



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

**CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO
(CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia. Área de Concentração: Processos de Superfície Terrestre.

Maceió - Alagoas
Maio, 2003

Maio 2003
CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA
Rosiberto



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

**CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO
(CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

por

ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR
Meteorologista

Dissertação de mestrado orientada pelo Prof. Dr. MARCOS ANTONIO LIMA MOURA,
apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de Mestre em
Meteorologia.

Maceió – Alagoas
Maio, 2003

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

S586c

Silva Júnior, Rosiberto Salustiano da.

Concentrações e fluxos de dióxido de carbono (CO₂) sobre pastagens na região Amazônica / Rosiberto Salustiano da Silva Júnior. – Maceió, 2003.
xii, 78f. : il.

Orientador: Marcos Antonio Lima Moura.

Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) - Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2003

Bibliografia: f. 70-78.

1. Micrometeorologia. 2. Meteorologia dinâmica. 3. Dióxido de carbono atmosférico. 4. Climatologia Vegetal. 5. Fotossíntese I. Título.

CDU: 551.508.951(811.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA


CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

***“CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂) SOBRE
PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA”.***

ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

Aprovada pela banca examinadora composta por:



Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura
(Orientador)



Prof. Dr. Mário Benincá



Prof. Dr. Manoel Ferreira do Nascimento Filho

Maceió – AL
Maio de 2003

A meu pai Rosiberto Salustiano da Silva (IN MEMORIAM) que hoje olha por mim onde quer que esteja e minha mãe Maria Betânia de Lima Silva, pelos sonhos que hoje são realizados em nome de minha pessoa, e ainda pela dedicação, amor e apoio incondicional em todos os momentos de minha vida

DEDICO

As pessoas que hoje, na minha vida são muito importantes, pelas palavras, força e amizade, meu irmão Ewerton Hallan de Lima Silva, noiva Isabelle Simões Alves, cunhada Katiane Santos de Souza Lima e ao meu querido sobrinho Vinícius Hallan Souza de Lima.

OFEREÇO

“Obrigado Deus, por essa maravilhosa FAMÍLIA.”

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, por tudo acontecido comigo, as alegrias, as tristezas e as minhas realizações. Que Deus sempre abençoe minha vida.

Ao Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura, pela disposição e excelente orientação na conclusão deste trabalho e por ter proporcionado momentos agradáveis e oportunidades quando ao conhecê-lo.

Ao Prof. Dr. Ricardo Sarmiento, pelo apoio dado para o ingresso no mestrado e as vezes que interviu em nome de minha pessoa.

Aos professores e funcionários do curso de Meteorologia/UFAL, em especial aos professores Roberto Fernando da Fonseca Lyra e Luiz Carlos Baldicero Molion pelo incansável prazer em ajudar, discutindo algumas idéias.

Aos colegas de mestrado e curso, Heliofábio, Ranieri Amorim, Iêdo Teodoro, Sandro, Gidelson, Gino, Carlos Alexandre, Glauber Mariano, Juliane, Joanna, pela amizade e companherismo nas horas alegres e tristes compartilhadas durante o desenrolar do curso de meteorologia.

A meu colega Alessandro Sarmiento, que com suas idéias mirabolantes me inspirou a fazer alguns trabalhos e pela grata surpresa de ter percebido seu esforço e empenho em se tornar um bom meteorologista.

Ao projeto LBA-EUSTACH, pela oportunidade de conhecer e trabalhar com dados da floresta amazônica, por intermédio do Prof. Marcos Moura.

A coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo concedida.

Ao MAX PLANCK INSTITUT, nas pessoas do Prof. Dr. Franz X. Meixner, Dr. Robert Kormann e Dr. Joern von Jouanne, que cederam os dados para realização deste trabalho.

Aqueles que contribuíram de uma forma direta ou indireta para a realização desse sonho, ser mestre em meteorologia. O meu mais profundo
MUITO OBRIGADO.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	V
LISTA DE TABELAS.....	VIII
LISTA DE SÍMBOLOS.....	IX
RESUMO.....	XI
ABSTRACT.....	XII
1 – INTRODUÇÃO.....	01
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	04
2.1 – Composição da Atmosfera.....	04
2.2 – Características da Floresta Amazônica.....	06
2.3 – Climatologia da Floresta Amazônica.....	08
2.4 – Balanço de Energia na Superfície.....	11
2.5 – Concentração de CO ₂	12
2.6 – Fotossíntese.....	18
2.7 – Método de Correlação dos Vórtices Turbulentos (“Eddy Correlation”).....	19
2.8 – Fluxo de Dióxido de Carbono (CO ₂).....	20
3 – METODOLOGIA.....	23
3.1 – Fundamentação Teórica.....	23
3.1.1 – Técnica de Correlação dos Turbilhões (“Eddy Correlation”).....	23
3.1.2 – Balanço de Energia.....	25
3.2 – Área de Estudo.....	26
3.3 – Fluxo e Concentração de CO ₂	28
3.4 – Instrumentação.....	29
3.4.1 – LICOR (modelo LI-6262, Lincoln, Nebraska, EUA).....	29
3.4.2 – Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS).....	30
3.4.3 – Estação Meteorológica Automática (EMA).....	31
3.5 – Tratamento e Análise dos Dados.....	32
4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	34
4.1 – Concentração de CO ₂	34
4.1.1 – Ciclo horário da concentração de CO ₂	34
4.1.2 – Relação entre as concentrações de dióxido de carbono (CO ₂) e vapor d’água (H ₂ O).....	37
4.1.3 – Relação entre as variáveis meteorológicas e concentração de CO ₂	39
4.1.3.1 – Velocidade e Direção do Vento.....	39
4.1.3.2 – Umidade Relativa do Ar (UR).....	44
4.1.3.3 – Precipitação Pluviométrica.....	47
4.1.3.4 – Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA).....	50
4.1.4 – Medidas de Concentração de CO ₂ com Analisadores de Gás TDLS e LICOR.....	52
4.2 – Fluxo de CO ₂	58
4.2.1 – Ciclo horário do fluxo de CO ₂	58
4.2.2 – Relação entre as densidades de fluxos de CO ₂ e vapor d’água.....	60
4.2.3 – Fluxo de CO ₂ e Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA).....	61
4.2.3.1 – Balanço de Energia.....	63
4.2.4 – Comparação dos fluxos do TDLS e LICOR.....	65
5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	68
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

LISTA DE FIGURAS

Figuras	Página
1 Composição do ar seco atmosférico	04
2 Crescimento médio anual da concentração de CO ₂ desde 1958, na estação de Mauna Loa, Hawaii, EUA	13
3 Comparação entre Concentração de CO ₂ (ppmv) e Umidade Relativa (%), para os dias (a) 18/04/99 e (b) 23/04/99, dentro da Floresta Jarú	14-15
4 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ acima do dossel florestal (46,5m), período seco média de 387 ppmv e o período chuvoso de 370 ppmv	16
5 Esquema da fixação de CO ₂ pelas folhas das plantas.....	19
6 Contribuição relativa provenientes de atividades antrópicas no efeito estufa	21
7 Balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera.....	25
8 Localização da área de estudo, (a) localização do Estado de Rondônia no Brasil e na América do Sul, (b) Imagem de Satélite da região onde se localiza a Fazenda Nossa Senhora (FNS), (c) Imagem feita de um avião do LBA-EUSTACH'99 mostrando a pastagem (d) local de instalação do analisador de gás Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) e (f) do analisador de gás LICOR durante o LBA-EUSTACH'99	27
9 Foto ilustrativa do LICOR utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO ₂	29
10 Instrumento utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO ₂ , Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) em detalhes.....	31
11 Ciclo horário da diferença das medidas médias do TDLS e LICOR, para todo período experimental.....	35
12 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ , das medidas do TDLS com os respectivos desvios padrão.....	36
13 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ , das medidas do LICOR com os respectivos desvios padrão.....	37
14 Ciclo horário da distribuição dos dados das concentrações de CO ₂ e H ₂ O ...	38
15 Ciclo médio horário da concentração de vapor de H ₂ O com os respectivos desvios padrão e linha de tendência.....	39
16 Ciclo médio horário da velocidade do vento para o período experimental ...	39
17 Velocidade média do vento (m.s ⁻¹) relacionado com a direção do vento (°), para o período (a) diurno e (b) noturno.....	40
18 Concentração de CO ₂ em função da velocidade do vento.....	41
19 Distribuição percentual da direção do vento (°), para todo o período estudado	42
20 Distribuição percentual da direção do vento (°), (a) período diurno entre 06:00 – 18:00 horas e (b) período noturno entre 18:00 – 06:00 horas	43
21 Comparações entre a média geral experimental (média geral), média do período (média diurna ou média noturna) e as médias observadas de concentrações de CO ₂ (ppmv) em função da direção do vento (°), no período diurno (a) e noturno (b).....	44
22 Ciclos médios horário da Umidade Relativa (UR) e Concentração de CO ₂ (CO ₂) para o período experimental	45
23 Relação entre umidade relativa do ar e a concentração de CO ₂	46

Figuras	Página	
24	Varição média horária da concentração de CO ₂ e umidade relativa do ar (UR), (a) para o dia 14/05/99, com chuva e (b) para o dia 20/05/99, sem chuva.....	47
25	Precipitação total diária (mm) do período de levantamento de dados (15/04 – 21/05/99).....	48
26	Frequência relativa percentual da precipitação > 0 mm.h ⁻¹ entre os dia 15/04 – 21/05/99, horária (a) e integrada por períodos (b).....	49
27	Varição horária da concentração de CO ₂ , associada com o acumulado de precipitação para o dia 14/05/99.....	50
28	Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em W.m ⁻²) e concentração de CO ₂ (ppmv), durante o período experimental.....	51
29	Regressão linear das medidas de concentração de CO ₂ realizadas pelos instrumentos TDLS e LICOR.....	52
30	Ciclo médio horário das diferenças das medidas de concentrações de CO ₂ realizadas entre TDLS e LICOR.....	53
31	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv.....	54
32	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.....	55
33	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.....	56
34	Regressão linear para medidas da concentração de pelos instrumentos LICOR e TDLS, (a) para o intervalo de umidade relativa entre 90 – 100 %, (b) para o intervalo de umidade relativa entre 75 – 90 % e (c) para o intervalo de umidade relativa entre 50 – 75 %.....	57
35	Ciclo horário médio do fluxo de CO ₂ durante o período de levantamento dos dados, medido pelo instrumento TDLS e sua respectiva linha de tendência.....	59
36	Distribuição horária dos valores de fluxo de CO ₂ (a) medidos pelos instrumentos LICOR e TDLS, (b) pelo instrumento TDLS e (c) medido pelo LICOR.....	59
37	Ciclo médio horário das densidades de fluxo, (a) densidade de fluxo de CO ₂ (ppmv m.s ⁻¹) e (b) densidade de fluxo de vapor d'água (H ₂ O) (‰ m.s ⁻¹).....	60
38	Ciclo médio horário de Rg, Rn e RFA (a), Regressão linear entre Rg e RFA (b) e Regressão linear entre Rn e RFA (c).....	62
39	Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em W.m ⁻²) e do fluxo de CO ₂ (μmol m ⁻² .s ⁻¹) durante o período de medidas.....	63
40	Ciclo médio horário do balanço de energia.....	64

