

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS
LINHA DE PESQUISA: INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA**

BALANÇO DE ENERGIA EM UMA ÁREA DE FLORESTA
TROPICAL DE TRANSIÇÃO NA REGIÃO DE SINOP EM MATO GROSSO,
ENTRE AGOSTO DE 1999 A MAIO DE 2003

JOSÉ CARLOS DE ARRUDA

Orientador: Prof. Dr. José de Souza Nogueira

Cuiabá, MT, julho de 2004

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS
LINHA DE PESQUISA: INTERAÇÃO BIOSFERA-ATMOSFERA**

BALANÇO DE ENERGIA EM UMA ÁREA DE FLORESTA TROPICAL DE
TRANSIÇÃO NA REGIÃO DE SINOP EM MATO GROSSO, ENTRE AGOSTO
DE 1999 A MAIO DE 2003

José Carlos de Arruda

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.

Orientador: Prof. Dr. José de Souza Nogueira

Cuiabá, MT, julho de 2004

DEDICATÓRIA

A Deus, pela proteção, saúde e paz familiar.
A minha esposa Neuza, pela força, compreensão e companheirismo, aos meus filhos, que nas nossas ausências souberam superar as dificuldades e aos meus familiares, pelo incentivo e apoio durante todo o curso.

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. José de Souza Nogueira, pela orientação, incentivo, apoio, confiança e amizade, fatores decisivos para meu ingresso na pós-graduação e conclusão deste trabalho;
 - Ao Prof. Nicolau Priante Filho, pelo encorajamento, desprendimento de informações, amizade, apoio e colaboração;
 - Ao Prof. Sérgio Roberto de Paulo, pelo apoio e colaboração;
 - Ao Prof. José Holanda Campelo Júnior pelo grande incentivo de iniciação ao trabalho científico;
 - Ao Prof. Alfredo Jorge pelo apoio e colaboração para solução das dificuldades inerentes ao trabalho de análise;
 - Ao Prof. Edilberto Ojeda de Almeida Filho, que compreendendo a necessidade de reuniões permanentes em sua sala, soube nos apoiar e colaborar com nosso trabalho;
 - Aos colegas da pós-graduação pela força e apoio e em especial às colegas Carla Maria e Luciana Sanches e ao Vinícius pela colaboração nos artigos, sugestões ao nosso trabalho e auxílio na elaboração das tabelas;
 - Aos professores do departamento de Física pela força, companheirismo e colaboração, fatores decisivos para realização desta monografia;
 - Ao amigo e companheiro Mauro Massao (in memoriam), e aos funcionários técnicos administrativos do departamento de física e da pós-graduação, pela colaboração e apoio.
-
- Ao Prof. Germano Aleixo, pela amizade e correção deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iv
LISTA DE ABREVIATURAS	v
LISTA DE SÍMBOLOS.....	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT.....	ix
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2- DIFUSÃO TURBULENTA.....	7
2- BALANÇO DE ENERGIA.....	14
3- ABORDAGEM AERODINÂMICA.....	18
CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS.....	21
1- LOCAL DE ESTUDO	21
2- VISTA PANORÂMICA DA TORRE	22
3- COLETA DE DADOS	24
CAPÍTULO III - RESULTADOS E DISCUSSÕES	30
1- PERÍODOS DE COLETA	30
1.1- PRIMEIRO ANO	30
1.2- SEGUNDO ANO	35
1.3- TERCEIRO ANO	39
1.4- QUARTO ANO	42

2- PRECIPITAÇÃO	49
3- COMENTÁRIOS	50
CAPÍTULO IV – ANÁLISE DOS RESULTADOS	52
CAPÍTULO V - CONCLUSÃO	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema representativo da energia que chega e sai da Terra.....	16
Figura 2. Localização da área de estudo aproximadamente a 60km ao norte da cidade de Sinop, Mato Grosso, Brasil (11° 24,75' S; 55° 19,50' W).	21
Figura 3. (a) Torre metálica de 40 m de altura e (b) vista panorâmica do topo da torre	22
Figura 4. Ilustração da torre metálica de 40 m, com a informação da posição dos equipamentos instalados. O Anemômetro Sônico (Tv, u, v e w), o analisador de gás (CO ₂ e Vapor d'água (H ₂ O)), e o Pluviômetro (ppt) foram instalados na parte superior. A 42 m foram instalados o Netradiômetro (Rn), o Psicrômetro (temperatura úmida (Tw) e seca (Td)), e sensores PAR que medem a radiação total (Q) e as radiações de ondas curtas refletidas. Em outros pontos foram instalados sensores de temperatura (Td) e pontos de coleta de CO ₂ . O medidor de fluxo de calor no solo G foi colocado a 2 cm de profundidade.....	23
Figura 5. Conjunto anemômetro sônico e analisador de gás (CO ₂ e Vapor d'água) de circuito aberto NOAA-ATDD.....	25
Figura 6. (a) Conjunto formado pelo Datalogger e módulo de memória, onde se destaca o cabo de conexão para transferência de dados a um computador portátil, (b) Palmtop para armazenar dados do anemômetro sônico e analisador de gás	26
Figura 7. Net radiômetro instalado acima da copa das árvores.....	27
Figura 8. Psicrômetro	28
Figura 9. Pluviômetro do tipo cubeta.....	29
Figura 10. Fluxo de energia (Rn, G, H e LE) em W/m ² em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC), (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).	31
Figura 11. Gráfico da variação da temperatura em °C em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).....	32
Figura 12. Partições de energia H/Rn e LE/Rn em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).....	33
Figura 13. Correlação H+LE e Rn-G, do primeiro ano. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).	34

Figura 14. Fluxo de energia (R_n , G , H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS), do segundo ano	36
Figura 15. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS), do segundo ano.....	37
Figura 16. Partições de energia H/R_n e LE/R_n em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) período chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).	38
Figura 17. Correlação $H+LE$ e R_n-G , do segundo ano. (a) período seco (PS), (b) período chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).....	39
Figura 18. Fluxo de energia (R_n , G , H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), e (b) intermediário chuvoso/seco (ICS), do terceiro ano.....	40
Figura 19. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário chuvoso/seco (ICS), do terceiro ano.....	40
Figura 20. Partições de energia H/R_n e LE/R_n em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário chuvoso/seco (ICS).....	41
Figura 21. Correlação $H+LE$ e R_n-G , do terceiro ano. (a) período seco (PS) e (b) intermediário chuvoso/seco (ICS).	41
Figura 22. Fluxo de energia (R_n , G , H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC), (c) chuvoso (PC) e (d) intermediário chuvoso/seco (ICS), do quarto ano.....	42
Figura 23. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário seco/ chuvoso (ISC), (c) chuvoso (PC), (d) intermediário chuvoso/seco (ICS), do quarto ano.....	43
Figura 24. Partições de energia H/R_n e LE/R_n em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) período chuvoso.	44
Figura 25. Correlação $H+LE$ e R_n-G , do quarto ano. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) período chuvoso (PC).....	45
Figura 26. Precipitação ao longo dos quatro anos estação meteorológica instalada na fazenda Maracaí na cidade de Sinop/MT, de agosto de 1999 a maio de 2003.	49
Figura 27. Comparação do fluxo de radiação líquida (R_n) dos períodos analisados, considerando um dia típico com valor médio, durante os quatro anos em foco.....	53
Figura 28. Radiação líquida (R_n) curva média de cada período considerado.....	54
Figura 29. Radiação líquida (R_n) curva média anual.....	54
Figura 30. Comparação do fluxo de calor sensível (H) dos períodos considerados.....	56
Figura 31. Fluxo de calor sensível (H), curva média de cada período considerado.	57
Figura 32. Fluxo de calor sensível (H), curva média anual	58
Figura 33. Fluxo de calor latente (LE) dos períodos considerados.....	59

Figura34. Fluxo de calor latente (LE), curva média de cada período considerado	60
Figura35. Fluxo de calor latente (LE), curva média anual.....	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores médios de H, LE, Rn, G, e T de agosto de 1999 a maio de 2003, medidos na torre experimental da floresta de transição em Sinop MT.	47
Tabela 2. Balanço de energia empregando método estatístico para o cálculo da correlação entre LE+H e Rn-G.....	48

LISTA DE ABREVIATURAS

CO₂ = Dióxido de Carbono

CFC = clorofluorcarbonetos

CAMREX = Carbon in the Amazon River Experiment

ABRACOS = Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study

RBLE = Rondônia Boundary Layer Experiment

ARME = Amazon Region Micrometeorological Experiment

LBA = Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia

PS = Período Seco

ISC = Intermediário Seco/Chuvoso

PC = Período Chuvoso

ICS = Intermediário Chuvoso/Seco

IPCC = Instituto de Pesquisa de Mudanças Climáticas

E = Evapotranspiração

T = Temperatura

BOC = Balanço de Ondas Curtas

BOL = Balanço de Ondas Longas

H = Calor sensível

LE = Calor latente

G = Fluxo de calor no solo

P = Fotossíntese

R_n = Radiação líquida

f = Densidade de fluxo

K = Coeficiente de difusão turbulenta

EC = Eddy Covariance

S = Fonte/Sumidoro

D = Difusão molecular

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

w = Componente da velocidade do vento na direção z

S_w = Armazenamento de vapor de água

S_c = Armazenamento de dióxido de carbono

V_c = Advecção horizontal e vertical do dióxido de carbono

V_w = Advecção horizontal e vertical do vapor de água

N_e = Transferência do dióxido de carbono

F_c = Fluxo de correlação turbulenta

F_w = Fluxo de correlação turbulenta do vapor d'água

ton = Tonelada

C = Carbono

ha = Hectare

Hz = Hertz

T_v = Temperatura virtual

E_r = Energia emitida

LISTA DE SÍMBOLOS

ε = Emissividade do corpo

σ = Constante de Stefan-Boltzmann

K_x = Coeficiente de transporte turbulento

ρ = Densidade do ar atmosférico

ρ_s = Massa específica da grandeza escalar considerada

z = normal da superfície

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

w' e s' = Valores da diferença entre a média e o valor medido da velocidade e da propriedade

ρ_m = Massa específica da mistura de ar

C_m = Calor específico da mistura de ar

$w'T_v'$ = Média da covariância da velocidade vertical e temperatura do ar

M_w = Massa molar da água

λ = Calor de vaporização da água

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo analisar o balanço de energia da floresta de transição de agosto de 1999 a maio de 2003. O estudo foi desenvolvido em uma área plana, localizada a aproximadamente 50km da cidade de Sinop, Norte do Estado de Mato Grosso, Brasil (11°24,75" S, 55°19,50" W). Os valores medidos e estimados dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) foram determinados usando o método de correlação de vórtices turbulentos com torre-baseada. Este método utilizou um anemômetro-termômetro sônico tridimensional (SWS-211/3K) para medir as flutuações médias das componentes da velocidade de vento (u, v, e w) e temperatura (T_v). As medidas de CO₂ e de Vapor d'água foram efetuadas em um analisador infravermelho de gases em circuito aberto (NOAA-ATDD). O Fluxo de calor no solo (G) foi medido usando um transdutor de fluxo de calor (n=2), (HFT-3.1, REBS), instalado na base da torre. Para comparação da radiação líquida (Rn), calor sensível (H) e calor latente (LE), considerou-se um dia médio por período. Os dados analisados de Rn - G, como variável independente, e H + LE, como variável dependente, mostraram, por método estatístico, correlação acima de 90%. A fração do saldo de radiação - LE/Rn - variou entre 54% e 74%, e a fração do saldo de radiação - H/Rn - variou entre 21% e 42%, durante todos os períodos observados. Embora o fluxo de calor sensível, durante os períodos e anos analisados, não tenha apresentado mudança significativa, o fluxo de calor latente mostrou grande variação durante os períodos chuvoso (PC) e intermediário chuvoso/seco (ICS).

Palavras-chave: balanço de energia, calor sensível, calor latente, radiação líquida.

ABSTRACT

The objective of this work was to analyze the energy exchange of a transition forest from august 1999 to may 2003. The study was developed in a flat area located approximately 50 km from Sinop, North of Mato Grosso, Brazil (11°24,75' S; 55°19,50' W). The soil has high porosity and quickly drains the rainfall. Measurements of latent heat (LE) and sensible heat (H) fluxes had been made USING the correlation of turbulent vortices method tower-based. This method used a three-dimensional sonic anemometer-thermometer (SWS-211/3K). To measure the mean wind speed fluctuations (U, V, And W) and temperature (Tv)). The measurements OF Co2 and water vapor had been made using an analytical infra-red gas analyzer in open circuit (NOAA-ATDD). The soil heat fluxes (g) was measured using a flow heat transducer (N=2), (HFT-3.1, REBS) installed in the base of the tower. For RN, H And LE comparisons was considered one day average for period. The analyzed data of RN - G, as independent variable, And H + LE, as dependent variable, had shown correlation around 90%. The balance radiation fraction - LE/RN - varied between 54% and 74% and the fraction - H/RN - varied between 21% and 42%, during all observed period. Although the flow of sensible heat, during the analyzed periods and years, had not presented significant changes, the flow of latent heat showed high variation during the wet period (PC) and transition period wet/dry (ICS).

Keywords: energy balance, sensible heat, latent heat, net radiation

INTRODUÇÃO

A preocupação mundial está voltada para os efeitos que a grande quantidade de CO₂ liberada pela ação do homem pode causar à Terra. É difícil prever a escala e os efeitos do aquecimento global provocado pelo efeito estufa, e há debates e estudos científicos ainda em andamento. Alguns cientistas, dentre os quais destacamos SHUTTLEWORTH et al., (1984); WRIGHT et al., (1992); BASTABLE et al., (1993), afirmam que, nos próximos 50 anos, poderá haver aumento de aproximadamente 2°C na temperatura média do planeta.

Atualmente, os cálculos indicam que as quantidades de gás carbônico, liberadas na atmosfera por ano, são da ordem de 1 milhão de toneladas, produzidas por fontes naturais (respiração e decomposição dos seres vivos, queimadas florestais espontâneas, liberação pelos oceanos, etc.). Em adendo, 22 mil toneladas por fontes artificiais, principalmente as combustões de carvão mineral e de derivados de petróleo (TRENBERTH et al. 1996).

Segundo vários pesquisadores, dentre os quais citamos RODHE et al. (1997), GRAEDEL & CRUTZEN, (1993), WANG et al., (1995), o efeito conjunto de tais fatores pode vir a causar aumento da temperatura global nos próximos anos, preocupação externada por Joseph Fourier em 1824, com aumento das atividades industriais SANTOS (1999).

O grupo de trabalho do segundo painel intergovernamental de mudanças climáticas (IPCC) concluiu, em seu relatório, que os níveis atuais de mudança climática induzida pelo homem trazem riscos em larga escala e impactos irreversíveis, como degelo nos pólos. Segundo esse grupo, os estudos indicam que se houver aumento significativo de CO₂, haverá aumento da temperatura e, conseqüentemente, o aquecimento da Terra, derretendo as geleiras dos pólos. Este fenômeno provocará o aumento do

volume dos oceanos, inundando grandes áreas e dizimando populações, principalmente aquelas que habitam continentes mais ao nível do mar (IPCC, 1996).

Entretanto, estudos vêm demonstrando que existem sistemas que absorvem grande parte do CO₂ emitido, mantendo certo equilíbrio na natureza, dentre os quais destacamos GRACE et al. (1996), MALHI et al. (1998), PHILLIPS et al. (1998).

Nesse sentido, a Amazônia tem atraído a atenção mundial não somente pela possibilidade de ser a floresta um grande consumidor de CO₂, importante fonte de calor e vapor de água para a atmosfera, possuindo papel importante na circulação geral da atmosfera (GARSTANG E FITZJARRALD, 1999), mas também pela sua biodiversidade de espécies florestal e animal e pelos efeitos que o desmatamento em grande escala poderá provocar no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escalas regional e global (NOBRE et al., 1999).

Recentemente, esta região é atenção receptora da comunidade científica por ter impacto fundamental no orçamento de energia. Além disso, esta região do planeta pode fazer papéis críticos, especialmente no orçamento de carbono global e efeito estufa [GASCH & NOBRE, 1997].

Os projetos de pesquisas têm centrado atenção nas florestas, a fim de compreender seu papel como fornecedor e consumidor de carbono, bem assim sua relação nos efeitos climáticos globais. Na Amazônia, muitas pesquisas vêm sendo conduzidas com objetivo de conhecer cada dia mais a respeito do fluxo de gás carbônico. Embora os dados oriundos das pesquisas tenham gerado informações micrometeorológicas e de troca de energia importantes sobre floresta tropical, a floresta de transição, que separa dois importantes ecossistemas, floresta e cerrado, não foi ainda suficientemente estudada, representando parcela significativa da mata Brasileira na bacia Amazônica.

Grande parte dessa floresta está localizada em solo mato-grossense. Em agosto de 1999, foi montada uma torre experimental a 50km da cidade de Sinop, Norte do estado, por meio do projeto da LBA, onde foram instalados equipamentos e sensores para coleta de dados que permitem acompanhar e analisar o fluxo de CO₂, vapor d'água, energia, e radiação solar que atuam diretamente sobre o desenvolvimento e crescimento das plantas.

Com objetivo de analisar os dados coletados de balanço de energia da floresta de transição, durante o período de agosto de 1999 a maio de 2003, dividiu-se este trabalho em cinco capítulos. No primeiro - fundamentação teórica – fez-se uma revisão bibliográfica, citando vários pesquisadores que trabalham com concentração de CO₂ e balanço de energia nas florestas tropicais, floresta de transição, reflorestamentos, pastagens e culturas como melão, tomate, etc. Embora tenha sido feita referência a vários métodos, destacamos que o empregado neste trabalho foi o método do vórtice turbulento. No segundo – materiais e métodos-, mostrou-se o local do estudo com suas características e os equipamentos empregados nas coletas de dados. No terceiro – resultados e discussões –, evidenciou-se a dinâmica do trabalho de análise. Cada ano considerado foi dividido em quatro períodos (Período Seco - PS, Intermediário Seco/Chuvoso -ISC, Período Chuvoso - PC e Intermediário Chuvoso/Seco - ICS). Cada período foi analisado separadamente, considerando para isso um dia médio por período. Posteriormente, os dias médios de cada período foram transformados em um dia único médio do ano. Os resultados foram enfeixados em tabelas e gráficos com vista a facilitar análise de cada período e ano. No quarto capítulo, fizemos análise dos dados e finalmente, no capítulo cinco, a conclusão se pautou na análise dos gráficos e de dados estatísticos que permitiram comparar os resultados por período e de cada ano considerado.

Compreender as trocas de energia dos ecossistemas se torna importante, pois compreendendo a dinâmica do balanço de energia poder-se-á entender o processo de absorção e produção do CO₂ nas florestas, pastagens, cerrados, entre outros, além de obter informações mais detalhadas sobre o ciclo da água. O entendimento do primeiro pode nos levar a conhecer com mais exatidão o comportamento dos outros.

Dentro dessa compreensão, está o fato de estabelecer um conhecimento amplo da troca de energia no sistema de floresta de transição com o consumo ou produção do CO₂.

CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Diversos estudos sobre o balanço de energia em agricultura vêm sendo desenvolvidos, com propósito de avaliar os mecanismos de desenvolvimento que afetam e melhoram a produção. Dentre eles, podemos destacar estudos efetuados por ALVES et al., (1998); CAMPELO JÚNIOR (1978); CUNHA & BERGAMASCHI (1994); CUNHA et al. (1996); VILLA NOVA (1973); PRATES et al. (1987), HAYASHI (2002), EVETT et al. (1992).

Em florestas, estudos de simulação numérica do clima em situações naturais e de desmatamento (troca da superfície vegetada de floresta tropical por áreas de pastagem) com o intuito de entender melhor o mecanismo dos ecossistemas naturais, também vêm sendo realizados, dentre os quais citamos os trabalhos de NOBRE et al. (1991; 1999); VOURLITIS & OECHEL, (1997 e 1999); VOURLITIS et al., (2001); PRIANTE FILHO et al. (2003); AVISSAR (1991); GRACE (1992) .

De modo geral, os resultados obtidos por vários autores (SHUTTLEWORTH et al., 1984a; WRIGHT et al., 1992; BASTABLE et al., 1993) que estudam o comportamento do ecossistema, e da relação biosfera-atmosfera, convergem para a conclusão que ocorrerá um aumento de temperatura do ar próximo à superfície (variando de 0,6° C à 2,0° C), uma redução nos totais de precipitação e evaporação (de 20% a 30% do valor do cenário de floresta) e uma estação seca mais prolongada. Essas modificações, se confirmadas pela realidade, certamente acarretarão implicações ecológicas importantes (NOBRE, et al., 1999).

Outro aspecto importante nesta problemática de mudanças climáticas globais é o papel que o gás dióxido de carbono (CO₂) desempenha no balanço de energia do sistema biosfera-atmosfera. Por conta da sua grande extensão, as florestas são

importantes no ciclo global do carbono, por conterem aproximadamente 40% do C estocado na biosfera terrestre, (PHILLIPS et al., 1998). Medidas recentes (GRACE et al., 1996, MALHI et al., 1998, PHILLIPS et al., 1998) sugerem que a floresta Amazônica seja um sorvedouro de CO₂ da atmosfera e que o desmatamento que está ocorrendo libera grande quantidade de carbono para a atmosfera, da ordem de 1,6 ton C .ha⁻¹.ano⁻¹ (IPCC, 1996). Ainda não se conhece bem os limites de estocagem em florestas tropicais, com base no qual se estabelece um equilíbrio dinâmico, onde os ganhos se igualam às perdas, GOULDEN (1996). Portanto, para conhecermos a associação entre a dinâmica do crescimento deste ecossistema e os limites de estocagem, há a necessidade de monitoramento contínuo, em longo prazo das trocas de carbono entre o ecossistema e o meio VOURLITIS (2001). A atmosfera representa a maior fronteira destas trocas.

