

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA**

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS DE
ESCALARES ATRAVÉS DO MÉTODO DE BALANÇO DA CAMADA
LIMITE ATMOSFÉRICA**

TESE DE DOUTORADO

Rodrigo da Silva

Santa Maria, RS, Brasil

2006

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS DE
ESCALARES ATRAVÉS DO MÉTODO DE BALANÇO DA CAMADA
LIMITE ATMOSFÉRICA**

Por

Rodrigo Da Silva

Tese a ser apresentada ao Curso de Doutorado em Física do Programa de Pós-graduação em Física, Área de Concentração em Fenomenologia Clássica e suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de

Doutor em Física

Orientador: Osvaldo Luiz Leal de Moraes

Santa Maria, RS, Brasil

2006

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

da silva, Rodrigo
AVALIAÇÃO DOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS DE
ESCALARES ATRAVÉS DO MÉTODO DE BALANÇO DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA / Rodrigo da silva.-2006.
126 p.; 30cm

Orientador: Osvaldo Luiz Leal de Moraes
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Física, RS, 2006

1. Camada Limite Atmosféricas 2. Fluxos Superficiais
Noturnos 3. Balanço de Camada Limite 4. Interação Biosfera
Atmosfera 5. Experimento LBA I. Luiz Leal de Moraes,
Osvaldo II. Título.

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Física**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Tese de doutorado

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS DE
ESCALARES ATRAVÉS DO MÉTODO DE BALANÇO DA CAMADA
LIMITE ATMOSFÉRICA**

elaborada por

Rodrigo da Silva

como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutor em Física

COMISSÃO EXAMINADORA:

**Oswaldo Luiz Leal de Moraes, Dr.
(Presidente/Orientador)**

Antonio Ocimar Manzi, Dr. (INPA)

Antonio Donato Nobre, Dr. (INPA)

Otavio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)

Gervásio Annes Degrazia, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 19 de abril de 2006.

À Lenise Vargas Flores da Silva, aos seus e aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus amigos e colegas que de alguma forma ou outra contribuíram para a realização desse trabalho.

Agradeço aos colegas e amigos do ASRC (Atmospheric Science Research Center) em especial aos membros do JRG (Jungle Research Grup) por ter tornado minha estada neste Centro uma das maiores experiências de minha vida

Agradeço aos amigos e colegas do Projeto LBA, em especial ao Escritório do LBA em Santarém ao total apoio logístico para realização das campanhas experimentais na região.

Agradeço aos colegas Hans Rogério Zimmerman e Julio Tota da Silva

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
2. BALANÇO DE CARBONO	14
2.1. Balanço global de carbono.....	15
2.2. Ecossistemas aquáticos – Oceanos.....	18
2.3. Ecossistemas terrestres – Florestas.....	19
3. ESTIMATIVA DOS FLUXOS TURBULENTOS	22
3.1. O método de covariância dos vórtices.....	22
3.2. O método do balanço da camada limite atmosférica.....	26
4. INSTRUMENTAÇÃO	30
4.1. Sensores.....	31
4.1.1. Humitter 50Y (Vaisala).....	31
4.1.2. Módulo interno PTU (Pressão/Temperatura/Umididade).....	32
4.1.2.1. Calibração dos sensores de temperatura.....	34
4.1.2.2. Calibração dos sensores de Umidade.....	36
4.1.2.3. Calibração dos sensores de Pressão.....	38
4.1.3. Sensor de CO ₂ RTM DX6100.....	43
4.1.3.1. Calculo da concentração.....	45
4.1.3.2. Intercomparação em laboratório.....	47
4.1.3.3. Testes na caixa com solo.....	57
4.1.3.4. Teste no campo.....	59

4.1.3.5. Intercomparação da sonda de CO ₂	61
4.2. Sistema de transmissão/recepção e armazenamento dos dados	65
4.2.1. Datalogger.....	66
4.2.2. Módulo de transmissão e recepção.....	68
4.3. Balão cativo e sonda AIR.....	68
5. EXPERIMENTOS	70
5.1. Sítio experimental do Km77.....	72
5.2. Campanhas intensivas com balão cativo no Sítio do Km77.....	77
5.3. Sítio experimental do Km83.....	79
6. ANALISE DOS RESULTADOS	81
6.1. Campanha de 2001.....	81
6.1.1. Convergência dos fluxos no início da manhã.....	81
6.1.2. Estimativa da altura da camada limite noturna.....	84
6.1.2.1. Altura da camada de nevoeiro.....	85
6.1.2.2. Altura da camada a partir da equação de balanço de energia.....	87
6.1.3. Camada de acumulação de CO ₂	89
6.2. Campanha de 2003.....	92
6.2.1. Altura da acumulação.....	93
6.2.1.1. Evolução noturna da camada de acumulação no sítio do Km77.....	96
6.2.1.2. Evolução noturna da camada de acumulação no sítio do Km83.....	100
6.2.2. Convergência Noturna.....	104
6.2.3. Taxa de acumulação.....	107
6.2.4. Evolução dos fluxos.....	113
6.2.5. Fluxo médio.....	116
7. CONCLUSÕES	118
8. BIBLIOGRAFIA	123

RESUMO

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Física

Universidade federal de santa Maria, RS, Brasil

AVALIAÇÃO DOS FLUXOS SUPERFICIAIS NOTURNOS DE ESCALARES ATRAVÉS DO MÉTODO DE BALANÇO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

AUTOR: RODRIGO DA SILVA

ORIENTAÇÃO: Dr. OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Local e Data da Defesa: Santa Maria, 19 de Abril de 2006.

Três campanhas de medidas da estrutura da camada limite noturna em área limpa e de floresta próximo de Santarém, PA, realizadas em 2001 e 2003 são apresentadas neste trabalho.

O objetivo principal foi descrever a evolução temporal dos perfis de vento e termodinâmicos na camada limite estável para usar o método de acúmulo de escalares, como o CO₂, nesta camada, como meio de estimar os fluxos superficiais. Isso se torna necessário porque freqüentemente condições de ventos calmos sobre estes sítios ocorrem durante o período noturno limitando a confiança das estimativas do fluxo de CO₂ realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos.

Em 2001, usando balão cativo as observações foram realizadas no sítio de pastagem. Em 2003, estas observações foram repetidas com uma sonda especialmente desenvolvida para medir a concentração de CO₂, temperatura, umidade e pressão do ar. Durante os primeiros estágios da convecção, logo após o nascer do sol, ambos métodos de covariância de vórtices e acumulação são válidos e foram comparados. Durante a noite o principal é determinar a profundidade da camada atmosférica dentro da qual o CO₂ acumula. Na floresta, à noite a camada de acumulação de CO₂ basicamente foi constante e a altura foi de 32 m. O fluxo médio de CO₂ à noite (F_c) foi estimado igual a $0.09(\pm 0.03)$ mgCO₂/m²s. Na média a taxa de acumulação de CO₂ se manteve constante dentro da floresta, decrescendo até aproximadamente zero até níveis que variaram desde 100 m até 140 m. Estes

resultados estão de acordo com as observações das torres de fluxo na região de estudo dos dados de longo termo do perfil do gás. Sobre o sítio com o solo arado a camada de acumulação de CO₂ à noite em média varia entre 60-80 m, atingindo mais de 100 m em algumas noites. O fluxo noturno médio de CO₂ foi estimado em $F_c=0.20(\pm 0.2)$ mgCO₂/m²s. A variação vertical da taxa de acumulação apresentou dois padrões distintos próximo a superfície. Duas noites a variação vertical da taxa de acumulação foi aproximadamente constante, em outras quatro noites decresceu rapidamente com a altura, desde a superfície até 30-50 metros de altura. O nível a partir do qual a taxa de acumulação é nula variou desde 80 m a 135 m.

ABSTRACT

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Física

Universidade federal de santa Maria, RS, Brasil

EVALUATION NOCTURNAL SURFACE FLUXES OF THE SCALARES USING BOUNDARY LAYER BUDGET METHOD

AUTOR: RODRIGO DA SILVA

ORIENTAÇÃO: Dr. OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Local e Data da Defesa: Santa Maria, 19 de Abril de 2006.

