

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO
AMBIENTE

**FLUXOS DE MASSA E ENERGIA EM UMA
FLORESTA TROPICAL NO SUDOESTE DA
AMAZÔNIA**

RENATA GONÇALVES AGUIAR

Dr. NICOLAU PRIANTE FILHO
Orientador

Cuiabá, MT, fevereiro de 2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO
AMBIENTE

**FLUXOS DE MASSA E ENERGIA EM UMA
FLORESTA TROPICAL NO SUDOESTE DA
AMAZÔNIA**

RENATA GONÇALVES AGUIAR

*Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-graduação em Física e Meio
Ambiente da Universidade Federal de
Mato Grosso, como parte dos requisitos
para obtenção do título de Mestre em
Física e Meio Ambiente.*

Dr. NICOLAU PRIANTE FILHO

Orientador

Cuiabá, MT, fevereiro de 2005

A282f Aguiar, Renata Gonçalves
A000f Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical
no sudoeste da Amazônia / Renata Gonçalves Aguiar. –
2005.
xi, 59p. :il.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de
Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra,
2005.
“Orientação Profº. Nicolau Priante Filho”

CDU – 536.2.083:504.3(811A)

Índice para Catálogo Sistemático

1. Ecossistema – Floresta Tropical – Amazônia
2. Ecossistema – Dióxido de Carbono – Troca líquida
3. Amazônia – Ecossistema
4. Floresta tropical – Amazônia
5. Calor latente – Medidas de fluxo – Floresta tropical –
Amazônia
6. Calor sensível – Medidas de fluxo – Floresta Tropical –
Amazônia
7. Método de covariância de vórtices turbulentos
8. Mudanças climáticas - Amazônia

Felicidade é ter o que fazer,
Ter o que amar,
E algo a esperar.
(Aristóteles)

DEDICATÓRIA

À Bernadete minha amada mãe, ao
Emerson meu eterno e querido esposo, a
Leonardo, Emanuelle e Fátima Samanta
meus irmãos.

AGRADECIMENTOS

- À minha mãe Maria Bernadete Veras Aguiar por seu amor e por ter sempre me incentivado, motivo pelo qual hoje já conquistei alguns dos meus objetivos.
- Ao meu pai José Gonçalves Lima por seu afeto.
- Ao meu Esposo Emerson da Silva Ribeiro pelas horas de sono perdida, pelas análises feitas comigo, pela compreensão e por seu amor que muito me ajudou.
- Ao meu irmão Leonardo José Gonçalves Aguiar pela ajuda no processamento dos dados e pela pronta disposição a me ajudar.
- Às minhas irmãs Emanuelle de Lima Aguiar e Fátima Samanta Gonçalves Lima pelo carinho.
- Aos meus tios João Eudes Veras Aguiar, Francisco Sales Veras Aguiar e Eliomar Veras Aguiar pelo carinho, apoio e incentivo.
- Ao Professor Fernando Luiz Cardoso pelo esforço em me ajudar a ingressar neste curso e pelo apoio ao longo e no final do mesmo.
- Aos mestres que tive na Universidade Federal de Rondônia - UNIR que me apoiaram e acompanharam meu crescimento acadêmico, em especial os professores: Marlos Gomes de Albuquerque, Eliane Maria Feitosa de Sales Reis, Aparecida Augusta da Silva, Beatriz Machado Gomes, Irmgard Margarida Theobald e Arivelton Gomes da Silva.
- Aos funcionários da UNIR que de alguma forma contribuíram para minha formação e busca pelo saber. Em especial a Enedina Gonçalves dos Santos e a Maria de Fátima Francisco Rocha.

- Ao Coordenador do Curso e Professor Dr. José de Souza Nogueira por todo esforço para que nós alunos sempre tivéssemos tudo o que era preciso para o desenvolvimento de um bom trabalho e que a qualquer momento estava disposto a nos ouvir e ajudar. Agradeço ainda pela amizade demonstrada que muito me ajudou no tempo em que morei em Cuiabá sozinha.
- Aos professores do programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente – Dr. José Holanda Campelo Júnior, Dra. Marta Cristina de Jesus Albuquerque Nogueira, Ms. Mauro Massao Shiota Hayashi (*in memoriam*), Dr. Sérgio Roberto de Paulo – pelo conhecimento transmitido.
- Ao Dr. Nicolau Priante Filho pela orientação e principalmente pela mensagem de igualdade e companheirismo que ele transmite o tempo todo, valores nos quais eu sempre me apoiei, mas que não esperava encontrar em uma universidade maior.
- Ao Celso von Randow que me co-orientou e pacientemente muito ajudou para a realização deste trabalho. Agradeço-lhe imensamente.
- Ao Dr. Antonio Ocimar Manzi pela disposição e paciência com que contribui para este trabalho, foi de fundamental importância.
- Aos meus sogros: Maria de Fátima da Silva e Cícero José Ribeiro e aos meus cunhados: Everton da Silva Ribeiro e Viviane da Silva Ribeiro pelo carinho demonstrado.
- Aos meus amigos: Kátia Fernandes Mota Cruz, Antonio da Cruz, Vivian Conrado de Souza e Sérgio Cândido de Gouveia Neto pelo carinho.
- Às amadas Camila Fernandes Cruz e Fernanda Fernandes Cruz pelos momentos de alegrias, nos mostrando o quanto vale a pena viver quando vemos um sorriso doce nos lábios de uma criança.
- À Dra. Luciana Sanches pelas dúvidas esclarecidas e pelo exemplo de pessoa dedicada.
- Aos amigos do mestrado – Marcia Elisabete Klein, Fernanda Marcielli Santos, Márcia Martin Pereira Gallon, Luiz Fernando Jorge da Cunha e Mario José Pereira – pela convivência e pela troca de conhecimento.

- A todos os amigos que conquistei durante o curso em Cuiabá por terem amenizado a saudade de casa.
- Aos alunos bolsistas da UNIR pela coleta dos dados.
- Ao colega Fabrício Berton Zanchi pelas sugestões e interesse em ajudar.
- Aos membros da banca Dr. Francisco de Almeida Lobo e Dr. Jorge Luiz Brito de Faria pelas contribuições.
- A CAPES e ao Projeto LBA pelo suporte financeiro.
- Aos técnicos do IBAMA da sede da REBIO Jarú pela ajuda nos momentos das coletas.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iii
LISTAS DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. MUDANÇAS CLIMÁTICAS	3
2.2. FLORESTAS TROPICAIS E O FLUXO DE CO ₂	5
2.2.1. Fluxo de CO ₂ na Região Amazônica	7
2.3. FLUXOS DE ENERGIA	8
2.4. MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS ..	9
2.4.1. O Filtro u^*	12
3. MATERIAL E MÉTODOS	14
3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	14
3.2. DESCRIÇÃO DOS INSTRUMENTOS E MÉTODOS	16
3.2.1. Instrumentos e Métodos Utilizados na Determinação dos Fluxos de Massa e Energia	16
3.2.1.1. Cálculos dos Fluxos Turbulentos	17
3.2.1.2. Método para Medir a Acurácia dos Fluxos de Energia	19
3.2.2. Instrumentos e Métodos Utilizados na Determinação das Variáveis Meteorológicas	19
3.3. ESTIMATIVAS DE VARIÁVEIS	21
3.3.1. Componentes do Balanço de Energia	21
3.3.2. Troca Líquida de CO ₂ no Ecossistema	22
3.4. AJUSTES DA CURVA DE RESPOSTA À LUZ	24
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1. AVALIAÇÃO DOS DADOS	25
4.2. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	26

4.2.1. Precipitação	26
4.2.2. Radiação Solar Incidente	28
4.2.3. Temperatura do Ar	28
4.2.4. Umidade Relativa do Ar	29
4.3. FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE	32
4.3.1. Balanço de Energia	32
4.3.2. Padrões de Variabilidade Sazonal e do Ciclo Diurno	36
4.4. FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO	40
4.4.1. Filtro u^*	40
4.4.2. Padrões de Variabilidade Sazonal e do Ciclo Diurno	41
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	49
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Amazônia Legal.	7
Figura 2.	Localização das posições antiga e atual da torre micrometeorológica na Reserva Biológica do Rio Jaru.	15
Figura 3.	Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (b) instalados a 63,4 m de altura.	16
Figura 4.	Sensores de radiação solar incidente (a) e do saldo de radiação (b).	20
Figura 5.	Padrões sazonais dos valores médios diários da radiação solar incidente (a), mínimos (círculos) e máximos (triângulos) da temperatura do ar (b) e médios diários da umidade relativa do ar (c). As linhas pontilhadas estão representando os valores médios diários.	30
Figura 6.	Variação do ciclo diurno médio da radiação solar incidente (a), da temperatura do ar (b) e da umidade relativa do ar (c). Foram utilizados 77 dias nas medições das estações chuvosa e seca para cada variável, exceto para a temperatura e umidade relativa do ar na estação chuvosa que foram utilizados 76 dias.	31
Figura 7.	Relação entre a energia disponível no sistema ($R_n - G - S$) e a soma dos fluxos de calor sensível e calor latente ($H + \lambda E$). R_n é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo e S é a energia armazenada na biomassa e no dossel. Os valores representam médias horárias ($n = 3.828$). A linha sólida representa a reta de proporção 1:1 e a tracejada o ajuste linear.	32
Figura 8.	Padrões sazonais dos valores médios diários do saldo de radiação (a), do fluxo de calor latente (b) e do fluxo de calor sensível (c). As linhas pontilhadas estão representando os valores médios diários.	37
Figura 9.	Variação do ciclo diurno médio do saldo de radiação (a), do fluxo de calor latente (b) e do fluxo de calor sensível (c). Foram	

	utilizados 78 dias nas medições da estação chuvosa para saldo de radiação e 77 para fluxos de calor latente e sensível. Na estação seca foram 77 dias para saldo de radiação e 84 dias para os fluxos de calor latente e sensível.	38
Figura 10.	Relação entre a velocidade de fricção do ar (u^*) noturna (das 18 às 6 h) e a troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE).	40
Figura 11.	Varição do ciclo diurno médio da radiação fotossinteticamente ativa (a) e do fluxo líquido de carbono (b). Foram utilizados 78 dias nas medições da estação chuvosa da PAR e 76 de NEE. Na estação seca foram utilizados 77 e 83 dias, respectivamente.	42
Figura 12.	Varição do ciclo diurno médio dos fluxos de CO ₂ calculados pelo método de covariância de vórtices turbulentos (linha tracejada), armazenado na copa das árvores (linha pontilhada) e troca líquida no ecossistema (linha sólida). Foram utilizados 250 dias.	44
Figura 13.	Relação entre a radiação fotossinteticamente ativa incidente e o fluxo líquido de CO ₂ nas estações chuvosa (círculos pretos) compreendendo os meses de janeiro a março, e seca (triângulos brancos) compreendendo os meses de julho a setembro. As linhas sólida e tracejada representam as curvas nas estações chuvosa e seca respectivamente.	46
Figura 14.	Fluxo acumulado de dióxido de carbono durante o ano de 2004.	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Lista das variáveis meteorológicas, instrumentos e respectivas alturas dos sensores instalados na torre da REBIO Jarú.	20
Tabela 2.	Limites mínimos e máximos utilizados para filtrar os dados.	21
Tabela 3.	Total mensal da precipitação (mm) na REBIO Jarú, registrado nos últimos 5 anos de coletas.	27
Tabela 4.	Valores médios da estação seca de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE), fluxo de calor sensível (H) e da razão $\lambda E/R_n$. As unidades são $W\ m^{-2}$	35
Tabela 5.	Valores médios da estação chuvosa de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE), fluxo de calor sensível (H) e da razão $\lambda E/R_n$. As unidades são $W\ m^{-2}$	35
Tabela 6.	Médias diárias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE) e fluxo de calor sensível (H) calculadas nas estações chuvosa e seca, e medidas da fração evaporativa ($\lambda E/R_n$). As unidades são $W\ m^{-2}$	39
Tabela 7.	Valores médios das estações chuvosa e seca da troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE). As unidades são $kg\ ha^{-1}\ d^{-1}$	43
Tabela 8.	Valores médios das estações chuvosa e seca da troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE) no período diurno (das 8 às 17 h) e noturno (das 19 às 5 h). As unidades são $\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$	43
Tabela 9.	Coeficientes da relação entre a radiação fotossinteticamente ativa incidente e o fluxo líquido de CO_2 . R^2 é o coeficiente de determinação, α_q é o rendimento quântico ($\mu mol\ CO_2/\mu mol\ PAR$), R_{not} é a respiração noturna ($\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$) e F_{max} é a taxa máxima de fluxo líquido de CO_2 ($\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$).	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ABREVIATURAS

IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Renováveis
LBA	Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
REBIO	Reserva Biológica

SÍMBOLOS

Alfabeto Romano

C	Concentração de CO ₂
c	Grandeza escalar qualquer
c_p	Calor específico do ar a pressão constante
dC/dt	Taxa de variação da concentração de CO ₂ ao longo do perfil vertical
F_C	Fluxo de CO ₂
F_c	Fluxo de uma grandeza escalar c
F_{\max}	Taxa máxima de fluxo líquido de CO ₂
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
m	Metros
mm	Milímetros
M_c	Peso molar do carbono
n	Tamanho da amostra
NEE	Troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema
PAR	Radiação fotossinteticamente ativa

ppm	Parte por milhão
q	Umidade específica do ar
R^2	Coefficiente de determinação
R_n	Saldo de radiação
R_{not}	Respiração noturna
S	Energia armazenada na biomassa e no dossel
S_b	Energia armazenada na biomassa
S_c	Energia armazenada no dossel
S_{in}	Radiação solar incidente
T	Temperatura do ar
u	Velocidade horizontal do vento a leste
u^*	Velocidade de fricção do ar
v	Velocidade horizontal do vento a norte
w	Velocidade vertical do vento
\bar{w}	Valor médio da velocidade vertical do vento
w'	Flutuações da velocidade vertical do vento em relação à média

Alfabeto Grego

α	Nível de significância
α_q	Rendimento quântico
Δq	Varição horária da umidade específica
ΔT	Varição horária da temperatura
ΔT^*	Varição da temperatura medida na hora seguinte
λ	Calor latente de evaporação
λE	Fluxo de calor sensível
ρ	Densidade do ar seco a 20 °C
ρ_c	Concentração da escalar c
$\bar{\rho}_c$	Valor médio da concentração da escalar c
ρ_c'	Flutuações da concentração da escalar c em relação à média

RESUMO

AGUIAR, R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. Cuiabá, 2005. 59 p. Dissertação (mestrado) - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Medidas de fluxo de dióxido de carbono, calor sensível e calor latente foram realizadas utilizando o método de covariância de vórtices turbulentos em uma área de floresta tropical úmida no sudoeste da Amazônia. Os dados foram coletados de janeiro a outubro de 2004 na reserva Biológica do Rio Jaru, em Ji-Paraná - Rondônia. Foram analisados os padrões de variabilidade sazonal e do ciclo diurno dos fluxos de massa e energia e das variáveis meteorológicas deste sítio experimental e comparados com o comportamento dos fluxos de massa e energia coletados nos anos de 1999 a 2002 em um antigo sítio localizado na mesma reserva a apenas 13 km de distância. A temperatura média do ar apresentou variação sazonal de 1°C. Observou-se que a precipitação segue um padrão sazonal bem definido na região, com uma estação chuvosa usualmente entre novembro e março e um período de estação seca nos meses de julho a setembro. O fluxo de calor latente apresentou clara variação sazonal, indicando uma diminuição de 19,6% na estação seca e o fluxo de calor sensível teve variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente, apresentando aumento de 118,2% na estação seca. Durante o período de medida, o saldo de radiação não apresentou considerável variação sazonal, e cerca de 75% do saldo de radiação disponível foi gasto no processo de evapotranspiração. O máximo de carbono absorvido ocorreu na estação chuvosa ($-23,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), perto do meio-dia local. Embora não conclusiva, a integração dos dados de fluxos de CO_2

indicaram uma absorção pelo ecossistema equivalente a $5,01 \text{ t C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$. De modo geral, na comparação dos fluxos de massa e energia entre os sítios experimentais antigo e atual verificou-se que o atual apresentou maior resposta à estação seca na região do que os resultados obtidos no antigo.

Palavras-chave: Troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE), método de covariância de vórtices turbulentos, fluxo de calor latente.

ABSTRACT

AGUIAR, R. G. *Mass and energy flux over tropical forest in the South West Amazon*. Cuiabá, 2005. 59 p. Dissertação (mestrado) - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Measurements of fluxes of carbon dioxide, sensible heat and latent heat were made using the eddy covariance method in a tropical forest area in South West Amazon. The data were collected from January to October 2004 at the Biological Reserve of Jaru River, in Ji-Paraná, Brazilian state of Rondônia. Seasonal and daily patterns of variability of the fluxes and the meteorological variables were analyzed at this experimental site and compared with the behavior of the mass and energy flux data collected from 1999 to 2002 in one old site located in the same reserve only 13 km away. The average air temperature showed seasonal variation of 1°C. A well defined seasonal pattern is observed in precipitation, with a wet season usually between November and March and a dry season period from July to September. The latent heat flux showed a clear seasonal change, presenting a reduction of 19,6% in the dry season, and the sensible heat flux had an inverse variation, presenting increase of 118,2% in the dry season. During the period of measurements, the net radiation did not show large seasonal variations, and about 75% of the available net radiation was used for evapotranspiration. The maximum carbon uptake occurred in the wet season ($-23,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), close to local noon time. Although not conclusive, the integration of CO₂ fluxes indicate a carbon uptake rate by the ecosystem, equivalent to 5,01 ton C ha⁻¹ year⁻¹. In general, comparing mass and energy flux between the experimental sites old and new was verified that the new

one presented larger response to the dry season in the region of that the results gotten in the old one.

Key-words: Net ecosystem exchange (NEE), eddy covariance, latent heat flux.