Embora as florestas funcionem como metabolizadores, produzindo e consumindo CO₂ durante os processos de respiração e fotossíntese SANTOS (1999), a comunidade científica vem discutindo seu papel dentro do processo de controle de carbono.

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

Questões apresentadas pelo LBA como: Qual é a magnitude dos fluxos líquidos de CO₂, de Vapor D'água, de Energia e de Momentum entre floresta e pastagem, de um lado e a atmosfera do outro? Qual a magnitude das variações diária, sazonal e inter-anual? Quais os principais fatores ambientais que controlam essas magnitudes e suas variações? Estão ainda sem resposta.

Na Terra, durante milênios, os ciclos da água e do gás carbônico mantiveram a entrada e a saída do calor de forma equilibrada, de tal forma que as variações do

clima no planeta foram vagarosas, mesmo obedecendo às variações de temperaturas do dia para a noite, inverno e verão e assim por diante (AYOADE 1998). De cem anos para cá, a quantidade de gás carbônico na atmosfera tem aumentado consideravelmente, de forma muito rápida, em função da explosão demográfica, do desenvolvimento industrial acelerado, desmatamentos e queimadas de florestas, tal como acontece na Amazônia (NOBRE et al. 1991). Todo esse processo constitui fonte de produção de CO₂ que, segundo NEFTEL et al. (1985), causou aumento considerável desse gás, a partir da grande revolução industrial de 1850.

O efeito líquido do desmatamento, tal como a redução de florestas tropicais, uso intensivo de fertilizantes e agrotóxicos, e a redução da matéria orgânica, também contribuem para o aumento do CO₂ na atmosfera (MANABE, 1985)

Diante desse quadro, os projetos de pesquisa têm centrado atenção para as florestas a fim de compreender seu papel como consumidores de carbono e sua relação nos efeitos climáticos globais, apesar das afirmações de BROECKER et al. (1979), de que os oceanos é que constituem a maior fonte de consumo do CO₂ emitido. Nesse contexto, compreender as trocas de energia dos ecossistemas se torna importante, pois apreendendo a dinâmica do balanço de energia poder-se-á compreender o processo de absorção e produção do CO₂ nas florestas tropicais, florestas de transição, pastagens, e cerrados, entre outros.

A dinâmica do carbono no ecossistema tropical brasileiro tem recebido recentemente considerável atenção, em razão da necessidade de compreender melhor o papel do ecossistema tropical terrestre no contrapeso global do CO₂ (CERRI et al. 1995).

Estudos de variação sazonal na troca líquida de CO₂ do ecossistema da floresta tropical de transição, com objetivo de estudar a dinâmica do carbono, receberam atenção recente de VOURLITIS et al.,(2001). Nesse trabalho, chegou-se à conclusão de que a troca líquida de CO₂ com o ecossistema na floresta de transição foi bastante semelhante ao comportamento da floresta tropical durante a estação chuvosa, mas durante a estação seca, a troca líquida de CO₂ era mais similar com as savanas tropicais.

ROCHA et al. (2003) ressaltam que a maior parte dos estudos que estão sendo realizados na Amazônia enfoca preferencialmente os fluxos de CO₂ e que os fluxos de energia merecem mais atenção.

Uma das técnicas mais comuns de medidas de fluxos de massa e de energia, de longa duração nos ecossistemas da Amazônia, é o método de correlação de vórtices turbulentos (BALDOCCHI, et al, 1988, PAW, et al., 2000, VOURLITIS & OECHEL, 1997, 1999; GRACE et al.1995; GRACE, 1992; MCWILLIAM et al., 1996, VOURLITIS et al. 2001 e 2002). Esse método se baseia em medidas de flutuações da velocidade do vento e das concentrações de CO₂ e de vapor d'água, geralmente efetuadas em 10Hz (MCMILLEN, 1988; LEUNING & MONCRIEFF., 1990). Certamente por conta das dificuldades técnicas e da complexidade em manter esse tipo de sistema funcionando continuamente, grande parte dos estudos já publicados na Amazônia se baseia em séries curtas de dados e com diversas falhas que precisam ser preenchidas para ter análises mais conclusivas sobre o comportamento do ecossistema estudado (VOURLITIS et al., 2001; VOURLITIS et al., 2002; ROCHA et al., 2003).

2- DIFUSÃO TURBULENTA

O estudo de difusão turbulenta se funda, notadamente, na teoria da camada limite. O conceito da camada limite foi introduzida por Ludwig Prandtl, ao formular a hipótese de que, independentemente da viscosidade do fluido, as forças viscosas são desprezíveis, exceto em regiões próximas a contornos sólidos, sobre as quais deve ser válida a condição de não-deslizamento ou aderência. Quando a velocidade de um fluido que escoar sobre uma superfície excede certo valor crítico, o regime de escoamento passa de laminar para turbulento, exceto em uma camada extremamente fina junto à superfície, chamada camada limite, onde o escoamento permanece laminar. O regime de escoamento, se laminar ou turbulento, é determinado pelo número de Reynolds.

O número de Reynolds (Re) não tem dimensões. O valor de Re nos dá a indicação se o escoamento é turbulento ou laminar. Um escoamento não deverá ser turbulento

enquanto $Re < 1$. Daí para cima, depende da geometria do escoamento e da estabilidade inicial, o escoamento será turbulento. A espessura da camada limite será maior quanto maiores forem os coeficientes cinéticos da viscosidade do fluido e as dimensões do corpo e será menor quanto maior for a velocidade do fluido. A espessura relativa da camada limite será tanto menor quanto maior for o número de Reynolds (FEDIAEVSKI et al 1979).

Por definição, estudos prolongados de trocas entre a biosfera e a atmosfera requerem medições diretas e contínuas da transferência de vapor d'água e dióxido de carbono entre os sistemas. Técnicas micrometeorológicas, como o método da correlação de vórtice turbulento, revelam-se assim ferramenta extremamente eficaz para monitoração dessa troca entre a biosfera e a atmosfera (MONCRIEFF et al. 1997)

A técnica de correlação de vórtice turbulento (Eddy Covariance) está sendo habitualmente usada para medidas diretas de fluxos de momentum, energia, CO_2 , vapor d'água e outros gases que se colocam entre a superfície e a atmosfera (MASSMAN, 2000). Trata-se de uma técnica que permite estudar a interação entre a superfície da Terra e a atmosfera. É usada também, em biometeorologia, em processos atmosféricos e biológicos (BALDOCCHI & MEYER, 1998).

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

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

$$f = -\rho \cdot k \frac{dP}{dz} \dots\dots\dots 1$$

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

O fluxo turbulento de qualquer escalar pode ser escrito como:

$$F_c = \overline{w \rho_c} \dots\dots\dots 2$$

Onde F_c é a densidade de fluxo do escalar, w é a velocidade vertical do vento e ρ_c é a densidade do escalar e a barra representa a média do produto sobre o intervalo da amostragem.

A turbulência cria vórtices na atmosfera que se movem constantemente e que são os principais responsáveis pelo transporte das propriedades desses volumes de ar (BALDOCCHI, et al., 1988). Considerando que os registros de velocidade do vento, temperatura e concentração são irregulares. As equações que se seguem usam a decomposição de Reynolds, em que cada variável é igual à soma da média com uma das partes flutuantes. Assim teremos:

$$w = \overline{w} + w'$$

$$\rho = \overline{\rho_c} + \rho'_c$$

A equação 2 será então:

$$F_c = \overline{w \cdot \rho} + \overline{w' \cdot \rho'} \dots\dots\dots 3$$

O fluxo vertical médio de uma propriedade s é dado por:

$$S = \overline{(w \cdot w') \cdot (s + s')} \dots\dots\dots 4$$

ou

$$S = \overline{w \cdot s} + \overline{w \cdot s'} + \overline{w' \cdot s} + \overline{w' \cdot s'} \dots\dots\dots 5$$

onde w e s correesponde aos valores m3dios da velocidade e da propriedade medida e w' e s' correspondem aos valores da diferen7a entre a m3dia e o valor medido da velocidade e da propriedade respectivamente.

A equa77o 5 pode ainda ser reduzida. Os termos que contemham apenas uma flutua77o podem ser eliminados, pois, por defini77o, a m3dia de todas as suas flutua77oes 3 nula. Pode-se ainda desprezar o termo que envolve a velocidade m3dia vertical, pois em terreno uniforme e ap3s a aplica77o de rota77o de dois eixos, referidas no final, a m3dia da componente vertical da velocidade 3 nula.

Assim tem-se:

$$S = \overline{w' \cdot s'} \dots\dots\dots 6$$

Segundo ALBINET et al., 1998 a equa77o de conserva77o de um escalar 3 dada por:

$$\frac{\partial \rho s}{\partial t} + u \frac{\partial \rho s}{\partial x} + v \frac{\partial \rho s}{\partial y} + w \frac{\partial \rho s}{\partial z} = S + D \dots\dots\dots 7$$

onde $\partial \rho s$ 3 a massa espec3fica da grandeza escalar considerada, v , u s7o as componentes da velocidade do vento na dire77oes x , y do plano horizontal e w 3 a velocidade na dire77o z normal da superf3cie. S 3 o termo que representa a fonte/sumidouro e D 3 a difus77o molecular. Aplicando a u , a v , e a w uma decomposi77o de Reynolds, em que cada uma das componentes 3 decomposta numa componente m3dia e numa flutua77o, a integra77o ao longo de z e a considera77o de aus4ncia de fluxos horizontais divergentes de correla77o turbulenta, levam a uma altera77o de equa77o 1 para:

$$\int_0^{hm} S dz = \underbrace{\overline{w' \rho s'}}_I + \underbrace{\int_0^{hm} \frac{\partial \rho s}{\partial t} dz}_{II} + \underbrace{\int_0^{hm} u \frac{\partial \rho s}{\partial x} dz}_{III} + \underbrace{\int_0^{hm} w \frac{\partial \rho s}{\partial z} dz}_{IV} \dots\dots\dots 8$$

Em que I representa o termo da transferência do escalar proveniente da fonte/sumidouro. Quando o escalar for o CO_2 o termo de transferência será N_e e quando for o vapor d'água o termo de transferência E (evapotranspiração). O termo II representa o fluxo correspondente à correlação turbulenta a uma altura h_m , F_c para o CO_2 e F_w para o vapor de água.

Em condições de estabilidade atmosférica e homogeneidade horizontal, todos os outros termos da equação 8 podem ser desprezados, e o termo da correlação turbulenta pode ser igualado ao termo correspondente à fonte/sumidouro.

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

Os termos IV e V representam os fluxos das advecções horizontal e vertical respectivamente (V_c o CO_2 e V_w o vapor de água). O termo da advecção horizontal é significativo quando existe um gradiente horizontal do escalar, ou seja, em terreno heterogêneo ou, à noite, em terrenos de declive significativo, quando o CO_2 proveniente da respiração do ecossistema é drenado. A velocidade vertical w e, conseqüentemente, a advecção vertical v são tipicamente nulas sobre culturas baixas, como as de milho, arroz, algodão, etc. Contudo, tal evidência não se verifica sobre vegetações elevadas, como as florestas, e LEE (1998) e BALDOCCHI & MEYER., (1998) documentam que a velocidade vertical w e, conseqüentemente, a advecção vertical v não devem ser negligenciados, podendo inclusive ser mais importante que o transporte turbulento durante períodos noturnos calmos. Raramente, o meio

ambiente se comporta como ideal. Mesmo sob as melhores condições, a variabilidade geofísica restringe o nível da exatidão, geralmente entre 10 – 20 % , com que se pode medir um fluxo turbulento (WESELY, 1970). E a variabilidade espacial da vegetação subjacente está melhor na ordem de dos 10 - 20%. Conseqüentemente, tal erro deve ser considerado durante medidas de campo das trocas de superfície (BALDOCCHI et al., 1988.)

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

Finalmente podemos escrever a equação 5 nos termos descritos acima:

Quando o escalar for o CO₂ a equação será:

$$N_e = F_c + S_c + V_c \dots\dots\dots 9$$

onde: N_e é a transferência do carbono; F_c é o fluxo de correlação turbulenta do CO₂; S_c é o armazenamento do dióxido de carbono e V_c é o fluxos das advecções horizontal e vertical do dióxido de carbono.

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

$$E = F_w + S_w + V_w \dots\dots\dots 10$$

onde: E é a evapotranspiração; F_w é o fluxo de correlação turbulenta do vapor d'água; S_w é o armazenamento do vapor d'água e V_w é o fluxos das advecções horizontal e vertical do vapor d'água.

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

$$H = \rho_m \cdot C_m \cdot \overline{w'T'_v} \dots\dots\dots 11$$

$$LE = \lambda \cdot M_w \cdot F_w \dots\dots\dots 12$$

onde ρ_m e C_m são respectivamente a massa e o calor específico da mistura de ar, $w'T_v'$ é a média da covariância da velocidade vertical e temperatura do ar fornecida pelo anemômetro sônico. M_w é a massa molar da água, F_w é o fluxo de correlação turbulenta do vapor d'água, e λ é o calor de vaporização da água.

É freqüentemente impossível orientar o sensor de velocidade vertical de maneira que a velocidade não desejada seja zero, ou achar um lugar absolutamente plano. A influência de inclinação do sensor ou a irregularidade do terreno pode alterar a informação do fluxo de vórtice turbulento, causando aparente média da velocidade vertical não nula (KAIMAL & HAUGEN, 1969, HYSON et al., 1981). Se a pessoa estiver medindo fluxos com a técnica de correlação de vórtices turbulentos em terrenos que se inclinam suavemente, é recomendado girar o sistema de captação de velocidade do vento em três direções a um ângulo que faça as velocidades vertical e lateral se igualarem a zero, para proceder à medida dos dados do fluxo turbulento vertical (HYSON et al., 1977). Como uma regra de dedo polegar, é assumido que podem ser feitas medidas de fluxo turbulentas seguras, depois de rotação de coordenada apropriada, quando o declive do terreno está compreendida entre 8 % e 15%. Detalhes deste procedimento descritos por WESELY (1969) são esboçados por BUSINGER (1986) e BALDOCCHI et al., (1988).

O método de vórtices turbulentos é mais exato quando o vento, a temperatura, a umidade e o CO_2 forem constantes e a vegetação subjacente for homogênea e situada em terreno plano e de grande extensão. Quando o método é aplicado sobre paisagens naturais e complexas, ou durante as condições atmosféricas que variam com o tempo a quantificação da troca do CO_2 entre a biosfera-atmosfera, devem-se incluir medidas do armazenamento atmosférico (BALDOCCHI, 2003).

Segundo BALDOCCHI (2003), calcular as médias dos períodos longos do excesso das medidas do fluxo de CO_2 reduz o erro da amostragem aleatória a valores muito pequenos. Infelizmente, as lacunas nos períodos de aquisição dos dados são inevitáveis ao construir registros de dados durante longos intervalos de tempo. As lacunas são preenchidas geralmente com valores produzidos dos modelos estatísticos e empíricos para produzir dados diários e anuais. As lacunas preenchidas por tais

modelos não introduzem erros significativos porque os algoritmos empíricos são derivados das populações estatísticas grandes. De outro lado, os erros de medidas de fluxo podem ser influenciados na noite em que os ventos são fracos e intermitentes. Os erros de conceito noturno tendem a produzir redução na medida de respiração do ecossistema. A verificação da estratificação turbulenta em camada limite atmosférica é complicada por uma multiplicidade de influências físicas, incluindo clara divergência no fluxo de radiação atmosférica, elevado corte associado com baixo nível de sinal, movimento sinuoso, vibrações gravitacionais, escoamento do fluido, e aumento sensível da heterogeneidade da superfície (MAHRT et al., 1998, FINNIGAN, 2000, KATUL, et al. 2002).

Além da técnica de vórtice turbulento, as medidas de fluxos de energia também se baseiam em outra abordagem fundamental conhecida como balanço de energia.

2- BALANÇO DE ENERGIA

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

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

$$E_r = \varepsilon \sigma T^4 \dots\dots\dots 13$$

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

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

A quantidade total de radiação recebida em determinado local é afetada pela duração do dia. A duração do dia, geralmente, aumenta ou diminui com o aumento da latitude, a depender da estação. No verão, por exemplo, a duração do dia aumenta do Equador em direção ao pólo Norte e diminui em direção ao pólo Sul (AYOADE, 1998). Segundo SELLERS (1965), a distribuição da radiação solar não é simétrica. Isto ocorre porque a Terra, em seu movimento de rotação e translação, encontra-se em janeiro em sua posição mais próxima do Sol, de modo que em todas as latitudes se recebe mais radiação durante o inverno no hemisfério norte que durante o verão.

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

$$R_n = \text{BOC} + \text{BOL} \dots\dots\dots 14$$

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

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

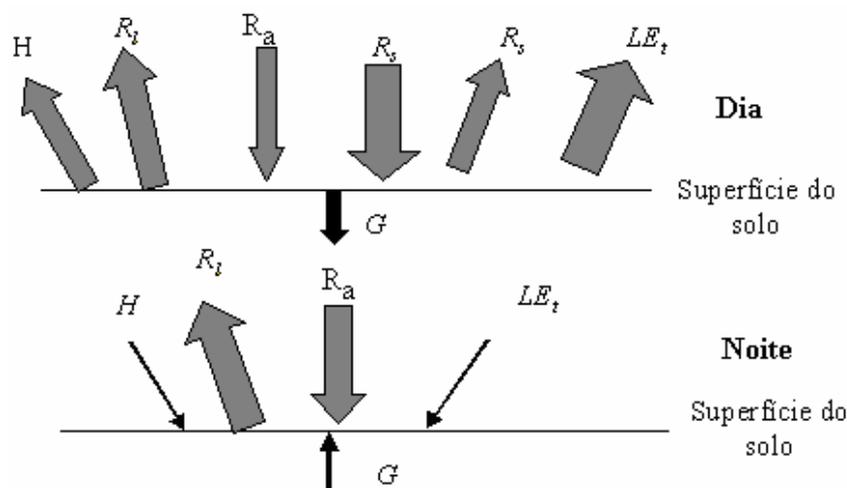


Figura 1. Esquema representativo da energia que chega e sai da Terra.

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

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

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

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

parte é utilizada na fotossíntese (P), (PEREIRA, 2002). O saldo de radiação líquida (Rn) é dada por:

$$R_n + H + LE + G + P = 0 \dots\dots\dots 15$$

Como a quantidade de energia usada para a fotossíntese é muito pequena, em relação a radiação líquida, a equação 2 pode ser escrita desprezando-se o valor de P, (AYOADE, 1998).

Segundo AYOADE (1998), nos continentes, o fluxo de calor latente (LE) é mais alto no equador, diminuindo em direção aos pólos, e o fluxo de calor sensível (H) ou troca turbulenta de calor é maior nas zonas subtropicais, diminuindo tanto em direção aos pólos quanto em direção ao equador.

O balanço de energia é uma maneira de calcular o fluxo de vapor de uma superfície vegetada. BOWEN (1926) realizou estudos de evapotranspiração em superfícies vegetadas, usando o método de balanço de energia. Determinou a razão entre os fluxos de calor sensível e latente, durante o processo de evaporação, em função da temperatura e da pressão de vapor, cuja razão ficou conhecida como razão de BOWEN, (equação 4).

$$\beta = \frac{H}{LE} \dots\dots\dots 16$$

Segundo VILA NOVA (1973), a determinação da razão de BOWEN, em função da teoria introduzida por SCHMIDT (1925), a “Austach Theory”, simplificou bastante a sua utilização. Na abordagem de balanço energético, o problema se resolve determinando-se a quantidade de radiação líquida utilizada para evaporar a água, (AYOADE, 1998).

Na evapotranspiração, parte da energia radiante é transformada em calor latente de vaporização. Para evaporar 1 kg de água a 20°C é necessário 2,45 MJ de energia. Portanto, toda vez que a superfície estiver bem umedecida, a maior parte da energia disponível será utilizada na evapotranspiração, o que representa 70% a 80% da Rn. O

restante de energia disponível será utilizada no aquecimento das plantas, do ar e do solo (PEREIRA, 2002). Quando existe boa disponibilidade de água no solo, a relação LE/Rn se mantém dentro da faixa acima considerada, desde que não haja advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes.

Para condições onde há advecção de calor sensível, a relação LE/Rn passa de 100%. Essa situação foi observada em cultura de melão por ALVES et al. (1998), em que LE/Rn chegou a 182% (PEREIRA, 2002). Se a superfície não estiver bem suprida de água, a fração de Rn destinada a LE diminui, aumentando assim a fração para H + G. Para o sistema Terra-atmosfera como um todo, o balanço de energia é positivo entre as latitudes 30° S e 40° N, e negativo no restante (AYOADE, 1998).

