

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

**DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CO₂ NUMA ÁREA
MONODOMINANTE DE CAMBARÁ NO NORTE DO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

OSVALDO ALVES PEREIRA

**PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR**

**PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES
CO-ORIENTADOR**

Cuiabá, MT, novembro de 2009

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

**DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CO₂ NUMA ÁREA
MONODOMINANTE DE CAMBARÁ NO NORTE DO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

OSVALDO ALVES PEREIRA

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

PROF. DR. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR

PROF. DR. MARCELO SACARDI BIUDES
CO-ORIENTADOR

Cuiabá, MT, novembro de 2009

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

FOLHA DE APROVAÇÃO

Título:

Autor: **OSVALDO ALVES PEREIRA**

Dissertação defendida e aprovada em _____ de _____ de 200__, pela
comissão julgadora:

DEDICATÓRIA

Agradeço a Deus pelo o dom da vida e em acreditar que o Real estará por vir.

AGRADECIMENTOS

A Deus;

Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná), pelo apoio, incentivo e confiança a mim depositados e por ser um grande amigo;

Ao Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes, pela co-orientação deste trabalho, e principalmente pelas viagens nos locais de pesquisa, no qual foram de grande importância para minha formação profissional;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, não só pelas aulas, mas também pelo companheirismo;

A meu pai João dos Santos Pereira e a minha mãe Hilda Alves dos Santos ao qual dedico este trabalho;

Aos meus queridos irmãos José Alves do Nascimento Pereira, Nerimarcia e Paulo Alves Pereira;

A minha querida e adorável esposa Joanita Lopes de Magalhães;

Aos técnicos pela dedicação, ajuda e orientação na realização dos ensaios e empréstimos dos laboratórios;

A CAPES pelo auxílio financeiro;

A todos os colegas de curso que ajudaram em muito, os quais se tornaram grandes amigos, em especial ao amigo e companheiro Vicente Bellaver.

EPÍGRAFES

*“Se existe um Deus e uma alma, de que
mais precisamos?”
(Autor desconhecido)*

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELA	XI
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	XII
RESUMO	XIV
ABSTRACT.....	XV
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
2.1 CARACTERIZAÇÃO DO PANTANAL.....	3
2.2 FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO	4
2.2.1 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂	7
2.2.1.1 MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADA	7
2.3 TROCA LÍQUIDA DE CO₂ PELO ECOSISTEMA NEE	9
2.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO	10
2.4.1 Evaporação	10
2.4.2 Transpiração.....	11
2.4.3 Evapotranspiração	12
2.4.4 Evapotranspiração Real	12
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	13
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL.....	13
3.2 INSTRUMENTAÇÃO DA TORRE	14

3.2.1 Datalogger (CR10X-Campbell)	14
<i>3.2.1.1 Aplicações do Datalogger</i>	<i>15</i>
<i>3.2.1.2 Características do Datalogger</i>	<i>16</i>
<i>3.2.1.3 Painel de Ligação do Datalogger</i>	<i>16</i>
<i>3.2.1.4 Entradas Analógicas (SE OU DIFF) do Datalogger</i>	<i>16</i>
<i>3.2.1.5 Saídas de excitação chaveadas (E1 a E3) do Datalogger</i>	<i>17</i>
<i>3.2.1.6 Entradas de pulsos (P1 a P2)</i>	<i>17</i>
<i>3.2.1.7 Portas (entrada ou saída) digitais de controle (C1 a C8) do Datalogger</i>	<i>17</i>
<i>3.2.1.8 Terra analógico</i>	<i>17</i>
<i>3.2.1.9 Tensão de alimentação (12V) e terra(G)</i>	<i>18</i>
<i>3.2.1.10 Saídas de 5Volts</i>	<i>18</i>
<i>3.2.1.11 Conexão ao Aterramento</i>	<i>18</i>
<i>3.2.1.12 Comunicação Serial</i>	<i>18</i>
<i>3.2.1.13 Software</i>	<i>19</i>
3.2.2 Saldo de radiação	19
3.2.3 Piranômetro e Quantum	19
3.2.4 Termohigrômetro	20
3.2.5 Pluviômetro	21
3.2.6 Fluxímetro	22
3.2.7 TDR	22
3.2.8 Analisador de gás	23
3.2.9 Controlador de canal	25
3.3 CALIBRAÇÃO DOS TERMOHIGROMETROS E IRGA	26
3.3.1 Coleta de Amostra de ar	27
3.4 DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CO₂	30
3.5 DETERMINAÇÃO DOS COMPONENTES DO CO₂ NO ECOSSISTEMA	32
3.5.1 Estoque de CO₂ no dossel	32
3.5.2 Troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE)	32
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA	33
4.1.1 Precipitação	33
4.1.2 Umidade do Solo	34
4.1.3 Evapotranspiração	35
4.2 ANÁLISE DO DIA MÉDIO DO PERFIL DA CONCENTRAÇÃO DE CO₂...	

.....	37
4.3 AVALIAÇÃO DO DIA MÉDIO DO ACF E DA ET	39
4.3.1 Avaliação do dia médio entre a variação da temperatura e da variação da concentração de CO ₂	40
4.4 PERFIL DA CONCENTRAÇÃO DE CO₂ EM DIAS DE CÉU COBERTO POR NUVENS	41
4.4.1 Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (PARI) em dias de céu coberto por nuvens.....	45
4.4.2 Assimilação do fluxo de CO ₂ no dossel (Acf) em dias de céu coberto por nuvens.....	45
4.4.3 Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu claro.....	46
4.4.4 Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (PARI) em dias de céu claro	49
4.4.5 Assimilação do fluxo de CO ₂ no dossel (Acf) em dias de céu claro	50
4.4.6 Análise da troca líquida de CO ₂ (NEE).....	51
5 CONCLUSÕES.....	53
6 REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA.....	54
6.1 BIBLIOGRAFIAS CITADAS.....	54
6.2 BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS.....	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Localização da área de estudo.....	13
Figura 2- Representação esquemática da torre do Cambarazal.....	14
Figura 3- Vista de explosão do (CR10X) e periféricos.....	15
Figura 4- Painel de conexão do datalogger (CR10X).....	16
Figura 5- Net Radiômetro.....	19
Figura 6- Piranômetro (<i>LI-200SA</i>) que fornece a radiação solar incidente a 33m de altura do solo.....	20
Figura 7- Sensor Quântico (<i>LI-190SZ</i>) que fornece a radiação fotossinteticamente ativa instalados a 33m de altura do solo.....	20
Figura 8- Termohigrômetro instalado em seu suporte (A) e termohigrometro em seu desenho esquemático (B).....	21
Figura 9- Pluviômetro de báscula visto de baixo da torre (A) e (B) visto de cima da torre.....	21
Figura 10- Placa de fluxo de calor no solo.....	22
Figura 11- Dois TDR instalados a 5 cm e 25 cm adjacentes a torre (A) e TDR modelo CS616, Campbell Scientific (B).....	23
Figura 12- Analisador de gás infravermelho de circuito fechado modelo LI-820, LI-COR, Inc.....	24
Figura 13- Caminho ótico por onde passa amostra de ar atmosférico (A) e detalhes construtivos de um Analisador de Gás LI-820 (B).....	25
Figura 14- Controlador de canal (modelo SDM-CD16AC, Campbell Scientific).....	26
Figura 15- Calibração do IRGA, com os gases Nitrogênio (N ₂) e Dióxido de Carbono (CO ₂).....	27
Figura 16- Sistema de coleta de amostra de ar, fixo num suporte de madeira.....	28
Figura 17- Diagrama do sistema de coleta de amostra de ar.....	29

Figura 18- Abrigo do filtro de ar vista frontal (A) e vista lateral (B), sete fixados ao longo da torre.	30
Figura 19- Precipitação pluviométrica nos dias Juliano, no período de 336 a 366 de 2008 A, e B precipitação pluviométrica nos dias Juliano, no período de 1 a 31 de 2009.	34
Figura 20- Média diária do conteúdo de água no solo no cambarazal, do dia juliano 355 de 2008 ao dia 20 juliano de 2009.	35
Figura 21- Média diária da evapotranspiração no cambarazal, de 355 de 2008 ao dia 20 de 2009.	36
Figura 22- Distribuição das médias de concentração no perfil de CO ₂ (ppm). ...	38
Figura 23- Dia médio do período de estudo, 355 de 2008 a 20 de 2009, do Fluxo de CO ₂ (Acf) e da Evapotranspiração (ET).	40
Figura 24- Dia médio do período de estudo, 357 de 2008 a 20 de 2009, da variação da umidade específica (ΔT), e da variação do CO ₂ nas alturas 38 e 35m (ΔCO_2 38-35).	41
Figura 25- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu coberto por nuvens nos dias Juliano 357 (A) e 358 (B).	42
Figura 26- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu coberto por nuvens nos dias Juliano 359 (A) e 360 (B).	43
Figura 27- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu coberto por nuvens no dia Juliano 361.	44
Figura 28- Assimilação do fluxo de CO ₂ no dossel Acf e Evapotranspiração ET (A) e Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente PARi (B).	46
Figura 29- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu claro, nos dias Juliano 06 (A) e 07 (B).	47
Figura 30- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu claro, nos dias Juliano 08 (A) e 09 (B).	48
Figura 31- Perfil da concentração de CO ₂ em dias de céu claro, no dia Juliano 10.	49
Figura 32- Assimilação do fluxo de CO ₂ no dossel Acf e Evapotranspiração ET (A) e Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente PARi (B).	51
Figura 33- Dia médio da troca líquida de CO ₂ pelo ecossistema (NEE)	52

LISTA DE TABELA

Tabela 1 - Medidas diárias da evapotranspiração ET, no período de 357 a 361 de 2008, dias com céu coberto por nuvens, 06 a 10 de 2009, dias de céu claro, e suas respectivas médias.....	37
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

r^2	Coeficiente de correlação
A_{cf}	Assimilação do fluxo de CO_2 no dossel
λE	Calor latente
λ	Calor latente de vaporização
CC	Câmara Fechada
C_p	Capacidade térmica do ar
k_{CO_2}	Coeficiente de transporte turbulento do CO_2
K_H	Coeficiente de transporte turbulento do calor sensível
K_w	Coeficiente de transporte turbulento do vapor de água
C	Concentração de amostra de ar
C_{ppm}	Concentração de amostra de ar em ppm
γ	Constante psicrométrica
ρ_a	Densidade do ar
Δ_z	Diferença de altura
ΔCO_2	Diferença de concentração de CO_2 entre dois níveis de medidas
V	Diferença de potencial em voltes
Δe	Diferença de pressão de vapor d'água do ar entre dois níveis
ΔT	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis medidas
Δ_q	Diferença de umidade específica entre duas alturas
dh	Diferencial da quantidade de calor
du	Diferencial de energia interna específica
Dw	Diferencial do trabalho
CE	Eddy Covariância
ET	Evapotranspiração
G	Fluxo de calor no solo
E	Fluxo de vapor de água

AH	Intensidade da corrente elétrica em Amperes
(MBR)	Método da Razão de Bowen Modificada
BREB	Método do Balanço de Energia/Razão de Bowen
NA	Normalmente aberto
NF	Normalmente fechado
n	Numero de medidas
ppm	Parte por milhão
W	Potência elétrica em Watts
P	Pressão Atmosférica
e_s	Pressão de vapor d'água do ar saturado
e	Pressão parcial do vapor d'água
β	Razão de Bowen
RPPN	Reserva Particular do Patrimônio Natural
R_n	Saldo de radiação
q	Umidade específica
Δt	Varição de Tempo

RESUMO

PEREIRA, O. A. **DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CO₂ NUMA ÁREA MONODOMINANTE DE CAMBARÁ NO NORTE DO PANTANAL MATO-GROSSENSE**. Cuiabá, 2009. 71f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Este trabalho teve como objetivo determinar o fluxo de dióxido de carbônico (CO₂), em uma área de vegetação monodominante de cambará no norte do Pantanal mato-grossense. Uma das principais características do Pantanal é ser considerado a maior planície inundada da América do Sul, com cerca de 140.000 km² ocupando aproximadamente 1,6% do território brasileiro e sendo um elo entre os biomas, Floresta Amazônica, Cerrado e os Charcos Boliviano e Paraguai. O experimento foi conduzido em uma área com vegetação monodominante de Cambará *Vochysia divergens* Pohl com altura do dossel entre 28 e 30 m na Reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC – Pantanal, em que está instalada uma torre micrometeorológica de 32 m de altura. A medição da concentração de CO₂ foi realizada por um analisador de gás infravermelho (IRGA) de circuito fechado (modelo LI 820) no qual estimou-se o gradiente (CO₂). Os dados foram coletados nos meses de dezembro de 2008 e janeiro de 2009. O fluxo de CO₂ foi estimado pelo método da razão de Bowen modificada (MBR). A dinâmica do CO₂ no cambarazal foi constituída pela concentração de CO₂ no dossel, fluxo de CO₂ e troca líquida de CO₂ no ecossistema. O fluxo de CO₂ no dossel do Cambarazal foi superior nos dias de céu claro, quando houve uma maior disponibilidade de radiação solar. A concentração de CO₂, ao longo do perfil vertical do dossel diminuiu durante o período de brilho solar. Nos dias de céu coberto por nuvens, principalmente após a ocorrência de precipitação, a concentração de CO₂ aumentou próximo ao solo, este aumento pode ter sido impulsionada pelo aumento do conteúdo de água no solo. A troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE) apresentou valores positivos durante o período noturno, indicando liberação de CO₂ principalmente pelo processo de respiração do ecossistema, e negativos durante o período diurno indicando absorção de CO₂ por meio de atividade fotossintética realizada pela vegetação.

Palavras-chave: Fotossíntese, Razão de Bowen Modificada, Interação biosfera-atmosfera.

ABSTRACT

PEREIRA, O. A., *DETERMINATION OF CO₂ FLOW IN A MONODOMINANT CAMBARA AREA IN NORTHERN PANTANAL MATO-GROSSO*. Cuiabá, 2009. 71F. Dissertation (Master's in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

The purpose of this study was to determine the flow of carbon dioxide (CO₂), in an area of monodominant cambará vegetation in the northern Pantanal. A key feature of Pantanal is to be considered the largest flood plain in South America, with about 140.000 km² in extension, occupying approximately 1,6% of Brazilian territory and being a link to the biomes, Amazon Forest, Brazilian Savana, and the Bolivian and Paraguayan heaths. The experiment was conducted in an area with monodominant vegetation of Cambará *Vochysia divergens Pohl* with canopies heights between 28 and 30 meters. The study took place in the Private Reserve of Natural Heritage - RPPN SESC - Pantanal, which has a micrometeorological tower 32 meters high installed. Data were collected between December 2008 and January 2009. The CO₂ flux was determined by modified Bowen ratio (MBR). The CO₂ dynamics in Cambara region was constituted by the concentration of CO₂ in the canopy, CO₂ flux, and net CO₂ exchange in the ecosystem. The flow of CO₂ in the canopies was higher in the Cambara region during clear days when there was greater availability of solar radiation. The CO₂ concentration along the vertical profile of the canopies decreased during the period of sunshine. During cloudy days, especially after the occurrence of precipitation, the CO₂ concentration increased near the ground. This augmentation may have been driven by increased water content in the soil. The net CO₂ exchange in the ecosystem (NEE) showed positive values during the night, indicating release of CO₂ mainly through the process of ecosystem respiration, and negative values during the day indicating absorption of CO₂ by photosynthetic activity performed by the vegetation.

Keywords: Photosynthesis, modified Bowen ratio, Biosphere-Atmosphere Interaction.

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

A atmosfera é um constituinte do planeta, vulnerável à poluição. Esta camada de ar, na qual os seres vivos necessitam para sobreviver, sem a ajuda de um meio artificial, estende-se somente cerca de 6 km de altitude.

Dentro dessa fina camada de ar, estão todos os gases de descarte provenientes da atividade humana. O crescimento econômico e a prosperidade dos países industrializados, com os efeitos paralelos da abundância e mobilidade, bem como o crescimento exponencial da população nos países pobres, desencadeando um enorme aumento de poluentes na atmosfera e infelizmente essa poluição não possui fronteiras, afetando todo o planeta.

O aumento no uso dos combustíveis fósseis, desmatamento das florestas, crescimento da agricultura e da criação de animais são principais causas do aumento do dióxido de carbono na atmosfera. Os gases-traço, metano e dióxido de carbono, são elementos de natureza inócua, e estão entre os representantes do componente antropogênico no efeito estufa.

A partir da segunda metade do século XVIII até a atualidade, a concentração de CO₂ da atmosfera tem aumentado. Juntamente com o vapor d'água, o dióxido de carbono na atmosfera exerce influência sobre o clima local. Esses gases, por serem transparentes, permitem a entrada da radiação de ondas curtas através da atmosfera. Entretanto, absorvem aproximadamente 90% da energia da radiação infravermelha proveniente da terra, que é irradiada de volta ao espaço, contribuindo para o aquecimento global.

A dinâmica do carbono de ecossistemas tropicais brasileiros tem recebido considerável importância, devido a necessidade de compreender os efeitos da

mudança da cobertura terrestre, em ciclos biogeoquímicos regionais e globais e o papel dos ecossistemas terrestres tropicais no equilíbrio de CO₂.

Durante últimas décadas, a economia no Pantanal foi baseada no extrativismo, com incentivos fiscais, houve aumento da criação de bovinos, e do uso intensivo de pastagens naturais e exóticas. O aumento do desmatamento para a criação de gado pode modificar o clima local levando serias conseqüências ecológicas na região. Mudanças econômicas e exigências políticas aumentaram a pressão sobre o Pantanal e sua bacia hidrográfica, devido a transformações do uso e ocupação do solo com a agropecuária e urbanização.