We report on three campaigns to measure the structure of the nocturnal boundary layer in cleared and forested areas near Santarém, PA, in 2001 and 2003. The aim was to describe the temporal evolution of wind and thermodynamic profiles in the stable surface layer and to use the accumulation of scalars, such as CO₂ in the layer as a way to infer surface fluxes. This was deemed necessary because the frequent very calm conditions limited the validity of eddy covariance flux CO₂ measurements at these sites at night. In 2001, tethered balloon observations were made at a pasture site. In 2003, this study was repeated, with a special balloon sonde deployed to measure CO₂, temperature, humidity, and pressure. During the convective period just after sunrise, both the eddy covariance and accumulation flux estimation methods are valid and were compared. At night the key is to determine the thickness of the atmospheric layer to which nocturnal respiratory CO₂ accumulates. In the forest at night the CO₂ accumulation layer was basically constant and had a height of 32 m. The mean CO₂ night flux (F_c) was estimated as 0.09(±0.02) mgCO₂/m²s. The average CO₂ accumulation rate was constant into de forest, decreased linearly with height form canopy height to 100-140 m high. These results are in agreement with the average profiles measured from forest flux towers. Over plowed field we found a larger CO₂ accumulation layer at 60-80 m, reaching more then 100 m on some nights. The mean CO₂ night flux was estimated

$F_c=0.20(\pm 0.2)$ mgCO₂/m²s. We found two shape of CO₂ accumulation rate near the ground. Two nights the accumulation rate was basically constant with height, other four nights it decreased linearly with height, from the surface to 30-50 m high. The level what the accumulation rate is zero vary from 80 m to 135 m high.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Atualmente, a principal técnica empregada para estimar fluxos superficiais de massa e energia, resultantes da interação biosfera e a atmosfera, é a técnica de covariância de vórtices (CV). Essa técnica está baseada em medidas de alta frequência das componentes horizontais e verticais do vento, temperatura do ar e de concentrações de vapor d'água e CO₂. Entretanto, sob condições de pouca ou nenhuma mistura atmosférica, o método de covariância de vórtices tem enfrentado severas críticas (PATTEY et al. 2002; BALDOCCHI, 2003; KRUIJT et al., 2004).

Particularmente, na Amazônia o problema de noites calmas pode ter grande impacto nas estimativas da troca líquida de carbono do ecossistema utilizando-se a técnica de CV para estimar a fotossíntese, ou seja, o fluxo de CO₂ durante o dia, e a respiração, ou seja, o fluxo de CO₂ noturno. Pois ambas apresentam valores absolutos muito próximos. Desta forma, um erro ou incerteza grande associada a estimativa de uma ou outra geram uma incerteza ou erro grande associado ao balanço final da troca líquida de carbono do ecossistema (SAKAI et al., 2004; ACEVEDO et al., 2004).

Métodos alternativos que fazem uso de medidas dos perfis de variáveis atmosféricas vêm sendo propostos para as estimativas dos fluxos superficiais sob condições nas quais a técnica de covariância de vórtices é questionável. Um destes métodos, o de “balanço da camada limite” foi durante muito tempo, antes dos avanços tecnológicos que permitiram o desenvolvimento de sensores de resposta rápida, uma das principais ferramentas utilizadas para se estudar as propriedades da Camada Limite Atmosférica. Surpreendentemente, este método está agora sendo revigorado pelas limitações dos sensores assim como pela necessidade de descrever fenômenos que os mesmos são incapazes de perceber (CULF et al. 1999; PATTEY et al., 2002; ACEVEDO et al., 2004; SAKAI et al., 2004).

O objetivo deste trabalho foi estimar os fluxos noturnos de CO₂, calor sensível e calor latente para uma região de lavoura e outra de floresta na Amazônia, aplicando o método de balanço de camada limite ou método de acumulação. O perfil da taxa de acumulação dos escalares na camada limite noturna e a evolução temporal do nível de acumulação destes escalares também são objetivos deste trabalho. Para alcançar estes objetivos foi necessário desenvolver uma sonda para balão cativo capaz de medir, armazenar e transmitir dados de concentração de CO₂, temperatura e umidade do ar e pressão atmosférica dentro das primeiras centenas de metros da atmosfera. Assim, este trabalho também possuiu um componente de desenvolvimento tecnológico.

Os resultados obtidos a partir da análise dos perfis de concentração de CO₂, temperatura potencial e umidade, obtidos por sucessivas sondagens, foram usados para determinar a evolução da altura da camada limite estável noturna, a variação vertical da taxa de acumulação de CO₂ e umidade e, conseqüentemente, determinar a altura de convergência dos escalares ao longo da noite. Estes resultados foram então usados para extrapolar os perfis de umidade e CO₂, medidos em torres micrometeorológicas. Desta forma, estimou-se o fluxo superficial dos escalares a partir da integração de seus perfis. Particularmente, durante as primeiras hora da manhã, os fluxos estimados por este método podem ser comparados com os fluxos medidos pela torre micrometeorológica próxima ao local das sondagens (ACEVEDO et al., 2004) e podem ser usados para validação.

Uma particularidade deste trabalho foi o desenvolvimento completo de uma sonda capaz de medir os perfis de concentração de CO₂, temperatura e umidade do ar e pressão, fixada a um balão cativo. Basicamente o sistema acopla dentro de uma pequena caixa todos os sensores a um dispositivo (“datalogger”) que realiza a leitura dos sensores e armazena os dados em uma memória. Também, foi desenvolvido um sistema de radio transmissão e recepção para monitorar os dados em tempo real, possibilitando também o armazenamento dos dados em um microcomputador durante as sondagens.

Os dados aqui analisados foram coletados em sítios experimentais pertencentes a dois projetos. Primeiramente, a sonda de CO₂ foi testada e calibrada na campanha intensiva do Projeto HVAMS (Hudson Valley Ambient Meteorology Study), acoplado ao sistema TAOS (Tethered Atmospheric Observing System) do NCAR (National Center of Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA). As

medidas realizadas durante este experimento ocorreram durante o mês de Outubro de 2003 na cidade de Kingston, NY. Posteriormente, o problema particular dos fluxos superficiais noturnos, foi investigado em duas campanhas intensivas nos sítios de pastagem e floresta do LBA-ECO (Experimento de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – Componente Ecologia), nas proximidades do município de Santarém, PA, Brasil.

Nestas campanhas, sondagens por balão cativo foram realizadas nos meses de Julho e Outubro de 2001 e no mês de Novembro de 2003. Os resultados obtidos das campanhas de 2001 levaram à necessidade de se desenvolver um sistema de sondagem capaz de medir diretamente a concentração de CO₂ dentro da camada limite estável a fim de se determinar exatamente a taxa e altura de acumulação de CO₂ ao longo da noite.

Os capítulos subseqüentes deste trabalho estão assim dispostos: inicialmente, no segundo capítulo, são discutidos o problema do balanço global de carbono e a questão do sumidouro desconhecido de carbono, e o papel dos oceanos e das florestas tropicais úmidas no balanço global de carbono. No terceiro capítulo é apresentado, o método de covariância de vórtices e o método de balanço da camada limite. No quarto capítulo é apresentada uma descrição detalhada do desenvolvimento da sonda, descrição dos sensores que a compõem, dataloggers e sistema de radio transmissão. Os sítios e o desenho experimental estão descritos no quinto capítulo. Os resultados e discussões das três campanhas de medidas são apresentados no sexto capítulo. Finalizando com o sétimo capítulo em que estão descritas as conclusões, considerações finais e as propostas para futuros trabalhos.

CAPÍTULO 2

BALANÇO DE CARBONO

Entre os elementos constituintes da atmosfera, o carbono é um dos mais importantes. Juntamente com o Hidrogênio e o Oxigênio formam e sustentam a vida no planeta. De fato, toda a vida (matéria orgânica) contém hidrogênio e carbono, os chamados hidrocarbonetos.