Diversos métodos micrometeorológicos de medidas de fluxos de energia, foram descritos por VERMA (1990). Segundo esse trabalho, os fluxos de calor sensível, latente e de momentum, podem ser calculados em função dos gradientes médios de temperatura, da umidade específica e da velocidade do vento no interior da camada limite.

Outra maneira para calcular o fluxo de calor sensível e latente é por meio do método da abordagem aerodinâmica

3- ABORDAGEM AERODINÂMICA

O método aerodinâmico é também empregado para cálculo do fluxo de calor latente e sensível, notadamente para culturas agrícolas. Embora seja um método utilizado, ele é pouco empregado na floresta provavelmente por conta das dificuldades na obtenção de dados que permitam o cálculo da resistência aerodinâmica expressa por PENMAN (1948) e por MONTEITH (1965)

Segundo MENDONÇA (1995), pesquisa como as de BERKOWICZ & PRAHM (1982), consideram que as resistências aerodinâmicas são geralmente diferentes para diferentes fluxos e dependem das propriedades do meio no qual o fluxo é considerado. Afirmam, ainda, que é razoável assumir que a resistência aerodinâmica

ao transporte do vapor d'água seja igual a resistência aerodinâmica do transporte turbulento para o calor.

Na abordagem aerodinâmica, o fluxo do vapor que advém de uma superfície onde ocorre evaporação está relacionado com processos de difusão turbulenta.

A transferência natural de água no estado líquido na superfície, para o gasoso na atmosfera, complica-se quando a superfície evaporante não é uniforme. O vapor d'água é removido por difusão turbulenta, ocasionada pelas correntes de convecção provocadas pelas diferenças de densidade e do deslocamento do ar na camada atmosférica junto à superfície (OMETTO, 1981).

A abordagem aerodinâmica tem embasamento teórico na dinâmica dos fluidos e transporte turbulento. Isto porque o escoamento atmosférico acima da superfície rugosa é predominantemente turbulento. Nessas condições, a densidade de fluxo (f), de uma propriedade qualquer (X) pode ser assim escrita (PEREIRA et al. 1997):

$$f = -K_x \frac{dX}{dz} \dots\dots\dots 17$$

Onde K_x é o coeficiente de transporte turbulento (*eddy diffusivity, Austausch coefficient*), e z é a altura acima da superfície.

Segundo MONTEITH (1973 e 1981), quando o transporte de qualquer entidade depende da difusão (molecular ou turbulenta), a densidade do fluxo vertical dessa entidade, F_z , dentro da camada limite que caracteriza uma superfície, pode ser expressa por:

$$F_z = -\rho(z) K(z) \frac{\partial \phi}{\partial z} \dots\dots\dots 18$$

onde $\rho(z)$ é a densidade no ponto z , $K(z)$ é a difusividade ou coeficiente de difusão àquela entidade no ponto z , e $\partial\phi/\partial z$ é o gradiente da entidade no ponto considerado.

MONTEITH (1973) afirma que quando o processo se trata só de difusão molecular, o coeficiente de difusão para momentum, calor e vapor d'água são similares na ordem de grandeza e em sua dependência com a temperatura. No entanto, na atmosfera, onde a turbulência é o mecanismo dominante de difusão, os coeficientes de difusão são muitas ordens de grandeza maiores que o valor molecular correspondente e aumentam com a altura acima do chão.

CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS

1- LOCAL DE ESTUDO

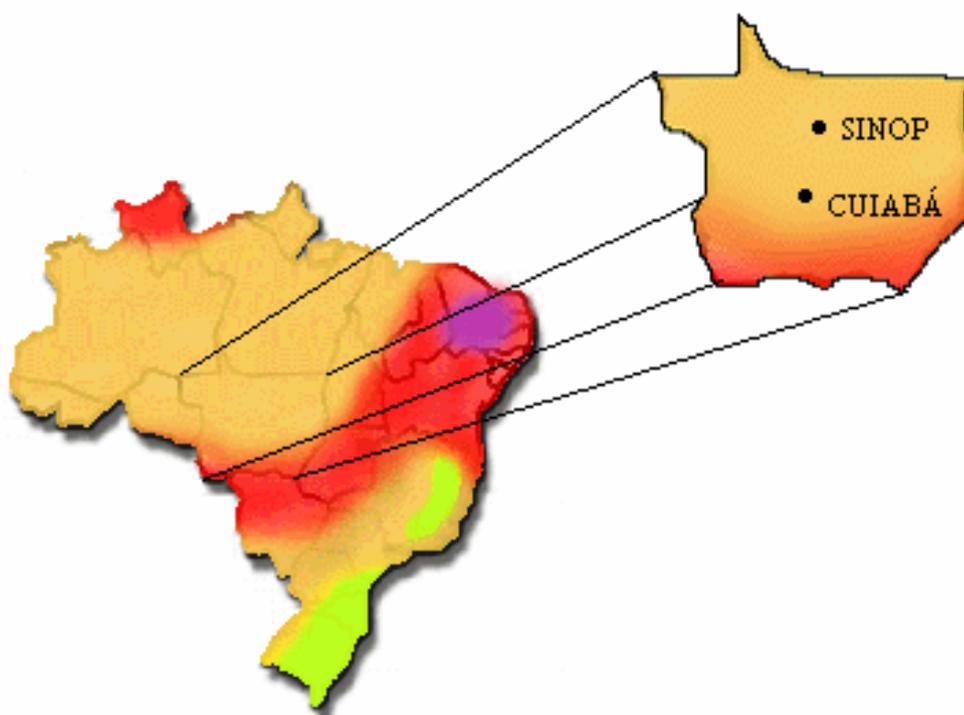


Figura 2. Localização da área de estudo aproximadamente a 60km ao norte da cidade de Sinop, Mato Grosso, Brasil ($11^{\circ} 24,75' S$; $55^{\circ} 19,50' W$).

Este estudo foi desenvolvido em uma área plana localizada a aproximadamente 60 km NE de Sinop, Norte de Mato Grosso, Brasil (11°24,75'S: 55°19,50'W), com floresta madura e intacta, seletivamente escolhida, (fig. 2).

O solo da área de estudo é muito arenoso, pobre em nutrientes que são comuns na bacia Amazônica (MORAES et al. 1995; RATTER 1992). Este solo tem alta porosidade e drena rapidamente as chuvas. A vegetação consiste de árvores perenes que é característica da floresta de transição em Mato Grosso, tal como *Qualea* sp., *Vochysia* sp., *Ocotea* sp e *Mezilaurus itauba* e a diversidade é alta, não havendo predominância de uma única espécie de árvore. (VOURLITIS, et al., 2001)

2- VISTA PANORÂMICA DA TORRE

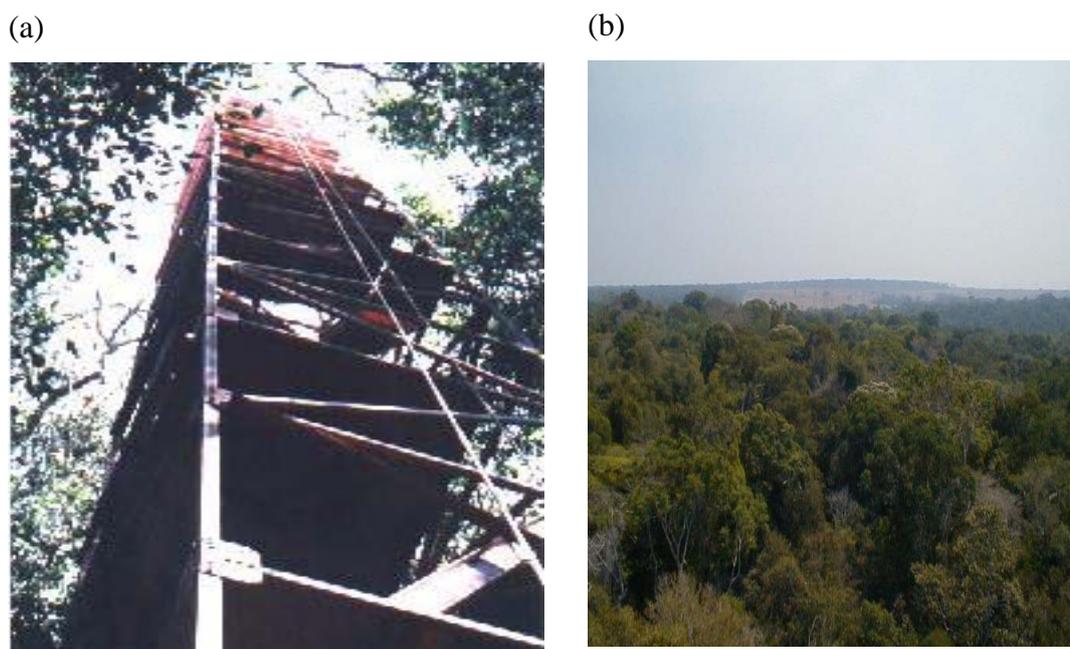


Figura 3. (a) Torre metálica de 40 m de altura e (b) vista panorâmica do topo da torre

A temperatura média anual nesta área de Sinop é de 24 °C com pequena variação nas estações, e uma precipitação media anual de 2000 mm ano⁻¹ com estações, seca e chuvosa, bem definidas. As características climatológicas da floresta de transição são similares às da floresta tropical e do cerrado. Entretanto, a região de floresta de

transição recebe, aproximadamente, menos 200 mm de precipitação anual em relação à floresta tropical, e 500 mm de precipitação a mais que o cerrado, (VOURLITIS et al., 2002).

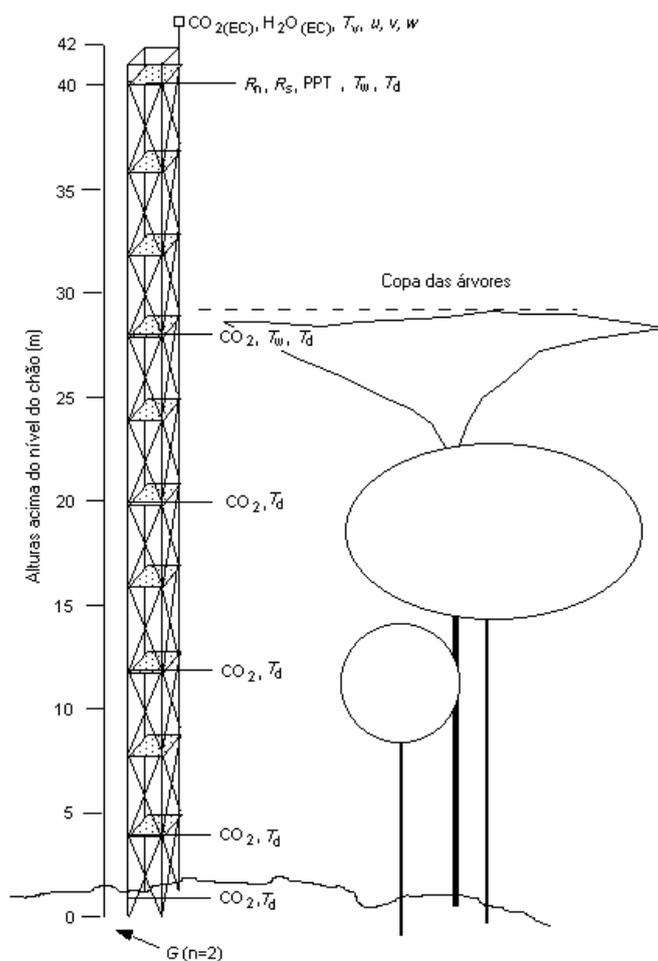


Figura 4. Ilustração da torre metálica de 40 m, com a informação da posição dos equipamentos instalados. O Anemômetro Sônico (T_v , u , v e w), o analisador de gás (CO_2 e Vapor d'água (H_2O), e o Pluviômetro (ppt) foram instalados na parte superior. A 42 m foram instalados o Netradiômetro (R_n), o Psicrômetro (temperatura úmida (T_w) e seca (T_d)), e sensores PAR que medem a radiação total (Q) e as radiações de ondas curtas refletidas. Em outros pontos foram instalados sensores de temperatura (T_d) e pontos de coleta de CO_2 . O medidor de fluxo de calor no solo G foi colocado a 2 cm de profundidade

3- COLETA DE DADOS

3.1- Equipamento de Correlação de Vórtice Turbulento (Eddy covariance em inglês)

Na torre metálica de 40 m de altura, (fig. 4), que constitui base da pesquisa que vem sendo desenvolvida na floresta de transição, foram instalados sensores que permitem a coleta de dados, o ano todo, durante 24 horas.

Os valores medidos e estimados dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), foram determinados usando o método de correlação de vórtices turbulentos com torre-baseada (BALDOCCHI et al. 1988; VERMA, 1990; VOURLITIS & OECHEL, 1997, 1999]. Esta técnica micrometeorológica quantifica diretamente a troca de massa e energia entre superfície e atmosfera, medindo o transporte turbulento de vapor de H₂O e calor [BALDOCCHI et al. 1988; VERMA, 1990]. Os sensores de correlação de vórtice turbulento foram montados a uma altura de 42 m sobre o nível de chão ou 12-14 m sobre o topo da floresta (Fig. 4).

3.1.1 – Anemômetro Sônico e Analisador de gás

O sistema de correlação de vórtice turbulento utilizou um anemômetro-termômetro sônico tridimensional (SWS-211/3K, Applied Technologies, Inc., Boulder, Colorado, E.U.A.), com resposta rápida de 10 Hz para medir as flutuações médias da velocidade de vento (u, v, e w) e temperatura (T_v), (fig. 5).

Para medidas de CO₂ e de Vapor d'água, foi utilizado um analisador infra-vermelho de gases (fig. 5) em circuito aberto (NOAA-ATDD, Oak Ridger, Tennessee, USA). O analisador de gás de circuito aberto, que está baseado no sistema adotado pela NOAA- Divisão de Difusão de Turbulência Atmosférica (NOAA-ATDD) (AUBLE & MEYERS, 1992), opera a uma frequência de 10 Hz e uma sensibilidade de 6.8 $\mu\text{mol m}^{-3}$ e 0.5 mmol m^{-3} para o CO₂ e o vapor de H₂O, respectivamente.



Figura 5. Conjunto anemômetro sônico e analisador.de gás (CO₂ e Vapor d'água) de circuito aberto NOAA-ATDD

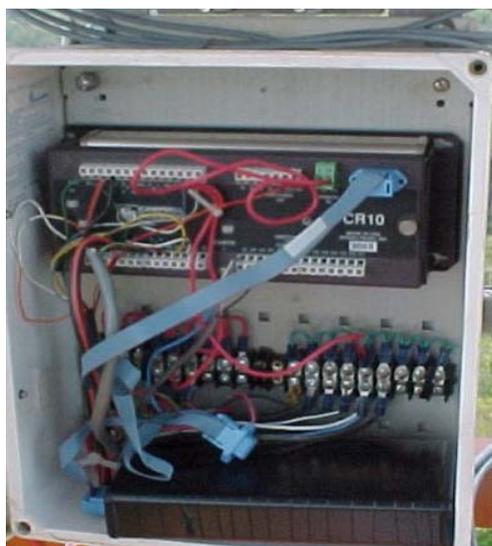
As flutuações naturais de CO₂ e de vapor de H₂O produzem voltagens que foram convertidas em densidades, multiplicando pelas constantes de calibração requeridas (LEUNING & MONCRIEFF, 1990). Os dados de fluxos de CO₂, vapor de H₂O e de calor sensível foram computados usando o software de NOAA-ATDD (MCMILLEN, 1986 e 1988), segundo uma rotação de coordenada dos vetores de vento. Os fluxos de resposta rápida (10 Hz) foram calculados e armazenados em um computador laptop como médias de 30 minutos, usando a técnica de médias de 200 s com filtragem digital recursiva. O analisador de gás teve a calibração do ponto de orvalho a cada 4 semanas. Para essa calibração, que consiste na obtenção da temperatura para a qual o vapor de água presente na atmosfera satura o ar e começa a condensar-se, isto é, começa a formar-se o orvalho, foi utilizado o gerador de ponto de orvalho portátil LI 610 (LICOR, Inc., Lincoln, Nebraska, E.U.A.).

3.2- Medidas Micrometeorológicas

3.2.1 – Sistema de aquisição de dados

Os dados micrometeorológicos foram coletados por meio de equipamentos com sensores de aquisição de dados, ligados a um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah), e as médias de 30 min foram armazenadas em um módulo de memória (fig. 6), e coletados a cada 15 dias.

(a)



(b)



Figura 6. (a) Conjunto formado pelo Datalogger e módulo de memória, onde se destaca o cabo de conexão para transferência de dados a um computador portátil, (b) Palmtop para armazenar dados do anemômetro sônico e analisador de gás

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

3.2.2 - Net Radiômetro

As medidas de radiação líquida foram efetuadas sobre a copa das árvores, utilizando um radiômetro ventilado (Q*7.1, REBS, Inc., Seattle, Washington) (fig.7), colocado a 42 m de altura.



Figura 7. Net radiômetro instalado acima da copa das árvores

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

3.2.3 – Fluxo de calor no solo e Psicrômetro

O Fluxo de calor no solo (G) foi medido usando um transdutor de fluxo de calor (n=2), (HFT-3.1, REBS, Inc., Seattle, Washington). A temperatura ambiente e a pressão de vapor foram medidas a 42 m de altura, usando um sensor de umidade relativa (HMP-35 Vaisala, Inc., Helsinki, Finland). A pressão vertical de vapor são registradas por meio de psicrômetros (HMP 45 C, Campbell Scientific Inc, Ogde, Utah USA), instalados a 28 e 40m, (fig. 8). Os dados produzidos por pulsos elétricos foram armazenados no módulo de memória, com médias de 30 minutos.



Figura 8. Psicrômetro

3.2.4 - Pluviômetro

A precipitação pluviométrica foi medida usando o equipamento do tipo cubeta que, ao encher, entorna e esse movimento é registrado (2501, Sierra-Misco, Inc., Beckerley, Califórnia) (fig. 9). O pluviômetro foi instalado no ponto mais alto da torre. As informações de chuvas são enviadas por pulsos elétricos e armazenadas no módulo de memória, juntamente com informações dos demais equipamentos instalados na torre.

Durante o ano de 1999, os registros mostraram uma média de precipitação em torno de 1820 mm no período chuvoso. Em 2000, os registros foram de 1730 mm. Em 2001 e 2002, não foram obtidos dados de chuva, em razão da infestação de abelhas e danos no equipamento.



Figura 9. Pluviômetro do tipo cubeta

Os dados coletados por meio dos sistemas de vórtice turbulento e micrometeorológicos foram coletados em médias quinzenais armazenados em computadores e transformados em tabelas. As calibrações dos equipamentos, como o psicrômetro, foram efetuadas em relação a outro equipamento idêntico, considerado padrão.

CAPÍTULO III - RESULTADOS E DISCUSSÕES

1- PERÍODOS DE COLETA

As coletas de dados na cidade de Sinop tiveram início em meados de agosto de 1999. Para análise dos dados obtidos, foram definidos (04) quatro anos de estudo, assim distribuídos: o primeiro ano (01) compreendido entre agosto de 1999 a maio de 2000; o segundo (02) de junho de 2000 a maio de 2001; o terceiro (03) de junho de 2001 a maio de 2002 e o quarto (04) de junho de 2002 a maio de 2003. Cada um deles foi dividido em quatro (04) períodos: 1- Período Seco (PS), compreendido entre os meses de junho a agosto; 2- Período Intermediário Seco/Chuvoso (ISC), compreendido entre os meses de setembro a novembro; 3- Período Chuvoso (PC), compreendido entre os meses de dezembro a fevereiro e 4- Período Intermediário Chuvoso/Seco (ICS), compreendido entre os meses de março a maio. Os dados enfileirados representam um dia típico, com a média dos valores obtidos a cada 30 minutos, durante cada período.

1.1- PRIMEIRO ANO

O primeiro ano, compreendido entre agosto/1999 a maio/2000, no período seco, foram registrados dados de 19 (dezenove) dias, no período intermediário seco/chuvoso foram registrados dados de 58 (cinquenta e oito) dias, no período chuvoso não foram registrados dados, e no período intermediário chuvoso/seco foram registrados dados de apenas 3 (três) dias. A figura 10 mostra o fluxo de energia (R_n ,

G, H e LE) e a figura 11 mostra a variação da temperatura no dossel da floresta, em função da hora local nos períodos considerados deste ano.