1. INTRODUÇÃO

A elevada e constante ação de degradação ambiental imposta pelo homem ao seu habitat e a necessidade cada vez maior de manter intacto e preservado o meio ambiente colocam em desequilíbrio a interação homem e ambiente, acarretando desde problemas de ordem climática até impactos negativos nas atividades humanas, o que constitui hoje um dos assuntos mais discutidos mundialmente.

A acentuada interferência humana nos ecossistemas naturais através do desflorestamento e das queimadas e o crescente aumento da queima de combustíveis fósseis são os maiores responsáveis por mudanças climáticas ocorridas no mundo. Tudo isso se deve à elevada emissão de CO₂ que essas atividades acarretam, provocando inúmeros distúrbios climáticos e ecológicos.

Em contrapartida aos problemas gerados pelos altos níveis de CO₂ na atmosfera, a Floresta Amazônica desempenha importante papel no clima regional e global. Com uma extensa área de floresta tropical úmida, ela influi no clima principalmente através da emissão ou retenção de gases e da evapotranspiração - isto é, transpiração das plantas e evaporação da água retida nas folhas, caules, na serrapilheira e no solo. Assim, de um lado a Floresta Amazônica é grande fornecedora de vapor de água (calor latente) para a atmosfera e de outro atua como importante 'seqüestradora do excesso' de gás carbônico atmosférico. O entendimento e a quantificação dos processos relacionados ao balanço de energia e ao ciclo de carbono da Amazônia são, portanto, relevantes para a formulação de políticas ambientais e climáticas, visto que desempenham importante papel no funcionamento do clima e da biologia na Terra.

Alguns estudos já foram realizados na Amazônia com o intuito de entender esses processos, mas devido à heterogeneidade da ampla área de terra que a

Amazônia ocupa alguns parâmetros não se comportam da mesma maneira em áreas com diferentes taxas de nutrientes, precipitação e radiação solar, por exemplo. Por isso, quanto mais estudos forem realizados melhor será o entendimento dos processos biológicos desta complexa região, facilitando a construção de modelos de balanço de carbono e de energia válidos para toda a Floresta Amazônica.

No Estado de Rondônia vêm sendo realizadas, desde fevereiro de 1999, medidas contínuas dos fluxos de momentum, de calor sensível e latente e de dióxido de carbono (CO_2) no sítio experimental do LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia - situado na Reserva Biológica do Rio Jaru, em Ji-Paraná, no sudoeste da Amazônia. Além dos fluxos de energia e massa, são monitoradas também as variáveis meteorológicas. Mas, em novembro de 2002, devido à ocorrência de queimadas muito próximas à torre, ocasionadas por invasores, a mesma foi desativada. A estação meteorológica e o sistema de medidas de fluxos turbulentos só foram reativados em janeiro de 2004, dentro da mesma reserva ($10,08^\circ \text{ S}$; $61,93^\circ \text{ W}$), porém a aproximadamente 13 km ao sul da posição anterior.

Tendo em vista a necessidade de entender os processos relacionados ao balanço de energia e ao ciclo do carbono, este trabalho teve o propósito de analisar os padrões de variabilidade sazonal e do ciclo diurno dos fluxos de massa e energia e das variáveis climatológicas medidas de janeiro a outubro de 2004 no sítio experimental referido acima e comparar o comportamento desses fluxos do atual sítio com o do antigo para verificar se a mudança de local modificou os padrões de variabilidade dessas variáveis.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. MUDANÇAS CLIMÁTICAS

A alteração no ciclo hidrológico que regula o regime de chuvas é uma das mudanças climáticas afetada pelas queimadas, que pode provocar forte supressão da formação de nuvens e da precipitação (ARTAXO, 2004). Com as queimadas também são emitidas grandes quantidades de gases do efeito estufa, fazendo com que a atmosfera global aumente sua concentração de gases que absorvem a radiação terrestre. Esses gases também são liberados através do desflorestamento, fenômeno relativamente recente nos trópicos úmidos, e de acordo com FEARNSIDE (2003) quase 30% da emissão antropogênica líquida total de gases do efeito estufa se dá pela queima e decomposição da biomassa.

Segundo FUJISAKA et al. (1998) o Brasil sofre as mais altas taxas de desflorestamento do mundo e os efeitos incluem além das emissões de gases estufa, perda da biodiversidade, degradação da terra e possíveis impactos no clima regional. Como as florestas também estocam grandes quantidades de carbono como madeira e matéria orgânica no solo, elas podem contribuir significativamente para aumentar a concentração de CO₂ na atmosfera se as altas taxas de desflorestamento persistirem.

Por outro lado, a regeneração secundária e o reflorestamento podem reincorporar nas plantas o carbono atmosférico. Em escala global o efeito da assimilação terrestre (absorvendo de 2 a 3 bilhões de toneladas de carbono por ano) é largamente compensado pelo desflorestamento nos trópicos (perdendo 1 a 2 bilhões de toneladas de carbono por ano) (GRACE, 2004).

O dióxido de carbono na atmosfera, o vapor d'água, o metano, o ozônio e o óxido nitroso, também denominados gases do efeito estufa, desempenham importante

papel no funcionamento do clima e da biologia da Terra. Esses gases absorvem aproximadamente 90% da energia da radiação infravermelha proveniente da Terra irradiada de volta ao espaço, e essa absorção de energia contribui para o aquecimento da atmosfera (LARCHER, 2000).

O efeito estufa natural proporciona a temperatura necessária para o suporte da atividade humana na Terra. Porém, com o rápido incremento nas concentrações atmosféricas desses gases nas últimas décadas, mais notavelmente o CO₂, providos principalmente do consumo de combustíveis fósseis como o petróleo o carvão mineral e das mudanças no uso da terra (MALHI & GRACE, 2000; RUSTAD, 2001), o ciclo do carbono tem recebido particular atenção porque 60% do aquecimento global é atribuído ao aumento da concentração do dióxido de carbono (GRACE, 2004).

Embora constitua apenas 0,03% da atmosfera, o dióxido de carbono tem chamado a atenção da comunidade científica porque antes de 1850 a concentração desse gás na atmosfera era de 280 ppm e atinge hoje mais de 370 ppm e de acordo com ARTAXO et al. (2003) a perspectiva é de que no final deste século a concentração atinja de 600 a 800 ppm.

O aumento da concentração de CO₂ pode ter várias conseqüências. HUNGATE et al. (1997) observaram que elevada concentração de CO₂ freqüentemente estimula a fotossíntese, criando a possibilidade de a biosfera terrestre seqüestrar carbono em resposta ao crescimento na concentração de CO₂ atmosférico. DAVIDSON & HIRSCH (2001) afirmam também que níveis elevados de CO₂ podem claramente fazer as plantas crescerem melhor. Contudo, as respostas para ecossistemas intactos submetidos a elevadas concentrações de CO₂ não estão bem entendidas.

Entretanto, notáveis mudanças climáticas já podem ser observadas com o aumento da concentração de CO₂, como o aumento global da temperatura, a elevação do nível dos oceanos e a alteração no ciclo hidrológico que regula o regime de chuvas (ARTAXO, 2004). Segundo GRACE (2004) o ano de 1998 foi o mais quente do século e provavelmente do milênio e para RUSTAD (2001) a questão de como o ecossistema poderia ou não se adaptar ao aquecimento do mundo acarreta sérias considerações que precisam ser amplamente exploradas.

Segundo FALKOWSKI et al. (2000) entender as conseqüências das atividades que alteram o ciclo do carbono nas próximas décadas será decisivo para a formulação de políticas de segurança que afetarão as civilizações de muitas gerações, e será também decisivo para o desenvolvimento de futuras políticas sociais para o uso da energia (BALDOCHI et al., 1996).

2.2. FLORESTAS TROPICAIS E O FLUXO DE CO₂

O carbono é assimilado pela biosfera por meio da fotossíntese e liberado por meio de respiração autotrófica (plantas), heterotrófica (animais, micróbios, etc.) e pela fotorrespiração. A magnitude destes processos varia de bioma para bioma, mas alguns dos maiores fluxos esperam-se encontrar nas florestas tropicais úmidas que estão entre os mais importantes e menos monitorados ecossistemas terrestres. Nos anos recentes, sua influência nas concentrações atmosféricas de CO₂ e vapor d'água se tornaram assunto de muita especulação (MALHI et al., 1998), estimulando pesquisas sobre o ciclo do carbono circundante à questão se a biota global é uma fonte ou um sorvedouro de carbono (GRACE, 2004).

Como as florestas tropicais cobrem uma grande proporção da superfície da Terra é importante estabelecer se elas agem como fonte ou sorvedouro de dióxido de carbono (CULF et al., 1999), sendo importante a elucidação da relação entre o meio ambiente, a estrutura e a fisiologia da vegetação e a assimilação de carbono (GRACE et al., 1995).

As florestas tropicais estão situadas entre os Trópicos de Câncer ao norte e o de Capricórnio ao sul. São formações naturais constituídas por uma complexa diversidade de árvores, caracterizadas por uma vegetação densa. As árvores nessas florestas são principalmente sempre verdes e há pouca diferença entre as estações no decorrer do ano. O crescimento de uma floresta tropical é diretamente determinado pela ocorrência de alta pluviosidade, normalmente superior a 2.000 mm por ano, associado a uma média elevada de temperatura, em torno de 27 °C.

A precipitação pluviométrica é um parâmetro climático importante a ser analisado na região tropical, pois influencia nas características e no comportamento

dos outros parâmetros, tais como a temperatura e umidade do ar, o vento, etc. OLIVEIRA et al. (2001) relatam que, considerando a relativa uniformidade da temperatura e a pequena amplitude térmica anual, a distribuição das chuvas constitui um dos critérios principais para classificar climas tropicais. Além de seu papel no ciclo hidrológico, esta variável também influencia na manutenção do equilíbrio do meio ambiente e biodiversidade (TOTA et al., 2000).

Segundo GRACE & RAYMENT (2000) as florestas estão servindo como sorvedouro de carbono, provendo um serviço para o ambiente global removendo CO₂ da atmosfera e assim reduzindo as taxas de CO₂ que induzem ao aquecimento. Buscando um melhor entendimento do funcionamento destas florestas e por meio de medidas em longo prazo das trocas de CO₂ entre vegetação e atmosfera, alguns estudos foram conduzidos nas últimas décadas em diferentes ecossistemas para quantificar a absorção ou liberação de dióxido de carbono na atmosfera - florestas tropicais úmidas (GRACE et al., 1995; ARAÚJO et al., 2002; MILLER et al., 2004), florestas decíduas (GOULDEN et al., 1996). Estes estudos mostraram que, em geral, as florestas estão freqüentemente absorvendo CO₂ da atmosfera.

Alguns estudos, porém, observam situações em que a floresta não está absorvendo carbono continuamente, mas absorvendo praticamente na mesma proporção que libera com a respiração, mantendo assim um sistema em equilíbrio. VOURLITIS et al. (2001) encontraram valores próximos do equilíbrio para uma floresta de transição (cerradão) no sul da Amazônia. Esta floresta comportou-se como uma fonte líquida de 50 a 150 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ de dióxido de carbono durante a transição entre o período seco e chuvoso (outubro-novembro), e como um sumidouro de 55 a 102 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ durante o período chuvoso (fevereiro-abril).

Em meio a tantas dúvidas quanto à absorção ou não, existem indícios de que as florestas intactas podem estar ajudando a desacelerar a taxa de aumento do CO₂ atmosférico, assim reduzindo os impactos de mudança de clima global; e considerando-se a vasta área de floresta em pé, até mesmo uma absorção pequena por hectare faria uma contribuição significativa ao balanço de carbono global (FEARNSIDE, 2003).

2.2.1. Fluxo de CO₂ na Região Amazônica

Nunca em sua história a Região Amazônica foi objeto de tantos estudos e pesquisas. O interesse da comunidade científica nacional e internacional pela região tem como uma das razões entender o papel que as florestas tropicais possuem como reservatórios de carbono e seus efeitos no clima regional (SANTOS, 1999). Globalmente, a Amazônia contempla a maior floresta tropical permanente do mundo (FUJISAKA et al., 1998). A Floresta Amazônica ocupa partes de nove países (Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Guiana Francesa, Peru, Suriname, Venezuela), representando um patrimônio inestimável com mais de 6,5 milhões de km².

A maior parte da área da Região Amazônica, cerca de 60% está concentrada no Brasil. Esta parcela é denominada Amazônia Legal (Figura 1) e ocupa 59% do



Fonte: IBGE (1997).

Figura 1. Amazônia Legal.

território brasileiro, englobando os estados da macroregião Norte (Acre, Amapá, Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins), Mato Grosso (macroregião Centro-Oeste) e parte do Maranhão, a oeste do meridiano 44° (macroregião Nordeste). A maior parte (64%) da cobertura vegetal da Amazônia Legal é floresta. Os cerrados e campos representam 24%, enquanto cerca de 12% da Amazônia está alterada pela ação antrópica (a maioria, área desflorestada) (LENTINI et al., 2003).

TUOMISTO et al. (1995) observaram que embora superficialmente as florestas úmidas pareçam muito similares por toda a Amazônia, a região consiste de muitas subregiões climáticas distintas e muitos estudos enfatizam a alta variabilidade espacial na fisionomia e composição das espécies. Desta forma, devido ao vasto território de florestas e à pequena cobertura geográfica de sistemas para quantificar se as florestas estão ou não assimilando carbono, FEARNSIDE (2003) considera possível que a absorção encontrada em um local possa ser contrabalanceada por emissões em outros locais, sendo assim necessário um maior número de medidas para que os dados coletados possam ser considerados representativos.

Pesquisas recentes com fluxos de CO₂ na Região Amazônica se mostraram contraditórias quanto às taxas de absorção pela floresta. GRACE et al. (1995) encontraram uma taxa de 1 t C ha⁻¹ a⁻¹ de absorção para florestas tropicais no sudoeste da Amazônia, MALHI et al. (1998) de 5,9 t C ha⁻¹ a⁻¹ no centro-oeste e VOURLITIS et al. (2001), como já citado, encontrou um sistema quase em equilíbrio no sul da Amazônia. No leste da Amazônia SALESKA et al. (2003) observaram que a floresta foi uma fonte líquida de 1,4 t C ha⁻¹ a⁻¹ para a atmosfera. Segundo PHILLIPS et al. (1998), a discrepância pode ser o reflexo da limitação espacial e temporal das medidas do método de covariância dos vórtices turbulentos.

2.3. FLUXOS DE ENERGIA

Tipicamente as trocas de energia são medidas por torres localizadas acima da superfície para determinar as trocas médias de todo o ecossistema (SCOTT et al., 2003). Mudanças globais no meio ambiente provavelmente afetam a magnitude e a dinâmica das trocas de energia, massa e momentum que ocorrem entre a terra, a

superfície e a atmosfera (GIOLI et al., 2004).

A partição de energia na superfície é uma complexa função das interações de longo prazo entre o ciclo biogeoquímico, o clima, e as interações de pequeno prazo entre a fisiologia das plantas e o desenvolvimento da camada limite atmosférica. A partição entre fluxos de calor latente (evapotranspiração) e calor sensível é decisiva na determinação do ciclo hidrológico, desenvolvimento da camada limite, tempo e clima (WILSON et al., 2002). O padrão regional de precipitação dentro da Amazônia está ligado aos padrões de grande escala da evaporação da superfície da terra (ROCHA et al., 2004). A redução da precipitação é uma consequência das mudanças no balanço de energia e de água (FOLEY et al., 2003).

Existem vários tipos de vegetação no ecossistema e os componentes do balanço de energia são diferentes para cada ecossistema, com diferentes condições fenológicas e meteorológicas (HARAZONO et al., 1998). Assim, em vegetações de terra úmida a evapotranspiração consome maior parte da radiação incidente e tem uma boa influência não somente na distribuição de energia, mas também nas condições hídricas (BURBA et al., 1999).

Parâmetros e processos no ecossistema, como o conteúdo de água no solo, produção da vegetação, nutrientes no ecossistema e balanço de água são influenciados pela evapotranspiração (WEVE, 2002). Segundo MALHI et al. (2002) simulações de modelo do clima global sugerem que desflorestamento em grande escala na Amazônia pode levar a aumentos na temperatura da superfície regional em até 2 °C, e reduções de 25% na evaporação e na precipitação. O entendimento do controle das variações dos fluxos de evaporação nos territórios tropicais continua pobre, e depende crucialmente de como as vegetações tropicais usam energia e água.

2.4. MÉTODO DE COVARIÂNCIA DE VÓRTICES TURBULENTOS

O método de covariância de vórtices turbulentos é uma técnica micrometeorológica que mede as trocas totais de CO₂ e H₂O e calor sensível no ecossistema. Entre os métodos micrometeorológicos para estimar fluxos da superfície, este é um dos mais amplamente utilizados e, segundo VERMA (1990),

métodos micrometeorológicos têm várias vantagens sobre tradicionais técnicas de câmaras para medir fluxos de massa e energia. Esses métodos causam distúrbios mínimos para o microambiente dos ecossistemas que estão sendo estudados permitindo medidas contínuas (BALDOCHI et al., 1988), e segundo GRACE (2004) o método de covariância de vórtices turbulentos prove uma oportunidade para pesquisas determinarem se um ecossistema em particular é uma fonte ou um dreno de carbono.

No início, o método de covariância de vórtices turbulentos era utilizado para medir apenas fluxos de vapor d'água, de calor sensível e de momentum. Mas, a partir de 1990, sensores de análises de resposta rápida da concentração de CO₂ começaram a ser disponibilizados e vários centros técnico-científicos desenvolveram sistemas de medidas de fluxos de CO₂ (GRACE, 2004), os quais têm sido amplamente utilizados em estudos observacionais da troca de CO₂ entre os ecossistemas e a atmosfera (LEE, 1998). Esses sistemas de medidas permitem avaliar com suficiente confiança os fluxos turbulentos (GOULDEN et al., 1996), apesar de apresentarem limitações importantes, especialmente em condições de estabilidade atmosférica.

