( $\bar{w}$ ) deve ser igual a zero. Um turbilhão ascendente ( $+w$ ) vai de um nível de maior concentração de vapor d'água para outro de menor concentração.

Segundo BALDOCCHI (2003), a técnica de covariância de vórtices turbulentos mostra estes movimentos turbulentos para determinar a diferença líquida de material

que se deslocam através da interface atmosfera dossel. Na prática, esta tarefa é realizada por meio de análise estatística da densidade do fluxo vertical instantânea de massa usando regra de médias de Reynolds.

Os estudos de covariância de vórtices turbulentos frequentemente apresentam déficit de medidas. Défices nos levantamentos do fluxo líquido de carbono ( $F_c$ ) são quase universalmente observados durante noites calmas (GOULDEN et al., 1996; STAEBLER e FITZJARRALD, 2004), levando à prática comum de rejeitar dados noturnos de  $F_c$  para valores baixos da velocidade de fricção  $u^*$  (GOULDEN et al., 1996, BLACK et al., 1996; BARFORD et al., 2001). Estudos do balanço de energia de superfície, usando o sistema de covariância de vórtices turbulentos, normalmente apresentam um desequilíbrio entre os fluxos de calor sensível,  $H$  e latente,  $LE$  e a energia disponível da superfície (saldo de radiação negativo armazenado na superfície) (BARR et al., 1994, 2000, 2001; BLANKEN et al., 1998; AUBINET et al., 2000; WILSON et al., 2002; YI et al., 2005). O grau de fechamento do balanço de energia estabelece o objetivo de verificar o método de covariância de vórtices turbulentos. Quando ocorrem desequilíbrios sistemáticos de energia, eles podem revelar tendências, não apenas em  $H$  e  $LE$ , mas também em  $F_c$  (TWINE et al., 2000). A aplicação de adaptações do tipo fechamento de energia para determinação do fluxo líquido de  $CO_2$ , no entanto, permanece discutível, pois a ligação entre o déficit do fluxo líquido de  $CO_2$  ( $F_c$ ) e o déficit no balanço de energia não é estabelecida fortemente no método de covariância de vórtices turbulentos (EC) (BLANKEN et al., 1998; TWINE et al., 2000; BARR et al., 2002, 2004; GRIFFIS et al., 2003).

### 1.3.2 Fluxo turbulento

O fluxo de uma dada propriedade P é definido por:

$$F = \rho \cdot k \frac{dP}{dz} \dots\dots\dots \text{Eq. 15}$$

onde F é o fluxo,  $\rho$  é a densidade do ar atmosférico, K é o coeficiente de difusão turbulenta e  $dP/dz$  é o gradiente da propriedade considerada.

Para um dado intervalo de tempo, a densidade média de fluxo ( $\bar{F}$ ) de uma grandeza escalar qualquer pode ser escrita como se segue:

$$\bar{F} = \overline{w \cdot P} \dots\dots\dots \text{Eq. 16}$$

onde w é a componente vertical do vento e P é a propriedade do escalar considerado. A barra horizontal indica a média temporal das variáveis em certo intervalo de tempo. Ou seja,  $\bar{F}$  é dado pela média do produto ( $\overline{w \cdot P}$ ) a cada instante e não pelo produto da média ( $\overline{w} \cdot \bar{P}$ ), pois, sendo  $\overline{w} = 0$ , o produto  $\overline{w} \cdot \bar{P}$  também será igual a zero. Isso significa que o produto w.P deve ser obtido a cada instante, antes de obter o valor médio do produto. Logo, podemos escrever:

$$\overline{w \cdot P} = \frac{\sum w_i P_i}{N} \dots\dots\dots \text{Eq. 17}$$

N é o número de observação realizada, e  $i = 1, 2, \dots, N$ .

Nos estudos de turbulência atmosférica, as variáveis medidas são comumente decompostas em uma componente média e outra turbulenta, em virtude da grande flutuação observada nos registros das medidas, conhecido como decomposição de Reynolds (BALDOCHI, 1988).

Aplicando a decomposição de Reynolds na equação da densidade de fluxo, obtêm-se:

$$\bar{F} = \overline{(w + w')(P + P')} \dots\dots\dots \text{Eq. 18}$$

$$\bar{F} = \overline{\overline{w} \cdot \bar{P} + \overline{w} \cdot P' + w' \cdot \bar{P} + w' \cdot P'} \dots\dots\dots \text{Eq. 19}$$

$$\bar{F} = \bar{w} \cdot \bar{P} + \bar{w} \cdot \bar{P}' + \bar{w}' \cdot \bar{P} + \bar{w}' \cdot \bar{P}' \dots \text{Eq. 20}$$

$$\bar{F} = \bar{w} \cdot \bar{P} + \overline{w' \cdot P'} \dots \text{Eq. 21}$$

Como visto em passo anterior, bem próximo à superfície  $\bar{w} = 0$  e  $\bar{w}' = \bar{P}' = 0$ . Logo, a densidade média do fluxo turbulento é dada principalmente pela média do produto das flutuações da velocidade vertical ( $w'$ ) e da propriedade atmosférica ( $P'$ ).

$$\bar{F} = \overline{w' \cdot P'} \dots \text{Eq. 22}$$

Segundo AUBINET et al. (2000), a equação de conservação de um escalar é dada por:

$$\frac{\partial \rho s}{\partial t} + u \frac{\partial \rho s}{\partial x} + v \frac{\partial \rho s}{\partial y} + w \frac{\partial \rho s}{\partial z} = S + D \dots \text{Eq. 23}$$

onde  $\rho$  é a massa específica da grandeza escalar considerada,  $v$ ,  $u$  são as componentes da velocidade do vento na direções  $x$ ,  $y$  do plano horizontal e  $w$  é a velocidade na direção  $z$  normal da superfície.  $S$  é o termo que representa a fonte/sumidouro e  $D$  é a difusão molecular. Aplicando a  $u$ ,  $v$ , e  $w$  uma decomposição de Reynolds, em que cada uma das componentes é decomposta numa componente média e numa flutuação ( $u = \bar{u} + u'$ ), a integração ao longo de  $z$  e a consideração de ausência de fluxos horizontais divergentes de covariância turbulenta levam a uma alteração da Equação 16 para:

$$\int_0^{hm} S \partial z = \underbrace{\overline{w' \partial s'}}_I + \underbrace{\int_0^{hm} \frac{\partial \rho s}{\partial t} dz}_{II} + \underbrace{\int_0^{hm} \bar{u} \frac{\partial \rho s}{\partial x} dz}_{III} + \underbrace{\int \bar{w} \frac{\partial \rho s}{\partial z} dz}_{IV} \dots \text{Eq. 24}$$

em que I representa o termo da transferência do escalar proveniente da fonte/sumidouro. Quando o escalar for o  $\text{CO}_2$ , o termo de transferência será  $N_e$ , e quando for o vapor d'água, o termo de transferência será  $E$  (evapotranspiração). O

termo II representa o fluxo correspondente à covariância turbulenta a uma altura  $h_m$ ,  $F_c$  para o  $CO_2$  e  $F_w$  para o vapor de água.

Em condições de estabilidade atmosférica e homogeneidade horizontal, todos os outros termos da Equação 24 podem ser desprezados, e o termo da covariância turbulenta pode ser igualado ao termo correspondente à fonte/sumidouro (BALDOCHI, 2003).

O armazenamento do escalar abaixo do nível de medição é representado pelo termo III. O armazenamento de vapor de água,  $S_w$  é tipicamente pequeno durante a noite, uma vez que a evapotranspiração é reduzida durante esse período. O armazenamento de dióxido de carbono,  $S_c$ , é tipicamente pequeno durante o dia, e durante as noites com mais ventos. Contudo, em noites de fraca mistura atmosférica, o  $CO_2$  resultante da respiração do ecossistema pode ficar acumulado abaixo do nível de medição. Por outro lado, um pico negativo de  $S_c$  é, muitas vezes, registrado durante a manhã. Este fenômeno se deve à saída do  $CO_2$  armazenado durante a noite ou à assimilação deste pelo ecossistema (GRACE et al., 1996; GOULDEN et al., 1996). Torna-se assim aceitável considerar  $S_c$  nulo nas medições em longo prazo (BALDOCCHI, et al., 1988).

Os termos IV e V representam os fluxos das advecções horizontal e vertical respectivamente ( $V_c$  o  $CO_2$  e  $V_w$  o vapor de água). O termo da advecção horizontal é significativo quando existe um gradiente horizontal do escalar, ou seja, em terreno heterogêneo ou, à noite, em terrenos de declive significativo, quando o  $CO_2$  proveniente da respiração do ecossistema é drenado. A velocidade vertical  $w$  e, conseqüentemente, a advecção vertical  $v$  são tipicamente nulas sobre culturas baixas, como as de milho, arroz, algodão, etc. Contudo, tal evidência não se verifica sobre vegetações elevadas, como as florestas, e LEE (1998) e BALDOCCHI & MEYER (1998) documentam que a velocidade vertical  $w$  e, conseqüentemente, a advecção vertical  $v$  não devem ser negligenciadas, podendo inclusive serem mais importantes que o transporte turbulento durante períodos noturnos calmos. Raramente, o meio ambiente se comporta como ideal. Mesmo sob as melhores condições, a variabilidade geofísica restringe o nível da exatidão, geralmente entre 10 - 20 %, com que se pode medir um fluxo turbulento (WESELY, 1970). E a variabilidade espacial da vegetação subjacente está melhor na

ordem de 10 - 20%. Conseqüentemente, tal erro deve ser considerado durante medidas de campo das trocas de superfície (BALDOCCHI et al., 1988).

A equação de conservação prevê o alicerce básico para medir e interpretar medidas de fluxo micrometeorológicos (BALDOCCHI et al., 1988).

Finalmente a Equação 24 será escrita nos termos acima:

Quando o escalar for o CO<sub>2</sub>, a equação será:

$$N_e = F_c + S_c + V_c \dots\dots\dots \text{Eq. 25}$$

onde: N<sub>e</sub> é a transferência do carbono; F<sub>c</sub> é o fluxo de covariância turbulenta do CO<sub>2</sub>; S<sub>c</sub> é o armazenamento do dióxido de carbono e V<sub>c</sub> é o fluxo das advecções horizontal e vertical do dióxido de carbono.

E quando o escalar for o vapor d'água, a equação será:

$$E = F_w + S_w + V_w \dots\dots\dots \text{Eq. 26}$$

onde: E é a evapotranspiração; F<sub>w</sub> é o fluxo de covariância turbulenta do vapor d'água; S<sub>w</sub> é o armazenamento do vapor d'água e V<sub>w</sub> é o fluxo das advecções horizontal e vertical do vapor d'água.

Os valores dos fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE), determinados pelo sistema de vórtices turbulentos, podem ser calculados pela equação:

$$H = \rho_m c_m \overline{w'T'_v} \dots\dots\dots \text{Eq. 27}$$

$$LE = \rho_m L \overline{w'q'} \dots\dots\dots \text{Eq. 28}$$

onde ρ<sub>m</sub> e c<sub>m</sub> são respectivamente a massa e o calor específico da mistura de ar,  $\overline{w'T'_v}$  é a média da covariância da flutuação da velocidade vertical e a flutuação da temperatura do ar fornecida pelo anemômetro sônico. L é o calor latente de vaporização,  $\overline{w'q'}$  é a média da covariância da flutuação da velocidade vertical e a flutuação da umidade específica.

### **1.3.3 Correções necessárias ao método de covariância de vórtices turbulentos**

Evidentemente, as medições realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos nunca são perfeitas, apresentam erros, muitos dos quais creditados a problemas instrumentais, fenômenos físicos e especificidades do terreno (FOKEN, 1995).

Há uma família de erros, denominados erros de resposta de frequência. Eles incluem aqueles devidos ao tempo de resposta instrumental, separação do sensor, caminho médio, atenuação de flutuação, por amostragem, através do tubo, filtragem passa alta e baixa, incompatibilidade de resposta do sensor e amostragem digital com frequência limitada (MASSMAN et al., 2002).

Erros de tempo de resposta ocorrem porque os instrumentos podem não ser rápidos o suficiente para capturar todas as rápidas mudanças que resultam do transporte turbulento. Erro de separação do sensor se dá por causa da separação física entre os locais em que a velocidade do vento e a concentração são medidos: assim a covariância é calculada para os parâmetros que não foram medidos no mesmo ponto e simultaneamente. Erro de caminho médio é causado pelo fato de que o caminho do sensor não é um ponto de medição, mas preferivelmente uma interação sobre algumas distâncias, portanto ele poderia deixar fora algumas médias causadas pelo transporte turbulento. Erro de tubo de atenuação é observado em analisadores de caminho fechado, causado por atenuação da flutuação instantânea da concentração no tubo de amostragem (MONCRIEFF et al., 1996).

Os erros de resposta de frequência podem também ser causados pela incompatibilidade de resposta do sensor, por filtragem e amostragem digital.

Além dos erros de resposta de frequência, outras fontes-chave de erros incluem: atraso de tempo do sensor (especialmente importante em analisadores de caminho fechado com longos tubos de admissão), picos e ruídos nas medições, não nivelamento da instrumentação, a flutuação de densidade de Webb-Pearman-Leuning (WPL) devida à umidade do ar, os erros sônicos de fluxo de calor, a banda larga, a sensibilidade de oxigênio, e os dados de erros de preenchimento. Nenhum desses erros é trivial. Combinados, eles podem somar mais de cem por cento do valor do fluxo inicial medido (TWINE et al., 2000).

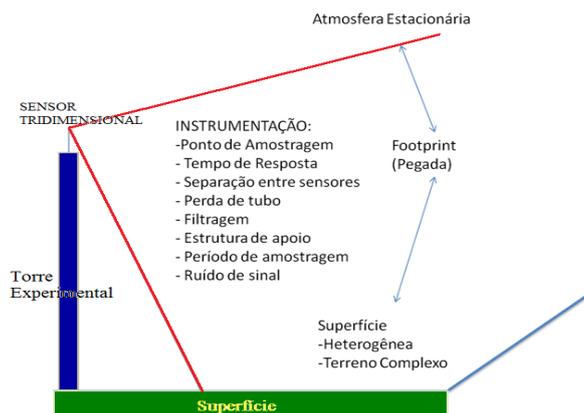
Erros de orientação dos sensores: é frequentemente impossível orientar o sensor de velocidade vertical de maneira que a velocidade não desejada seja zero, ou achar um lugar absolutamente plano. A influência de inclinação do sensor ou a irregularidade do terreno pode alterar a informação do fluxo de vórtice turbulento, causando aparente média da velocidade vertical não nula (KAIMAL e HAUGEN, 1969). Se os fluxos medidos com a técnica de covariância de vórtices turbulentos estiverem ocorrendo em terrenos que se inclinam suavemente, é recomendado girar o sistema de captação de velocidade do vento a um ângulo que faça a velocidade em dois eixos se igualarem a zero, para proceder à medida dos dados do fluxo turbulento vertical (HYSON et al., 1977). Como uma regra de dedo polegar, é assumido que podem ser feitas medidas de fluxo turbulento seguras, depois de rotação de coordenada apropriada, quando o declive do terreno está compreendido entre 8 % e 15%. Detalhes deste procedimento descritos por WESELY (1970) são esboçados por BUSINGER (1986), MCMILLEN (1988) e BALDOCCHI et al. (1988).

O método de vórtices turbulentos é mais exato quando o vento, a temperatura, a umidade e o CO<sub>2</sub> forem constantes e a vegetação subjacente for homogênea e situada em terreno plano e de grande extensão. Quando o método é aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou durante as condições atmosféricas que variam com o tempo a quantificação da troca do CO<sub>2</sub> entre a biosfera atmosfera, devem-se incluir medidas do armazenamento atmosférico (BALDOCCHI, 2003).

Calcular as médias dos períodos longos do excesso das medidas do fluxo de CO<sub>2</sub> reduz o erro da amostragem aleatória a valores muito pequenos (BALDOCCHI, 2003). Infelizmente, as lacunas nos períodos de aquisição dos dados são inevitáveis, ao construir registros de dados durante longo intervalo de tempo. As lacunas são preenchidas geralmente com valores produzidos dos modelos estatísticos e empíricos para produzir dados diários e anuais. As lacunas preenchidas por tais modelos não introduzem erros significativos porque os algoritmos empíricos são derivados das populações estatísticas grandes. De outro lado, os erros de medidas de fluxo podem ser influenciados na noite em que os ventos são fracos e intermitentes. Os erros noturnos tendem a produzir redução na medida de respiração do ecossistema. A verificação da estratificação turbulenta em camada-limite atmosférica é complicada por uma

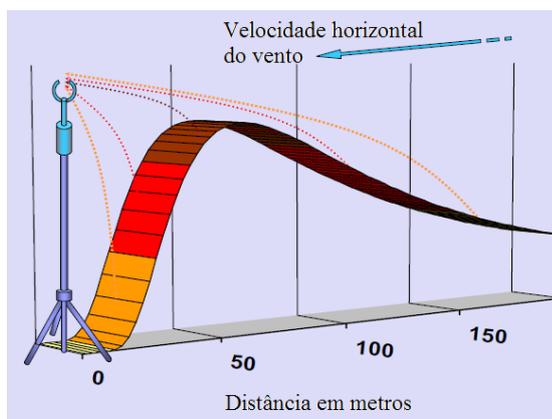
multiplicidade de influências físicas, incluindo clara divergência no fluxo de radiação atmosférica, elevado corte associado com baixo nível de sinal, movimento sinuoso, vibrações gravitacionais, escoamento do fluido e aumento sensível da heterogeneidade da superfície (MAHRT et al., 1998; FINNIGAN, 2000; KATUL, et al., 2002).

O diagrama mostrado na Figura 12 (MONCRIEFF, 1996) resume os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados na exatidão das medidas de campo.



**Figura 12-** Esquema representativo da área de abrangência do anemômetro sônico e os fatores micrometeorológicos que devem ser considerados

Na Figura 13, uma visualização do fluxo: quanto mais escura for a cor vermelha, maior será a contribuição que vem da área. Pode-se observar que a maior parte da contribuição do fluxo não vem debaixo da torre ou de quilômetros de distância, mas, sim, de algum lugar no meio, ou seja, na área de abrangência do anemômetro sônico.



**Figura 13-** Esquema representativo da visualização da área que influencia o sensor: quanto mais escura a cor vermelha, maior é a contribuição que vem da área

**Fonte: Material de divulgação disponível na internet: Introduction to the Eddy Covariance Method, de Burba & Anderson. 2005, direitos da LI-COR Biosciences**

Nenhum dos erros citados acima é trivial. Combinados, eles podem ser superiores a 100% do valor do fluxo inicial medido.

A Tabela 1 apresenta os principais erros do sistema de aquisição de dados de covariância de vórtices turbulentos e os tratamentos que devem ser adotados para reduzi-los.

Para reduzir as incertezas das medidas do sistema de covariância de vórtices turbulentos, deve-se procurar minimizar a ocorrência de falhas de dados durante sua aquisição.

Para preenchimento das falhas, deve-se possuir um conjunto completo de medidas micrometeorológicas (PAR, temperatura do ar e do solo, umidade, respiração do solo, entre outros) para que a aplicação dos modelos empíricos, muito bem citados por MONCRIEFF (1996), MASSMAN (2000), TWINE (2000), entre outros, sejam adequadamente usados.

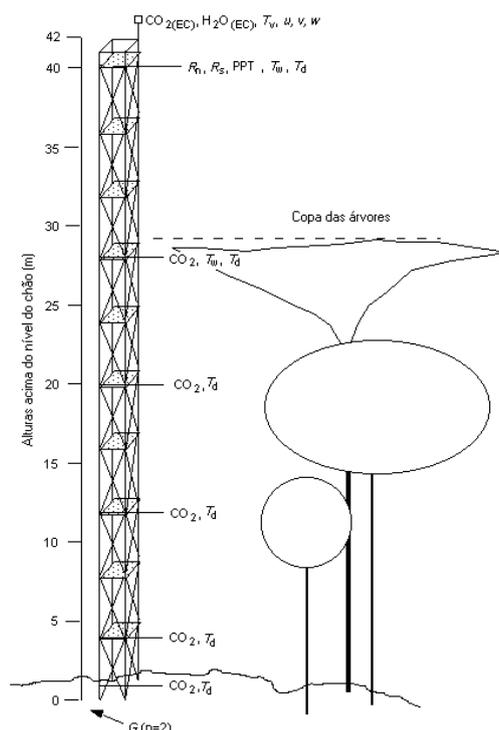
**Tabela 1-** Principais erros, fluxos afetados, extensão e solução a ser aplicada

<b>Principais erros</b>	<b>Fluxos afetados</b>	<b>Extensão</b>	<b>Solução</b>
Resposta de frequência	Todos	5-30%	Devem ser realizadas as correções nas respostas de frequência
Diferença no tempo	Todos	5-15%	Ajustar a diferença
Picos e Ruídos	Todos	0-15%	Procurar removê-los
Desnível do instrumento/fluxo	Todos	0-25%	Procurar uma rotação de ajuste das coordenadas
Flutuação de densidade	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>	0-50%	Realizar correção WPL
Erro de temperatura sônica	Calor sensível	0-10%	Corrigir a temp. sônica
Ampliação da banda	Principalmente CO <sub>2</sub>	0-5%	Corrigir ampliação de banda
Oxigênio no caminho	Principalmente H <sub>2</sub> O	0-10%	Correção do oxigênio
Falhas nos dados	Todos	0-20%	Usar metodologia adequada para preenchimento das falhas

## CAPÍTULO II - MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1 LOCAL DE ESTUDO

O estudo foi realizado em uma área pertencente à Fazenda Maracaí, com cerca de 20 km<sup>2</sup>, localizada na Região Centro-Oeste (Brasil), (Lat: 11°24'42,18"S; Lon: 55°19'23,45"O) a aproximadamente 50 km a noroeste de Sinop, Mato Grosso e a aproximadamente 550 km de Cuiabá, MT. Corresponde a uma floresta considerada de transição entre o cerrado e a floresta amazônica, onde se encontrava instalada uma torre metálica de 42 metros, e os equipamentos de coletas de dados micrometeorológicos (Figura 14).