Figuras		Página
41	Regressão linear entre as variáveis de energia disponibilizada para o sistema e ainda medidas pela EMA (R_n e G), com as variáveis de troca de energia calculadas pelo método da correlação dos turbilhões (LE e H).....	65
42	Regressão linear entre as medidas de fluxo de CO_2 do LICOR e do TDLS..	66
43	Regressão linear dos fluxos de CO_2 medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença ($TDLS - LICOR$) for menor que $3 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e os fluxos menores que $0 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e (b) quando a diferença ($TDLS - LICOR$) for maior que $3 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e os fluxos maiores que $0 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$	67

LISTA DE TABELAS

Tabelas	Página
1 Desmatamento em Rondônia de 1978 - 1998	07

LISTA DE SÍMBOLOS

CO_2 = Dióxido de carbono
 H_2O = Água
 O_2 = Oxigênio
 O_3 = Ozônio
 CH_4 = Metano
 N_2O = Óxido nitroso
 BaF_2 = Bário fluorídico
 R^2 = Coeficiente de Determinação
 r = Coeficiente de correlação
 TDLS = Tunable Diode Laser Spectrometer
 LICOR = Analisador de Gás Infravermelho, modelo LI-6262 (Lincoln, Nebraska, EUA)
 ICS = Sistema de Calibração Interna
 ILCS = Sistema de Controle do Laser
 RFA = Radiação Fotossinteticamente Ativa
 R_g = Radiação Global
 R_n = Saldo de Radiação
 B_{OL} = Balanço de ondas longas
 B_{OC} = Balanço de ondas curtas
 H = Fluxo de Calor Sensível
 LE = Fluxo de Calor Latente
 G = Fluxo de Calor no Solo
 EMA = Estação Meteorológica Automática
 UR = Umidade Relativa do Ar
 u, v, w = componentes do vento
 Σ = Somatório
 μm = Micrometro
 μmol = Micromol
 ppmv = Partes por milhão por volume
 ‰ = Parte por mil
 m = Metro
 cm = Centímetro
 mm = Milímetro
 mg = Miligrama = $10^{-3} g$
 Mg = Megagrama = $10^6 g$
 kg = Kilograma
 ha = Hectare = $10^4 m^2$
 s = Segundo
 Pg = Pentagrama = bilhão de toneladas
 W = Watt
 J = Joule
 MJ = Megajoule
 Hz = Hertz
 MHz = Megahertz
 hPa = HectoPascal
 $^\circ\text{C}$ = Graus Celsius
 K = Graus Kelvin
 FNS = Fazenda Nossa Senhora da Aparecida

ABRACOS = Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
 LBA = Large Scale Biosphere-Atmosphere
 EUSTACH = European Studies on Trace Gases and Atmosphere Chemistry
 RBLE = Rondônia Boudary Layer Experiment
 AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer
 ZCIT = Zona de Convergência Intertropical
 CLN = Camada Limite Noturna
 HL = Hora local
 NE = Nordeste
 SE = Sudeste
 NW = Noroeste
 S = Sul
 W = Oeste
 N = Norte
 L = Leste
 +w = movimento turbulento ascendente
 -w = movimento turbulento descendente
 F = Densidade de fluxo vertical
 P = Propriedade atmosférica
 τ = Momento
 ϵ = Razão entre a massa molecular do vapor d'água e do ar
 Cp = Calor específico do ar
 ρ = Densidade do ar
 λ = Calor latente de evaporação (no cálculo de LE) e,
 λ = comprimento de onda do espectro eletromagnético (banda de absorção ou emissão)
 e = Pressão atual do vapor atmosférico
 p = Pressão atmosférica
 q = Umidade específica do ar

RESUMO

SILVA JÚNIOR, Rosiberto Salustiano da. Concentrações e Fluxos de Dióxido de Carbono (CO₂) Sobre Pastagens na Região Amazônica. Orientador: Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura Maceió – AL: UFAL, 2003 Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Medidas de fluxo e concentração de dióxido de carbono (CO₂) foram realizadas em dois pontos de medidas, localizados em uma área de pastagem no município de Ouro Preto do Oeste/RO (Fazenda Nossa Senhora da Aparecida), cujas coordenadas geográficas são 10°45'S, 62°22'W e 293m acima do nível médio do mar. O período de levantamento de dados foi de 15/04 – 21/05/99, período característico na região como sendo de transição entre a estação chuvosa para a seca, o que possibilitou a análise de situações distintas, com chuvas acentuadas e sem ocorrência de chuva. Houve liberação de CO₂ da pastagem para a atmosfera com máximo de 6,53 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ durante o período noturno e um forte consumo de CO₂ com máximo de 21,04 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ durante o período diurno, sendo o período diurno o principal responsável pelo consumo devido a realização da fotossíntese pelas plantas, enquanto o período noturno a respiração das plantas e dos microorganismos vivos responsáveis pela decomposição da matéria morta, liberam CO₂ para atmosfera. O ciclo médio diário das concentrações de CO₂ mostrou um máximo de 532,6 ppmv às 02.00 horas e mínimo às 15.00 horas com 367,4 ppmv (figura 21), onde podemos relacionar esses valores com as variáveis meteorológicas. Umidade relativa do ar entre 90 – 100 % estão relacionados com altas concentrações de CO₂ variando entre 600 – 800 ppmv. Já as velocidades do vento abaixo de 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ estão associadas com concentrações de CO₂ entre 350 – 800 ppmv e para velocidades acima de 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ estão associados as concentrações de CO₂ entre 350 – 400 ppmv. As medidas de concentração de CO₂ realizadas pelo LICOR (modelo LI-6262, Lincoln, Nebraska, USA) subestimou em 5,36% as medidas do Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS), no qual existiu uma ótima correlação entre as medidas com $R^2=0,948$ numa amostra de 279 pontos. Quanto ao fluxo de CO₂, para medidas abaixo de 0 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ o LICOR mediu um menor consumo de CO₂ e para medidas acima de 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ o LICOR mediu uma menor emissão de CO₂ quando comparado a medidas do TDLS. A intenção deste estudo visa comparar as medidas de fluxo e concentração de CO₂ efetuadas pelos instrumentos TDLS e LICOR, com ênfase na determinação dos ciclos horários e diários do fluxo e concentração de CO₂, relacionando-os aos ciclos das variáveis meteorológicas.

ABSTRACT

SILVA JÚNIOR, Rosiberto Salustiano da. Concentrations and Fluxes of Carbon Dioxide (CO₂) above Pastures in the Amazon region. Adviser: Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura. Maceió – AL: UFAL, 2003. Dissertation (Master in Meteorology).

Measures of fluxes and concentration of carbon dioxide (CO₂) had been carried through in colon of measures, located in an pasture area in Ouro Preto D'Oeste/RO city (Nossa Senhora da Aparecida Farm), whose geographic coordinates are 10°45'S, 62°22'W and 293m above of the mean sea level. The period data-collection was of 15/04 – 21/05/99, characteristic period in the region as being of transision between the rainy station and the dries, what made the analyzes of extreme situations possible, with hard rains and without it occurrence. The CO₂ release occurred from the pasture to the atmosphere with maximum of 6,53 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ during the nighth and a hard CO₂ consumption with maximum of 21,04 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ during the daylight, the responsible for the consumption due the plants photosyntheses accomplishment, while the nocturnal period the plants and microorganisms breath is responsible for the deceased substance decomposition with consequent CO₂ release. The daily average cycle of CO₂ concentrations showed a maximum of 532,6 ppmv at 2 o'clock, and minimum at 15 o'clock with 367,4 ppmv (figure 21), where we can relate these values with the meteorological variable. Relative air humidity between 90 – 100 % are related with high values of CO₂ concentrations varying between 600 – 800 ppmv. The wind speeds below of 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ are associates with CO₂ concentrations between 350 – 800 ppmv and, for speeds above of 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ are associates with CO₂ concentrations between 350 – 400 ppmv. The measures of Co2 concentration carried through by LICOR (model Li-6262, Licoln, Nebraska, the USA) underestimate in 5,36% the measures of Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS), in which existed an excellent correlation enter the measures with $R^2 = 0,948$ in a sample of 279 points. How much to the CO₂ flow, for measures below 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ the LICOR measured a lesser CO₂ consumption and for measures above 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ the LICOR measured a lesser CO₂ emission when compared to the measures of TDLS. The intention of this study aims at to compare the measures of fluxes and CO₂ concentration effected by instruments TDLS and LICOR, with emphasis in the determination of the hourly and daily cycles of the fluxes and concentration of CO₂, relating them it the cycles of the meteorological variable.

1 - INTRODUÇÃO

Do início da era industrial, em meados do século XVIII, até a atualidade, a concentração de dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera aumentou em média 280 ppmv (partes por milhão por volume) para aproximadamente 370 ppmv (KEELING & WHORF, 1999). Atualmente, cerca da metade das emissões antropogênicas ainda permanecem na atmosfera (TANS et al., 1990; CONWAY et al., 1994). Uma forma de medir a concentração de CO_2 nos últimos mil anos foi por meio de análises de núcleos de gelo na Antártica, onde é confirmado um forte aumento nos últimos dois séculos de 1800 - 2000 (IPCC, 1996).

Devido a sua grande importância por absorver radiação na faixa do Infra-Vermelho o CO_2 , juntamente com o vapor d'água (H_2O), regula a saída de Radiação de Ondas Longas para o espaço (termorregulador) na faixa conhecida como "Janela Atmosférica". Qualquer alteração na concentração de CO_2 poderia implicar teoricamente num aquecimento ou resfriamento global. KRUPA (1997) descreveu que a contribuição do CO_2 sobre o efeito estufa é de 60% e o seu tempo de permanência na atmosfera é de 50 - 200 anos. O carbono existe na hidrosfera e atmosfera sob a forma de CO_2 , que é alimentada pela respiração dos seres vivos, as fermentações, as combustões industriais, as emanações vulcânicas, mas é explorada pela atividade das plantas verdes em contato com a luz. A elevação das concentrações na atmosfera dos gases do efeito estufa, tais como o CO_2 , N_2O (óxido nítrico), CH_4 (metano) e outros, afeta o balanço radiativo da atmosfera e da superfície terrestre, no qual os processos biogeoquímicos, poderá levar milhares de anos para assimilar e fazer retornar a níveis de CO_2 similares aos da era pré-industrial (TANS et al., 1996).