Esse método mede fluxos de energia e massa em um ponto de altura acima da superfície com instrumentos de resposta de alta frequência suficiente para medir as flutuações turbulentas que contribuem para o fluxo (LEUNING & JUDD, 1996). Para que essas medidas sejam representativas ao fluxo subjacente à superfície, os instrumentos precisam ser instalados dentro da camada limite turbulenta, onde o fluxo é aproximadamente constante com a altura (MONCRIEFF et al., 1996). De acordo com VERMA (1990) a variação da rugosidade (ou da temperatura da superfície ou da umidade) em cada campo afeta a camada de ar passando acima da superfície. Mudanças abruptas na rugosidade da superfície (ou na temperatura ou na umidade), fazem com que o fluxo seja modificado pelas novas condições da superfície. A camada de ar afetada pela nova superfície é chamada de camada turbulenta.

Existem duas diferentes técnicas de medir concentrações de vapor de água e de gás carbônico com o método de covariância de vórtices turbulentos, uma denominada de caminho fechado e outra de caminho aberto. Segundo LEUNING & JUDD (1996) ambas as técnicas têm seus méritos e ambas têm problemas conceituais

e práticos. Eles afirmam que ambas podem prover resultados igualmente satisfatórios. Reportam ainda que sucessos no programa de medidas dependem fortemente dos cuidados na implementação e delineamento dos princípios e atenção para inúmeros detalhes no projeto do sistema.

Segundo os autores, a maior desvantagem em utilizar o analisador de gás por infravermelho de caminho fechado é que a amostra de ar que passa pelo tubo atenua as flutuações da concentração dos gases como resultado da difusão radial e das diferenças na velocidade do ar que passa pelo tubo. E uma das desvantagens relatadas em utilizar o analisador de gás por infravermelho de caminho aberto é que a exposição dos instrumentos na atmosfera as variações diurnas da temperatura pode causar instabilidade na calibração dos instrumentos. Uma descrição das vantagens e desvantagens das técnicas foram detalhadas por LEUNING & JUDD (1996).

Existem importantes limitações no método de covariância de vórtices turbulentos (GRACE, 2004), onde erros sistemáticos e seletivos estão associados a medidas de fluxos (BALDOCHI et al., 1996). Os erros associados aos instrumentos têm sido amplamente estudados e são mais facilmente quantificados para correção (MONCRIEFF et al., 1996).

Embora algumas perdas nos fluxos sejam inevitáveis quando é utilizado o método de covariância de vórtices turbulentos, existe uma variedade de métodos que podem ser usados para corrigir as medidas de fluxos ou minimizar as perdas nos fluxos fazendo uso de um rigoroso modelo experimental (MASSMAN, 2000).

Segundo (BALDOCHI et al., 1988) as condições naturais do meio ambiente são raramente ideais, tornando necessárias algumas correções matemáticas para minimizar alguns erros encontrados nas medidas de fluxos turbulentos. Condições ideais requerem que as medidas sejam feitas em local horizontalmente uniforme, evitando assim os efeitos advectivos. Quando isso não é possível, é necessário realizar uma correção associada à rotação dos eixos de coordenadas do vento que consiste no alinhamento do eixo das abscissas na direção do escoamento médio, com o objetivo de eliminar qualquer advecção da componente vertical do vento (\bar{w}), tal que \bar{w} seja igual a zero.

Outro problema observado na utilização do método de covariância de vórtices turbulentos é que durante a noite quando a produção de CO₂ é intensa e ocorrem

ventos fracos há um aumento da concentração deste gás no dossel da floresta, e desníveis no terreno causam a drenagem do CO₂ para locais mais baixos (ARAÚJO et al., 2002) subestimando as medidas feitas pelo método mencionado. Sendo assim, deve-se ter cautela na descrição do comportamento dos fluxos noturnos de CO₂ medidos por este sistema.

2.4.1. O Filtro u^*

Experiências têm mostrado que o método de covariância de vórtices turbulentos subestima as trocas líquidas de CO₂ no ecossistema, um dos motivos é que as condições noturnas frequentemente não são condizentes com a hipótese de transporte turbulento assumida no método de covariância de vórtices turbulentos.

Em particular, vegetações altas e ventos calmos, que são características das florestas tropicais, podem aumentar as incertezas na integração dos fluxos anuais de carbono (MILLER et al., 2004), pois condições de estabilidade atmosférica que ocorrem durante o período noturno impedem uma medida correta dos fluxos noturnos calculados pelo método (KRUIJT et al., 2004). Na tentativa de minimizar esta perda nas medidas de dióxido de carbono, diversos pesquisadores efetuam uma correção nos dados da troca líquida de dióxido de carbono do ecossistema (NEE) usando a velocidade de fricção do ar (u^*) como um indicador (ARAÚJO et al., 2002, PRIANTE FILHHO et al., 2004, VOURLITIS, et al., 2004). Este valor frequentemente é determinado visualmente examinando a regressão entre os valores noturnos de NEE e de u^* (GU et al., 2005), então, avaliam se há uma redução destes valores em condições de u^* baixo (pouca turbulência mecânica) e, em caso positivo, filtram os dados e substituem por alguma forma de preenchimento dos mesmos (GOULDEN et al., 1996).

GU et al. (2005) relatam que o valor encontrado irá depender da distribuição da área foliar, da altura do dossel e também das condições meteorológicas e das características do terreno. Segundo BALDOCCHI (2003) o valor da velocidade de fricção que produz “bons” fluxos noturnos de CO₂ não é universal, MASSMAN & LEE (2002) revisando a literatura encontraram u^* variando entre 0 e 0,6 m s⁻¹ em diferentes tipos de florestas.

MILLER et al. (2004), em estudo realizado no leste da Amazônia, encontraram que a magnitude da integração anual foi altamente sensível ao tratamento de noites calmas quando o filtro foi usado para substituir NEE durante períodos noturnos com $u^* < 0,2 \text{ m s}^{-1}$. Análises da relação entre NEE noturno e u^* confirmaram que a soma anual precisou ser corrigida para o efeito das noites calmas. Antes da correção os autores haviam encontrado que a floresta aparentava ser um forte absorvedor do carbono da atmosfera ($-3,9 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$), e após a correção os resultados passaram a apresentar uma fonte líquida de carbono ($+0,4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$). Mesmo esta estimativa tendo apresentado maior coerência com as medidas feitas por inventários biométricos, os autores concordam que o filtro u^* introduz incerteza na soma anual, e que esta incerteza é proporcional à magnitude da correção.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As medidas foram feitas no período de janeiro a outubro de 2004 em uma área de floresta tropical úmida (floresta amazônica), no sítio experimental da Reserva Biológica do Rio Jaru (Figura 2), uma reserva protegida do Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Renováveis - IBAMA, situada a Leste no Estado de Rondônia, onde está instalada uma torre micrometeorológica com 61,5 metros de altura, que faz parte de uma rede de torres do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia - LBA.

Esta região de floresta vem sendo monitorada desde março de 1999, mas em novembro de 2002, devido à ocorrência de queimadas muito próximas à torre, ocasionadas por invasores, a mesma foi desativada. A estação meteorológica e o sistema de medidas de fluxos turbulentos só foram reativados em janeiro de 2004, dentro da mesma reserva (10,08° S; 61,93° W), porém a aproximadamente 13 km ao sul da posição antiga.

As localizações antiga (A) e atual da torre (C) podem ser observadas na Figura 2. Na posição antiga a torre se encontrava a 600 metros da margem do Rio Machado e havia uma área desflorestada ao seu redor. Hoje a torre se encontra a 1.240 m da margem do rio e em uma região mais preservada.

A região de floresta primária, classificada como *Floresta Ombrofila Aberta* (CULF et al., 1997), possui uma vegetação com características de terra-firme, com altura média do dossel de aproximadamente 35 m, sendo que algumas árvores emergentes podem atingir até 45 m. A altitude da área da reserva varia entre 120 e 150 m acima do nível do mar, e o solo é caracterizado como Podzólico vermelho

amarelo (HODNETT et al., 1996).

Com estações seca e chuvosa bem definidas, esta área teve um índice de precipitação média anual superior a 2000 mm, sendo a estação chuvosa compreendida entre os meses de novembro a março e a estação seca de julho a setembro. A temperatura média anual registrada foi de 25 °C. A umidade relativa do ar apresentou média anual de 82% e um valor mínimo de 26% em um dia do mês de agosto, denotando uma influência direta do período seco ao sudoeste amazônico.

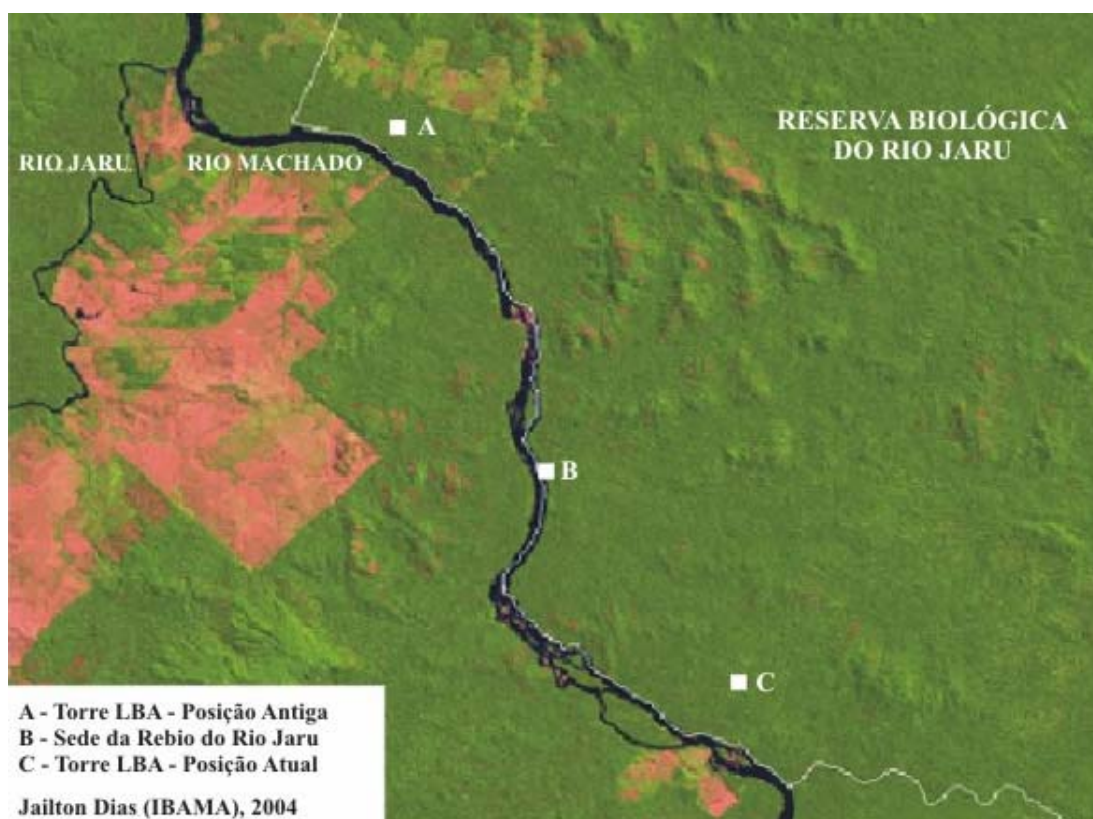


Figura 2. Localização das posições antiga e atual da torre micrometeorológica na Reserva Biológica do Rio Juru.

3.2. DESCRIÇÃO DOS INSTRUMENTOS E MÉTODOS

3.2.1. Instrumentos e Métodos Utilizados na Determinação dos Fluxos de Massa e Energia

As medidas de fluxos de dióxido de carbono, calor sensível e calor latente foram determinadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos com o emprego de sensores de resposta rápida (BOSVELD & BELJAARS, 2001). Esse sistema é composto por um anemômetro sônico tridimensional (Solent 1012R2, Gill Instruments, Lymington, UK) (Figura 3a), que mede as três componentes da velocidade do vento - velocidade horizontal do vento a leste (u), velocidade horizontal do vento a norte (v) e a velocidade vertical do vento (w) - e a temperatura do ar, e um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (LI-7500, LICOR Inc., Lincoln USA) (Figura 3b), que mede as concentrações de vapor de água e dióxido de carbono. Estes sensores estão contactados a um microcomputador tipo “*palmtop*”, que faz as leituras dos sensores com uma frequência de 10,4 Hz e armazena os dados brutos em arquivos a cada 30 minutos.

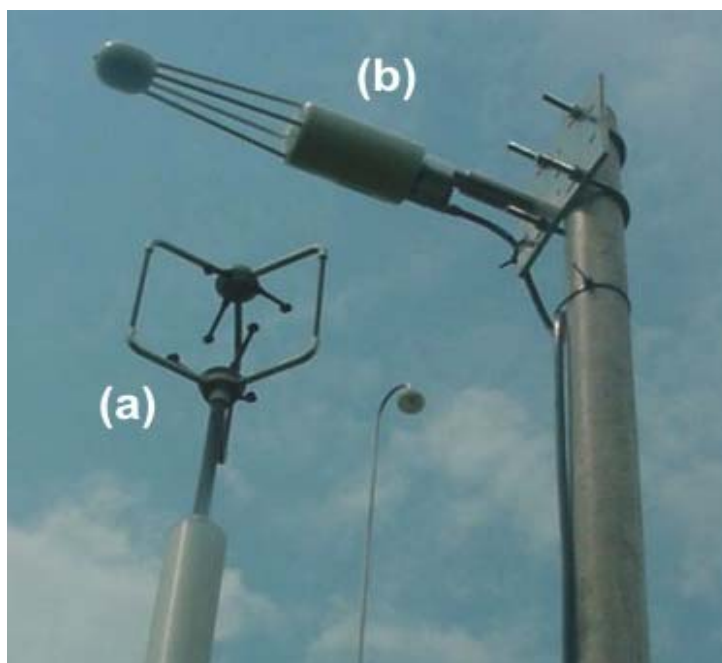


Figura 3. Anemômetro sônico tridimensional (a) e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (b) instalados a 63,4 m de altura.

Após coleta semanal, os dados foram processados com a rotina computacional Alteddy (ELBERS, 1998), desenvolvido pela Instituição Alterra da Holanda, o qual procede a uma série de correções antes de calcular os fluxos turbulentos. O tempo de amostragem utilizado no cálculo dos fluxos foi de 800 segundos, em concordância com o que sugerem RANNIK & VESALA (1999), segundo os quais, para minimizar erros na estimação de fluxos turbulentos é necessário usar constantes de tempo mais longas.

3.2.1.1. Cálculos dos Fluxos Turbulentos

O método de covariância de vórtices turbulentos é um princípio de determinação direta dos fluxos, que calcula a correlação entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais da velocidade do vento horizontal (fluxo de momentum), da temperatura do ar (fluxo de calor sensível), da umidade do ar (fluxo de calor latente) e da concentração de CO₂ (fotossíntese, respiração e fotorrespiração). O fluxo de uma grandeza escalar c pode ser escrito como:

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad (1)$$

onde w é a velocidade vertical do vento, ρ_c é a concentração do escalar c , e a barra horizontal sobreposta ao produto destas variáveis representa a média temporal em um determinado intervalo de tempo. Entretanto, devido à grande quantidade de flutuações observadas nas medidas de velocidade do vento, temperatura e concentração, comumente essas variáveis são expressas como a soma de uma componente média e outra flutuante (BALDOCHI et al., 1988; MONCRIEFF et al., 1997). Este procedimento é conhecido como decomposição de Reynolds.

Aplicando esse procedimento às variáveis w e ρ_c obtém-se:

$$w = \overline{w} + w' \quad (2)$$

$$\rho_c = \overline{\rho_c} + \rho_c' \quad (3)$$

onde \bar{w} é o valor médio da velocidade vertical do vento, $\bar{\rho}_c$ é o valor médio da concentração da escalar c e w' e ρ_c' representam as flutuações em relação à média das suas respectivas componentes.

Retornando a Equação 1 e substituindo as Equações 2 e 3, tem-se:

$$F_c = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{\rho}_c + \rho_c')} \quad (4)$$

Desenvolvendo a Equação 4, obtém-se:

$$F_c = \overline{\bar{w}\bar{\rho}_c} + \overline{\bar{w}\rho_c'} + \overline{w'\bar{\rho}_c} + \overline{w'\rho_c'} \quad (5)$$

Como pela lei da conservação de massa a média da velocidade vertical do vento \bar{w} é nula, e os termos que têm apenas um componente flutuante, por definição, também têm a média de todas as suas flutuações nula, o fluxo turbulento de uma grandeza escalar c pode ser escrita como:

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} \quad (6)$$

onde w' representa a variação da componente vertical da velocidade do vento em relação à sua média, ρ_c' representa a variação da concentração do escalar c em relação à sua média, e a barra horizontal sobre o produto dos desvios caracteriza a covariância entre w' e ρ_c' .

Desta forma, os fluxos turbulentos de calor latente, calor sensível e CO_2 , podem ser respectivamente expressos da seguinte forma:

$$\lambda E = \rho \lambda \overline{w'q'} \quad (7)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (8)$$

$$F_C = \rho \overline{w'C'} \quad (9)$$

onde, q é a umidade específica do ar, T é a temperatura do ar, C é a concentração de CO_2 , c_p é o calor específico do ar a pressão constante, ρ é a densidade do ar seco a 20 °C e λ é o calor latente de evaporação.