1.2 JUSTIFICATIVA

Estima-se que as áreas alagáveis tropicais também conhecidos por pântanos, ocupem uma área da superfície do globo entre 5 e 7%. A alta produção primária líquida da matéria orgânica, produzida pela decomposição natural, tornar as áreas alagáveis tropicais, em um importante sorvedouro de carbono. Pequenas alterações no clima, água e regimes de nutrientes e uso da terra podem alterar o delicado equilíbrio destas áreas.

A dinâmica de interação biosfera-atmosfera para o ciclo do dióxido do carbono ainda é pouco conhecida no Pantanal. A avaliação das trocas de carbono entre a vegetação e a atmosfera pode ser realizada por meio de diversas técnicas. O método da razão de Bowen modificada utiliza princípios da conservação de energia local, baseado na transferência vertical dessa energia. Com isso, utilizando medidas de gradientes de temperatura, pressão de vapor e concentração de gás carbônico, pode-se estimar o fluxo vertical de gás carbônico.

Neste sentido, o objetivo deste trabalho foi determinar o fluxo de gás carbônico numa área monodominante de cambará no norte do Pantanal.

Para atingir esse objetivo geral, foi necessário:

- a) Caracterizar do microclima local e;
- b) Avaliar o perfil da concentração de CO₂.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 CARACTERIZAÇÃO DO PANTANAL

O Pantanal está situado na Depressão do Alto Paraguai, é caracterizado por ser a maior planície inundada do mundo, com alternância de cheias e secas, ocupando aproximadamente 1,6% do território brasileiro com cerca de 140.000 km² e sendo um elo entre os biomas vizinhos, Amazônia o Cerrado e os Charcos Boliviano e Paraguaio, apresentando prolongamento naturais nas áreas circunvizinhas (NUNES DA CUNHA e JUNK, 2004). O Pantanal é uma vasta planície que possui altitude variando, em média, entre 100 a 200 metros. As partes mais elevadas, que não sofrem inundações, recebem o nome de Cordilheiras, as partes mais baixas, sujeitas a inundações, recebem nome de Baías ou Lagos.

Por estar distante das grandes cidades e dificuldade de acesso, devido à vasta planície inundada, dificulta o desenvolvimento econômico, contribuindo para uma baixa densidade populacional. Durante as últimas décadas, mudanças econômicas e exigências políticas aumentaram a pressão sobre o Pantanal e sua bacia hidrográfica, devido a transformações do uso e ocupação do solo com a agropecuária e urbanização. Nos últimos anos os governos, do Brasil, Bolívia e Paraguai, têm realizado grandes esforços para envolver o Pantanal no desenvolvimento econômico nacional. No caso do Brasil essa questão fica mais evidente, pois detém cerca de 85% da área total do Pantanal (JUNK e NUNES DA CUNHA, 2005.)

Até 1970 aproximadamente 30% da carne bovina produzida nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul teve origem no Pantanal. A existência de grandes áreas de pastagem, chamada localmente de Campos, é a base econômica

para a criação de gado. Estes campos são cobertos com uma grande variedade de plantas herbáceas, com a frequente ocorrência de *Paspalum alnum* e *plicatulum* P., que são consideradas valiosas na forragem para o gado. A qualidade, tamanho e disponibilidade das pastagens durante o ciclo hidrológico são cada vez fatores limitantes para a economia das fazendas. Fazendeiros aumentam a área de pasto, limpando periodicamente matas ciliares (campos sujos), por meio de fogo, facões e machados. (NUNES DA CUNHA, JUNK, 1994).

Nas últimas décadas, a economia foi baseada no extrativismo, com incentivos fiscais, houve aumento da criação de bovinos, e do uso intensivo de pastagens naturais e exóticas. O aumento do desmatamento para a criação de gado pode modificar o clima local levando serias consequências ecológicas na região.

No Pantanal brasileiro existem muitas espécies de plantas, que são sujeitas a sazonalidade de inundação. A maioria dessas espécies são monodominante, por exemplo a região do Acurizal é dominada por *Attalea phaleratta* Mart. ex Spreng. A região do cambarazal, dominada por *Vochysia divergens* Pohl e Carandazal, dominada por *Copernicia alba* Morong (DAMASCENO JUNIOR, 2005).

O cambarazal, dominado por *Vochysia divergens* Pohl, que é uma espécie da floresta amazônica, é considerado uma espécie invasora nas áreas de solos argilosos, tolerando bem as inundações (SILVA et al., 2000).

2.2 FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO

As trocas de CO₂ entre a biosfera e atmosfera, ocorrem sob contínua mudança dos fatores externos. Os processos fotoquímicos reagem primeiramente em função da disponibilidade de radiação. Por outro lado, os processos bioquímicos são influenciados pela temperatura e pela disponibilidade de minerais e água. A entrada de CO₂ na folha através dos estômatos é limitada sobretudo pelas consequências da diminuição do potencial hídrico. O principal fator ambiental que determina a intensidade respiratória é a temperatura. Emissões tóxicas ambientais prejudicam todas as etapas das trocas gasosas de CO₂ (LARCHER, 2006)

Os estômatos além de serem a via de entrada para as trocas gasosas de CO₂, são também a via de saída de água, na forma de vapor, do interior para o exterior da folha. Para absorver CO₂ do meio externo, a planta, inexoravelmente, perde água e, quando diminui esta perda, também restringe a entrada de CO₂

(LARCHER, 2006)

Em nível global as duas mais importantes transferências de massa, entre uma cultura e o ar adjacente, é o dióxido de carbono (CO_2) e o vapor de água (ASSENG, 2000). Estudos tem sido realizados em diversos biomas, para entender a influência de atividades antrópicas, principalmente no que diz respeito à liberação de gases poluentes para a atmosfera, sobretudo a liberação de CO_2 estocado pelas florestas. O dióxido de carbono (CO_2) é um elemento que em conjunto com a radiação solar, e com presença de água é utilizado pelas plantas continuamente para sintetizarem a glicose, no processo da fotossíntese.

Existe uma contínua troca de gás carbônico entre os seres vivos e a atmosfera, respiração e fotossíntese, materiais da crosta, combustão e oxidação, e os oceanos. Cerca 90% da matéria que formam os vegetais são provenientes da atmosfera através da atividade fotossintética (VAREJÃO, 2006).

A fonte de CO_2 necessária para o desenvolvimento das plantas é fornecido através de três sistemas: da atmosfera e da respiração das raízes, do solo e da própria planta (KOCH e MOONEY, 1996), durante o período diurno ocorre absorção líquida de CO_2 da atmosfera pela planta e liberação em menor quantidade no período noturno.

O total de dióxido de carbono que existe na Terra, aproximadamente 98% se encontra dissolvido na água dos oceanos, sob a forma de bicarbonato, quase todo o restante está na atmosfera, onde sua concentração oscila muito pouco em torno de 0,5 g CO_2 por kg de ar. Porém, essa concentração, pode aumentar consideravelmente nas vizinhanças dos grandes parques industriais e dos conglomerados urbanos de maior porte (VAREJÃO, 2006).

O CO_2 desempenha um papel importante na dinâmica energética do sistema solo-atmosfera, absorvendo energia solar e terrestre de determinados comprimentos de onda. Por outro lado, emite energia em direção à superfície terrestre, (VAREJÃO, 2006).

Os processos do ciclo de carbono varia de bioma para bioma, entretanto alguns dos maiores fluxos de dióxido de carbono poderão ser encontrados nas florestas tropicais úmidas que estão entre os mais importantes e menos monitorados ecossistemas do planeta (Malhi et al., 1998). As pesquisas de interação biosfera-atmosfera, do fluxo de carbono permitem que se avalie o impacto de eventuais mudanças ambientais no mesmo, incluindo mudanças no uso do solo, na variabilidade climática e no aumento de concentração de CO_2 na

atmosfera, alterando o funcionamento total de um ecossistema natural (GALLON et al., 2006)

A dinâmica do carbono de ecossistemas tropicais brasileiros tem recebido considerável importância, devido a necessidade de compreender os efeitos da mudança da cobertura terrestre, em ciclos biogeoquímicos regionais e globais e o papel dos ecossistemas terrestres tropicais no equilíbrio de CO₂ (VOURLITIS, 2004).

Existem dois métodos comuns para medir o fluxo de CO₂ são: as técnicas micrometeorológicas e o método de câmara. O Método da Razão de Bowen Modificado (MBR), que também é conhecido como Balanço de Energia/Razão de Bowen (BREB), e o Eddy Covariância (CE) são os dois principais sistemas micrometeorológicos usados para medir o fluxo de CO₂ (ANGELL, 2001).

O método de correlação de vórtices turbulento (CE) de estimativa de fluxos tem como uma das principais limitações, erros nas estimativas de emissão de CO₂, em condições de baixa turbulência do ar, típicas do período noturno em florestas tropicais. (MILLER et al. , 2004; CAMPOS , 2008).

O método da câmara fechada (CC) também pode ser usado para medir o fluxo de CO₂, embora tenham limitações porque a câmara pode modificar o ambiente, por ser considerado um método invasivo (ANGELL et al., 2001). Além disso, o método da câmara fechada (CC) fornece apenas medidas pontuais, ou seja, não fornece uma medição contínua do fluxo.

A vantagem do método da Razão de Bowen Modificada (MBR) é que ele oferece em grande escala, medições contínuas dos fluxos de CO₂, mas o (MBR) ou (BREB) é visto com ceticismo, pois se baseia no gradiente vertical, e não reflete a natureza turbulenta dos processos subjacentes (STEDUTO et al., 1998).

Durante muitos anos o método da Razão de Bowen, em conjunto com o balanço de energia tem sido usado para estimar a evapotranspiração (ET), bem como para calcular o coeficiente de transporte turbulento, do vapor d'água na direção vertical. Ao assumir a igualdade dos coeficientes de transporte de vapor de água e CO₂, a técnica pode ser usada para estimar o fluxo vertical do CO₂ medido sobre o dossel de uma cultura (HELD et al., 1990).

2.2.1 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CO₂

2.2.1.1 MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN MODIFICADA

Bowen 1926, formulou a razão β entre o fluxo de calor sensível H e o fluxo de calor latente λE sobre uma superfície como uma função dos gradientes vertical de temperatura e umidade. Na forma discreta e quando a temperatura e umidade são medidas em duas diferentes alturas acima da superfície eq. (1),

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{\rho_a c_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta Z}}{\rho_a \lambda K_w \frac{\Delta q}{\Delta Z}} \quad (1)$$

Onde: λ = calor latente de vaporização

E = fluxo de vapor de água

ρ_a = densidade do ar

c_p = capacidade térmica do ar

K_H = coeficiente de transporte turbulento do calor sensível

K_w = coeficiente de transporte turbulento do vapor de água

ΔT = diferença de temperatura entre duas alturas

Δq = diferença de umidade específica entre duas alturas

Δz = diferença de altura

Diversas propriedades atmosféricas são transportadas pelo mesmo turbilhão, que se desloca aleatoriamente acima de uma superfície, numa tendência de homogeneização destas propriedades com a altura. Portanto todas as propriedades atmosféricas são igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão, esse é princípio que se base a teoria da similaridade (PEREIRA, et al., 1997).

Com base na teoria da similaridade podemos dizer que $K_H = K_w$, então a (Equação 1) resulta em:

$$\beta = \frac{c_p \Delta T}{\lambda \Delta q} \quad (2)$$

A umidade específica, significa uma relação entre massa de vapor de água e massa de ar úmido (g_{H_2O}/g_{ar}) (OMETTO 1981), podendo ser escrita na forma:

$$q = 0,622 \frac{e}{P} \quad (3)$$

Onde: e = pressão parcial de vapor

P = pressão atmosférica

Mas:

$$\gamma = \frac{c_p P}{0,622 \lambda} \quad (4)$$

Onde: γ = constante psicrométrica

Então substituindo a Equação (3) na Equação (1),

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (5)$$

Combinando com a equação do balanço de energia, o fluxo de calor latente pode ser calculado como:

$$\lambda E = \frac{-R_n - G}{1 + \beta} \quad (6)$$

Onde: R_n = saldo de radiação

G = fluxo de calor no solo

O fluxo de energia consumida na mudança de fase da água para o vapor, ou seja, o fluxo de calor latente, obtido na escala horária dará em milímetros, a evapotranspiração (E_T) a cada hora (OMETO, 1981).

O coeficiente de difusão de calor sensível (K_H , $m^2 s^{-1}$), foi calculada como:

$$K_H = \left(\frac{H}{\rho C_p} \right) \cdot \left(\frac{\Delta z}{\Delta T} \right) \quad (7)$$

Onde ρ é a densidade do ar (gm^{-3}) e Δz é a diferença de altura (m) entre os termohigrometros superior e inferior.

A rede de fluxo de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) em um ecossistema é calculado como:

$$A_{cf} = K_c \cdot \left(\frac{\Delta C}{\Delta Z} \right) \cdot \left(\frac{1000}{44} \right) \quad (8)$$

Onde ΔC é a diferença de concentração de CO_2 (mg.m^{-3}) entre as duas alturas e $(1000/44)$ é um fator para converter a unidade do fluxo de CO_2 de $\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ em $\mu\text{molm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (WOLF, et al., 2008).

Aplicando a teoria da similaridade para o transporte de CO_2 , $K_H = K_{\text{CO}_2}$, Steduto, et al., 1998, e substituindo a Equação (7) na Equação (8), então o fluxo de CO_2 no dossel (A_{cf}), pode ser expresso como:

$$A_{cf} = K_H \cdot \left(\frac{\Delta C}{\Delta Z} \right) \cdot \left(\frac{1000}{44} \right) \quad (9)$$

O método se baseia em assumir a igualdade da difusividade turbulenta, do vapor de água (K_w), do calor sensível (K_H) e do CO_2 (K_{CO_2}), que é válido em geral, exceto sob extremos de estabilidade atmosférica (Rosenberg et al., 1983). Os transportes de calor sensível, vapor de água e de CO_2 , são considerados unidimensionais, ou seja na direção vertical (Fritschen, et al., 1989).

Wolf, et al., 2008, em uma área de pastagem no Cazaquistão comparou o método da Razão de Bowen Modificada (MBR), com o método de Eddy Covariance por meio de regressão linear ($n = 699$ e $r^2 = 0,59$).

Entretanto, Angell et al., 2001, demonstrou a validade do método da Razão de Bowen Modificada (MBR), ao comparar com o método da câmara fechada (CC) por meio de regressão linear ($n = 190$ e $r^2 = 0,68$) num período de baixa umidade do solo.

2.3 TROCA LÍQUIDA DE CO_2 PELO ECOSISTEMA NEE

O NEE (Carbon Net Ecosystem Exchange) troca líquida de CO_2 pelo ecossistema, consiste na diferença entre o CO_2 absorvido na fotossíntese e a perda

durante a respiração, que pode ser estimado por medidas do sistema de Edy Covariance (EC) com medida do perfil vertical da concentração de CO₂ e do fluxo acima do dossel. Portanto o NEE é calculado pela soma dos fluxos medidos no topo do dossel e da taxa de armazenamento de CO₂ abaixo do dossel (GRACE, 1995)

A fixação de CO₂ pelo ecossistema é resultado das reações bioquímicas da fotossíntese e respiração. O saldo entre a fotossíntese (P) e a respiração (R), são processos que determinam se o ecossistema ganhará ou a perderá carbono e é denominada, troca líquida de CO₂ no ecossistema (mol m⁻² s⁻¹) ou NEE (HOLLINGER 1994), podendo ser estimado por meio da (Equação 10).

$$NEE = \sum P - \sum R(Folhas) - \sum R(Troncos) - \sum R(Raizes) - \sum R(Solo) \quad (10)$$

Onde *R* é o somatório da respiração das folhas, caules, raízes e solo.

2.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

2.4.1 Evaporação

A evaporação é a transferência de água, sob a forma de vapor, para a atmosfera, oriundo tanto do solo úmido sem vegetação quanto dos oceanos, lagos, rios e em outras superfícies hídricas naturais, como da sublimação que se processa nas superfícies de gelo (VAREJÃO, 2006).

Para (Pereira et al.,1997) a evaporação é um fenômeno pelo qual uma substância passa da fase líquida para a fase gasosa, sendo um fenômeno que exige o suprimento de energia externa, portanto, é um processo que utiliza essa energia externa ao sistema e transforma em calor latente.

O calor latente é a quantidade de energia necessária para evaporar a massa de 1g de água. Pela primeira lei da termodinâmica, a energia interna (*u*) de um sistema pode ser alterada pela adição de calor (*h*) e pela execução do trabalho (*w*) (Equação 11).

$$du = dh + dw \quad (11)$$

Sendo: du = diferença de energia interna específica (por volume de massa)

dh = variação da quantidade de calor

dh = variação do trabalho

A concentração de vapor de água na atmosfera é considerada relativamente pequena, por que dificilmente ultrapassa 4% em volume é bastante variável e, em geral, diminui com a altitude. Em regiões tropicais quentes e úmidas, por exemplo, o vapor d'água pode ser encontrado, próximo à superfície, em uma proporção tão alta quanto $40 \text{ g kg}^{-1}_{\text{ar seco}}$, nas zonas polares frias e secas, esse valor pode diminuir em cerca de $0,5 \text{ g kg}^{-1}_{\text{ar}}$.

Apesar de sua baixa concentração, o vapor de água é um constituinte atmosférico de grande importância pois interfere na distribuição da temperatura da superfície do planeta participando ativamente dos processos de absorção e emissão de calor sensível pela atmosfera, e atua como meio de transporte de energia quando transfere calor latente de evaporação, de uma região para outra. Entretanto, deve-se salientar que o vapor de água é o único constituinte da atmosfera que muda de estado em condições naturais e, em consequência disto, é o responsável pela origem das nuvens e por uma extensa série de fenômenos atmosféricos importantes, por exemplo, a chuva, o orvalho e a neve. Sua proporção na atmosfera determina o nível de conforto ambiental (VAREJÃO, 2006).