Devido à presença do carbono na atmosfera na forma de CO_2 juntamente com o vapor d'água, a atmosfera fornece condições favoráveis para manutenção e renovação da vida na terra. Além, destes dois elementos, CO_2 e H_2O , outros gases presentes na atmosfera, como o metano (CH_4), o ozônio (O_3), o óxido nitroso (N_2O) e o vapor d'água formam um escudo protetor e regulador da radiação solar que atinge a superfície da terra. A atmosfera terrestre é transparente à radiação de onda curta, proveniente do sol, entretanto absorve e emite a radiação de onda longa proveniente da superfície e da própria atmosfera terrestre. Esta propriedade da atmosfera de reter e emitir calor é conhecido como efeito estufa, assim estes gases são chamados de gases do efeito estufa. Entretanto, alterações nos níveis das concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera, principalmente o CO_2 , influenciam nas mudanças climáticas do planeta.

A atmosfera armazena atualmente aproximadamente (720×10^{15} g C), na forma de CO_2 . Quantidade muito menor comparado com a quantidade de carbono contido nos oceano, cerca de (40.000×10^{15} g C), principalmente na forma de carbonato de cálcio e magnésio. A biomassa dos ecossistemas terrestres armazena em torno de (560×10^{15} g C), enquanto que no solo estão armazenados cerca de (1.500×10^{15} g C) (SCHLESINGER, 1997).



Figura 2.1 – Ciclo biogeoquímico do carbono nos anos 90. Todos os valores em preto representam o fluxo anual e estão expressos em (10^{15} g C por ano). Os valores em azul representam a armazenagem de carbono nos diferentes ecossistemas e na atmosfera e estão expressos em (10^{15} g C) (SCHLESINGER, 1997).

A atmosfera é o elo de ligação do ciclo do carbono para com os oceanos e os ecossistemas terrestres. O resultado do balanço entre fontes e sumidouros de CO_2 nos oceanos e nos ecossistemas terrestres nos fornece a concentração de CO_2 na atmosfera terrestre. O CO_2 disponível na atmosfera é incorporado aos ecossistemas terrestres através da fotossíntese pelas plantas e aos oceanos pela fotossíntese nas algas ou pela dissolução na forma de carbonatos (SCHLESINGER, 1997).

2.1 Balanço global de carbono

Além da liberação natural de CO_2 para a atmosfera devido à respiração de plantas e animais, uma grande quantidade de CO_2 tem sido deliberadamente jogada na atmosfera devido às atividades humanas modernas, interferindo decisivamente no ciclo biogeoquímico do carbono. A queima de combustíveis fósseis como petróleo, carvão e gás natural e as mudanças na cobertura vegetal, associadas ao desmatamento e queimadas em benefício da expansão agrícola e aumento das áreas urbanas, atualmente despejam na atmosfera $5,0 \times 10^{15}$ g C ano⁻¹ e $1,8 \times 10^{15}$ g C ano⁻¹ respectivamente (SCHLESINGER, 1997). A figura (2.2) mostra o constante acúmulo de CO_2 na atmosfera. As fontes dos dados são do SIO (Scripps Institution

of Oceanography) até 1974 e após Maio de 1994 do NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Uma importante e preocupante informação retirada do gráfico da figura (2.2) é a taxa de acumulação anual de CO₂ na atmosfera. Um dos principais fatores para esse aumento está relacionada com as atividades e expansão da sociedade moderna, principalmente através da queima de combustíveis fósseis como fonte de energia.

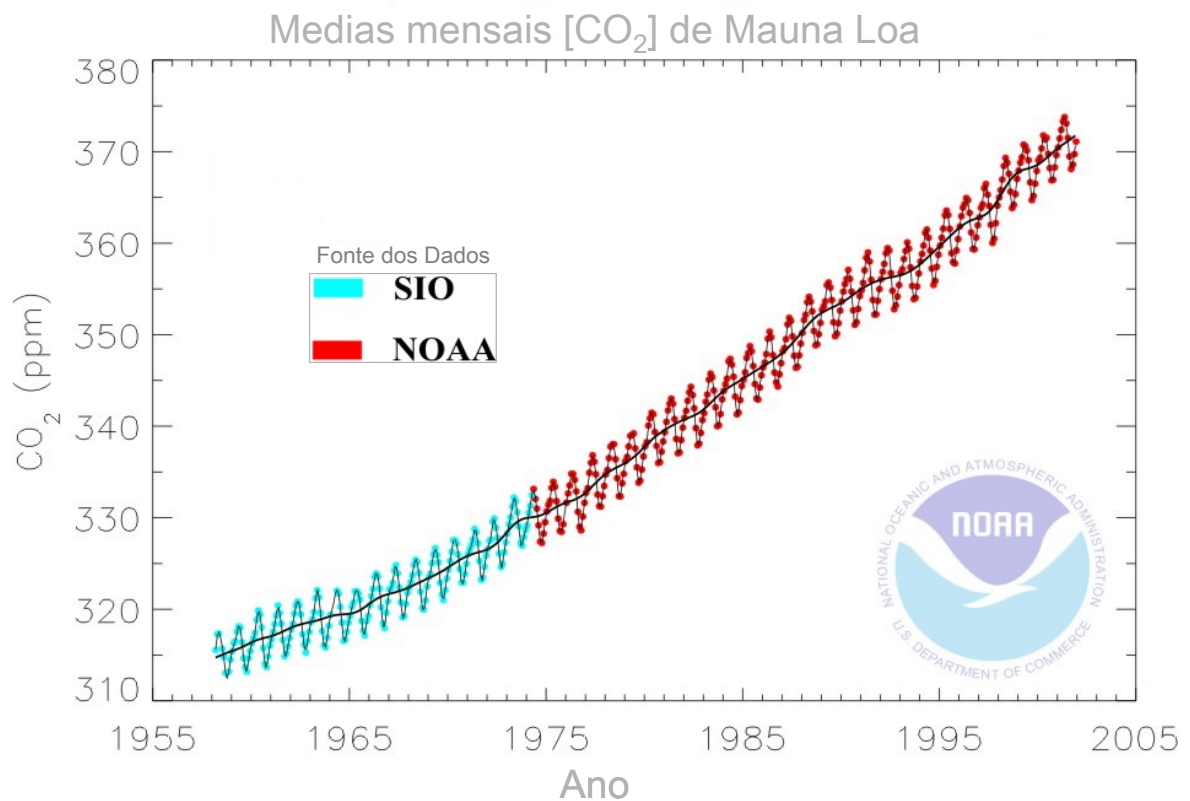


Figura 2.2 – Médias mensais da concentração de CO₂ medidas em Mauna Loa, EUA. A linha cheia representa a média anual da concentração de CO₂, continuamente crescente ao longo dos anos (Fonte: NOAA webpage).

A contribuição de CO₂ para atmosfera devido à queima dos combustíveis fósseis é bem conhecida dentro do balanço global do carbono. Considerando apenas os valores de emissão dos combustíveis fósseis, o aumento anual da concentração de CO₂ na atmosfera deveria ser de 0,7% por ano. Entretanto, observa-se apenas um acréscimo de 0,4% por ano na acumulação de CO₂ na atmosfera, ou seja, somente 58% do CO₂ liberado devido à queima dos combustíveis fósseis acumula-se na atmosfera. Considerando a emissão líquida de

CO₂ da superfície terrestre para a atmosfera $1,8 \times 10^{15}$ g C ano⁻¹, a fotossíntese total 120×10^{15} g C ano⁻¹ é levemente menor do que a respiração total na biosfera 122×10^{15} g C ano⁻¹ (SCHLESINGER, 1997).

Estes números indicam que os ecossistemas terrestres não conseguem equilibrar as perturbações provocadas pelo homem na biosfera. Historicamente, os ecossistemas terrestres sempre mantiveram um relativo equilíbrio em termos globais das emissões e reabsorções de carbono, especificamente nos últimos séculos as alterações humanas foram contrabalançadas por outros processos na biosfera, como por exemplo, a fertilização por CO₂ (Watson et al., 2000 apud...).

Oceanógrafos analisando resultados de modelos de circulações oceânicas e dissociação de CO₂ em águas marinhas acreditam que aproximadamente 40% do CO₂ liberado dos combustíveis fósseis podem ser absorvidos pelos oceanos todo ano. Entretanto, estimativas recentes apontam para uma absorção de CO₂ pelos oceanos da ordem de $(1,6 \times 10^{15}$ g C ano⁻¹), o que corresponde uma remoção da atmosfera de aproximadamente 30% do CO₂ lançado pela queima de combustíveis fósseis (TANS et al., 1990).