3.2.1.2. Método para Medir a Acurácia dos Fluxos de Energia

A acurácia das medidas de fluxos de energia realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos pode ser avaliada para aumentar a confiabilidade nos dados calculando-se o fechamento do balanço de energia (MONCRIEFF et al., 1997; TWINE et al., 2000), da seguinte forma:

$$H + \lambda E \approx R_n - G - S \quad (10)$$

onde H é o fluxo de calor sensível, λE é o fluxo de calor latente, R_n é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo e S é a energia armazenada na biomassa e no dossel. O saldo de radiação foi medido conforme descrito na seção 3.2.2, o fluxo de calor no solo e a energia armazenada no dossel foram estimados conforme apresentado na seção 3.3.1.

3.2.2. Instrumentos e Métodos Utilizados na Determinação das Variáveis Meteorológicas

Os sensores que medem a radiação solar incidente (Figura 4a), saldo de radiação (Figura 4b), radiação fotossinteticamente ativa, temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, direção do vento, velocidade do vento e precipitação foram conectados a um sistema de aquisição de dados (Datalogger CR10X, Campbell Scientific Instrument, Utah, USA) programado para fazer uma leitura das medidas a cada 30 segundos e depois armazenar uma média a cada 30 minutos. A lista dos instrumentos correspondentes a cada variável medida encontra-se na Tabela 1.

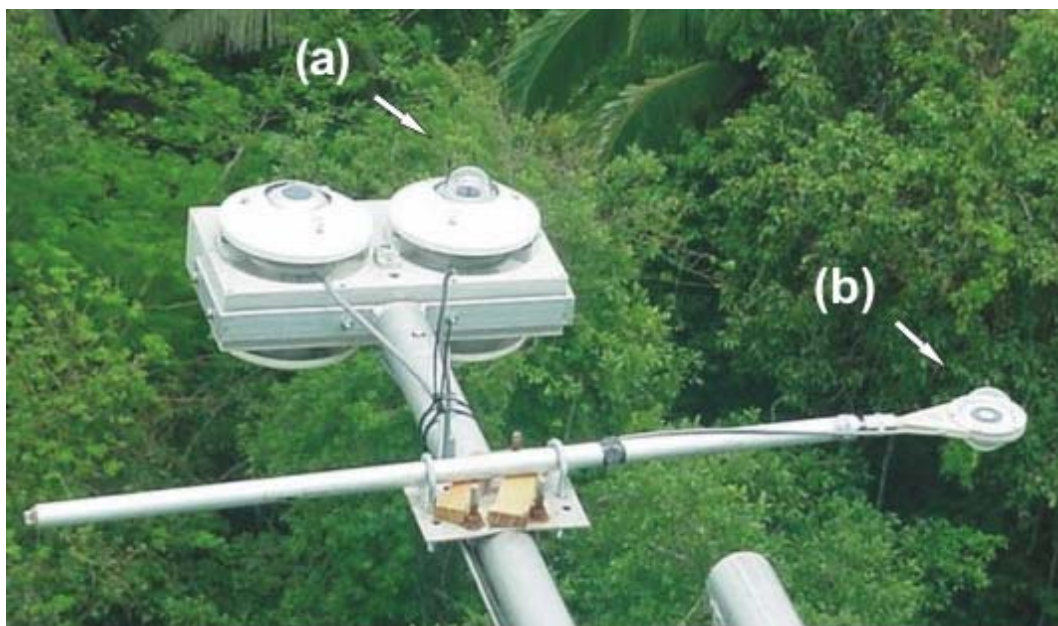


Figura 4. Sensores de radiação solar incidente (a) e do saldo de radiação (b).

Tabela 1. Lista das variáveis meteorológicas, instrumentos e respectivas alturas dos sensores instalados na torre da REBIO Jaru.

Variáveis meteorológicas	Instrumentos	Altura de instalação
Direção do vento	Anemoscópio Vector (W200P)	62,5 m
Precipitação	Pluviômetro EM ARG-100	62,0 m
Pressão atmosférica	Barômetro Vaisala (PTB100A)	61,0 m
PAR	Sensor quantum LI-COR (LI-190SZ)	62,4 m
Radiação solar incidente	Piranômetros Kipp & Zonen (CM6)	58,0 m
Saldo de radiação	Conjunto Saldo-radiômetro Kipp & Zonen	58,0 m
Temperatura do ar	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	61,5 m
Umidade relativa do ar	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A)	61,5 m
Velocidade do vento	Anemômetro Vector A100R	62,1 m

Semanalmente dados armazenados em um módulo de memória eram transferidos para um disco rígido de computador. Também uma vez por semana foram observados o funcionamento e o estado de conservação dos sensores, fazendo a limpeza e os reparos necessários. As variáveis citadas acima foram adicionadas em um gerenciador de banco de dados (Paradox for Windows versão 10, Borland International Inc., USA) que foi utilizado para fazer a crítica dos dados e processou

os limites escolhidos para cada variável com a finalidade de limpar os valores espúrios. Os limites mínimos e máximos utilizados para filtrar os dados estão relacionados na Tabela 2.

Tabela 2. Limites mínimos e máximos utilizados para filtrar os dados.

Variáveis	Valores mínimos	Valores máximos	Unidades de medidas
Direção do vento	0	360	Graus
Fluxo de calor latente	-50	700	W m ⁻²
Fluxo de calor no solo	-20	20	W m ⁻²
Fluxo de calor sensível	-150	500	W m ⁻²
Fluxo de CO ₂	-50	100	μ mol m ⁻² s ⁻¹
Precipitação	0	50	mm
Pressão atmosférica	980	1.025	hPA
Radiação fotossinteticamente ativa	-10	2.700	μ mol m ⁻² s ⁻¹
Radiação solar incidente	0	1.300	W m ⁻²
Saldo de radiação	-100	1.000	W m ⁻²
Temperatura do ar	10	40	°C
Umidade relativa do ar	25	105	%
Velocidade de fricção do ar	0	1,5	m s ⁻¹
Velocidade do vento	0	20	m s ⁻¹

3.3. ESTIMATIVAS DE VARIÁVEIS

3.3.1. Componentes do Balanço de Energia

Nem todas as componentes do balanço de energia puderam ser medidas no período analisado, desta forma tiveram que ser estimadas com base em medidas feitas anteriormente. São elas: o fluxo de calor no solo (G) e a energia armazenada na biomassa e no dossel (S). O CO₂ armazenado dentro do dossel também foi parametrizado com base em medidas anteriores e será discutido posteriormente.

As medidas do fluxo de calor no solo foram estimadas por meio de uma regressão entre o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo feita com os dados de 1999, ano no qual havia o sensor de fluxo de calor no solo instalado. Os parâmetros

da equação de regressão foram significativos ao nível de 1%. O coeficiente de determinação encontrado foi $R^2 = 0,63$, indicando que 63% dos valores estimados do fluxo de calor no solo foram explicados pela equação de regressão.

A energia armazenada no dossel e na biomassa foi calculada segundo a parametrização proposta por MOORE & FISCH (1986), sendo necessárias apenas as medidas de temperatura e umidade específica do ar em um único ponto da torre, tal que:

$$S = S_b + S_c \quad (11)$$

$$S_b = 12,6\Delta T^* \quad (12)$$

$$S_c = 16,7\Delta T + 28\Delta q \quad (13)$$

onde S_b é a energia armazenada na biomassa (W m^{-2}), S_c é a energia armazenada no dossel proveniente das trocas de calor sensível e calor latente (W m^{-2}), ΔT^* é a variação da temperatura (K) medida na meia hora seguinte, ΔT é a variação horária da temperatura (K) e Δq é a variação horária da umidade específica (g kg^{-1}).

3.3.2. Troca Líquida de CO_2 no Ecossistema

A troca líquida de CO_2 no ecossistema (NEE), que é a diferença entre o CO_2 absorvido pela fotossíntese e o perdido pela respiração (WOHLFAHRT et al., 2005), é estimada combinando as medidas do sistema de fluxos com medidas do perfil vertical da concentração de CO_2 abaixo deste sistema. O NEE é calculado pela soma dos fluxos medidos no topo da torre e da taxa de armazenamento de CO_2 na camada abaixo (LEE, 1998; GRACE et al., 1995).

$$NEE = F_C + \int M_c \frac{dC}{dt} dz \quad (14)$$

onde F_C é o fluxo de CO_2 medido pelo sistema de covariâncias e o segundo termo é a taxa de armazenamento de CO_2 (M_c é o peso molar do carbono e dC/dt é a taxa de variação da concentração de CO_2 ao longo do perfil vertical). Na prática, o termo de armazenamento é calculado aproximando as derivadas temporais por diferenças finitas entre duas medidas sucessivas e a integral pela soma dos valores em cada nível.

Durante o ano de 1999 havia um sistema de medidas do perfil vertical da concentração de CO_2 (CIRAS SC, PP Systems, UK) instalado na torre da REBIO Jaru, mas em junho de 2000 o sistema foi desativado devido a problemas nos instrumentos. Assim, com a utilização das medidas do perfil vertical da concentração de CO_2 coletadas entre março de 1999 e junho de 2000 foram estimados os valores para 2004 conforme a metodologia que VON RANDOW et al. (2004) desenvolveram no referido trabalho.

O procedimento empregado foi o seguinte: usando os 14 meses de dados de perfis de concentração disponível, inicialmente os dados de cada dia foram classificados de acordo com três classes de “atividade turbulenta noturna”, dependendo da média da velocidade de fricção (u^*) calculada na noite anterior (ou atual para medidas noturnas) os dias foram classificados conforme u^* médio noturno atinge valor: (i) entre 0 e $0,1 \text{ m s}^{-1}$; (ii) entre $0,1$ e $0,2 \text{ m s}^{-1}$; e (iii) maior que $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Posteriormente foram calculados os valores médios horários do armazenamento para as 3 classes. Foram produzidos assim, valores de referência do armazenamento de CO_2 para as 3 classes, que foram então usados para substituir os dados ausentes de acordo com a quantidade de turbulência observada durante o decorrer da noite, ou atual para medidas noturnas.

A qualidade desse modelo empírico de armazenamento de CO_2 foi testada utilizando dados medidos durante 10 dias que apresentavam uma variação de diferentes condições climáticas. Foi comparado o NEE calculado usando o modelo empírico com o calculado utilizando os valores medidos. Embora o modelo seja simples, os resultados foram considerados satisfatórios (VON RANDOW et al., 2004).

3.4. AJUSTES DA CURVA DE RESPOSTA À LUZ

O ajuste da curva de resposta à luz foi utilizado para descrever a relação entre a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e a troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE), onde por meio do modelo de Misterlich (AUBINET et al., 2001) foram calculados os valores de saturação de CO₂, a respiração noturna e o rendimento quântico.

$$NEE = -(F_{\max} + R_{not}) \left(1 - \exp\left(\frac{-\alpha PAR}{F_{\max} + R_{not}}\right) \right) + R_{not} \quad (15)$$

onde F_{\max} é a taxa máxima de fluxo líquido de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), R_{not} é a respiração noturna ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), e α é o rendimento quântico ($\mu\text{mol CO}_2 / \mu\text{mol PAR}$).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. AVALIAÇÃO DOS DADOS

Na REBIO Jaru, durante o ano de 2004, entre 20 e 32% dos dados de fluxos foram rejeitados devido violações nas condições micrometeorológicas ideais, mau funcionamento dos sensores de medida e dos sistemas de fornecimento de energia elétrica e de aquisição e armazenamento de dados, e a falhas humanas também. Os dados meteorológicos tiveram menor índice de rejeição apresentando taxa entre 16 e 22%.

De acordo com FALGE et al. (2001b) as situações citadas acima forçam os investigadores a rejeitar uma proporção dos dados pois, na prática, é impossível coletar dados acurados 24 horas por dia e 365 dias no ano. Segundo BALDOCCHI (2003) falhas nos dados são inevitáveis quando são construídos registros de dados em longo prazo e para os dados de fluxos medidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos, o índice de rejeição dos dados no período de um ano é de 35% (FALGE et al., 2001a).

Algumas falhas ocorreram nas variáveis em horários diferentes podendo terem sido ocasionadas por mau funcionamento dos instrumentos. Em outras ocasiões não há registro de nenhuma das variáveis, que pode ter sido ocasionado por alguma falha que afetou todo o sistema, como um raio ou rompimento parcial de algum fio habitualmente provocado pela ação de algum roedor. Quando estas falhas ocorrem, só é possível detectá-las quando da ida à torre para coleta dos dados, o que acontece com um intervalo médio de 10 dias.

Os dias em que não ocorreram registros de nenhuma variável nos dados de fluxos foram 114-134, 149-163 e 205-214 perfazendo um total de 46 dias. Os dados

meteorológicos apresentaram falhas nos dias 30-38, 57, 58, 105-124, 133, 134, 157, 191-199, 205-214, totalizando 53 dias.

4.2. VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS

4.2.1. Precipitação

Os padrões de variabilidades mensais da precipitação podem ser verificados na Tabela 3, que mostra os totais de março de 1999 a outubro de 2004. Com a troca de local da torre micrometeorológica os sensores de precipitação foram instalados apenas no dia 28 de fevereiro de 2004. Os dados coletados nos meses seguintes - março, abril e maio - por problemas apresentados anteriormente, tiveram que ser desconsiderados nas análises. As medidas estavam superestimadas, e após a verificação do problema o sensor foi calibrado. Desta forma, as análises para a estação chuvosa no período ficaram comprometidas. Para caracterização do padrão pluviométrico nesta região de floresta, na Tabela 3 estão registrados os totais mensais dos últimos 5 anos de coletas.

Na referida tabela observa-se que janeiro foi o mês que apresentou maior índice de precipitação, em média 500,00 mm. E o menor índice médio ocorreu em julho, com 13,60 mm. Em valores absolutos o menor e maior índice registrados foram em julho de 1999 (0,20 mm) e em janeiro de 2002 (516,94 mm), respectivamente.

Dos 183 dias existentes na estação seca em 2004, foram contabilizados 159 dias com medidas de precipitação e 73% destes dias não apresentaram registros de precipitação. O valor máximo diário registrado nesta estação foi de 38 mm d⁻¹, e ocorreu no mês de setembro. A REBIO Jaru apresentou um alto índice de dias sem chuva na estação seca. Em um estudo realizado em uma área de floresta tropical úmida em Santarém - PA, PINTO (2003) encontrou índice de 50% sem registro de chuvas na estação seca dessa região.

Informações de monitoramento climatológico disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC indicaram que as chuvas na

REBIO Jaru apresentaram-se um pouco abaixo da média histórica nos meses de março a julho de 2004, o que provavelmente afetou a recarga do reservatório hídrico dos solos, diminuindo, em consequência, a disponibilidade hídrica para a vegetação durante a estação seca.

Tabela 3. Total mensal da precipitação (mm) na REBIO Jaru, registrado nos últimos 5 anos de coletas.

Meses	1999	2000	2001	2002	2004
Jan		490,40	496,98	516,94	
Fev		163,00	342,61	173,01	
Mar	12,00*	500,23	207,98	182,02	
Abr	157,40	182,79	165,79	280,80	
Mai	39,79	89,80	130,41	77,00	
Jun	76,40	2,00	41,20	8,20	43,00
Jul	0,20	8,80	34,60	23,59	0,80
Ago	12,80	13,40	0,25	35,20	7,40
Set	114,41	149,20	85,01	45,81	40,40
Out	127,59	171,80	284,40	144,00	146,20
Nov	112,60	263,38	338,00	99,80**	
Dez	256,21	260,40	386,01		
Total	909,40	2295,2	2513,24	1586,37	237,80

* 8 dias de medidas, ** 14 dias de medidas

Os meses que não estão preenchidos na Tabela 3 correspondem aos meses que apresentaram falhas ou períodos onde não houve coletas dos dados. Em 1999 a coleta foi realizada do dia 24 de março a 31 de dezembro, em 2002 ocorreu do dia 1 de janeiro a 14 de novembro e em 2004 do dia 01 de junho a 30 de outubro, portanto os dados dos meses de março de 1999 e novembro de 2002 são parciais e não representam as chuvas acumuladas nesses meses.

De modo geral, observa-se que a precipitação segue um padrão sazonal bem definido, com um período de grandes quantidades de chuvas (estação chuvosa) usualmente entre novembro e março, e um período de estiagem (estação seca) nos meses de julho a setembro.

Para a comparação entre as estações chuvosa e seca foram utilizados os meses

de janeiro a março para representar a estação chuvosa e os meses de julho a setembro para representar a estação seca.

4.2.2. Radiação Solar Incidente

A radiação solar incidente (Figura 5a) apresentou padrões de variabilidade sazonal, que variou entre um valor médio diário de 188 W m^{-2} na estação chuvosa e 207 W m^{-2} na estação seca, apresentado um aumento de 10% em relação à estação chuvosa. O valor máximo registrado foi de $1125,5 \text{ W m}^{-2}$ e ocorreu no mês de outubro. Segundo ROCHA et al. (2004), mudanças sazonais na cobertura das nuvens são os principais fatores que determinam a variação da radiação solar incidente, em concordância, em um sítio experimental na Amazônia Central MALHI et al. (2002) observaram que nessa área de floresta tropical a cobertura de nuvens foi mais importante na determinação da variação da radiação solar do que o ângulo do sol ou a duração do dia.

Durante a estação seca, devido a grande ocorrência de queimadas na região, a atmosfera passa a conter uma quantidade maior de partículas suspensas no ar, ocasionando menor radiação solar incidente. Entretanto, nas condições experimentais deste trabalho, a quantidade de partículas suspensas no ar que ocorreram durante a seca foi um fator menor limitante para a incidência da radiação solar do que a cobertura de nuvens durante as chuvas.

Análises do ciclo diurno da radiação solar incidente (Figura 6a) indicaram diferenças entre as medidas feitas na estação chuvosa e na estação seca. Durante a estação chuvosa o valor médio horário máximo foi de 633 W m^{-2} , e na estação seca foi de 739 W m^{-2} . Diferença da mesma magnitude foi encontrada por PINTO (2003).