**Figura 14-** Ilustração da torre metálica de 42m, com a informação da posição dos equipamentos instalados

A fazenda Maracaí, a 423 metros do nível do mar, é constituída por uma floresta com um dossel contínuo, composto de árvores de 25 a 28m de altura, (VOURLITIS et al., 2008). O solo é classificado como um NEOSSOLO QUARTZARÊNICO órtico

típico A moderado álico, sendo extremamente arenoso, apresentando na profundidade de 50 cm textura com 83,6% de areia, 4,4% de silte e 2,2% de argila (PRIANTE FILHO et al., 2004). A vegetação consiste de árvores perenes que é característica da floresta de transição em Mato Grosso, tal como *Protium sagotianum*, Marchland, *Dialium guianense* (Aubl.), Sandwith, *Hevea brasiliensis* Mull. Arg., *Brosimum lactescens* (S.Moore) C.C.Berg, *Cordia alliodora* (Ruiz & Pav.) Oken, *Tovomita schomburgkii* Planch & Triana, and *Qualea paraensis* Duck, (VOURLITIS et al., 2008). A diversidade é alta, não havendo predominância de uma única espécie de árvore. Há aproximadamente 80 espécies e 35 famílias de árvores com diâmetro em torno de 10 cm. No entanto, quase 50% de todos os indivíduos estão na família Burseraceae (*P. sagotianum*), Clusiaceae (*T. schomburgkii*), e Moraceae (*B. lactescens*) (VOURLITIS, et al., 2008). Apresenta um índice de área foliar (IAF) estacional médio observado no período úmido igual a  $4,26 \pm 0,60 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ , no período de transição úmido/seco igual a  $3,47 \pm 0,21 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ . Já no período seco, apresentou valor de  $3,39 \pm 0,51 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  e no período de transição seco/úmido apresentou valor de  $5,03 \pm 0,37 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  (PINTO JÚNIOR, 2009). A produção média de serrapilheira na floresta de transição variou de 83 a 1397  $\text{kg ha}^{-1} \text{ mês}^{-1}$ , atingindo uma produção anual de 6566  $\text{kg ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  (SILVA et al., 2007). A temperatura média anual na área de Sinop é de 24°C com pequena variação nas estações, e uma precipitação média anual de 2000 mm com quatro meses de estação seca entre os meses de junho a setembro (VOURLITIS et al., 2002). A sazonalidade climatológica para o ecótono da floresta de transição é semelhante ao da floresta tropical e cerrado. No entanto, a floresta de transição recebe 200 mm de chuva a menos que a floresta tropical ao norte de Mato Grosso e a leste de Rondônia, e 500 mm a mais de precipitação que o cerrado perto de Brasília (VOURLITIS et al., 2002).

## 2.2 MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS

### 2.2.1 Equipamento de covariância de vórtice turbulento

Na área de estudo onde se encontrava a torre metálica de 42 m de altura, (Fig. 14), foram instalados sensores que permitem a coleta de dados, o ano todo, durante 24 horas.

Os fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) foram determinados usando o método de covariância de vórtices turbulentos com torre-baseada (BALDOCCHI et al., 1988; VERMA, 1990; VOURLITIS & OECHEL, 1997, 1999), entre os meses de julho de 2007 e agosto de 2008. Os sensores de covariância de vórtice turbulento foram montados a uma altura de 42 m sobre o nível de chão ou 12-14 m sobre o topo da floresta (Fig. 14).

O sistema de covariância de vórtice turbulento utilizou um anemômetro-termômetro sônico tridimensional (CSAT-3, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A.) para medir as flutuações médias da velocidade de vento ( $u$ ,  $v$ , e  $w$ ) e temperatura ( $T_v$ ). Para medidas de  $CO_2$  e de vapor d'água, foi utilizado um analisador infravermelho de gases em circuito aberto, (LI-7500, LI-COR, Inc. Lincoln, NE, E.U.A.). Ambos operando a uma frequência de 10 Hz, foram fisicamente orientados na direção do vento médio vertical ao lado da torre para minimizar o potencial na distorção do fluxo. Dados brutos (10 Hz) e fluxos com médias de 30 min. de calor latente (LE) e sensível (H), obtidos a partir da matriz do método de covariância turbulenta, foram armazenados e processados através de um datalogger (CR5000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A.). Fluxos médios de LE e H foram obtidos por meio do cálculo da covariância entre as flutuações na velocidade do vertical do vento e densidade de vapor de  $H_2O$  e temperatura, respectivamente, sobre no intervalo de 30 minutos segundo uma rotação coordenada dos vetores do vento, (MCMILLEN, 1988). O fluxo de vapor d'água foi corrigido para as flutuações simultâneas no calor (WEBB et al., 1980).

A temperatura do ar atmosférico e a densidade do vapor de água foram medidas no topo da torre usando o anemômetro sônico e o analisador de gás de caminho aberto descritos acima. O déficit de pressão de vapor foi calculado pela diferença entre a pressão de vapor de saturação e a pressão de vapor real derivados das medidas de temperatura e umidade.

### **2.2.2 Sistema de aquisição de dados**

Os dados micrometeorológicos foram coletados por meio de equipamentos com sensores de aquisição de dados, ligados a um datalogger (CR5000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A), e as médias de 30 min foram armazenadas em um módulo de memória (fig. 15), coletados a cada 15 dias.



**Figura 15-** Conjunto formado pelo Datalogger e módulo de memória, onde se armazenam dados do anemômetro sônico e analisador de gás

Este equipamento possui um painel de ligação com vários terminais que possibilitam a entrada e armazenamento de dados provenientes de vários equipamentos, tais como sensores de temperatura, de radiação, entre outros. O software PC 208 W utiliza linguagem própria com 95 instruções diferentes, que são elaboradas de acordo com as necessidades da pesquisa.

As medidas de radiação líquida foram efetuadas a 40m sobre a copa das árvores, utilizando um radiômetro ventilado (NR-LITE, Kipp & Zonen, Bohemia, NY, USA) (Fig.16).

Trata-se de equipamento que mede o resultado líquido da diferença entre radiação incidente oriunda do Sol e a refletida pela superfície, que consiste na radiação de ondas curtas refletidas e as ondas longas.

A radiação fotossinteticamente ativa dirigida para baixo ( $Q \downarrow$ ) foi medida usando sensor LI-COR, modelo LI-190SB. A face superior do sensor foi montada no topo da torre e protegida para evitar os efeitos de orvalhos e geadas.

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) foi medido usando um transdutor de fluxo de calor ( $n=2$ ), enterrados cerca de 2 cm na superfície da camada de serrapilheira (HFT-3.1, Rebs, Inc., Seattle, Washington, EUA). A temperatura do ar e a pressão de vapor foram medidas no topo da torre, usando um sensor de umidade relativa (HMP 45 C, Campbell Scientific Inc, Ogde, Utah USA) e nas alturas de 1, 4, 12, 20, 28 e 40 m acima da superfície do solo, usando psicrômetros de bulbo seco-úmido. Todos os psicrômetros foram calibrados por meio de regressão linear entre os dados de um deles considerado padrão como variável independente, e os dados do outro como variável dependente.

Todos os dados micrometeorológicos foram armazenados em médias de 30 min a partir de observações feitas a cada 60 segundos e armazenados em um datalogger (CR5000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, E.U.A.).



**Figura 16-** Net radiômetro instalado acima da copa das árvores

## 2.3 AQUISIÇÃO DE DADOS TEÓRICOS

### 2.3.1 Estoque de calor na biomassa

O estoque de energia,  $Q$ , armazenado na floresta, não é uma das tarefas mais fáceis de realizar, uma vez que ela pode ficar armazenada nas folhas, troncos, galhos, e serrapilheira. Para conseguir um melhor fechamento no balanço de energia, foi utilizada a parametrização proposta por MOORE e FISCH (1986) para calcular o estoque de calor na biomassa e no dossel, equações 30 e 31. Para tanto, foram necessárias medidas de temperatura e umidade específica do ar em dois pontos da torre experimental, assim

$$Q = Q_b + Q_d \dots \text{Eq. 29}$$

$$Q_b = 12,6\Delta T^* \dots \text{Eq. 30}$$

$$Q_d = 16,7\Delta T + 28\Delta q \dots \text{Eq. 31}$$

onde  $Q_b$  é a energia armazenada na biomassa,  $Q_d$  é a energia armazenada no dossel proveniente das trocas de calor sensível e latente, expressas em  $W m^{-2}$ ,  $\Delta T^*$  é a variação da temperatura medida na meia hora seguinte,  $\Delta T$  é a variação horária da temperatura e  $\Delta q$  é a variação horária da umidade específica ( $g kg^{-1}$ )

### 2.3.2 Fluxo de energia fotossintética ( $Q_p$ )

O fluxo de energia fotossintética  $Q_p$  foi calculado a partir de medições do fluxo líquido de  $CO_2$  (FC) obtido pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos (BLANKEN et al., 1997).

$$Q_p = F_c C \dots \text{Eq. 32}$$

onde  $F_c$  é o fluxo de  $CO_2$  dado em  $\mu mol m^{-2} s^{-1}$  e  $C$  é um fator de conversão da energia fotossintética igual a  $0,469 J \mu mol^{-1}$ .

A energia acumulada pelo processo da fotossíntese foi baseada nos dados publicados por PINTO Jr (2007) através de dois pontos de medidas. O primeiro ponto

correspondente a uma altura de 20 m o valor médio encontrado foi de 1,95  $\mu\text{mol} (\text{CO}_2)\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , enquanto que, no segundo ponto, a 28 m de altura o valor médio encontrado para a fotossíntese foi de 3,26  $\mu\text{mol} (\text{CO}_2)\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

### 2.3.3 Estoque de calor sensível ( $S_H$ ) e latente ( $S_{LE}$ )

O método de covariância de vórtices turbulentos determina o fluxo de superfície como a soma dos fluxos turbulentos, medida acima da superfície, e o fluxo divergente entre a superfície e o nível de medição, estimado a partir da mudança no armazenamento. H e LE são calculados como a soma do fluxo a uma determinada altura z ( $H_z$  e  $LE_z$ ) e o armazenamento do fluxo ( $S_H$  e  $S_{LE}$ ).

$$H = H_z + S_H \dots \text{Eq. 33}$$

$$S_H = \int_0^z \rho c_p \frac{dT_a}{dt} dz \dots \text{Eq. 34}$$

$$LE = LE_z + S_{LE} \dots \text{Eq. 35}$$

$$S_{LE} = \int_0^z \rho \lambda \frac{dq}{dt} dz \dots \text{Eq. 36}$$

onde  $T_a$  é a temperatura do ar,  $q$  é a umidade específica,  $\rho$  a densidade do ar úmido,  $c_p$  é o calor específico do ar úmido e  $\lambda$  é o calor latente de evaporação. Os limites dos estoques  $S_H$  e  $S_{LE}$  estão compreendidos entre o solo e a altura da copa.

### 2.3.4 Estabilidade atmosférica

A estabilidade atmosférica foi estimada com base no parâmetro de estabilidade  $\xi$ , dado por:

$$\xi = \frac{z-d}{L} \dots \text{Eq. 37}$$

onde  $z$  é a altura da floresta,  $d$  é o deslocamento do plano zero estimado em 63% da altura do dossel (TANNER & PELTON, 1960),  $L$  é o comprimento de Monin-Obukhov, segundo GARRATT (1992), dado por:

$$L = - \frac{\rho_a c_p \theta u_*^3}{kgH_v} \dots\dots\dots \text{Eq. 38}$$

onde  $\theta$  é a temperatura virtual,  $k$  é a constante de Von Karman estimada em 0,4,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $H_v$  é a densidade virtual do fluxo de calor sensível, dado por:

$$H_v = H + 0,07LE \dots\dots\dots \text{Eq. 39}$$

onde  $LE$  é o fluxo de calor latente.

A estabilidade atmosférica será considerada estável ou neutra quando  $\xi > - 0,1$ , e instável quando  $\xi < - 0,1$

**2.3.5 Preenchimento de falhas das medidas de H e LE**

As falhas nas medidas dos fluxos de calor sensível e latente foram preenchidas através da técnica de janela independente usando dias antes e depois da observação da falha e através da regressão linear dos dados residuais.

**2.3.6 Análises estatísticas**

Análises de correlação e regressão foram amplamente usadas para estimar como  $LE + H$  se relaciona com  $R_n - G$ . A regressão forneceu as equações que mostram como essas grandezas se relacionam. Com elas foram feitas as previsões sobre o comportamento futuro do balanço de energia e a correlação determinou um número que expressou o grau dessa relação. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ), amplamente usado, mediu a qualidade do ajuste linear simples. Quanto mais próximo o coeficiente de determinação estiver da unidade melhor será considerado o ajuste. Para testar a hipótese de que o coeficiente de correlação entre as variáveis envolvidas é igual a zero, contra a hipótese de que é diferente de zero, foi empregado o teste t, com nível de significância de 0,05. Estas análises permitiram avaliar o fechamento do balanço de energia em cada

uma das situações inicialmente propostas, ou seja, quando  $G$  é considerado apenas como fluxo de calor no solo e quando considerado  $G = Q$  como a soma do fluxo de calor no solo, fluxo de calor na biomassa e o fluxo de calor armazenado pelo processo fotossintético. Os dados residuais, quando necessários, completaram algumas aberturas deixadas durante a coleta de dados.

### **2.3.7 Fração de fechamento de energia (FF)**

Desequilíbrios de energia ocorrem em estudos do sistema de covariância de vórtices turbulentos quando o lado esquerdo e direito da Equação 9 não são iguais BARR (2006.). A fração de fechamento do balanço de energia é definida como

$$FF = LE + H/R_n - G \dots \dots \dots \text{Eq. 40}$$

Quando o fluxo de calor no solo, fluxo de calor na biomassa e o fluxo de calor armazenado pelo processo fotossintético são considerados, substitui-se  $G$  pelo  $Q$ , na Equação 40.

O resultado dessa razão representou o percentual que  $LE+H$  usou da energia líquida disponível no sistema.

## CAPÍTULO III- APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

### 3.1 Precipitação

A coleta de dados na cidade de Sinop teve início na primeira quinzena de julho do ano de 2007 e terminou em agosto do ano seguinte, totalizando um ano e um mês de coleta.

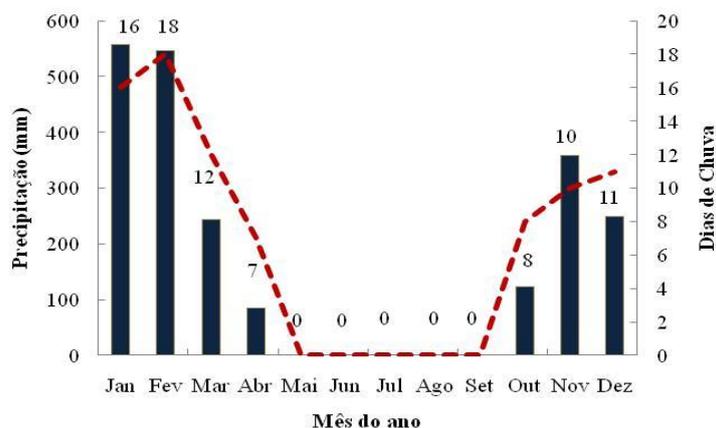
Para melhor entendimento dos processos de absorção e emissão da energia pela floresta, o ano foi dividido em períodos, ou seja: 1) Período Seco (PS); entre os meses de junho a setembro. No ano de 2007, o estudo do período seco ficou restrito aos meses de julho a setembro e, no ano de 2008, entre os meses de junho a agosto. Nesses meses não foram observadas precipitações atmosféricas. 2) Período Úmido (PU) - considerado entre os meses de outubro a dezembro. 3) Período Chuvoso (PC); considerado entre os meses de janeiro a março. 4) Período Intermediário Chuvoso-Seco, doravante denominado de PU 2008; compreendido entre os meses de abril e maio.

Nas Figuras 17 e 18 são apresentados os índices pluviométricos e o número de dias chuvosos durante os anos de 2007 e 2008. Observou-se que os meses de junho, julho e agosto, raramente choveu e, quando ocorreu uma precipitação, ela foi insignificante a ponto de não ser registrada pelo pluviômetro.

No PU de 2007 ocorreram oito dias de chuvas no mês de outubro com um total de 122,7 mm; no mês de novembro, foram 10 dias de precipitação, totalizando 358,5 mm e, no mês de dezembro, foram nove dias de precipitação, totalizando 249 mm. Nesse período (outubro, novembro e dezembro), o volume de chuva atingiu 34% do volume total do ano.

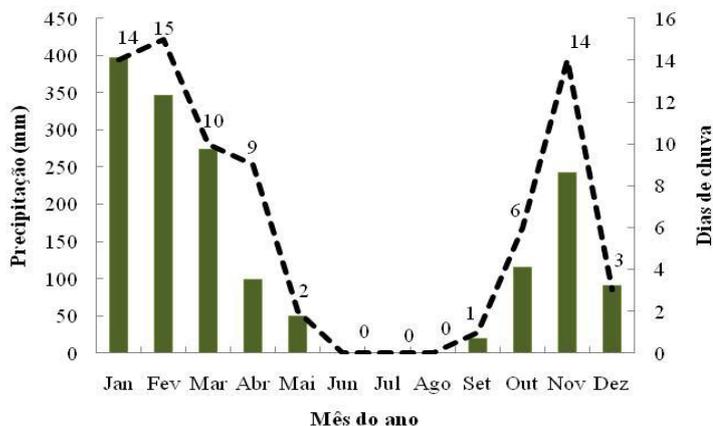
Nos mesmos meses de 2008, choveu seis dias em outubro, catorze em novembro e em dezembro foram registrados dados de apenas três dias em função de pane no sistema, totalizando 27,41% do volume total do ano.

Durante o período chuvoso (PC), o volume de água que cai sobre a floresta aumenta consideravelmente. Nesse período elas são mais intensas e ficam entre 60% e 75% do volume médio anual de água, que normalmente é de  $\pm 2000$  mm.



**Figura 17-** Precipitação e o número de dias de ocorrência de chuva entre outubro e novembro de 2007

Observou-se (Figuras 17 e 18), que as chuvas de janeiro a março foram mais frequentes, mais regulares e com maior volume. Nesse período ocorreram os maiores problemas no sistema de covariância de vórtices turbulentos, devido aos fortes ventos e descargas elétricas.



**Figura 18-** Precipitação e o número de dias de ocorrência de chuva entre janeiro e março de 2008

Comparativamente ao ano de 2007, a precipitação foi menor que em 2008. Entretanto, nesse ano apenas três meses ficaram sem chuva, enquanto que, em 2007, foram cinco meses sem registro de precipitação. Em 2007, a quantidade de chuva registrada foi 2161,2 mm e em 2008 a precipitação foi 1632,5 mm, porém com maior distribuição durante o ano. Devido a problemas no sistema, em dezembro de 2008 as medidas de precipitação foram interrompidas na primeira semana, daí o fato de aparecerem registrados somente três dias de chuvas. Para uma média anual de 2000

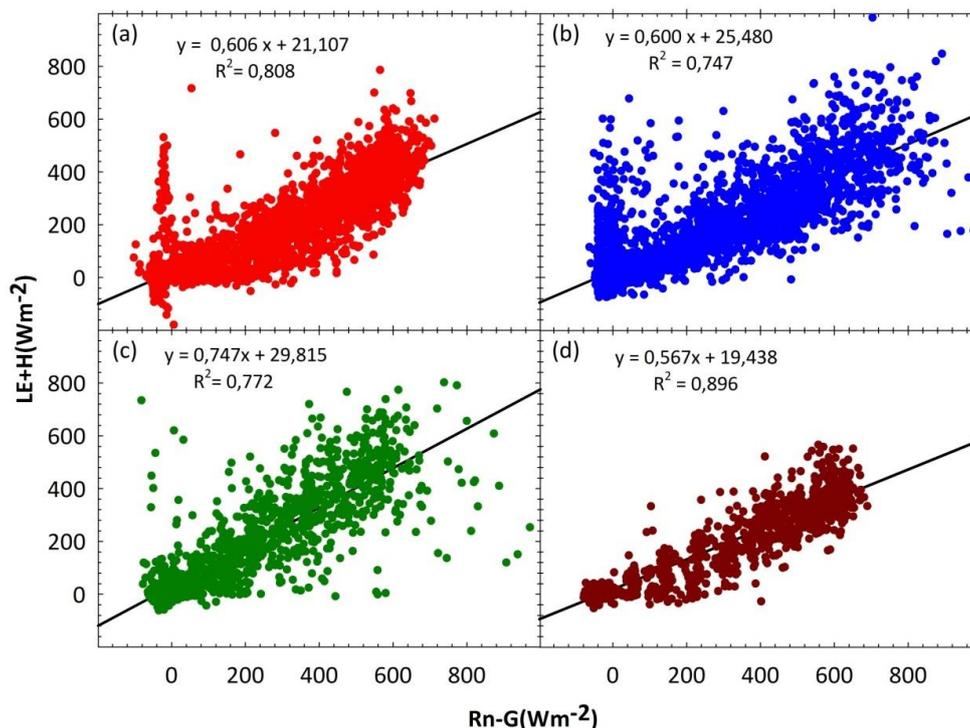
mm, deixaram de ser registrados, em dezembro de 2008, aproximadamente 367,5 mm de chuva.

O período úmido (PU) de 2008, considerado intermediário entre o chuvoso e seco (PICS), compreendido entre os meses de abril e maio foram assim considerados pelo fato de apresentarem nos dois anos estudados um pequeno índice de precipitação pluviométrica. Nesse período, foram registrados sete dias de chuva em abril de 2007 com volume de 84 mm e no ano de 2008 foram registrados nove dias de precipitação em abril, com volume de 99 mm, e dois dias em maio, com volume de 49 mm.

### **3.2 Desempenho do Sistema de Covariância de Vórtices Turbulentos**

O desempenho do sistema de covariância de vórtices turbulentos foi avaliado primeiramente a partir da fração do fechamento do balanço de energia (FF), (MCMILLEN, 1988; VOURLITIS, 2008), através da Equação 3 sem levar em consideração os estoques de energia armazenada na floresta, de acordo com Equação 40. Se as medidas fossem efetuadas sem erro, e se o FF não dependesse da energia armazenada no bioma acima do solo e da energia associada através da fotossíntese, a correlação entre a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H + LE$ ), medidas pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos, pela radiação líquida menos o fluxo de calor no solo ( $R_n - G$ ), seria igual a unidade  $\{(H+LE)/(R_n-G) = 1\}$  e a inclinação da reta obtida através da regressão linear interceptaria o eixo vertical em zero (VOURLITIS, 2008).