Desprezando as incertezas contidas nestas estimativas e considerando que os valores das taxas de absorção pelos oceanos e assimilação pela atmosfera são precisas, teremos como conseqüência um desequilíbrio no balanço global do carbono. Os níveis de emissões bem conhecidas causadas pela queima de combustíveis fósseis e destruição da cobertura vegetal deveriam ocasionar uma taxa de acumulação de CO₂ pela atmosfera maior do que as registradas atualmente ($3,0 \times 10^{15}$ g C por ano) (SCHLESINGLER, 1997).

O desaparecimento de CO₂ da atmosfera através de um sumidouro desconhecido tem gerado divergências de opiniões na comunidade científica que estuda mudanças globais e seus efeitos no meio ambiente, principalmente quanto aos níveis de incerteza dos resultados de medidas observacionais e de modelagens numéricas, bem como as metodologias aplicadas aos estudos dos impactos ambientais causados pelas alterações antropogênicas.

Por outro lado, atualmente existe um grande esforço científico na busca de um melhor conhecimento sobre os processos de troca do carbono e dos demais gases do efeito estufa, entre os diferentes ecossistemas aquáticos e terrestres e a

atmosfera. Especialmente, nos ecossistemas terrestres em que as florestas tropicais são o alvo principal das pesquisas que buscam entender os efeitos provocados pelo desmatamento em grande escala, que ocasionam alterações no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escalas regional e global.

2.2 Ecossistemas aquáticos - Oceanos

Atualmente os oceanos ainda são os mais eficientes agentes re-absorvedores de CO₂ excedente na atmosfera. Embora, o processo de sedimentação nos oceanos ocorra lentamente ($0,2 \times 10^{15}$ g C ano⁻¹), a troca de CO₂ entre as águas superficiais e a atmosfera ocorre em um processo relativamente rápido, servindo como amortecedor do aumento das concentrações de CO₂ na atmosfera. Assim, o tempo de ciclagem do carbono nas águas superficiais é de cerca de 11 anos, enquanto em águas profundas é de 350 anos aproximadamente (SCHLESINGER, 1997). Isso é uma consequência da estratificação dos oceanos. Como resultado, apenas um terço das emissões antropogênicas de CO₂ foram removidas da atmosfera pelos oceanos (TANS et al., 1990).

Portanto, o poder de absorção dos oceanos possui limite devido a essa diferença de estocagem de carbono em águas rasas (630×10^{15} g C) e profundas (37.370×10^{15} g C) (SCHLESINGER, 1997). A análise de resultados obtidos do acoplamento de modelos de circulação global de carbono com modelos climáticos e com modelos de circulação dos oceanos e da dinâmica de vegetação, indicam uma crescente taxa de absorção de CO₂ pelos oceanos ao longo do século 21, porém os incrementos anuais estariam diminuindo neste mesmo período e finalizando com uma taxa anual constante de absorção de CO₂ em torno de ($5,0 \times 10^{15}$ g C por ano) (COX et al., 2000 apud....).

SCHLESINGER (1997) analisando um cenário hipotético pouco realista, onde todas as emissões antropogênicas fossem interrompidas, sugere que os oceanos conseguiriam reduzir a concentração de CO₂ na atmosfera de 360 ppm para níveis de concentração pré-industriais de 285 ppm em menos de 100 anos. Infelizmente, as projeções indicam que cerca de $20,3 \times 10^{15}$ g C por ano estarão sendo lançados na atmosfera até o final deste século (SCHLESINGER, 1997). De acordo com COX

et al., (2000) apud ..., apenas $5,0 \times 10^{15}$ g C por ano estariam sendo recuperados pelos oceanos, cabendo aos ecossistemas terrestres tentar sequestrar cerca de $15,3 \times 10^{15}$ g C por ano.

Embora estas previsões futuras provêm de modelos complexos que integram propriedades químicas e físicas da atmosfera e biosfera, eles ainda possuem um componente frágil em suas simulações. Pois pouco se conhece acerca da dinâmica dos processos que governam as trocas de energia, massa e radiação entre a superfície terrestre e a atmosfera.

2.3 Ecossistemas terrestres – Florestas

Uma questão importante quando se tenta determinar o balanço global de carbono, reside na evidencia de que as concentrações de CO₂ na atmosfera estariam abaixo das esperadas, pois levando-se em conta as taxas de emissão de CO₂ por fontes antropogênicas bem conhecidas os níveis de CO₂ deveriam ser maiores. Uma hipótese é a de que as trocas, ou seja, os fluxos de CO₂ entre a biosfera e a atmosfera não estão sendo devidamente estimados (Conway et al., 1994).

O principal problema reside na sensibilidade aos erros contidos nas estimativas dos valores de cada termo do balanço de CO₂. As magnitudes dos termos que correspondem às emissões devido ao desmatamento e uso da terra, a reabsorção pelos próprios ecossistemas terrestres e também a absorção de CO₂ pelos oceanos, são extremamente grandes e são de magnitude similar, tornando o balanço global de CO₂ extremamente sensível a qualquer erro de medida ou arredondamento.

Neste contexto, os ecossistemas terrestres são os que apresentam maiores dificuldades para quantificar sua contribuição no balanço do carbono. Por exemplo, os ecossistemas Amazônicos estão praticamente em um equilíbrio dinâmico com a atmosfera, sendo que as concentrações de CO₂ na atmosfera mostram diferenças regionais e sazonais.

Existe uma rede mundial de medidas de fluxos superficiais, especialmente concentradas no hemisfério norte. As diferenças regionais e sazonais são bem determinadas, enquanto há um maior aquecimento nas regiões continentais da América do Norte, Ásia e Europa há um menor aquecimento no hemisfério sul e sobre os oceanos. Dificuldades adicionais são impostas devido ao caráter turbulento existente na troca de CO₂ entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera.

Considerando a grande extensão territorial, as florestas tropicais úmidas têm papel fundamental no ciclo global do carbono, pois armazenam aproximadamente 40% do carbono estocado na biomassa terrestre (SCHLESINGER, 1997). Entretanto, ainda existem especulações sobre as potencialidades das florestas tropicais úmidas servirem como sumidouros eficientes do CO₂ excedente na atmosfera.

Os ecossistemas de florestas podem representar um papel decisivo no balanço global de CO₂, devido principalmente às grandes dificuldades existentes de medir e obter um balanço de carbono preciso para o sistema floresta-atmosfera. Além das dificuldades usuais de logísticas para realizar observações contínuas em florestas, existem muitas variedades de florestas, cada qual com características morfológicas e fisiológicas próprias pelas quais uma generalização não pode ser aplicada (SIEGENTHALER & SARMIENTO, 1993). Particularmente, a maior floresta tropical úmida do planeta é a Amazônia e tem concentrado as atenções dos pesquisadores. A Amazônia possui grande variedade de solos, micro-climas, taxas de precipitação pluviométricas, regiões de cobertura de nuvens e quantidade de irradiação solar em diferentes pontos, sendo que todos esses fatores influenciam diretamente nos processos de troca de energia e massa da floresta com a atmosfera (FITZJARRALD et al., 2004).

A determinação do saldo no balanço de carbono de um sistema como o da biosfera-atmosfera da região Amazônica tem sido considerado por Físicos, Químicos, Biólogos e Ecólogos como um dos maiores desafios científicos dos últimos anos. Como consequência, experimentos foram conduzidos a partir da década de 80, e consistentemente novos conhecimentos e novos experimentos vêm sendo aprimorados e executados em região de floresta. Abaixo estão listados alguns dos experimentos importantes realizados desde o início da década de 80:

- “Carbon in the Amazon River Experiment (CAMREX)”, 1982;
- “Amazon Region Micrometeorological Experiment (ARME)”, 1983;
- “Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A e 2B)”, 1985;
- “Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observations Study (ABRACOS)”, 1990;
- “Experimento da Camada Limite da Rondônia (RBLE)”, 1992;
- “Manaus Carbon Observations Experiment (MACOE)”, 1995;
- E o maior de todos, “O Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA)”, a partir de 1998.