4.2.3. Temperatura do Ar

A temperatura média do ar apresentou pequena variação sazonal, a média diária encontrada na estação chuvosa foi de $24 \text{ }^\circ\text{C}$ e na seca de $25 \text{ }^\circ\text{C}$. Entretanto teve grande amplitude térmica diária, a temperatura diária máxima variou entre 20 e $34 \text{ }^\circ\text{C}$ e a mínima variou entre 14 e $24 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 5b).

No ciclo diurno as médias horárias mínima e máxima da temperatura do ar (Figura 6b) na estação seca foram de 20,5 °C e 30 °C respectivamente, ou seja, a amplitude térmica média foi de 9,5 °C e bem superior à da estação chuvosa, de aproximadamente 5 °C. A temperatura média horária na estação seca apresentou aumento de 2 a 3 °C em relação à estação chuvosa, durante o dia e diminuição de quase 2 °C no valor médio mínimo. Esse comportamento é compatível com a menor taxa de cobertura de nuvens na estação seca, que propicia maior incidência de radiação solar durante o dia e maior perda de energia radiativa da superfície durante a noite.

4.2.4. Umidade Relativa do Ar

Padrões sazonais de variabilidade da umidade relativa do ar apresentados na Figura 5c mostraram uma maior amplitude na variação entre as estações. Observa-se que no período que coincide com a estação seca a umidade relativa do ar foi menor. A média anual foi de 82% e o valor mínimo registrado foi de 26% na estação seca. A estação chuvosa apresentou média diária de 89% e a estação seca de 74%. As médias encontradas foram compatíveis com os valores encontrados por PRIANTE FILHO et al. (2004) para a região de floresta de transição no sul da Amazônia.

Na Figura 6c apresentam-se os padrões de variabilidade da umidade relativa do ar no ciclo diurno nas estações chuvosa e seca. Observa-se que durante toda a estação chuvosa os valores de umidade relativa foram mais altos, em torno de 4 a 25%. Essas diferenças tiveram maior amplitude por volta das 15 horas, quando a temperatura do ar é máxima.

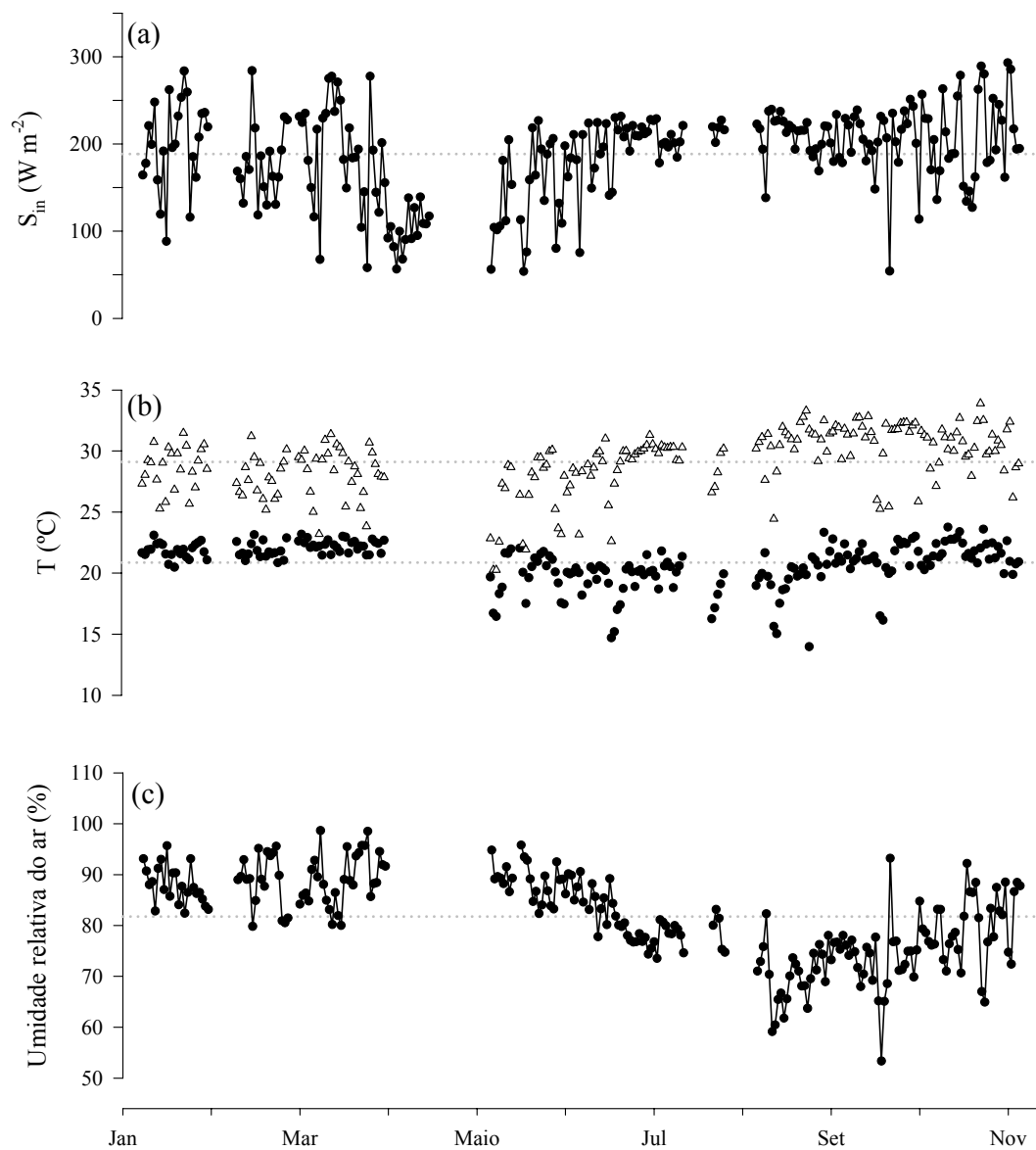


Figura 5. Padrões sazonais dos valores médios diários da radiação solar incidente (a), mínimos (círculos) e máximos (triângulos) da temperatura do ar (b) e médios diários da umidade relativa do ar (c). As linhas pontilhadas estão representando os valores médios diários.

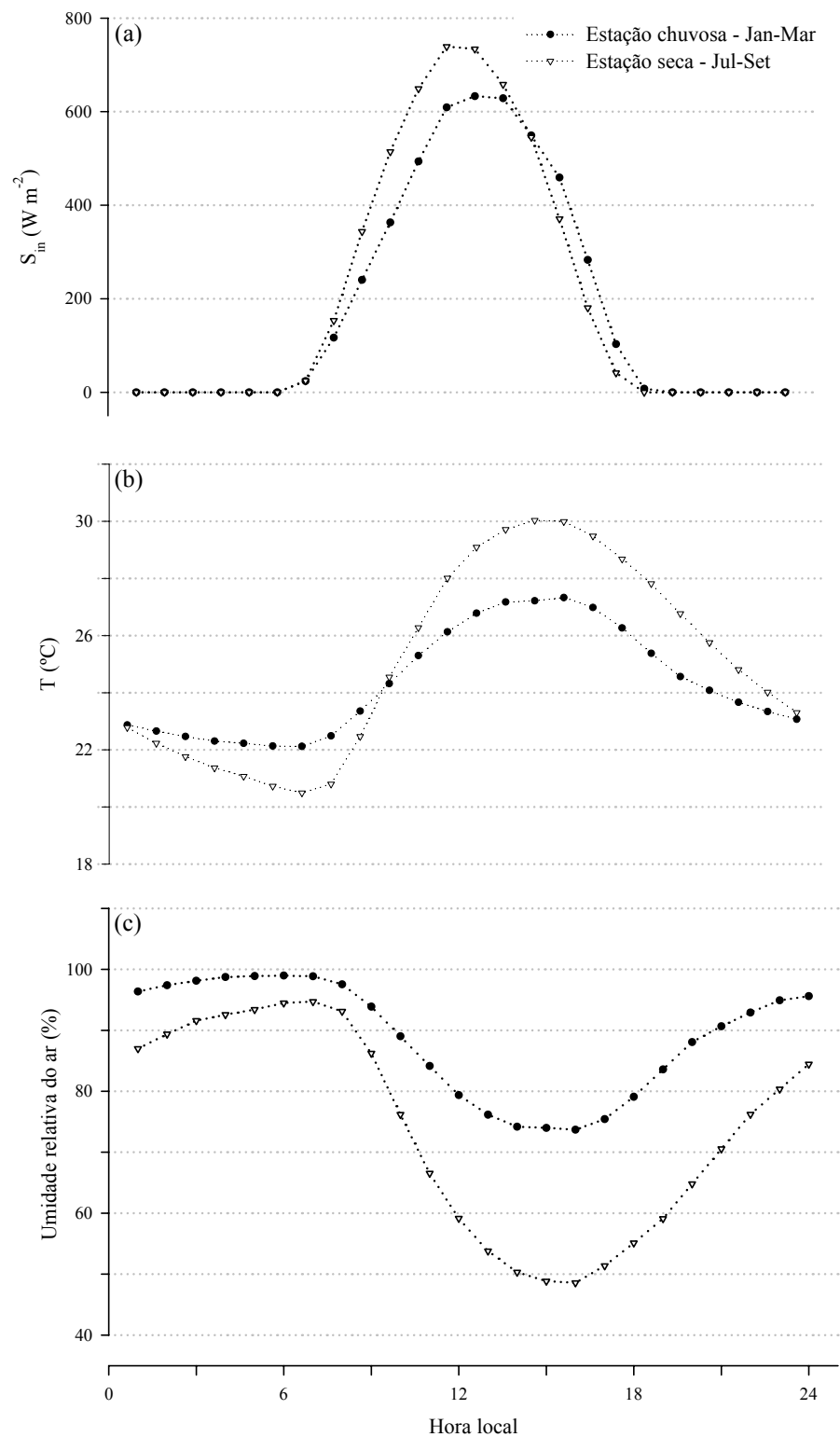


Figura 6. Variação do ciclo diurno médio da radiação solar incidente (a), da temperatura do ar (b) e da umidade relativa do ar (c). Foram utilizados 77 dias nas medições das estações chuvosa e seca para cada variável, exceto para a temperatura e umidade relativa do ar na estação chuvosa que foram utilizados 76 dias.

4.3. FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE

4.3.1. Balanço de Energia

O fechamento do balanço de energia apresentado na Figura 7 e calculado conforme Equação 10 (seção 3.2.1.2) apresentou inclinação da reta de 0,93 e coeficiente de determinação igual a 0,88 ($n=3828$). A inclinação encontrada, embora estatisticamente diferente de 1 (teste T de Student, $\alpha=0,05$), foi condizente e em alguns casos superior a valores encontrados em diversos estudos realizados na Floresta Amazônica que utilizaram o método de covariância de vórtices turbulentos (por exemplo: 0,84 em ARAÚJO et al., 2002 e 0,86 em ROCHA et al., 2004).

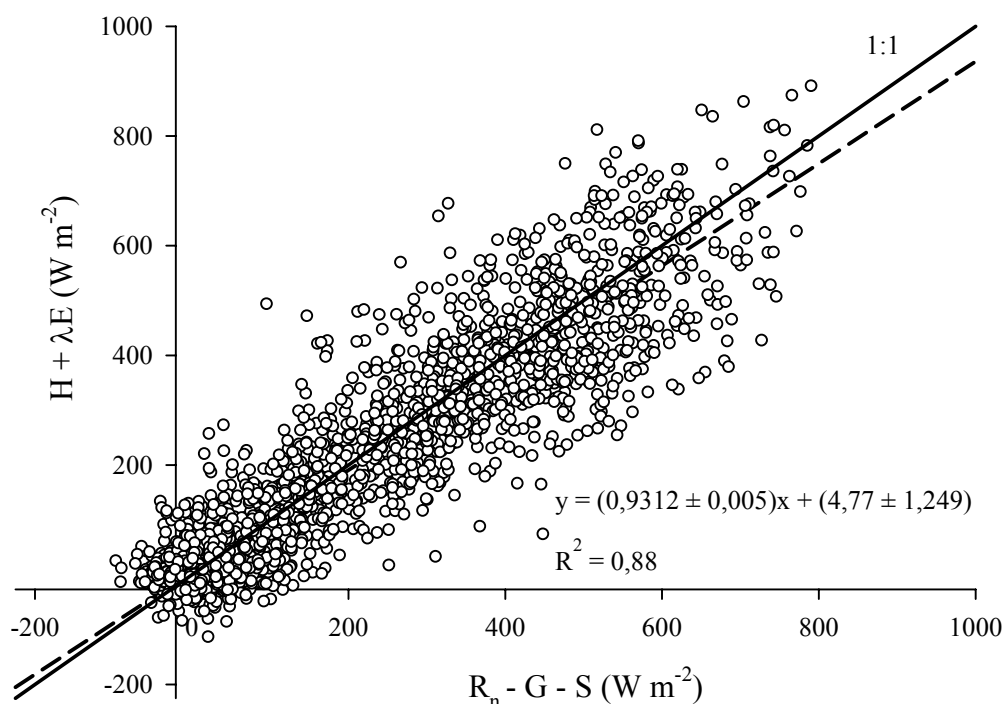


Figura 7. Relação entre a energia disponível no sistema ($R_n - G - S$) e a soma dos fluxos de calor sensível e calor latente ($H + \lambda E$). R_n é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo e S é a energia armazenada na biomassa e no dossel. Os valores representam médias horárias ($n = 3.828$). A linha sólida representa a reta de proporção 1:1 e a tracejada o ajuste linear.

Encontrar um bom fechamento do balanço de energia proporciona confiabilidade nos dados medidos e indica que todos os sistemas se encontram com desempenho satisfatório. Isso possibilita avaliar a qualidade dos dados de fluxo de energia obtidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos, pois como as medidas do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo, da energia armazenada na biomassa e no dossel e dos fluxos de calor latente e sensível são realizadas por métodos diferentes (TWINE et al., 2000), o fechamento do balanço indica que está havendo concordância entre as medidas.

Mas nem sempre é possível encontrar um resultado satisfatório. AUBINET et al. (2001) relatam que a causa mais importante no déficit do fechamento do balanço de energia em terrenos heterogêneos é a diferença entre a área de representatividade (*footprint*) do sistema de covariância de vórtices turbulentos e do saldo radiômetro. Isto porque a área, no primeiro caso, estende-se por várias centenas de metros na direção de onde sopram os ventos, enquanto que, no segundo caso, é situada abaixo do saldo radiômetro. De acordo com LEE (1998), a falta do fechamento do balanço de energia é particularmente um sério problema em vegetações altas.

VON RANDOW et al. (2004) encontraram um déficit de 26% no fechamento do balanço de energia para a mesma região no ano de 1999 quando a torre se encontrava na posição antiga. Ao traçar o gráfico com os dados de 1999 encontraram inclinação da reta de 0,74 e coeficiente de determinação igual a 0,89. Um dos fatores que os autores relataram como possíveis complicações para estimar os fluxos por meio do método de covariância de vórtices turbulentos, foi a possível ocorrência de circulações locais induzidas pelas diferenças entre a vegetação de floresta e as áreas desflorestadas próximas. Essas complicações podem ter levado a subestimação dos valores de fluxos medidos e, por conseguinte, à falta do fechamento do balanço na posição antiga.

Um fato a ser observado é que com a troca da posição da torre também foi trocado o analisador de gás por infravermelho que, na posição antiga, era de caminho fechado (LI-6262, LICOR Inc., Lincoln, USA) e na posição atual passou a ser de caminho aberto (LI-7500, LICOR Inc., Lincoln, USA). ANDREAE et al. (2002) reportam que parte dos problemas com o fechamento do balanço de energia pode ser originada pela subestimação dos fluxos de calor latente quando o sensor LI-6262 é

utilizado.

ROCHA et al. (2004) em estudo feito em uma floresta no leste da Amazônia sobre a sazonalidade dos fluxos de água e calor - onde utilizaram dois analisadores de gás por infravermelho, um de caminho aberto e outro de caminho fechado - relataram que as análises contaram mais intensamente com fluxos calculados com as medidas feitas por meio do analisador de gás de caminho aberto, porque, baseado em análises espectrais foi possível observar que essas medidas foram mais confiáveis para os fluxos de umidade. Assim sendo, os fluxos calculados pelo analisador de gás de caminho aberto podem ter proporcionado uma melhora considerável do fechamento do balanço.

Em princípio um outro fator que poderia explicar porquê o fechamento do balanço de energia apresentou melhora considerável seria que, por erros de calibração do sensor de saldo de radiação ou diferenças na área de representatividade (*footprint*), esses valores estivessem sendo subestimados e, desta forma, como os dados de fluxo de calor sensível e latente já costumam ser subestimados (TWINE et al., 2000; FINNIGAN et al., 2003), estariam agora mais próximos da igualdade. Para verificar esta hipótese foram comparados os valores médios das estações chuvosa e seca de 2004 com os dados médios de quatro anos anteriores, de 1999 a 2002, publicados por VON RANDOW et al. (2004) que estão apresentados nas Tabelas 4 e 5.

Nota-se nessas tabelas o fechamento do balanço de energia de 99% no ano de 2004 nas duas estações quando comparados os valores médios, sem que tenha sido utilizado nenhum artifício de correção, como foi o caso dos valores apresentados por VON RANDOW et al. (2004), que aumentaram os valores de λE e H , conservando a razão de Bowen ($H/\lambda E$) medida, para fechar o balanço de energia.

Em ambas as estações observa-se que houve diminuição do saldo de radiação no ano de 2004, quando comparados com os valores médios dos anos anteriores. Também houve diminuição do fluxo de calor sensível nas duas estações e do fluxo de calor latente na estação seca. Entretanto houve aumento do fluxo de calor latente na estação chuvosa.

A diminuição do fluxo de calor latente durante a estação seca (Tabela 4), de $15,7 \text{ W m}^{-2}$, é consistente com a diminuição do saldo de radiação, de $15,3 \text{ W m}^{-2}$.