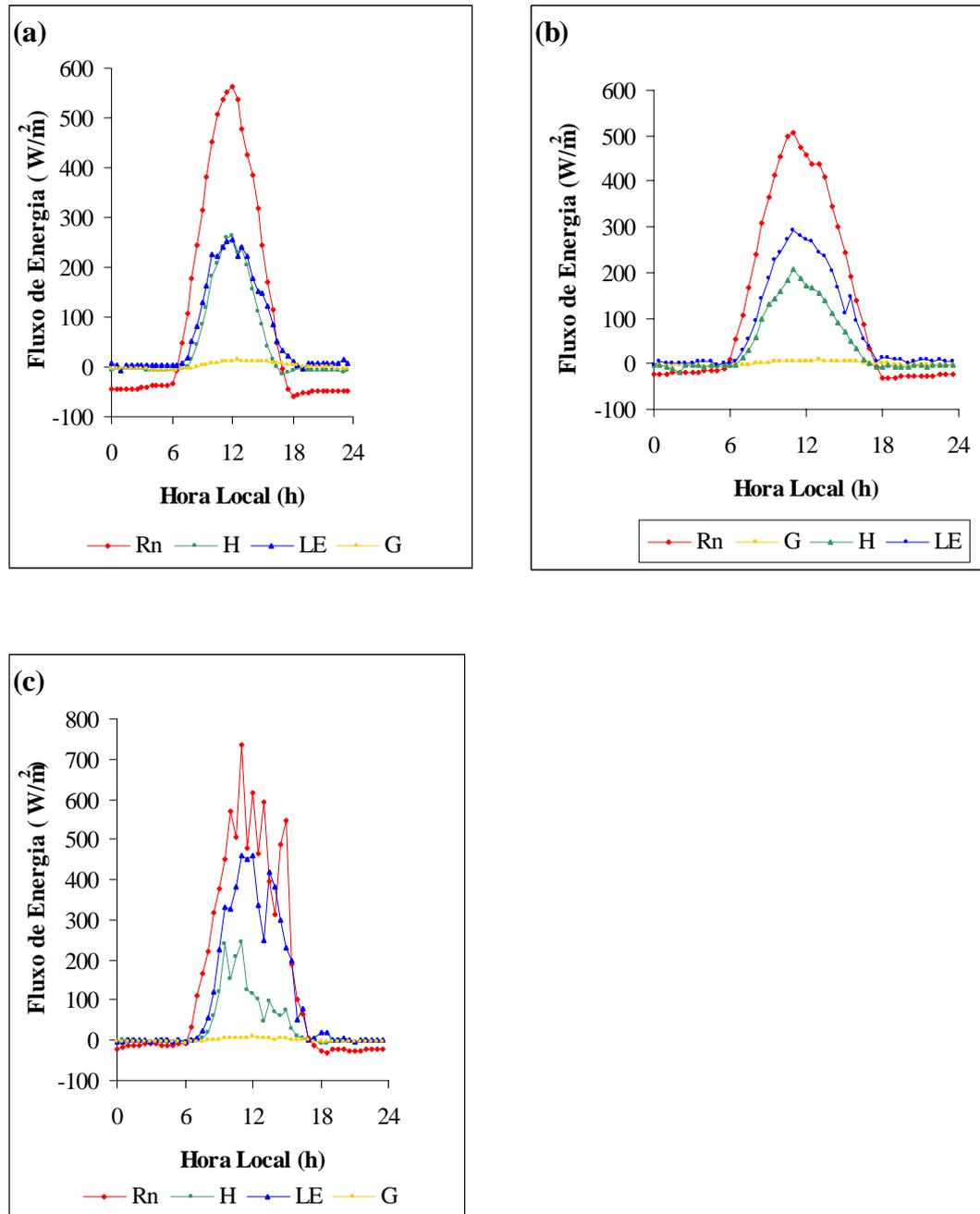


Figura 10. Fluxo de energia (R_n , G , H e LE) em W/m^2 em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC), (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

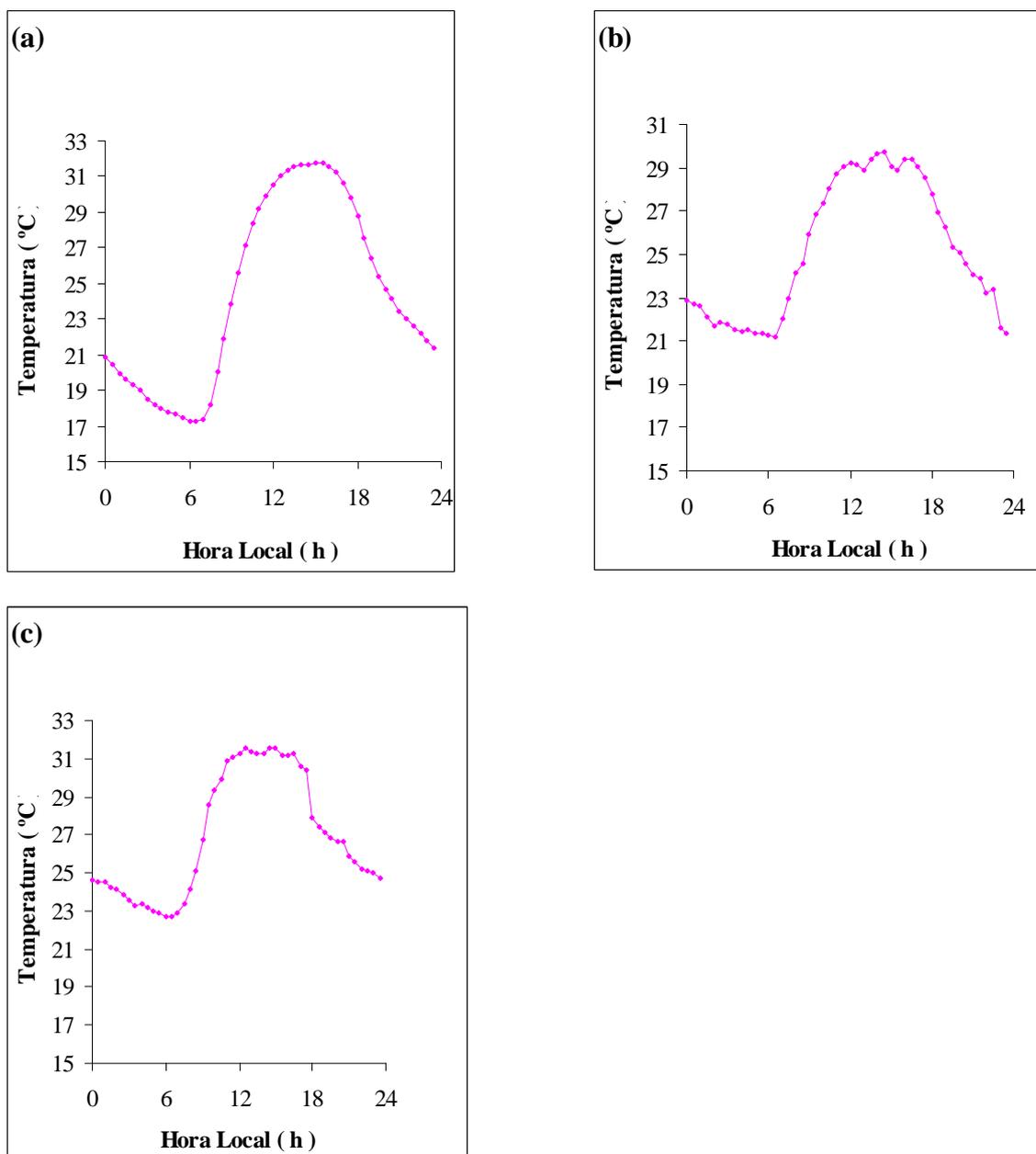


Figura 11. Gráfico da variação da temperatura em °C em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

A temperatura do primeiro ano se manteve dentro da faixa média dos 25° C, com picos máximos variando na casa de 17° C e 32° C.

A variação sazonal da partição de energia dos componentes do balanço de energia expressa pelo método da correlação de vórtices turbulentos, consumidas em calor sensível e calor latente, esta estampada nas figuras 12, 16, 20 e 24. Nas figuras,

observa-se que as variações abruptas ocorrem ao nascer e ao pôr do sol. No período seco, há uma aproximação significativa entre as frações de H/Rn e LE/Rn, demonstrando que, mesmo no período onde não existe chuva, a floresta de transição possui água em grande quantidade.

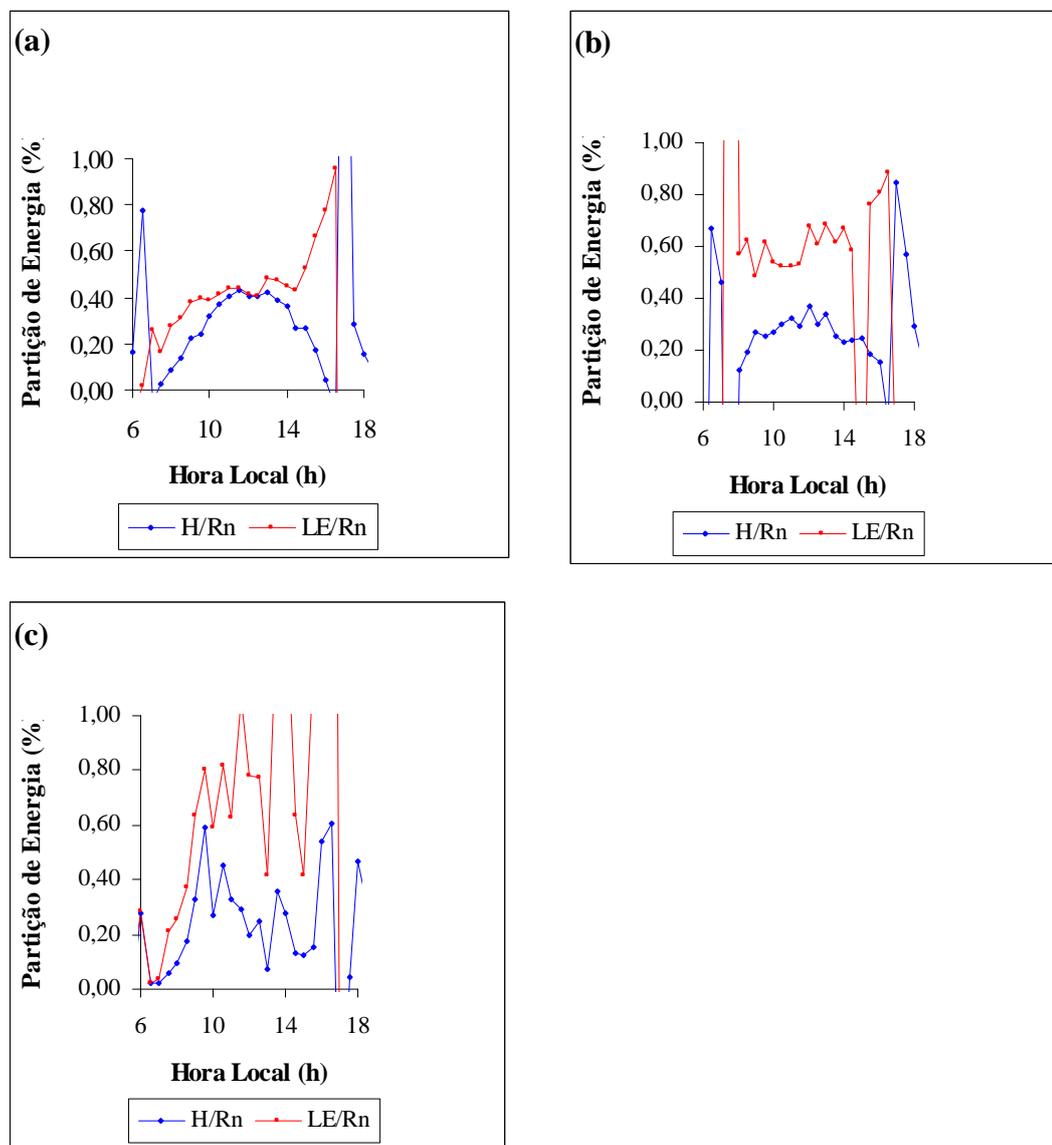


Figura 12. Partições de energia H/Rn e LE/Rn em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

Nos demais períodos, ocorreram um distanciamento maior entre as partições, motivado pelo aparecimento da chuva que começa a cair geralmente após o mês de setembro. Nesse primeiro ano, as frações utilizadas no processo de evaporação da

água (LE/Rn) variaram entre 0,60% e 0,70%, e no aquecimento da floresta (H/Rn) apresentaram variações entre 0,24% e 0,42%, tabela 1.

A correlação entre os fluxos de energia H+LE e Rn-G, figura 13, notadamente no período ICS, apresentou um resultado que não era esperado, em virtude da grande oscilação de energia apresentada nesse período.

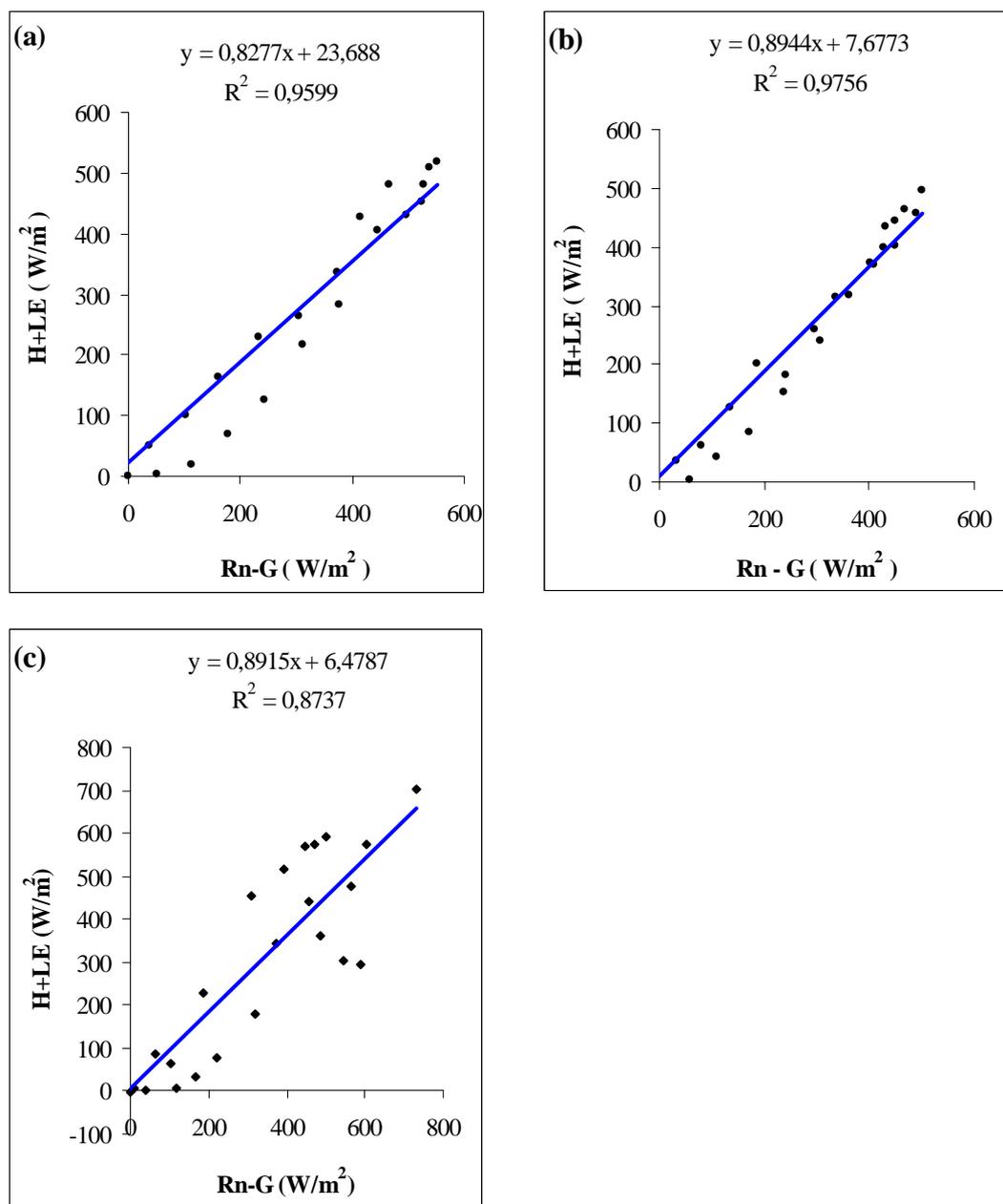


Figura 13. Correlação H+LE e Rn-G, do primeiro ano. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

Os valores médios de H, LE, RN, H/Rn, LE/Rn, G, e T, dos anos considerados, estão apresentados na tabela 1. As médias foram obtidas por método estatístico, e as unidades dos fluxos de energia em W/m^2 , e da temperatura em $^{\circ}C$. Verifica-se que a temperatura média da floresta de transição, durante todos os períodos, manteve-se próximo dos $25^{\circ}C$, não ultrapassando em média os $30^{\circ}C$. Os dados de Rn no 3º ano período ICS e no 4º ano no mesmo período estiveram muito baixos, resultando em frações elevadas de LE/Rn. Os valores de H e LE registram médias cujas somas são, na sua totalidade, próximas da diferença entre Rn e G. A diferença observada pode representar a energia usada, principalmente no processo de fotossíntese, conforme descreve AYOADE (1998) e outras perdas entrópicas.

1.2- SEGUNDO ANO

No segundo ano, compreendido entre junho/2000 a maio/2001, foram registrados dados de 10 dias no período seco. No período intermediário seco/chuvoso não houve registro de dados. No período chuvoso, foram 60 dias de registro, e no intermediário chuvoso/seco, registraram-se dados de 88 dias. As figuras 14 e 15 mostram os fluxos de energia (Rn, G, H e LE) e a variação da temperatura no dossel da floresta, em função da hora local.

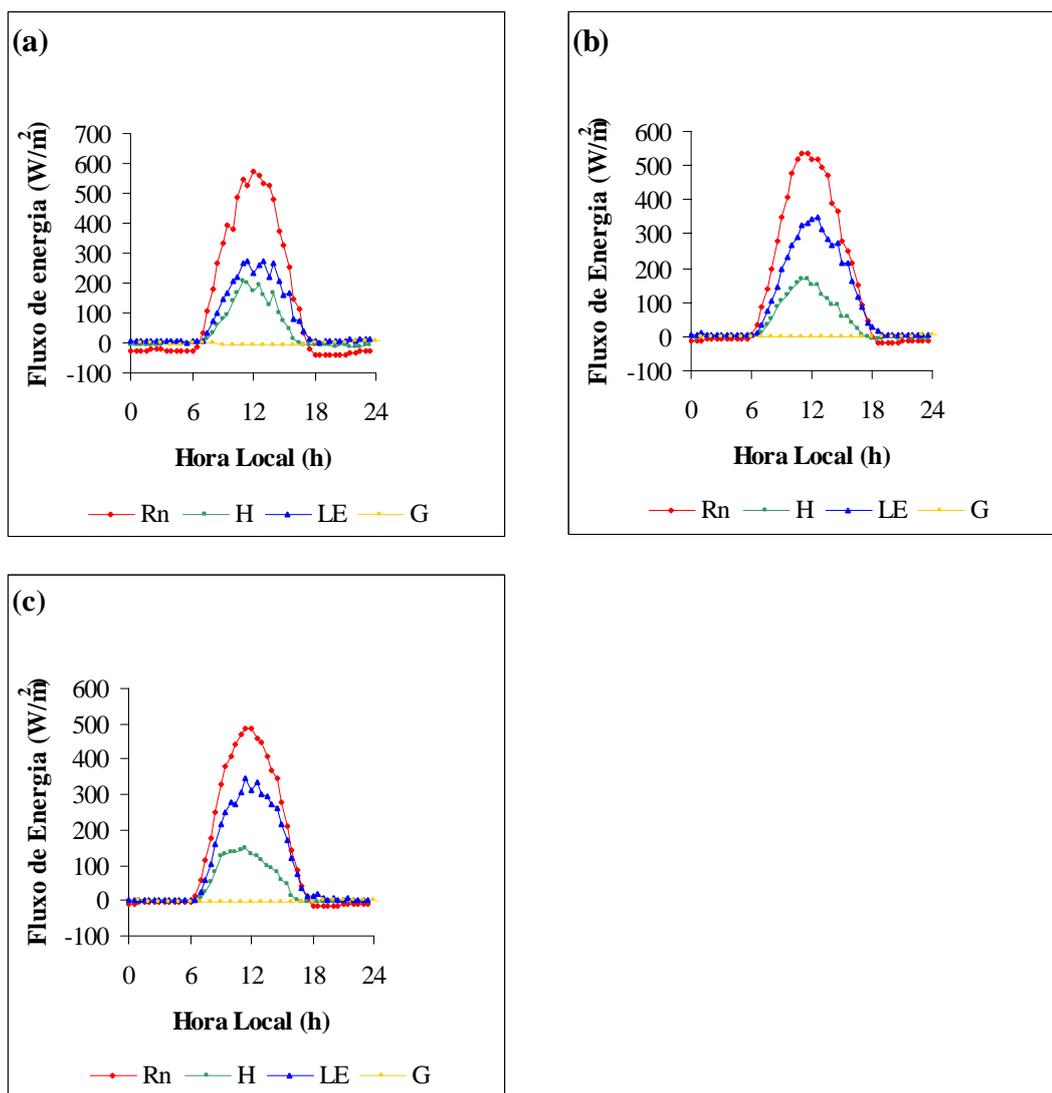


Figura 14. Fluxo de energia (R_n , G , H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS), do segundo ano

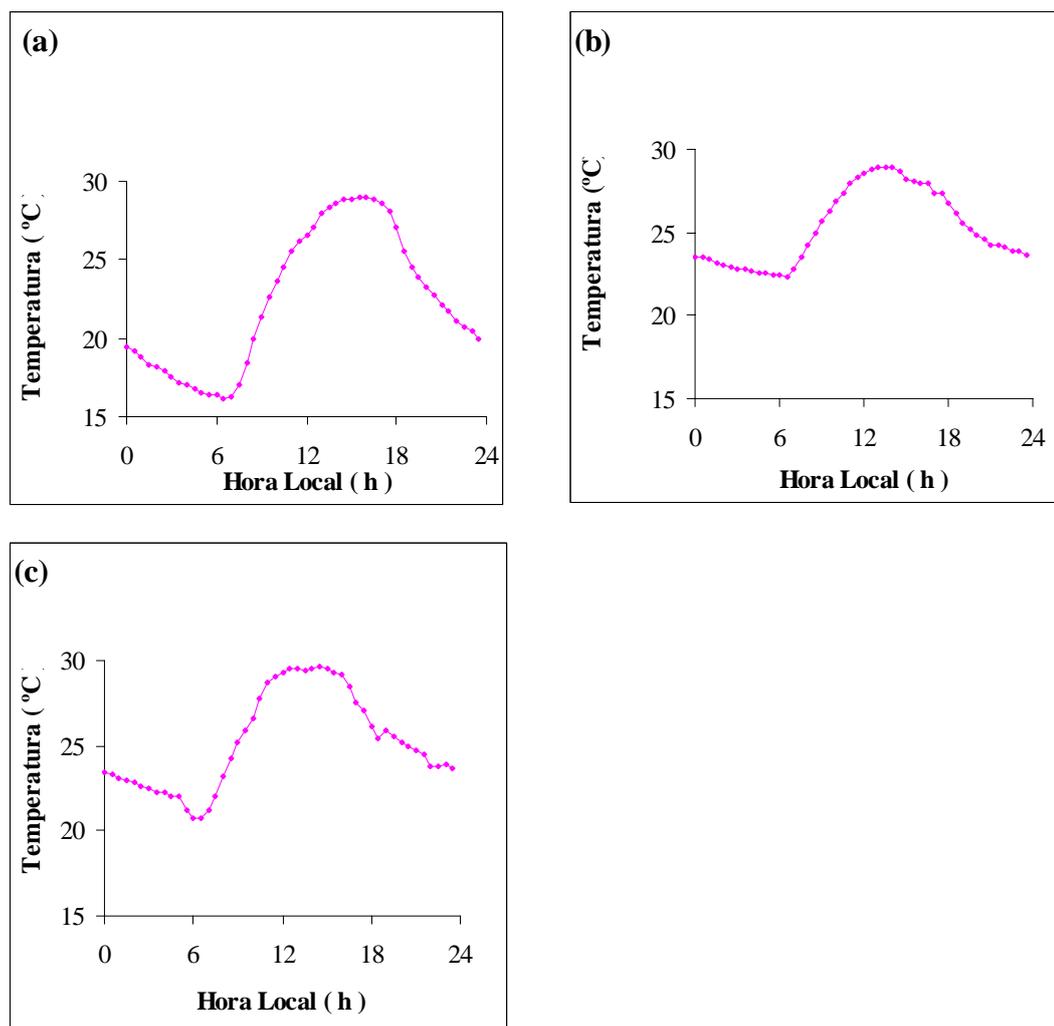


Figura 15. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) chuvoso (ISC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS), do segundo ano

A temperatura registrada no segundo ano obteve uma média por período, tabela 1, ligeiramente menor do que no primeiro ano. Manteve-se dentro da faixa média dos 24°C, com picos máximos variando na casa de 16°C e 30°C.