O acúmulo de conhecimento gerado pelos primeiros experimentos serviu como ponto de partida na busca de metodologias observacionais e de análise de dados mais adequadas, aplicadas aos experimentos atuais (SAKAI et al., 2001). Com os avanços tecnológicos e a conseqüente melhoria dos instrumentos, o método de medida direta dos transportes turbulentos na atmosfera passou a ser amplamente empregado pelos pesquisadores para estimar os fluxos turbulentos através do chamado Método de Covariância de Vórtices. Atualmente os experimentos envolvendo observações micrometeorológicas têm sido projetados para realizarem longos períodos de medidas, a fim de se observar e determinar às variações sazonais dos fluxos turbulentos superficiais em diferentes ecossistemas.

CAPITULO 3

ESTIMATIVA DOS FLUXOS TURBULENTOS

3.1 O método de covariância de vórtices

Esta técnica mais empregada atualmente, para estimar fluxos turbulentos na superfície utiliza sensores de resposta rápida instalados em torres micrometeorológicas, medindo a covariância das flutuações das velocidades e dos escalares como, por exemplo, temperatura, vapor d'água e dióxido de carbono. Inicialmente empregada em experimentos de campo de curta duração sobre campos agrícolas planos, rapidamente difundiu-se entre os pesquisadores da camada limite e tornou-se um importante componente nas campanhas experimentais de longo prazo realizadas nos mais diversos locais do planeta sobre as mais variadas condições atmosféricas e de superfície. O conjunto de experimentos CARBO-EUROFLUX, AMERIFLUX, LBA, ASIAFLUX, FLUXNET globalmente espalhados, faz parte de um esforço sem precedentes para entender as principais causas e efeitos nos sistemas terrestres das mudanças climáticas desde escalas locais a escalas globais.

Em geral, os dados provenientes dos sensores de resposta rápida são analisados em blocos de 30 minutos. Filtros são aplicados de acordo com a frequência de amostragem e tipo do sensor, para os sensores que medem as componentes do vento, dependendo das características do terreno sob o sensor ou dependendo do alinhamento do sensor, deve-se aplicar uma rotação tridimensional a estas componentes (MCMILLEN, 1998).

Os fluxos cinemáticos turbulentos são calculados diretamente a partir de:

$$\overline{w'U'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w'U'; \quad (3.1)$$

$$\overline{w'\theta'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w'\theta'_i; \quad (3.2)$$

$$\overline{w'x'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\overline{w'x'} + \frac{m_d}{m_w} \frac{\rho_x}{\rho_d} \overline{w'\rho'_w} + \rho_x \left(1 + \frac{m_d}{m_w} \frac{\rho_x}{\rho_d} \right) \frac{\overline{w'\theta'}}{\theta} \right), \quad (3.3)$$

onde w é a componente vertical da velocidade do vento, U representa a velocidade do vento na horizontal, θ é a temperatura do ar e x representa um escalar, em geral a umidade específica (q) ou a concentração de CO_2 . Na equação (3.3), no lado direito aparece um termo adicional, conhecido como “webb correction” (WEBB et al., 1980). Este termo deve ser usado dependendo do tipo de medida que esta sendo tomada do escalar x , na qual deve ser levada em conta a densidade do ar. Neste termo, m_d e m_w representam o peso molecular do ar seco e do vapor d’água respectivamente, e ρ_d , ρ_w e ρ_x são as densidades do ar seco, vapor d’água e do escalar x respectivamente.

As observações micrometeorológicas nas florestas vêm sendo realizadas para estudar, entre outras coisas, a troca do dióxido de carbono entre floresta e a atmosfera (SHUTTLEWORTH et al., 1984; HARRISS et al., 1990; WOFSY et al., 1993; GOULDEN et al., 1996; GRECO & BALDOCCHI, 1996; SAKAI et al., 2004, ACEVEDO et al., 2004). Usando a técnica de covariância de vórtices, mede-se diretamente o fluxo turbulento de calor, água e CO_2 no interior e acima da floresta. Os fluxos turbulentos constituem o elo de ligação do sistema floresta-atmosfera, responsável pela troca de energia, água, CO_2 e uma infinidade de outros gases, gotículas e partículas nesta interface. De acordo com BALDOCCHI (2003), são quatro as principais qualidades da técnica de covariância de vórtices: o método possui uma escala apropriada que assegura medida representativa do saldo de troca de CO_2 de todo o ecossistema; a técnica permite medir diretamente o saldo de troca de CO_2 entre biosfera e atmosfera; a terceira qualidade diz respeito à área representativa de amostragem, que pode alcançar desde centenas de metros até quilômetros; a quarta diz respeito à escala temporal de medidas.

Quando condições atmosféricas são ideais, em área com vegetação homogênea e com uma superfície plana, aliado a longos períodos de medidas que minimizam o erro de amostragem, o uso da técnica de covariância pode ser considerado preciso para estimar os fluxos turbulentos superficiais e

conseqüentemente melhor representar o balanço (ou o saldo de troca) de CO₂ e H₂O do ecossistema local. Entretanto, na maioria dos sítios experimentais essas condições nem sempre estão presentes.

Em situações na qual a intensidade da turbulência é muito pequena ou quando um regime de intermitência ocorre, os fluxos estimados pelo sistema de covariância de vórtices não são precisos, e o erro associado às medidas tende a aumentar quando as medidas são integradas no tempo gerando uma maior incerteza nos balanços de energia e massa do ecossistema em estudo (BALDOCCHI, 2003). Quando esta técnica é aplicada em condições de não homogeneidade espacial e ou temporal, deve-se considerar medidas de acumulação na atmosfera, efeitos da advecção e a divergência do fluxo. Em geral, estas situações são mais freqüentes durante o período noturno gerando um número maior de dados imprecisos sobre a respiração do solo e das plantas, provocando um erro significativo nas estimativas dos saldos de trocas de CO₂ entre a biosfera e atmosfera. BALDOCCHI (2003) descreveu detalhadamente as virtudes e restrições do uso da técnica de correlação de vórtices em diferentes situações atmosféricas e de superfície.

Na tentativa de minimizar o problema em condições de pouca ou nenhuma mistura atmosférica, devido a pouca ou ausência de turbulência atmosférica, alguns critérios para avaliar e substituir os dados considerados de má qualidade, pois não quantificam adequadamente o fluxo turbulento, vem sendo sugeridos (GOULDEN et al, 1996; PATTEY et al, 2002). GOULDEN et al (1996) sugerem o critério chamado de “correção u^* ”, no qual não são utilizados na integração os dados noturnos em que o valor da escala de velocidade turbulenta u^* é menor do que aquele previamente determinado. Assim, esses dados são substituídos por outros de noites mais turbulentas nas quais as condições de temperatura do solo são similares. Este tipo de correção foi desenvolvido para ser aplicado a dados coletados sobre superfícies com alta rugosidade, como florestas temperadas.

GOULDEN et al., (2002), aplicaram este critério a dados coletados em região de floresta temperada usando o valor limite para $u^* < 0.2$ m/s. Eles verificaram que durante a estação seca 77% dos dados coletados estavam abaixo do valor de u^* determinado, e para a estação chuvosa 70% dos dados noturnos deveriam ser desconsiderados. Para a mesma região, MILLER et al (2003) demonstram que dependendo do valor de u^* escolhido, as estimativas do balanço anual do carbono

podem variar drasticamente, indicando desde que a região é um grande sumidouro de carbono chegando até a indicar ser uma pequena fonte de carbono. O problema da perda de fluxo noturno torna-se mais crítico em regiões que se caracterizam por noites predominantemente calmas, por exemplo, áreas abertas de pastagem ou lavouras cercadas por região de vegetação alta. Com o regime de pouco vento sobre uma superfície relativamente suave, à noite, uma inversão térmica se desenvolve junto à superfície e conseqüentemente há momentos em que a mistura vertical literalmente desaparece. SAKAI et al (2004) analisaram dados coletados em uma região que originariamente foi pastagem e posteriormente tornou-se lavoura de soja e arroz não irrigado nas proximidades de uma floresta. Eles determinaram o valor limite de $u^*=0.08\text{m/s}$, abaixo do qual o método de covariância não pode ser usado para estimar adequadamente os fluxos turbulentos naquela região.