Nota-se que o valor médio do fluxo de calor sensível nesta estação é praticamente igual ao valor médio dos anos anteriores.

Tabela 4. Valores médios da estação seca de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE), fluxo de calor sensível (H) e da razão $\lambda E/R_n$. As unidades são $W m^{-2}$.

	R_n	λE	H	$\lambda E/R_n$
VON RANDOW et al. (2004)	146,9	108,6	38,3	0,74
Ano de 2004	131,6	92,9	37,1	0,71
Diferença (%)	-10,4	-14,4	-3,1	-

Tabela 5. Valores médios da estação chuvosa de saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE), fluxo de calor sensível (H) e da razão $\lambda E/R_n$. As unidades são $W m^{-2}$.

	R_n	λE	H	$\lambda E/R_n$
VON RANDOW et al. (2004)	136,1	104,5	31,6	0,77
Ano de 2004	134,3	115,5	17,0	0,86
Diferença (%)	-1,3	+10,5	-46,2	-

Já na estação chuvosa (Tabela 5), a diminuição do saldo de radiação foi pequena e o aumento do fluxo de calor latente, de $11 W m^{-2}$, foi compensado pela diminuição do fluxo de calor sensível, de $14,6 W m^{-2}$.

Como mencionado anteriormente, sobre superfícies complexas como a da floresta, um fechamento do balanço de energia entre 80 e 90% é considerado satisfatório. Os resultados alcançados aqui, de fechamento do balanço em 99%, quando utilizados os valores médios, parecem indicar que os fluxos turbulentos podem estar superestimados ou que o fluxo de saldo de radiação esteja sendo subestimado.

4.3.2. Padrões de Variabilidade Sazonal e do Ciclo Diurno

As medidas do saldo de radiação apresentaram pequena variação sazonal como pode ser observado na Figura 8a. A estação chuvosa apresentou média diária de $134,3 \text{ W m}^{-2}$ e a seca de $131,6 \text{ W m}^{-2}$. ROCHA et al. (2004) encontraram maior variação do saldo de radiação entre as estações, com média de 140 W m^{-2} na estação seca e 113 W m^{-2} na chuvosa. A variabilidade do ciclo diurno do saldo de radiação foi limitada pela intensidade da radiação solar (Figura 9a). O saldo de radiação teve uma variação máxima antes do meio-dia local e foi tipicamente negativo à noite. Esta variação apresentou mínimo de -33 W m^{-2} durante a noite e pico de 547 W m^{-2} na estação seca por volta das 12 horas.

O fluxo de calor latente (calculado conforme descrito na Equação 7) apresentou maior amplitude na variação sazonal (Figura 8b) quando comparada com a amplitude encontrada no saldo de radiação. A estação chuvosa apresentou média diária de $115,5 \text{ W m}^{-2}$ e a seca de $92,9 \text{ W m}^{-2}$, indicando uma diminuição de 19,6% dos fluxos de calor latente na estação seca. O valor máximo diário médio encontrado foi de $165,7 \text{ W m}^{-2}$ no mês de janeiro e o mínimo de $36,4 \text{ W m}^{-2}$ em setembro. O valor médio anual foi de $93,6 \text{ W m}^{-2}$. Os fluxos de calor latente apresentaram variabilidade do ciclo diurno com pico de 400 W m^{-2} às 13 horas e mínimo de $2,4 \text{ W m}^{-2}$ durante a noite (Figura 9b).

O fluxo de calor sensível (calculado conforme descrito na Equação 8) teve variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente, como pode ser observado na Figura 8c. A estação chuvosa apresentou média diária de $17,0 \text{ W m}^{-2}$ e a seca de $37,1 \text{ W m}^{-2}$, representando aumento de 118,2% dos fluxos de calor sensível na estação seca. O valor médio anual foi de $26,8 \text{ W m}^{-2}$. A média horária do fluxo de calor sensível (Figura 9c) variou predominantemente entre -9 e 169 W m^{-2} , sendo tipicamente negativo no período noturno.

A magnitude dos valores do saldo de radiação e dos fluxos de calor latente e sensível seguiu um curso diário de acordo com a intensidade da radiação solar incidente, conforme pode ser observado nas Figuras 9a, 9b, 9c e 6a, respectivamente. Portanto, os valores máximos foram registrados próximo ao meio-dia e os valores mínimos entre o anoitecer e o amanhecer, mais precisamente entre as 18 e 8 horas.

Os valores negativos ocorreram durante a noite, quando a superfície e a vegetação perdem calor para a atmosfera (SANTOS, 2004).

Durante o período de medidas o saldo de radiação não apresentou considerável variação sazonal, e cerca de 78% do saldo de radiação disponível foram gastos no processo de evapotranspiração. Na estação seca o índice foi de 71% e

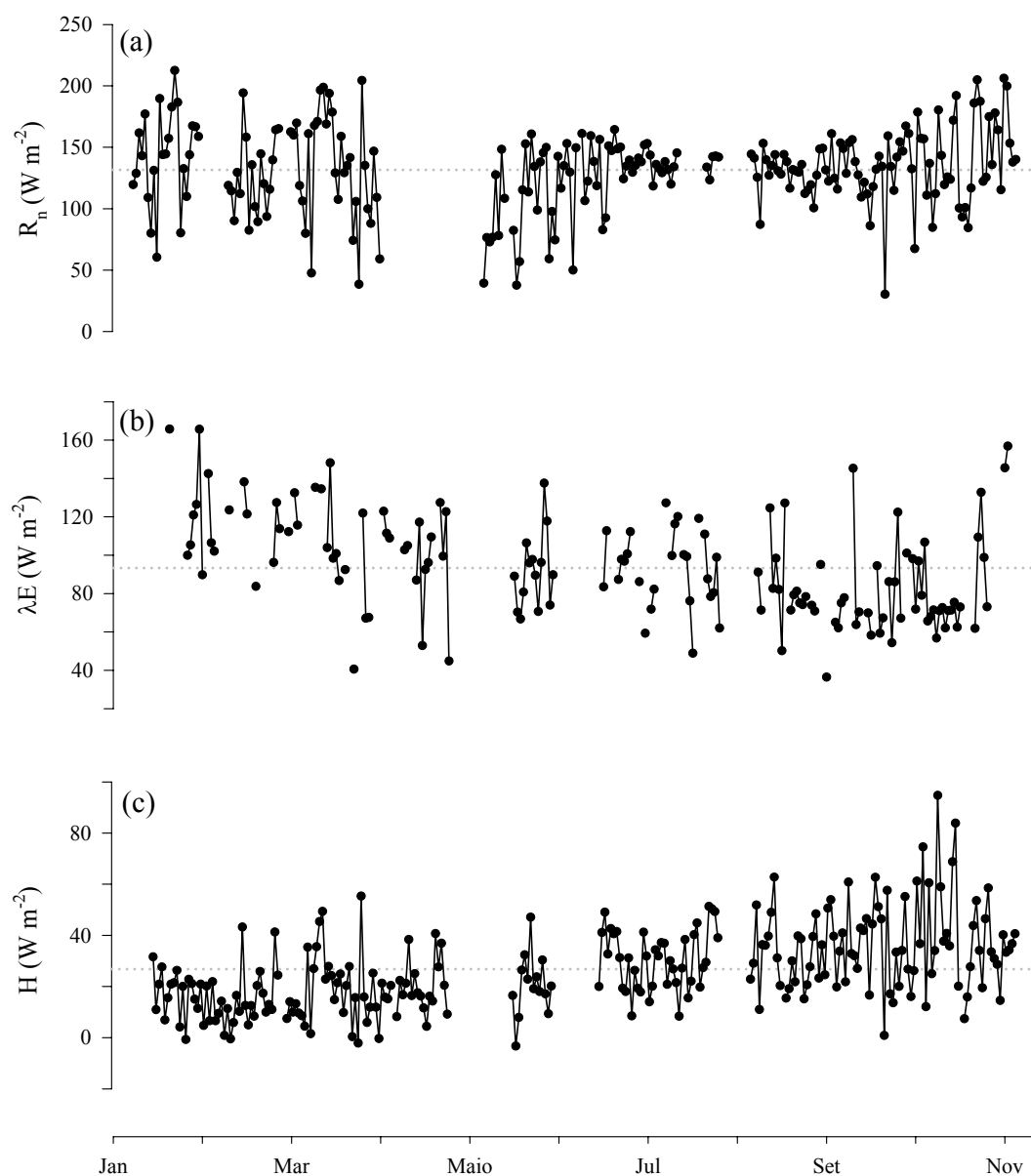


Figura 8. Padrões sazonais dos valores médios diários do saldo de radiação (a), do fluxo de calor latente (b) e do fluxo de calor sensível (c). As linhas pontilhadas estão representando os valores médios diários.

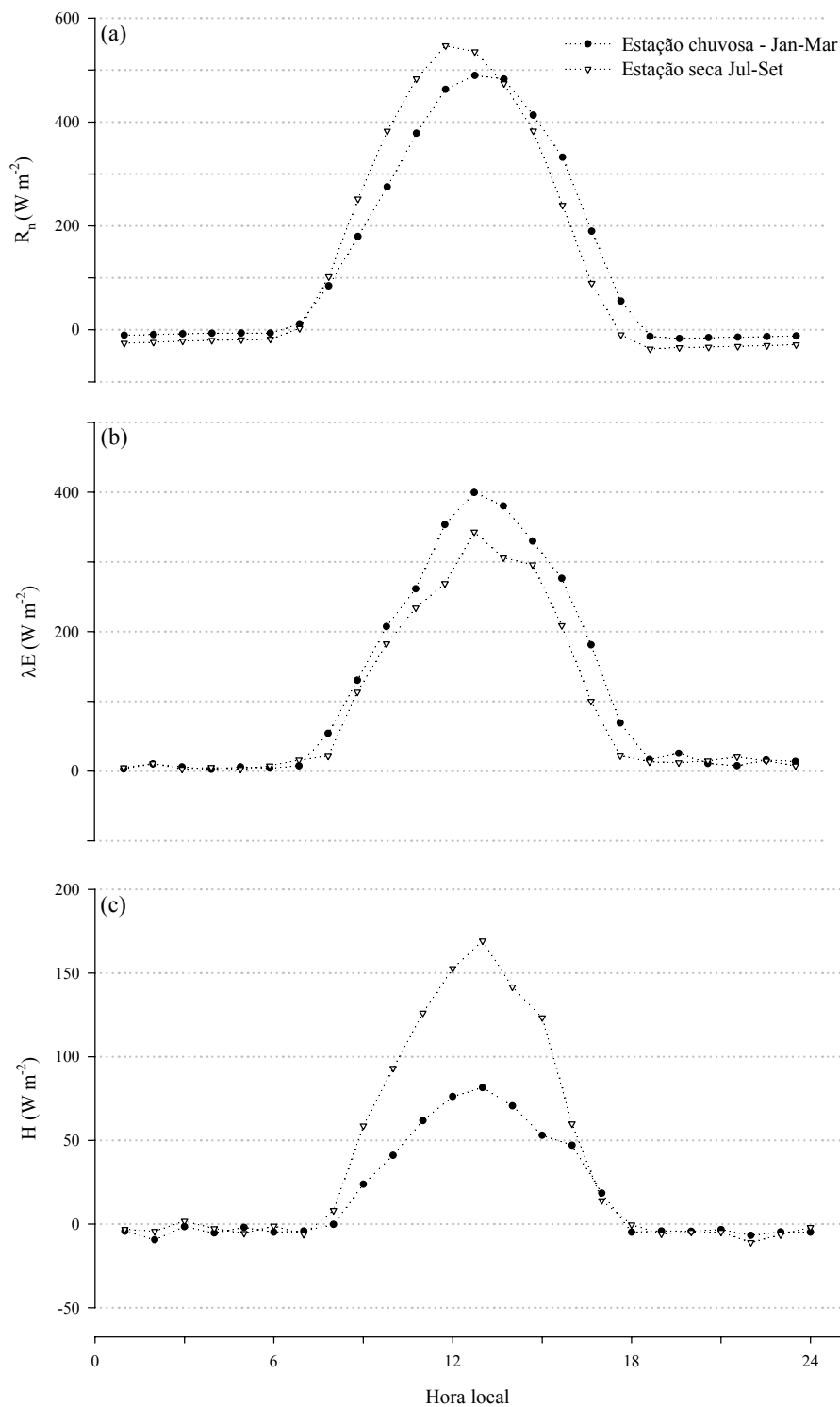


Figura 9. Variação do ciclo diurno médio do saldo de radiação (a), do fluxo de calor latente (b) e do fluxo de calor sensível (c). Foram utilizados 78 dias nas medições da estação chuvosa para saldo de radiação e 77 para fluxos de calor latente e sensível. Na estação seca foram 77 dias para saldo de radiação e 84 dias para os fluxos de calor latente e sensível.

aumentou para 86% na estação chuvosa. Estes valores estão condizentes com valores encontrados por MALHI et al. (2002) em estudo feito na Amazônia Central. Os autores mencionaram que a evapotranspiração representou entre 75 e 85% do saldo de radiação na estação chuvosa, mas este índice declinou durante a estação seca. PRIANTE FILHO et al. (2004) também encontraram resultados semelhantes no sul da Amazônia.

Os resultados da Tabela 6 mostram uma resposta clara da vegetação à diminuição das chuvas na estação seca. Com a redução da precipitação a umidade do solo também diminui, principalmente nas camadas superiores do solo. Desta forma, é de se esperar uma diminuição nas taxas de evapotranspiração e um aumento nos fluxos de calor sensível.

Tabela 6. Médias diárias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (λE) e fluxo de calor sensível (H) calculadas nas estações chuvosa e seca, e medidas da fração evaporativa ($\lambda E / R_n$). As unidades são $W m^{-2}$.

	R_n	λE	H	$\lambda E / R_n$
Estação chuvosa	134,3	115,5	17,0	0,86
Estação seca	131,6	92,9	37,1	0,71
Diferença (%)	-2,0	-19,6	+118,2	-

Em estudos anteriores, porém, observou-se que as árvores na Floresta Amazônica têm em geral uma boa adaptação a estas condições, desenvolvendo raízes bem profundas e atingindo o lençol freático nas camadas inferiores do solo. Desta forma, a floresta mantém altas taxas de evapotranspiração mesmo durante a estação seca e apresenta pouca variabilidade sazonal (ARAÚJO et al., 2002; ROCHA et al., 2004). Até mesmo os dados da REBIO Jaru, na posição onde a torre se encontrava, não apresentaram uma variação tão clara, apesar de indicarem um pequeno aumento na razão entre o calor sensível e calor latente no final da estação seca (VON RANDOW et al., 2004). Os dados coletados na posição atual, situada a apenas 13 km ao sul da posição antiga, mostram maior resposta a estação seca na região: um aumento evidente no calor sensível, que chega a dobrar seus valores, e uma diminuição de mais de 19% na evapotranspiração.

4.4. FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO

Os resultados do fluxo de CO₂ apresentados aqui estão relacionados à troca líquida no ecossistema (NEE) ou produção líquida no ecossistema (NEP) (GRACE, 2004) e foram calculados conforme descrito na Equação 14 (seção 3.3.2). Como indicativo da fotossíntese e da respiração foi utilizada a convenção meteorológica, na qual valores positivos indicam fluxos de carbono da vegetação para a atmosfera (respiração) e valores negativos indicam fluxos de carbono da atmosfera para a vegetação (fotossíntese). Esta convenção é oposta à usada pelos ecologistas (GOULDEN et al., 2004).

4.4.1. Filtro u^*

A relação entre a velocidade de fricção do ar (u^*) noturna e a troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE) está apresentada na Figura 10, onde nota-se que houve uma dependência do NEE em relação à velocidade de fricção do ar, ou seja, quanto maior o u^* maior o NEE. Este comportamento pode ser

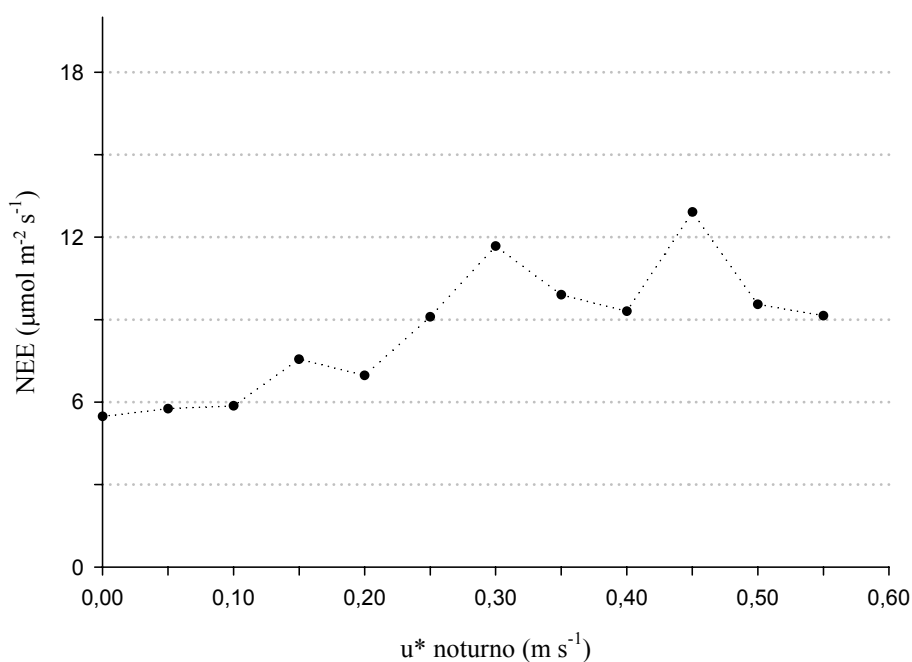


Figura 10. Relação entre a velocidade de fricção do ar (u^*) noturna (das 18 às 6 h) e a troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE).

observado até uma velocidade de fricção do ar de $0,30 \text{ m s}^{-1}$. Com a utilização do filtro u^* (onde foram descartados os fluxos de CO_2 quando $u^* \leq 0,30 \text{ m s}^{-1}$) obteve-se um descarte de 70% dos dados noturnos de fluxos de CO_2 . Esse resultado foi condizente com o que reportam ARAÚJO et al. (2002) e KRUIJT et al. (2004). Os autores mencionam que em diversos sítios da Amazônia, utilizar esse tipo de filtragem nos dados significa descartar até 80% dos dados noturnos.