A literatura afirma que esse CO_2 é absorvido pelas plantas clorofiladas e bactérias quimiossintetizantes que é utilizada para a formação de compostos orgânicos carbonados (amido e celulose). Parte do CO_2 volta diretamente à atmosfera pela respiração das plantas. Durante o dia a planta absorve CO_2 e libera O_2 através da fotossíntese, mas durante a noite esse processo se inverte (SANTOS, 1999). Porém, o equilíbrio não é perfeito e o resultado final dependerá de outros processos, que irão controlar uma maior produção do que absorção

de CO₂ e O₂, como, por exemplo, queimadas e/ou reflorestamento, quando se refere a floresta. O reflorestamento resulta na absorção de gás carbônico, pois a floresta em crescimento precisa do carbono presente na molécula de CO₂ para a constituição da matéria orgânica, com a qual as plantas são constituídas. Já as queimadas liberam gás carbônico pela queima de biomassa. As plantas jovens precisam fixar um grande volume de carbono para poder sintetizar as moléculas que são a matéria-prima de seu crescimento, já para plantas maduras o consumo de oxigênio na respiração tende a igualar o total produzido na fotossíntese (RIOS, 2002). A Amazônia não constitui uma floresta em formação, pelo contrário, é um exemplo da plenitude do ecossistema - interação entre o ambiente e os seres vivos que o habitam (RIOS, 2002).

O reflorestamento, com o objetivo de retirar CO₂ da atmosfera e fixá-lo como biomassa que é constituinte das plantas, poderia ocorrer em áreas degradadas na Amazônia. Estima-se que da área total desmatada, cerca de 200 mil km² já se encontram degradadas. Cerca de 5 mil km² foram reflorestados durante 40 anos, onde foi armazenado um total de 600 mil toneladas de carbono (NOBRE, 1992 e 2002; SILVA, 2003).

Vários estudos estão sendo desenvolvidos na floresta amazônica para obter informações sobre as interferências que o desmatamento e as queimadas provocam no ciclo de carbono. Medidas de fluxo e concentração de CO₂ têm classificado a Amazônia como um importante sumidouro de carbono na atmosfera (MALHI et al., 1998; COSTA, 2000). As florestas tropicais são responsáveis por metade da absorção de CO₂ realizadas pelas plantas (NOBRE & GASH, 1997; e outros), o que mostra a grande importância das pesquisas realizadas na Amazônia, com finalidade de deixar claro a gravidade do desmatamentos e das queimadas para os seres vivos, tendo com os resultados argumentos para orientar a sociedade para um desenvolvimento sustentável.

O consumo e liberação de CO₂ são mensurados utilizando o método da correlação dos turbilhões ("Eddy Correlation"), onde se baseia nos redemoinhos que acontecem na atmosfera, no qual os turbilhões mais aquecidos e os mais úmidos gerados próximos a superfície são deslocados verticalmente sendo substituídos por outros turbilhões menos aquecidos e mais ou menos úmidos, os quais são responsáveis pelo transporte vertical das propriedades atmosféricas, CO₂ e os fluxos de calor sensível e latente (PEREIRA, 2000). Esse método tem mostrado ser extremamente confiável na determinação das interações no sistema solo-planta-atmosfera. A instrumentação comumente usada para mensurar fluxo e concentração de CO₂ são respectivamente o método da correlação dos turbilhões e

analisadores de gases, sendo os mais comumente usados pelos pesquisadores o Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) e o LICOR.

Esse trabalho tem como objetivo comparar as medidas de fluxo e concentração de CO₂ efetuadas pelos instrumentos TDLS e LICOR, ocorridas em uma área de pastagem na Amazônia, durante o projeto LBA/EUSTACH'99 (Large Scale Biosphere-Atmosphere / European Studies on Trace Gases and Atmosphere Chemistry), no período de transição entre as estações chuvosa para a seca (abril/maio), com ênfase na determinação dos ciclos horários e diários do fluxo e concentração de CO₂, relacionando-os com os ciclos das variáveis meteorológicas.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Composição da Atmosfera

A atmosfera é uma camada relativamente fina de gases e material particulado (aerossóis) que envolve a terra. De fato, 99% da massa da atmosfera está contida numa camada de aproximadamente 25 km de altitude. Esta camada é essencial para a vida e o funcionamento ordenado dos processos físicos e biológicos sobre a terra. A atmosfera protege os organismos da exposição a níveis arriscados de radiação ultravioleta, contém os gases necessários para os processos vitais de respiração celular e fotossíntese e fornece a água necessária para a vida (AYOADE, 1988; VAREJÃO-SILVA, 2000).

A composição do ar não é constante nem no tempo, nem no espaço. Contudo se removêssemos as partículas suspensas, vapor d'água e certos gases variáveis, presentes em pequenas quantidades, encontraríamos uma composição muito estável sobre a terra, até uma altitude de aproximadamente 80 km (Figura 01).

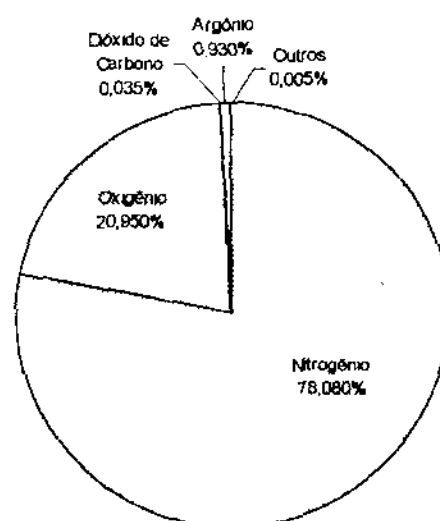


Figura 01: Composição do ar seco atmosférico.

Fonte: BARRY & CHORLEY, 1976 (adaptado por Rosiberto S. S. Júnior).

A atmosfera terrestre em muitos casos é estudada em separado em se tratando de sua composição: atmosfera seca (partículas sólidas) e atmosfera úmida (vapor d'água). O vapor d'água é um dos mais variáveis gases na atmosfera e também tem pequena participação relativa. Nos trópicos úmidos e quentes constitui não mais que 4% do volume da baixa atmosfera, enquanto sobre os desertos e regiões polares pode constituir uma pequena fração de 1%. Contudo, sem vapor d'água não há nuvens, chuva ou neve.

Além disso, o vapor d'água também tem grande capacidade de absorção, tanto da energia radiante emitida pela terra (em ondas longas), como também absorve energia radiante emitida pelo sol (em ondas curtas). Portanto, junto com o CO_2 , o vapor d'água atua como uma manta para reter calor na baixa atmosfera. Como a água é a única substância que pode existir nos 3 estados (sólido, líquido e gasoso) nas temperaturas e pressões existentes normalmente sobre a terra, suas mudanças de estado absorvem ou liberam calor latente. Desta maneira, calor absorvido em uma região é transportado por ventos para outros locais e liberado. O calor latente liberado, por sua vez, fornece a energia que alimenta tempestades ou modificações na circulação atmosférica.

O carbono na atmosfera existe principalmente na forma de CO_2 . As quantidades de carbono na atmosfera e na vegetação terrestre são aproximadamente a mesma, porém são muito pequenas comparadas com as quantidades na crosta da terra e dos oceanos (EMANUEL et al., 1985). O dióxido de carbono é um constituinte do ar seco atmosférico muito importante para as plantas na realização da fotossíntese, podendo ser prejudicial a saúde humana quando sua concentração estiver acima do normal.

Na atmosfera ocorre fortes variações no balanço natural e na concentração de CO_2 da atmosfera devido às ações antropogênicas à superfície. De fato, a atmosfera parece reter somente aproximadamente metade da quantidade que é produzida pela queima de combustíveis. Atualmente é aceito que os oceanos constituem o principal absorvedor para o CO_2 atmosférico e que aproximadamente metade do CO_2 liberado recentemente é removido da atmosfera pela absorção na superfície oceânica (BROECKER et al., 1979).

O dióxido de carbono é considerado a principal substância que as plantas retiram do ar para realizar a fotossíntese. Juntamente com o vapor d'água e gases como o metano (CH_4), ozônio (O_3) e o óxido nitroso (N_2O), entre outros, são os principais compostos químicos (aerossóis) que atuam no efeito estufa. Os aerossóis não impedem a entrada de radiação de ondas curtas vinda do sol, porém absorve e emite a radiação de ondas longas; que é refletida pela superfície terrestre. Gás carbônico, vapor d'água e os demais gases estufa são responsáveis pela manutenção de uma temperatura adequada à vida em nosso planeta.

2.2 – Característica da Floresta Amazônica

A floresta amazônica está localizada ao norte do continente sul-americano. Aproximadamente 67% de sua área pertence ao Brasil, sendo o restante distribuído entre a Venezuela, Suriname, Guianas, Bolívia, Colômbia, Peru e Equador. No Brasil ocupa a região Norte, compreendendo cinco estados: Amazonas, Pará, Amapá, Roraima, Acre e Rondônia, o que soma em seus limites políticos 3.581.180km² (42% da extensão territorial do país); grande parte da floresta amazônica é defendida pelo IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais e Renováveis) denominada Amazônia Legal, criada pela lei n 5.173, de 27 de outubro de 1966, para fins de planejamento: alcança, além da área acima, a maior parte do Maranhão, o norte de Mato Grosso e o estado do Tocantins, totalizando 5.033.072 km² (59,1% do Brasil) (NOBRE, 2002). A Floresta Amazônica, é a mais extensa floresta tropical do mundo e exerce num contexto global um papel muito importante que é servir de fonte de aquecimento (MOLION, 1987). No caso da Amazônia, cerca de 50% do calor latente está relacionado com a evapotranspiração da floresta (MOLION, 1976; SALATI et al., 1979).