Além do problema noturno da pouca amostragem de fluxos turbulentos através do método de correlação de vórtices, SAKAI et al (2001) mostraram que mesmo em condições diurnas de forte mistura sobre floresta, incluir as contribuições dos turbilhões de baixa frequência melhoram as estimativas dos fluxos turbulentos.

Esse aumento nos fluxos de calor e vapor d'água é suficiente para que o fechamento do balanço de energia seja alcançado. SAKAI et al (2001), demonstram que também os fluxos turbulentos diurnos subestimados somam-se ao problema de pouca amostragem dos fluxos noturnos, levando a crer que mesmo as boas estimativas da fotossíntese podem estar contribuindo na questão do sumidouro de carbono desconhecido.

PATTEY et al (2002) avaliaram o desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w) como sendo um critério mais robusto do que o u^* para classificar dados noturnos. Eles analisaram series temporais de 30 minutos de dados coletados ao longo de anos sobre uma plantação de milho e soja, observaram que os fluxos turbulentos noturnos de CO_2 são independentes de u^* e σ_w quando seus valores são maior ou igual à 1m/s e a velocidade horizontal do vento $U \approx 1,5\text{ m/s}$. Na floresta, o valor de $0,4\text{ m/s}$ para σ_w foi usado como critério para classificar os dados noturnos e determinar a substituição de dados durante condições de vento calmo, por dados de condições de vento favoráveis a técnica decovariança de vórtices.

Recentemente, entretanto, VICKERS & MAHRT (2004), e MAHRT & VICKERS (2005) mostraram que, se as escalas da transferência turbulenta forem

corretamente decompostas, os fluxos turbulentos podem ser corretamente determinados, mesmo para condições muito estáveis.

3.2 O método de balanço da camada limite atmosférica

Em geral, existe um consenso de que as estimativas dos fluxos superficiais de energia e massa através do método de covariância de vórtices turbulentos representam satisfatoriamente os fluxos sobre condições diurnas em condições de turbulência bem desenvolvida até situações de fraca estabilidade. Entretanto, em condições onde os vórtices de alta frequência são predominantes, geralmente dentro da camada limite noturna, essa técnica falha em estimar os fluxos superficiais com uma boa precisão (FITZJARRALD & MOORE, 1994; GOULDEN et al., 1996; PATTEY et al., 2002; SAKAI et al., 2004).

O método de balanço da camada limite surge como uma alternativa ou mesmo um complemento para melhorar a representatividade das estimativas dos fluxos superficiais feitas pelo difundido método de covariância de vórtices.

Considerando uma situação ideal, o acúmulo dos constituintes atmosféricos escalares dentro de um volume de referencia na camada limite deve-se somente à convergência do fluxo vertical. Entretanto, realmente na maioria das situações, deve-se imaginar este método como sendo uma caixa que vasa pelo topo e pelos lados devido à presença de outros agentes, como por exemplo, a advecção.

Estimativas dos fluxos através do método de balanço da camada limite noturna ou método de armazenamento são calculados através da equação de balanço, que em várias situações possui os seguintes termos:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = -\bar{U} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} + S. \quad (3.4)$$

(1) (2) (3) (4)

A equação (3.4) representa a evolução temporal de um escalar qualquer C em um dado ponto. O termo (1) representa a taxa de armazenamento de um escalar qualquer C, o termo (2) é a advecção ou o termo de transporte horizontal devido ao

vento médio, o termo (3) representa a convergência vertical do fluxo turbulento de C , e o termo (4) representa qualquer fonte ou sumidouro do escalar C .

Desconsiderando o fluxo turbulento horizontal e os efeitos de advecção, e considerando não haver nenhuma fonte ou sumidouro dentro da camada o armazenamento no tempo de um escalar qualquer é aproximadamente igual à divergência vertical do fluxo turbulento vertical do escalar, ou seja:

$$F_0 - F_h \approx \int_0^h \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} dz = h_a \frac{\partial \bar{C}}{\partial t}, \quad (3.5)$$

onde $F_0 \equiv \overline{w'c'}$ é o fluxo turbulento de um escalar qualquer C dentro da camada limite e h_a é a altura na qual $F_h = 0$.

Medidas de perfis de variáveis meteorológicas através de sondagens por balão cativo tem sido uma ferramenta muito importante no estudo dos fluxos turbulentos sobre condições noturnas. Adicionalmente, estas medidas através de balão cativo demonstram ser um método eficiente na determinação precisa da altura da camada na qual a acumulação efetivamente ocorre e na qual a integração da equação (3.5) é realizada (ACEVEDO et al., 2004). Sendo que h_a é um dos principais parâmetros a serem determinados na camada limite noturna. Também, através da análise direta de duas sondagens sucessivas é possível verificar quando ou até que ponto as simplificações assumidas são válidas.

Estudos de acumulação de escalares durante a noite na camada limite estável, tem sido realizados na tentativa de melhorar as estimativas dos fluxos noturnos estimadas pelo método de covariância de vórtices (CULF et al., 1999; PATTEY et al., 2002; ACEVEDO et al., 2004; SAKAI et al., 2004), e conseqüentemente, obter uma melhor estimativa para o balanço de carbono local. Entretanto, estabelecer critérios comparativos entre os dois métodos não é trivial. O problema reside em estabelecer as áreas de abrangência para cada método, o qual está relacionado diretamente com as condições do vento.

PATTEY et al (2002), encontraram boa concordância entre o método de balanço da camada limite noturna quando comparado aos fluxos de CO_2 estimados pelo método de covariância de vórtices apenas para condições noturnas com vento. Entretanto, CULF et al (1999) encontraram diferenças significantes nas estimativas

derivadas de ambos os métodos, e realizaram medidas de perfil atmosférico usando um balão cativo durante dez noites consecutivas sobre a floresta Amazônica próxima a uma torre micrometeorológica na reserva de Cuieiras no estado do Amazonas. Em 60% das noites os fluxos estimados pelo método de balanço foram em média $4,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ maiores do que os estimados pela torre, nos 40% das noites restantes as estimativas se mantiveram $1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ maiores. Em ambos trabalhos, nota-se claramente a importância da respiração de plantas e solo no balanço do carbono nos ecossistemas. As dificuldades em estimar adequadamente esse componente do balanço de carbono de modo geral estão em sua magnitude, baixos valores de fluxo de CO_2 , e também, freqüentemente, esses fluxos ocorrerem em condições atmosféricas impróprias para sua medida.

Através da análise das mudanças no gradiente de temperatura, umidade, direção e velocidade do vento podem ser estudadas as características e estratificações presentes dentro da camada limite noturna específica de uma determinada região. Utilizando medidas de perfil de escalares é possível determinar a taxa de acumulação de escalares ao longo da noite e sua variação com a altura. Apesar da idéia ser simples, isso não implica que sua aplicação seja simples. Um dos principais problemas envolvendo métodos que integram no tempo quantidades escalares contidas em um certo volume na atmosfera, reside principalmente em determinar corretamente os limites verticais de integração (FITZJARRALD, 2004).

Adicionalmente, a área de integração de perfis da camada limite noturna é maior do que as monitoradas pelos sensores de resposta rápida dos sistemas de covariância de vórtices, ocasionalmente regiões com altas concentrações estarão sendo computadas nas estimativas dos fluxos pelo método de balanço. O método de balanço da camada limite noturna necessita noites com ventos calmos ($U < 1,5 \text{ m/s}$) a fim de obter uma medida da respiração do ecossistema local sem a necessidade de quantificar termos adicionais na equação (3.4) (PATTEY et al, 2002; ACEVEDO et al, 2004). PATTEY et al (2002) relatam que além da necessidade de maior conhecimento sobre as escalas espaciais envolvendo as estimativas do método de balanço, o impacto nas estimativas dos fluxos, de eventos de intermitência durante o período noturno deve ser analisado cuidadosamente para evitar subestimação dos fluxos nestas situações.