Nesse ano, as frações utilizadas no processo de evaporação da água (LE/R_n), e no aquecimento da floresta (H/R_n), apresentaram variações significativas notadamente nos períodos PC e ICS, figura 16.

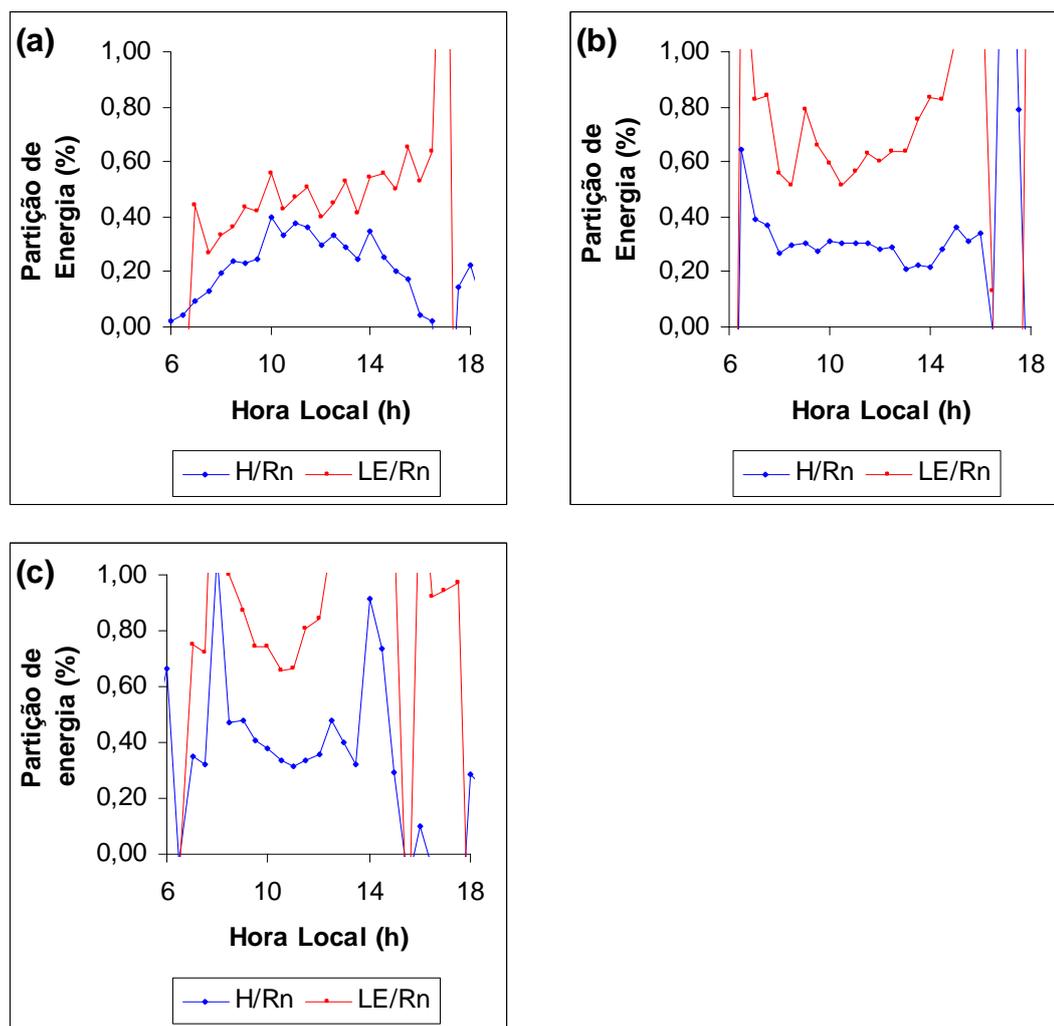


Figura 16. Partições de energia H/Rn e LE/Rn em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) período chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

Verificou-se, neste ano, que a correlação entre a soma do calor sensível (H) e de calor latente (LE) como variável dependente, e a diferença entre a radiação líquida (Rn) e o fluxo de calor no solo (G) como variável independente, figura 17, apresentou R^2 que variaram entre 0,9732 no período seco e 0,9943 no período intermediário chuvoso/seco, enquanto que no período chuvoso a covariância atingiu o valor de 0,9919.

A correlação mostrada na figura 17, nos períodos seco, chuvoso e intermediário chuvoso/seco também foi mostrada por VOURLITIS et al, 2001.

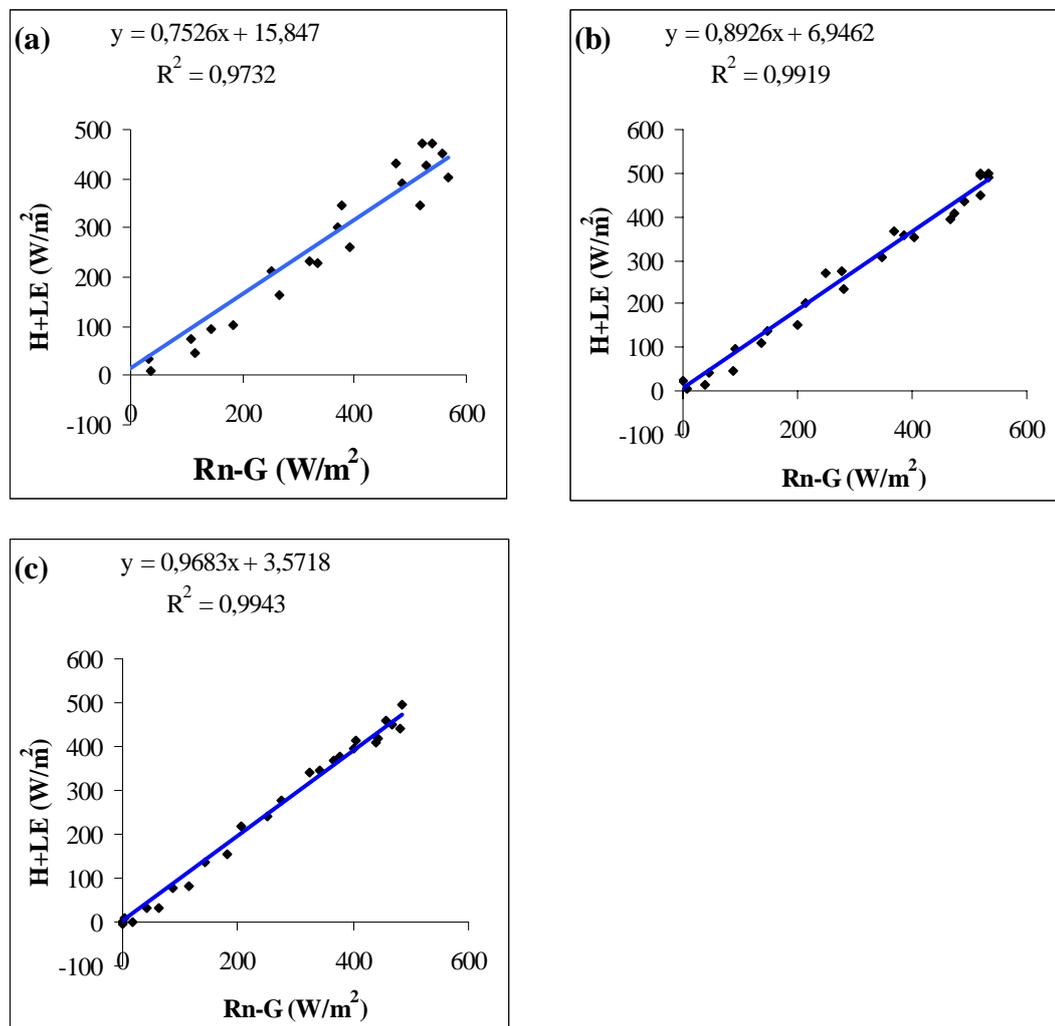


Figura 17. Correlação H+LE e Rn-G, do segundo ano. (a) período seco (PS), (b) período chuvoso (PC) e (c) intermediário chuvoso/seco (ICS).

1.3- TERCEIRO ANO

No terceiro ano, compreendido entre junho/2001 a maio/2002, no período seco, registraram-se dados de 13 dias. Nos períodos intermediário seco/chuvoso e chuvoso não houve registro de dados. No período intermediário chuvoso/seco, registraram-se dados de cinco (5) dias.

A figura 18 mostra o fluxo de energia (Rn, G, H e LE), em função da hora local nos períodos: seco (PS), e intermediário chuvoso/seco (ICS) do terceiro ano.

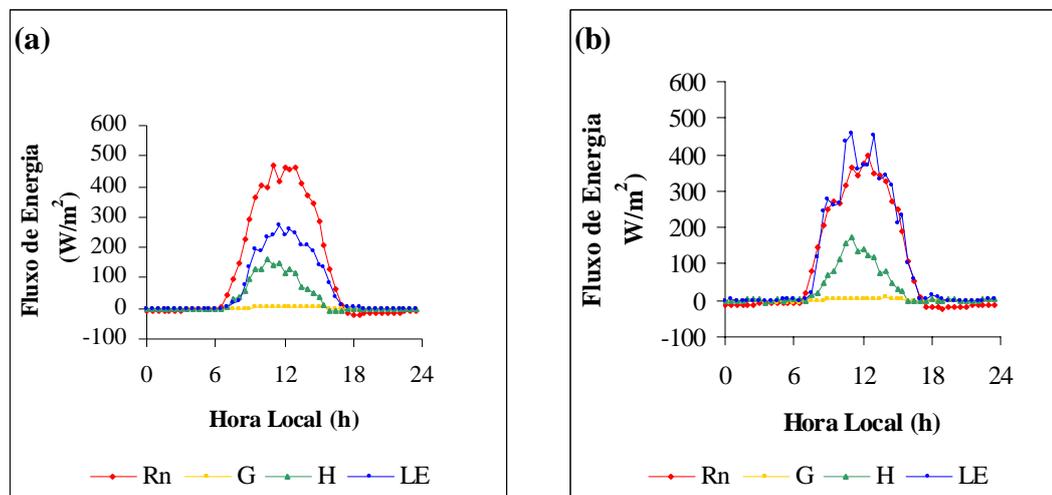


Figura 18. Fluxo de energia (Rn, G, H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), e (b) intermediário chuvoso/seco (ICS), do terceiro ano.

A oscilação verificada no período intermediário chuvoso/seco, figura 18 b, ocorreu em razão do primeiro dia de medida desse período, o que resultou, na média, em valores de LE superiores aos de Rn.

A temperatura registrada do terceiro ano apresentou uma média nos períodos coletados de 25° C, com picos máximos variando na casa de 18° C e 30° C, figura 19.

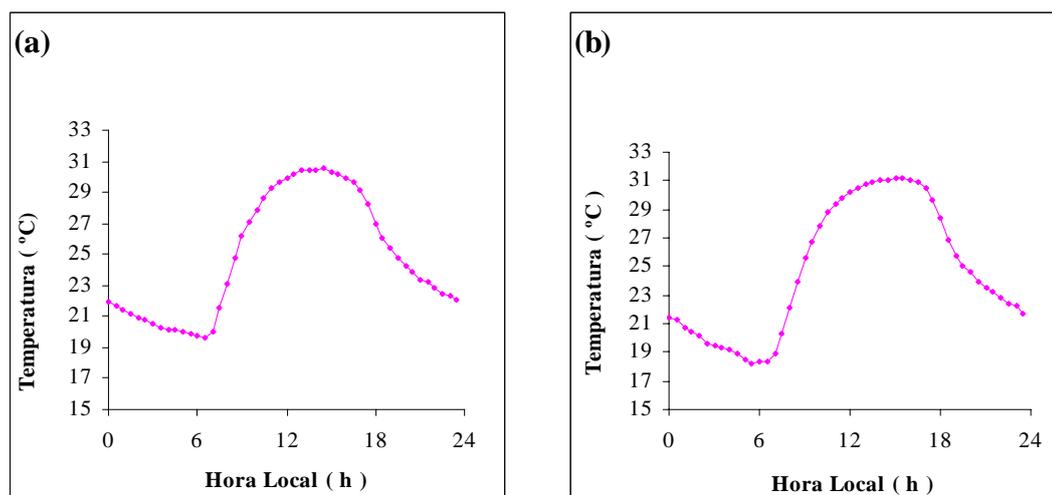


Figura 19. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário chuvoso/seco (ICS), do terceiro ano.

As frações utilizadas no processo de evaporação da água (LE/Rn), e no aquecimento da floresta (H/Rn) apresentaram variações significativas notadamente no período ICS, figura 20.

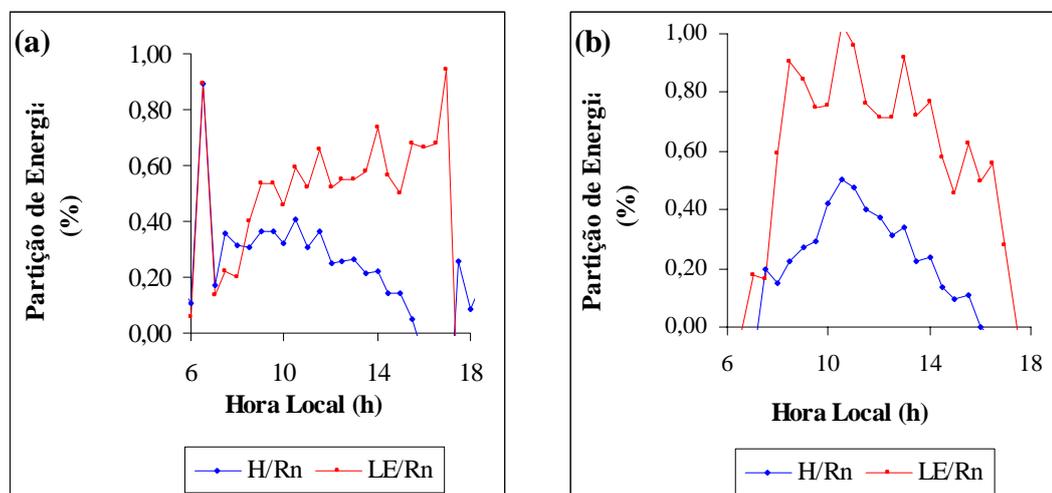


Figura 20. Partições de energia H/Rn e LE/Rn em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário chuvoso/seco (ICS).

Verificou-se, neste ano, que a covariância entre a soma do calor sensível (H) e de calor latente (LE) como variável dependente e a diferença entre a radiação líquida (Rn) e o fluxo de calor no solo (G) como variável independente, figura 21, apresentou R^2 igual a 0,966 no período seco e 0,953 no período intermediário chuvoso/seco.

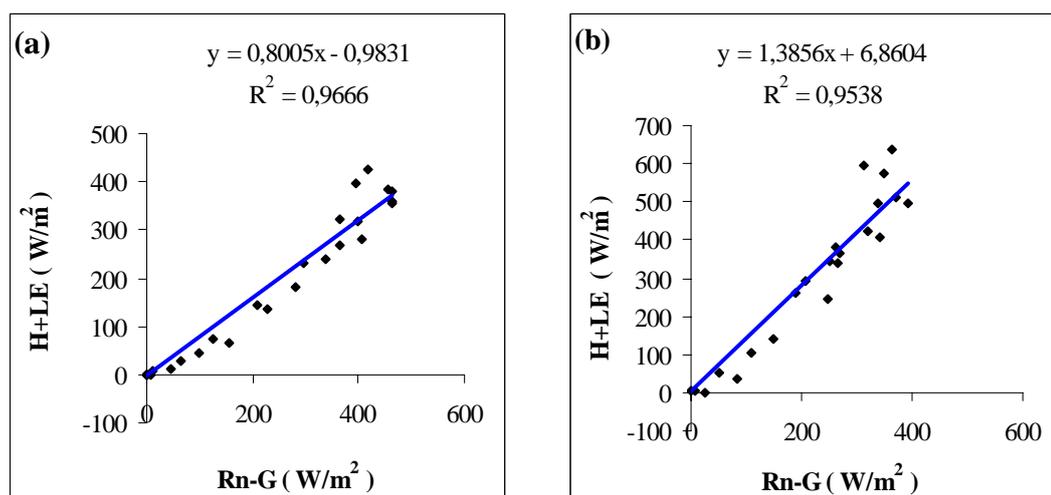


Figura 21. Correlação H+LE e Rn-G, do terceiro ano. (a) período seco (PS) e (b) intermediário chuvoso/seco (ICS).

1.4- QUARTO ANO

No quarto ano, compreendido entre junho/2002 a maio/2003, registraram-se dados em todos os períodos. No período seco, foram 69 dias de registro, no período intermediário seco/chuvoso foram registrados dados de 21 dias, no período chuvoso de 62 dias e no intermediário chuvoso/seco foram coletados dados de 22 dias.

As figuras 22 e 23 mostram o fluxo de energia (Rn, G, H e LE) e a variação da temperatura no dossel, em função da hora local nos períodos: seco (PS), intermediário seco/chuvoso (ISC) e período chuvoso (PC) e intermediário chuvoso / seco (ICS) .