A evaporação e a evapotranspiração são indicadas nas mesmas unidades da precipitação, ao utilizar a altura da lâmina de água, expressa em milímetros. Um milímetro de evaporação, ou de evapotranspiração, equivale à transferência, para a atmosfera, de um litro de água para cada metro quadrado da projeção horizontal da superfície-fonte (VAREJÃO, 2006).

2.4.2 Transpiração

A transpiração é a própria evaporação da água que foi utilizada nos diversos processos metabólicos necessários ao crescimento e desenvolvimento das plantas. Essa evaporação se dá através dos estômatos que são estruturas de dimensões microscópicas, menor que $50 \mu\text{m}$, que ocorrem nas folhas variando de 5 a 200 estômatos/mm, permitindo a comunicação entre a parte interna da planta e

a atmosfera. Através dos estômatos fluem gás carbônico, oxigênio e vapor de água e, que na maioria das plantas, permanecem abertos durante o dia e fechados durante a noite e nas condições de acentuado estresse hídrico. O estresse hídrico ocorre em duas situações, quando o solo não contém água disponível às plantas e quando o solo contém água disponível, mas a planta não é capaz de absorvê-la em velocidade e quantidade suficiente para atender á demanda atmosférica (PEREIRA et al., 1997).

2.4.3 Evapotranspiração

O termo evapotranspiração é utilizado para exprimir a transferência de vapor de água para a atmosfera, proveniente de superfícies vegetadas. A evapotranspiração engloba duas contribuições: a evaporação da umidade existente no substrato (solo ou água) e a transpiração resultante da atividade biológica dos seres vivos que o habitam (VAREJÃO, 2006)

2.4.4 Evapotranspiração Real

A evapotranspiração real (ET) ocorre independentemente da extensão da área vegetada, do seu porte, e do conteúdo de água no solo. Portanto, (ET) é aquela que ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno. Logo, (ET) pode assumir tanto o vapor potencial como de o oásis, ou outro qualquer. A (ET) pode ser limitada tanto pela disponibilidade de radiação solar como pelo suprimento de umidade de solo (VAREJÃO, 2006)

A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas (DENMEAD et al., 1962). A disponibilidade de energia depende do local e da época do ano. A latitude determina o total diário de radiação solar potencialmente passivo de ser utilizado no processo evaporativo. Portanto, há uma relação entre disponibilidade de radiação solar, demanda atmosférica, e suprimento de água pelo solo (PEREIRA et al., 1997).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EXPERIMENTAL

O presente trabalho foi desenvolvido na área experimental da reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC – Pantanal, município de Barão de Melgaço – MT, distante 160 km de Cuiabá – MT onde se encontra instalada uma torre micrometeorológica. A torre micrometeorológica metálica de 32 m de altura está localizada a (16°33'19"S; 56°17'11"O) e altitude de 120 m, está circundada por vegetação monodominante de Cambará (*Vochysia divergens* Pohl), conhecida localmente como cambarazal, tendo um dossel variando entre 28 a 30 m de altura (BIUDES, 2008)

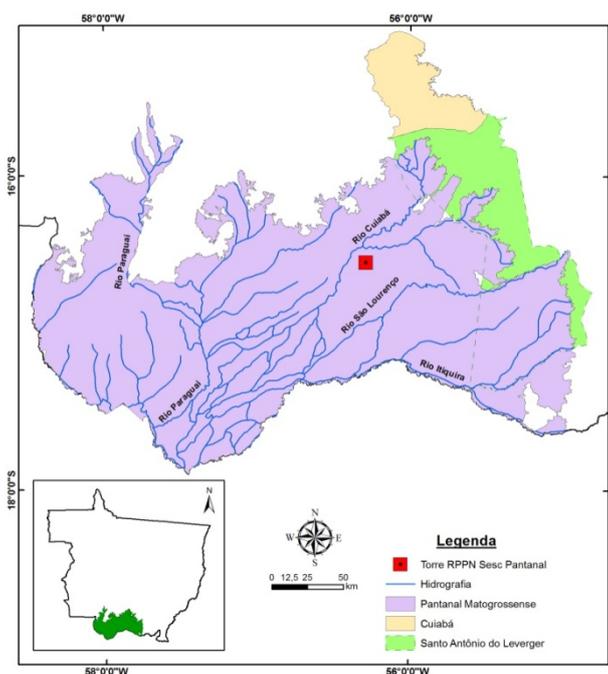


Figura 1- Localização da área de estudo

3.2 INSTRUMENTAÇÃO DA TORRE

Os instrumentos necessários para este trabalho foram dispostos conforme ilustrados na figura (Figura 2).

Figura 2- Representação esquemática da torre do Cambarazal.

3.2.1 Datalogger (CR10X-Campbell)

O datalogger CR10X é um coletor dados, sendo totalmente programável e construído em um módulo metálico de alta rigidez mecânica e elétrica. O acesso à

programação e controle do CR10X é feito através de periféricos como módulo de memória, teclado/display (CR10KD) ou via comunicação serial (interface ou modem) com um microcomputador, no modo de telecomunicações (Figura 3).

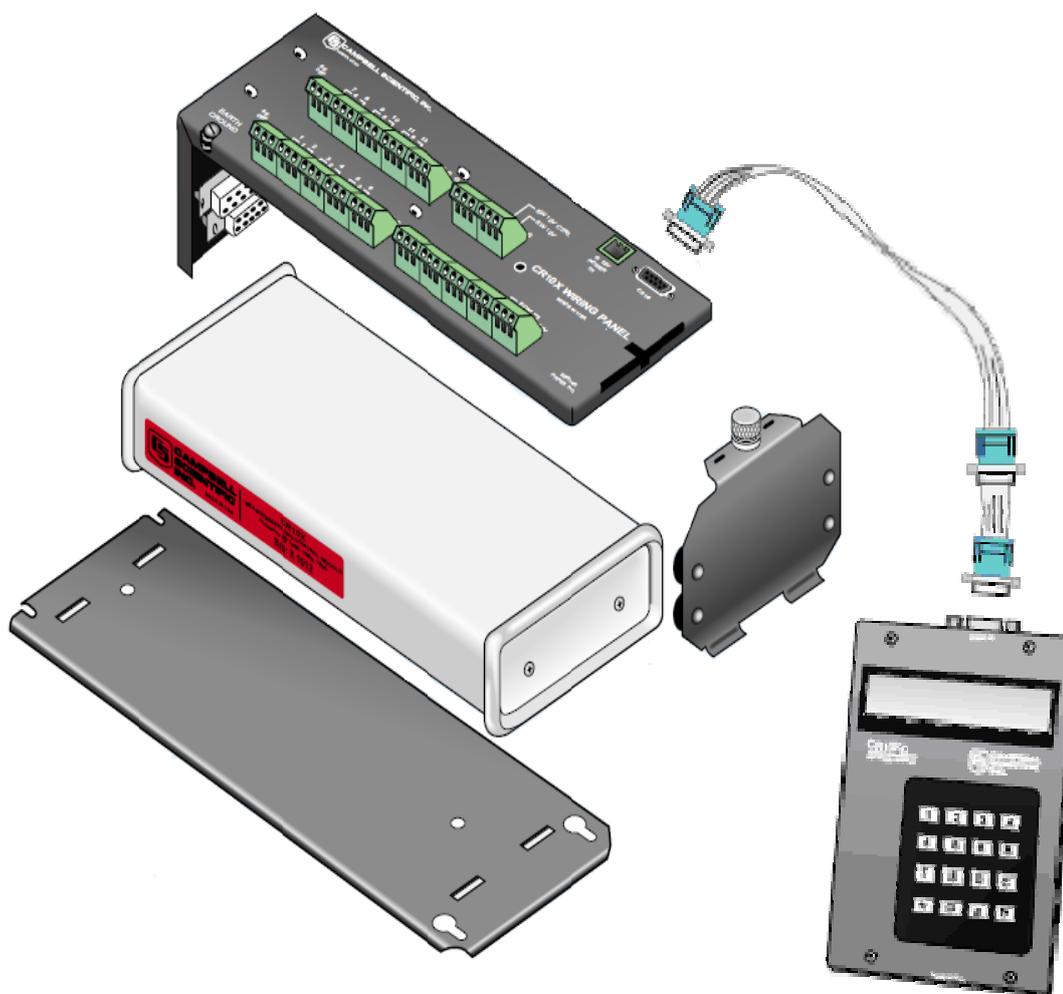


Figura 3- Vista de explosão do (CR10X) e periféricos

Fonte: Manual do (CR10X)

3.2.1.1 Aplicações do Datalogger

O datalogger tem como características armazenar informações de sensores microclimáticos conectados a entrada; calcular e processar os dados e controlar dispositivos eletroeletrônicos.

3.2.1.2 Características do Datalogger

O Datalogger possui 12 entradas analógicas simples (SE1 a SE12) programáveis ou 6 entradas analógicas diferenciais (DIFF1 a DIFF6); 3 saídas de excitação (E1 a E3) programáveis; 2 entradas de pulsos (P1 a P2); 8 portas (entrada ou saída) digitais de controle (C1 a C8); tensão de alimentação 12 Vcc (9,6 V a 16 V cc); terra analógico; saídas de 5 V; capacidade de memória (128 KB a 2 MB); comunicação serial (necessita de interface) com o PC.

3.2.1.3 Painel de Ligação do Datalogger

O CR10X possui um painel de ligação (*wiring panel*) com os terminais para a conexão dos sensores, alimentação e comunicação externa. Este painel também proporciona proteção contra transientes de sobre tensão e polaridade reversa. A (figura 4) mostra o painel e as instruções usadas para acessar cada um dos seus terminais.

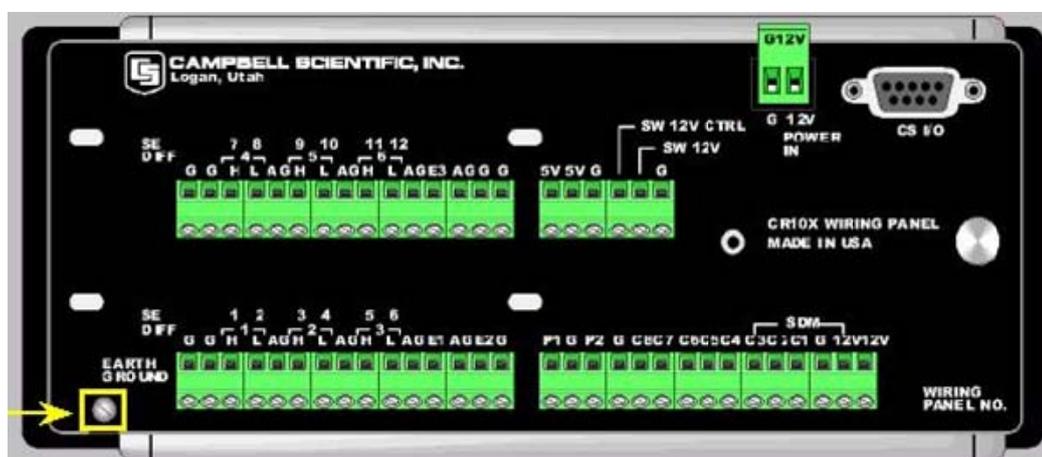


Figura 4- Painel de conexão do datalogger (CR10X)

3.2.1.4 Entradas Analógicas (SE OU DIFF) do Datalogger

Os terminais denominados 1H até 6H e 1L até 6L são utilizadas para medir a tensão de saída de sensores tais como termopares, psicrômetros, piranômetros, sensores PAR etc. As letras H e L se referem às entradas alta (*high*) e baixa (*low*) para os canais diferenciais (DIFF) de 1 a 6. Nas leituras diferenciais, a tensão analógica é medida de uma entrada H em relação a sua respectiva entrada L,

formando um “canal diferencial”. Para medidas do tipo absoluto ou “*single ended*” (SE), cada uma das entradas H ou L é considerada um canal independente, que mede tensões com relação ao sistema terra analógico (AG). Os canais SE são numerados sequencialmente, sendo os canais 1 e 2 respectivamente os terminais H1 e L1, os canais 3 e 4 respectivamente H2 e L2 e assim sucessivamente até os canais 11 e 12 em H6 e L6.

3.2.1.5 Saídas de excitação chaveadas (E1 a E3) do Datalogger

As saídas de excitação chaveadas fornecem tensões precisas (constantes) para multiplexadores, para alimentação de divisores de tensão ou pontes resistivas em AC ou DC.

3.2.1.6 Entradas de pulsos (P1 a P2)

As entradas de pulso são usadas como contadores de pulsos. Estas entradas ou canais contam o número de ciclos por período de sinais do tipo pulsado, como anemômetros, pluviômetros medidores de fluxo e fechamento de chave ou sinais alternados (senoidais).

3.2.1.7 Portas (entrada ou saída) digitais de controle (C1 a C8) do Datalogger

As portas digitais de controle são utilizadas para medir o status de um dispositivo externo como testes de níveis lógicos digitais de tensão (*High / Low*). Elas também podem ser configuradas como saídas para controlar multiplexadores, sinal de referência de termohigrometro e também outros periféricos. As Portas (C6 e C8) também funcionam como portas de pulsos.

3.2.1.8 Terra analógico

Os terminais “terra” analógicos (AG) são como referência nas leituras de tensão do terminal (SE) e na geração das saídas de excitação chaveadas para medidas resistivas.

3.2.1.9 Tensão de alimentação (12V) e terra(G)

O datalogger é alimentado por uma fonte de 12 V, operando entre 9,6 V a 16 V CC. Esta alimentação deve ser aplicada entre os terminais 12 V e a referência G.

Os terminais adicionais de 12V e G podem ser usados como fonte de alimentação para outros periféricos. Os terminais “terra” (G) também são usados na blindagem de cabos, podem ser utilizados como retorno para as fontes de 5V e 12V e como referência de terra para as entradas de pulso (P) e as portas de controle digitais (C) entrada/saída. O terminal de 12V chaveado (SW 12V CTRL) pode ser “ligada” ou “desligada” de acordo com o programa de controle do datalogger.

3.2.1.10 Saídas de 5Volts

Os dois terminais de 5V produzem saída de tensão de 5 Volts \pm 0.2% para alimentação de periféricos externos, interfaces ou alguns tipos de sensores que trabalham nesta faixa de tensão (em geral, circuitos eletrônicos digitais). Possui um limite de corrente no total de 200 mA.

3.2.1.11 Conexão ao Aterramento

É utilizada para proteção do datalogger e dos sensores contra transitórios de correntes elétricas. O aterramento pode ser feito individualmente ou ligado na estação meteorológica.

3.2.1.12 Comunicação Serial

A comunicação com o datalogger é feita através de seu conector tipo (DB9) de 9 pinos com qualquer equipamento de comunicação serial como (módulo de memória, teclado/display) diretamente, ou através interfaces específicas com um computador PC, classe RS232, (A, B e C) da Campbell”.

3.2.1.13 Software

O fabricante desenvolve e confecciona os próprios programas de recepção e tratamento de dados e programação dos seus loggers. O CR10X trabalha com os software de suporte PC208W e LOGGERNET, executável em ambiente Windows, sendo compatíveis com programas de planilha eletrônica.

3.2.2 Saldo de radiação

O saldo de radiação para o presente trabalho foi estimado por um Saldo Radiômetro, (*Net Radiometer LITE, Kipp & Zonen Delf, Inc, Holland*) que fornece o saldo de radiação sobre o dossel, (figura 5), é um instrumento para medir a radiação infravermelha líquida. A face de cima do sensor mede a energia solar e a energia infra vermelha que recebe da entrada hemisférica (180 graus de campo de visão). A face de baixo do sensor mede a energia proveniente da superfície do solo. A saída é expressa em Watts por metro quadrado (Wm^{-2}).



Figura 5- Net Radiômetro.

3.2.3 Piranômetro e Quantum

Os sensores de radiação solar global e da radiação fotossintética ativa ou, do Inglês, PAR (Photosynthetically Active Radiation) são funcionalmente semelhantes, ambos fornecem uma corrente elétrica proporcional a radiação solar.

O sensor de radiação solar global modelo (LI-200SA Pyranometer Sensor, LI-COR, Inc.) (figura 6), é calibrado para medir a radiação solar total recebida.

Enquanto que o sensor de radiação PAR (LI-190SZ Quantum Sensor, LI-COR, Inc.), (Figura 7), ou sensor de radiação fotossintética ativa é filtrado e calibrado para medir radiação fotossinteticamente ativa.



Figura 6- Piranômetro (*LI-200SA*) que fornece a radiação solar incidente a 33m de altura do solo.



Figura 7- Sensor Quântico (*LI-190SZ*) que fornece a radiação fotossinteticamente ativa instalados a 33m de altura do solo.

3.2.4 Termohigrômetro

Foram utilizados dois Termohigrômetros (HMP 45 C. Vaisala, Inc.m Helsinki, Finland) instalados a 33,7 e 37,7 m de altura da superfície do solo, que forneceu o gradiente de temperatura e umidade relativa do ar, na torre do camarazal (Figura 8).