Entretanto, quando esses valores foram plotados no gráfico com  $H + LE$ , como variável dependente e  $R_n - G$ , como variável independente, o que se obteve no período seco (PS) de 2007 foi um coeficiente de determinação  $R^2$  igual a 0,8078, Figura 19a, tendo a reta interceptada o eixo y na posição  $21,107 \pm 2,3084$ . No período úmido (PU), do mesmo ano, o coeficiente de determinação  $R^2$  foi igual a 0,8006, Figura 19b tendo a reta interceptado o eixo das ordenadas em  $18,24 \pm 2,702$ . No período úmido (PU) de 2008, o coeficiente de determinação foi de 0,7724 com interseção em  $29,815 \pm 4,338$ , Figura 19c. No período seco de 2008, o coeficiente de determinação foi igual a 0,8963, Figura 19d, com a reta interceptando o eixo y em  $19,438 \pm 2,345$ , Tabela 2.



**Figura 19-** Correlação entre LE +H e Rn - G (a) do PS de 2007, (b) do PU de 2007, c) do PU de 2008 e (d) do PS de 2008. Dados Brutos

Durante o período seco de 2007, foram efetuadas 4390 medidas e o valor médio da FF, levando em consideração todos os dados diurnos e noturnos, foi de 0,3836. No período úmido desse mesmo ano, foram efetuadas 4412 medidas e o valor médio da FF foi de 0,3598. No período úmido de 2008 foram registrados 2810 dados durante os meses de abril e maio, e o valor médio da FF foi de 0,4350. No período seco de 2008, também foram registrados dados dos meses de julho e agosto num total de 2031, tendo à fração de fechamento do balanço de energia FF atingido a média de 0,2130, Tabela 2.

**Tabela 2-** Coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia médio em cada período, considerando todos os dados diurnos e noturnos

ANO	PERÍODO	N. DADOS	R <sup>2</sup>	INCLINAÇÃO	INTERCEPTAÇÃO	FF
2007	PS	4390	0,8078	0,6063	21,107 ± 2,3084	0,3836
	PU	4412	0,8006	0,615	18,24 ± 2,702	0,3598
2008	PU	2810	0,7724	0,7466	29,815±4,338	0,4350
	PS	2031	0,8963	0,5668	19,438±2,345	0,2130

Esses resultados, no entanto, não podem representar a disponibilidade real de energia para a biomassa, uma vez que, no valor médio do período, não há distinção

entre o período noturno e diurno, não foi levado em consideração as variações de temperatura, da umidade relativa, da velocidade de fricção, da estabilidade atmosférica e nem considerado as possíveis falhas do sistema de covariância de vórtices turbulentos.

Segundo FALGE (2001b) e BALDOCCHI (2003), para corrigir falhas do sistema filtros devem ser aplicados. AGUIAR (2005) utilizou limites mínimos e máximos para as variáveis do fluxo de energia para retirar dados espúrios coletados pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos da reserva biológica do rio Jaru, em Ji-Paraná, Rondônia. Existem várias situações de rejeição dos dados coletados, que, segundo eles, é impossível coletar com exatidão dados durante 24 h o ano todo, apesar dos esforços empreendidos pelos pesquisadores no sentido de evitar o máximo de problemas durante o período de coleta de dados.

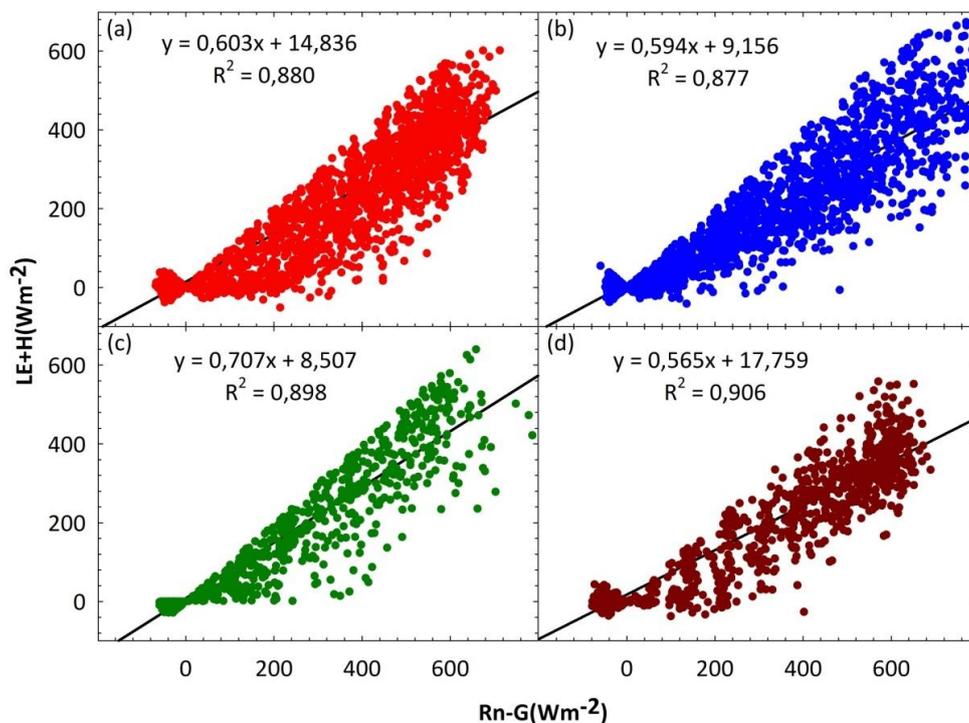
O critério adotado foi estimar valores para LE e H equivalentes a 60% da radiação líquida máxima que poderia atingir a superfície da Terra em um dia claro, sem nuvens, conforme tabela 3. Os demais valores foram fixados com base em valores máximos e mínimos já definidos e qualificados em outros trabalhos.

**Tabela 3-** Valores máximos e mínimos de Fluxo de calor latente, Fluxo de calor sensível, Radiação líquida, Velocidade de fricção, Temperatura do ar, precipitação e Fluxo de CO<sub>2</sub>

Variáveis	Mín	Máx	Unidades
LE	-60	600	(W m <sup>-2</sup> )
H	-60	600	(W m <sup>-2</sup> )
Rn	-80	1000	(W m <sup>-2</sup> )
u*	0	10	(ms <sup>-1</sup> )
T	-10	40	(°C)
Precipitação	0	100	mm
Fc	-60	60	μmolm <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>

Quando dados espúrios, ou seja, aqueles registros considerados inadequados, do sistema de covariância foram retirados com base nos limites estabelecidos na Tabela 3, o resultado de R<sup>2</sup> do PS de 2007 passou para 0,8801, conforme Figura 20a, tendo a reta interceptada o eixo y em 14,836 ± 0,955, e no PU do mesmo ano R<sup>2</sup> foi igual a 0,8776, com a reta interceptando o eixo y em 9,156 ± 1,158, Figura 20b. No ano de 2008 os registros do PU mostraram R<sup>2</sup> igual a 0,8977 Figura 20c, com a reta interceptando o eixo y em 8,507±7,3860. No PS de 2008, quando os dados considerados espúrios

também foram retirados, o coeficiente de determinação  $R^2$  foi de 0,9061 com a reta interceptando o eixo y em  $17,759 \pm 2,322$ .



**Figura 20-** Correlação entre  $LE + H$  e  $Rn - G$  (a) do PS de 2007, (b) do PU de 2007, (c) do PU de 2008 e (d) do PS de 2008. Após aplicação do filtro

Esses resultados, apesar de não fecharem em 100% o balanço de energia, não ficaram fora dos resultados apresentados por ARAÚJO et al. (2002), AUBINET et al. (2000), para florestas.

Mesmo com os dados expurgados, os valores da fração de fechamento do balanço de energia médio ainda foram altos, apesar do aumento na correlação entre  $H+LE$  e  $Rn-G$ . Fica evidenciado que, à medida que filtros são aplicados para retirar dados considerados espúrios, apenas o coeficiente de determinação entre essas grandezas aproxima-se de 100%, continuando a fração de fechamento do balanço de energia indicando uma grande disponibilidade de energia para o sistema. Esses valores demonstram que na avaliação conjunta dos dados noturnos e diurnos existe uma superestimação dos índices de estocagem de energia na floresta.

A tabela 4 resume os valores dos coeficientes de regressão linear e da fração de fechamento de energia quando os dados considerados espúrios foram retirados. Quando

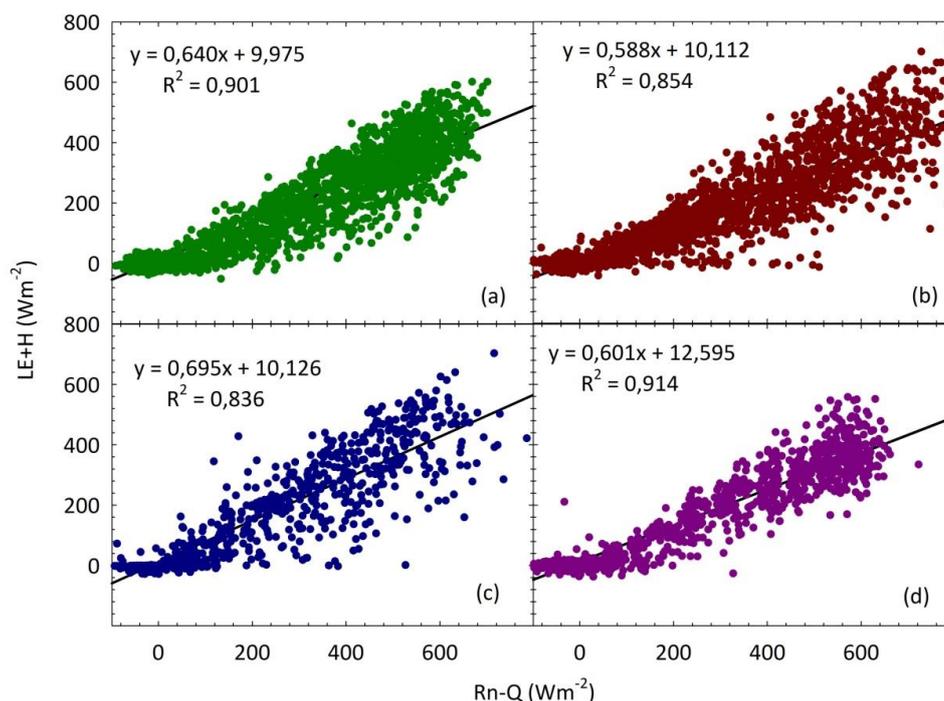
comparados os valores de FF observou-se um aumento na correlação dos dados, mas ao mesmo tempo uma redução na fração de fechamento.

**Tabela 4-** Coeficientes de regressão linear do fechamento do balanço de energia médio em cada período, depois de retirados os dados considerados espúrios

ANO	PERÍODO	Nº DE DADOS	R <sup>2</sup>	INCLINAÇÃO	INTERCEPTAÇÃO	FF
2007	PS	3987	0,8801	0,6029	14,836 ± 0,955	0,224
	PU	3350	0,8776	0,5935	9,156 ± 1,158	0,259
2008	PU	1111	0,8977	0,7068	8,507±7,3860	0,435
	PS	1920	0,9061	0,5646	17,759±2,322	0,235

### **3.3 Estimativa do Coeficiente de Determinação Levando em Conta o Estoque Armazenado na Biomassa e no Dossel**

Quando os estoques de energia da biomassa e do dossel, propostos por MOORE & FISCH (1986), Equações de 29 a 31, foram introduzidas no cálculo do estoque Q, não observamos alterações significativas nos coeficientes de determinação e nas correlações entre LE + H e Rn - Q. No período seco, R<sup>2</sup> foi igual a 0,9012, Figura 21a, com a reta interceptando o eixo y em 9,975 ± 1,6203, um incremento de apenas 2,34% em relação ao dados da Figura 20a e no período úmido R<sup>2</sup> foi igual a 0,8542 com interceptação igual a 10,112 ± 1,5704, Figura 21b, com redução de 2,63% em relação aos dados da Figura 20b.



**Figura 21-** Correlação entre  $LE + H$  como variável dependente e  $Rn - Q$  como variável independente, levando em consideração os estoques de energia na biomassa e no dossel (a) Período seco e (b) Período úmido de 2007; (c) Período úmido e (d) Período seco de 2008

As dificuldades encontradas para medir a temperatura em várias alturas e em várias posições sobre o tronco das árvores, dificuldades de informação sobre o diâmetro e altura das espécies de árvores dominantes da região, densidade da floresta e algumas propriedades da biomassa contribuíram para impedir um melhor fechamento do balanço de energia usando as equações de MOORE & FISCH (1986).

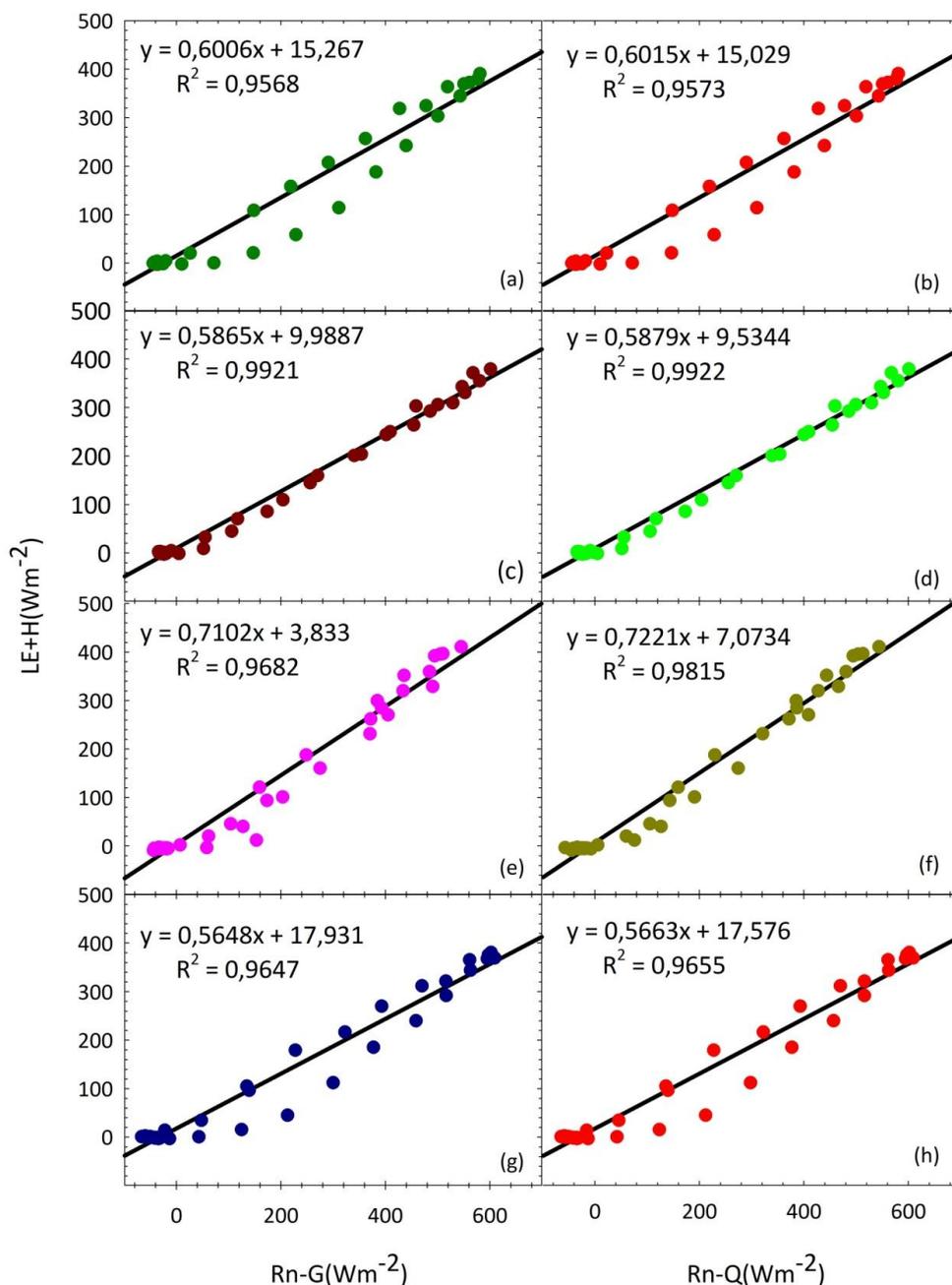
### 3.4 Análise do Coeficiente de Determinação entre $LE+H$ e $Rn - G$ para um Dia Médio

A figura 22 mostra a comparação da fração de fechamento de energia em dois momentos: do lado esquerdo considerou-se apenas o fluxo de calor no solo ( $G$ ), enquanto que do lado direito foi considerado o estoque de energia ( $Q$ ). Quando o coeficiente entre  $LE+H$  e  $Rn - G$  foi analisada para um dia médio (média horária) de

cada período considerado durante o ano de 2007 e 2008, os resultados foram significativamente iguais.

Para um dia médio do PS de 2007, Figura 22 (a), o coeficiente entre  $LE + H$  e  $R_n - G$  foi de 0,9568, com a reta passando pelo eixo  $y$  em  $15,267 \pm 4,977$ , quando o estoque de energia na biomassa, levando em conta os parâmetros propostos por MOORE & FISCH (1986), o coeficiente foi de 0,9573, Figura 22 (b), com a interseção em  $15,029 \pm 2,2448$ , variação de 0,05% .

Durante o PU de 2007, o coeficiente de determinação  $R^2$  entre  $LE + H$  e  $R_n - G$  se aproximou de 0,9921, com interseção em  $9,9887 \pm 2,092$ , Figura 22c, quando não se considerou o estoque da biomassa. Quando o estoque, definido pelas Equações de 29 a 31, foi considerado,  $R^2$  foi igual a 0,9922, Figura 22d, e a interseção ocorreu em  $9,5344 \pm 2,00$ , variação de 0,01%. No PU de 2008, o coeficiente de determinação se aproximou de 0,9682 com interseção em  $3,833 \pm 9,448$ , Figura 22e, e quando o estoque foi considerado, o coeficiente de determinação foi de 0,9815 com interseção em  $7,0734 \pm 7,033$ , Figura 22f. A variação percentual entre eles foi de 1,36%. Já no PS de 2008 o coeficiente de determinação apresentou o resultado de 0,9647 com a reta interceptando o eixo  $y$  em  $17,931 \pm 8,922$ , Figura 22g, e quando o estoque foi considerado, o coeficiente passou para 0,9655 com a reta interceptando o eixo  $y$  em  $17,576 \pm 8,670$ , Figura 22h.

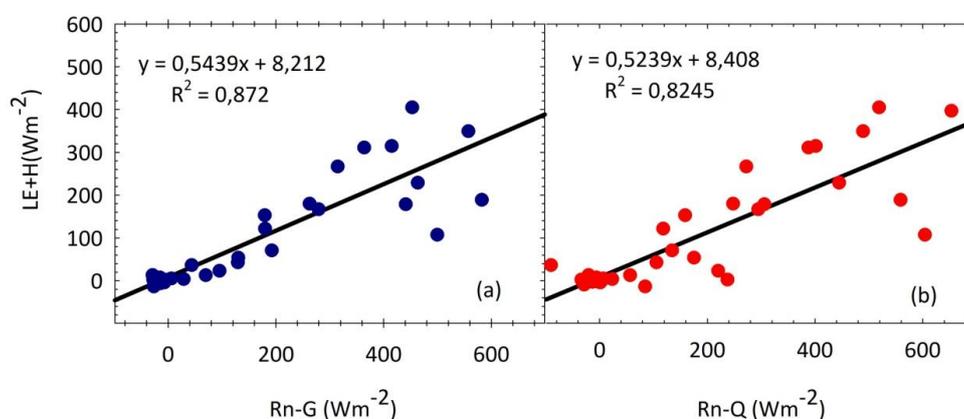


**Figura 22-** Correlação entre os fluxos de energia. Na coluna da esquerda os resultados não consideram o estoque da biomassa e na coluna da direita o estoque foi considerado (a) e (b) no PS (2007); (c) e (d) no PU (2007); (e) e (f) no PU (2008); (g) e (h) no PS (2008)

Esses resultados mostraram que apesar dos esforços para considerar o estoque de energia da biomassa a fração do fechamento do balanço de energia (FF) não ocorreu em sua plenitude. Eles indicaram que as medidas do sistema de correlação de vórtices

turbulentos tende a subestimar a perda líquida de energia durante a noite e o ganho de energia pela floresta durante o dia.

No período chuvoso compreendido entre os meses de janeiro a março de 2008, o coeficiente de um dia típico, sem considerar o estoque da biomassa, foi igual a 0,872, com interseção em  $8,2122 \pm 17,927$ , Figura 23a, e, quando o estoque foi considerado, houve uma redução no coeficiente para 0,8245 com interseção em  $8,4079 \pm 21,1616$ . Os dados coletados neste período fugiram dos padrões de anos anteriores, resultando em informações totalmente inadequadas para análise, por essa razão, foi escolhido um dia em que os dados se mostraram mais confiáveis e de acordo com as literaturas existentes.



**Figura 23-** Correlação os fluxos de energia, no PC (2008): (a) dados de G, sem considerar o estoque e (b) dados de Q, considerando o estoque na biomassa

Quando se estabeleceu um dia médio (Figuras 22 e 23), com uma média horária de um período longo, a correlação, do período analisado, tende a promover uma melhora no coeficiente de determinação entre as grandezas  $LE+H$  e  $Rn-G$ , porém o fechamento do balanço de energia não variou significativamente em relação aos valores, quando se considerou o período todo, Figuras 19 e 20.

Este resultado se aproximou daquele encontrado por BLANKEN et al. (1997) para uma floresta de 39 m, cujo coeficiente entre  $LE + H$  e  $Rn - Q$  (considerando o estoque da biomassa), para uma média de 24 horas foi igual a 93%, e de OLIVEIRA (2010), que, em recente trabalho na região Amazônica, encontrou uma correlação entre  $LE+H+\Delta S$  e  $Rn$  variando entre 0,86 e 0,92 para as estações chuvosa e seca, respectivamente. Embora os valores da correlação tenham se aproximado com a inclusão do estoque de energia na floresta, o fechamento do balanço de energia ficou abaixo de 100%.