A região amazônica contribui fortemente como fonte de vapor d'água e calor para processos que determinam a circulação geral da atmosfera (MOLION, 1990). A precipitação média na Amazônia é de 2,3 m e o fluxo médio de água do Rio Amazonas para o Oceano atlântico é de 200.000 m³/s. A variabilidade interanual na precipitação afeta a vegetação terrestre e a hidrologia das bacias de drenagem. Observações e modelos indicam que a vegetação responde a variações na precipitação com uma maior produtividade e armazenamento de carbono durante anos mais úmidos. Uma das principais questões das pesquisas realizadas na região amazônica é se a floresta amazônica atua como fonte líquida ou um sorvedouro de carbono e quanto desta atividade fonte/sumidouro varia de ano a ano. Uma análise de uma série histórica de imagens (1980 a 1991) do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) do satélite NOAA -TIROS indica que a sazonalidade é aparente e ocorreram mudanças expressivas nas características da superfície, como por exemplo à inundação de áreas por reservatórios de hidroelétricas (RICHEY et al., 2002). Entretanto, nos últimos 25 anos, um programa de desenvolvimento rápido levou ao desmatamento de cerca de 550.000 km² somente na Amazônia Brasileira, sendo que os Estados de Rondônia (Tabela 01) e Mato Grosso são os que apresentam maiores índices de taxa anual que fazem parte do chamado Arco do Desmatamento, região que se estende do sul do Pará em direção à Amazônia Ocidental. Como consequência desse desmatamento, está ocorrendo uma troca de

floresta por pastagens, influenciando diretamente nos fluxos de calor, transporte de gases, vapor d'água e momentum entre a superfície e a atmosfera (OLIVEIRA & FISCH, 2000).

Tabela 01: Desmatamento em Rondônia de 1978 – 1997.

Ano	Área Desmatada (Em ha)	Percentual em Relação ao Estado ⁽¹⁾	Incremento (Em ha)
1978	420.000	1,76	---
1988	3.000.000	12,57	234.545
1989	3.180.000	13,32	180.000
1990	3.350.000	14,04	170.000
1991	3.460.000	14,5	110.000
1992	3.686.500	15,45	226.500
1993	3.981.312	16,69	294.812
1994 ⁽²⁾	4.267.228	17,88	445.916
1995	4.873.143	20,42	445.916
1996	5.149.386	21,58	276.243
1997	5.352.581	22,43	203.194
1998 ⁽³⁾	5.611.294	23,52	258.713

Fonte: <http://www.worldbank.org> [dados do INPE (1992) e SEDAM (1993, 1995, 1996 e 1997)]

(1) Foi considerada a área do Estado em 23.862.194,04 ha (SGI/INPE/SEDAM).

(2) Estimativa com base no incremento médio anual entre 1993 e 1995

(3) Estimativa com base no incremento médio anual entre 1988 e 1997

Um grande número de estudos sobre o ecossistema Amazônico foi realizado nos últimos 15 anos, mostrando mudanças importantes, embora localizadas, nos fluxos de água, energia, carbono, ciclo de nutrientes e na composição da atmosfera causada pelo desmatamento e queimadas. Por exemplo, a floresta é importante em reciclar vapor de água através da evapotranspiração ao longo do ano, contribuindo para o reforço da taxa de precipitação e para sua manutenção. Um impacto importante de mudanças no uso do solo e cobertura vegetal ocorreu na Amazônia, com conseqüências globais por causa das emissões de CO₂ provenientes das queimadas. A emissão anual de CO₂ na Amazônia devido às queimadas está entre 150 a 250 milhões de toneladas de carbono. Em comparação, as emissões anuais de CO₂ da queima de combustível fóssil no Brasil é de somente 75 milhões de toneladas de carbono, para todo o país. Neste contexto, resultados recentes do experimento LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere*) revelam que a floresta primária está atuando como um grande absorvedor de carbono, convertendo em biomassa parte do CO₂ atmosférico em excesso (ARTAXO, 2002). Se este resultado for confirmado por estudos adicionais, uma nova abordagem no papel das florestas tropicais no ciclo global de carbono terá que ser feita, com

um serviço ambiental adicional para a floresta Amazônica que ainda não sofreu a ação do homem.

Uma hipótese dos cientistas é se a floresta intocada poderia se transformar em uma fonte de carbono devido à rápida decomposição do carbono armazenado no solo por conseqüências de uma maior emissão de CO₂ para a atmosfera, aumentaria o efeito estufa e dessa forma teremos um clima mais quente. Cenários de mudanças globais devido ao aquecimento global indicam um clima 4 a 6 °C mais quente para a Amazônia no final deste século (CARTER & HULME, 2000). Fica cada vez mais evidente que as derrubada seletivas e outras mudanças no uso de solo que estão deixando a floresta mais suscetível a incêndios, tendo como conseqüência o aumento da taxa de queimadas (NEPSTAD et al., 1999). Este resultado acarreta em uma perda significativa de florestas devido a incêndios descontrolados. Um processo similar ao ocorrido em Roraima, onde 14.000 km² de florestas foram queimados de janeiro a março de 1998 (NOBRE, 2002).

Existem evidências para suportar a hipótese de que os ecossistemas amazônicos respondem à estiagem. A estiagem é muitas vezes precursora das queimadas de floresta. Entre os fenômenos de escalas globais que favorecem a ocorrência de incêndios florestais e o aumento das queimadas, destaca-se o "El Niño". Durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico equatorial central (fenômeno do El-Niño), a Zona de Convergência InterTropical (ZCIT) situa-se anômala mais ao norte do que sua posição normal sobre o Atlântico tropical. Conseqüentemente os ventos alísios de NE são mais fracos, reduzindo a umidade que penetra no interior da região Amazônica. Sobre o lado oeste do Andes, a convecção que produz chuvas abundantes ao norte do Peru, provoca, por sua vez, movimentos de ar de subsidência compensatória no lado leste, inibindo a formação de nuvens o que contribui para uma menor quantidade de chuva na parte oeste da Amazônia (MARENGO & HASTENRATH, 1993; MARENGO et al., 1993).

2.3 – Climatologia da Floresta Amazônica

O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar. A Amazônia, situada na região entre 5 N e 10 S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Junho/Julho (SALATI & MARQUES, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica mas são, em média, da ordem de 15 MJ.m⁻².dia⁻¹. Medidas realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM)

indicam que os maiores totais de radiação que chegam na superfície ocorrem nos meses de Setembro/Outubro, sendo que os mínimos são nos meses de Dezembro à Fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL et al., 1989).

A Amazônia apresenta um clima equatorial de calor intenso e úmido, com temperaturas médias acima de 25°C e uma variação do mês mais quente ao mais frio de menos de 2°C. No sudoeste, porém, a oscilação térmica é bem maior no inverno, quando a massa polar atlântica faz a temperatura descer a 10°C ou menos, no que localmente chamam “*friagem*”. Comparando floresta com pastagem com relação a temperatura no período diurno praticamente não há diferença em magnitude entre as áreas, tanto na estação seca como na chuvosa, contudo no período noturno ocorre um resfriamento na área de pastagem, especialmente na estação seca, onde a diferença média entre as duas áreas foi de 1,7°C (RESCHKE et al., 1996).

A chuva é elemento fundamental na classificação climática de uma região e na floresta amazônica freqüentemente se diferencia as estações do ano pelas épocas chuvosa e seca (COSTA et al., 1998). O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região Amazônica está compreendida entre Novembro e Março, sendo que o período de seca (sem grande atividade convectiva) é entre os meses de Maio e Setembro. Os meses de Abril e Outubro são meses de transição entre um regime e outro.

O experimento RBLE-3 (Rodônia Boudary Layer Experiment) estudando a influência da rugosidade sobre o vento no interior da Camada Limite Noturna (CLN), concluiu que essa influência somente é verificada para a direção, pois os valores da força do vento na superfície e no topo da CLN em ambas as áreas (floresta e pastagem) são praticamente iguais com ligeira superioridade para a floresta. A mudança da direção com a altura em função da rugosidade ficou evidente na pastagem, onde é de 157,98° enquanto na floresta não passa de 7,43° (FARIAS & LYRA, 1996). A camada limite atmosférica durante o dia atingiu altura de 700 a 1000 m mais alta sobre áreas com desmatamento do que sobre áreas de florestas na região de Ji-Paraná, o que mostrou-se consistente com as observações de aumento do fluxo de calor sensível à superfície e diminuição da evaporação sobre pastagens em comparação com a floresta. Por outro lado, durante a noite a camada limite noturna é mais profunda na floresta (350 m de altura) do que na pastagem (230 m), pois a turbulência mecânica (ventos) auxilia o transporte de energia na floresta. Observou-se também uma pequena diminuição da quantidade total de vapor d'água sobre a pastagem em relação de floresta (NOBRE et al., 1996).

Alguns resultados importantes do projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) mostram diferenças significativas na interação entre a superfície e a atmosfera, para diferentes coberturas da superfície, como floresta e pastagem. O albedo é de aproximadamente, 13,2% para a floresta e 20% para a pastagem (MOURA et al., 1999). Estas diferenças podem ser explicadas pela estrutura da floresta e da vegetação rasteira das pastagens. É importante, então, estudar as trocas de energia tanto em escala das folhas, quanto em escalas maiores. As diferenças no albedo causam diferenças no balanço de energia, pois o saldo de radiação (R_n) depende do albedo. Essas diferenças refletem diretamente nos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) (MIRANDA, 1999).

A evapotranspiração da floresta na região Amazônica tem sido objeto de vários estudos (VILLA NOVA et al., 1976, MARQUES et al., 1980, SHUTTLEWORTH et al., 1987, entre outros), principalmente em casos da evapotranspiração potencial. As estimativas são de que a evapotranspiração potencial média seja de $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, com variações sazonais decorrentes da existência ou não de chuvas. Entretanto, poucas são as medidas ou estimativas da evapotranspiração real. MARQUES FILHO et al. (1986) e FISCH (1990) realizaram estudos comparativos entre medidas da evapotranspiração real (medida com aparelhos de vórtices turbulentos) e estimativas da evapotranspiração potencial e, utilizando de métodos diferentes (Penman-Monteith no caso de FISCH (1990) e teoria da similaridade para MARQUES FILHO et al. (1986)), chegaram a valores entre a razão das evapotranspirações real e potencial de 0,30 para FISCH (1990) e 0,4 para MARQUES FILHO et al. (1986). Estes valores são típicos para a estação seca, sendo que, na época chuvosa, SHUTTLEWORTH et al. (1987) sugere que a evapotranspiração real seja igual a potencial, uma vez que o solo possui muita umidade.