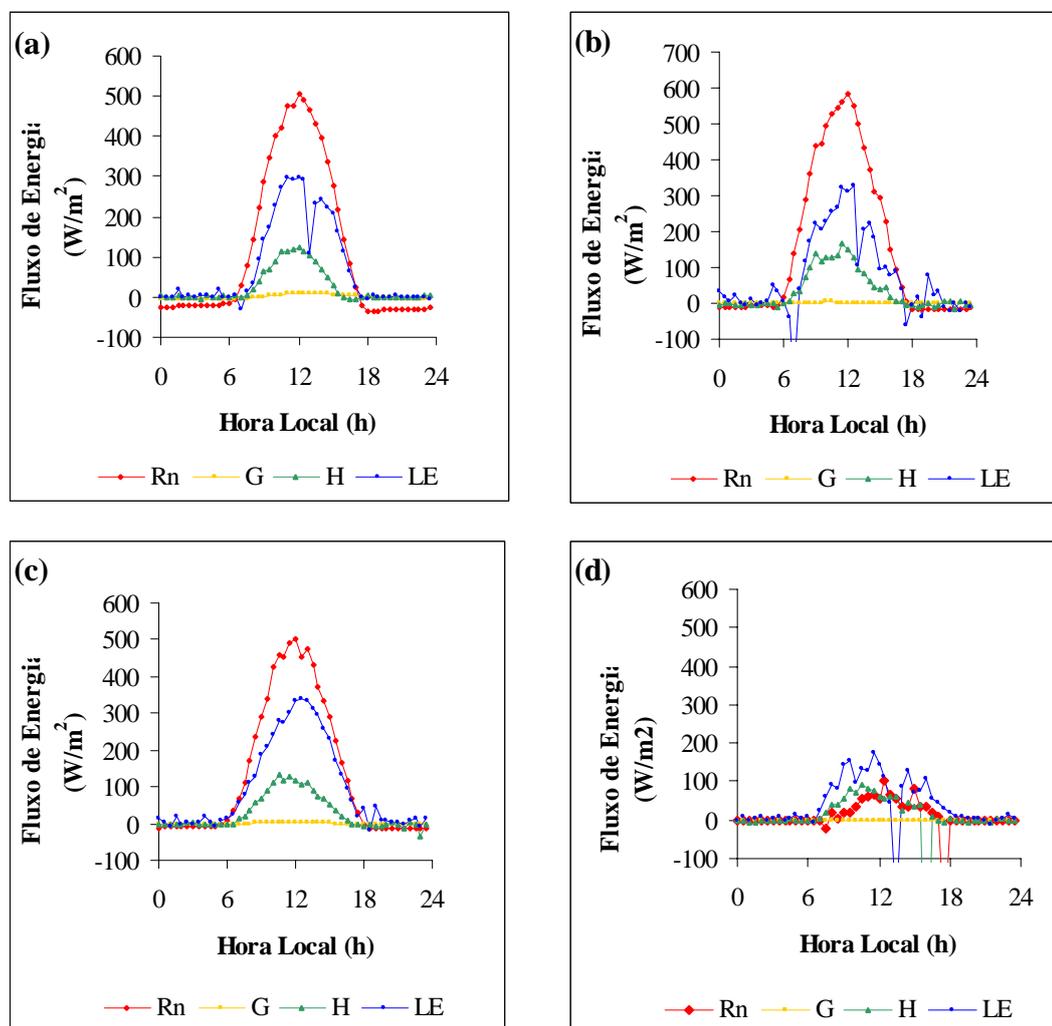


Figura 22. Fluxo de energia (Rn, G, H e LE), em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC), (c) chuvoso (PC) e (d) intermediário chuvoso/seco (ICS), do quarto ano.

Neste ano, verificou-se grande oscilação nos valores do fluxo de calor latente, principalmente nos dois períodos intermediários seco/chuvoso e chuvoso/seco, figura 22 b e 22 d. Na figura 22 d, verifica-se que houve falhas na leitura da radiação líquida R_n e, com isso, ocorreram sensíveis alterações nos valores do fluxo de calor latente e sensível. As oscilações verificadas nesses períodos ocorreram durante todo período de coleta, apresentando valores de LE superiores aos de R_n em vários momentos.

A temperatura registrada do quarto ano oscilou bastante, principalmente nos períodos chuvoso e intermediário chuvoso/seco, figura 23. No ano, a temperatura apresentou uma média nos períodos coletados de 25° C, com picos máximos variando na casa de 19° C e 33° C.

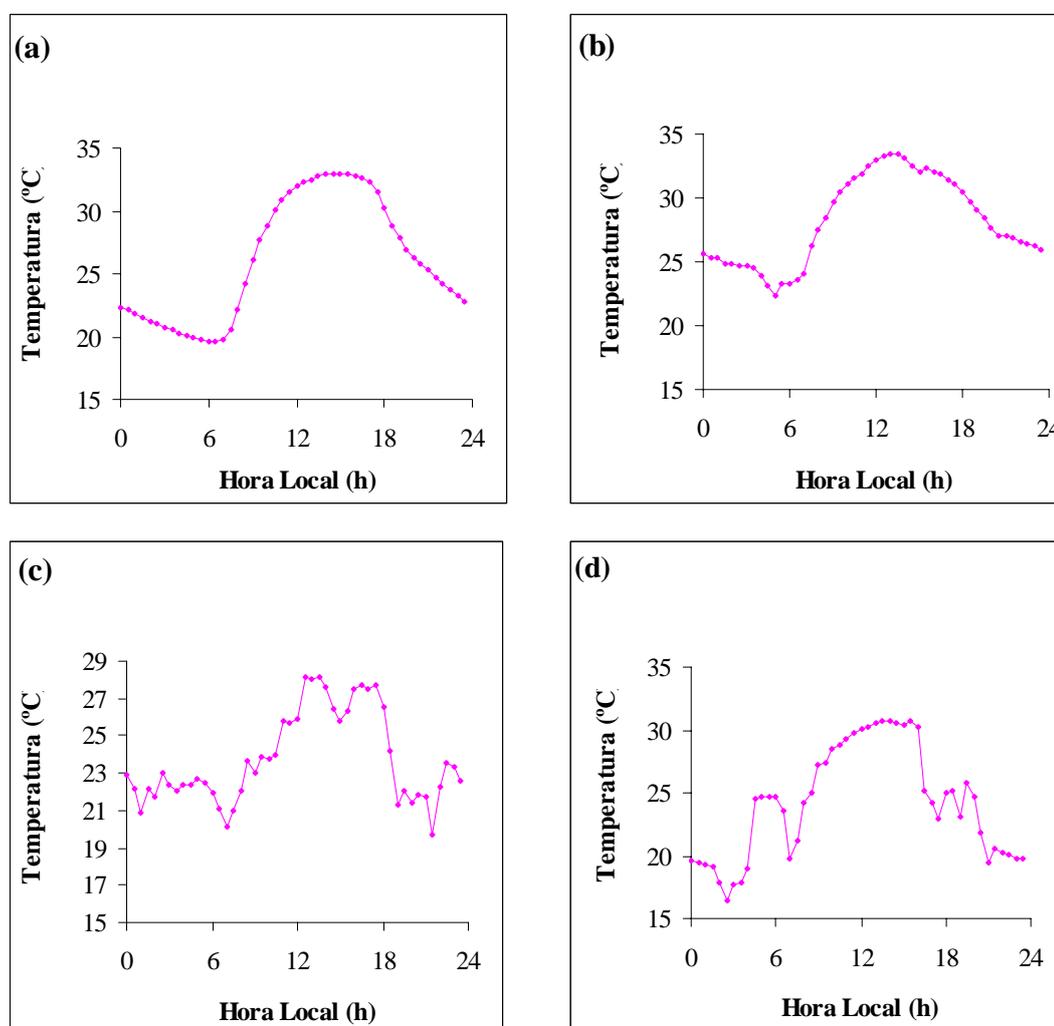


Figura 23. Variação da temperatura, em função da hora local nos períodos: (a) seco (PS), (b) intermediário seco/ chuvoso (ISC), (c) chuvoso (PC), (d) intermediário chuvoso/seco (ICS), do quarto ano

Na análise da partição de energia, figura 24, e na análise de regressão ($H+LE$ e $Rn-G$), figura 25, foi desconsiderado o período intermediário chuvoso/seco, por apresentar dados de radiação líquida abaixo de 100 W/m^2 e dados de fluxo de calor latente próximo dos 200 W/m^2 , figura 22d. As frações utilizadas no processo de evaporação da água (LE/Rn), e no aquecimento da floresta (H/Rn), apresentaram variações significativas após as 14 h em todos os períodos, figura 24.

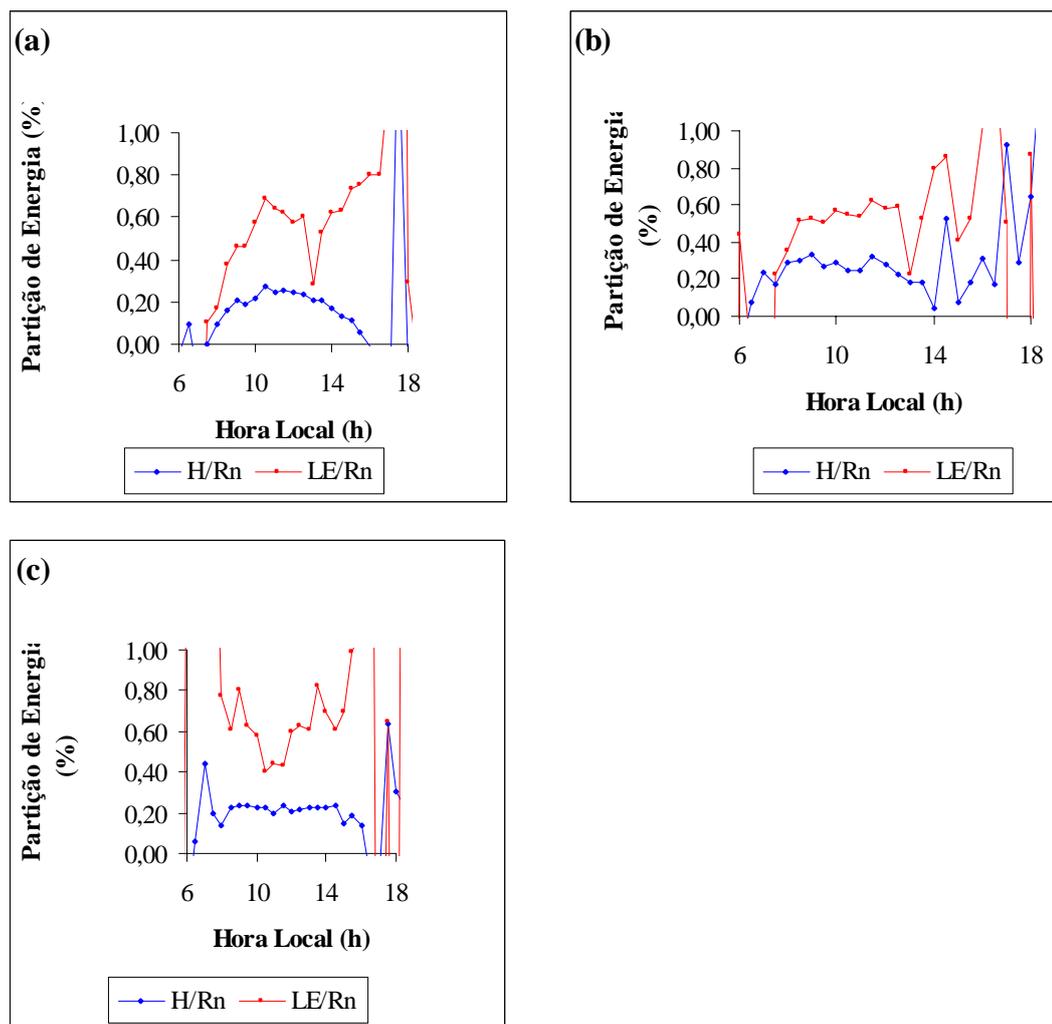


Figura 24. Partições de energia H/Rn e LE/Rn em função da hora local. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) período chuvoso.

Verificou-se, neste ano, que a correlação entre a soma do calor sensível (H) e de calor latente (LE), como variável dependente, e a diferença entre a radiação líquida (Rn) e o fluxo de calor no solo (G), como variável independente, figura 25, apresentou R^2

que variaram entre 0,8685 no período intermediário seco/chuvoso e 0,989 no período chuvoso.

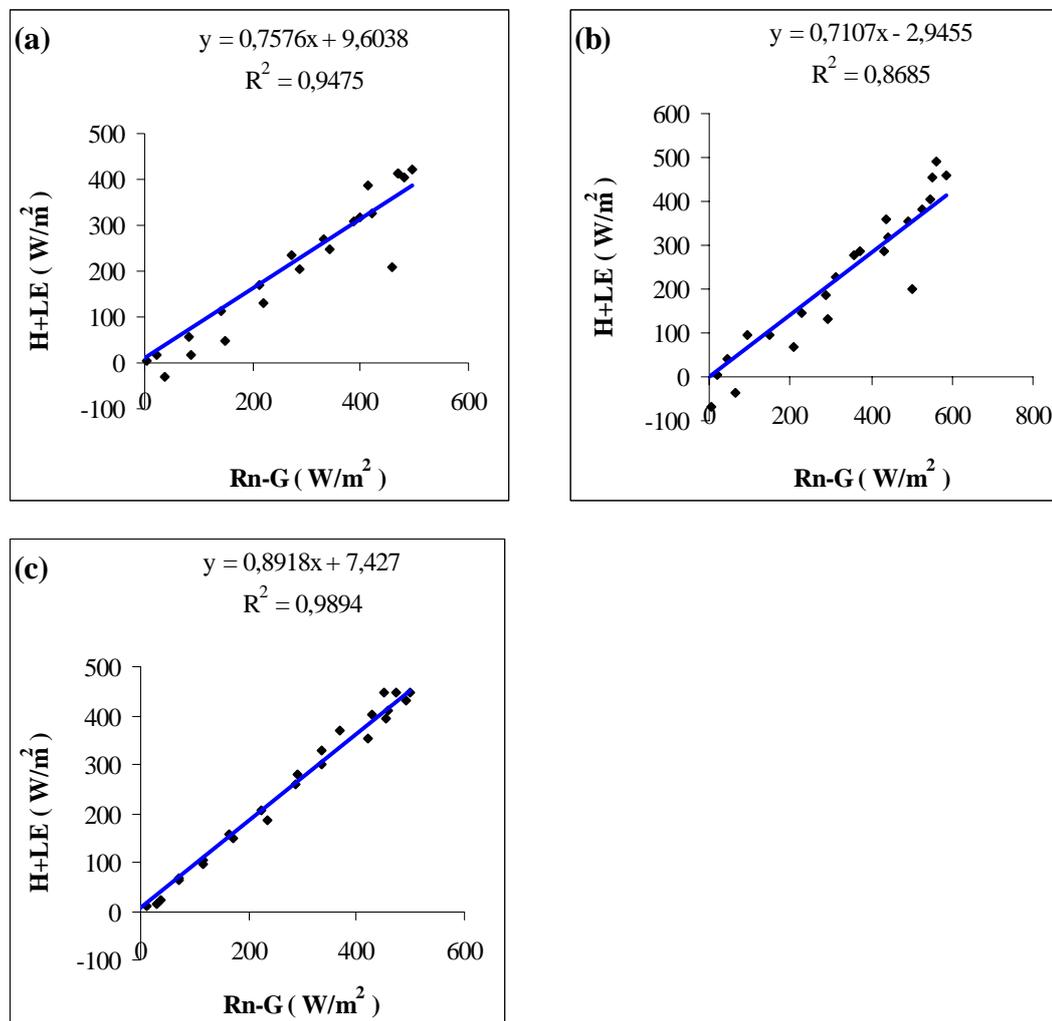


Figura 25. Correlação H+LE e Rn-G, do quarto ano. (a) período seco (PS), (b) intermediário seco/chuvoso (ISC) e (c) período chuvoso (PC).

Os valores médios de H, LE, RN, H/Rn, LE/Rn, G, e T, dos anos considerados, estão apresentados na tabela 1, cujas médias, obtidas por método estatístico, indicam os fluxos de energia em W/m^2 , e a temperatura em $^{\circ}C$. Verifica-se que a temperatura média da floresta de transição, durante todos os períodos, manteve-se na média dos $25,1^{\circ}C$, não ultrapassando em nenhum período os $30^{\circ}C$. A variação sazonal dos valores médios do saldo de radiação apresentou resultados compatíveis com os indicados por AYOADE (1998) para as florestas. A razão H/Rn esteve sempre na

casa dos 40% da radiação líquida, enquanto LE/Rn esteve sempre na casa dos 50% da mesma radiação líquida disponível. Observa-se, nos períodos onde os valores ultrapassaram os 100% da radiação líquida disponível, ou seja, período chuvoso do primeiro ano e o intermediário chuvoso/seco do quarto ano, que a radiação líquida medida foi muito baixa, muito aquém da sua média anual. Os valores negativos para G na maioria dos períodos estão a indicar que a energia que sai da Terra é maior que a armazenada durante o dia. Segundo AYOADE (1998), a energia armazenada na floresta é muito baixo e na equação do balanço térmico anual o termo de armazenamento de calor (G) pode ser negligenciado ou considerado constante. Isto acontece porque o calor armazenado na primavera e no verão é liberado no outono e no inverno. Igualmente, o calor armazenado de manhã, e no começo da tarde, é perdido no final da tarde e à noite. .

No terceiro ano, no período intermediário chuvoso/seco, mostrou uma fração utilizada no processo de evaporação da água (LE/Rn) igual a 1,15 % da radiação líquida medida, superando a casa dos 100% da radiação líquida disponível. Resultado semelhante somente foi verificada em cultura como a de melão, quando havia muita disponibilidade de água,(ALVES, 1998).

O valor apresentado na tabela 1, no período intermediário chuvoso/seco do terceiro ano, superando a casa dos 100% da radiação líquida disponível, atingiu um valor que não é esperado. Pode-se dizer que tais valores, para a razão de LE/Rn, não representam qualquer resultado esperado para a floresta de transição, apesar de ALVES (1998) ter encontrado valores da razão LE/Rn para cultura agrícolas superiores a 180%.

A tabela 2 mostra a correlação entre H+LE, como variável dependente, e Rn-G, como variável independente para todos os anos e períodos considerados. A correlação R^2 , durante todos os períodos, e a variação, para mais ou para menos, foram obtidos por meio do cálculo estatístico de regressão

Tabela 1. Valores médios de H, LE, Rn, G, e T de agosto de 1999 a maio de 2003, medidos na torre experimental da floresta de transição em Sinop MT.

ANO		1				2				3				4			
Grand.	Unid.	PS	ISC	PC	ICS	PS	ISC	PC	ICS	PS	ISC	PC	ICS	PS	ISC	PC	ICS
H	W/m ²	48,02	42,96	s/r	36,28	39,29	s/r	38,99	35,04	30,88	s/r	s/r	30,57	25,26	34,14	27,95	21,37
LE	W/m ²	67,96	78,85	s/r	106,72	76,88	s/r	100,65	93,93	65,79	s/r	s/r	109,91	73,10	72,02	97,23	78,63
Rn	W/m ²	113,16	127,38	s/r	151,95	133,33	s/r	147,97	128,99	121,08	s/r	s/r	95,31	116,31	153,52	131,32	s/r
H/Rn	%	0,42	0,34	s/r	0,24	0,29	s/r	0,26	0,27	0,26	s/r	s/r	0,32	0,22	0,22	0,21	s/r
LE/Rn	%	0,60	0,62	s/r	0,70	0,58	s/r	0,68	0,73	0,54	s/r	s/r	1,15	0,63	0,47	0,74	s/r
G	W/m ²	1,66	-0,25	s/r	-1,19	0,04	s/r	-0,69	-0,53	-0,91	s/r	s/r	-1,12	-0,86	1,84	-0,72	-0,16
T	°c	24,36	25,179	s/r	26,89	22,38	s/r	25,31	25,26	24,85	s/r	s/r	24,73	26,11	28,20	23,75	24,20

A tabela 1 mostra os valores médios do fluxo de energia em W/m², das partições de energia em porcentagem e da temperatura em °C, entre os meses de agosto de 1999 a maio de 2003, por período. As médias foram obtidas por método estatístico. Verifica-se que a temperatura média da floresta de transição, durante todos os períodos, manteve-se entre 22°C e 29°C. Os valores de H e LE registram médias cujas somas, são na sua totalidade, próximas da diferença entre Rn e G. A fração H/Rn esteve sempre abaixo dos 40% da radiação líquida disponível, e a fração LE/Rn sempre acima dos 50% da radiação líquida disponível. Os valores negativos de G correspondem ao fluxo de energia entrando na Terra.

Tabela 2. Balanço de energia empregando método estatístico para o cálculo da correlação entre LE+H e Rn-G.

Período	ANO 1			ANO 2			ANO 3			ANO 4		
	Coefficiente Angular	Intercepção y	R ²	Coefficiente Angular	Intercepção y	R ²	Coefficiente Angular	Intercepção y	R ²	Coefficiente Angular	Intercepção y	R ²
PS	0,8277 ± 0,025	23,68 ± 5,92	0,9599 ± 0,36	0,752 ± 0,018	17,846 ± 4,67	0,973 ± 0,27	0,800 ± 0,02	-0,983 ± 4,7	0,966 ± 0,26	0,757 ± 0,02	9,603 ± 5,79	0,947 ± 0,33
ISC	0,8943 ± 0,021	7,677 ± 4,73	0,9756 ± 0,27	s/r	s/r	s/r	s/r	s/r	s/r	0,710 ± 0,04	-2,945 ± 10,69	0,868 ± 0,60
PC	s/r	s/r	s/r	0,892 ± 0,011	6,946 ± 2,96	0,991 ± 0,16	s/r	s/r	s/r	0,891 ± 0,01	7,427 ± 3,05	0,989 ± 0,17
ICS	0,8914 ± 0,049	6,478 ± 13,72	0,8737 ± 0,78	0,968 ± 0,01	3,571 ± 2,39	0,994 ± 0,13	1,385 ± 0,04	6,860 ± 7,7	0,953 ± 0,44	1,012 ± 0,43	78,565 ± 26,32	s/r

A tabela 2 mostra o coeficiente angular da reta, sua intersecção com o eixo y e a correlação entre H + LE como variável dependente, e Rn – G como variável independente. A correlação R², durante todos os períodos, mostrou-se dentro dos limites próximos de 1, demonstrando boa correlação.