MOORE e FISCH (1986) compararam o estoque de energia  $\Delta S$  com o déficit de energia de  $R_n - G - LE - H$ , ou seja, os valores obtidos nessa diferença representariam o possível valor de  $\Delta S$ . Embora tenha havido um acordo razoável entre a estimativa do estoque de calor total e as medidas do déficit de energia ( $R_n - G - LE - H$ ), esta comparação foi incapaz de dar suporte definitivo para o método do estoque de biomassa utilizado.

Segundo eles, é importante lembrar, ao fazer esta comparação, particularmente durante o dia, que o déficit de energia medida experimentalmente é determinado com uma pequena diferença entre cada termo, nos quais se podem gerar erros entre 5 e 10%. Explica ainda que o razoável grau de correlação entre alterações do estoque  $\Delta S$  e o déficit de energia sugere que uma grande quantidade do déficit de energia pode ser explicada pela mudança do armazenamento de calor de cada bioma.

O estoque de energia armazenada na floresta de transição, em SINOP, durante um dia médio do período seco, foi de  $3,07 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ , e no período úmido o estoque de energia foi de  $6,04 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Em trabalho semelhante, porém considerando apenas o período diurno entre 8 h e 10 h da manhã, na reserva biológica do rio Jaru, GALVÃO & FISCH (2000) encontraram um valor de  $4,8 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  de energia armazenada pela biomassa, no período de transição entre a estação chuvosa e a estação seca. Nesse mesmo horário, no PS registrou-se uma energia armazenada de  $2,99 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ .

### **3.5 A Fração de Fechamento da Energia (FF)**

Historicamente, o fechamento do balanço de energia foi aceito como um teste importante de dados de covariância de vórtices turbulentos (ANDERSON et al., 1984; VERMA et al., 1986). A partir de estudos como os de GOLDSTEIN et al. (2000); WILSON e BOLDOCCHI (2000), entre outros, uma grande preocupação tem se desenvolvido no âmbito da comunidade micrometeorológica: por que os fluxos de energia de superfície ( $H + LE$ ) frequentemente subestimam a energia disponível ( $R_n - G - S$ ) em cerca de 10 - 30%?

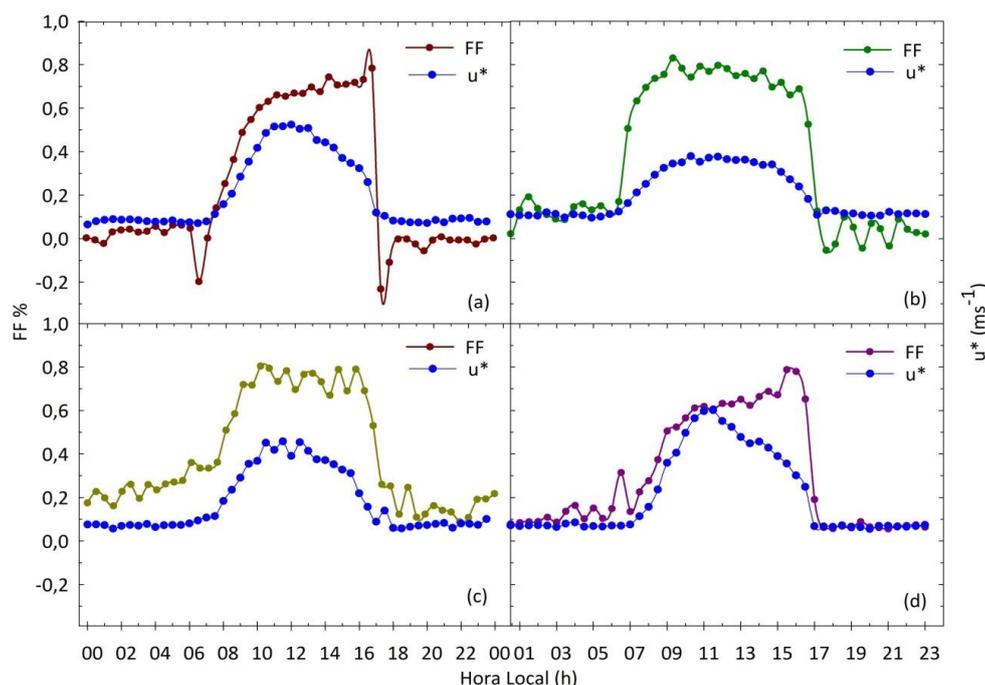
Hipóteses gerais foram sugeridas para explicar a falta de equilíbrio no fechamento do balanço de energia: 1) erros de amostragem associados com diferentes fontes de áreas de medidas para os termos da Eq. 9, (2) uma sistemática tendência na

instrumentação, (3) sumidouros de energia negligenciados, (4) a perda de baixa e/ou alta contribuições de frequência do fluxo turbulento e (5) negligenciada advecção de escalares. Uma total avaliação das características do local e das condições meteorológicas associadas com o desequilíbrio de energia pode fornecer evidências circunstanciais para sua causa, e também podem sugerir se os erros são estimativas semelhantes provavelmente de fluxo de  $\text{CO}_2$  (WILSON et al., 2002). Na Tabela 1 foram apresentados os possíveis erros do sistema de covariância de vórtices turbulentos e os valores percentuais que cada um deles representa no fechamento da medida do sistema.

### 3.5.1 A fração de fechamento da energia (FF) e a velocidade de fricção

O estudo da fração do fechamento do balanço de energia (FF), pelo método de vórtices turbulentos na floresta de transição em Sinop, foi calculado pela Equação 40 e avaliado a cada período de 2007 e 2008, por dia médio, períodos diurnos e noturnos, pela velocidade de fricção e pela estabilidade.

A Figura 24 mostra uma comparação entre a fração de fechamento do balanço de energia e da velocidade de fricção em função da hora local, durante um dia médio de cada período considerado.



**Figura 24-** Fração de fechamento (FF) e velocidade de fricção ( $u^*$ ), de um dia médio, em função da hora local: (a) período seco (PS) e (b) período

úmido (PU) de 2007 e (c) período úmido (PU) e (d) período seco (PS) de 2008 .

Comparando FF e  $u^*$  durante 24 horas, se observou um comportamento em que ambos crescem durante o dia e decrescem no período noturno.

Verificou-se dois momentos de grande variação: o primeiro ocorre geralmente depois das 6 horas, e o outro depois das 16 horas, em todos os períodos. No início da manhã, a partir das 6h, a FF aumenta quando  $u^*$  também aumenta. Depois estabiliza, mantendo-se praticamente com idênticos valores entre as 9 h e 16 h. Após este horário, ambos caem rapidamente, permanecendo assim até às 6 h do dia seguinte, repetindo esse ciclo todos os dias.

Nos dois períodos secos, Figura 24a e 24d, a FF, no final do dia, sofre um ligeiro aumento para depois cair abruptamente. Observa-se também que no PS de 2008 houve ligeira alteração no fechamento do balanço de energia em relação ao mesmo período de 2007. Nele se verificou que no início da manhã, houve uma inversão na FF e no final do dia a queda foi menos acentuada.

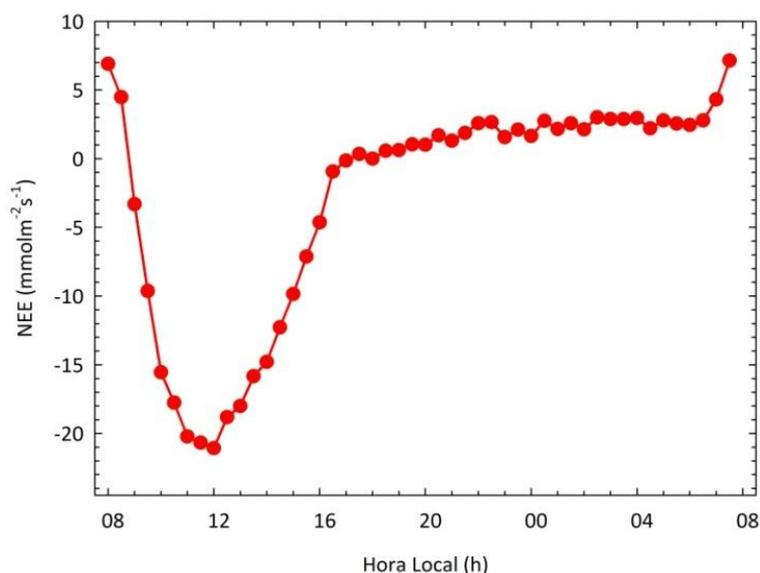
No período úmido de 2007, quando a floresta de transição começa a receber as primeiras chuvas foi observado que ocorre um aumento significativo no início da manhã e uma queda repentina no final do dia, enquanto no período úmido de 2008, que corresponde ao período de transição entre o chuvoso e seco, houve oscilações mais acentuadas durante o dia que o seu antecessor, porém, as variações do início e final do dia foram menos acentuadas.

Nas estações secas, o pico máximo diurno da FF ocorreu sempre próximo das 16 horas, enquanto que o pico máximo de  $u^*$  ocorreu próximo de 11 horas. Nas estações úmidas, há certo equilíbrio entre FF e  $u^*$ , indicando um comportamento muito semelhante.

O fechamento do balanço de energia, quando analisado em função da velocidade de fricção, mostrou um resultado que permite a identificação da dependência dos fluxos de energia e de NEE com a turbulência.

Durante o dia, a floresta se comporta como um sumidouro de  $CO_2$ , conforme Figura 25. Em média durante 15,5 h a floresta funciona como fonte e libera  $CO_2$  para a atmosfera e durante 8,5 h do dia funciona como consumidor. Esse ciclo é observado em todos os períodos do ano. Vê-se também que os horários de inflexão, apresentados na

Figura 24, correspondem aos momentos em que começa e termina o ciclo de absorção do CO<sub>2</sub>. Este comportamento indica uma possível relação entre o fluxo de energia e o fluxo de CO<sub>2</sub> nas florestas.



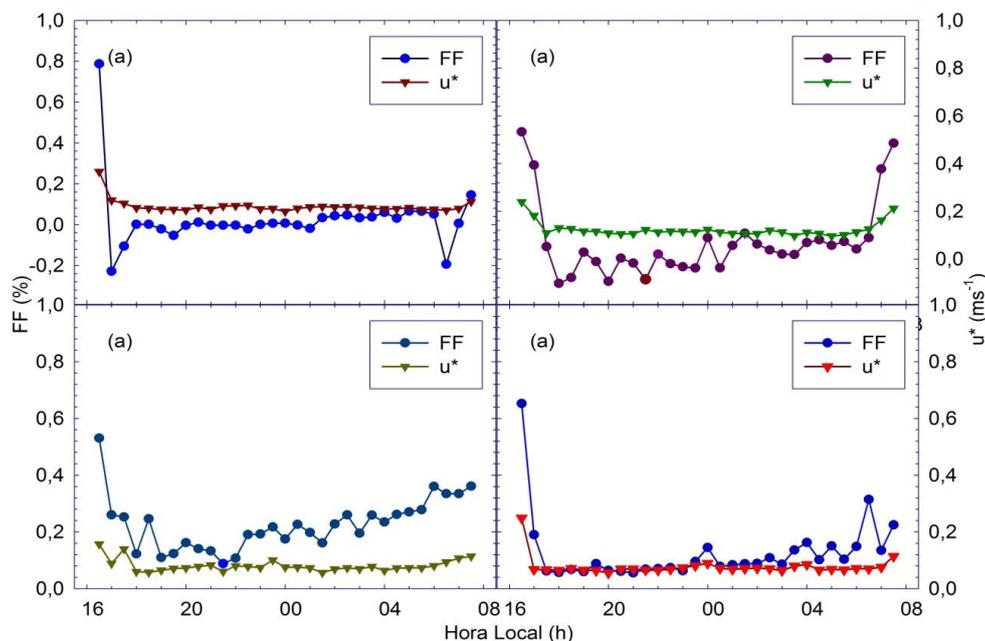
**Figura 25-** Fluxo líquido do CO<sub>2</sub> (Fc) pela hora local, de um dia médio do PS de 2007

A Figura 26 foi montada estrategicamente para mostrar os dados que começam a partir das 16 h e 30 min e terminam as 07 h e 30 min. Em todos eles pode-se observar que as inflexões do início e término do período noturno existem, sendo que nos períodos secos a queda, no horário das 16 h e 30 min, é mais acentuada, Figura 26 (a) e (d). Fazendo análise apenas do período seco de 2007 se pode entender o que foi dito anteriormente. Durante o dia, entre 8 h e 16 h, o fechamento médio no balanço de energia foi de  $0,622 \pm 0,135$ , indicando que  $0,37 \pm 0,1$  de energia estiveram disponíveis para o sistema, enquanto que, no período noturno, entre 16 h e 30 min e 07 h e 30 min, a FF ficou em  $0,025 \pm 0,15$ , indicando uma disponibilidade de energia para o meio de  $0,98 \pm 0,02$ .

Quando se considera a média do dia todo, a fração de fechamento de energia passa para  $0,236 \pm 0,32$ , indicando uma disponibilidade de energia de  $0,764 \pm 0,32$ , ou seja, 76,4% da energia disponível estariam estocadas na floresta.

Entretanto, todos os trabalhos publicados, dentre os quais se destacam BARR et al. (2006) e WILSON et al. (2002), desprezam os dados noturnos para avaliar o fechamento do balanço de energia. Dessa forma, o fechamento do balanço de energia

diurno estudado, tanto por BARR et al. (2006) como por WILSON et al. (2002), indicaram uma ausência de energia entre 10 e 30%, revelando que a energia ausente está estocada na floresta.



**Figura 26-** Fração de fechamento (FF) e da velocidade de fricção ( $u^*$ ) do período noturno em função da hora local: (a) PS 2007, (b) PU 2007, (c) PU 2008 e (d) PS 2008

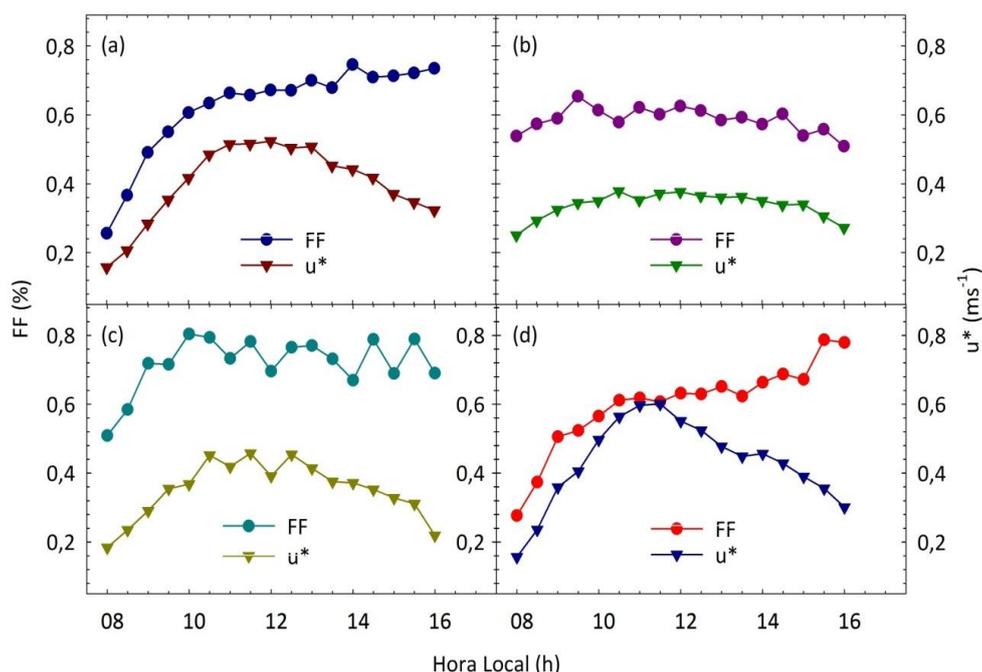
No período noturno estudado, as médias da fração do fechamento do balanço de energia e da velocidade de fricção foram muito baixas em todos os períodos. Esses valores combinam com os resultados apontado por WILSON et al. (2002) para o período noturno de 50 sítios da rede FLUXNET, e por BARR et al. (2006), que apontaram uma correlação baixa com R igual a 0,11. Esses baixos valores noturnos induzem a uma avaliação errônea do estoque de energia e da velocidade de fricção quando se considera o valor médio de 24 horas.

A Figura 27 evidencia o comportamento da velocidade de fricção e da fração de fechamento do balanço de energia entre 8 h e 16 h. Pode-se observar o que foi mencionado em outro momento sobre a variação de FF e de  $u^*$ . Durante as estações secas, Figura 27a e 27d,  $u^*$  sobe gradualmente; a partir de 8 h, os picos de  $u^*$  não afetam significativamente o valor de FF que continua a subir gradualmente até as 16 h, mesmo quando  $u^*$  decresce, enquanto que nas estações úmidas, Figuras 27b e 27c, a fração de fechamento sofre variações à medida que a turbulência também varia. No

entanto, no PU de 2008, correspondente a transição entre o período chuvoso e o seco a FF é mais oscilante

O pico máximo da FF no PU ocorre geralmente entre 9 h e 10 h, enquanto que, no PS, o pico se dá entre 14 h e 16 h.

Durante o período úmido de 2007, Figura 27b, as características de FF foram semelhantes às de  $u^*$ , ou seja, quando  $u^*$  aumentou, FF também aumentou; quando  $u^*$  diminuiu FF também diminuiu.



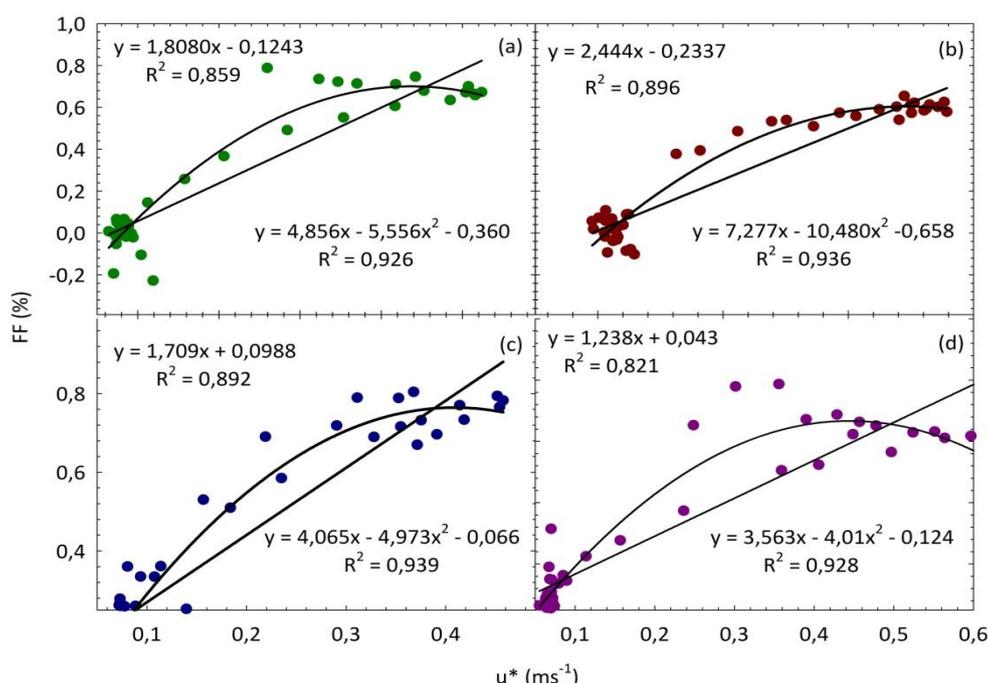
**Figura 27-** Fração de fechamento (FF) e da velocidade de fricção ( $u^*$ ) do período diurno em função da hora local: (a) PS 2007, (b) PU 2007, (c) PU 2008 e (d) PS 2008

Os picos repentinos das 16 h e 30 min e de 7 h e 30 min foram observados em todos os dias de coleta de dados, mostrando que o sistema de covariância de vórtices turbulentos apresenta momentos de incapacidade para contar a contribuição de turbilhões de frequência acima ou abaixo dos 10 Hz.

Analisando a possível ligação entre FF e  $u^*$  é possível destacar seu aspecto de boa correlação, quando se considera a média diária. A Figura 28 mostra como essas duas variáveis estão relacionadas, bem assim a linha de tendência entre elas, tendo FF como variável dependente e  $u^*$  como variável independente. Quando se considera um ajuste polinomial de ordem 2, o coeficiente de determinação variou entre 0,926 e 0,939, nos quatro períodos analisados, e quando o ajuste é linear, o coeficiente variou entre

0,821 e 0,8963. Nos dados observa-se que a FF tende para uma assíntota a partir do momento que  $u^*$  atinge o valor de  $0,30 \text{ ms}^{-1}$ .

Quando a velocidade de fricção ( $u^*$ ) atinge o valor de  $0,30 \text{ ms}^{-1}$ , a fração de fechamento do balanço de energia alcança o patamar de 50%, subindo para  $\pm 70\%$  quando  $u^*$  alça ao valor de  $0,40 \text{ ms}^{-1}$ , estabilizando-se até o máximo de 80% para qualquer outro valor de  $u^*$ . Observa-se que essa variação de 50% para 80% ocorre entre 8 h e 16 h, caindo abruptamente, Figura 24, cuja queda coincide com o momento quando o sistema deixa de absorver  $\text{CO}_2$ , Figura 25.



**Figura 28-** Mostra a curva de tendência da correlação entre FF e  $u^*$  nos períodos: (a) PS e (b) PU de 2007; (c) PU e (d) PS de 2008

Entretanto, quando os dados noturnos, da Figura 28, são retirados, a correlação reduz significativamente. Para o período seco de 2007  $R^2$  foi de 0,5521 no ajuste linear, não passando pela origem, e 0,82 quando o ajuste é polinomial de segunda ordem, e no período seco de 2008 para 0,70 e 0,83, respectivamente.

Em todos os períodos estudados, a correlação entre a fração do fechamento do balanço de energia e a velocidade de fricção foi mais bem modelada por uma equação polinomial de ordem 2 do tipo  $FF = au^{*2} + bu^* + c$ , sendo a, b e c constantes e a curva com concavidade para baixo. Para esse tipo de função, as correlações entre FF e

$u^*$  foram notadamente iguais entre os períodos secos de cada ano, Figuras 28a e 28d, e entre os períodos úmidos, Figuras 28b e 28c.