Conforme apresentado na Seção 2, em consequência do descarte de uma grande proporção de dados noturnos é necessário utilizar uma forma de preenchimento dos mesmos, mas, MILLER et al. (2004) reportam que a magnitude da correção é proporcional à incerteza gerada pela utilização do filtro u^* . Em decorrência dessas incertezas o filtro u^* não foi aplicado nas análises do presente estudo.

4.4.2. Padrões de Variabilidade Sazonal e do Ciclo Diurno

Assim como ocorreu com a partição de energia, a magnitude dos fluxos de CO_2 apresentou variação sazonal. Na Figura 11b observa-se que o máximo de carbono absorvido ocorreu na estação chuvosa ($-23,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). O comportamento típico da concentração de CO_2 mostra um fluxo positivo durante a noite, quando as emissões do solo e a respiração combinam-se como uma fonte de CO_2 para a atmosfera e começa a decrescer logo após o nascer do sol quando o CO_2 atmosférico é absorvido pela vegetação, e as reações fotoquímicas começam a ocorrer de maneira mais intensa.

Verificou-se que a quantidade de radiação fotossinteticamente ativa possivelmente não foi fator limitante para os padrões de variabilidade sazonal do fluxo líquido de carbono. Mesmo tendo uma maior disponibilidade de energia durante a estação seca, com pico de $1466 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Figura 11a), analisando as médias do ciclo diurno do fluxo líquido de carbono (Figura 11b), observou-se que essas foram menores do que as encontradas na estação chuvosa. Provavelmente devido à diminuição das chuvas e a conseqüente redução da umidade no solo, as taxas de absorção de CO_2 na estação seca tenham sido menores.

À noite, quando áreas com vegetação são fortes fontes de CO_2 por meio da

respiração, as médias encontradas variaram entre 5 e 9 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, valores similares foram encontrados por ANDREAE et al. (2002) em três sítios na Amazônia. Os maiores valores noturnos de NEE no presente estudo ocorreram durante a estação chuvosa, a mesma tendência foi encontrada por MILLER et al. (2004). Em uma área de campo sujo SANTOS (2004) atribuiu o aumento nos valores noturnos de NEE na estação chuvosa ao aumento da atividade respiratória dos organismos heterotróficos do solo que estaria limitada anteriormente pela escassez de umidade no ambiente.

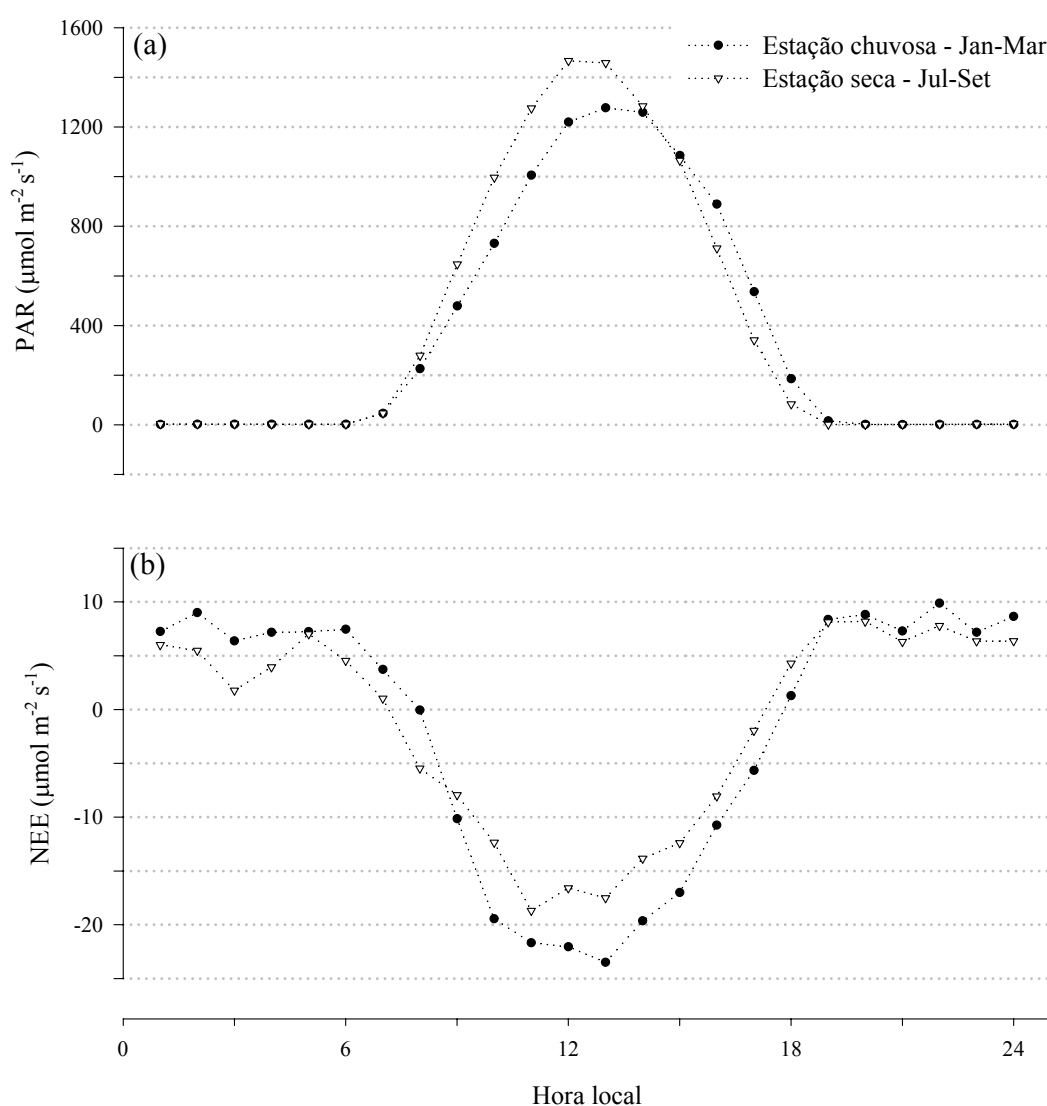


Figura 11. Variação do ciclo diurno médio da radiação fotossinteticamente ativa (a) e do fluxo líquido de carbono (b). Foram utilizados 78 dias nas medições da estação chuvosa da PAR e 76 de NEE. Na estação seca foram utilizados 77 e 83 dias, respectivamente.

Comparando os resultados de 2004 com os de anos anteriores publicados por VON RANDOW et al. (2004) que estão apresentados na Tabela 7, nota-se que há aumento da absorção de dióxido de carbono pelo ecossistema da floresta em 2004, especialmente na estação seca, que apresenta quase o dobro do valor médio dos anos anteriores. O aumento da absorção de CO₂ na estação seca não acompanhou a diminuição da evapotranspiração observada. A Tabela 8 mostra que o aumento da absorção líquida de dióxido de carbono em 2004 parece estar associado com a diminuição da emissão de dióxido de carbono pelo solo e pela vegetação, a qual pode ser atribuída à menor disponibilidade de umidade nas camadas superficiais do solo (que estaria de acordo com a diminuição da taxa de evapotranspiração) ou com a menor quantidade de material orgânico morto neste novo sítio experimental, em comparação com o sítio antigo. Entretanto, não foram feitas medições que pudessem comprovar essa hipótese.

Tabela 7. Valores médios das estações chuvosa e seca da troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE). As unidades são kg ha⁻¹ d⁻¹.

	Estação chuvosa	Estação seca
VON RANDOW et al. (2004)	-18,3	-8,3
Ano de 2004	-21,8	-16,3
Diferença (%)	+19,1	+96,4

Tabela 8. Valores médios das estações chuvosa e seca da troca líquida de dióxido de carbono no ecossistema (NEE) no período diurno (das 8 às 17 h) e noturno (das 19 às 5 h). As unidades são μmol m⁻² s⁻¹.

	Estação Chuvosa		Estação Seca	
	diurno	noturno	diurno	noturno
VON RANDOW et al. (2004)	-14,4	+8,1	-10,5	+7,1
Ano de 2004	-15,0	+7,9	-11,5	+6,1
Diferença (%)	+4,2	-2,5	+9,5	-14,1

O comportamento dos fluxos de dióxido de carbono calculados pelo método de covariância de vórtices turbulentos e do dióxido de carbono armazenado dentro do dossel (estimado conforme descrito na seção 3.3.2) podem ser observados na Figura 12. O pico de $11 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ observado nos dados de fluxo (linha tracejada) em torno das 8 horas foi originado pelo acúmulo de CO_2 dentro do dossel. À noite o fluxo turbulento é parcialmente inibido pelas condições de estabilidade atmosférica, assim, acontece um acúmulo de dióxido de carbono dentro do dossel, que é liberado após o nascer do sol com o início da convecção, resultando em um pico no fluxo de CO_2 entre 7 e 9 horas (MONCRIEFF et al., 1996).

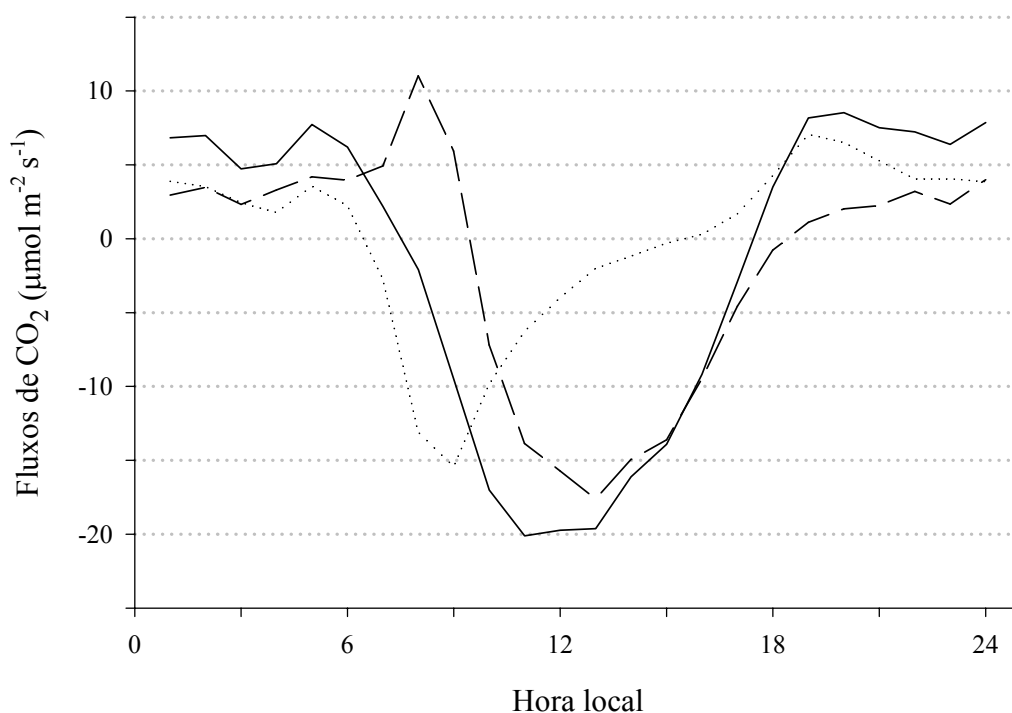


Figura 12. Variação do ciclo diurno médio dos fluxos de CO_2 calculados pelo método de covariância de vórtices turbulentos (linha tracejada), armazenado na copa das árvores (linha pontilhada) e troca líquida no ecossistema (linha sólida). Foram utilizados 250 dias.

Após o nascer do sol a absorção de CO_2 (Figura 12) continuou aumentando até atingir a absorção de $-20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ às 11 horas e depois, seguindo o comportamento da radiação fotossinteticamente ativa, começou a diminuir no

período da tarde.

ARAÚJO et al. (2002), estudando as variações das médias diurnas do fluxo de dióxido de carbono, separaram os dados dos fluxos calculados pelo método de covariância de vórtices turbulentos, do armazenado dentro do dossel e do NEE em classes de u^* maior que $0,15 \text{ m s}^{-1}$ e menor que $0,05 \text{ m s}^{-1}$. Nessa análise verificaram que apenas os fluxos calculados quando o u^* era menor que $0,05 \text{ m s}^{-1}$ apresentaram o pico logo após o nascer do sol, evidenciando assim as limitações do método de covariância dos vórtices turbulentos em medir os fluxos em períodos de noites calmas.

O rendimento quântico, coeficiente que indica quantos μmol de CO_2 a vegetação absorve para cada μmol de fótons de luz, apresentou redução de 44% na estação seca. Resultados similares foram encontrados por ANDREAE et al. (2002) em estudo realizado em 1999 na REBIO Jarú, o rendimento quântico também apresentou redução aparente na estação seca, a redução foi maior que 50%. A taxa máxima de absorção de CO_2 no presente estudo diminuiu 12% na estação seca. Estes resultados mostraram que a redução da precipitação limitou a absorção de CO_2 .

Tabela 9. Coeficientes da relação entre a radiação fotossinteticamente ativa incidente e o fluxo líquido de CO_2 . R^2 é o coeficiente de determinação, α_q é o rendimento quântico ($\mu\text{mol CO}_2/\mu\text{mol PAR}$), R_{not} é a respiração noturna ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) e F_{max} é a taxa máxima de fluxo líquido de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

	R^2	α_q	R_{not}	F_{max}
Estação chuvosa	0,53	0,057	$7,15 \pm 0,41$	$-22 \pm 1,10$
Estação seca	0,48	0,032	$5,11 \pm 0,31$	$-19,4 \pm 1,62$
Diferença (%)	-	-44	-28,5	-12

Os coeficientes apresentados nessa tabela foram obtidos conforme descrito na Equação 15 (seção 3.4).

A taxa máxima de fluxo líquido de CO_2 foi de $-22 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $-19,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ nas estações chuvosa e seca, respectivamente. A resposta do fluxo de CO_2 ao PAR saturou entre 1000 e 1500 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, a partir do qual aumentos na radiação fotossinteticamente ativa incidente não provocam aumentos na taxa de

assimilação líquida de CO₂ (Figura 13). Estes valores estão próximos aos medidos por AUBINET et al. (2001) e VON RANDOW et al. (2004) na posição antiga da torre na REBIO Jaru e em outros estudos na Amazônia (CARSWELL et al., 2002). Entretanto, foram superiores aos encontrados em florestas decíduas (GOULDEN et al., 1996), variando entre 500 e 1000 $\mu\text{mol PAR m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e inferiores aos valores encontrados em regiões de cerrado (SILVA, 1999), que começaram a saturar a partir de 1500 $\mu\text{mol PAR m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

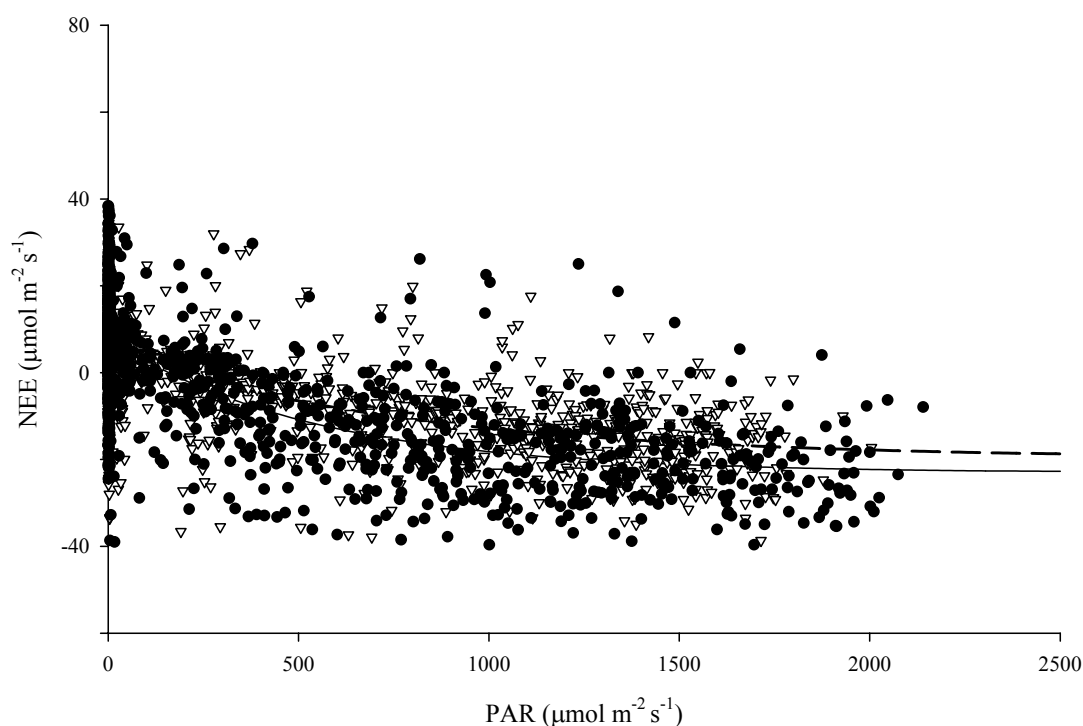


Figura 13. Relação entre a radiação fotossinteticamente ativa incidente e o fluxo líquido de CO₂ nas estações chuvosa (círculos pretos) compreendendo os meses de janeiro a março, e seca (triângulos brancos) compreendendo os meses de julho a setembro. As linhas sólida e tracejada representam as curvas nas estações chuvosa e seca respectivamente.