Uma influência importante no sistema climático diz respeito aos efeitos nos mecanismos de formação de nuvens e na precipitação na Amazônia. Durante a estação seca, as partículas provenientes da queima de biomassa dominam os aerossóis, atingindo concentrações de até 400 ug/m^3 , com o número de partículas excedendo $20.000 \text{ partículas/cm}^3$ em Alta Floresta e Rondônia. A cinética destes aerossóis é fator chave na nucleação de nuvens, alterando o regime de precipitação. SILVA DIAS et al., (2000), estudaram os sistemas de convecção de mesoescala na região oeste de Rondônia durante a estação chuvosa. Estes estudos indicaram que os padrões de formação de nuvens na região são similares àqueles observados para os oceanos, o que levou alguns cientistas a chamar a região de oceano verde. Contudo, durante a estação seca, a presença maciça de aerossóis modifica este padrão para àquele semelhante ao de regiões continentais com alta poluição.

2.4 - Balço de Energia na Superfície

SILVA DIAS & REGNIER (1996) mostraram que em Rondônia onde o desmatamento é parcial e segue um padrão típico ao longo das rodovias, pode-se esperar o desenvolvimento de circulações locais com ramo ascendente sobre a pastagem. Além disso, a partição de energia sobre a pastagem favorece o fluxo de calor sensível (H) levando a um desenvolvimento acentuado da camada de mistura. Na estação chuvosa desenvolvimento da camada de mistura exerce um comportamento semelhante nas duas superfícies (pastagem e floresta) com uma tendência ao desenvolvimento mais rápido sobre a floresta.

O fluxo de calor sensível está relacionado de forma inversa com a concentração de CO₂, quando consideramos um fator indireto que auxilia a dispersão dos gases atmosféricos. Como conceito, é a quantidade de energia disponível responsável em aquecer o ar próximo a superfície, o que nos leva a inferir sobre uma relação com a temperatura do ar (energia emitida pela sol que atinge a superfície terrestre, estando esta energia disponíveis para a realização dos processos físicos que ocorre no sistema solo-planta-atmosfera, nas formas de calor sensível (H), latente (LE) e do solo (G)). Um aumento em H, acarretará num aumento no transporte de CO₂ e vapor d'água por processos termodinâmicos (convecção), provocando uma maior dispersão dos gases por uma maior mistura vertical, fenômeno característico de uma atmosfera instável (HOLTON, 1997).

COSTA (2000), em estudos de fluxo de CO₂ em área de floresta na Amazônia Central, mostrou que a radiação solar incidente esta melhor correlacionada com fluxos negativos de CO₂ (absorção pela floresta) no período seco $R^2 = 0,86$. No período chuvoso o melhor coeficiente $R^2 = 0,75$ foi obtido pela correlação com o saldo de radiação (Rn).

Segundo MOLION (1987), a maior parte da energia que entra na atmosfera na forma de fluxos verticais de calor latente e sensível, na porção equatorial dos continentes, são proveniente das florestas naturais. (NOBRE et al., 1989) afirma que por consequência do desmatamento pode haver grandes mudanças na climatologia da região, como mudanças no balanço de radiação e no regime de temperatura e de chuvas que por sua vez interferem nos fluxos.

Em se tratando da variações nos fluxos de calor latente e sensível, devido a mudança de superfície floresta e pastagem. RESCHKE et al. (1996) mostrou que quanto ao fluxo de calor latente esteve com seus valores sempre superior na área de floresta, especialmente na estação chuvosa, e a parcela de energia destinada para aquecer o ar (calor sensível) na área de pastagem se mostrou superior à da área florestada, tanto na estação seca como na estação

chuvosa. Portanto, além da floresta ser uma grande armazenadora dos balanços de energia e de água, é também uma grande fonte produtora de vapor d'água para a atmosfera, através da evaporação direta e transpiração das árvores. Também foram analisadas as variações médias horárias do fluxo de calor no solo durante a estação seca, cujo valor máximo foi de $22,0 \text{ W.m}^{-2}$ na área de pastagem e $1,9 \text{ W.m}^{-2}$ na área de floresta. Já durante a estação chuvosa os valores encontrados foram inferiores aos da estação seca, o que pode ser explicado pela maior frequência de chuva e, conseqüentemente, o aumento da nebulosidade, sendo que os valores máximos e mínimos do fluxo de calor no solo ocorreram na área de pastagem, tanto na estação seca quanto na chuvosa (RESCHKE et al., 1996).

2.5 – Concentração de CO₂

Na Terra, uma grande quantidade de carbono está armazenada nas rochas sedimentares, na forma de carbonato de cálcio e magnésio ou de combustível fóssil (petróleo e carvão). O dióxido de carbono é um gás incolor, mais pesado que o ar (densidade 1,53 em relação ao ar), é pouco solúvel em água e pode ser liquefeito por meio de pressão (40 atmosferas a 5°C). O dióxido de carbono possui boa estabilidade térmica e química. GRAÇA (1997) estimou que cerca de 25% das emissões globais de CO₂ para a atmosfera foram resultantes das mudanças no uso da terra, causadas principalmente pelo desmatamento.

Quanto ao ciclo de carbono, são os oceanos que o estocam em maiores quantidades; uma pequena parte na forma de gás carbônico dissolvido na água e, a maior parcela, na forma de íons carbonato e bicarbonato. Mas é na atmosfera, como gás carbônico, que o carbono apresenta-se disponível para ser utilizado pelos vegetais, na fotossíntese, e assim transforma-se em alimento para o restante da cadeia alimentar. Ele retorna para a atmosfera pelos processos de respiração, bem como pela combustão de matéria orgânica (SANTOS, 1999).

O carbono sendo assimilado pelas plantas está sujeito a uma variedade de processos que levam a seu armazenamento de longo prazo ou seu retorno para a atmosfera. O mais importante desses processos é a respiração de carbono durante a decomposição de material orgânico no solo, que acelera com o aumento da temperatura.

Desde o século XVIII, os países hoje desenvolvidos usam combustíveis fósseis, produzindo CO₂ com o carvão. No século XIX, passaram a consumir o petróleo e depois o gás natural tendo como conseqüência um aumento na concentração média de CO₂ na atmosfera de 280 ppmv para a 370 ppmv na atualidade (KEELING & WHORF, 1994) como mostra a figura 02. Antes, os países considerados hoje uma grande potência mundial fizeram

desmatamentos liberando CO_2 na combustão da lenha. Agora os países em desenvolvimento seguem o mesmo caminho. Desmatam florestas, como a Mata Atlântica e a Amazônia, e seu consumo de combustíveis fósseis cresce. Mas as emissões anuais devidas a estes combustíveis são, em toneladas de CO_2 per capita: 19 nos EUA, 8.8 no Japão, 6.3 na França, 3.6 no Mundo e apenas 1.4 no Brasil, 0.9 na Índia e 0.1 em Serra Leoa. Logo, a emissão per capita nos EUA é 13 vezes a do Brasil, 20 a da Índia e 190 a de Serra Leoa (ROSA et al., 2000). Além desta fonte antropogênica (queima de combustíveis fóssil, queimadas de florestas, poluição industrial) há também trocas importantes de CO_2 com os oceanos e a biosfera. As interações com a biosfera ocorrem através de processos de fotossíntese e oxidação. O efeito líquido de desflorestamento, tal como a redução de florestas tropicais, o uso extensivo de fertilizantes e o declínio geral de matéria orgânica pode constituir uma pequena fonte de CO_2 atmosférico comparado com a entrada de combustível fóssil, mas mesmo assim parece ser razoável, a relação entre emissão de poluentes para a atmosfera por queima de combustíveis fósseis e queimadas de florestas (MANABE, 1985).

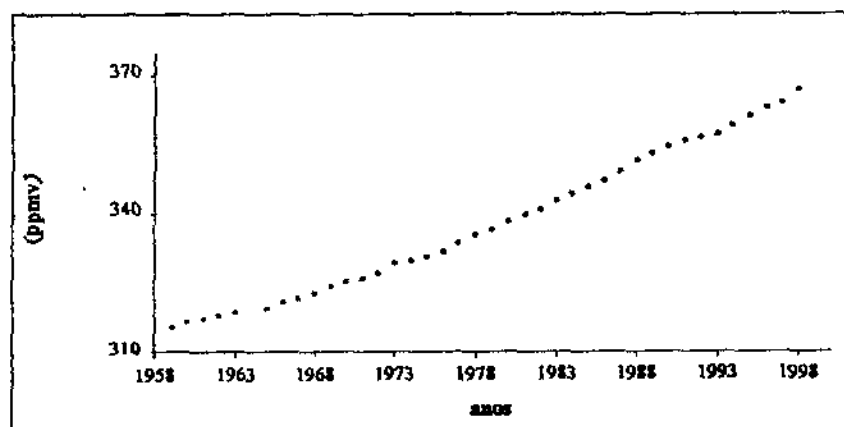


Figura 02: Crescimento médio anual da concentração de CO_2 , desde 1958, na estação de Mauna Loa, Hawaii, EUA.

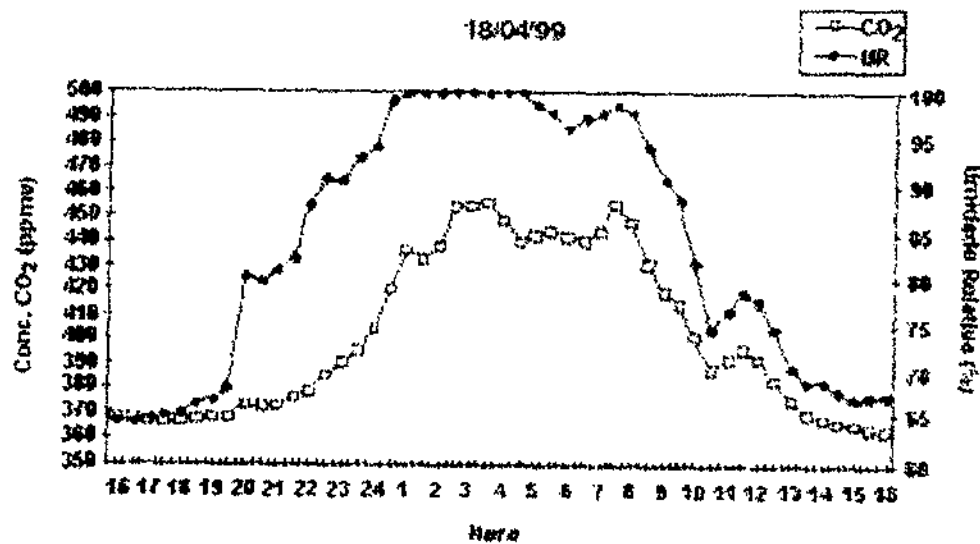
Fonte: KELLING & WHORF, 1999.

A Amazônia é um dos mais importantes ecossistemas terrestres, constituindo 45% das florestas tropicais mundiais e armazenando 40% do carbono residente na vegetação terrestre (MALHI & GRACE, 2000). Mudanças relativamente pequenas na estrutura e/ou função destas florestas podem por isso ter conseqüências globais na biodiversidade, no ciclo do carbono e na velocidade da mudança do clima.