Durante o período noturno, os valores de FF são baixos e concentrados, indicando ausência de turbulência em todos os períodos, e, durante o dia, os valores de FF tendem a concentrar próximo de 80%, para qualquer valor de  $u^* \geq 0,25 \text{ ms}^{-1}$ .

Esses resultados, no entanto, não conseguem explicar uma dependência matemática entre essas duas grandezas, o que dificulta qualquer tentativa de modelagem capaz de explicar uma correlação de FF e  $u^*$ .

Vários autores (PINTO JR, 2009; DALMAGRO, 2009 e SANTOS, 2001) indicam o fechamento dos estômatos entre 11 h e 13 h, fazendo com que a fotossíntese bruta passe a ser limitada pela ação da enzima rubisco e que, ao final do dia, o processo fotossintético da floresta passa a ser regulado novamente pela energia. Essas considerações, associadas com ausência da radiação solar, ajudam a explicar a possível razão da queda repentina da fração de fechamento de energia observada a partir das 16 h e 30 min, bem como a estabilização de FF para qualquer valor de  $u^*$  durante o dia.

FINNIGAN (2003) verificou que a causa do não fechamento do balanço de energia está na incapacidade de o sistema medir baixas frequências, e que foi muito bem testada também por MALHI et al. (2004). Uma vez que a falta do fechamento do balanço energético é um diagnóstico de falhas metodológicas (FINNIGAN, 2008), reconheceu-se, como FOKEN (2008) recorda, que a subestimação da H+LE resultantes de tais erros metodológicos são comparáveis à superestimação de assimilação do fluxo diurno do  $\text{CO}_2$  pela floresta.

Os resultados estratificados por período, pela velocidade de fricção e pela estabilidade atmosférica estão apresentados na Tabela 5.

**Tabela 5-** Estratificação do fechamento do balanço de energia por períodos: diurno, noturno, dia médio, estabilidade atmosférica e velocidade de fricção

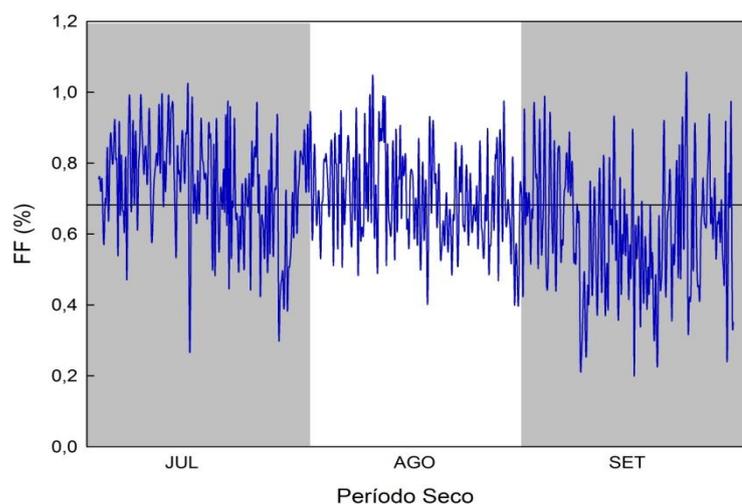
Estratificação	PS_2007	PU_2007	PC_2008	PU_2008	PS_2008
Todo Período	0,236±0,32	0,251±0,31	0,116±0,01	0,435±0,09	0,351±0,29
Noturno	0,025±0,15	0,058±0,22	0,108±0,05	0,227±0,15	0,032±0,17
Diurno	0,622±0,13	0,587±0,03	0,595±0,05	0,719±0,19	0,599±0,18
Diurno( $u^* > 0,25$ )	0,655±0,17	0,608±0,18	0,550±0,04	0,732±0,14	0,631±0,14
$u^* > 0,25$ ; $\xi < -0,1$	0,700±0,30	0,623±0,30	0,458±0,01	0,763±0,16	0,633±0,14
$u^* < 0,25$ ; $\xi > -0,1$	0,007±2,87	0,003±0,13	0,217±0,24	0,212±0,21	0,112±0,14

Os valores de FF apresentados na Tabela 5 correspondem ao valor da média associado ao desvio padrão da fração de fechamento do balanço de energia. Observou-se que a média do período diurno, quando se leva em consideração apenas a velocidade de fricção ( $u^* > 0,2$ ), difere do mesmo período diurno quando se leva em consideração também a instabilidade atmosférica ( $\xi < -0,1$ ). Com a estratificação diurna com os dois parâmetros considerados, eliminaram-se totalmente valores antes de 8 h e depois das 16 horas. Quando  $u^* < 0,2$  e  $\xi > -0,1$  correspondentes à maioria dos dados do período noturno foram considerados, os valores de FF foram muito baixos, indicando no período noturno uma grande disponibilidade de energia.

### **3.5.2 Efeitos da velocidade de fricção e da estabilidade atmosférica no fechamento do balanço de energia**

No período diurno, a turbulência aumenta em razão do aparecimento da velocidade advectiva, gerando vórtices de diversas frequências, que, segundo LEE et al. (2004b), o sistema de covariância de vórtices turbulentos não consegue medir. VOURLITIS et al. (2002) analisaram os dados diurnos considerando uma velocidade de fricção  $\geq 0,2 \text{ ms}^{-1}$ , e BARR et al. (2006) definiram a velocidade de fricção mínima como  $0,35 \text{ ms}^{-1}$  para analisar o fechamento do balanço de energia. Ambos consideram que, quando a velocidade está abaixo desses valores, os vórtices são pequenos e não são medidos pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos.

Durante o período seco (PS) diurno, se observou o fechamento do balanço de energia com velocidade de fricção  $u^*$  maior ou igual a  $0,30 \text{ ms}^{-1}$ , e com coeficiente de estabilidade  $\xi < -0,1$ , indicando um período de instabilidade, Figura 29. O valor considerado para a  $u^*$  e  $\xi$  envolveu praticamente a totalidade dos dados obtidos entre os horários de 8 h a 16 h e foi intermediário aos valores empregados por VOURLITIS et al. (2002) e BARR et al. (2006).



**Figura 29-** Perfil da fração de fechamento de energia durante o PS de 2007, considerando  $u^* > 0,25$  e  $\xi < -0,1$

A fração de fechamento da energia nesse período mostrou uma média superior a 0,6. O comportamento foi semelhante durante os três meses do PS de 2007. A média desse período foi decrescente com valores em julho maiores que os de setembro. Observou-se que a quantidade de picos abaixo da média foi maior em setembro.

Nas condições de estabilidade e de velocidade previamente estabelecidas, a média do fechamento do balanço de energia para o período diurno foi de 0,68. Com esse resultado, presumiu-se que 32% da energia ficaram disponíveis para a floresta.

Comparando este valor com os dados da Tabela 7, verificou-se que ele ficou pouco abaixo, que pode ser justificado em função do número de dados considerados. Enquanto na tabela levou-se em conta, um dia médio, com 17 dados, na regressão linear citada, foram considerados 1387 dados que se enquadraram nos parâmetros de velocidade e de estabilidade acima mencionados.

À luz desses resultados, se o sistema de covariância de vórtices turbulento está medindo corretamente os fluxos de energia, durante o dia, há forte indício de que a quantidade de energia disponível para a floresta de transição estaria na faixa de 20% a 40%, considerando somente o período de incidência solar sobre a floresta, em qualquer estação.

### 3.6 Partição da Energia

A distribuição da energia, usada para evaporação da água (LE/Rn), para aquecimento do meio ambiente (H/Rn) e a energia usada para aquecimento do solo (G/Rn), foram analisadas por período e somente com os dados diurnos. Os resultados indicam que, em média durante o período seco de 2007 e de 2008, as partições foram relativamente iguais, e nos períodos úmidos dos dois anos considerados houve diferenças significativas, Tabela 6. Observou-se que, no período úmido de 2007 a energia disponível para evaporar água foi menor que a do mesmo período úmido de 2008. Essa diferença pode estar associada ao processo de transição entre um período e outro.

No ano de 2007, a transição foi entre o período seco e o chuvoso, enquanto que, em 2008, a transição foi entre o chuvoso e o úmido. Este resultado indica que, quando o solo já está com bastante volume de água a quantidade de energia para evaporar água foi aproximadamente 45% maior do que aquela necessária para evaporar água quando o solo ainda está em plena capacidade de absorção do volume de água que sobre ela cai.

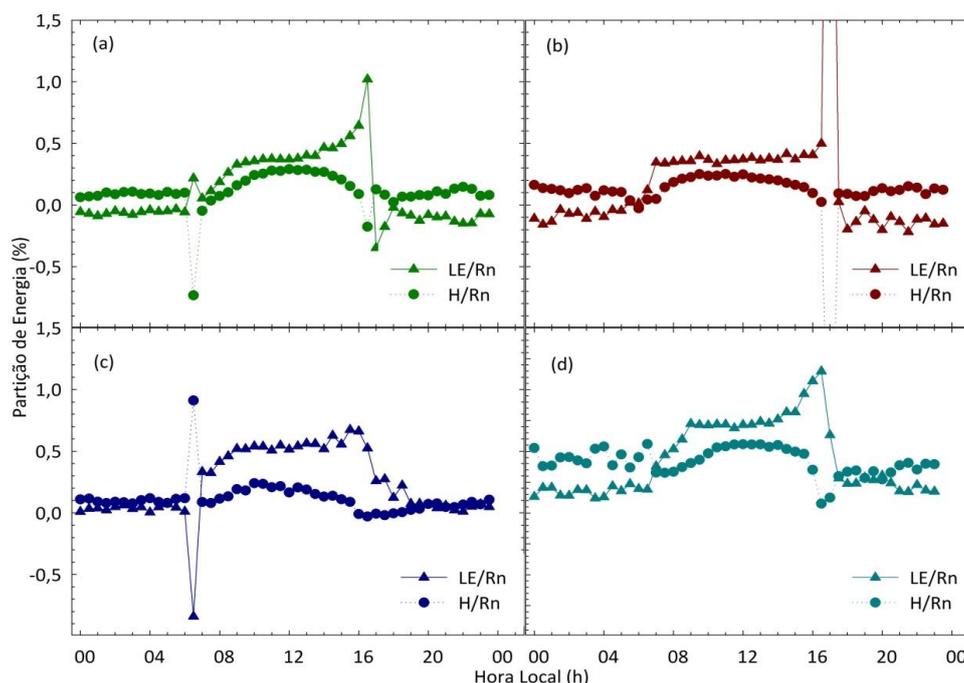
**Tabela 6-** Partição de energia e a energia disponível por período do ano, considerando apenas dados diurnos, com  $u^* > 0,25 \text{ ms}^{-1}$  e  $\xi < -0,1$

ANO	PERÍODO	LE/Rn	H/Rn	G/Rn	Energia Disponível
2007	Seco	0,398±0,10	0,214±0,10	0,013±0,010	0,375±0,135
	Úmido	0,374±0,020	0,220±0,037	0,012±0,002	0,394±0,030
2008	Seco	0,398±0,099	0,188±0,062	0,019±0,016	0,395±0,127
	Úmido	0,544±0,064	0,158±0,062	0,021±0,020	0,277±0,078

Com os resultados apresentados na Tabela 6 foi verificado que existe uma disponibilidade de energia para o meio ambiente, durante o dia, que varia entre 20% e 40%. Estes resultados diferem daqueles apresentados por BARR et al. (2006), e WILSON et al. (2008), para o fechamento do balanço de energia, cujos resultados variaram entre 10% e 30%.

Considerando que em todos os estudos o sistema de correlação de vórtices turbulentos funciona corretamente, essa diferença pode estar ocorrendo em face dos locais de estudo cujos biomas, características de terreno, espécies de vegetação, altura das árvores, lençol freático, localização, e índice de área foliar, serem diferentes.

No período noturno, os resultados apresentados para LE/Rn e H/Rn se mantiveram muito baixos, em todas as estações consideradas, e não foram usados para uma avaliação mais significativa da disponibilidade de energia para o sistema. A partição de energia usada para aquecer o ambiente tem um comportamento bem definido entre 7 h e 16 h, enquanto a partição de energia utilizada para evaporar água atinge seu ápice sempre no final do período, decrescendo abruptamente a partir das 16 h, Figura 30.



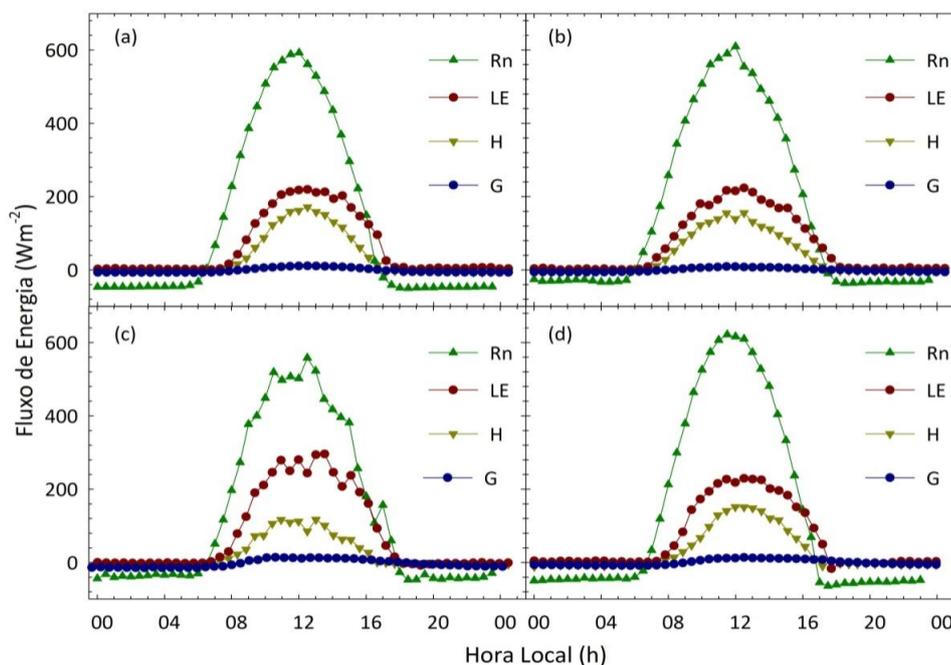
**Figura 30-** Partição da energia pela hora local: (a) período seco e (b) período úmido de 2007, (c) período úmido e (d) período seco de 2008

Entre o período seco de 2007, Figura 30a, e o período úmido de 2008, Figura 30c, observou-se uma inversão de LE/Rn e H/Rn no início da manhã.

Durante o período seco de 2007, entre 5 e 7 horas, a temperatura média foi  $19,10^{\circ}\text{C}$ , a umidade relativa média foi 86,22%, a velocidade de fricção média foi  $0,076\text{ ms}^{-1}$  e  $\text{Rn } -9,63\text{ Wm}^{-2}$ . Nesse mesmo horário, o período úmido de 2008 apresentou uma temperatura média de  $20,69^{\circ}\text{C}$ , umidade relativa média igual a 92,23%, velocidade de fricção média igual a  $0,08\text{ ms}^{-1}$  e  $\text{Rn}$  média igual a  $-10,72\text{ Wm}^{-2}$ . Comparando essas variáveis não fica evidenciada a causa da inversão observada nos dois períodos, entretanto, olhando para os dados, do PU, verificou-se que, exatamente às 6 h e 30 min, LE era positivo e H era negativo, enquanto Rn ainda era negativo. No PS, nessa mesma hora, LE era positivo e H era negativo, enquanto Rn era positivo. Essa alteração no sinal

de  $R_n$  indica apenas que, no PS, a radiação solar incidente sobre a floresta começa um pouco mais cedo e o processo de evaporação é mais intenso do que no PU.

### 3.7 Fluxo de Energia



**Figura 31-** Fluxo de calor sensível (H), latente (LE), fluxo de calor no solo (G) e radiação líquida (Rn) nos períodos (a) seco, (b) úmido de 2007 e (c) úmido e (d) seco de 2008.

Padrões de médias diárias da radiação líquida (Rn), dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), e do fluxo de calor no solo (G), de um dia médio, estão apresentados na Figura 31. Essa tendência da floresta de transição corresponde aos padrões estampados por vários pesquisadores (GALVÃO et al., 2000; WILSON et al., (2002); VOURLITIS et al., (2008); BIUDES, 2008; SÁNCHEZ, et al., 2009; OLIVEIRA, 2010).

O fluxo de energia varia de acordo com a hora em que as medidas foram realizadas. Pelos dados apresentados na tabela 7 observou-se que, durante o dia, o estoque de energia variou entre 27,7% e 39,4% nos períodos úmidos de cada ano analisado, e entre 37,5% e 39,5%, nos períodos secos. Durante a noite a variação ficou

entre 87,3% e 94,1% no PU, e 87,3% e 97,4% no PS. Estes resultados fizeram com que a média de um dia todo varie entre 59,9% e 76,3%.

Durante o dia, entre 8 h e 16 h, dada a disponibilidade da energia solar, quando a floresta, respondendo aos estímulos da luz, realiza fotossíntese e absorve CO<sub>2</sub>, os resultados indicaram que entre 30 e 40% da energia líquida disponível para o sistema não foram medidas pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos.

Esse percentual de energia não sofre alterações significativas, mesmo quando se leva em consideração a energia armazenada na biomassa, nos galhos, troncos e folhas, conforme proposto por MOORE e FISCH (1986).

Segundo MOORE e FISCH (1986), o modelo usado para estimar o estoque de energia na floresta não foi suficientemente capaz de fechar o balanço de energia, indicando que as dificuldades encontradas para levantamento de dados na floresta são as principais responsáveis para encontrar um modelo que consiga ajustar a dinâmica da floresta, do clima e do tempo, para o fechamento do balanço de energia.

**Tabela 7-** Percentual médio da energia disponível durante o dia, noite e o dia todo, para as estações seca e úmida de 2007 e 2008.

ENERGIA DISPONÍVEL				
	2007	2008	2007	2008
	PS	PS	PU	PU
DIA	37,5%	39,5%	39,4%	27,7%
NOITE	97,4%	87,3%	94,1%	87,3%
TODO PERÍODO	76,3%	75,9%	74,8%	59,9%

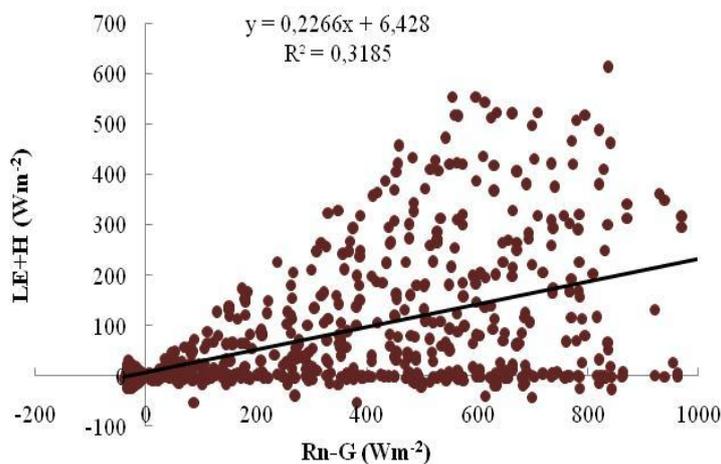
A Tabela 7 patenteia também que no PU de 2007 existe mais energia disponível do que no de 2008. Ao que tudo indica a energia disponível na transição entre úmido e seco, no ano de 2008, é menor, em virtude do aumento da energia disponível para evaporar água ser maior nesse período, Tabela 6.

Embora os dois períodos tenham sido considerados úmidos em função da chuva ocorrida nos dois períodos, existe uma diferença fundamental. Ou seja, no ano de 2007, quando começa a chover, o solo está seco e absorve rapidamente a água e por essa razão a fração de energia disponível para evaporar a água, Tabela 6, é menor do que a fração quando o solo já está encharcado. Aparentemente, esta diferença indica que quando todo sistema ainda contém muita água, a biomassa retém menos energia.

Em todos os períodos, o fluxo de calor no solo foi sempre muito pequeno, ficando próximo de 2% da energia total disponível. Este resultado é compatível com todos os trabalhos já publicados sobre floresta e sinalizam que o valor máximo desse fluxo não passa de 5% .

### 3.8 Período Chuvoso de 2008

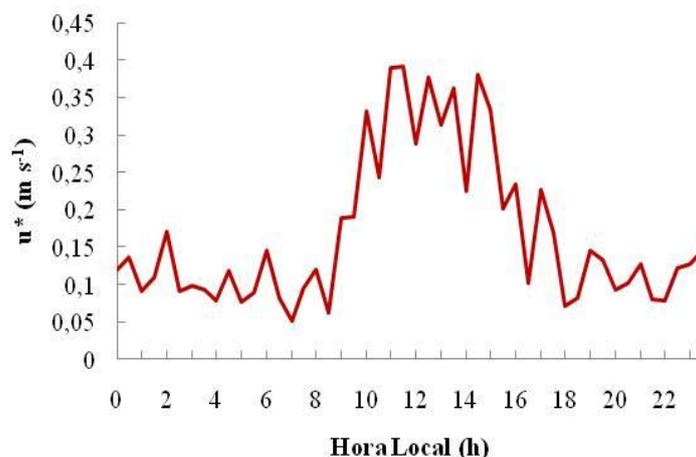
Durante o período de transição, entre o período chuvoso e seco (PU) e período seco (PS) de 2008, o sistema de covariância de vórtices turbulento se mostrou consistente, mas falhou muito durante o período chuvoso (PC) do mesmo ano. Nos meses de janeiro a março, que compreendem o PC, choveu praticamente dia sim, dia não, totalizando 1017 mm, conforme Figura 18, que corresponde a mais de 50% do total de chuva do ano. As medidas do sistema de covariância de vórtices turbulentos se revelaram instáveis, tanto no período diurno quanto no noturno. Considerando os dados dos dois períodos, a correlação entre  $LE+H$  e  $Rn - G$  foi muito baixa, Figura 32, com  $R^2$  igual a 0,3185 e interseção da reta em  $6,428 \pm 7,386$ .