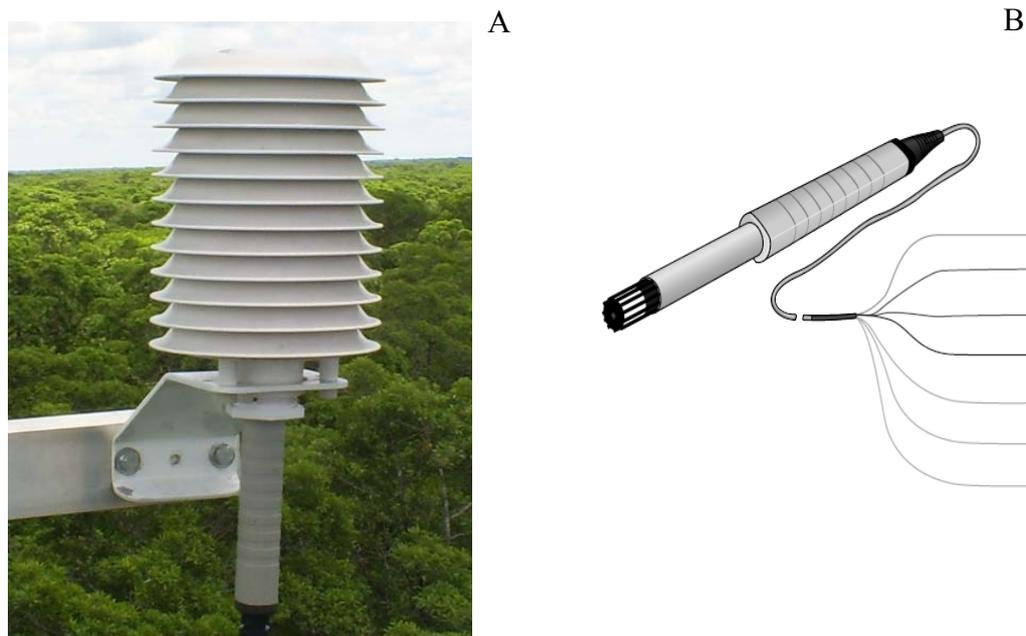


Figura 8- Termohigrômetro instalado em seu suporte (A) e termohigrometro em seu desenho esquemático (B).

3.2.5 Pluviômetro

Foi utilizado um Pluviômetro de balança (*TB4-L25, Campbell Sci, Inc. USA*). O pluviômetro é um instrumento destinado a medir a precipitação pluviométrica, acumulada num intervalo de tempo, instalado a 34m de altura do solo (Figura 9).



Figura 9- Pluviômetro de balança visto de baixo da torre (A) e (B) visto de cima da torre.

3.2.6 Fluxímetro

Foram utilizado duas placa de fluxo de calor no solo, adjacente a torre, uma a 5cm e outra a 20cm.

Os fluxímetros ou placas medidoras de fluxo são destinados a medir o fluxo de calor no solo. Constitui-se de uma placa isolante tendo em ambas as faces junções termo-elétricas correspondentes. O impulso desses pares termo-elétricos é expresso pelo próprio fluxo de calor no solo (Figura 10).



Figura 10- Placa de fluxo de calor no solo.

3.2.7 TDR

O sensor modelo (CS616, Campbell Scientific, Inc.) é designado para medir o conteúdo de água no solo ou outro material poroso. Mede a permissividade dielétrica aparente do solo para frequências de microonda (MHz - GHz). A informação da quantidade de água é derivada da sensibilidade da constante dielétrica da sonda (Figura 11 B). O conhecimento do conteúdo de água no solo é importante na dinâmica de solutos, calor, gases e da própria água no solo. Em escala global, sua importância esta relacionada com o importante sistema solo/água/planta/atmosfera (LACERDA, 2005)

Durante o estudo, a umidade ou conteúdo de água no solo foi obtida pela média aritmética da medidas fornecidas por dois TDR, o primeiro a 5cm e o segundo a 25cm de profundidade.

Figura 11- Dois TDR instalados a 5 cm e 25 cm adjacentes a torre (A) e TDR modelo CS616, Campbell Scientific (B)

3.2.8 Analisador de gás

O analisador de gás de circuito fechado modelo (LI-820, LI-COR, Inc.), é um sensor responsável pela medida da concentração de CO₂ no ambiente (Figura 12).



Figura 12- Analisador de gás infravermelho de circuito fechado modelo LI-820, LI-COR, Inc.

A medida do CO_2 é uma função da absorção da energia infravermelha que viaja através de um único trajeto ótico, (figura 13 A). O sensor trabalha com dois comprimentos de onda, que são detectados por um subsistema onde compara a energia emitida com a recebida. As medidas das concentrações são baseadas na relação da diferença na absorção da energia infravermelha entre a referência e um sinal da amostra.

Figura 13- Caminho ótico por onde passa amostra de ar atmosférico (A) e detalhes construtivos de um Analisador de Gás LI-820 (B).

O analisador de gás infravermelho (IRGA) foi acoplado a um sistema contendo sete válvulas solenóides, uma bomba de diafragma de ar.

As concentrações de CO₂ foram medida a 38, 35, 33, 29, 20, 12 e 3,0 m de altura. As tensões fornecidas pelo transdutor foi medida e armazenada a cada 30 minutos por um datalogger (modelo CR10X, Campbell Scientific, Logan Utah).

3.2.9 Controlador de canal

O controlador de canal modelo (SDM-CD16AC) é um controlador de portas, por relê, com 16 canais AC/DC sendo compatível com os datalogger modelo CR10X e 21X, tendo a função de sincronizar o endereço dos periféricos com a programação do datalogger (Figura 14).



Figura 14- Controlador de canal (modelo SDM-CD16AC, Campbell Scientific).

O controlador de canais possui ainda, três posições abertas e fechadas on e of respectivamente para controle manual, e um controle automático para o datalogger. Atua na faixa de tensão de alimentação de 9-12V.

Neste trabalho, o controlador de canais foi utilizado, para comutar a abertura e fechamento das válvulas solenóides.

Todos os equipamentos anteriormente mencionados, estão alimentados com tensão de 12V, fornecido por um banco de quatro baterias de 150^a, que são carregadas por quatro painéis solares de 64W com regulador de tensão.

As informações necessárias, para este trabalho, foram medidas diariamente a cada 30 minutos no período de 355 de 2008 ao dia 20 de 2009.

3.3 CALIBRAÇÃO DOS TERMOHIGROMETROS E IRGA

Os termohigrômetros instalados na torre foram calibrados mantendo-os durante quatro dias sobre as mesmas condições atmosféricas, tendo um intervalo de 10 segundos entre cada leitura, sendo registradas as médias a cada duas horas, utilizando retas de regressões lineares simples, a sua calibração foi realizada com valores conhecidos de temperatura e pressão atual de vapor d'água que foram obtidas pelo termohigrômetro instalados a 33,7m de altura.

O IRGA foi calibrado em outubro de 2008, na sala de instrumentação I do programa de pós-graduação de Física Ambiental do IF da UFMT. O ZERO e o SPAN de calibração foram obtidos por meio dos gases, nitrogênio com concentração de 99,9% e o CO₂ a 300 ppm respectivamente. O multiplicador para conversão a tensão de saída, opera na faixa de 0–2,5 V que posteriormente é convertido em ppm, para obter os dados brutos de flutuação de CO₂ (Figura 15).

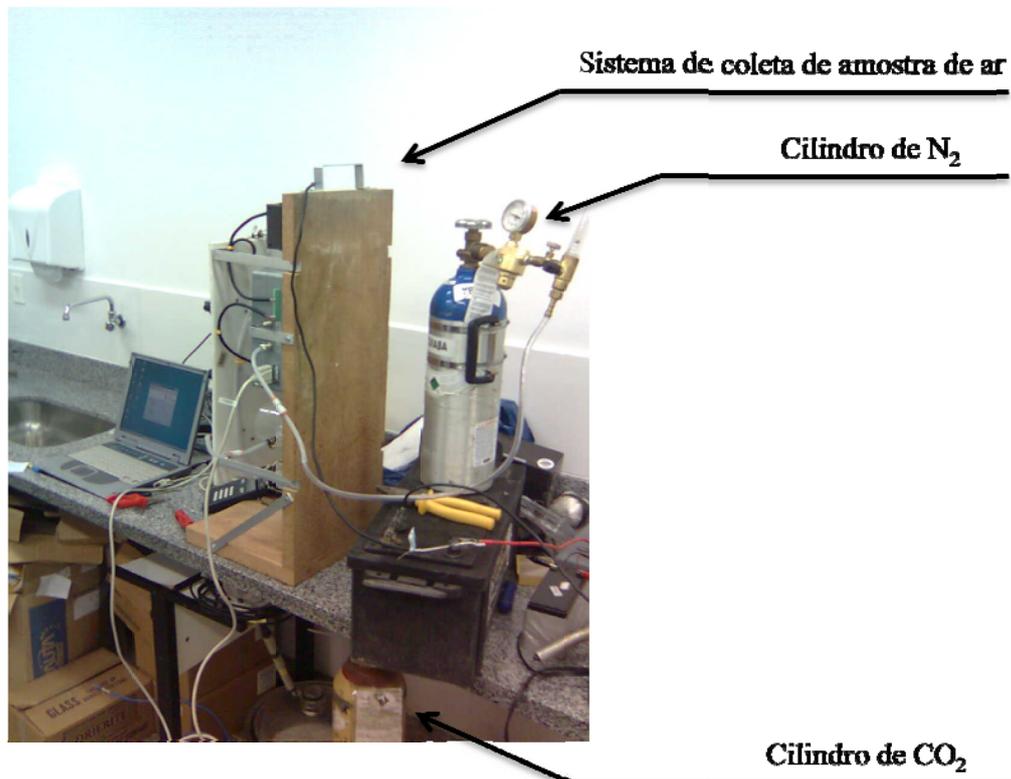


Figura 15- Calibração do IRGA, com os gases Nitrogênio (N₂) e Dióxido de Carbono (CO₂).

3.3.1 Coleta de Amostra de ar

O sistema que fornece as concentrações de CO₂ é composto por sete válvulas solenóides, uma bomba de diafragma, um controlador de canal, um IRGA e por um datalogger, (Figura 16).

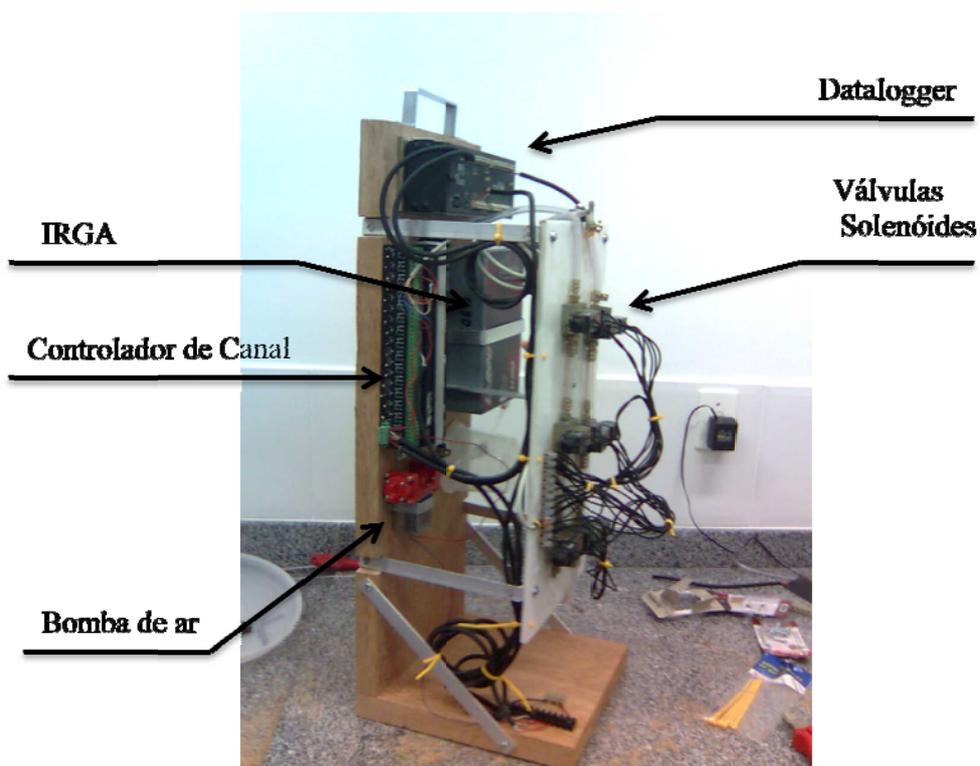


Figura 16- Sistema de coleta de amostra de ar, fixo num suporte de madeira.

As válvulas foram ligadas em série, tanto a estrutura mecânica quanto elétrica, de tal forma que quando uma delas esta na posição normalmente aberta NA, as outras seis se mantêm na posição normalmente fechadas NF. O controlador de canal foi utilizado para comutar este sistema, fazendo com que a cada dois minutos, uma válvula seja aberta de cada vez. A bomba de diafragma permaneceu em funcionamento constante, (Figura 17).

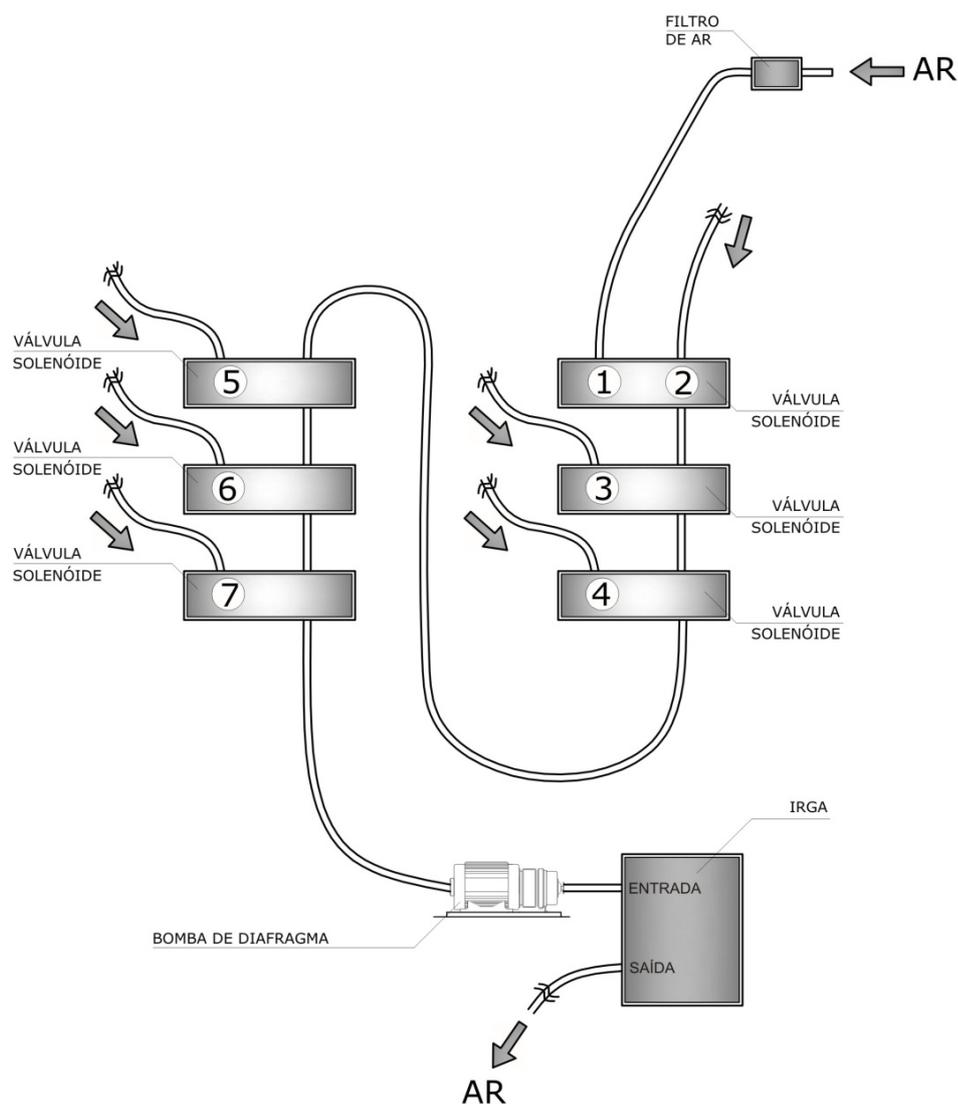


Figura 17- Diagrama do sistema de coleta de amostra de ar.

Na entrada de cada válvula foi fixada uma mangueira tipo “cristal” de 0,5 mm de diâmetro, e 28m de comprimento. Na extremidade oposta, às mangueiras, foi fixado um filtro de ar, para evitar que partículas sejam sugadas para o interior da célula óptica do IRGA. Os filtros de ar foram protegidos por um abrigo, confeccionados com canos de PVC e uma curva de 45°, no total o abrigo possuindo comprimento de 22 cm e diâmetro de 75 mm (Figura 18).

Figura 18- Abrigo do filtro de ar vista frontal (A) e vista lateral (B), sete fixados ao longo da torre.

As mangueiras foram fixadas ao longo da torre, assim cada válvula representa um ponto de coleta de amostra de ar atmosférico (Figura 18 B).

As saídas das válvulas estão interligadas e tem o mesmo ponto comum, a entrada da bomba de difragma, no qual retira amostra de ar das sete alturas, e bombeia essas amostras para o interior da célula óptica do IRGA.

3.4 DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CO₂

O fluxo de CO₂ foi determinado pelo método da Razão de Bowen Modificada (MBR) (Equação 9).

—

A concentração de CO₂ é fornecida pelo IRGA em parte por milhão (ppm) que foi convertida em mg.m⁻³.

A concentração das amostras de ar em mgm⁻³_{ar}, foram convertidas a partir das concentrações em ppm fornecidas pelo IRGA e da temperatura do ar, definida na (Equação 12) Vourlitis et al., 2006.

$$C = C_{\text{ppm}} 1,964 \left(\frac{273,15}{T + 273,15} \right) \left(\frac{978}{1013} \right) \quad (12)$$

Sendo que C = concentração da amostra de ar em $\text{mgm}^{-3}_{\text{ar}}$
 C_{ppm} = concentração da amostra de ar em ppm
 T = Temperatura do ar.