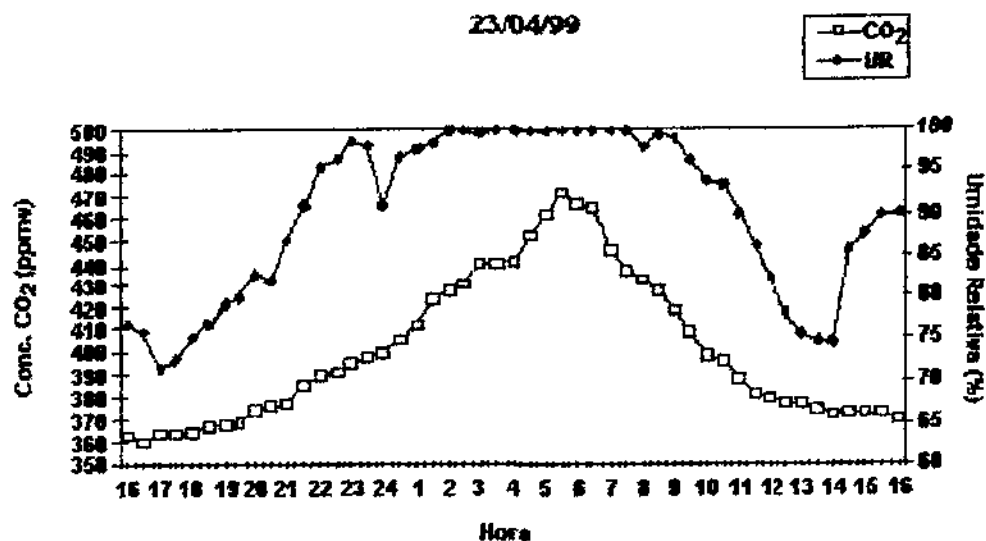
Estudos recentes sugerem que florestas tropicais aparentemente não perturbadas, longe de áreas de desmatamento ou outras influências humanas significativas, estão sofrendo

mudanças inesperadas. Monitoramento a longo prazo indicam que populações de árvores apresentam índices de mortalidade e recrutamento ("turnover") mais elevados na última parte do século passado (PHILLIPS & GENTRY 1994). Mostrando que a biomassa de florestas maduras aumentou durante o mesmo período (PHILLIPS et al. 1998), indicando uma deposição de CO₂ atmosférico nas florestas da América do Sul de 0.5 – 1 Pg C (10¹⁵ g C = Pentagrama = bilhão de toneladas de carbono) por ano - equivalente às emissões de combustível fóssil de toda a União Européia.

SANTOS (1999) afirma que os valores de umidade relativa são altamente correlacionados com as de concentração de CO₂, pois verifica que as altas concentrações de CO₂ ocorreram quando os maiores valores de umidade relativa e os menores de temperatura do ar são observados (02:00 – 08:00 horas) como mostra a figura 03 (a e b). Esta alta correlação pode está relacionado com a decomposição da biomassa presente na superfície da floresta, onde quantidade de CO₂ e vapor d'água estão sendo liberados simultaneamente; um outro aspecto que pode está causando isso seria reações químicas e dissolução de gases das plantas.



(a)



(b)

Figura 03 – Comparação entre Concentração de CO₂ (ppmv) e Umidade Relativa (%), para os dias (a) 18/04/99 e (b) 23/04/99, dentro da Floresta Jarú.

Fonte: SANTOS, 1999.

O ciclo diário médio da concentração de CO₂ na floresta para os níveis de medição 1.0, 9.0, 17.4, 25.3, 33.3, 46.5 metros, apresentam uma máxima característica no início da manhã oscilando entre 6 e 8 HL de acordo com os níveis onde, em geral, observa-se maior taxa de turbulência dinâmica associada. Entretanto, na média a floresta age como um sumidouro de CO₂ atmosférico entre 8 e 18 HL em todos os níveis e atua como emissor no restante do dia (COSTA et al., 1999). O padrão é similar as observações de WOFSY et al. (1988) que após o nascer do sol (5:30 horas), as concentrações de CO₂ diminuem drasticamente atingindo valores próximos ao do final da tarde (18:00 horas), o que demonstra que a partir daí, começa a cessar a produção de CO₂ e atuar de forma mais intensa a fotossíntese consumindo o CO₂ produzido durante toda a noite. As concentrações de CO₂ acima do dossel foram cerca de 4,6% maiores no período seco do que no chuvoso. As concentrações médias de CO₂ foram de 387 ppmv no período seco e de 370 ppmv no chuvoso (figura 04). A média geral de concentração de CO₂ foi de aproximadamente 379 ppmv (COSTA, 2000).

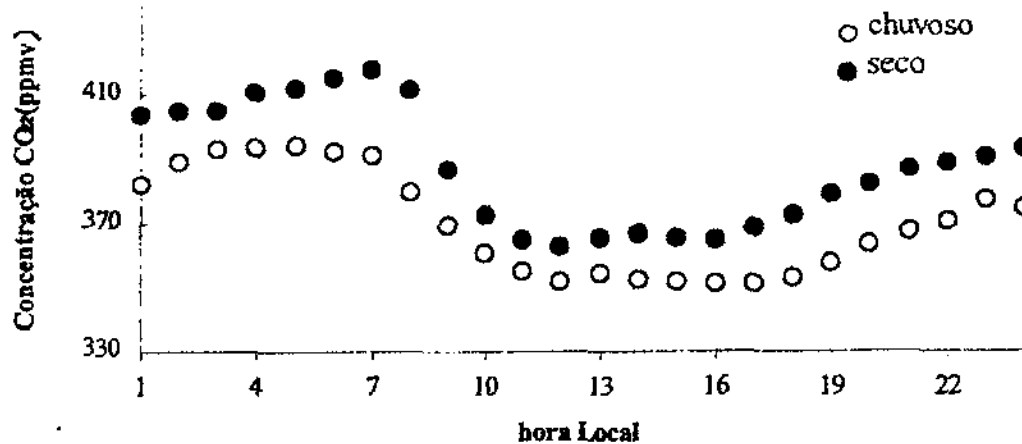


Figura 04: Ciclo médio horário da concentração de CO₂ acima do dossel florestal (46,5m), período seco média de 387 ppmv e o período chuvoso de 370 ppmv.

Fonte: COSTA, 2000

GRACE et al. (1995) mediram a concentração de CO₂ e fluxos turbulentos acima da Floresta Tropical em um dos sítios experimentais do Projeto Anglo-Brasileiro Observacional do Clima da Amazônia – ABRACOS. A série de dados durante o fim da estação chuvosa e início da estação seca em 1993, mostrou uma concentração máxima medida de CO₂ com aproximadamente 486 ppmv as 07:00 HL (hora local) e um valor mínimo de 360 ppmv as 14:00 HL. Eles também verificaram um grande efluxo de CO₂ ($+8.2 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) após o nascer do sol, que ocorreu através da liberação do ar rico em CO₂ dentro da copa, devido ao início da turbulência. Depois, o fluxo muda o sinal (torna-se negativo, indicando uma entrada global de CO₂) com seu máximo ativo observado de $20 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, entre 13:00-14:00 HL.

Um estudo realizado de fluxo de CO₂ na floresta de Paragominas no Pará, considerando algumas tendências na modificação no padrão das chuvas e tendo como consequência uma possível diminuição da umidade do solo, o que reflete em uma menor atividade das raízes e/ou microorganismos do solo aumentando dessa forma a mortalidade e diminuição do crescimento das raízes (acarretando em uma maior produção de “liteira” - material orgânico em decomposição sobre a superfície do solo). Se esta camada de liteira torna-se mais seca, devido a diminuição do índice de área foliar e aumento da entrada de luz dentro do ecossistema, podendo chegar a níveis abaixo de 12% de umidade da liteira, uma possível consequência seria o aumento expressivo do risco de queimadas nestes ecossistemas (UHL & KAUFFMAN, 1990), o que provocaria a liberação de grande quantidade de CO₂ para a atmosfera.

Analisando de uma forma contrária com ocorrência de chuva, a relação existente entre precipitação e concentração de CO₂ em uma área florestada, (EDWARDS & SOLLINS 1973, SHARKOV 1987, HANSON et al. 1992, NORMAN & VERMA 1992, RAICH & SCHLESINGER 1992) mostraram que as chuvas durante o período seco exerce importante influência sobre o fluxo de CO₂, devido à ação que exercem principalmente sobre a umidade da camada de liteira do solo e, conseqüentemente, nas atividades metabólicas da raiz e microbiana, bem como na movimentação do CO₂ no perfil da temperatura do solo, fatores estes importantes para o fluxo do CO₂ do solo para a atmosfera. DAVIDSON & TRUMBORE (1995) revelam que o CO₂ produzido abaixo de 1m de profundidade do solo, contribui com 20-30% do fluxo superficial médio de 240 mg C m⁻² h⁻¹, para a época seca. Também revelaram que 50-60% do fluxo superficial da floresta é proveniente da respiração das raízes. Como também é importante ter conhecimento da temperatura do solo e o tempo de resposta na emissão de CO₂ pelo solo após a ocorrência de chuva, pois o solo pode promover liberação de CO₂ para a atmosfera quando a água da chuva preenche os poros do solo contendo gases que são resultados da decomposição de biomassa (NORMAN & VERMA 1992).

Entretanto, estudos realizados em florestas (EDWARDS & SOLLINS 1973) revelam que proporcionalmente existe uma produção diferencial de CO₂ entre raízes (35%), liteira (48%) e solo (17%), mostrando que grande parte da respiração do solo provém da decomposição da matéria orgânica (RAICH & SCHLESINGER 1992) ou seja, uma maior concentração de CO₂ estaria relacionada com uma maior atividade dos microorganismos, que são responsáveis pela decomposição dessa matéria orgânica. A razão pela qual o CO₂ movimenta-se através do solo para a atmosfera é controlada pela produção de CO₂ no solo (razão de respiração) e pelo gradiente de concentração de CO₂ entre o solo e atmosfera, como também depende da característica de porosidade do solo, temperatura do ar e velocidade do vento (RAICH & SCHLESINGER 1992). Recentemente, um modelo para o ciclo de carbono em solos de floresta da Amazônia, proposto por TRUMBORE et al. (1995), revela que o tempo de movimento do carbono para fora do solo ("*tumover time*"), acima de um metro é menor que 12 anos.