**Figura 32-** Correlação entre  $LE+H$  e  $Rn - G$  do período chuvoso (PC)

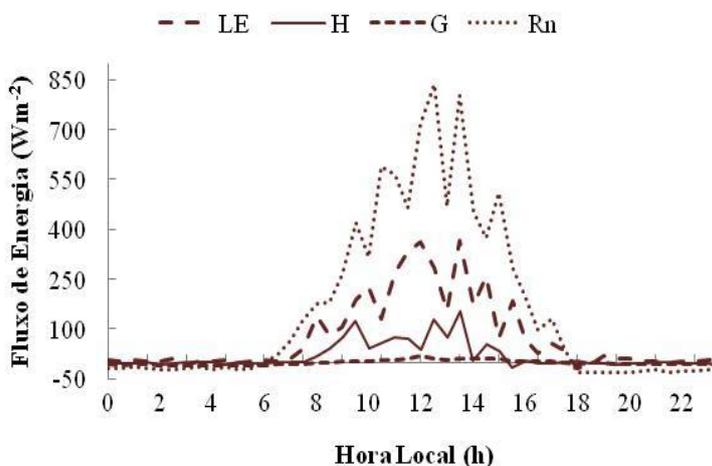
Durante o período chuvoso, o sistema de covariância de vórtices turbulentos se apresentou inadequado para avaliar os fluxos de energia e o estoque de energia armazenada na biomassa. No entanto, para que fosse possível avaliar e analisar esse

período escolheu-se um dia considerado típico da estação, ou seja, com  $u^*$  variando entre  $0,2$  e  $0,4 \text{ ms}^{-1}$  durante o dia e abaixo de  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  no período noturno, Figura 33.



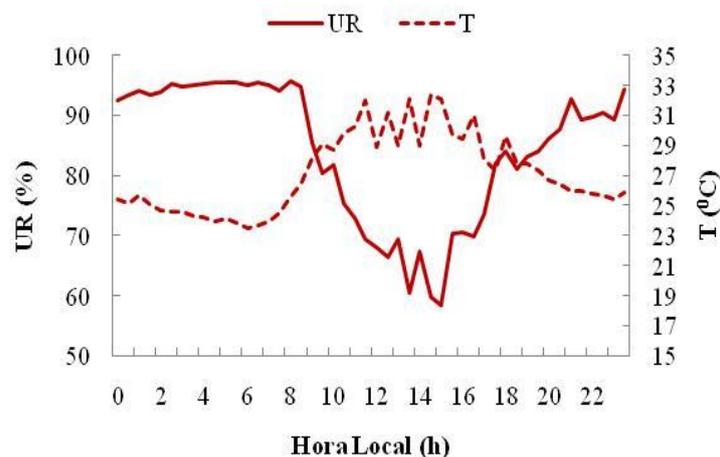
**Figura 33-** Velocidade de fricção pela hora local, de um dia típico do período chuvoso (PC)

Com a velocidade de fricção variando continuamente, todos os fluxos de energia sofreram alterações, Figura 34. Nas condições do dia típico, a radiação líquida  $R_n$  média durante o dia compreendido entre 8 e 16 horas foi igual a  $447,9197 \text{ Wm}^{-2}$ , aproximadamente  $38,70 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Os fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) bem como o fluxo de calor no solo (G) foram respectivamente iguais a  $17,21 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ,  $4,96 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  e  $0,53 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Esses resultados ilustraram que  $15,97 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$  correspondente a 41% da energia líquida ficaram, em tese, armazenados no sistema.



**Figura 34-** Fluxo de energia de um dia típico do período chuvoso

As análises visuais desses gráficos mostraram certa correspondência entre os resultados, tendo a fração de fechamento do balanço de energia ficado em torno de 0,57, indicando que a energia disponível para evaporar a água e aquecer o ambiente se aproximava de 43%.



**Figura 35-** Umidade relativa e a temperatura do ar de um dia típico do período chuvoso

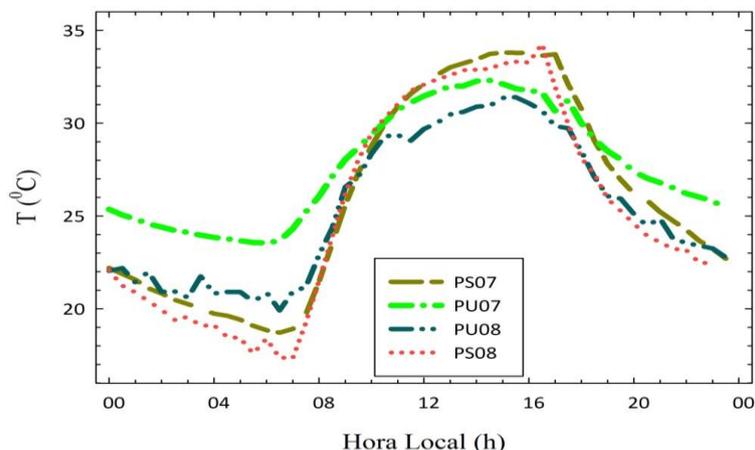
No período chuvoso, a umidade relativa foi sempre alta, ficando entre o mínimo de 58,32% e o máximo de 95,6% ao passo que a temperatura oscilou entre 23,47 e 32,40°C, Figura 35. Embora seja este resultado correspondente a um dia típico do período, eles não foram muito diferentes dos valores mínimo e máximo de toda estação chuvosa, em que esses dados oscilaram entre 46,35% e 96,05% para umidade, e 21,12°C e 33,70°C, para temperatura.

Com as medidas do sistema de covariância de vórtices turbulentos comprometidas pelas variações constantes mostradas nas Figuras 32, 33 e 34, a partição de energia entre  $LE/R_n$  e  $H/R_n$  não apresentaram bom comportamento, oscilando muito durante todos os instantes.

### 3.9 Análise da Temperatura e da Umidade Relativa de cada Período

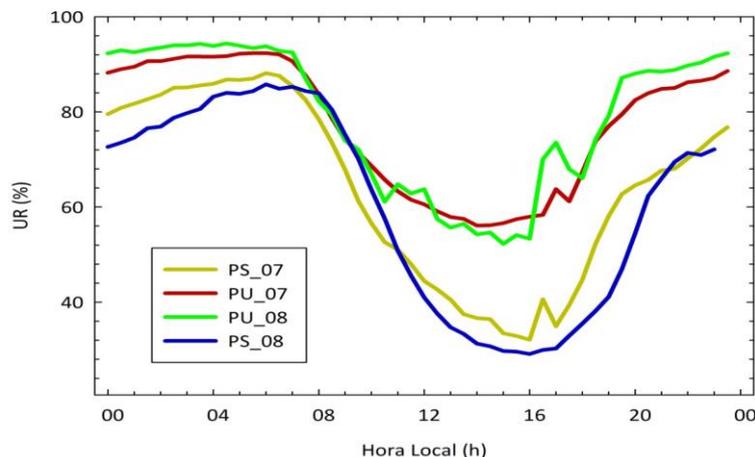
Durante os períodos analisados as curvas da temperatura apresentaram um padrão de variação semelhante, com média diurna de 30°C e noturna de 24°C. A menor

e a maior temperatura registrada foi no período seco de 2008 cujos valores foram 17,3°C e 34,26°C, respectivamente, conforme Figura 36



**Figura 36-** Perfil da temperatura pela hora local de um dia médio de cada período

O perfil da umidade relativa de um dia médio, conforme Figura 37, seguiu padrão normal, indicando que o PS de 2008 foi o mais seco durante o dia. Os períodos úmidos dos dois anos apresentaram, praticamente, o mesmo índice de umidade em todos os momentos do dia e da noite. Observou-se também que entre 6 h e 30 min e 9 h e 30 min a umidade do PS de 2008 foi significativamente igual aos valores dos períodos úmidos de 2007 e 2008, indicando que independentemente das chuvas, as umidades são rigorosamente as mesmas.



**Figura 37-** Perfil da umidade relativa pela hora local de um dia médio de cada período

### **3.10 Tabela-Resumo**

As Tabelas 8, 9, 10 e 11 resumem os valores máximos e mínimos de cada variável analisada durante o fechamento do balanço de energia. Nelas pode se observar as variações ocorridas durante o dia entre 8 h e 16 h, no período noturno entre 16 h e 30 min e 7 h e 30 min e o que ocorreu com cada uma delas durante um dia médio (24 h).

O sistema de covariância de vórtices turbulentos se mostrou mais consistente com as medidas toda vez que a velocidade de fricção atinge o valor de  $0,25 \text{ ms}^{-1}$ . Quando se considera um dia médio, ou seja, quando é feito uma média de 24 horas, o resultado na fração do fechamento de balanço de energia é baixo, indicando que existe uma disponibilidade de energia muito grande para o sistema. Entretanto, quando se olha esse fechamento por período, se observou que durante o dia, com a presença da luz solar, o valor de FF aumenta, indicando que a disponibilidade de energia é bem menor do que a média diária.

Ao se considerarem médias horárias cada vez maiores, há indícios de que as variações rápidas de temperatura, umidade, velocidade advectiva e de fluxos que ocorrem na natureza, são absorvidas e ocultas na média. Isso pode estar levando a pesquisa a um resultado indesejado. No entanto, como a quantidade de dados coletados é muito grande em cada período, a análise diária fica extremamente complicada e de difícil comparação. Portanto, quando os dados de um período de três meses são compactados em um único dia do período, os quais foram denominados de dia médio, se buscou uma maneira de observar o que ocorreu ou o que ocorreria em um dia apenas.

**Tabela 8-** Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da radiação líquida, dos fluxos de calor sensível, latente e do solo, da partição do fluxo de calor latente, do ano de 2007

ANO	PERÍODO	HORÁRIO	Rn		LE		H		G		LE/Rn	
			Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		%	
			máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín
2007	PS	DIA	591,95	148,99	219,27	42,31	171,33	13,16	11,03	-0,96	0,64	0,18
		NOITE	144,08	-49,72	25,16	0,84	4,96	-6,83	-0,51	-7,1	1,01	-0,34
		MÉDIA 24 h	130,48,		61,41		33,1		-1,47		0,12	
	PU	DIA	609,01	206,13	223,53	84,13	155,54	25,57	9,34	1,33	0,41	0,33
		NOITE	175,91	-36,14	60,06	0,43	28,59	-4,8	1,41	-6,04	2,32	-0,81
		MÉDIA 24 h	153,34		64,67		35,52		-0,46		0,22	

**Tabela 9-** Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da partição do fluxo de calor sensível, da temperatura e da umidade relativa a 42m, da velocidade de fricção e do fechamento do balanço de energia, do ano de 2007

ANO	PERÍODO	HORÁRIO	H/Rn		T		UR		u*		FF	
			%		0C		%		ms <sup>-1</sup>		%	
			máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín
2007	PS	DIA	0,28	0,07	33,8	21,45	78,45	32,11	0,52	0,15	0,74	0,25
		NOITE	0,14	-0,73	33,7	18,7	88,13	34,93	0,25	0,06	0,78	-0,22
		MÉDIA 24 h	0,10		26,05		64,01		0,19		0,23	
	PU	DIA	0,25	0,09	32,29	26,04	83,67	56,1	0,37	0,25	0,65	0,51
		NOITE	0,30	-3,48	31,65	23,53	92,35	58,33	0,24	0,09	0,6	-0,53
		MÉDIA 24 h	0,07		27,64		77,19		0,20		0,25	

**Tabela 10-** Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da radiação líquida, dos fluxos de calor sensível, latente e do solo, da partição do fluxo de calor latente, do ano de 2008

ANO	PERÍODO	HORÁRIO	Rn		LE		H		G		LE/Rn	
			Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		Wm <sup>-2</sup>		%	
			máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín
2008	PC	DIA	837,67	176,98	364,07	67,62	152,59	-15,52	17,99	-2,41	0,77	0,13
		NOITE	131,28	-32,53	57,71	-17,58	3,84	-11,41	4,17	-10,96	0,88	-1,99
		MÉDIA 24 h	156,92		75,89		18,58		-1,68		0,1	
	PU	DIA	558,03	180,26	295,92	78,54	117,08	0,83	14,12	-6,62	0,67	0,41
		NOITE	156,41	-46,69	46,24	-7,83	10,78	-4,94	4,01	-14,69	0,52	-0,84
		MÉDIA 24 h	133,93		76,76		24,17		-2,91		0,23	
	PS	DIA	621,29	142,97	229,32	45,69	151,5	11,45	13,72	-4,2	0,65	0,21
		NOITE	119,21	-63,9	49,72	-16,59	7,18	-10,95	7,76	-8,53	0,72	-0,1
		MÉDIA 24 h	138,75		64,75		30,25		0,15		0,15	

**Tabela 11-** Resumo dos valores máximos, mínimos e médios diários da partição do fluxo de calor sensível, da temperatura e da umidade relativa a 42 m, da velocidade de fricção e do fechamento do balanço de energia, do ano de 2008

ANO	PERÍODO	HORÁRIO	H/Rn		T		UR		u*		FF	
			%	%	OC	OC	%	%	ms <sup>-1</sup>	ms <sup>-1</sup>	%	%
			máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín	máx	mín
2008	PC	DIA	0,27	-0,05	32,4	25,57	95,6	58,32	0,39	0,06	0,89	0,22
		NOITE	0,53	-0,11	30,94	23,47	95,55	69,94	0,23	0,05	0,85	-0,42
		MÉDIA 24 h	0,13		27,11		84,08		0,16		0,28	
	PU	DIA	0,24	-0,01	31,39	22,88	82,22	52,25	0,45	0,18	0,8	0,5
		NOITE	0,91	-0,03	30,67	19,91	94,37	66,06	0,15	0,05	0,53	0,08
		MÉDIA 24 h	0,11		25,41		78,94		0,17		0,4	
	PS	DIA	0,24	0,06	33,3	21,49	83,9	29,09	0,6	0,15	0,78	0,27
		NOITE	0,24	-0,13	34,26	17,35	85,78	29,96	0,24	0,05	0,65	0,05
		MÉDIA 24 h	0,13		25,36		60,31		0,2		0,29	

## **CAPÍTULO IV – ANÁLISE DOS RESULTADOS**

A discussão sobre o fechamento do balanço de energia não se esgota em virtude das dificuldades relativas a ambientes naturais e de grande complexidade. A falha de fechamento no balanço de energia ocorre em numerosos experimentos de campo, especialmente em sítios com vegetação alta (OLIVEIRA, 2010).

O déficit de medidas do fluxo de energia pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos pode ser justificado por diversas razões, que vão dos erros de medida até as falhas de instrumentos. FOKEN (2008) conclui que o desequilíbrio de energia é causado principalmente por vórtices maiores, criado por heterogeneidades na escala da paisagem, que não são adequadamente recolhidos por meio de torres de fluxo do sistema de covariância de vórtices turbulentos. MAUDER et al. (2007) estamparam como dificuldade muito importante na investigação do não fechamento do balanço de energia as diferenças típicas nos métodos de pós-processamento dos dados de campo. BARR (2006) sugere que três mecanismos meteorológicos inter-relacionados podem causar violação nos pressupostos básicos do sistema de covariância de vórtices turbulentos e causar os défices de fluxo: 1) advecção vertical e/ou horizontal diferente de zero, 2) fluxos dispersivos diferentes de zero (mesoescala), e 3) movimentos atmosféricos de baixa frequência. FINNIGAN (2003) verificou que a causa do não fechamento do balanço de energia está exatamente na incapacidade de o sistema medir baixas frequências. FOKEN et al. (2006) abordam alguns problemas para o fechamento do balanço de energia, tais como as questões dos sensores, os efeitos de armazenamento, a declividade e a heterogeneidade do terreno. Presumem que a heterogeneidade do terreno gera vórtices em escalas de tempo maiores do que aqueles medidos pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos e, por essa razão, quando se usam escalas temporais mais longas, a média do coeficiente de determinação fica maior que 98%, no fechamento do balanço de energia. Segundo MOORE et al. 1986, o modelo usado para estimar o estoque de energia na floresta não foi suficientemente capaz de fechar o balanço de energia, indicando que as dificuldades encontradas para levantamento de dados na floresta são os principais responsáveis para encontrar um

modelo que consiga ajustar a dinâmica da floresta, do clima e do tempo, para o fechamento do balanço de energia. GASH e DOLMAN (2003) nomeiam como provável deficiência do sistema a possível limitação do anemômetro sônico à resposta cosenoidal.

Embora muito usada, a técnica de covariância de vórtices turbulentos (CVT) assume que a variação temporal nas torres são equivalentes às variações turbulentas espaciais. Enquanto esta hipótese pode ser assumida de forma segura em condições homogêneas e estacionárias, o mesmo não se aplica a florestas, em que a camada-limite atmosférica frequentemente apresenta grandes vórtices se movendo lentamente, causados por intensos movimentos convectivos (OLIVEIRA, 2010).

Como visto estudar e analisar o balanço de energia não é tarefa das mais fáceis. A real magnitude dos vários componentes dos orçamentos da energia de superfície depende de muitos fatores, tal como o tipo da superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc.), localização, mês ou estação, hora do dia, água, vento advectivo, nuvens, movimento da Terra, abertura e fechamento dos estômatos, entre outras variáveis. O sistema de covariância de vórtices turbulentos, apesar de ser o que melhor quantifica as grandezas do fluxo de energia, falha em muitas situações e dificulta análises mais apuradas e com maior exatidão.

Os modelos usados para avaliar o estoque não nos dão certeza de que a floresta está realmente armazenando uma quantidade de energia tão grande em torno de 30% da radiação líquida disponível.

Essa incerteza dificulta afirmar que o sistema de covariância de vórtices turbulento realmente falha. Talvez, se fossem conhecidos modelos de determinação do estoque de energia na floresta que nos desse confiança e certeza do resultado, poder-se-ia então, com mais acurácia, afirmar que o resultado obtido pela diferença de  $R_n - G - H - LE$  fosse igual ao estoque de energia.

As relações entre  $FF$  e  $u^*$  foram notavelmente consistentes entre os períodos, com duas pequenas diferenças. Durante o período diurno neutro e estável, os valores divergiram quando  $u^*$  foi baixo ou moderado. À noite, os valores divergiram quando  $u^*$  foi alto ( $>0,25 \text{ ms}^{-1}$ ). A correlação de um dia médio (24 h) apontou uma assintótica de  $FF$  máxima entre 0,7 e 0,85, nos períodos estudados, durante o dia, e valores próximos

de zero no período noturno. As diferenças noturnas foram pequenas, em termos absolutos, porque os fluxos também foram pouco expressivos.

Os resultados da correlação entre FF e  $u^*$  sinalizam que o sistema de correlação de vórtices turbulentos consegue medir com eficácia os valores de Fc, LE e H quando a velocidade de fricção atinge o valor de  $0,25 \text{ ms}^{-1}$ . Este valor para  $u^*$  indica a condição de turbulência atmosférica e mesmo no período noturno, quando a velocidade de fricção atinge esse patamar, os valores de FF são significativamente consistentes com os valores diurnos, ou seja, os valores da fração de fechamento de energia chegam a apontar valores próximos de 90%.

BARR et al. (2006), analisando a relação entre FF e  $u^*$ , menciona que, em todos os sítios analisados, a fração do fechamento de energia (FF) respondeu similarmente para a velocidade de fricção  $u^*$ , estabilidade atmosférica e a hora do dia. À noite, o fechamento de energia FF teve um aumento de aproximadamente 0,3 para uma velocidade de fricção  $u^*$  muito baixa para uma assintótica máxima de algo em torno de 0,9, quando a velocidade de fricção  $u^*$  foi acima de  $0,35 \text{ m s}^{-1}$ . A fração do fechamento de energia FF foi consistente entre os sítios, variando de 85 para 89%. À noite, FF se tornou estável ( $91 \pm 9\%$ ) em valores de  $u^*$  acima de aproximadamente  $0,35 \text{ m s}^{-1}$  e declinou em valores baixos de  $u^*$ . Durante o dia, FF foi linearmente dependente de  $u^*$ , aumentando de  $70 \pm 3\%$  para valores baixos de  $u^*$ , e para  $96 \pm 2\%$  para os valores altos de  $u^*$ .

Análises bem documentadas (GOULDEN et al., 1996; BLACK et al., 1996) iluminam que a falta das medidas do fluxo de  $\text{CO}_2$  para baixos valores de  $u^*$ , durante a noite, também afetam os valores de H e LE, razão pela qual os valores medidos pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos muitas vezes falha, alterando significativamente os valores médios dessas grandezas e consequentemente os valores da fração do fechamento do balanço de energia.

A consistência de FF e  $u^*$  na relação entre os períodos contrastou com a análise de WILSON et al. (2002), que relataram grandes diferenças entre os 22 sítios do FLUXNET no fechamento do balanço de energia.

KIDSTON (2010) mostrou que o cospectro de 30 min foi insuficiente para avaliar a perda do sistema de vórtices turbulentos para baixas frequências. O erro

produzido no fechamento do balanço de energia, está correlacionado com o  $F_c$ , porque: (I) o erro aumenta quando a umidade relativa é elevada e umidade relativa do ar está correlacionada com o  $R^2$ , que afeta o  $F_c$ , e (II) a importância do erro depende da razão de Bowen, que varia com a umidade do solo, que também afeta o  $F_c$ . Assim, se  $F_c$  é tendenciosa, os fluxos de superfície são forçadas para um fechamento e o erro em LE é assumido como sendo constante.

## **CAPÍTULO V – CONSIDERAÇÕES FINAIS**

As dificuldades encontradas para medir a temperatura em várias alturas e em várias posições sobre o tronco das árvores, dificuldades de informação sobre o diâmetro e altura das espécies de árvores dominantes da região, densidade da floresta e algumas propriedades da biomassa contribuíram para impedir um melhor fechamento do balanço de energia.

Os resultados obtidos na FF, por meio da equação 40, sem considerar o estoque armazenado nos troncos, galhos e folhas e considerando apenas os dados diurnos brutos, indicaram ausência de energia entre 30% e 40%.

Para estimar a energia armazenada na floresta foi utilizado o modelo proposto por MOORE & FISCH (1986). Os resultados encontrados por esse modelo estiveram abaixo daqueles encontrados na fração de fechamento do balanço de energia, quando se emprega o sistema de correlação de vórtices turbulentos.

Quando os resultados obtidos pelo modelo de MOORE e FISCH (1986) foram adicionados aos valores de LE e H, a fração do fechamento do balanço de energia (FF) não ocorreu em sua plenitude, indicando que as medidas do sistema de correlação de vórtices turbulentos tende a subestimar a perda líquida de energia durante a noite e o ganho de energia pela floresta durante o dia.