A evapotranspiração real foi estimada por meio da Equação (6).

$$\lambda E = \frac{-R_n - G}{1 + \beta} \quad (6)$$

A razão de Bowen (β) foi determinada por meio da (Equação 5).

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (5)$$

Em que o Δe é a diferença de pressão de vapor d'água do ar entre dois níveis (kPa), o ΔT é a diferença de temperatura do ar entre dois níveis medidos ($^{\circ}\text{C}$) e γ é a constante psicométrica ($0.0626 \text{ kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

A pressão de vapor d'água do ar saturado (e_s) em (kPa) para cada altura pode ser calculada em função da temperatura do ar (T_a) definida pela (Equação 13).

$$e_s = 0,6108.10^{\frac{7,5T_a}{237,3+T_a}} \quad (13)$$

A pressão de vapor d'água do ar atual (e) é calculada por meio da pressão de vapor d'água do ar saturado (Equação 14).

$$e = e_s UR_a \quad (14)$$

A densidade do fluxo de calor latente (λE) em (W.m^{-2}) é estimada pela (Equação 6), tendo o limite de confiança dessa equação quando $\beta = -0,5$. (PEREIRA, 1997).

3.5 DETERMINAÇÃO DOS COMPONENTES DO CO₂ NO ECOSISTEMA

3.5.1 Estoque de CO₂ no dossel

A troca líquida de CO₂ pelo ecossistema (NEE) foi estimada a partir do fluxo de CO₂ acima do dossel e pelo CO₂ armazenado no dossel (GRACE et al., 1996).

O armazenamento de CO₂ no dossel foi estimado pela troca de concentração de CO₂ medida ao longo do perfil, por meio da Equação. (14).

$$S = \frac{\Delta C}{\Delta t} \Delta z \quad (14)$$

Onde S é o estoque de CO₂ no dossel ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Δc (μmol) é a troca de CO₂ na altura z (m), Δt é o período de tempo (s), Δz é a variação de altura entre os níveis de medição da concentração de CO₂ da camada do dossel (m) (AUBINET et al., 2001; CARRARA et al., 2003; GALLON et al., 2006; NAGY et al., 2006).

3.5.2 Troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE)

A troca líquida de CO₂ no ecossistema ou troca líquida de CO₂ entre floresta e atmosfera (NEE - Net Ecosystem Exchange) consiste na diferença entre o CO₂ absorvido na fotossíntese e o liberado na respiração da vegetação e do solo, sendo constituído por dois componentes, sendo o fluxo turbulento de CO₂ medido acima da floresta (Fc) e o estoque de CO₂ no dossel (S), que se manifesta como uma mudança na concentração média de CO₂ (GRACE et al., 1995; AUBINET et al., 2001; BARR et al. 2006). Para estimar o NEE, neste trabalho, o fluxo turbulento (Fc) medido pelo sistema de Edy Covariance (EC), foi substituído pelo (A_{cf}) (Equação 15).

$$NEE = S + A_{cf} \quad (15)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO MICROCLIMA

4.1.1 Precipitação

Durante o período de estudo, os dias 359 e 360 de 2008 ocorreram os maiores valores de precipitação, 100 e 50 mm, respectivamente (Figura 19 A). Embora tenha ocorrido precipitação no mês de janeiro, a maior ocorrência foi no dia 19 de 2009, com 35 mm (Figura 19 B).

A precipitação pluviométrica, na estação da RPPN-PANTANAL em Porto Cercado, registrou 320 mm e 105 mm nos meses de dezembro e janeiro, respectivamente. Fraga, 2009, constatou que o total de precipitação pluviométrica, ocorrida no mesmo local de estudo, no período de fevereiro de 2007 a janeiro de 2008, foi de 1435 mm, e que nos meses de novembro, dezembro e janeiro, ocorreram os maiores índices de precipitação correspondendo a 67% da precipitação total. Vourlitis et al. 2005, numa área de transição Amazônica Cerrado encontrou um acumulado de 400mm em janeiro e 350mm para o mês de dezembro.

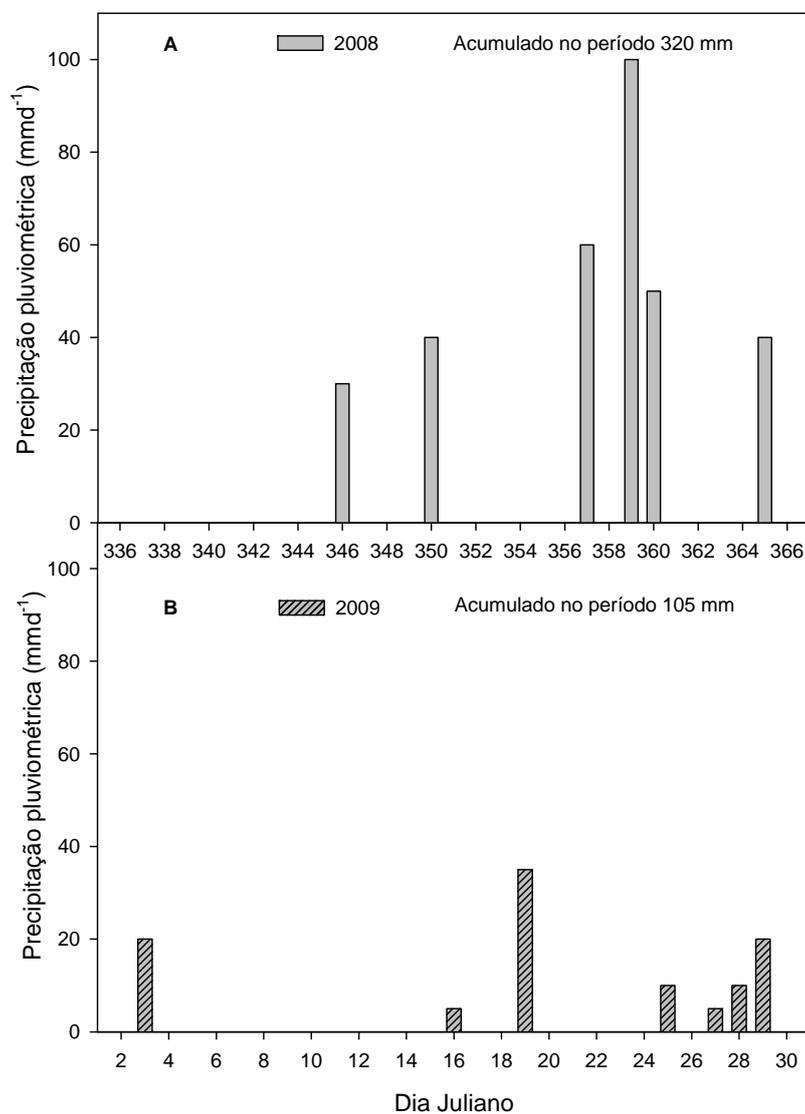


Figura 19- Precipitação pluviométrica nos dias Juliano, no período de 336 a 366 de 2008 A, e B precipitação pluviométrica nos dias Juliano, no período de 1 a 31 de 2009.

4.1.2 Umidade do Solo

O conteúdo de água no solo no dia 355 de 2008 foi $0,30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, diminuindo no dia seguinte para $0,28 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, e aumentou rapidamente nos dias posteriores, chegando a um pico de $0,46 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ no dia 361, atingindo a capacidade de campo. Após esta data, houve uma acentuada oscilação entre os dias 361 e 04 de 2009. A partir do dia 04, o conteúdo de água no solo, diminuiu, chegando ao valor mínimo de $0,26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ no dia 17 de 2009. Este valor é próximo do ponto de

murcha permanente $0,23 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Esta diferença, entre o dia 4 e 17, corresponde a 56,5% do valor máximo registrado no período de estudo (Figura 20). Apesar dos dados de precipitação serem registrados em Porto Cercado, 15 km de distância do local de estudo, a variação do conteúdo de água no solo, de maneira geral, coincide com a ocorrência da precipitação.

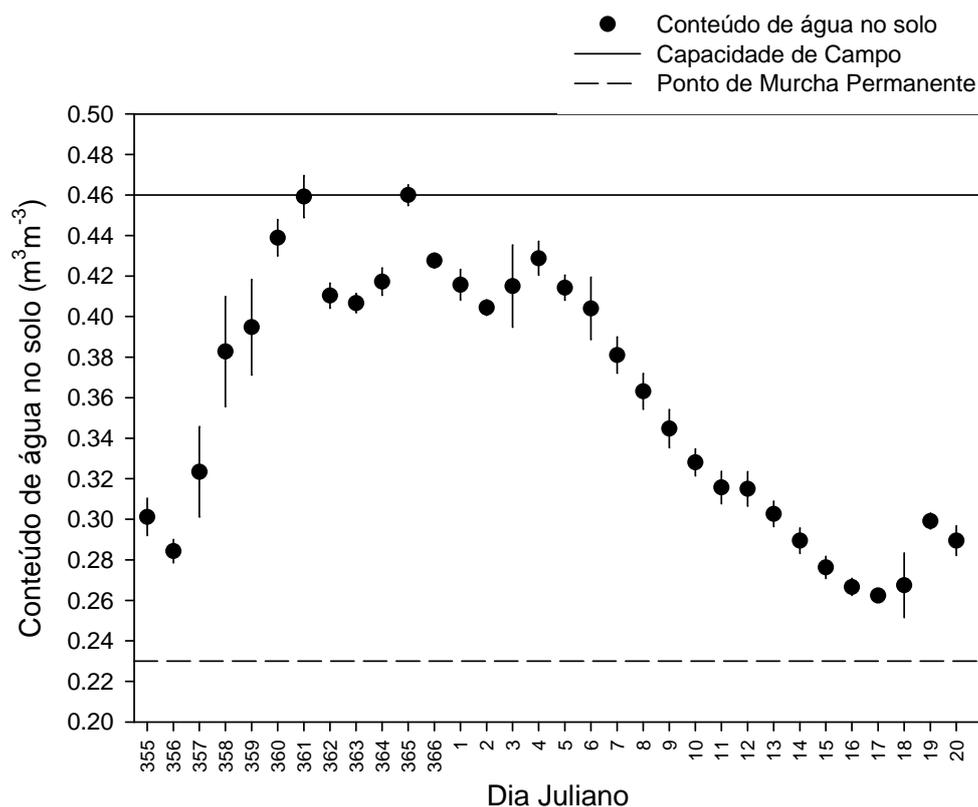


Figura 20- Média diária do conteúdo de água no solo no cambarazal, do dia juliano 355 de 2008 ao dia 20 juliano de 2009.

4.1.3 Evapotranspiração

No início do estudo, a evapotranspiração foi $5,5 \text{ mm d}^{-1}$ no dia 355, aumentou no dia seguinte passando a ter um valor de $6,49 \text{ mm d}^{-1}$ (Figura 21). Os menores valores da evapotranspiração coincidem com a ocorrência de precipitação pluviométrica (Figura 19), pois nos dias 359 e 360 foram registrados os maiores valores da precipitação, e o menor valor da evapotranspiração $0,84 \text{ mm d}^{-1}$ para o período de estudo, e os maiores valores foram observados nos dias em que não ocorreram as precipitações, período que vai do dia 4 ao dia 14, com exceção do dia 10.

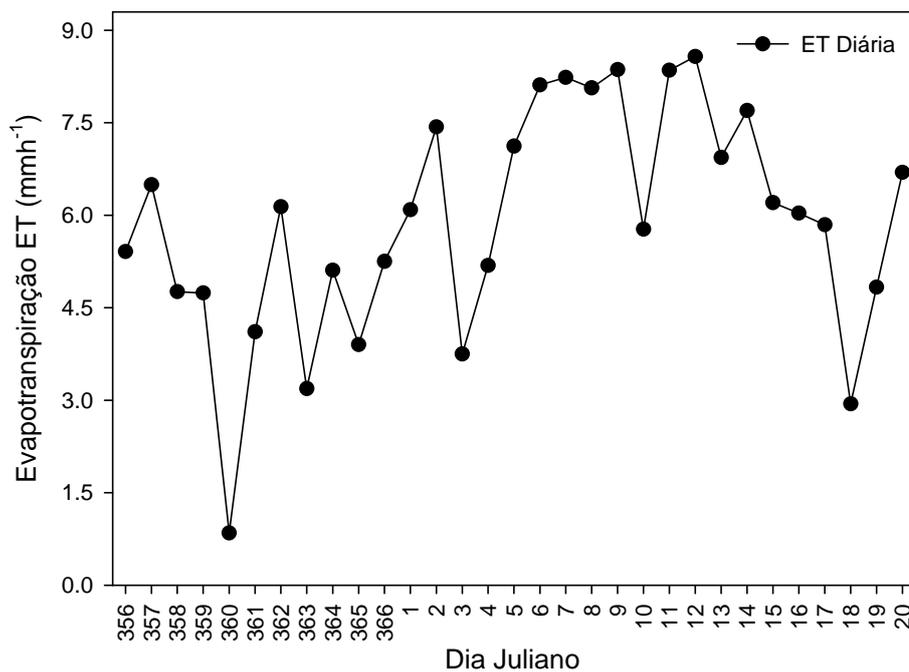


Figura 21- Média diária da evapotranspiração no cambarazal, de 355 de 2008 ao dia 20 de 2009.

Nos dias com céu coberto pelas nuvens, mês de dezembro, ocorreram as menores médias diárias de evapotranspiração ($4,17 \text{ mm d}^{-1}$), em relação aos dias com céu claro, mês de janeiro ($7,70 \text{ mm d}^{-1}$). Ainda no mês de dezembro houve uma variação nas medidas diárias da ET, o dia 26 de dezembro registrou o menor valor $0,84 \text{ mm d}^{-1}$ (Tabela-1), essa variação provavelmente pode ser resultado da movimentação de nuvens e precipitação pluviométrica.

Tabela 1 - Medidas diárias da evapotranspiração ET, no período de 357 a 361 de 2008, dias com céu coberto por nuvens, 06 a 10 de 2009, dias de céu claro, e suas respectivas médias.

2008		2009	
DJ	ET mm d ⁻¹	DJ	ET mm d ⁻¹
357	6.49	6	8.11
358	4.73	7	8.23
359	4.7	8	8.06
360	0.84	9	8.36
361	4.1	10	5.77
Média	4.17	Média	7.70

A ET nos dias de céu claro foi significativamente maior em relação aos dias de céu nublado, isso se justifica pelo fato das variáveis que influenciam a ET, terem médias maiores nos dias de céu claro, com exceção do conteúdo de umidade do solo. A variável micrometeorológica, que teve maior contribuição para esta diferença foi a Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (PARi).

SOUZA FILHO (2005) em estudos numa floresta tropical no Pará constatou que a variação na quantidade de energia disponível e a disponibilidade de água no solo, são fatores que determinam as trocas de vapor d'água nessas florestas, nos períodos chuvosos e menos chuvosos

4.2 ANÁLISE DO DIA MÉDIO DO PERFIL DA CONCENTRAÇÃO DE CO₂

As informações sobre o perfil de CO₂ contribuem para esclarecer a dinâmica do ecossistema. Com o passar das horas, a concentração no perfil de CO₂ ao longo da altura do dossel varia fornecendo informações complementares, principalmente para estudos de modelagem, que utilizam perfis de turbulência (Gallon et al.,2006).

Chunlin et al., 2007, ao estudar a dinâmica do fluxo e concentração de CO₂, abaixo do dossel de uma floresta da China, na reserva natural Dinghushan,

verificaram que durante todo o dia o fluxo de CO₂ foi positivo, indicando que a sub-vegetação e o solo atuaram como fonte de CO₂. E durante o período de brilho solar, a concentração e o fluxo de CO₂ diminuíram devido à fotossíntese da vegetação de sub-bosque, sugerindo que a fotossíntese do sub-bosque absorveu mais CO₂ do que o liberado pelo sub-bosque e o solo.

Após o amanhecer às 6h, as concentrações de CO₂ no perfil foram maiores que os demais horários, após este horário, as concentrações de CO₂ na altura do dossel diminuíram. Na parte inferior do dossel, altura de 3m, as concentrações de CO₂ foram maiores devido à posição das fontes de CO₂, neste caso a superfície do solo e com a tendência de que o CO₂ venha para a parte mais baixa.

SILVA JUNIOR et al. (2004) constataram que cerca de 80% do CO₂ emitido em ecossistemas de florestas tropicais chuvosas é resultante de processos como respiração microbiana, raízes, fauna do solo e pela oxidação química dos compostos de carbono presentes no solo. O controle de transferência de CO₂ destas fontes para a atmosfera é feita por fatores como gradientes de temperatura no solo e na atmosfera, propriedades físicas do solo e flutuações da pressão atmosférica do ambiente.

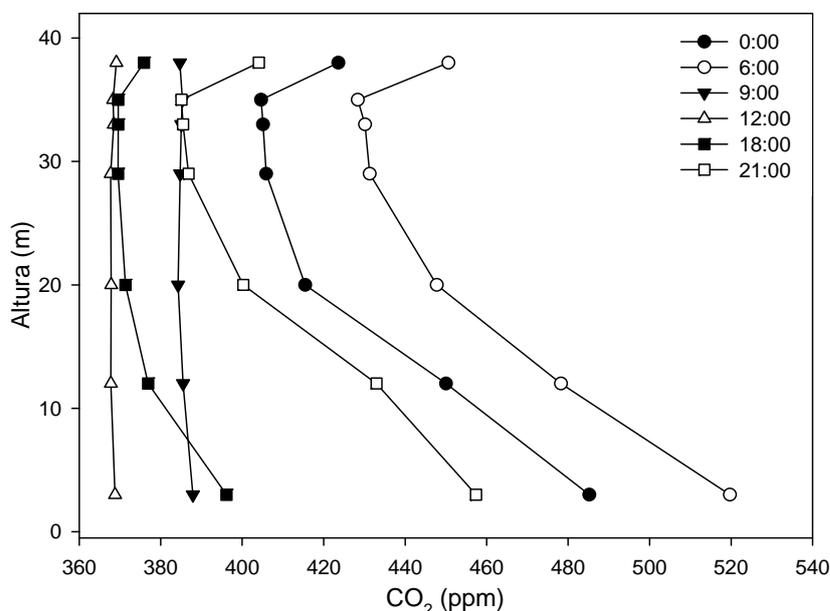


Figura 22- Distribuição das médias de concentração no perfil de CO₂ (ppm).