Já modelo desenvolvido por SELLERS et al. (1996) para estimar o balanço de carbono a partir de dados climáticos, também mostrou que a floresta era um sumidouro significativo de carbono. No entanto, o fluxo líquido de carbono é uma pequena diferença entre fotossíntese e respiração do solo. MEIR et al. (1996) mostraram que o fluxo líquido da respiração do solo para a atmosfera é somente 6% e como a respiração do solo apresenta alta sensibilidade a temperatura, o fluxo líquido é altamente sensível a variação de um grau ou

menos. Se for extrapolado para toda a Amazônia, estas estimativas significam que a Amazônia seria um sumidouro de aproximadamente 0.5 G toneladas de carbono por ano.

O CO₂ produzido pela respiração de raízes, microorganismos, fauna do solo e pela oxidação química dos compostos de carbono em solos de florestas tropicais úmidas, pode representar mais de 80% de todo CO₂ emitido pelo ecossistema (MEIR et al., 1996). Segundo SOTTA (1998) a taxa de transferência do CO₂ é controlada pelas: a) taxa de produção no solo; b) gradientes de temperatura; c) concentração na interface solo-atmosfera; d) propriedades físicas do solo; e e) flutuações da pressão atmosférica do ambiente que esta sendo analisado.

2.6 – Fotossíntese

As florestas são as grandes fixadoras terrestres do carbono existente na atmosfera. Somente as tropicais contêm cerca de 350 bilhões de toneladas de carbono, quase a metade do que possui a atmosfera, sendo que cada hectare retira da atmosfera, em média, 9 kg de carbono por ano, (SARIEGO, 1994). Existe no mundo várias fontes e sumidouros de CO₂, mas de acordo com a literatura, as plantas clorofiladas e bactérias quimiossintetizantes se utilizam do CO₂ para realização do processo de fotossíntese na formação de compostos orgânicos carbonados (amido e celulose) caracterizando uma absorção (sumidouro). Neste caso as florestas tropicais seriam responsáveis por metade da absorção de CO₂ realizada pela vegetação (NOBRE & GASH, 1997).

A fixação de CO₂ por fotossíntese pelas plantas converte a energia solar (*Radiação Fotossinteticamente Ativa - RFA*) em energia química ($H_2O + CO_2 + luz\ visível \rightarrow CH_2O + O_2$) que é utilizada para a manutenção e crescimento da vegetação terrestre e aquática, sustentando a cadeia trófica (BALDOCCHI et al., 1996), além de diminuir a concentração de CO₂ devido a fixação realizada pelas folhas. Isso acontece através da variação na abertura estomática na superfície foliar que controla a liberação da umidade contida na vegetação, assim como a entrada ou saída do CO₂ presente na atmosfera (Figura 05).

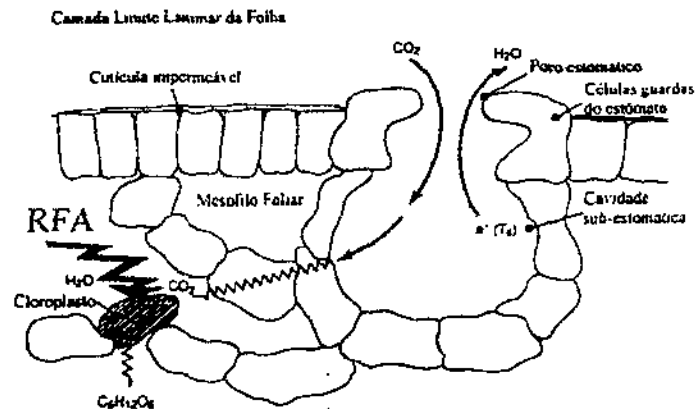


Figura 05: Esquema da fixação de CO_2 pelas folhas das plantas.

Fonte: COSTA, 2000

Estudos de fisiologia vegetal relacionando a diminuição da quantidade de água no solo e alterações na assimilação de CO_2 pelas plantas (EPRON & DREYER, 1993; KUBISKE & ABRAMS, 1994) mostraram que a redução nas taxas de assimilação de CO_2 e da condutância estomática estão associadas ao baixo potencial de água nas folhas ou ao reduzido conteúdo de água no solo. Até chegar as folhas a água dentro da planta percorre um longo caminho, iniciado nas raízes depois transportada pelos vasos de xilema até as folhas, onde ocorre os processos físico-químico (fotossíntese) e a transpiração da planta. TARDIEU & DAVIES (1992) relataram que evidências experimentais indicaram, que o déficit de umidade no solo inicia uma ação hormonal induzindo a célula guarda fechar o estômato (célula guarda – responsável na abertura e no fechamento do estômato) para reter água, limitando dessa forma à absorção de carbono.

2.7 – Método de Correlação dos Vórtices Turbulentos (*"Eddy Correlation"*)

A técnica da covariância dos fluxos turbulentos (eddy covariance) foi utilizada para medir as interações de CO_2 entre a atmosfera, pastagens e florestas. Isto permite determinar o fluxo vertical de CO_2 , usando o cálculo da covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento (w') e das concentrações de CO_2 (CO_2') em todas as frequências. Esse método está baseado nos redemoinhos que acontecem na atmosfera, onde turbilhões mais aquecidos e mais úmidos gerados à superfície são deslocados verticalmente, sendo substituídos por turbilhões menos aquecidos e mais ou menos úmidos, os quais são responsáveis pelo transporte vertical das propriedades da atmosfera, gases traços (CO_2) e os fluxos de calor

sensível e latente. Num escoamento turbulento ocorrem variações nas propriedades atmosféricas a cada momento. Este método só é aplicado com instrumentação sofisticada, sendo justificado apenas em projetos de pesquisa de pequena duração, pois necessita de medidas das flutuações instantâneas das propriedades atmosféricas (PEREIRA, 2000).

Nos últimos anos, com o desenvolvimento de novas tecnologias, tornou-se possível realizar medidas de fluxo e concentração de gases, de uma forma mais prolongada e confiáveis. Com o aperfeiçoamento do anemômetro sônico e dos analisadores infravermelhos de gases, a aplicação da técnica da correlação dos turbilhões (*eddy correlation*) permitiu a medição das trocas totais de carbono, com a vantagem de não ser destrutiva e trabalhar em escala de tempo de alguns segundos até vários anos, sendo possível relacionar as trocas de carbono na atmosfera aos fatores biofísicos do ambiente (VALENTINI et al., 1996; BALDOCCHI et al., 1988; LENSCHOW, 1995; MONCRIEFF et al., 1996). Um dos maiores obstáculos nas rotinas e aplicações da técnica dos vórtices turbulentos no campo para medidas da concentração e fluxo de um gás é a necessidade de sensores químicos de medições rápidas (KORMANN et al., 2001), uma vez que é necessário fazer medições bastantes precisas e de curto espaço de tempo, pois o CO₂ no ar tem um grande poder de dispersão e ainda é transportado pelos turbilhões.

A técnica de correlação de vórtices está bem desenvolvida atualmente, e tem mostrado operar bem nos trópicos úmidos. Em escala local, é um método testado e aprovado para as medidas de densidade de fluxo de gases traços entre a biosfera e a atmosfera (BALDOCCI et al., 1988; GRELLE & LINDROTH, 1996; LENSCHOW, 1995; MONCRIEFF et al., 1996). Também considerado um método direto e confiável de medidas de fluxos de gases, porém, tem suas limitações, como os erros sistemáticos, seletivos e aleatórios, descritos por GOULDEN et al. (1996), BALDOCCI et al. (1996), mas têm a vantagem de integrar espacialmente os efeitos de muitos processos de superfície de pequena escala e espacialmente heterogêneos, como, por exemplo, a fotossíntese e a transpiração.

2.8 – Fluxo de Dióxido de Carbono (CO₂)

No balanço global de carbono os fluxos de CO₂ atmosféricos na biota terrestre são essenciais ao entendimento da biosfera no controle da emissão/fixação de gases estufa, relacionados à questão de variabilidade climática regional e global. O efluxo de CO₂ ou respiração do solo é um componente de emissão para a atmosfera e um processo chave no ciclo do carbono.

Um estudo de casos sobre fluxos de CO_2 já coletados nos anos 1999 e 2000 mostram que o sequestro de carbono na pastagem e floresta em Rondônia são bastante comparáveis ao sequestro na área de Manaus na estação úmida, mas muito diferentes na época seca, quando fluxos medidos em Rondônia são menores, sendo que os da pastagem são especialmente baixos. É uma questão importante se identificar, na época seca, quais os períodos em que os fluxos de CO_2 são determinados pela menor disponibilidade de água e quais os períodos em que os fluxos são determinados por outros fatores, e como o elevado nível de fumaça no ar com conseqüente redução nos níveis de radiação.

FREITAS et al., (2001) analisando a variabilidade do efluxo de CO_2 do solo em uma área de pastagem (ABRACOS - Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), encontraram um valor médio anual das emissões do solo de $4,2 + 1,6 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, comparavelmente próximo ao observado por DAVIDSON et al. (2000) em outra área de pastagem na Amazônia (Paragominas, PA). Os dados obtidos com a câmara de solo compararam-se com os dados de medidas simultâneas pelo método "eddy correlation", que tiveram um valor médio de $5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (calculado nos eventos com maior turbulência, quando a velocidade de atrito superasse $0,2 \text{ ms}^{-1}$).

MEIR et al. (1996) mostraram que o fluxo líquido é somente 6% da respiração do solo e, porque a respiração do solo apresenta alta sensibilidade a temperatura, o fluxo líquido é também altamente sensível a uma variação de um grau ou menos. Se for extrapolado para toda a Amazônia, estas estimativas significam que a Amazônia seria um sumidouro de aproximadamente 0.5 G toneladas de carbono por ano e teria um papel importante no efeito estufa (figura 06), se todo este carbono fosse liberado instantaneamente para a atmosfera.

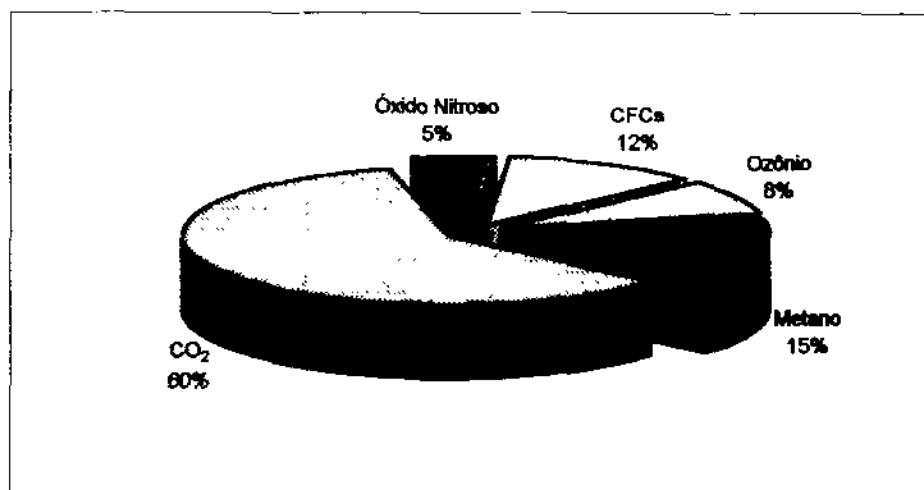


Figura 06 : Contribuição relativa provenientes de atividades antrópicas no efeito estufa.