O modelo empregado para comparar o estoque de energia na floresta também não foi capaz de mostrar que o valor da energia, não encontrada, estava realmente na subestimação das medidas de H e LE pelo sistema de vórtices turbulentos.

O erro produzido no fechamento do balanço de energia, está correlacionado com o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> (Fc). Ele aumenta quando a velocidade é baixa e quando existe estabilidade atmosférica, afetando também o Fc. Dessa forma, se os fluxos de superfície, LE e H, são subestimados pelo sistema, os resultados finais do fluxo de CO<sub>2</sub> também são afetados e os valores encontrados que indicam um alto consumo de CO<sub>2</sub> pela floresta, podem não representar o real potencial da floresta como sumidouro ou fonte de CO<sub>2</sub>.

Os cálculos indicaram um estoque de energia armazenada, durante um dia médio do período seco, valor equivalente a  $3,07 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ , e no período úmido o valor de  $6,04 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Os resultados evidenciaram a necessidade de monitoramento adequado para a taxa de armazenamento de energia na floresta. De igual forma as energias usadas nos processos fotossintéticos, na respiração e decomposição, também necessitariam de uma atenção maior, pois, apesar de pequenas, também devem ser consideradas na análise do fechamento do balanço de energia.

Os gráficos obtidos com os dados brutos de  $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$  e  $G$ , em cada período, sem levar em consideração a parametrização de MOORE e FISCH (1986), indicaram uma correlação entre 0,747 e 0,896, Figura 19, e quando a citada parametrização foi empregada a correlação variou entre 0,836 e 0,914, Figura 21. Esse resultado melhorou a correlação, mas não alterou significativamente a fração de fechamento do balanço de energia.

Em cada período estudado, considerando apenas os dados líquidos, FF apontou para uma estocagem de energia na floresta que variou entre 20% e 40% da radiação líquida disponível, durante o dia, Tabela 7.

Analisando os resultados apontados quando se considerou os dados brutos e aqueles apresentados quando se considerou apenas os dados líquidos, e se o sistema de covariância de vórtices turbulento está medindo corretamente os fluxos de energia, durante o dia, há forte indício de que a quantidade de energia disponível para a floresta de transição é alta, em qualquer estação.

Entretanto, o sistema de covariância de vórtices turbulentos, apesar de ser o melhor método para medidas de longo prazo, apresenta deficiências de medidas e muitas falhas quando a velocidade de fricção é muito baixa ou muito alta, nas ocasiões em que aparecem nuvens carregadas, e quando ocorrem oscilações de energia. Por esta razão não se pode afirmar que tais percentuais representem efetivamente a energia armazenada.

As falhas do sistema colocam sob suspeição, os valores obtidos para o estoque de energia e conduzem para a necessidade da construção de um modelo que permita comparar e avaliar, com mais consistência, o fechamento do balanço de energia quando se utiliza do método de correlação de vórtices turbulentos.

Há que se destacar, no entanto, que tais deficiências também são carentes de certificação, através de outros métodos, confiáveis. O difícil prognóstico de erros do sistema e a ausência de modelos que permitam a comparação dos dados não admite afirmar que o não fechamento do balanço de energia está nas falhas instrumentais ou estocadas na floresta, impossibilitando avaliar se os dados de pós-processamento são ou não confiáveis.

Os valores encontrados neste trabalho quando comparados, com outros, foram maiores. Considerando que os dados foram medidos corretamente e que em todos os outros estudos o sistema de correlação de vórtices turbulentos também funcionou corretamente, essa diferença pode estar ocorrendo face aos locais de estudo cujos biomas, características de terreno, espécies de vegetação, altura das árvores, lençol freático, localização, e índice de área foliar, serem diferentes.

Em vista dessas comparações e análises é mister que novos modelos para estimar LE, H, e o estoque de energia armazenado pela floresta sejam buscados, assim poder-se-á avaliar com mais confiança os dados, aumentando a certeza no pós-processamento do sistema de correlação de fluxos turbulentos e na avaliação do consumo do CO<sub>2</sub> pela floresta.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, R. G.; **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. Dissertação de Mestrado, 59 p, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT. 2005.
- ALVES, A. V.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B.; **Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão**. Revista Brasileira de Agrometeorologia. Santa Maria, v.6,n.2 p.39-46. 1998.
- AMIRO, B. D.; **Comparison of turbulence statistics within three boreal forest canopies**. Boundary Layer Meteorology. **51**, 99–121. 1990.
- ANDERSON, D.E.; VERMA, S.B.; ROSENBERG, N.J.; **Eddy correlation measurements of CO<sub>2</sub>, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface**. Boundary Layer Meteorology, 29, 263–272. 1984.
- ARAIN, M.A.; ARAIN, M.A.; BLACK, T.A.; BARR, A.G.; JARVIS, P.G.; MASSHEDER, J.M.; VERSEGHY, D.L.; NESIC, Z.; **Effects of seasonal and interannual climate variability on net ecosystem productivity of boreal deciduous and conifer forests**. Can. J. Forest Res. 32, 878–891. 2002.
- ARRUDA, J. C.; JORGE, A.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J.S.; ALMEIDA FILHO, E.O.; CAMPELO JUNIOR, J. H.; VOURLITIS, G.L.; **Aplicação de três metodologias para estimar o fluxo de calor latente em floresta de transição**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.21, n.3b, 21-28, 2006.
- ARRUDA, J.C.; **Balanço de energia em uma área de floresta tropical de transição na região de SINOP em Mato Grosso, entre agosto de 1999 a maio de 2003**. Dissertação de Mestrado.– Universidade Federal de Mato Grosso. 75 f. 2004.
- ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B., ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTIN, R. AND KABAT, P.; **Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonia rainforest: The Manaus LBA site**, J. Geophys. Res., 107(D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676. 2002.
- ARYA, S. P.; **Introduction to Micrometeorology**. Ed. Academic press, 2<sup>a</sup> Ed., 2001.

AUBINET, M.; GRELLE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.B.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T.; **Estimates of the net annual carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology**. Adv. Ecol. Res. 30, 113–175, 2000.

AVISSAR, R.; A statistical-dynamical approach to parameterize subgrid-scale land-surface heterogeneity in climate models. Surf Geophysical, 12, 155-178, 1991

AYODE, J. O.; **Introduction of climatology for the tropics**. Bertrand Brasil, 5ª Ed. 332p. 1998.

BALDOCCHI, D. D; HICKS, B.B; MEYERS, T.P.; **Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases With Micrometeorological Methods**. Ecology, 69, 1331-1340. 1988.

BALDOCCHI, D., FALGEB, E., GU, L., OLSON, R., HOLLINGER, D., RUNNINGFE, S., ANTHONI, P., BERNHOFER, C., DAVIS, K., EVANS, R., FUENTES, J., GOLDSTEIN, A., KATUL G., LAW, B., LEE, X., MALHI Y., MEYERS, T., MUNGER, W., OECHEL, W., PAW K. T., PILEGAARD, K., SCHMID H. P., VALENTINIS, R., VERMA, S., VESALA, T.; WILSON, K. AND WOFYSY, S.; **FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities**. Bull. Am. Meteorol. Soc. 82, 2415–2434. 2001.

BALDOCCHI, D.; MEYERS, T.; **On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective**. Agricultural and Forest Meteorology, 90: 1-25. 1998.

BALDOCCHI, D.D.; **Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems; past, present and future**. Global Change Biology. V.9, 479-492. 2003.

BARFORD, C.C., WOFYSY, S.C., GOULDEN, M.L.; MUNGER J; PYLE W.E.H.; URBANSKI S.P.; HUTYRA, L.; SALESKA, S. R.; FITZJARRALD, D.; MOORE, K.;

**Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO<sub>2</sub> in a mid-latitude forest.** *Science* 294, 1688–1691. 2001.

BARR, A. G.; BETTS, A. K.; BLACK, T. A.; MCCAUGHEY, J. H., AND SMITH, C. D.; **Intercomparison of BOREAS northern and southern study area surface fluxes in 1994.** *J. Geophys. Res.* 106, 33543–33550. 2001.

BARR, A.G.; GRIFFIS, T.J.; BLACK, T.A.; LEE, X.; STAEBLER, R.M.; FUENTES, J.D.; CHEN, Z., AND MORGENSTERN, K.; **Comparing the carbon budgets of boreal and temperate deciduous forest stands.** *Canadá Journal Forest. Res.* 32, 813-822. 2002.

BARR, A. G; KAMP, G. VAN DER; SCHMIDT, R.; BLACK, T.A.; **Monitoring the moisture balance of a boreal aspen forest using a deep groundwater piezometer.** *Agric. Forest Meteorol.* 102, 13–24. 2000.

BARR, A. G.; VAN DER KAMP, G.; SCHMIDT, R.; BLACK, T.A.; **A Comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest.** *Boundary-Layer Meteorol.* 71, 21–41. 1994.

BARR, A. G.; BLACK, T.A.; HOGG, E.H.; KLJUN, N.; MORGENSTERN, K.; NESIC, Z.; **Inter-annual variability in the leaf area index of a boreal aspen-hazelnut forest in relation to net ecosystem production.** *Agric. Forest Meteorol.* 126, 237–255. 2004.

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T.A.; MCCAUGHEY, J.H.; NESIC, Z.; **Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux.** *Agricultural and Forest Meteorology* 140, 322-337. 2006.

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

BEJAN, A.; **Tranferência de Calor.** Ed. Edgard Blucher Ltda, São Paulo, 1996

BENNET C. O. e MYERS J. E.; **Fenômeno de Transporte.** Ed. McGraw-hill do Brasil Ltda, 1978.

- BIUDES, M. S.; **Balanço de energia em área de vegetação monodominante de cambará e pastagem no norte do pantanal** - Tese apresentada à Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da Universidade Federal de Mato Grosso. 2008.
- BLACK, T. A.; CHEN, W. J.; BARR, A. G.; ARAIN, M. A.; CHEN, Z.; NESIC, Z.; HOGG, E. H.; NEUMANN, H. H., AND YANG, P. C.; **Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring**. Geophys. Res. Lett., 27(9), 1271–1274, Doi:10.1029/1999gl011234, 2000.
- BLACK, T. A.; DEN HARTOG, G.; NEUMANN, H. H.; BLANKEN,P.D.; YANG,P.C.; RUSSELL,C.; NESIC,Z.; LEE, X.; CHEN,S. G.; STAEBLER,R.; and NOVAK, M. D.; **Annual cycles of water vapor and carbon dioxide fluxes in and above a boreal aspen forest**. Global Change Biol. 2, 219–229. 1996.
- BLANKEN, P. D.; BLACK, T.A.; NEUMANN, H. H.; DEN HARTOG, G.; YANG, P. C.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; CHEN, W. AND NOVAK, M. D.; **Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest**. Boundary-Layer Meteorol. 89, 109–140. 1998.
- BLANKEN, P. D.; BLACK, T. A.; YANG, P. C.; NEUMANN, H. H.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; DEN HARTOG, G.; NOVAK, Z M. D.; AND LEE, X.; **Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen Forest: Partitioning overstory and understory components**. Journal of Geophysical Research., vol. 102, n. D24, p. 28,915- 28,927, 1997.
- BROECKER, W. S.; TAKAHASHI, T.; SIMPSON, H.J. AND PENG,T.; **Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget**. Science, v206 pp. 409-418. 1979
- BUSINGER, J. A.; **Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques**. Journal of Climate and Applied Meteorology 25: 1100-1124. 1986.
- CAMPELO JÚNIOR, J. H.; **Determinação de evapotranspiração pelo método do balanço de energia; Análise de erros instrumentais**. Tese de Mestrado. Piracicaba, ESALQ/USP SP. p. 1-79. 1978.
- CERRI, C.; NIRO, H.; MELITO, J.; KRUG, T.; FERNANDES, E.; **The ecological component of an integrated Amazon study (also known as LBA): The effects of forest conversion**. NASA, Washington, D. C. 1995.

CONTI, T.; **Avaliação do método do balance da camada-limite para a estimative de fluxos turbulentos noturnos.** Dissertação de Mestrado. Santa Maria, RS. 2006.

CUNHA, G. R.; BERGAMASCH, H.; **Balanço de energia em alfafa.** Revista Brasileira de Agrometeorologia. Santa Maria, PR, v. 2, p. 9-16, 1994.

CUNHA, G. R.; BERGAMASCH, H.; BERLATO, M. A.; MATZENAUER, R. - **Balanço de energia em cultura de milho.** Revista Brasileira de Agrometeorologia. Santa Maria, PR, v. 4, n.1, p. 1-14. 1996.

DALMAGRO, H. J.; **Dinâmica da assimilação do carbono em brosimum lactescens S Moore (Moraceae) na floresta de transição amazônia-cerrado.** Dissertação de mestrado; UFMT/PGFA – 2009.

DE BRUIN, H. A. R. & MOORE, C. J. - **Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis.** Boundary-Layer Meteorology, v. 31, n. 1, p. 39-49, 1985.

DE BRUIN, H. A. R.; & VERHOEF, A. - **A new method to determine the zero-plane displacement.** Boundary-Layer Meteorology, v. 82, n. 1, p. 159-164, 1997.

EVETT, S. R.; STEINER, T. A.; HOWELL, and A. A. DURAR. **Water and Energy Balance of bare soil; Comparison of simulation models and Weighing Lysimeter data.** Agronomy Abstracts, p. 15. 1992.

FALGE, E.A.R.; BALDOCCHI, D.S.A; OLSON, R.B; ANTHONI, P.C; AUBINET, M.D.; BERNHOFER C.E; BURBA, G.F ; CEULEMANS, R.G.; CLEMENT, R.H.; DOLMANI, H.; GRANIER, A.J.; GROSS, P.J.; GRÜNWARD T.E.; DAVID H.K.; JENSEN, N.O.L, KATUL, G.M.; KERONEN, P.N.; KOWALSKI, A.G.; LAIM C.T.; LAW, B.E.C.; MEYERS, T. O.; MONCRIEFF, J. H.; MOORSI E.; MUNGERP, J. W.; PILEGAARD, K.L.; RANNIK, Ü.N.; CORINNA R.; ANDREW SUYKER F , JOHN TENHUNEN R, KEVIN TU S, SHASHI VERMA F , TIMO VESALA N, KELL WILSON O, WOFYSY, S. P; **Gap filling strategies for long term energy flux data sets.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 107, p. 71-77, 2001b.

FALGE, E.A.R.; BALDOCCHI, D.S.A; TENHUNEN, J.; AUBINET, M.D.; BAKWIN P.; BERBIGIER P.; BERNHOFER C.E; BURBA, G.F ; CLEMENT, R.H.; DAVIS, K.J.; ELBERS, J.A.; GOLDSTEIN, A.H.; GRELE, A.; GRANIER, A.; GUDMUNDSSON J.; OLLINGER, D.; KOWALSKI, A.S.; KATU, G.; LAW,

B.E.; MALHI Y.; MEYERS, T.; MONSON, R. K.; MUNGER J. W.; OECHEL, W.; PAW, K. T. U.; PILEGAARD, K.; RANNIK, Ü.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; VALENTINI, R.; WILSON, K.; WOFSY, S.; **Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements.** Agric. Forest Meteorol. 113, 53–74. 2002.

FARIAS, S.E.M.; MEIRELLES, M.L.; FRANCO, A.C.; NOGUEIRA, J.L.M.; GUERRA, A. F. E MANZI, A. O.; **Balanço de Energia em Cultivo de Milho no Cerrado.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, v. 12, n. 2, p. 227-233. 2004.

FEDIAEVSKI, C., VOITKOUNSKI, I., FADDEEV, I.; **Mecânica dos Flúidos;** Edições Lopes da Silva; Porto, 1979.

FERREIRA DA COSTA, R., PEREIRA, A.R.; FISCH, G.; CULF, A.; MALHI, Y.; NOBRE, C.A. E NOBRE, A.D.; **A mitigação do CO<sub>2</sub> atmosférico na Amazônia brasileira central durante um período seco.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.8, n. 1, p. 275-281. 2000.

FINNIGAN, J.; **Turbulence in plant canopies.** Annu. Rev. Fluid Mech., V. 32 p. 519-571. 2000.

FINNIGAN J.J.; CLEMENT R.; MALHI, Y.; LEUNING, R. and CLEUGH, H.A.; **A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part 1: averaging and coordinate rotation.** Boundary-Layer Meteorology 107:1–48. 2003.

FINNIGAN, J.; **An introduction to flux measurements in difficult conditions.** Ecological Applications, v. 18, n. 6, p. 1340-1350, 2008.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R.F.F.; NOBRE, C.A.; DOLMAN, A.J., AND GASH, J.H.C.; **The convective boundary layer over pasture and Forest in Amazonia.** Springer Wien, Theoretical and Applied Climatology, v.78, 47-59. 2004.

FOKEN, T. AND ONCLEY, S.P. - **Results of the workshop 'Instrumental and methodical problems of land surface flux measurements.** Bulletin of the American Meteorological Society, 76: 1191-1193. 1995.

FOKEN, T.; WIMMER, F.; MAUDER, M.; THOMAS, C. AND LIEBETHAL, C.; **Some aspects of the energy balance closure problem.** Atmospheric Chemistry and Physics. V. 6, p. 4395-4402. 2006.

FOKEN, T. - **The energy balance closure problem: an overview.** Ecological Applications 18:1351–1367. 2008.

GALVÃO, J. A. C. & FISCH, G.; **Balanço de Energia em Áreas de Floresta e de Pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO).** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 152, n.2, 25-37. 2000.

GARRATT, J. R. - **Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 106, n. 450, p. 803- 819, 1980.

GARRATT, J. R.; **The atmospheric Boundary Layer.** Cambridge University Press. Cambridge, 316 pp. 1992.

GASH, J. H. C, DOLMAN, A. J, - **Sonic anemometer (co) sine response and flux measurement I. The potential for (co) sine error to effect sonic anemometer-based flux measurements.** Agricultural Forest meteorological 119- 195, 2003.

GOLDBERG, FRED, Rate of increasing concentrations of atmospheric carbon dioxide controlled by natural temperature variations. Energy & Environment · Vol. 19, No. 7, 2008.

GOULDEN, M. L.; MUNGER J. W.; FAN, S.; DAUBE, B. C.; WOFSY, S. C.; **Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy.** Global Change Biology 2, 169-182, 1996.

GOULDEN, M.L.; MUNGER, J.W.; FAN, S.; DAUBE, B.C.; **Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw.** Science 279, 214–217. 1998.

GOLDSTEIN, A.H.; HULTMAN, N.E.; FRACHEBOUD, J.M.; BAUER, M.R.; PANEK, J.A.; XU, M.; QI, Y.; GUENTHER, A.B.; AND BAUGH, W.; **Effects of climate variability on the carbon dioxide, water, and sensible heat fluxes above a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada (CA).** Agricultural and Forest Meteorology 101, 113–129. 2000.

GRACE, J.- **Modelling energy flows and surface temperatures over forest and savanna,** pages 551-568 in Furley, P. A., J. Proctor, and J. A. Ratter (eds), Nature and

Dynamics of Forest-Savanna Boundaries, Chapman and Hall, Inc., New York, NY, USA. 1992.

GRACE, J.; MALHI, Y.; LLOYD, J.; McINTYRE, J.; MIRANDA, A.C.; MEIR, P.; MIRANDA, H.S.; **The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest.** Global Change Biology, 2(3): 209-218. 1996.

GRIFFIS, T.J., ROUSE, W.R., WADDINGTON, J.M. - **Interannual variability in net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange at a subarctic fen.** Global Biogeochem. Cycles 14, 1109–1121. 2000.

GRIFFIS, T.J.; BLACK, T.A.; MORGENSTERN, K.; BARR, A.G.; NESIC, Z.; DREWITT, G.B.; GAUMONT-GUAY, D.; McCAUGHEY, J.H.; **Ecophysiological controls on the carbon balances of three southern boreal forests.** Agric. Forest Meteorol. 117, 53–71. 2003.

GRIMM N.B; FOSTER D.; GROFFMAN P.; GROVE J M.; HOPKINSON C.S.; NADELHOFFER K.J.; PATAKI D.E.; AND PETERS D. PC.; **The changing landscape: ecosystem responses to urbanization and pollution across climatic and societal gradients.** Front Ecol Environ 6(5): 264-272. 2008.

HAYASHI, M.M.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J.S.; VOURLITIS, G.L.; **Balanço de energia da Crotalária Juncea L. no período seco e úmido do ano, em condições de cerrado.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.10, n.2, pp. 197-205. 2002.

HYSON, P.; GARRAT, J. R.; FRANCEY, R. J.; **Algebraic and electronic corrections of measured uw covariance in the lower atmosphere.** Journal of Applied Meteorology 16: 43-47. 1977.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). **Disponível em:** <<http://www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias>>. Acesso em 03 de Mai. De 2009.

IPCC Climate Change 2007 - **Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** Editors Pachauri, R.K. and Reisinger, A. IPCC, Geneva, Switzerland. pp 104. 2007

KAIMAL, J. C.; HAUGENS, D. A.; **Some errors in the measurement of Reynolds stress.** Journal of applied Meteorology 8: 460-462. 1969.

KATUL, G.; WIBERG, P.; ALBERTSON, J.; AND HORNBERGER, G.; **A mixing layer theory for flow resistance in shallow streams.** Water Resources Research, vol. 38 n. 11, p. 1251-1257. 2002.

KATUL G.G.; MAHRT .; POGGI D. and SANZ, C.; **One and two equation models for canopy turbulence.** Boundary Layer Meteorology, **113**, 81–109. 2004.

KIDSTON, J.; BRÜMMER, C.; BLACK, A.T.; MORGENSTERN, K.; NESIC, Z.; MCCAUGHEY, H.J.; BARR, A. G.; **Energy Balance Closure Using Eddy Covariance Above Two Different Land Surfaces and Implications for CO<sub>2</sub> Flux Measurements.** Boundary-Layer Meteorol 136:193–218 DOI 10.1007/s10546-010-9507-y. 2010.

LEE, X. - **On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation.** Agricultural and Forest Meteorology. 1998.

LEE, X.; MASSMAN, W.J.; LAW, B.E.; **Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements.** Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nertherlands. 2004b.

LEGG, B. J., & LONG I. F. - **Turbulent diffusion within a wheat canopy: II. Results and interpretation.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological. Society. **101**, 611–628. 1975.