2- PRECIPITAÇÃO

Um dos dados micrometeorológicos usados para estudo das condições meteorológicas da floresta é a precipitação atmosférica. Nos anos estudados, a quantidade de informações registradas revelou que a precipitação esteve abaixo dos valores médios considerados para a região, tendo em vista as médias históricas obtidas em estações meteorológicas da região. Em função disso, os dados de chuva, apresentados na figura 26, foram colhidos da estação meteorológica de uma fazenda nas proximidades da área onde a torre está montada.

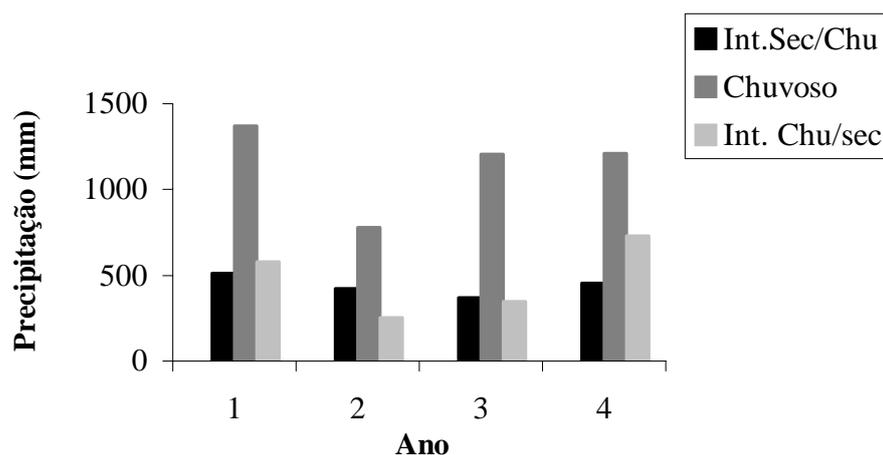


Figura 26. Precipitação ao longo dos quatro anos estação meteorológica instalada na fazenda Maracaí na cidade de Sinop/MT, de agosto de 1999 a maio de 2003.

3- COMENTÁRIOS

Durante o trabalho de coleta de dados, motivado provavelmente por descarga elétrica, falta de energia ou até mesmo danos dos equipamentos, o sistema deixou de registrar dados do Analisador de gás e do Anemômetro Sônico em vários períodos, conforme mostram os dados da tabela 1 e 2, onde os valores aparecem com o termo sem registro (s/r) e comentários sobre os dados coletados em cada ano.

No primeiro ano, início da pesquisa e ajuste dos equipamentos, coletaram-se dados de 15 de agosto a 17 de novembro. A partir dessa data, o sistema parou de funcionar, voltando a fazê-lo por três (3) dias no mês de fevereiro e, posteriormente, em meados de março.

Nos três dias do mês de fevereiro, que compõe o período chuvoso, os resultados de R_n foram muito ruins, ficando em média no valor de $15,79 \text{ W/m}^2$, e não foram registrados também o valor da temperatura.

Na figura 10 c, observa-se uma oscilação muito grande dos fluxos de energia. Embora tenha ocorrido essa oscilação, os resultados médios apresentados nas tabelas 1 e 2 mantiveram-se dentro de valores esperados, já apresentados por VOURLITIS, (2001). Observa-se, em todas as figuras de partição de energia, que o sistema parece falhar toda vez que a temperatura T_v (temperatura virtual) medida pelo anemômetro sônico registra temperatura acima de $29 \text{ }^\circ\text{C}$, aparecendo picos de descontinuidade para valores da partição de energia superiores a 100% ou inferiores a 0%.

No terceiro ano período intermediário chuvoso/seco, o valor de R_n está abaixo de LE, figura 18 b. Esse resultado pode ter ocorrido em razão da grande presença de nuvens no período. Embora haja demonstração de irregularidades, as médias apresentadas na tabela 1 demonstram um resultado significativamente igual aos demais períodos cujos gráficos são mais comportados e semelhantes com os apresentados por GOULDEN, et al., 1996.

O fechamento do balanço foi determinado com a média de instantâneos de 30 min para cada período, usando o R^2 da regressão linear, considerando a soma do calor

latente e do calor sensível como variável dependente, e a diferença entre a radiação líquida e o fluxo de calor no solo como variável independente.

Na tabela 1 observa-se que, em vários períodos, a soma de H+LE supera a diferença entre Rn-G. Segundo JONES (1992), tal resultado pode ser decorrente do efeito de oásis.

Durante os anos de coleta, os registros de chuva na torre, efetuados pelo pluviômetro, foram prejudicados por danos nos equipamentos de registros e por infestação de abelhas no pluviômetro. Por essa razão, para construção da figura 17, foram utilizados dados coletados na estação meteorológica de uma fazenda próxima da torre onde a pesquisa está sendo realizada.

Na floresta de transição, as estações são bem definidas. Na estação seca, raramente chove. Apenas em 2002, houve precipitação de 17 mm. Nos demais anos, nesse período, não houve registro de chuva. No período intermediário seco/chuvoso, a média ficou em torno de 440 mm. Na estação chuvosa, o volume de precipitação ficou na média em torno de 1100 mm, e no período intermediário chuvoso/seco o volume de chuva, na média, ficou em torno de 480mm anual, o que demonstra que a floresta estudada fica em média somente três meses sem chuva.

CAPÍTULO IV – ANÁLISE DOS RESULTADOS

4.1 - Radiação Líquida (Rn)

Comparando as médias anuais de cada período, figura 27, verifica-se que o comportamento da radiação líquida no período seco teve pequena variação de ano para ano. Os valores encontrados no seu pico máximo, entre 11 h e 12 h, foram: 564,30 W/m² no ano 1, 572,06 W/m² no ano 2, 478,26 W/m² no ano 3 e 503,38 W/m² no ano 4, figura 27 a. No período intermediário seco/chuvoso, foram registrados dados apenas dos anos 1 e 4. Os valores foram significativamente iguais e os picos máximos foram 526,47 W/m² no ano 1 e 584,53 W/m² no ano 4, figura 27 b. Durante os períodos de chuva, foram diagnosticados vários problemas de equipamento motivados principalmente por falta de energia, queima de equipamento e dificuldades de coleta em razão das chuvas constantes. Foram coletados dados apenas nos anos 2 e 4, e mesmo assim com poucos os dias de registro. Nesse período, as curvas mostradas na figura 27c mostraram comportamento significativamente iguais, e os valores máximos foram 573,41 W/m² no ano 2 e 500,56 W/m² no ano 4. O período intermediário chuvoso/seco, figura 27d, também foi comprometido por falha nos equipamentos, notadamente no primeiro e quarto ano, cujos dados deixaram de ser registrados. No primeiro ano, desse período, o valor de Rn foi muito oscilante, chegando ao nível de 737,07 W/m² no pico máximo às 11 horas, e 488 W/m² às 11 horas e 30 minutos, cuja curva se mostrou totalmente fora de padrão, quando comparado com os demais anos.

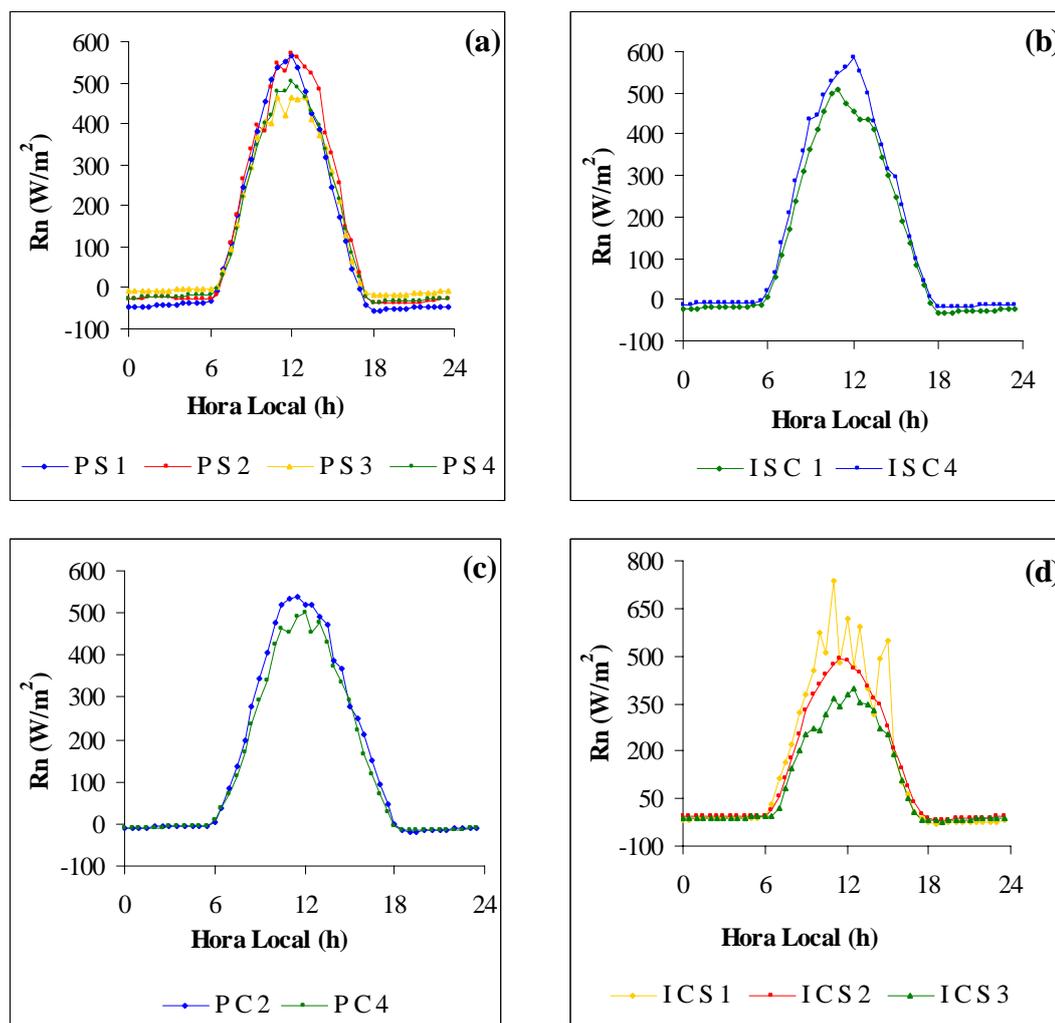


Figura 27. Comparação do fluxo de radiação líquida (R_n) dos períodos analisados, considerando um dia típico com valor médio, durante os quatro anos em foco.

Quando se fez a comparação da curva média de cada período, observa-se que a radiação foi significativamente igual, com pequena variação no período intermediário chuvoso/seco, figura 28, motivado pela grande variação do primeiro ano e, em menor escala, a apresentada no 3º ano da figura 27.

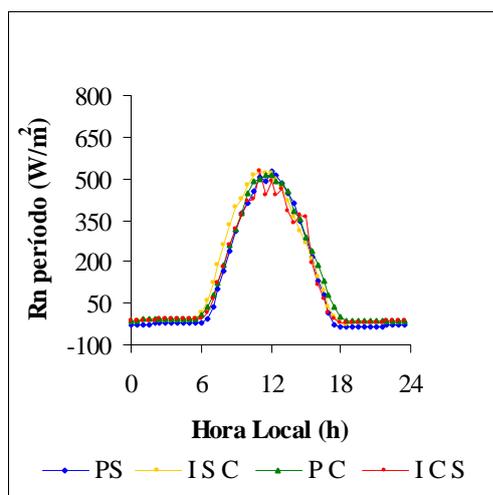


Figura 28. Radiação líquida (Rn) curva média de cada período considerado.

Analisando os dados de Rn para um dia médio anual, verifica-se que as curvas são significativamente iguais, com picos máximos de $594,07 W/m^2$, no primeiro ano, e $525,92 W/m^2$, no segundo ano, mas diferem do 3º e 4º ano, que apresentaram picos máximos de $426,37 W/m^2$, no terceiro ano, e $411,47 W/m^2$, no quarto ano.

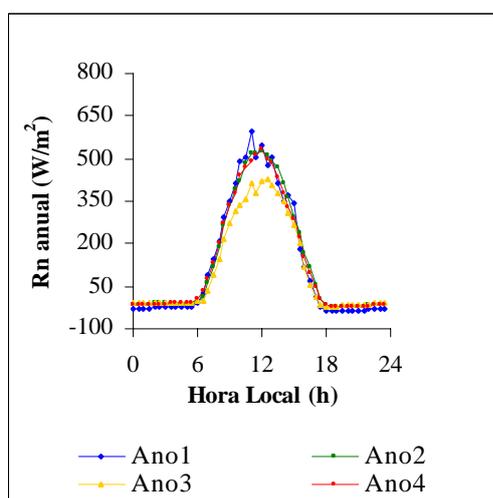


Figura 29. Radiação líquida (Rn) curva média anual

4.2 – Calor Sensível (H)

Comparando as médias anuais do fluxo de calor sensível de cada período, figura 30, verifica-se no período seco grande variação de ano para ano. Os valores encontrados no seu pico máximo, entre 11 h e 12 h, foram: 263,19 W/m² no ano 1; 207,99 W/m² no ano 2; 161,95 W/m² no ano 3 e 122,87 W/m² no ano 4, figura 30a. No período intermediário seco/chuvoso, foram registrados dados apenas dos anos 1 e 4. Os valores foram significativamente iguais e os picos máximos foram 206,43 W/m² no ano 1 e 169,26 W/m² no ano 4, figura 30b. Durante os períodos de chuva, foram coletados dados apenas dos anos, 2 e 4. Nesse período, as curvas mostradas na figura 30c foram significativamente iguais, com valores máximos de 166,58 W/m² no ano 2, e 131,33 W/m² no ano 4. O período intermediário chuvoso/seco, figura 30d, também foi comprometido por falha nos equipamentos, notadamente no primeiro e quarto ano, cujas curvas se mostraram totalmente irregulares, quando comparadas com os outros anos.

Observando a figura 30^a, verifica-se que as curvas dos anos 2 e 3 apresentam o mesmo comportamento entre 7 h e 15 h, as oscilações foram as mesmas, variando apenas de intensidade. Na figura 30 d, no mesmo horário, entre 7 h e 15 h, nota-se que o primeiro ano apresentou irregularidades nas medidas, fazendo surgir oscilações que denotam falhas de equipamento. Entretanto, a mesma oscilação aparece, em menor intensidade, no quarto ano, permitindo o entendimento de que esses dois anos tiveram comportamentos idênticos.

Os valores médios do fluxo de calor sensível, por período estudado, encontra-se na tabela 1. Nela verificamos que o valor máximo atingiu 48,02 W/m² no período seco do primeiro ano e 21,37 W/m² no período intermediário chuvoso/seco. É evidente também, em todos os anos, que o valor do fluxo de calor sensível é sempre maior no período seco, porém, no quarto ano, o maior valor foi atingido no período intermediário seco/chuvoso. Esse resultado evidencia que os valores encontrados para o fluxo de calor sensível do quarto ano, período seco, foi muito inferior, quando comparado com os valores do primeiro e segundo ano, figura 30a.

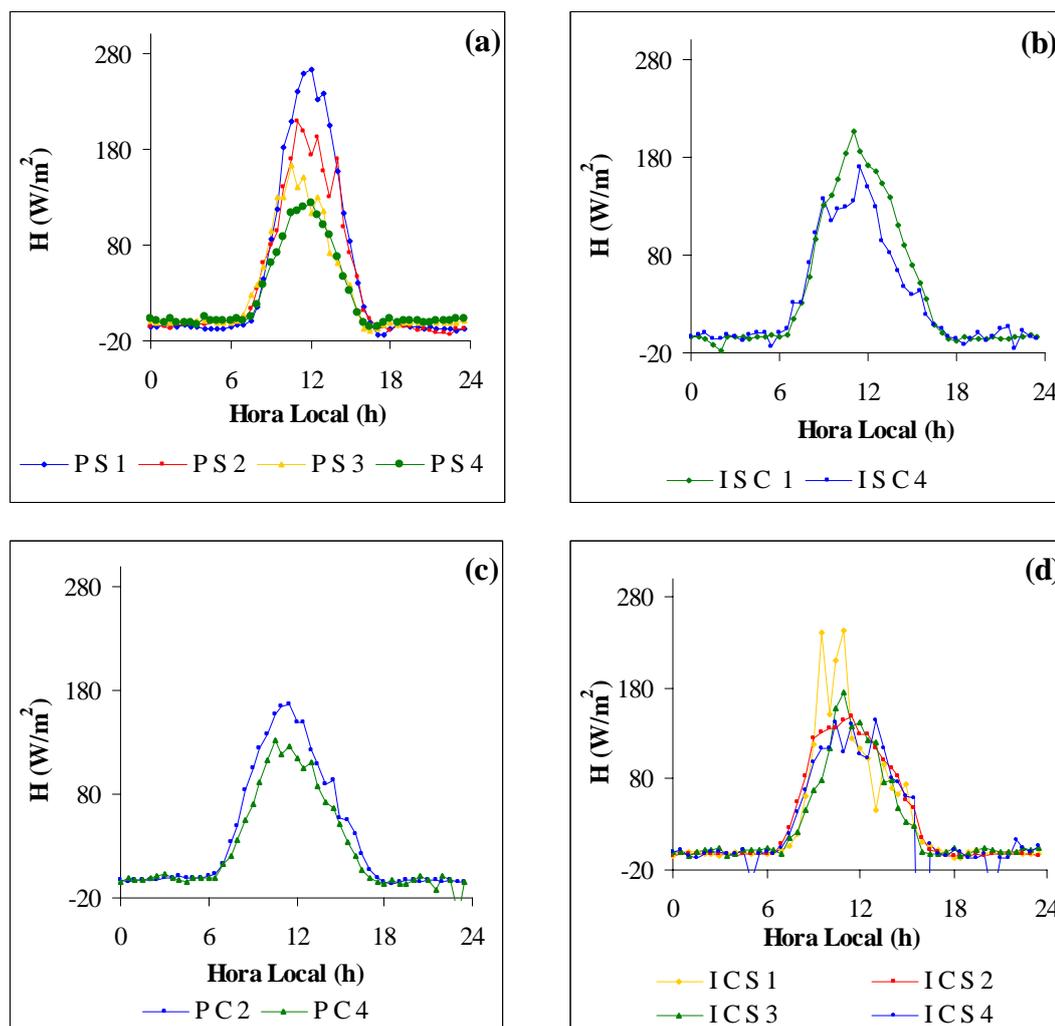


Figura 30. Comparação do fluxo de calor sensível (H) dos períodos considerados

Na comparação da curva média de cada período, figura 31, observa-se que as curvas foram significativamente iguais até as 10 h e 30 min. A partir desse horário, os períodos seco e o intermediário seco/chuvoso seguem a mesma tendência, enquanto o período chuvoso sofre oscilações até 13h 30(min), voltando a acompanhar a tendência dos demais períodos. Observando as figuras 23c e 23d, que mostram a temperatura dos períodos chuvoso e intermediário chuvoso/seco do quarto ano, verificamos que houve algum problema de registro de dados pelo anemômetro sônico, pois a variação da temperatura foi muito grande, apesar da tendência de a curva ser idêntica às demais. Essa falha está refletindo na curva média do período chuvoso e do intermediário chuvoso/seco. A figura 31 representa a comparação das curvas médias

de cada período analisado anteriormente. Ela mostra que, na média de cada período, o fluxo de calor sensível é significativamente igual.

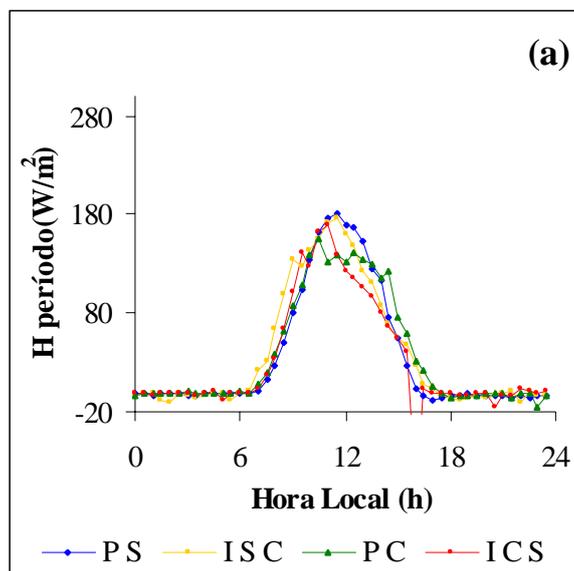


Figura 31. Fluxo de calor sensível (H), curva média de cada período considerado.

Considerando um dia médio para cada ano, verifica-se que o comportamento do fluxo de calor sensível foi muito semelhante, figura 32. Apesar do comportamento idêntico, o valor do pico máximo do primeiro ano superou em mais de 30% a média geral e o pico máximo do quarto ano foi 20% inferior a essa mesma média. Esses valores podem ser justificados pelos valores apresentados nos picos máximos do primeiro ano, aparecendo nas figuras 30a e 30d.