Em geral as concentrações de CO₂, segue uma tendência de diminuir próximo do dossel do cambarazal, com exceção dos horários das 12 e 9h, que se mantém praticamente constantes, 370 ppm e 390 ppm respectivamente.

Já na parte superior do dossel, acima de 33m de altura, praticamente não houve variação da concentração no intervalo de 33 a 35m, correspondendo a um gradiente de CO₂ nulo. Entretanto, acima dos 35m de altura, a concentração de CO₂ seguiu uma tendência de aumentar, com exceção dos horários das 9 e 12h, onde as concentrações praticamente não variaram.

Acima do dossel as concentrações no perfil de CO₂ foram maiores devido à posição das fontes de CO₂, neste caso a atmosfera e com a tendência de que a concentração de CO₂ venha para a parte mais alta.

Araujo et al. 2008, na floresta Amazônica Central encontrou valores de concentração de CO₂ em torno de 360 ppm nas alturas 15,6; 28 35,3; e 53,1m às 12h, às 6h as concentrações foram de 430, 420 410 e 400 ppm nas mesmas alturas respectivamente, e às 18h nestas mesmas alturas os valores de concentração de CO₂ permaneceram em torno de 370ppm.

4.3 AVALIAÇÃO DO DIA MÉDIO DO ACF E DA ET

Durante o dia o fluxo de CO₂ (Acf) teve seu maior valor às 7h 30min e o menor às 9h, $-4,2 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ e $1,53 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ respectivamente, em seguida aumentou para $-0,5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ às 10h. Outro processo que ocorre de maneira simultânea ao Acf é a evapotranspiração (ET), após a abertura dos estômatos das folhas das plantas, a ET teve início às 6h com $0,012 \text{ mmh}^{-1}$. Houve um pico às 12h de $0,43 \text{ mmh}^{-1}$, durante o dia ocorreu uma pequena oscilação entre às 12 e 13h, que posteriormente passou a decrescer (Figura 23).

A variação média do ciclo diurno do Acf, durante o período de estudo, teve um comportamento típico, logo após o amanhecer às 6h, a vegetação absorve o CO₂ atmosférico e as atividades fotoquímicas ocorrem com maior intensidade. Gallon et al., 2006, com um sistema de vórtices turbulento, ao estimar o NEE observou um comportamento semelhante do fluxo de CO₂, em uma floresta de transição Amazônia Cerrado na região de Sinop, noroeste de Mato Grosso.

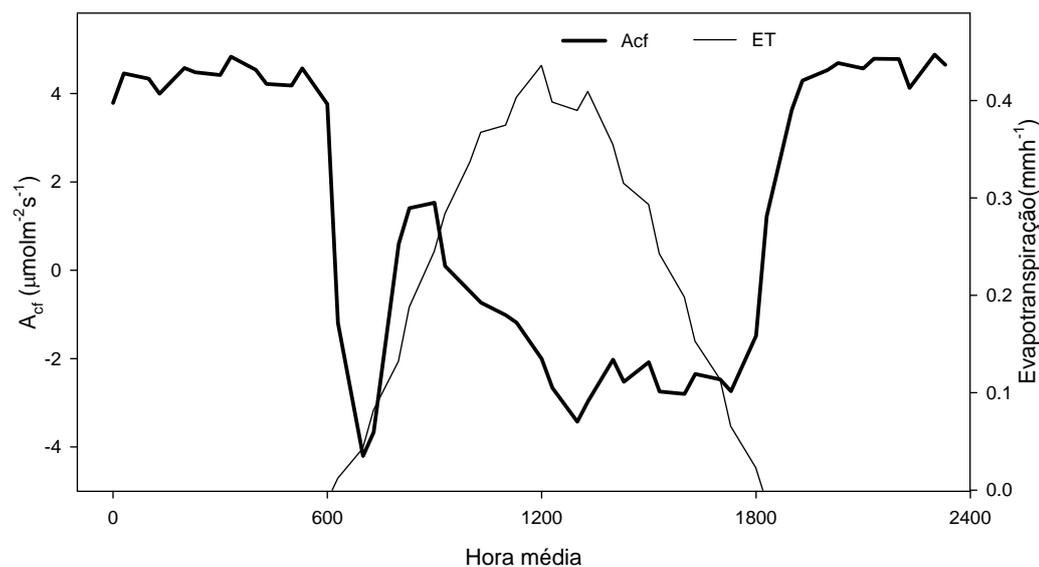


Figura 23- Dia médio do período de estudo, 355 de 2008 a 20 de 2009, do Fluxo de CO_2 (Acf) e da Evapotranspiração (ET).

4.3.1 Avaliação do dia médio entre a variação da temperatura e da variação da concentração de CO_2

Os dados para obter as variações de temperatura (ΔT) e de concentração de CO_2 (ΔCO_2) foram obtidos por meio de dois termohigrometros e dois pontos de coletas de ar atmosféricos, nas alturas de 35 e 38m.

Durante o período noturno, houve uma oscilação nos valores de ΔT e ΔCO_2 , os valores máximos e mínimos, seguem a mesma tendência de comportamento, com um determinado atraso dos valores da ΔCO_2 em relação a ΔT . Esta defasagem é mais acentuada a partir das 5h pois neste horário, a ΔT tem seu valor máximo de $0,41^\circ\text{C}$, que diminui chegando a $0,31^\circ\text{C}$ às 6h e 30 min, e após este horário com o amanhecer a ΔT começa a aumentar seu valor. Mesmo durante o período de brilho solar, a ΔT segue uma tendência de oscilações com um mínimo de $0,3^\circ\text{C}$ e máximo de $0,47^\circ\text{C}$, as 14 e 17h respectivamente. Ao contrário do que ocorre com a ΔT , a partir das 5h, a ΔCO_2 obteve um aumento em seu valor chegando a $21,7 \text{ mg m}^{-3}$, e só então com o amanhecer tem seu valor diminuído. (Figura-24).

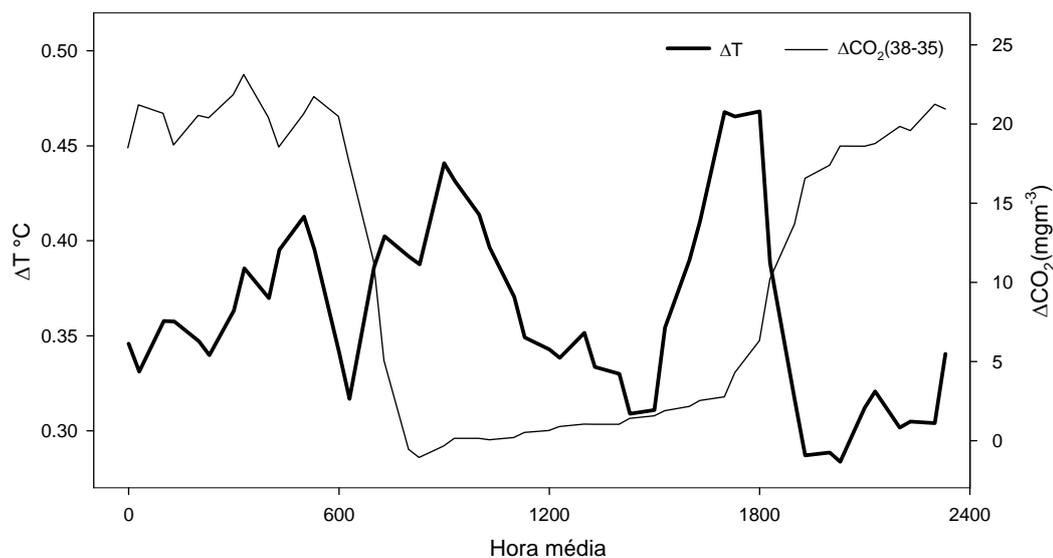


Figura 24- Dia médio do período de estudo, 357 de 2008 a 20 de 2009, da variação da umidade específica (ΔT), e da variação do CO_2 nas alturas 38 e 35m (ΔCO_2 38-35).

De forma mais detalhada, a ΔCO_2 teve um comportamento mais consistente que a ΔT , ou seja, durante o período de brilho solar a ΔCO_2 permaneceu praticamente constante, se comparado com a ΔT .

4.4 PERFIL DA CONCENTRAÇÃO DE CO_2 EM DIAS DE CÉU COBERTO POR NUVENS

Em todos os dias analisados, durante o período de estudo, as maiores concentrações de CO_2 estiveram próximo ao solo, principalmente no período noturno, e também obteve maior concentração acima do dossel.

No dia 357 a maior concentração no perfil de CO_2 ocorreu às 0h, neste horário a concentração de CO_2 acima do dossel foi de 440 ppm, próximo ao dossel foi em média 430 ppm e próximo ao solo foi de 480 ppm (Figura 25-A).

Às 6h a concentração de CO_2 , próxima do dossel era de 381,9, 381,5, 381,4 e 384,9 ppm, nas alturas 29, 33, 35 e 38m respectivamente, às 9h as concentrações foram de 372,4; 373,4; 373,5 e 373,4 ppm, nas alturas 29, 33, 35 e 38m respectivamente, às 12h as concentrações foram de 368, 366,5; 369 e 368,6 ppm nas alturas 29, 33, 35 e 38m respectivamente. A partir das 18h houve um

aumento das concentrações de CO₂, sendo de 405,3 ppm próximo ao solo na altura de 3m, já próximo ao dossel as concentrações estiveram semelhantes aos horários das 9 e 12h.

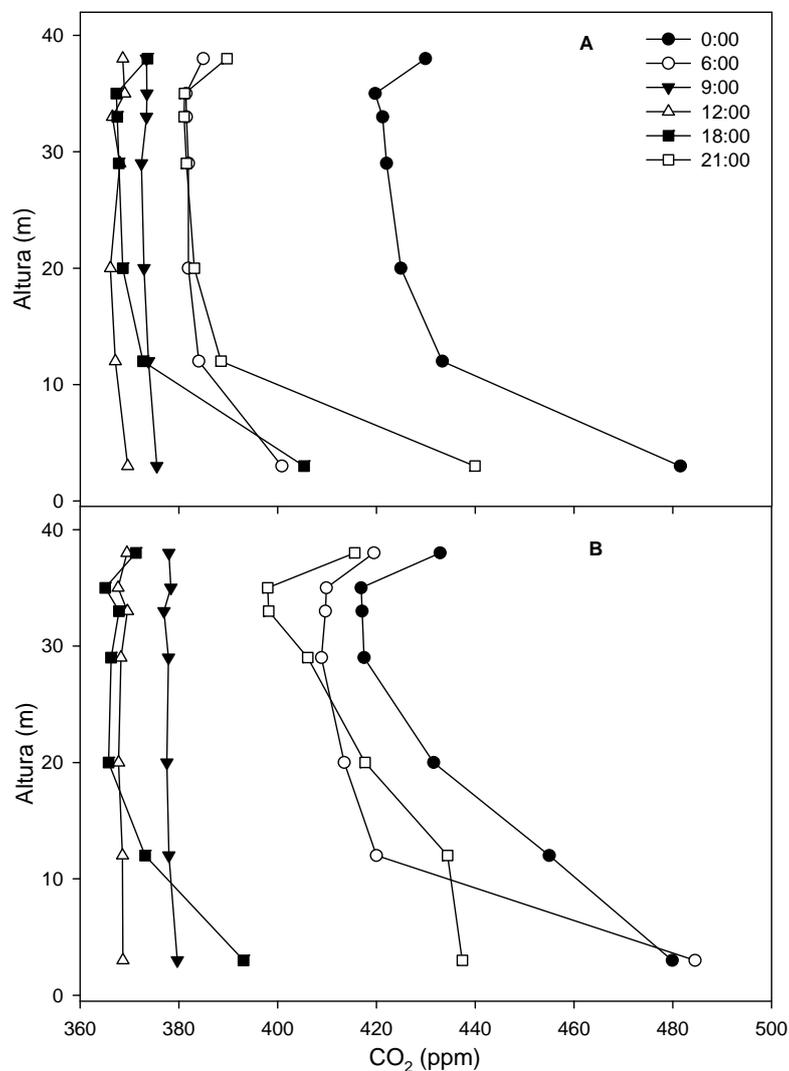


Figura 25- Perfil da concentração de CO₂ em dias de céu coberto por nuvens nos dias Juliano 357 (A) e 358 (B).

Comportamento semelhante ocorreu às 21h, mas com concentração de 439,9 ppm na altura de 3m, e próximo ao dossel as concentrações foram semelhantes aos do horário das 6h, (Figura 25-A).

No dia 358, (Figura 25-B), as concentrações, das 0h foram maiores que os demais horários, ainda neste dia, as maiores concentrações de CO₂ ocorrem na altura de 3m, às 6 e 0h, 484,5 e 479,9 ppm respectivamente. Houve um aumento das concentrações nos horários das 6 e 21h, em relação ao dia anterior, a média do perfil destes horários foram de 423,7 e 415,3 ppm e para o dia 358 foram de 385,2

e 392,1 ppm, ou seja houve um aumento cerca de 9 a 10% para os respectivos horários. Nos demais horários o perfil médio não variou mais que 2%, se comparado os dias 357 e 358 (Figura 25).

Houve uma inversão nos valores máximos da concentração, sendo que o horário de maior concentração passou ser o das 6h dos dias 359 e 360 (Figura 26).

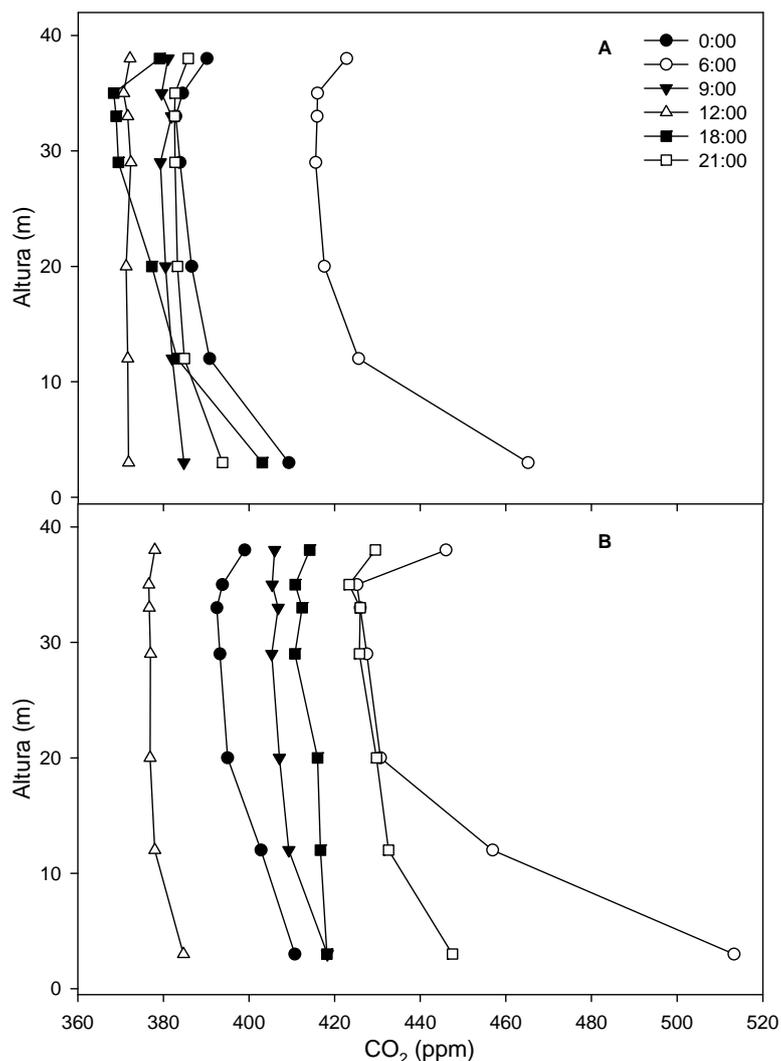


Figura 26- Perfil da concentração de CO₂ em dias de céu coberto por nuvens nos dias Juliano 359 (A) e 360 (B).

No dia 360 houve um aumento médio, da concentração de CO₂ no perfil em todos os horários, este comportamento coincide com o aumento da umidade do solo, que era de 0,32 m³m⁻³ no dia 357 e passou a ser de 0,44 m³m⁻³ no dia 360, ou seja, houve um aumento de 37,5% do conteúdo de água no solo.

Pinto Junior (2007), ao estudar o efluxo de CO₂ no solo de uma floresta de Transição Amazônica Cerrado, constatou que o menor valor encontrado foi no

mês de agosto ($2,88 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), em consequência da baixa umidade do solo, devido a estação seca da região, e o maior valor encontrado foi no mês de outubro foi de ($8,45 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), devido ao início da estação chuvosa e conseqüente aumento da umidade, proporcionando um incremento da atividade microbiana do solo e conseqüente aumento da emissão de CO_2 do solo, além disso, numa floresta de terra firme da Amazônia Central CHAMBERS et al. (2004) encontrou valores mais baixos de respiração do solo na estação chuvosa, à saturação do solo ocasionada pela precipitação elevada limitando a difusão do CO_2 no solo e a respiração microbiana. Portanto o efluxo do CO_2 do solo, depende do gradiente do transporte de gases no solo e entre o solo e a atmosfera, e este é afetado pela fração de poros do solo preenchidos com ar ou com água.