LEUNING, R. AND J. MONCRIEFF - **Eddy covariance CO<sub>2</sub> flux measurements using open- and closed-path CO<sub>2</sub> analyzers: corrections for analyzer water vapor sensitivity and damping fluctuations in air sampling tubes.** Boundary Layer Meteorology, **53**, 63-76. 1990.

LLOYD, C.R.; GASH, J.H.C.; SIVAKUMAR, M.V.R.; **Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a Sahelian savannah site using the eddy-correlation technique.** Boundary-Layer Meteorology, v. 58, n. 3, p. 261-271, 1992.

LYRA, G. B. & PEREIRA, A. R.; **Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa em região semi-árida.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.2, 262-272, 2007.

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

MALHI, Y.; NOBRE A. D.; GRACE, J., KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; SCOTT, S.; **Carbon dioxide transfer over a Amazonian rain Forest.** *Jornal of Geophysical Research*, 103, 31593; 31612. 1998.

MALHI, Y., K. MCNAUGHTON, and. VON RANDOW, C.. **Low frequency atmospheric transport and surface flux measurements.** *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurements.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. Pages 101–118. 2004.

MANABE, S., BROCCOLI, A. J.; **The influence of continental ice sheets on climate of na ice age.** *J. Geophys. Res.* V. 90, p. 2167-2190. 1985.

MASSMAN, W. J., LEE, X.; **Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v 113, 121-144. 2002.

MASSMAN, W.J. - **The simple method goes estimating frequency response corrections goes eddy covariance systems.** *Agricultural and Forest Meteorology* 104, 185–198. 2000.

MAUDER, M.; ONCLEY, S.P.; VOGT, R.; WEIDINGER, T.; RIBEIRO, L.; BERNHOFER C.; FOKEN, T.; KOHSIEK, W.; DE BRUIN, H.A.R.; LIU, H.; **The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods.** *Boundary Layer Meteorological* 123: 29-54. 2007.

MCMILLEN, R. T., **An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain.** *Boundary Layer Meteorology*, 43, 231-245. 1988.

MCWILLIAM, A. L. C.; CABRAL, O. M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. L.; ROBERTS, J. M.; **Forest and pasture leaf gas exchange in south-west Amazonia,** pages 265-286 In: Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria (eds), *Amazonian climate and deforestation*, J. M. Wiley & Sons, New York, NY. 1996.

MONCRIEFF, J.; VALENTINI, R.; GRECO, S.; SEUFERT, G.; CICCIONI, P.; **Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: Methods and perspectives in micrometeorology.** *Journal Exp. Botanical*, 48(310), 1133-1142. 1997.

MONTEITH, J. L. & UNSWORTH, M. H. **Principles of environmental physics.** 2th ed. New York: Edward Arnold,. 291 p. 1990.

- MONTHEITH, J. L.; **Evaporation and surface temperature**. Quarterly Journal Meteorological Society, 107, 1-27. 1981.
- MOORE, C. J. & FISCH, G.; **Estimating heat storage in Amazonian tropical Forest**. Agricultural and Forest Meteorology, v. 38, p. 147-169, 1986.
- MORGENSTERN, K.; BLACK, T. A.; HUMPHREYS, E. R.; GRIFFIS, T.J.; DREWITT, G.B.; CAI, T.; NESIC, Z.; SPITTLEHOUSE, D.L.; LIVINGSTON, N.J.; **Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Nino/La Nina cycle**. Agric. Forest Meteorol. 123, 201–219. 2004.
- NEFTTEL, A.; MOORE, E.; OESCHGER, H. & STAUFFER, B.; **Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO<sub>2</sub> in the last two centuries**. Nature, v.315, 3 f, 45-47. 1985.
- NOBRE C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. - **Amazonian deforestation and regional climate change**. Journal of Climate, 30f: 957; 987. 1991.
- NOBRE, C. A.; FISCH, G.; NOBRE. A. D.; MARQUES, A. O. - **Balanço de energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> em áreas de floresta tropical na Amazônia central**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), relatório apresentado ao INPE e INPA; 14 f: 373; 386. 1999.
- OKE, T. R. - **Boundary Layer Climates**. London: Routledge, 1987.
- OLIVEIRA, M. B. L.; **Estudo das trocas de energia sobre floresta amazônica**. Tese apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. 2010.
- PAW, U. K.; BALDOCCHI, D.,D.; MEYERS, T. P.; WILSON, K. B.; **Correction of eddy covariance measurements incorporating both advective affects and density fluxes**. Boun-Lay. Meteorology 97: 487-511. 2000.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C.; **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações**. Guaíba: Agropecuária, 478p. 2002.
- PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C.; **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ. 1997.
- PHILLIPS, O.L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N.; LAURANCE, W.F.; NÚÑEZ, P.V.; VÁSQUEZ, R. M.; LAURANCE, S.G.; FERREIRA, L.V.; STERN, M.; BROWN, S.;

GRACE, J.; **Changes in the carbon balance of the tropical forests: evidence from long-term plots.** Science, 282: 439-442. 1998.

PINTO JUNIOR, O. B. - **Comportamento sazonal do fluxo de água no sistema solo-planta-atmosfera na floresta de transição amazônia-cerrado.** Tese (doutorado); Universidade Federal de Mato Grosso, Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Pós-graduação em Agricultura Tropical, 2009.

PRATES, J. E.; COELHO, D. T.; STEINMETZ, S.; **Relação entre os componentes do balanço de energia em diferentes estágios de desenvolvimento do arroz (onça sativa L.) de sequeiro.** Em congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Belém, PA. Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, p. 333-336. 1987.

PRIANTE FILHO, N., VOURLITIS, G.L.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NUNES, P.C.; SOUZA, L.S.; COUTO, E.G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J.L.; MIRANDA, E.J.; PRIANTE, P.C.; FRITZEN, C.L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L.C.; BIUDES, M.S.; SULI, G.S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S.R.; SILVEIRA, M.; **Comparison of the Mass and Energy Exchange of a Pasture and a Mature Transitional Tropical Forest of a Southern Amazon Basin During the Wet-Dry Season Transition.** Global Change Biology, Urbana - IL - USA, v.10, p. 863-876. 2004.

RAUPACH, M. R.; THOM, A. S.; **Turbulence in and above plant canopies.** Annu. Rev. Fluid Mech v. 13, p. 97-129. 1981.

ROBINSON, N.; **Solar radiation.** Elsevier Publication Co., Amsterdam, 347 p. 1966.

ROCHA, H.R.; GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D.; MENTON, M.C.; PINTO L.D.V.O.; FREITAS, H.C. AND SILVA FIGUEIRA, A.M.E.; **Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia.** Ecological Application, 14(4) Supplement, pp. 822-832. 2004.

ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate: the biological environment.** 2<sup>o</sup>, ed. Boston: Awiley- Interscience, 495p. 1983.

SANCHES, L.; ANDRADE, N.L.R.; COSTA, M.H.; ALVES, M.C.; GAIO, D. **Performance evaluation of the SITE model to estimate energy mflux in a tropical semi-deciduous Forest of the southern Amazon Basin.** Int. J. Biometeorol. DOI 10.1007/s00484-010-0337-x. 2010.

SANTOS, E. O.; **Contribuição ao estudo do fluxo do dióxido de carbono dentro da floresta Amazônica**. XIII, 74 f. Dissertação de mestrado em Engenharia Mecânica; COPPE/UFRJ. 1999.

SANTOS, S.N.M. - **Modelo de fluxos de energia, água e CO<sub>2</sub> aplicado em ecossistema de floresta tropical**. Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa. 2001.

SELLERS, P.; HALL, F.; MARGOLIS, H.; KELLY, B.; BALDOCCHI, D.; den HARTOG, G.; CIHLAR, J.; RYAN, M.G.; GOODISON, B.; CRILL, P.; RANSON, J.K.; LETTENMAIER, D.; AND WICKLAND, D.E.; **The Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS): an overview and early results from the 1994 field year**. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 1549–1577. 1995.

SHUTTLEWORTH, W. J.; **Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest**. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110, 1163-1169. 1984.

SILBERSTEIN, R.P.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N.R.; HELD, A.; HATTON, T.J.; **Modelling the energy balance of a natural jarrah (Eucalyptus marginata) Forest**. *Agricultural and forest meteorology* 115, p. 201-230. 2003.

SILVA, T. J. A.; FOLEGATTI, M. V.; SILVA, C. R.; ALVES-JR, J.; BONFIMSILVA, E. M. - **Balanço de energia e estimativa da evapotranspiração em cultura irrigadas em maracujazeiro pelo método de razão de Bowen**. *Engenharia Agrícola Jaboticabal*, v.27(2), p.392-403, 2007.

STAEBLER, R.M., FITZJARRALD, D.R. - **Observing subcanopy CO<sub>2</sub> advection**. *Agric. Forest Meteorol.* 122, 139–156. 2004.

STREETER, V. L. e WYLIE E. B.; **Mecânica dos Fluidos**. Ed. Mc Graw-Will. 1982

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary-Layer Meteorology**. Dordrecht, NL: Kluwer Academic Press, 1988.

STULL, R. B. **Meteorology for scientists and engineers**. Brooks/Cole- Thompson Learning. 2<sup>a</sup> ed, California, USA, 502 p. 2000.

SUTTON, O. G. **Micrometeorology**. McGraw-Hill, N. York. 1953

TAKAGI, K.; MIYATA, A.; HARAZONO, Y.; OTA, N.; KOMINE, M.; YOSHIMOTO, M.; **An alternative approach to determining zero-plane**

**displacement, and its application to a lotus paddy field.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 115, n. 3/4, p. 173-181, 2003.

TANNER, C. B. & PELTON, W. L., - **Potencial evapotranspiração estimates by the approximate energy balance method of Penman.** Journal Geophys. Res., Ottawa, v.65, p.3391-3403, 1960.

TWINE, T.E.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; COOK, D.R.; HUSER, P.R.; MEYERS, T.P.; PRUEGER, J.H.; STARKS, P.J.; WESELY, M.L.; **Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland.** Agricultural and Forest Meteorology, 103(3): 279-300, 2000.

VAREJÃO-SILVA, M. A.; **Meteorologia e Climatologia.** Versão Digital. Recife, 2006

VERMA, S.B.; BALDOCCHI, D.D.; ANDERSON, D.E.; MATT, D.R. and CLEMENT, R.J.; **Eddy fluxes of CO<sub>2</sub>, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest.** Boundary Layers. Meteorology . 36, 71–91. 1986.

VERMA, S. B.; **Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy.** Remote Sens. Rev., 5, 99-115. 1990.

VILLA NOVA, N. A. **Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz.** Piracicaba: USP, 1973. 89 p. Tese (Livre Docência). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. 1973.

VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C.; **Landscape-scale CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O vapour and energy flux of moist-wet coastal tundra ecosystems over two growing seasons.** Journal of Ecology, 85, 575-590, 1997.

VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C.; **Eddy covariance measurements of net CO<sub>2</sub> flux and energy balance of an Alaskan moist-tussock tundra ecosystem.** Ecology, 80, 686-701, 1999.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H.; **Seasonal variations in the net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a mature Amazonian transitional tropical forest.** Functional Ecology, 15, 388; 395, 2001.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H.; **Seasonal variations in the**

**evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil.** Water Resources, vol 38, nº 6, 10.1029/2000WR000122, 2002.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. de S.; RAITER, F.; HOEGER, W.; CAMPELO JR, J. H. **Effects of meteorological variations of the CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian transitional tropical Forest.** Ecological Applications. v. 14(4), p. S89-S100, 2004.

VOURLITIS, G.L.; NOGUEIRA, J.S., PRIANTE FILHO, N. - **The Sensitivity of Diel CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O Vapor Exchange of a Tropical Transitional Forest to Seasonal Variation in Meteorology and Water Availability.** Earth Interactions, Volume 9, n 27, 2005.

VOURLITIS, G.L. NOGUEIRA, J.S., LOBO, F.A., SENDALL, K.M., PAULO, S.R., DIAS, C.A.A., PINTO JR, O.B., ANDRADE, N.L.R., - **Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin.** water resources research, vol. 44, w 03412, 2008.

WEBB, E. K., G. I. PEARMAN, AND R. LEUNING - **Corrections of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer,** Q. J. R. Meteorol. Soc., 106, 85– 100. 1980.

WESELY, M. L.; **Eddy correlation measurements in the atmospheric surface layer over agricultural crops.** Dissertation. University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, USA. 1970.

WILSON, K.B., HANSON, P.J., BALDOCCHI, D.D. - **Factors controlling evaporation and energy balance partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle.** Agricultural. Forest. Meteorology. 102, 83–103. 2000.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLÉ, A.; IBROM, A.; LAW, B.E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, , R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI R.; VERMA, S.; **Energy balance closure at FLUXNET sites.** Agricultural Forest Meteorology. 113, 223–243. 2002.

WRIGHT, I. R.; GASH , J. H. C.; DA ROCHA, H. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P.; CARHAHO, P. R. A. -

**Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.118: 1083-1099. 1992.

YI, C. - **Momentum Transfer within Canopies.** Journal of applied meteorology and climatology, vol. 47, 262-275. 2008.

YI, C., MONSON, R.K., ZHAI, Z., ANDERSON, D.E., LAMB, B., ALLWINE, G., TURNIPSEED, A.A., BURNS, S.P., - **Modeling and measuring the nocturnal drainage flow in a high-elevation, subalpine forest with complex terrain.** Journal Geophysics Resource., **110**, D22303, doi:10.1029/2005JD006282. 2005.

BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS

- AMIRO, B.D., et al., - **Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada.** Agricultural Forest Meteorology 136, 237–251. 2006.
- ARORA, V. K.; **Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystems models.** Agricultural and Forest Meteorology 118, p. 21-47. 2003.
- AUBINET, M., et al., - **Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology,** sub. To Adv. Ecol. Res. 1998.
- AUBLE, D. L.; MAYERS, T. P. **An open path, fast response infrared absorption gas analyzer for H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>.** Boundary Layer Meteorology. v. 59: 243-256. 1992.
- BARRY, R. G. e CHORLEY, R. J.; **Atmosphere, weather and climate.** 3<sup>a</sup> ed., Londres, Methuen, 1976.
- BASTABLE, H. G., W. J. SHUTTLEWORTH, R. G. L. DALLAROSA, G. FISCH, AND C. J. NOBRE, **Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest.** International Journal of Climatology, 13, 783-796. 1993.
- BERKOWICZ, E. H., PRAHM, L. P.; **Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by resistance method.** American Meteorological Society, 21, p. 1845-1864. 1982.
- BOSVELD, F. C., BELJAARS, A. C. M.; **The impact of sampling rate on Eddy-covariance flux estimates.** Agricultural Forest Meteorology, 109, p. 39-45. 2001.
- BOWEN, I. S.; **The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.** Physical Review, New York, v.27, p. 779-787. 1926.
- CAMPELO JÚNIOR, J. H.; **Relação sazonal entre radiação solar global e insolação no sudoeste da Amazônia.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.6, n.2, pp. 193-199. 1998.

CHIMID, H. P., SU, H.B., VOGEL, C. S., CURTIS, P. S.; **Nighttime turbulence statistics and trace gas exchange in a mixed deciduous forest.** Preprints 14 th symposium on Boundary layers and turbulence 7-11 august, Aspen, Colorado, American Meteorol. Soc., Boston MA. 2002.

COURSOLLE, C., et al., - **Late-summer carbon fluxes from Canadian forests and peatlands along an east-west continental transect.** Can. J. Forest Res. 36, 783–800. 2006.

CUNHA, A. R., ESCOBEDO, J. F., KLOSOWSKI, E. S.; **Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão.** Pesquisa agropecuária brasileira, v.37, n.6, p. 735-743. 2002.

GARSTANG, M., FITZJARRALD, D.R. - **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics.** , Oxford University Press, 1st ed., 405 pp., New York. 1999.

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

GRACE, J. et al., - **Fluxes of carbon dioxide and water vapor over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia.** Global Change Biology, 1, 1-12. 1995.

GRAEDEL, T. E. e CRUTZEN, P. J.; **Atmosfere Change; An Earth System Perspective .** W. H. Freeman and Company, New York. 1993.

HARAZONO, Y., et al., - **Characteristics of energy and water budgets over wet sedge and tussock tundra ecosystems at North Slope in Alaska.** Hydrological Processes, 12, 2163-2183. 1998.

IPCC Climate Change 1995 - **The Science of Climate Change.** Editors Houghton, J.J., Filho, L.G.M., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. Cambridge University Press. 584 pgs. 1996.

JACOBS, J. M., MERGELSBERG, S. L., LOPERA, A. F., MYERS, D. A.; **Evapotranspiration from a wet prairie wetland under drought conditions: Paynes prairie preserve, Florida, USA.** Wetlands, v. 22, n.2, p. 374-385. 2002.

JONES, H. G.; **Pants and microclimat.** Cambridge University Press. 1992.

- KAIMAL, J. C., FINNIGAN, J. J. - **Atmospheric boundary layer flows—their structure and measurement**. Oxford University press. 1994.
- KAIMAL, J. C., WYNGARD, J. C., IZUMI, Y., COTE, O. R.; **Spectral characteristics of surface-layer turbulence**. Quarterly Journal of the Royal Meteorology, 53, p. 563-589. 1972.
- LAW, B. E., RYAN, M. G., ANTHONI, P. M.; **Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem**. Global Change Biology, 5, p. 169-182. 1999.
- LEUNING, R., KING, K. M.; **Comparison of eddy-covariance measurements of CO<sub>2</sub> flux by open and closed-path CO<sub>2</sub> analyzers**. Boundary-layer Meteorology, 59, p. 297-311. 1992.
- LI, Z.Q., et al., - **Energy balance closure at ChinaFLUX sites**. Sci. China Ser. Dearth Sci. 48, 51–62, 2005.
- MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J., CULF, A. D.; CLEMENT, R.; **Energy and water dynamics af a central Amazonian rain forest**. Jornal of Geophysical Research, 107, 8020-8061. 2002.
- MCMILLEN, R. T., **A BASIC program for eddy correlation in non-simple terrain**. NOAA Technical Memorandum, ERL ARL-147, NOAA Environmental Research Laboratories, Silver Spring, MD. 1986.
- MEIR, P., GRACE, J., MIRAND. A, A. C., LLOYD, J.; **Soil respiration in a rainforest in Amazonia and in cerrado in central Brazil**. Amazonian Climat and Deforestation (eds J.H.C. GASH, C.A. NOBRE, J.M. ROBERTS, R. L. VICTORIA) p. 319-330, J.M. Wiley & Sons, New York. 1996.
- MENDONÇA, M. M. D. D.; **Estimativa da resistência aerodinâmica para o vapor d'água por meio de medidas micrometeorológicas**. Tese de Mestrado; ESALQ. Piracicaba, p. 84. 1995.
- MONCRIEFF, J.B., Y. MAHLI AND R. LEUNING. - **The propagation of errors in long term measurements of land atmosphere fluxes of carbon and water**, Global Change Biology, 2, 231-240. 1996.
- MONTHEITH, J. L.; **Basic Physics, momentum transfer, the micro-meteorology of crops**. Principles of Environmental Physics. London, caps. 2, 6, 12. 1973.

- MONTHEITH, J. L.; **Evaporation and environment**. Symp. Soc. Exp. Biol. XIX, p. 205-234. 1965.
- MORAES, J. L.; CERRI, C. C.; MELILLO, J. M. et al., **Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon basin**. Soil Science Society of America Journal. V.59: 244-247. 1995.
- OMETTO, J. C.; **Bioclimatologia vegetal**.; São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 440p. 1981.
- PEÑA, R. V., CHÁVEZ, L. T., NOLASCO, A.Q., PICHARDO, G.C.; **Comparacion de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiration, em la área de Montecillo, México**. Editora Terra, v. 19 n.3, p. 281-291. 2001.
- PENMAN, H. L.; **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. Proceedings of the Royal Society of London, 193, p. 120-145. 1948.
- PETRONE, R. M., WADDINGTON, J. M., PRICE, J. S.; **Ecosystem scale evapotranspiration and net CO<sub>2</sub> exchange from a restored peat land**. Hydrological Processes, v. 15, p. 2839-2845. 2001.
- PINKER, R. T.; THOMPSON, O. E.; ECK, T. F.; **The albedo of a tropical evergreen forest**. Quart. Journal of the Royal Meteorology Society. 106, 551-558. 1980.
- POGGI, D., KATUL, G. G.; **Turbulent flows on forested hilly terrain: the recirculation region**. Quarterly Journal of the Meteorological Society, 133, 1027-1039. 2007.
- RATTER, J. A. **Transitions between cerrado and forest vegetation in Brazil. Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries** (eds P.A. Furley, J. Proctor & J. P. Ratter), pp. 417-430. Chapman & Hall, New York. 1992.
- RAUPACH, M. R. - **Anomalies in flux gradient relationships over forests**. Boundary Layer Meteorology, 16, 467-486. 1979.
- RODHE, H.; CHARSON, R.; CRAWFORD, E.; **The Legacy of Svante Arrhenius Understanding the Greenhouse Effect**. Ambio, v 26, v.1, p. 2-5. 1998.
- SELLERS, W. D.; **Physical Climatology**. Chicago, University of Chicago Press. 1965
- SCHLICHTING, H.; **Boundary-Layer Theory**. Ed. McGraw-Hill. 1979.
- THORNTHWAITE, C. W. e HOLZMAN, B.; **The determination of evaporation from land and water surfaces**. Mon. Wea. Rev., 67, p. 4-11. 1939.

TRENBERTH, K.E., HOUGHTON, J.T. E MEIRA FILHO, L.G.- **The climate system: an overview.- The Science of Climate Change**. Editores: J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A Kattenberg e K. Maskell. Cambridge University Press, pp. 51-64. 1996.

WANG, W. C.; DUDEK, M. P.; LIANG, X. Z.; **The greenhouse effect of trace gases**. World Survey of Climatology, vol. 16; Future Climates of the World: A Modelling Perspective. A. Henderson-Sellers. Elsevier, Amsterdam, Holanda, p. 317-346. 1995.

WOFSY, S. C., GOULDEN, M. L., MUNGER J. W., FAN, S. M., BAKWIN, P. S., DAUBE, B. C., BASSOW, S. L., BAZZAZ, F. A.; **Net exchange of CO<sub>2</sub> in a mid latitude forest**. Science, 260, p. 1314-1317. 1993.