SAKAI et al (2004) usaram o método de balanço da camada limite noturno para estimar os fluxos noturnos a partir dos dados medidos por uma torre

micrometeorológica, e foi usado a equação de balanço de energia para determinar a altura na qual os fluxos de calor sensível e calor latente deveriam convergir. Após considerar a taxa de acumulação de CO₂ constante com a altura integraram os perfis de concentração até altura determinada.

ACEVEDO et al (2004) usaram dois métodos diferentes, ou critérios diferentes, para determinar a altura da camada limite estável noturna, analisando a evolução temporal dos perfis de temperatura potencial e umidade específica sobre uma pastagem na região amazônica, em que usaram: (1) a altura da camada de nevoeiro como sendo a profundidade da camada de acumulação de escalares; e (2) a altura na qual os fluxos superficiais deveriam convergir considerando a equação de balanço de energia da camada dada por:

$$-Q^* = H + LE + G + S, \quad (3.6)$$

onde Q^* é o fluxo radioativo líquido, H e LE são respectivamente o fluxo de calor sensível e calor latente, G é o fluxo de calor do solo e S representa o armazenamento de calor no solo. O balanço é determinado dentro de uma caixa com base à $-0,2$ metros e o topo da caixa é a altura h da camada limite estável.

ACEVEDO et al (2004), determinaram a altura de acumulação noturna variável ao longo da noite. Cedo da noite a camada de acumulação atinge cerca de 30 metros de altura chegando até uma centena de metros no final da noite. Estes resultados são parte deste trabalho e serão apresentados detalhadamente posteriormente.

CAPITULO 4

INSTRUMENTAÇÃO

Neste capítulo é descrita a instrumentação utilizada nas três campanhas intensivas de sondagem por balão cativo na baixa atmosfera em regiões de pastagem, agricultura e floresta na Amazônia.

Está descrito detalhadamente o desenvolvimento da sonda de CO₂ utilizada nas medidas dos perfis verticais de concentração de CO₂, temperatura e umidade durante a última campanha experimental na região amazônica. Também, serão apresentadas as intercomparações e calibrações realizadas para os diferentes sensores que compõem a sonda.

A sonda foi projetada e desenvolvida no laboratório do JRG (Jungle Research Group) no ASRC (Atmospheric Science Research Center) da SUNY (State University of New York). O JRG é coordenado pelo Dr. David R. Fitzjarrald, que disponibilizou todos os recursos necessários para realização do projeto da sonda de CO₂.

A necessidade de conhecimento detalhado do comportamento do perfil de concentração de CO₂ na baixa atmosfera durante períodos de transição e principalmente do acúmulo de CO₂ durante o período calmo da noite, impulsionou a elaboração e desenvolvimento desta sonda de CO₂.

O projeto da sonda pode ser dividido em três partes fundamentais: o conjunto de sensores, o sistema de aquisição e armazenamento dos dados, e o sistema de transmissão e recepção dos dados através de radio frequência (figura 4.1).

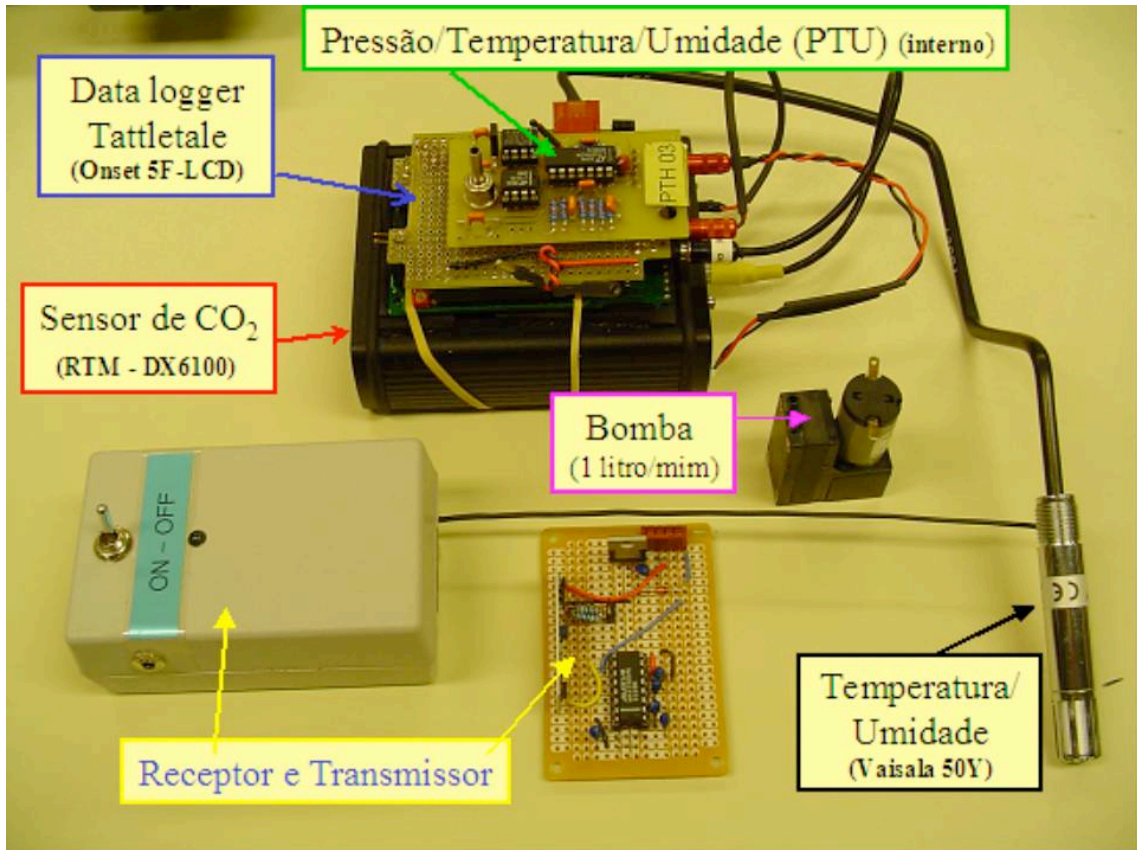


Figura 4.1 – Visualização dos componentes do sistema da sonda de CO₂.

Também, uma sonda comercial para sondagem atmosférica através de balão cativo modelo AIR (Boulder Colorado, USA) foi utilizada nas duas campanhas iniciais e operada em conjunto com a sonda de CO₂ durante a última campanha intensiva, fornecendo os dados de velocidade e direção do vento. Outro componente não menos importante no projeto é o balão cativo e seu guincho. Uma descrição do sistema AIR será apresentada juntamente com resultados da intercomparação realizada com os dados da sonda de CO₂, principalmente com relação aos dados de pressão registrados por ambas.

4.1 Sensores

4.1.1 Humitter 50Y (Vaisala)

O modelo comercial de sensores de temperatura e umidade do ar modelo Humitter 50Y/50U foi usado na sonda de CO₂ para medir as variáveis de temperatura e umidade do ar. Este sensor serviu de referência para calibrar os

sensores de temperatura e umidade dos módulos PTU. Este modelo foi escolhido por ser amplamente usado em torres para medidas meteorológicas dos perfis superficiais de temperatura e umidade do ar. Além de suas virtudes e defeitos serem bem conhecidos dos pesquisadores, seu baixo consumo de energia e peso contribuíram na escolha deste sensor.



Figura 4.2 – Sensor de temperatura e umidade do ar modelo Humitter 50Y Vaisala Inc. usado na sonda de CO₂.

O modelo Vaisala 50Y utiliza o sensor de temperatura Pt1000DIM43760B. O sensor de umidade utilizado no modelo 50Y é o INTERCAP®humidity, da Vaisala Inc. O modelo 50Y opera com alimentação de 7 à 28 V e consumo de 2 mA^h⁻¹. Opera no intervalo de temperaturas de -40^oC à +60^oC, com incerteza de 0.5^oC, e com 0% à 100% de umidade relativa do ar.