Fonte: KRUPA, 1997 (adaptado por Rosiberto S. S. Júnior).

Em se tratando de fluxos de CO₂, CULF et al. (1997) mostram que no período noturno, a floresta produz CO₂ durante um tempo razoavelmente longo (6-7 horas), enquanto que a destruição de CO₂ produzido durante a noite anterior é rapidamente consumido no início da manhã em pouco tempo (2-3 horas), onde começa a atuar o processo fotossintético e o aquecimento radiativo.

GOULDEN et al. (1996) caracterizaram claramente a sazonalidade ocorrida nas trocas líquidas de CO₂ entre a atmosfera e a floresta temperada no nordeste dos Estados Unidos da América (Harvard Forest, Massachussetts), entre os anos de 1991 e 1994. O ecossistema florestal absorveu CO₂ da atmosfera com grande intensidade. Enquanto que, nos meses mais frios, dezembro e janeiro principalmente, praticamente não ocorreu absorção de CO₂ pela floresta. Na média do período, a floresta atuou como um sorvedouro de CO₂ da atmosfera, em uma taxa de - 2,1 Mg C ha⁻¹ano⁻¹.

GRECO & BALDOCCHI (1996) estudaram o fluxo líquido de carbono entre a atmosfera e uma floresta temperada, localizada em Oak Ridge, Tennessee, E.U.A., durante o período de abril de 1993 a abril de 1994. Mostraram em seus resultados que os fluxos apresentam uma sazonalidade. Na primavera, a floresta absorveu carbono da atmosfera, enquanto que no inverno, predominou a liberação de carbono para a atmosfera. A taxa média líquida do fluxo de CO₂ foi de - 5,25 Mg C há⁻¹ano⁻¹, representando um considerável sorvedouro de carbono da atmosfera.

VALENTINI et al. (1996) encontraram um resultado bem semelhante em se tratando do valor do fluxo de carbono, num estudo realizado na região de Collelongo na Itália Central, entre os meses de maio a novembro de 1993, durante o período analisado, a floresta absorveu em média - 4,7 Mg C ha⁻¹ano⁻¹.

Foram realizados vários estudos na floresta amazônica tendo em vista a concentração e o fluxo de CO₂. Um estudo em especial apresenta resultados da análise da interação floresta-atmosfera mostrando que os fluxos de CO₂ ocorreram da floresta para a atmosfera durante a noite, enquanto pela manhã os fluxos de CO₂ foram reversos, resultando em uma absorção pela vegetação. Os fluxos médios de CO₂ mostraram que no período estudado houve uma absorção de - 35,4 kg Cha⁻¹dia⁻¹, e um fluxo de liberação de + 21,8 kgCha⁻¹dia⁻¹, resultando um balanço médio diário de - 13 kg Cha⁻¹dia⁻¹ caracterizando um "seqüestro" de carbono, de cerca de - 5 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ (COSTA et al., 2000).

3 – METODOLOGIA

3.1 – Fundamentação Teórica

3.1.1 – Técnica de Correlação dos Turbilhões (“Eddy Correlation”)

A interação entre a atmosfera e a superfície resulta no aparecimento de turbilhões que se deslocam aleatoriamente, alterando constantemente de posição, acarretando um conseqüente transporte das propriedades atmosféricas de um ponto para o outro.

Um turbilhão ao se deslocar verticalmente induz um aparecimento de uma corrente vertical com velocidade (w). Como uma corrente pode ser ascendente ou descendente, ao final de um período a velocidade vertical média é (\bar{w}), que deve ser aproximadamente igual a zero. Nessas condições, a densidade de fluxo vertical (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (P), num dado instante, é dado por

$$F = - w P \quad (3.1)$$

Para um determinado intervalo de tempo, a densidade de fluxo médio (\bar{F}) é expressa por

$$\bar{F} = - \overline{wP} \quad (3.2)$$

ou seja, é obtida pela média do produto (\overline{wP}) e não pelo produto da média ($\bar{w} \cdot \bar{P}$), pois como $\bar{w} = 0$; logo, $\bar{w} \cdot \bar{P} = 0$, isso nos mostra que o produto wP deve ser obtido a cada instante antes de se obter o valor médio do produto, ou seja.

$$\overline{wP} = \frac{\sum w_i P_i}{N} \quad (3.3)$$

sendo N o número de observações, e $i = 1, 2, \dots, n$.

Quando temos escoamento turbulento em função da movimentação dos turbilhões, as propriedades atmosféricas variam a cada instante. Neste período (Δt), obtém-se uma velocidade média (\bar{U}), que é expressa por:

$$\bar{U} = (\Delta t)^{-1} \int_a^b w dt \quad (3.4)$$

Portanto, num dado instante, a velocidade horizontal (U) será dada por

$$U = \bar{U} + U' \quad (3.5)$$

Onde U' representa o desvio da média, comumente conhecido como *perturbação* ou *flutuação*. Existindo também a possibilidade de analisar a velocidade vertical num dado instante, fazendo as mesmas considerações que foram feitas para a velocidade horizontal (neste caso a variável mudaria de “U” para “w”).

Pode-se ainda imaginar que o escoamento seja composto por um escoamento médio sobreposto por um escoamento turbulento que origina a teoria da perturbação (*notação de Reynolds*), que é composta de três regras básicas, quando admite-se que “a” e “b” sejam quantidades de variáveis, e ainda admitindo média e desvio, e que “c” seja uma constante, tem-se:

1 – a média da soma é igual a soma das médias, isto é:

$$\overline{a+b} = \bar{a} + \bar{b} \quad (3.6)$$

2 – a média do produto de uma constante por uma variável é igual ao produto da constante pela média da variável, ou seja:

$$\overline{c \cdot a} = c \cdot \bar{a} \quad (3.7)$$

3 – a média do produto entre a média de uma variável e outra variável é igual ao produto das duas variáveis, ou seja:

$$\overline{ab} = \bar{a} \bar{b} = \bar{a} \bar{b} \quad (3.8)$$

Aplicando essas três regras em (3.5) tem-se que

$$\bar{U} = \overline{\bar{U} + U'} = \bar{\bar{U}} + \bar{U}' = \bar{U} + \bar{U}' \quad (3.9)$$

donde se conclui que $\bar{U}' = 0$, ou seja, a média dos desvios é igual a zero. Utilizando a *notação de Reynolds*, para a equação (3.2) de densidade de fluxo, resulta em:

$$-\bar{F} = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{P} + P')} = \overline{w \cdot \bar{P} + w \cdot P' + w' \cdot \bar{P} + w' \cdot P'} \quad (3.10)$$

$$-\bar{F} = \overline{w \cdot \bar{P}} + \overline{w \cdot P'} + \overline{w' \cdot \bar{P}} + \overline{w' \cdot P'} \quad (3.11)$$

$$-\bar{F} = \bar{w} \bar{P} + \overline{w' \cdot P'} \quad (3.12)$$

Entretanto próximo a superfície, $\bar{w} = 0$ e $\overline{w' \cdot P'} = 0$. Assim, a densidade de fluxo turbulento é dada principalmente pela média do produto das flutuações da velocidade vertical (w') e da propriedade atmosférica (P') que está sendo transportada.

Se a propriedade transportada for o *momento*, $F = \tau$ [$\text{N/m}^2 = \text{kg} / \text{m.s}^2$] e $P' = \rho.U'$ [$\text{kg} / \text{m}^2.s$], para

$$\tau = -\rho.\overline{w'U'} \quad (3.13)$$

No caso de transporte de gases (transporte de CO_2), $F = Q$ [$\text{kg/m}^2.s$] e $P' = \rho.C'$ [kg/m^3], para

$$Q = -\rho.\overline{w'C'} \quad (3.14)$$

onde: “ Q ” é a densidade de fluxo vertical de um gás (no caso CO_2); “ ρ ” é a densidade do ar; “ C ” é a propriedade atmosférica que esta sendo transportada (CO_2).

Esse método só é aplicável com instrumental sofisticado, pois necessita de medidas das flutuações instantâneas da propriedade atmosféricas, ou seja, equipamentos com alta sensibilidade de aquisição de dados em sistemas eletrônicos.

3.1.2 – Balço de Energia

A energia emitida pela sol por meio dos raios solares que atingem a superfície terrestre, ficam disponíveis para a realização dos processos físicos que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, chamado de Saldo de Radiação (R_n). Uma parte da energia é utilizada para aquecer o ar na forma de fluxo de calor sensível (H), como também uma outra parte para a evaporação e transpiração na forma de fluxo de calor latente (LE) e ainda uma outra parte para aquecer o solo na forma de fluxo de calor no solo (G) como mostra a figura 07.

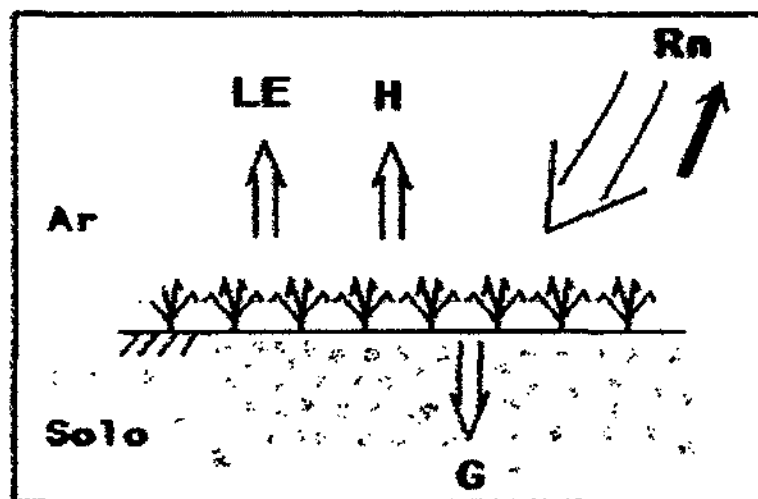


Figura 07: Balço de energia no sistema solo-planta-atmosfera.