A integração dos dados de fluxos de CO₂ no ano prove uma estimativa anual da intensidade da absorção ou emissão. Fazendo a integração dos dados (Figura 14) obteve-se uma absorção de CO₂ pelo ecossistema equivalente a 5,01 t C ha⁻¹ a⁻¹. Vários estudos que utilizaram o método de covariância de vórtices turbulentos sugeriram que 5 t C ha⁻¹ a⁻¹ são acumuladas em florestas de terra firme na Bacia

Amazônica (GRACE & MALHI, 2002). Estes autores reportam que é uma quantidade surpreendentemente grande e, se essa alta taxa de acúmulo de carbono fosse aplicada a toda bacia, poder-se-ia concluir que a Amazônia é um gigantesco sorvedouro de carbono, talvez absorvendo dois terços das emissões por combustíveis fósseis do mundo. Os autores relatam ainda que esta visão é improvável e, além disso, não é consistente com análises de inventários biométricos ou estudos atmosféricos globais, que sugerem que a absorção na Amazônia é muito menor.

MILLER et al. (2004) utilizaram inventários biométricos e o método de covariância de vórtices turbulentos para quantificar a emissão ou absorção de CO₂ pelo ecossistema. Os inventários biométricos indicaram que a Floresta de Tapajós, no Estado do Pará, foi uma fonte, ou no máximo, um modesto absorvedor de carbono de 1984 a 2000 ($+ 0,8 \pm 2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$). E pelo método de covariância, como discutido anteriormente, após aplicação do filtro u^* encontraram que a floresta foi uma fonte de $0,4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$.

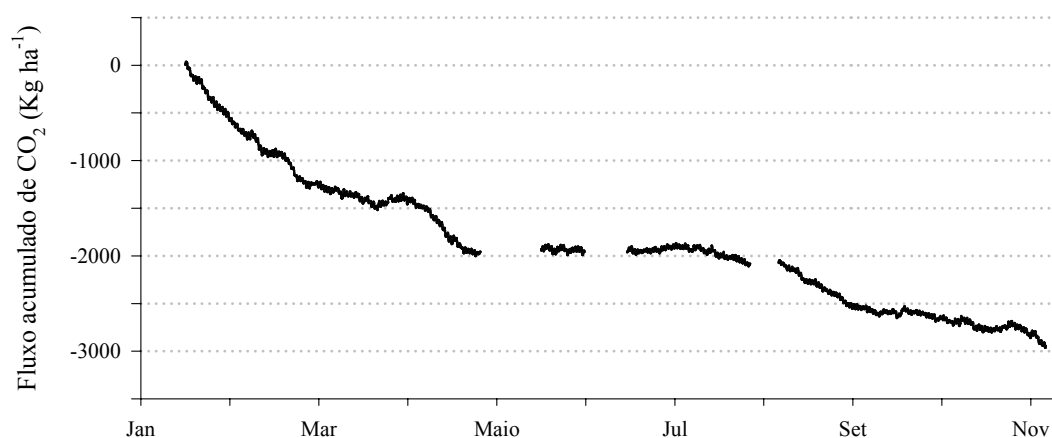


Figura 14. Fluxo acumulado de dióxido de carbono durante o ano de 2004.

De acordo com ANDREAE et al. (2002) o tamanho da absorção calculada é altamente sensível a suposições feitas nos cálculos, especialmente quando condições estáveis noturnas podem gerar perdas nos fluxos, ficando evidente que quando dados coletados sobre condições estáveis noturnas são substituídos por valores modelados (ou valores obtidos somente em condições noturnas com velocidade do vento), baixas estimativas de absorção são obtidas. Não existe ainda consenso científico se as correções são válidas, e antes que isto seja resolvido, o fluxo anual permanece incerto.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Enquanto a temperatura média do ar apresentou pequena variação entre as estações chuvosa e seca, a umidade relativa do ar foi extremamente reduzida na estação seca (julho a setembro). Durante o período de medidas, o saldo de radiação apresentou pequena variação sazonal, diferentemente dos fluxos de calor latente e sensível que apresentaram clara variação. As medidas de fluxo de calor latente indicaram redução de 19,6% na estação seca e as medidas de fluxo de calor sensível chegaram a dobrar seus valores na mesma estação.

Assim como ocorreu com a partição de energia, a magnitude dos fluxos de CO₂ apresentou variação sazonal e do ciclo diurno, apresentando tipicamente um fluxo positivo durante a noite e negativo durante o dia, quando o CO₂ atmosférico é absorvido pela vegetação.

Verificou-se que a quantidade de radiação fotossinteticamente ativa possivelmente não foi fator limitante para os padrões de variabilidade sazonal do fluxo líquido de CO₂.

O rendimento quântico apresentou redução de 44% na estação seca, corroborando com resultados encontrados em anos anteriores no sítio experimental que estava situado na posição antiga da torre.

A integração dos dados de fluxos de CO₂ indicou uma absorção pelo ecossistema equivalente a 5,01 t C ha⁻¹ a⁻¹, que não diferiu das taxas encontradas para a região Amazônica quando os fluxos são calculados pelo método de covariância dos vórtices turbulentos e não é aplicado o filtro de u^* . Como não existe ainda consenso científico se as correções são válidas, o fluxo anual permanece incerto.

De modo geral, na comparação dos fluxos de massa e energia entre os sítios experimentais antigo e atual verificou-se que o atual apresentou uma resposta muito mais clara à estação seca na região do que os resultados obtidos no antigo.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Realizar medidas de umidade e das características do solo para verificar se esse sítio experimental apresenta maior resposta à diminuição das chuvas na estação seca.
- Realizar medidas das componentes do saldo de radiação para comparar com os dados medidos pelo saldo radiômetro. Verificando assim se as medidas estão ou não sendo subestimadas.
- Realizar medidas do perfil vertical de CO₂ para comparar com modelo utilizado e verificar a eficácia do mesmo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F. E.; CICCIOI, P.; COSTA, A. L.; CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; GASH, J. H. C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A. O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C.; RUIVO, M. L. P.; SILVA-DIAS, M. A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; JOUANNE, J.; WATERLOO, M. J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 33-1 – 33-25, 2002.

ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 58-1 – 58-20, 2002.

ARTAXO, P. As mudanças climáticas globais e a Amazônia. **Ciência Hoje**. Rio de Janeiro, RJ, v. 35, n. 206, p. 40-42, jul. 2004.

ARTAXO, P.; DIAS, M. A. F.; ANDREAE, M. O. O mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific American**. São Paulo, SP, n. 11, p. 38-45, abr. 2003.

AUBINET, M.; CHERMANNE, B.; VANDENHAUTE, M.; LONGDOZ, B.; YERNAUX, M.; LAITAT, E. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 108, p. 293-315, 2001.

BALDOCHI, D. D.; HINCKS, B. B.; MEYERS, T. P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**. v. 69, n. 5, p. 1331-1340, 1988.

BALDOCHI, D. D.; VALENTINI, R.; RUNNING, S.; OECHELS, W.; DAHLMAN, R. Strategies for measuring and modeling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. **Global Change Biology**. v. 2, p. 159-168, 1996.

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

BOSVELD, F. C. & BELJAARS, A. C. M. The impact of sampling rate on eddy-covariance flux estimates. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 109, p. 39-45, 2001.

BURBA, G. G.; VERMA, S. B.; KIM, J. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 94, p. 31-51, 1999.

CARSWELL, F. E.; COSTA, A. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENT, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 43-1 - 43-16, 2002.

CULF, A. D.; FISCH, G.; MALHI, Y.; NOBRE, C. A. The influence of the atmospheric boundary layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 85, p. 149-158, 1997.

CULF, A. D.; FISCH, G.; MALHI, Y.; COSTA, R. C.; NOBRE, A. D.; MARQUES FILHO, A. O.; GASH, J. H. C.; GRACE, J. Carbon dioxide measurements in the nocturnal boundary layer over Amazonian Forest. **Hydrology and Earth Systems Sciences**. v. 3, p. 39-53, 1999.

DAVIDSON, E. A. & HIRSCH, A. I. Fertile forest experiments. **Nature**. v. 411, p. 431-433, 2001.

ELBERS, J. A. **Eddy correlation system: user manual version 2.0**. Alterra, Wageningen, The Netherlands, 1998. 39 p.

FALGE, E.; BALDOCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRÜNWARD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; LAI, C. T.; LAW, B. E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J. W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, U.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; TENHUNEN, J.; TU, K.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 107, p. 43-69, 2001a.

FALGE, E.; BALDOCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRÜNWARD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; LAI, C. T.; LAW, B. E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J. W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, U.; REBMANN, C.; SUYKER, A.; TENHUNEN, J.; TU, K.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 107, p. 71-77, 2001b.

FALKOWSKI, P.; SCHOLES, R. J.; BOYLE, E.; CANADELL, J.; CANFIELD, D.; ELSER, J.; GRUBER, N.; HIBBARD, K.; HÖGBERG, P.; LINDER, S.; MACKENZIE, F. T.; MOORE III, B.; PEDERSEN, T.; ROSENTHAL, Y.; SEITZINGER, S.; SMETACEK, V.; STEFFEN, W. The global carbon cycle: a test of our knowledge of Earth as a system. **Science**. v. 290, p. 291-296, 2000.

FEARNSIDE, P. M. **A floresta amazônica nas mudanças globais**. Manaus: INPA, 2003. 134p.

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

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontier Ecology Environmet**. v. 1 n. 1, p. 38-44, 2003.

FUJISAKA, S.; CASTILLA, C.; ESCOBAR, G.; RODRIGUES, V.; VENEKLAAS, E. J.; THOMAS, R.; FISHER, M. The effects of forest conversion on annual crops and pastures: estimates of carbon emissions and plant species loss in a Brazilian Amazon colony. **Agriculture, Ecosystems and Environment**. v. 69, p. 17-26, 1998.

GIOLI, B.; MIGLIETTA, F.; DE MARTINO, B.; HUTJES, W. A.; DOLMAN, H. A. J.; LINDROTH, A.; SCHUMACHER, M.; SANZ, M. J.; MANCA, G.; PERESSOTTI, A.; DUMAS, E. J. Comparison between tower and air-craft-based eddy covariance fluxes in five European regions. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 127, p. 1-16, 2004.

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**. v. 2, p. 169-182, 1996.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**. v. 14, p. S42-S54, 2004.

GRACE, J.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A.; MEIR, P.; MIRANDA, H.; MONCRIEFF, J.; MASSHEDER, J.; WRIGHT, I.; GASH, J. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. **Global Change Biology**. v.1, p. 1-12, 1995.

GRACE, J. & RAYMENT, M. Respiration in the balance. **Nature**. v. 404, p. 819-820, 2000.

GRACE, J. & MALHI, Y. Carbon dioxide goes with the flow. **Nature**. v. 416, p. 594-595, 2002.

GRACE, J. Understanding and managing the global carbon cycle. **Journal of Ecology**. 92, p. 189-202, 2004.

GU, L.; FALGE, E. M.; BODEN, T.; BALDOCCHI, D. D.; BLACK, T. A.; SALESKA, S. R.; SUNI, T.; VERMA, S. B.; VESALA, T.; WOFSY, S. C.; XU, L. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 128, p. 179-197, 2005.

HARAZONO, Y.; YOSHIMOTO, M.; MANO, M.; VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C. Characteristics of energy and water budgets over wet sedge and tussock tundra ecosystems at North Slope in Alaska. **Hydrological Processes**. v. 12, p. 2163-2183, 1998.

HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. O. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate** (eds. J.H.C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, R. L. Victoria). Chichester: John Wiley, 1996, p. 57-77.

HUNGATE, B. A.; HOLLAND, E. A.; JACKSON, R. B.; CHAPIN III, F. S.; MOONEY, H. A.; FIELD, C. B. The fate of carbon in grasslands under carbon dioxide enrichment. **Nature**. v. 388, p. 576-579, 1997.

KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; VON RANDOW, C.; ARAÚJO, A. C.; OLIVEIRA, P. J.; CULF, A.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; KABAT, P.; MOORS, E. J. The robustness of eddy correlations fluxes for Amazon rain forest conditions. **Ecological Applications**. v. 14, p. S101-S113, 2004.

LARCHER, W. **Ecofisiologia vegetal**. São Carlos: RiMa, 2000. 531p.

LEE, X. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 91, p. 39-49, 1998.

LENTINI, M.; VERÍSSIMO, A.; SOBRAL, L. **Fatos florestais da Amazônia 2003**. Belém: Imazon, 2003. 110p.

LEUNING R.; JUDD, M. J. The relative merits of open- and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes. **Global Change Biology**. v. 2, p. 241-253, 1996.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. v. 103, p. 31,593-31,612, 1998.

MALHI, Y. & GRACE, J. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. **Tree**. v. 15, p. 332-337, 2000.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 45-1 - 45-17, 2002.

MASSMAN, W. J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 104, p. 185-198, 2000.

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, p. 121-144, 2002.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUZA, C. A. D. Biometric and microteorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**. v.14, p. S114-S126, 2004.

MONCRIEFF, J. B.; MALHI, Y. & LEUNING, R. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. **Global Change Biology**. v. 2, p. 231-240, 1996.

MONCRIEFF, J. B.; MASSHEDER, J. M.; BRUIN, H.; ELBERS, J.; FRIBORG, T.; HEUSINVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, H.; VERHOEF, A. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**. v. 188-189, p. 589-611, 1997.

MOORE, C. J. & FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. **Agric. Forest Meteorol.** v. 38, p. 147-169, 1986.

OLIVEIRA, P.J; FISCH, G.; RANDOW, C.V.; KRUIJT, B.; MANZI, A O., ZANCHI, F.B.; SILVA, R.L., 2001. Variabilidade temporal da precipitação em áreas de floresta em Rondônia. In: Reunião Latino Americana de Agrometeorologia : Água e Agrometeorologia no novo Milênio, 3, 2001, Fortaleza - CE. **Anais**. 263-264.

PHILLIPS, O. L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N.; LAURENCE, W. F.; NÚÑEZ, P. V.; VÁSQUEZ, R. M.; LAURENCE, S. G.; FERREIRA, L. V.; STERN, M.; BROWN, S.; GRACE, J. Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-term plots. **Science**. v. 282, p. 439-442, 1998.

PINTO, L. D. V. O. **Fluxos de energia sobre uma floresta tropical na Amazônia**. 2003. 62 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S., NOGUEIRA, J. S. de; CAMPELO JR, J. H., NUNES, P. C.; SANCHES, L.; COUTO, E. G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E. J.; PRIANTE, P. C.; PEREIRA, L. C.; BIUDES, M.S.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; SILVEIRA, M.; VOURLITIS, G. L. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**. v. 10, p. 863-876, 2004.

RANNIK, Ü. & VESALA, T. Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. **Boundary-Layer Meteorology**. v. 91, p. 259-280, 1999.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**. v. 14, p. S22-S32, 2004.

RUSTAD, L. Matter of time on the prairie. **Nature**. v. 413, p. 578-579, 2001.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOFSY, S. C.; ROCHA, H. R.; CAMARGO, P. B.; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; FREITAS, H. C.; HUTYRA, L.; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**. v. 302, p. 1554-1557, 2003.

SANTOS, A.J.B. **Comparação dos fluxos de energia, água e carbono entre áreas de campo sujo queimado e não queimado**. 2004. 57 f. Tese (Doutorado em Ecologia) - Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2004.

SANTOS, E. O. **Contribuição ao estudo do fluxo de dióxido de carbono dentro da floresta Amazônica**. 1999. 74 f. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Mecânica) - Departamento de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.

SCOTT, R. L. WATTS, C.; PAYAN, J. G.; EDWARDS, E.; GOODRICH, D. C.; WILLIAMS, D.; SHUTTLEWORTH, W. J. The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 114, p. 127-139, 2003.

SILVA, G. T. **Fluxos de CO₂ em um campo sujo submetido à queimada prescrita**. 1999. 66 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia) - Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

TOTA, J.; FISCH, G.; FUENTES, J.; OLIVEIRA, P. J.; GARSTANG, M.; HEITZ, R.; SIGLER, J. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999 – Projeto TRMM/LBA. **Acta Amazonica**. v. 30, n. 4, p. 629-639, 2000.

TUOMISTO, H. K.; RUOKOLAINEN, R.; KALLIOLA, R.; LINNA, A.; DANJOY, W.; RODRIGUES, Z. Dissecting Amazonian biodiversity. **Science**. v. 269, p. 63-66, 1995. In: ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 58-1 – 58-20, 2002.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, 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**. v. 103, p. 279-300, 2000.

VERMA, S. B. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. **Remote Sensing Reviews**. v. 5, p. 99-115, 1990.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**. p. 1-22, 2004.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian tropical forest (cerradão). **Functional Ecology**. v. 15, p. 388-395, 2001.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. S.; NOGUEIRA, J. S.; RAITER, F.; HOEGEL, W.; CAMPELO JR, J. H. Effects of meteorological variations on the CO₂ exchange of a brazilian transitional tropical forest. **Ecological Applications**. v. 14, n. 4, p. S89-S100, 2004.

WEVE, L. A.; FLANAGAN, L. B.; CARLSON, P. J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.112, p. 31-49, 2002.

WILSON, K.B.; BALDOCCHI, D. D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; DOLMAN, H.; FALGE, E.; FIELD, C.; GOLDSTEIN, A.; GRANIER, A.; GRELE, A.; HALLDOR, T.; HOLLINGER, D.; KATUL, G.; LAW, B. E.; LINDROTH, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WOFSY, S. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. **Water Resources Research**. v. 38, n. 12, p. 30-1 – 30-11, 2002.

WOHLFAHRT, G.; ANFANG, C.; BAHN, M.; HASLWANTER, A.; NEWSELY, C.; SCHMITT, M.; DRÖSLER, M.; PFADENHAUER, J.; CERNUSCA, A. Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 128, p. 141-162, 2005.