Ainda nos dias 359 e 360 de 2008, ocorreram os maiores valores de precipitação, sendo 100 e 50 mm respectivamente, diminuindo a assimilação de CO_2 por meio da fotossíntese, fazendo com que aumentasse a concentração de CO_2 abaixo do dossel.

No dia 361, figura 27, as concentrações de CO_2 se mantiveram maiores no perfil das 6h, exceto nas alturas 33 e 35m em média 420 ppm, sendo que nestas alturas as maiores concentrações ocorreram no perfil das 0h, em média 437 ppm.

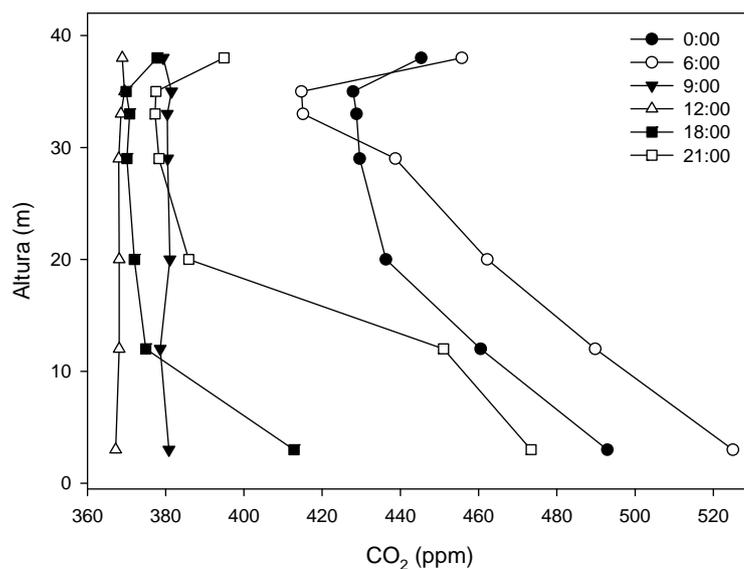


Figura 27- Perfil da concentração de CO_2 em dias de céu coberto por nuvens no dia Juliano 361.

4.4.1 Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (PARi) em dias de céu coberto por nuvens

Houve uma oscilação mais acentuada, na radiação fotossinteticamente ativa incidente (PARi), nos dias 357 a 361 de 2008, essa oscilação dos valores da PARi também pode ter sido ocasionada pelo movimento de núvens ou até mesmo pela ocorrência de chuvas. Os dias 360 e 361 apresentaram os menores valores máximos de PARi, sendo $1078,55 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ às 11h e $1617,83 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ às 12h respectivamente, (Figura 28 B). A média da PARi nos dias 26 e 27 foram de $225,71$ e $686,73 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, respectivamente, ANGELL et al., 2001, ao aplicar o método da (MBR) numa área de savana encontrou valor de PARi de $250 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ às 12h e 12 min, quando neste instante o céu foi coberto por nuvens.

4.4.2 Assimilação do fluxo de CO₂ no dossel (Acf) em dias de céu coberto por nuvens

A assimilação do fluxo de CO₂ no dossel (Acf), de uma maneira geral, apresentou um comportamento característico, durante a noite se manteve positivo, resultado da combinação das emissões do solo e da respiração da própria vegetação, tornando o sistema solo-planta, fonte de CO₂ para a atmosfera. Porém os valores do (Acf) neste horário, se mantiveram próximos de zero, este comportamento pode ter sido resultado do aumento da advecção, transporte de uma propriedade na direção horizontal, no caso, aumento do escoamento do CO₂, fazendo com que diminuísse a concentração de CO₂ no local de estudo (Figura-28 A). No período noturno o fluxo turbulento é parcialmente inibido pelas condições de estabilidade atmosférica, assim acontece um acúmulo de dióxido de carbono dentro do dossel que é liberado após o nascer do sol com o início da convecção, (MONCRIEFF et al., 1996).

Somente nos dias julianos 357 e 361, no período noturno houve uma maior diminuição do fluxo de CO₂ em média $3,4$ e $8,6 \mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ respectivamente. Durante o dia, a partir das 6h o (Acf) aumentou de acordo com a abertura dos estômatos, as oscilações foram bastante acentuadas neste período tanto por parte do Acf quanto da PARi e ET. Em geral quando a ET aumentou ou diminuiu, e o Acf variou na mesma proporção. Neste período o dia 360 registrou a menor média diária, $-0,29 \mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$, com pico de $-6,19 \mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$.

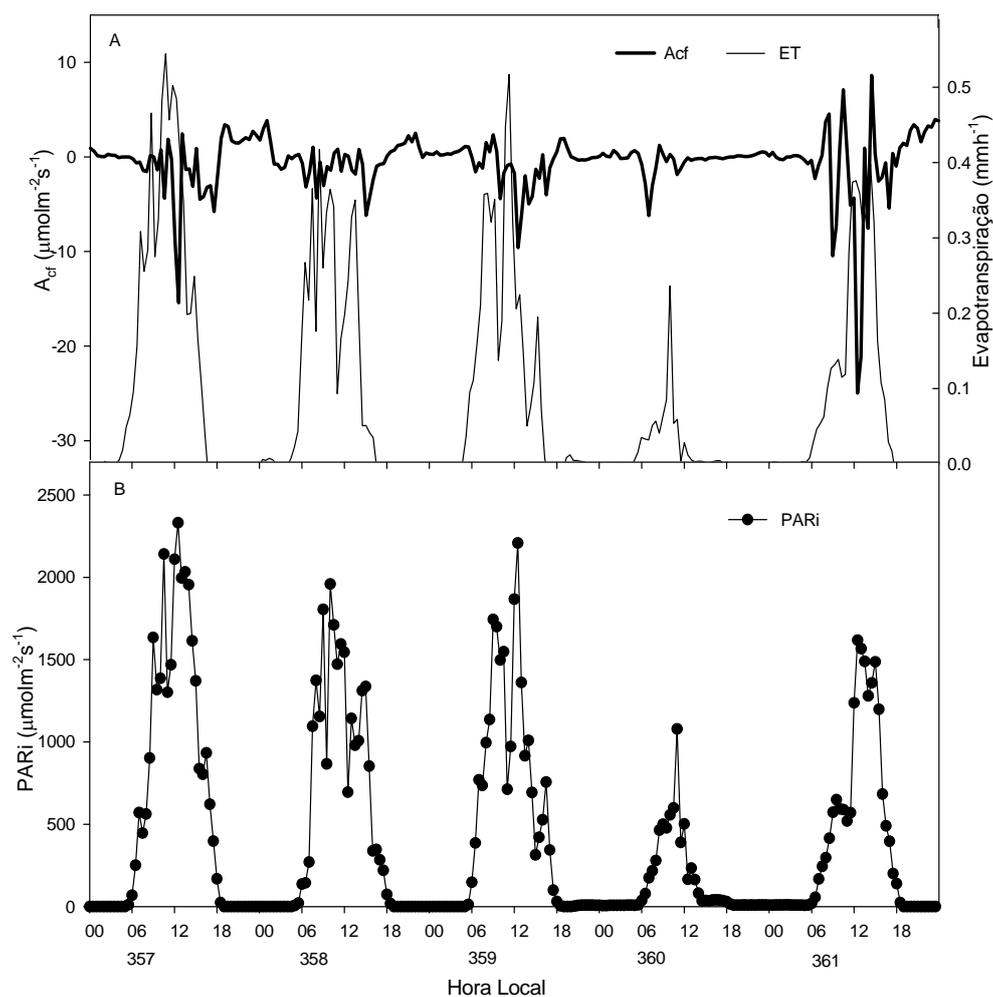


Figura 28- Assimilação do fluxo de CO₂ no dossel Acf e Evapotranspiração ET (A) e Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente PARi (B).

4.4.3 Perfil da concentração de CO₂ em dias de céu claro

As concentrações de CO₂ em dias de céu claro, em geral foram maiores do que nos dias de céu coberto por nuvens, sendo que os maiores valores da concentração de CO₂ ocorreram ao amanhecer, às 6h.

No dia 06, (Figura 29-A), às 0h as concentrações de CO₂, próximo e acima do dossel foram de 380, 384, 376 e 410,5 ppm, às 6h as concentrações foram 439, 415, 415, e 456 ppm, às 9h foram de 380,5; 380,4; 381,5; 380 ppm, às 12h foram de 368; 368,6; 369,5; e 370 ppm, às 18h as concentrações foram 370, 371, 370 e 378 ppm e às 21h foram de 378, 377, 377 e 395 ppm nas alturas 29, 33, 35 e 38 respectivamente para todos os horários, ou seja próximo ao dossel, as maiores variações ocorreram nos horários das, 6, 0 e 21h, já os horários das 9, 12 e 18

praticamente não houve variação da concentração de CO_2 .

Nos dias posteriores, deste período, houve um aumento das concentrações próximo ao solo, principalmente no período noturno e ao amanhecer. A concentração de CO_2 , nos horários das 9 e 12h do dia 07 (Figura 29-B), se mantiveram praticamente constante ao longo do perfil, ocorrendo um aumento de 17 ppm, cerca de 5%, em relação ao dia anterior no horário das 9h. Também foi possível observar, que não houve diferença das concentrações, dos horários das 0 e 21h.

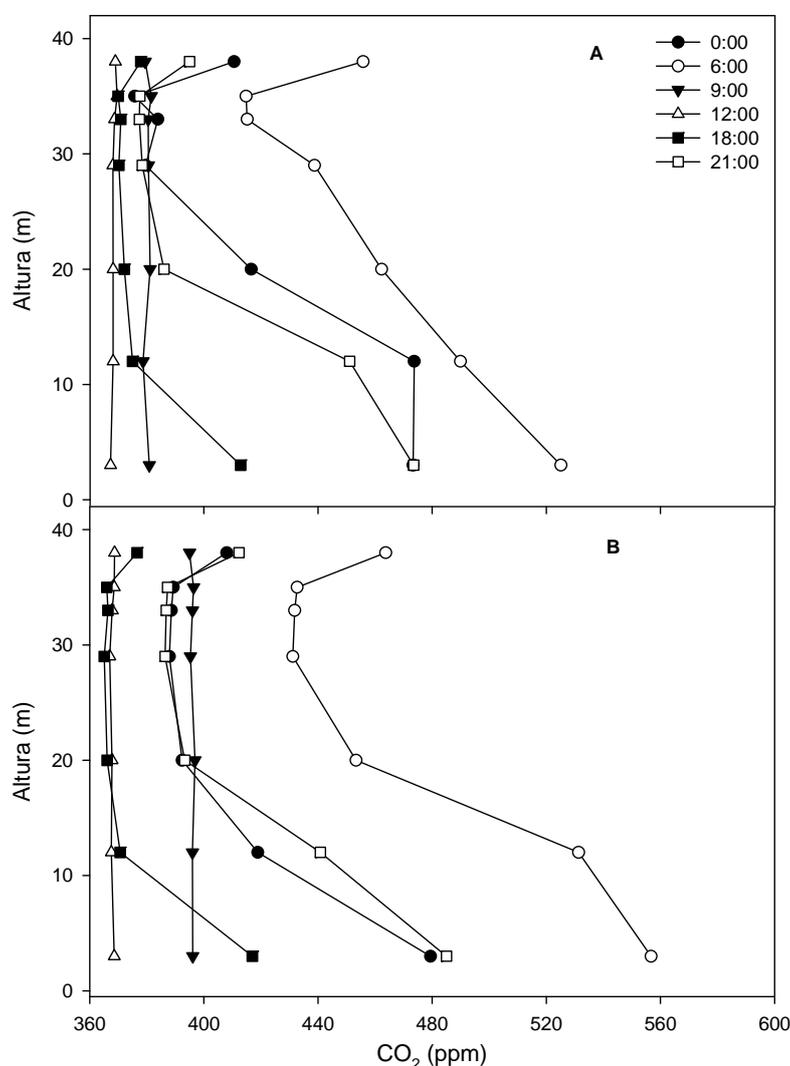


Figura 29- Perfil da concentração de CO_2 em dias de céu claro, nos dias Juliano 06 (A) e 07 (B).

Houve um aumento expressivo da concentração de CO_2 no horário das 6h, em relação ao dia anterior, que passou ter um valor médio de 530 ppm ao longo do perfil (Figura 30-A).

A dinâmica do fluxo de CO_2 no período noturno varia em função das condições meteorológicas, em dias calmos com a estratificação estável de temperatura, a maior parte do CO_2 respirado permanece estocado, dentro do dossel, e pode ser reabsorvido ou liberado ao amanhecer, mas ao contrário em noite menos estáveis, uma parte do CO_2 estocado é liberado continuamente pela noite. A estabilidade atmosférica no período noturno, está relacionado à velocidade do vento, nebulosidade e a intensidade do aquecimento do dia anterior (Malhi et al., 1998).

Praticamente não houve variação na concentração ao longo do perfil, no horário das 9h e às 12h, em média 400 e 360 ppm respectivamente, seguindo a tendência do dia anterior.

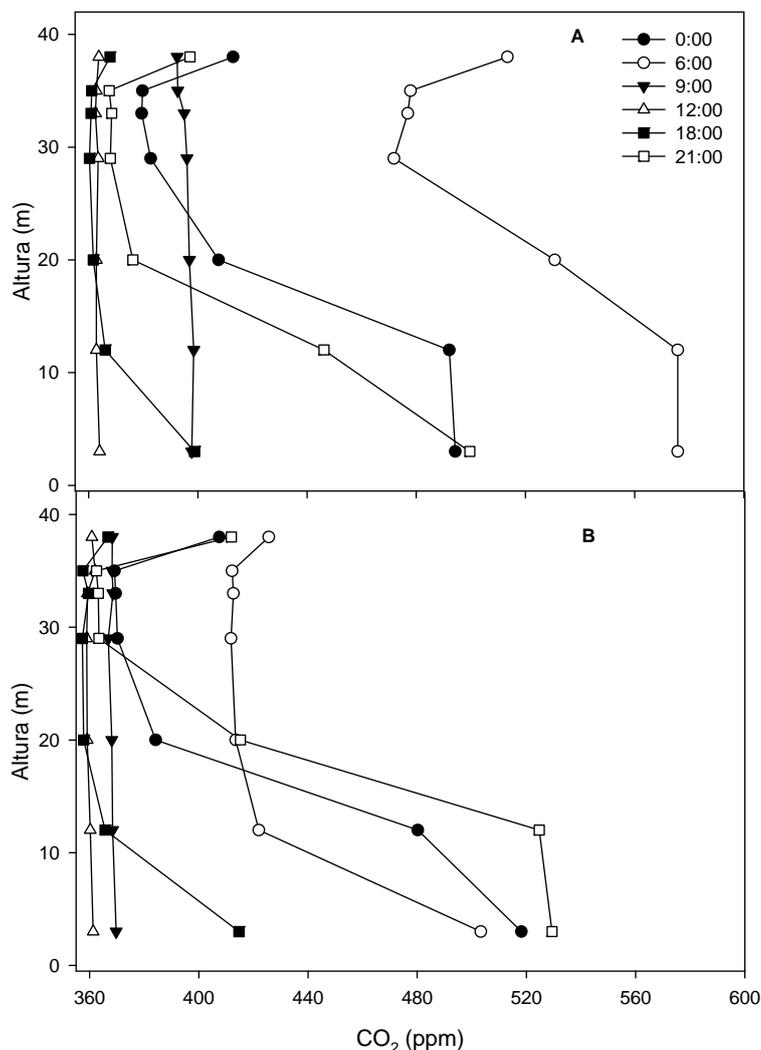


Figura 30- Perfil da concentração de CO_2 em dias de céu claro, nos dias Juliano 08 (A) e 09 (B).

De um modo geral, no período noturno das 18 às 6h, as concentrações

foram maiores próximos ao solo, e durante o período de brilho solar, 9 e 12h, houve pouca variação da concentração de CO₂ ao longo do perfil. Desta maneira, observa-se um aumento e uma diminuição da concentração média, com o passar dos dias, durante o período de brilho solar.

Houve uma diminuição da concentração média de CO₂ às 9h, em média 16 ppm cerca de 5% em relação ao mesmo horário do dia anterior (Figura 30-B).

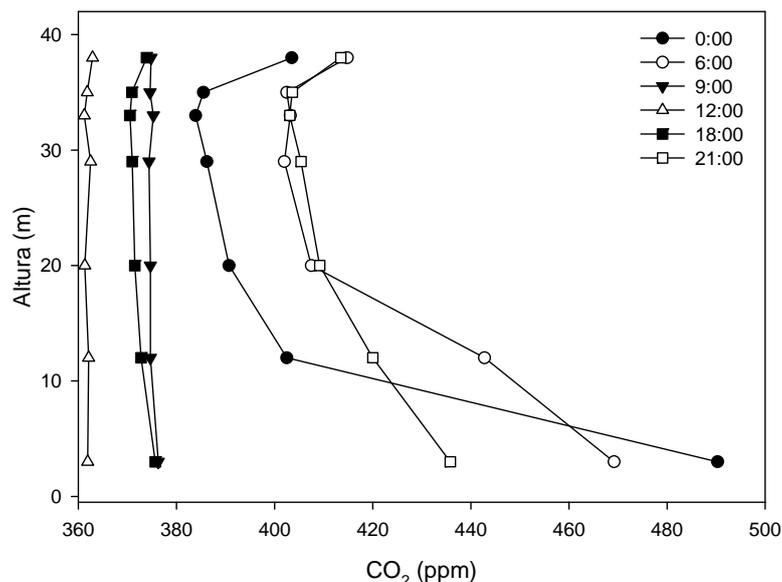


Figura 31- Perfil da concentração de CO₂ em dias de céu claro, no dia Juliano 10.

Ao longo do dia os picos de concentração de CO₂, em geral próximo ao dossel, ocorreram às 6h, fazendo com que houvesse os maiores picos no fluxo de CO₂ (Acf) também neste horário.