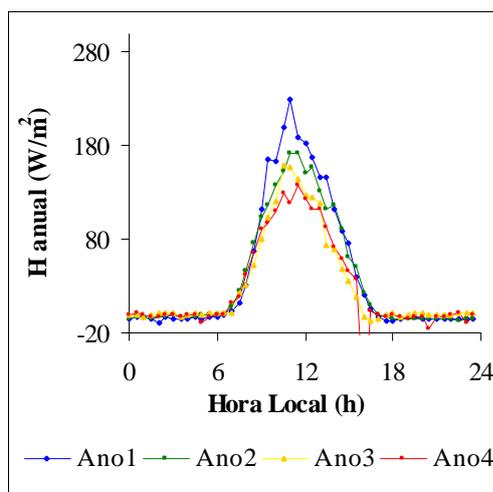


Figura 32. Fluxo de calor sensível (H), curva média anual

4.3 – Fluxo de Calor Latente (LE)

Analisando as médias anuais do fluxo de calor latente de cada período, figura 33, verifica-se que no período seco não ocorreu variação significativa. Os valores encontrados no seu pico máximo, entre 11 h e 12 h, foram: 255,63 W/m² no ano 1; 275,94 W/m² no ano 2; 272,81 W/m² no ano 3 e 294,30 W/m² no ano 4, figura 33a. No período intermediário seco/chuvoso do quarto ano, houve irregularidade durante todo o período considerado, mas, mesmo assim, a tendência da curva acompanhou a tendência da curva do primeiro ano. Os valores foram significativamente iguais, e os picos máximos foram 291,00 W/m² no ano 1 e 321,69 W/m² no ano 4, figura 33b. Durante os períodos de chuva, foram coletados dados apenas dos anos, 2 e 4. Nesse período, as curvas mostradas na figura 33c foram significativamente iguais, com valores máximos de 351,68 W/m² no ano 2 e 340,15 W/m² no ano 4. O período intermediário chuvoso/seco, figura 33d, foi muito inconstante. As curvas se mostraram totalmente irregulares, exceto o segundo ano.

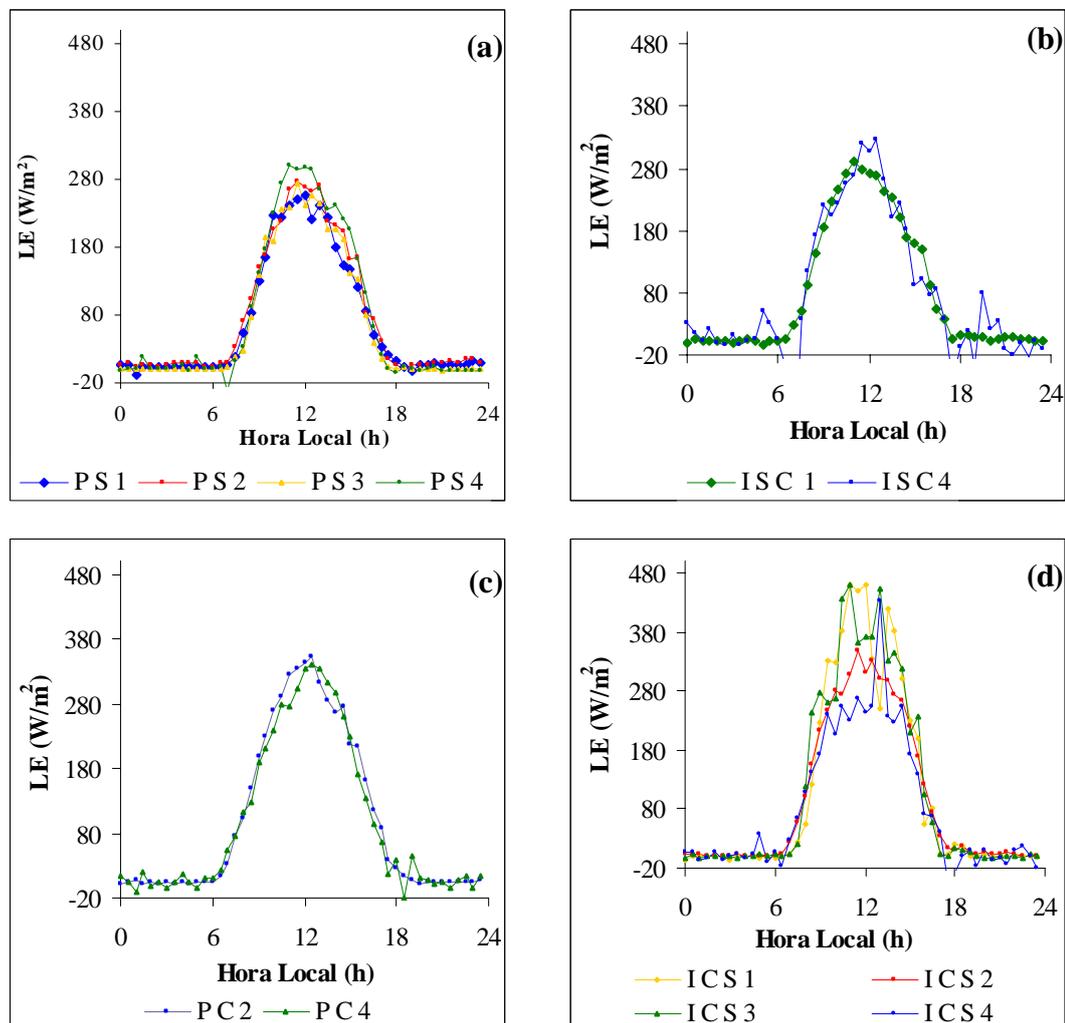


Figura 33. Fluxo de calor latente (LE) dos períodos considerados

Na curva média de cada período, figura 34, os resultados foram menos irregulares, mas os efeitos verificados no período intermediário chuvoso/seco, figura 33d, refletiram na curva média, figura 34.

Considerando um dia médio para cada ano, verifica-se que o comportamento do fluxo de calor latente foi muito semelhante, figura 35. Analisando o gráfico, vê-se que as curvas anuais são significativamente iguais, com oscilações que alteram ano a ano, motivadas provavelmente pelos problemas de obtenção de dados de longo período.

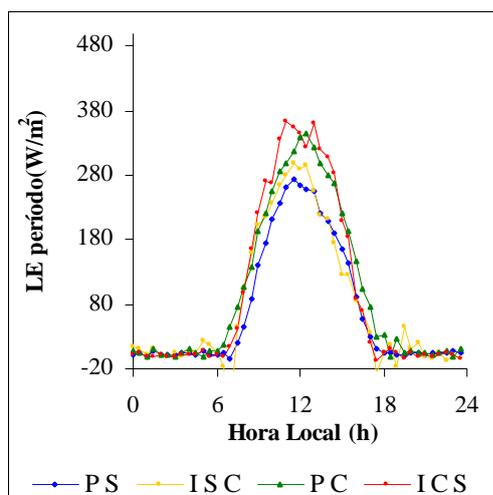


Figura34. Fluxo de calor latente (LE), curva média de cada período considerado

Entretanto, na tabela 1, observa-se que, na média por período considerado, o valor de LE atingiu valores que variaram entre $111,14 \text{ W/m}^2$, no período chuvoso do primeiro ano, a $65,79 \text{ W/m}^2$, no período seco do terceiro ano. Observa-se, também, que LE superou R_n no período intermediário chuvoso/seco do terceiro ano e no intermediário chuvoso seco do quarto ano.

Esses resultados podem refletir apenas falhas nos registros. Entretanto, deve-se continuar acompanhando os resultados nos próximos períodos e anos, para comprovar se houve erro ou se a floresta ocasionalmente possui tal comportamento.

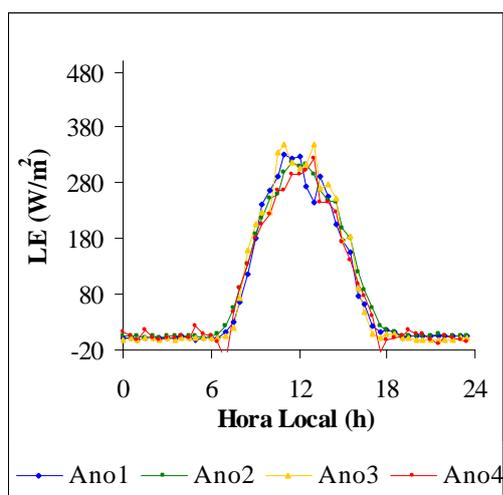


Figura35. Fluxo de calor latente (LE), curva média anual

CAPÍTULO V - CONCLUSÃO

Analisar e comparar dados de longo prazo, com constantes quebra de seqüência, dificultam o confronto entre períodos de vários anos. Entretanto, quando se trabalha com um dia médio, essas falhas são compensadas. Os gráficos patenteiam que, para um dia médio, há uma tendência constante nas curvas da radiação líquida, fluxo de calor sensível e latente e de temperatura, apesar do grande número de falhas de registros de dados.

Na análise estatística de correlação dos fluxos de energia $H + LE$ e $R_n - G$, observou-se um resultado, na maioria dos períodos, muito próximo de 1, demonstrando que, para fechamento do balanço de energia da floresta, deve-se levar em consideração a parcela da energia utilizada no processo fotossintético.

A curva média da radiação líquida por período, na floresta de transição, mostrou-se significativamente igual em todos os períodos, apesar da oscilação verificada principalmente no período chuvoso e intermediário chuvoso/seco, provocada possivelmente pela presença de densas nuvens de chuva. O valor médio de R_n atingiu $525,84 \text{ W/m}^2$.

O fluxo de calor no solo, durante todos os anos pesquisados, sempre foi muito baixo, conforme dados da tabela 1. O valor máximo atingido foi de $1,88 \text{ W/m}^2$, e o mínimo igual a $-1,19 \text{ W/m}^2$. Vários foram os períodos em que G foi negativo, revelando que, nesses períodos de fluxo negativo, ocorreu absorção de energia.

O fluxo de calor sensível no período seco variou muito de ano para ano. Nos períodos intermediário seco/chuvoso e no chuvoso, as variações observadas foram significativamente iguais. No período intermediário chuvoso/seco, as oscilações apresentadas sugerem presença de densas nuvens ou problemas de equipamento, pois as curvas do primeiro e quarto ano foram irregulares, apresentando valores muito

diferentes da curva dos demais anos. Quando comparados por meio da curva média de cada período, obteve-se um resultado muito próximo de 175 W/m^2 nos períodos PS, ISC e ICS, enquanto o período chuvoso ficou em torno de 145 W/m^2 . Tais resultados confirmam que, aproximadamente, 33% de energia líquida disponível foi utilizada como forma de calor sensível.

O fluxo de calor latente apresentou comportamento significativamente igual nos períodos seco, intermediário seco/chuvoso e chuvoso, entre às 7 h e 17 h. O período intermediário chuvoso seco foi muito irregular entre 9 h e 14 h, dando impressão de que, no momento de maior incidência da radiação solar, a quantidade de água evaporada estava oscilando muito, figura 33d. É fundamental que se observe com mais atenção esse período nos próximos anos, afastada a hipótese de problemas de equipamento, para verificar se tal comportamento persiste. Analisando a figura 34 da curva média por período, verifica-se que o fluxo de calor latente, quando começam a cair as primeiras chuvas (ISC), passa dos 300 W/m^2 , indicando um consumo médio em torno dos 64 % da radiação líquida disponível.

A fração de energia utilizada no fluxo de calor sensível e latente mostrou que a maior parte da energia líquida disponível é utilizada no fluxo de calor latente. Nota-se que mesmo no período seco, em todos os anos, o fluxo de calor latente foi maior que o fluxo de calor sensível, indicando que mesmo nesse período a floresta dispõe de boa quantidade de água.

No período seco o fluxo de calor latente foi superior ao fluxo de calor sensível, apesar de não haver registro de chuva na região, demonstrando que a floresta mantém umidade relativamente grande. Essa umidade pode estar relacionada com água no solo, e também, com a quantidade de água acumulada nas folhas durante o período noturno, por meio da condensação do vapor d'água.

Por meio dos dados analisados, constata-se a necessidade de recolher as informações com mais frequência, com o propósito de reduzir falha de registro por falta de energia ou pane mecânico dos equipamentos. Esse controle reduz o número de buracos, aumentando a certeza e a confiança nos dados registrados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BIBLIOGRAFIAS CITADAS

ALVES, A. V., AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B. **Balço de energia e reflectância de um cultivo de melão**. Revista Brasileira de Agrometeorologia. Santa Maria, v.6,n.2 p.39-46. 1998.

AUBINET, M., GRELE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü., MONCRIEFF, J.B., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, CH., CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWARD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R., VESALA, T. - **Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology**, sub. To Adv. Ecol. Res. 1998

AUBLE, D. L.; MAYERS, T. P. **An open path, fast response infrared absorption gas analyzer for H₂O and CO₂**. Boundary Layer Meteorology. v. 59: 243-256. 1992

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

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

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

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

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

BARRY, R. G. e CHORLEY, R. J. – **Atmosphere, weather and climate**. 3^a ed., Londres, Methuen, 1976

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

BERKOWICZ, E. H., PRAHM, L. P. – **Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by resistance method**. American Meteorological Society, 21, p. 1845-1864, 1982

BOWEN, I. S. – **The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface**. Physical Review, New York, v.27, p. 779-787. 1926

BROECKER, W. S.; TAKAHASHI, T.; SIMPSON, H.J. et al. - **Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget** Science, v206 pp. 409-418. 1979

CAMPELO JÚNIOR, J. H. – **Determinação de evapotranspiração pelo método do balanço de energia – Análise de erros instrumentais.** Tese de Mestrado. Piracicaba, ESALQ/USP SP. p. 1-79. 1978

CAMPELO JÚNIOR, J. H. – **Relação sazonal entre radiação solar global e insolação no sudoeste da Amazônia.** Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.6, n.2, pp. 193-199, 1998

CERRI, C. et al. - **The ecological component of an integrated Amazon study (also known as LBA):** The effects of forest conversion. NASA, Washington, D. C. 1995

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

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

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

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

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

GARSTANG, M., FITZJARRALD, D.R. - **Observations of surface to atmosphere**

interactions in the tropics. , Oxford University Press, 1st ed., 405 pp., New York, 1999.

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

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

GRACE, J.- **Modelling energy flows and surface temperatures over forest and savanna**, pages 551-568 in Furley, P. A., J. Proctor, and J. A. Ratter (eds), Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries, Chapman and Hall, Inc., New York, NY, USA, 1992.

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

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

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

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

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

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

JONES, H. G. – **Pants and micreclimat.** Cambridge University Press. 1992

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

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

LEUNING, R. AND J. MONCRIEFF - **Eddy covariance CO₂ flux measurements using open- and closed-path CO₂ analyzers: corrections for analyzer water vapor sensitivity and damping fluctuations in air sampling tubes.** Boundary Layer Meteorology, 53, 63-76, 1990

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

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

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, 107, 8020-8061, 2002

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

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

MCMILLEN, R. T., **A BASIC program for eddy correlation in non-simple terrain.** NOAA Technical Memorandum, ERL ARL-147, NOAA Environmental Research Laboratories, Silver Spring, MD, 1986

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

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

MENDONÇA, M. M. D. D. – **Estimativa da resistência aerodinâmica para o vapor d'água por meio de medidas micrometeorológicas.** Tese de Mestrado – ESALQ. Piracicaba, p. 84, 1995.

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

MONTHEITH, J. L. – **Basic Physics, momentum transfer, the micro-meteorology of crops.** Principles of Environmental Physics. London, caps. 2, 6, 12. 1973

MONTHEITH, J. L. – **Evaporation and environment.** Symp. Soc. Exp. Biol. XIX, p. 205-234, 1965

MONTHEITH, J. L. – **Evaporation and surface temperature.** Quartely Journal Meteorological Society, 107, 1-27, 1981

MORAES, J. L.; CERRI, C. C.; MELILLO, J. M. et al. **Soil carbon stocks of the Brazilian Amazon basin.** Soil Science Society of America Journal. V.59: 244-247. 1995

NEFTTEL, A.; MORE, E.; OESCH, R. T. et al. – **Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the last two centuries.** Nature, v.315, 3 f, 45-47. 1985

NOBRE C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. - **Amazonian deforestation and regional climate change.** Journal of Climate, 30f: 957 – 987, 1991

NOBRE, C. A.; FISCH, G.; NOBRE. A. D.; MARQUES, A. O. - **Balanco de energia, vapord'água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia central.** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), relatório apresentado ao INPE e INPA; 14 f: 373 – 386, 1999

OKE, T. R. - **Boundary Layer Climates.** London: Routledge, 1987

OMETTO, J. C. – **Bioclimatologia vegetal**. – São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 440p. 1981

PAW, U. K.; BALDOCCHI, D.,D.; MEYERS, T. P.; WILSON, K. B. – **Correction of eddy covariance measurements incorporating both advective affects and density fluxes**. Boun-Lay. *Meteorology* 97: 487-511. 2000

PENMAN, H. L. – **Natural evaporation from open water, bare soil and grass**. Proceedings of the Royal Society of London, 193, p. 120-145. 1948

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. – **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações**. Guaíba: Agropecuária, 478p. 2002

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. – **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997

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

PINKER, R. T.; THOMPSON, O. E.; ECK, T. F. – **The albedo of a tropical evergreen forest**. *Quart. Journal of the Royal Meteorology Society*. 106, 551-558. 1980.

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

PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. DE S.; CAMPELO JUNIOR, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S. E; 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.; MARCELINO, T.H; SILVEIRA, M.; VOURLITIS, G. L.. **Comparison of the Mass and Energy Exchange of a Pasture and a Mature Transitional Tropical Forest of a Southern Amazon Basin During the Wet-Dry Season Transition.** *Global Change Biology*, Urbana - IL - USA, v.10, p. 863-876, 2004

RATTER, J. A. **Transitions between cerrado and forest vegetation in Brazil.** *Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries* (eds P.A. Furley, J. Proctor & J. P. Ratter), pp. 417-430. Chapman & Hall, New York. 1992

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

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

ROCHA, H. R. DA, GOULDEN, M. L., MILLER, S. D., MENTON, M. C., PINTO, L. D. V. O., FREITAS, H. C. DE F., FIGUEIRA, A. M. S. - **Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia.** *Ecological Application LBA Special Issue*, 2003. no prelo

RODHE, H.; CHARSON, R.; CRAWFORD, E.; **The Legacy of Svante Arrhenius Understanding the Greenhouse Effect.** *Ambio*, v 26, v.1, p. 2-5. 1998

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

SELLERS, W. D. – **Physical Climatology**. Chicago, University of Chicago Press, 1965

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

THORNTHWAITE, C. W. e HOLZMAN, B. – **The determination of evaporation from land and water surfaces**. Mon. Wea. Rev., 67, p. 4-11, 1939

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

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

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

VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C. – **Eddy covariance measurements of net CO₂ flux and energy balance of an Alaskan moist-tussock tundra ecosystem**. Ecology, 80, 686-701, 1999.

VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C. – **Landscape-scale CO₂, H₂O vapour and energy flux of moist-wet coastal tundra ecosystems over two growing seasons**. Journal of Ecology, 85, 575-590, 1997.

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

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H. – **Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil.** *Water Resources*, vol 38, nº 6, 10.1029/2000WR000122, 2002

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

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

WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; DA ROCHA, H. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P.; CARHAHO, P. R. A. – **Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.118: 1083-1099. 1992

BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS

ARORA, V. K. – **Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystems models.** Agricultural and Forest Meteorology 118, p. 21-47, 2003

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

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

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

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

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

KAIMAL, J. C., WYNGARD, J. C., IZUMI, Y., COTE, O. R. – **Spectral characteristics of surface-layer turbulence.** Quarterly Journal of the Royal Meteorology, 53, p. 563-589, 1972

LAW, B. E., RYAN, M. G., ANTHONI, P. M. – **Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem.** Global Change Biology, 5, p. 169-182, 1999

LEUNING, R., KING, K. M. – **Comparison of eddy-covariance measurements of CO₂ flux by open and closed-path CO₂ analyzers.** Boundary-layer Meteorology, 59, p. 297-311, 1992

MASSMAN, W. J., LEE, X. – **Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges.** Estudo apresentado em um workshop no período de 30 a 31 de maio em Boulder, Colorado USA, 2000

MEIR, P., GRACE, J., MIRANDA, A. C., LLOYD, J. – **Soil respiration in a rainforest in Amazonia and in cerrado in central Brazil.** Amazonian Climat and Deforestation (eds J.H.C. GASH, C.A. NOBRE, J.M. ROBERTS, R. L. VICTORIA) p. 319-330, J.M. Wiley & Sons, New York, 1996

OLIVEIRA, M. C. F.; PEREIRA, M. G. P., SOUZA, P. F. S., COSTA, P. R. – **Balço de radiação e energia da floresta nacional de Caxiuanã no período de 1999-2001.** Estação Científica Pereira Penha – Dez anos de pesquisa na Amazônia

PEÑA, R. V., CHÁVEZ, L. T., NOLASCO, A.Q., PICHARDO, G.C. – **Comparacion de algunos métodos micrometeorologicos para estimar la evapotranspiration, em la área de Montecillo, México.** Editora Terra, v. 19 n.3, p. 281-291, 2001

PETRONE, R. M., WADDINGTON, J. M., PRICE, J. S. – **Ecosystem scale evapotranspiration and net CO₂ exchange from a restored peat land.** Hydrological Processes, v. 15, p. 2839-2845, 2001

WOFSY, S. C., GOULDEN, M. L., MUNGER J. W., FAN, S. M., BAKWIN, P. S., DAUBE, B. C., BASSOW, S. L., BAZZAZ, F. A. – **Net exchange of CO₂ in a mid latitude forest.** Science, 260, p. 1314-1317, 1993