4.4.4 Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente (PARi) em dias de céu claro

A Radiação Fotossinteticamente Ativa incidente (PARi), praticamente não oscilou neste período, se comparado aos dias em que houve precipitação pluviométrica. Os valores da PARi aumentou a partir das 6h, os valores máximos foram alcançados às 12h em média $2.235,77 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, posterior a este horário a PARi tem seu valor decrescido chegando a valor mínimo às 18h. Somente nos dias 8 às 14h e dia 10 às 12h e 30min, ocorreram oscilações nos valores da PARi $1.420,32$ e $1.499,33 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ respectivamente (Figura 32-B).

4.4.5 Assimilação do fluxo de CO₂ no dossel (Acf) em dias de céu claro

O Acf apresentou valores positivos durante a noite e negativos durante o dia. Este comportamento foi observado por diversos trabalhos, que utilizaram o método de Edy Covaryanc (EC) para estimar o fluxo de CO₂, (ARAUJO et al., 2008), (VOURLITIS et al., 2001 e 2004) ao estimar o (NEE), ambos em regiões de floresta Amazônica e (EUGSTER et al., 2006) em área de pastagem.

O Acf seguiu numa tendência de aumentar a partir das 6h, com picos médios de $-15 \mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$ entre às 7 e 7:30h, que posteriormente diminuiu tornando os valores do Acf positivo, em geral das 8 e 10h, entretanto este comportamento não ocorreu no dia 10 (Figura 32-A).

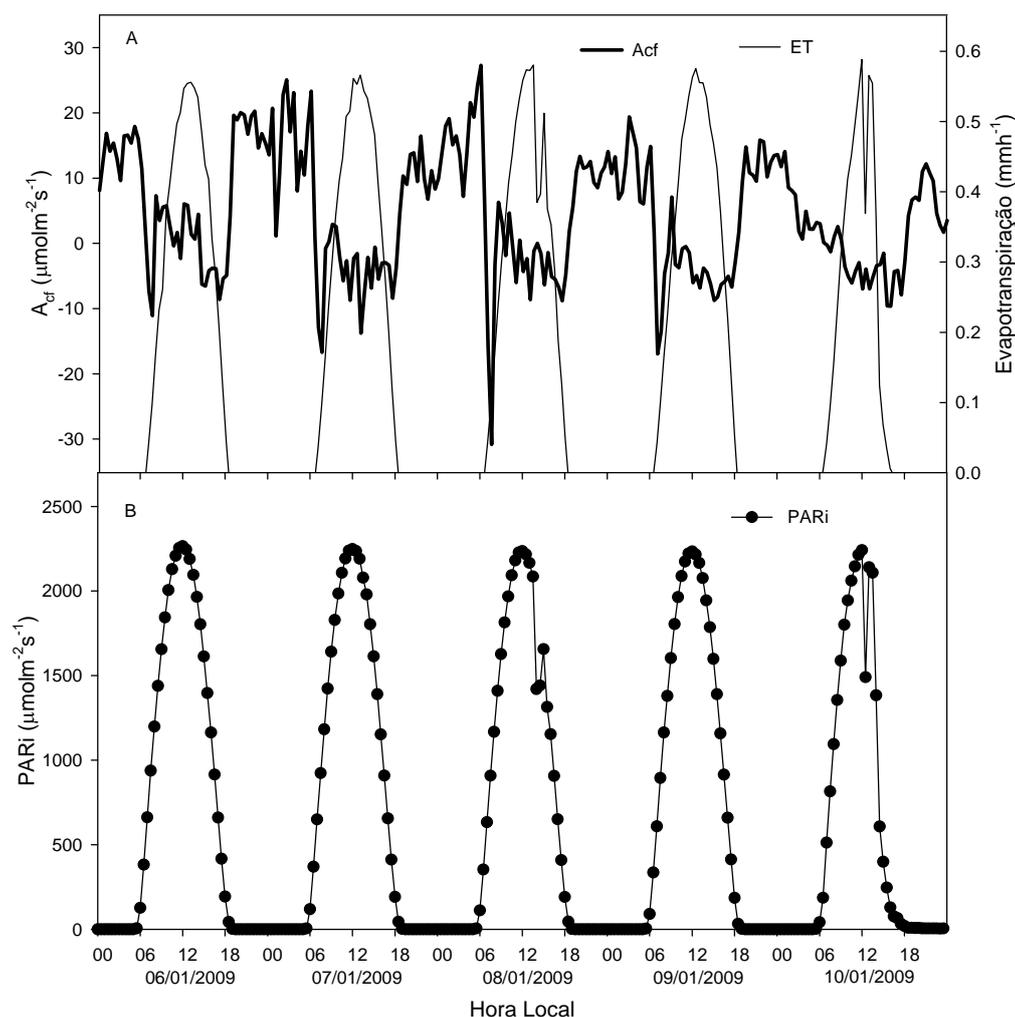


Figura 32- Assimilação do fluxo de CO₂ no dossel Acf e Evapotranspiração ET (A) e Radiação Fotossinteticamente Ativa Incidente PARi (B).

4.4.6 Análise da troca líquida de CO₂ (NEE)

Com os dados de fluxo (Acf) e estoque de CO₂, foi possível estimar o NEE. Durante o período de estudo, o camarazal assimilou maior quantidade de CO₂ da atmosfera no período matutino, representados por valores negativos de NEE aproximadamente até alcançar valores máximos negativos de NEE às 7h e 30min que foi de $-17 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Após este pico de assimilação de CO₂, houve um aumento gradual dos valores de NEE até tornarem-se positivos aproximadamente às 18h sendo de $1,7 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Figura 33).

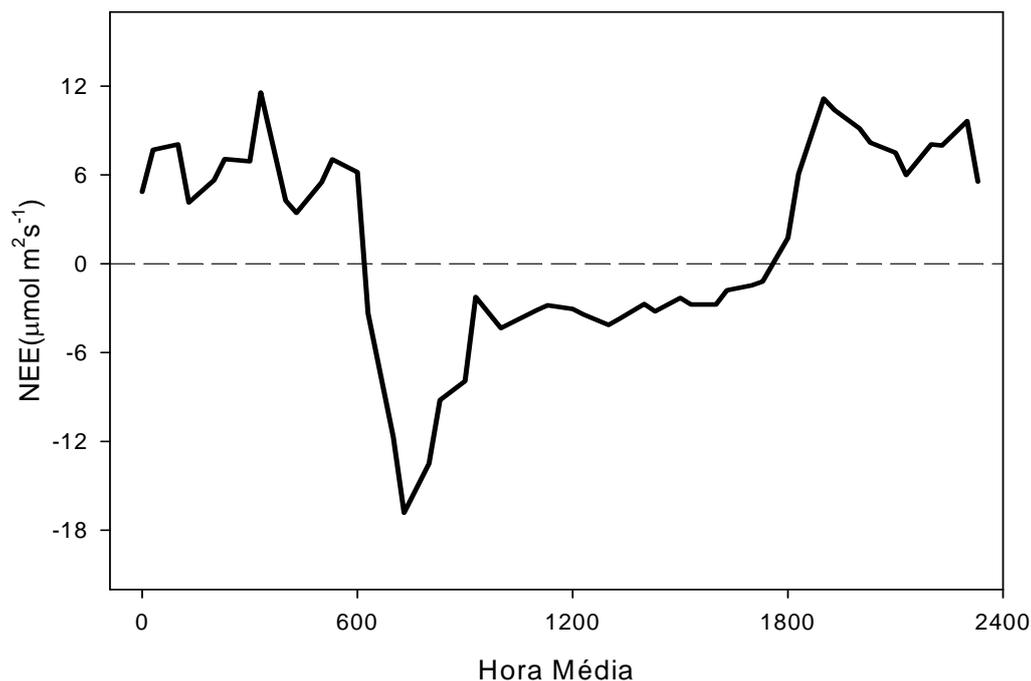


Figura 33- Dia médio da troca líquida de CO₂ pelo ecossistema (NEE)

Malhi et al., 1998, ao estudar o fluxo de CO₂ em floresta Amazônica Central, encontrou os maiores valores do fluxo às 12h na estação úmida com valores de $-21 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ e $-17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, isto é justificado pois a floresta Amazônica apresenta uma maior densidade arbórea, biodiversidade vegetal, o que favorece para que a região tenha um maior consumo de CO₂ para realizar as funções ecofisiológicas que o Cambarazal.

Ainda com relação à figura 33, na segunda metade da manhã, a partir das 9h e 30min o cambarazal diminuiu a assimilação do CO₂ passando seu valor para $-2,25 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. As atividades da enzima Rubisco passa a limitar a atividade fotossintética que atinge o seu pico antes das 12h, neste horário a radiação solar é mais intensa e a temperatura das folhas e do ar são maiores. Essas condições são desfavoráveis à fotossíntese e a vegetação procede com um ligeiro fechamento dos estômatos, evitando a perda excessiva de água por evaporação, diminuindo ainda as taxas de assimilação de CO₂ (Santos 2001).

5 CONCLUSÕES

A dinâmica do CO₂ no cambarazal foi constituída pela concentração de CO₂ no dossel, fluxo de CO₂ e troca líquida de CO₂ no ecossistema.

O fluxo de CO₂ no dossel do Cambarazal foi superior nos dias de céu claro, quando houve uma maior disponibilidade de radiação solar.

A concentração de CO₂, ao longo do perfil vertical do dossel diminuiu durante o período de brilho solar. Nos dias de céu coberto por nuvens, principalmente após a ocorrência de precipitação pluviométrica, a concentração de CO₂ aumentou próximo ao solo, este aumento pode ter sido impulsionada pelo aumento do conteúdo de água no solo.

A troca líquida de CO₂ no ecossistema (NEE) apresentou valor médio de 6,9 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o período noturno, indicando liberação de CO₂ principalmente pelo processo de respiração do ecossistema, e de -4,85 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante o período diurno indicando absorção de CO₂ por meio de atividade fotossintética realizada pela vegetação.

E geral esta tendência de comportamento foi verificado em estudos realizados em ecossistemas da região Amazônica.

6 REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

6.1 BIBLIOGRAFIAS CITADAS

ANGELL, R. F.; SVEJCAR, T.; BATES, J.; SALIENDRA N. Z.; JOHNSON, D. A. Bowen ratio e fechou câmara de fluxo de dióxido de carbono medições sobre a vegetação de estepe sagebrush. **Agricultural and Forest Meteorology**, 108, 153–161, 2001.

ASSEENG, S.; HSIAO, T.C. Canopy CO₂ assimilation, energy balance, and water use efficiency of na alfalfa crop before and after cutting Field Crops Research. 67, 191-206, 2000.

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

BARR, A.G.; MORGENSTERN, K.; BLACK, T. A.;MCCAUGHEY, J.H; NESIC, Z. Surface Energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 140, p.322-337, 2006.

BIUDES, M.S. **Balço de Energia em área de vegetação monodominante de cambará e pastagem no norte do pantanal.** 2008. 142 f. Tese (Doutorado em agricultura tropical) Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2008.

CAMPOS, J. G.; ACEVEDO, O. C. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma floresta tropical úmida na Amazônia.** 2008. 61 f. Dissertação (Mestrado em Física) – Centro de Ciências Rurais, Universidade de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

CARRARA, A.; KOWALSKI, A. S.; NEIRYNCK, J.; JANSSENS, I. A.; YUSTE, J. C.; CEULEMANS, R. Net ecosystem CO₂ exchange of mixed Forest in Belgium over 5 years. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 119, p. 209-227, 2003.

CHAMBERS, J. Q.; TRIBUZY, E. S.; TOLEDO, L. C.; CRISPIM, B. F.; HIGUCHI, N.; DOS SANTOS, J.; DE ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. D.; TRUMBORE, S. Respiration from a tropical forest ecosystem: partitioning of sources and low carbon use efficiency. **Ecological Applications**, v. 14, p. S72–S88, 2004.

CHUNLIN, W., GUOYI, Z., XU, W., XULI, T., CHUANYAN, Z., GUIRUI, Y., Below-canopy CO₂ flux and its environmental response characteristics in a coniferous and broad-leaved mixed forest in Dinghushan, China, **Acta Ecologica Sinica**, V 27, p 846–854, 2007.

EUGSTER, W., ZEEMAN, M. J., Micrometeorological techniques to measure ecosystem-scale greenhouse gas fluxes for model validation and improvement **Elsevier**, p. 66-75, 2006

FRAGA, C. I. M. **Evapotranspiração e fator de desacoplamento em área de cambarazal no Pantanal.** 2009, 56f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Instituto de Física, Universidade federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2009.

GALLON, M. M. P., SANCHES, L., PAULO, S. R., Fluxo e Perfil de Dióxido de Carbono no Dossel de uma Floresta Tropical de Transição Amazonica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, p 79-88, 2006.

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

HELD, A. A., STEDUTO, ORGAZ, F., MATISTA, A., HSIAO, T. C., Bowen Ratio/Energy Balance Technique for Estimating Crop Net CO₂ Assimilation, and Comparison with a Canopy Chamber, **Theor. Appl. Climatol**, California, n. 42, p. 203-213, 1990.

HOLLINGER, D. Y.; KELLIHER, F. M; BYERS, J. N. Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere. **Ecology**, v. 75, p. 134-150, 1994.

KOCH, G.W., MOONEY, H.A., Carbon Dioxide and Terrestrial Ecosystems. Ed. Academic Press. San Diego, USA 1996.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos: Ed. Rima, 550 p. 2000.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research** . v. 103, p. 31.593-31.612, 1998.

MILER, S. D.; GOLDEN, M.L.; MENTON, M. C.; ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIQGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical Forest carbon balance. **Ecological Application**, v. 14, p. 114- 126, 2004.

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

NAGY, M. T.; JANSSESNS, I. A.; YUSTE, J. C.; CARRARA, A.; CEULEMANS, R. Footprint-adjusted net ecosystem CO₂ exchange and carbon balance components of a temperate Forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.139, p. 344-360, 2006.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W.J. Year-to-year changes in water level drive the of *Vochysia divergens* in Pantanal glassland. *Applied Vegetation Science*, v.7, p. 103-110, 2004.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. Ed. Agronômica Ceres Ltda. SP 1981, p.413.

PEREIRA, R. B. O. **Simulação da Evapotranspiração e otimização Computacional do modelo de Ritchie com Clusters de bancos de dados**. 2009. 105 f Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2009.

PINTO JÚNIOR, O. B. **Efluxo de CO₂ do solo em floresta semidecídua e em área de pastagem**. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente, UFMT, Cuiabá, 2007.

ROSENBERG, N.J., BLAD, B. L., VERMA, S. B., **Microclimate The Biological Environment**. Wiley, New York, p 495, 1983

SANTOS, S. de N.M. dos. **Modelo de fluxos de energia, água e CO₂ aplicado em ecossistema de floresta tropical**. 2001. 80f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2001.

SILVA JÚNIOR, R. S. S.; MOURA, M. A. L.; MEIXNER, F. X.; KORMANN, R.; LYRA, R. F. F.; NASCIMENTO FILHO, M. F. Estudo da concentração de CO₂ atmosférico em área de pastagem na região Amazônica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, p. 259 -270, 2004.

SOUZA-FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Acta Amazônica**, vol. 35, p. 223-229, 2005.

STEDUTO, P. HSIAO, T. C., Maize canopies under two soil water regimes IV. Validity of Bowen ratio–energy balance technique for measuring water vapor and carbon dioxide fluxes at 5-min intervals, **Agricultural and Forest Meteorology**, V 89, 215-228, 1998.

VAREJÃO, M. A., **Meteorologia e Climatologia** Recife, Versão Digital 2, 2006.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO N.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; RAITER F.; HOEGEL, W.; CAMPELO, JR J. H. Effects of Meteorological Variations on the CO₂ Exchange of a Brazilian Transitional Tropical Forest. **Ecological Applications**, p. 89-100, 2004.

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

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; PRIANTE FILHO N.; HOEGEL, W.; RAITER, F.; BIUDES, M. S.; ARRUDA, J. C.; CAPRISTANO, V. B.; FARIA, J. L. B.; LOBO, F. A. The sensitivity of diel CO₂ and H₂O vapor exchange of a tropical transitional forest to seasonal variation in meteorology and water availability. **Earth Interactions**, V 9, 2005.

WOLF, A., SALIENDRA, N., AKSHALOV, K., JOHNSON, D. A., LACA, E. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. **Agricultural and Forest Meteorology**, V 48, p 942-952, 2008.

6.2 BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS

ANSLEY, R. J., DUGAS, W. A., HEUER, M. L., KRAMP, B. A., Bowen Ratio/Energy Balance and Scaled Leaf Measurements of CO₂ Fluxo Over Burned Prosopis Savanna, **Ecological Applications**, n. 12, p. 948-961, 2002

SOUZA, P. J. O. P., ROCHA. E. J. P., COSTA, R. F., COSTA, J. M. N., Variação sazonal do fluxo de CO₂ atmosférico em um ecossistema de manguezal da Amazônia, **Rev. Bras. Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 217-224, 2006.

PINTO JUNIOR, O. B., SANCHES, L., NOGUEIRA, J. S., VOURLITIS, G. L., Estimativa de Q₁₀ por Meio do Fluxo de CO₂ no solo na seca numa Floresta Tropical de Transição Amazônica, **Rev. Bras. De Meteorologia**, v. 21, n. 3^a, p. 117-121, 2006.

LEAL, L. S. M., CARNEIRO, R. L. C., LEAL, B. G., RIBEIRO, A., Variação Diurna da Concentração de CO₂ no Dossel Vegetativo da Floresta Amazônica em Caixuanã-PA, **Rev. Bras. De Meteorologia**, v. 21, n. 3^a, 122-128, 2006.