4.1.2 Módulo interno PTU (Pressão/Temperatura/Umidade)

Um pequeno dispositivo eletrônico contendo sensores de pressão, temperatura e umidade, foi utilizado primariamente para medir essas três variáveis dentro da caixa da sonda. Entretanto, é a medida da pressão absoluta a principal variável de interesse desde dispositivo eletrônico, pois, através dos dados de pressão é que será determinada a altura da sonda. Porém, os dados de temperatura e umidade são importantes para determinar e eliminar qualquer influência de suas variações nas medidas de pressão.

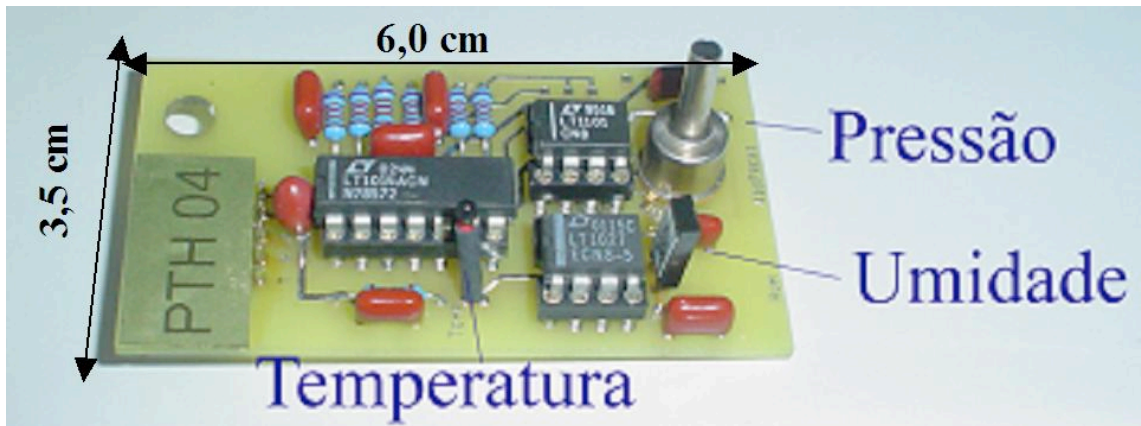


Figura 4.3 – Visualização da Placa PTU com a indicação dos sensores de Pressão, Umidade e Temperatura.

O circuito eletrônico deste pequeno conjunto de sensores foi projetado pela equipe do Dr. Jerry Berndt, pesquisador do ASRC. O sensor de pressão usado é o modelo OMEGA PX72-030AV, da fabricante Omega Engineering Inc. O PX72 mede a pressão absoluta no intervalo de 0 - 30 PSI (0 – 2068 mbar). Este intervalo é reduzido através de um limitador eletrônico contido no circuito para que o sensor opere com maior sensibilidade dentro do intervalo de valores característicos de pressão atmosférica. Este dispositivo funciona como um ajuste fino para obter uma maior precisão dentro de um determinado intervalo de pressão atmosférica. O sensor de umidade relativa usado foi o modelo HIH3605A da empresa Honeywell Inc.. O sensor de temperatura utilizado foi o termo-resistor modelo YSI44006 da empresa YSI Inc..

Foram montados quatro módulos PTU e a calibração das unidades PTU foi realizada através da intercomparação dos sinais de um barômetro e um sensor de temperatura e umidade modelo HUMITTER 50Y da Vaisala Inc. Os dados foram coletados utilizando um datalogger modelo 21XL da Campbell Sci. Com intervalo de amostragem de amostragem de 10 segundos, armazenando a média a cada minuto, durante aproximadamente 42 horas dentro do laboratório. A seguir serão mostrados os resultados das calibrações dos sensores de temperatura YSI44006, sensores de umidade HIH3605A e dos sensores de pressão PX72-030 respectivamente.

4.1.2.1 Calibração dos sensores de temperatura

A intercomparação entre o sinal dos sensores de temperatura PTU (YSI44006) e do sensor Vaisala 50Y mostrou uma excelente correlação (figura 4.4). Os coeficientes de calibração para cada sensor de temperatura dos módulos PTU estão listados na tabela (4.1). Após aplicar os coeficientes de calibração nos sinais brutos (mV) dos sensores de temperatura PTU, o erro associado ficou na ordem de 0.15°C , concordando com as especificações fornecidas pelo fabricante de 0.2°C .

A variação de temperatura registrada durante o período de calibração foi de $\Delta T=5^{\circ}\text{C}$ dentro do laboratório (figura 4.5). Embora fosse pequena a variação de temperatura, as oscilações existentes nas séries temporais, possibilitam avaliar o tempo de resposta e a precisão dos sensores de temperatura diante de mudanças súbitas de temperatura, importante característica do sensor para determinar as regiões de inversões térmicas na baixa atmosfera.

Outro aspecto importante a ser considerado é o fato dos sensores PTU estarem sendo utilizados internamente na caixa que envolve e protege a sonda de CO_2 e assim não estarão sujeitas às mudanças de velocidade do vento que influenciam medidas de temperatura. Entretanto, todos os sensores foram dispostos 2 m abaixo de uma saída de ventilação do laboratório, a qual permanecia ligada durante o dia controlando a temperatura interna do laboratório.

Tabela 4.1 – Coeficientes de calibração para regressão linear ($Y = A + B \cdot X$) entre os sensores de temperatura das placas PTU (T_01, T_02, T_03 e T_04) e o sensor de temperatura Vaisala 50Y.

X	A	B	Erro ($^{\circ}\text{C}$)	Correlação (r^2)
T_01	-42.34 (± 0.17)	0.02 ($\pm 10^{-4}$)	0.150	0.98
T_02	-34.41 (± 0.15)	0.02 ($\pm 10^{-4}$)	0.145	0.98
T_03	-37.12 (± 0.14)	0.02 ($\pm 10^{-4}$)	0.128	0.99
T_04	-39.96 (± 0.13)	0.01 ($\pm 10^{-4}$)	0.119	0.99

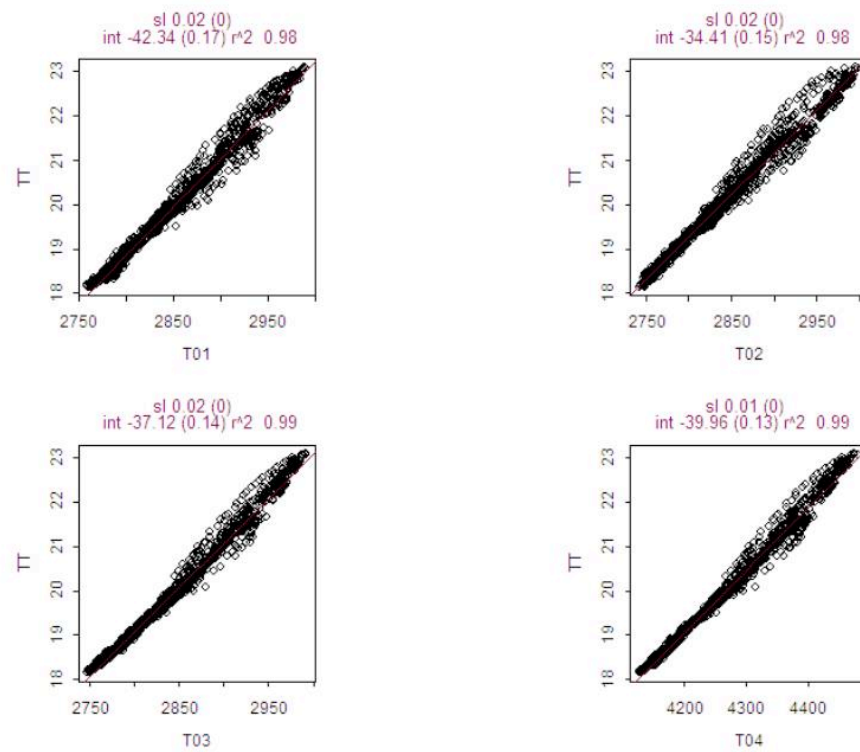


Figura 4.4 – Correlação entre o sinal do sensor de temperatura Vaisala 50Y, TT em ($^{\circ}$ C), e os quatro sensores de temperatura das placas PTU, T01, T02, T03 e T04 em (mV).

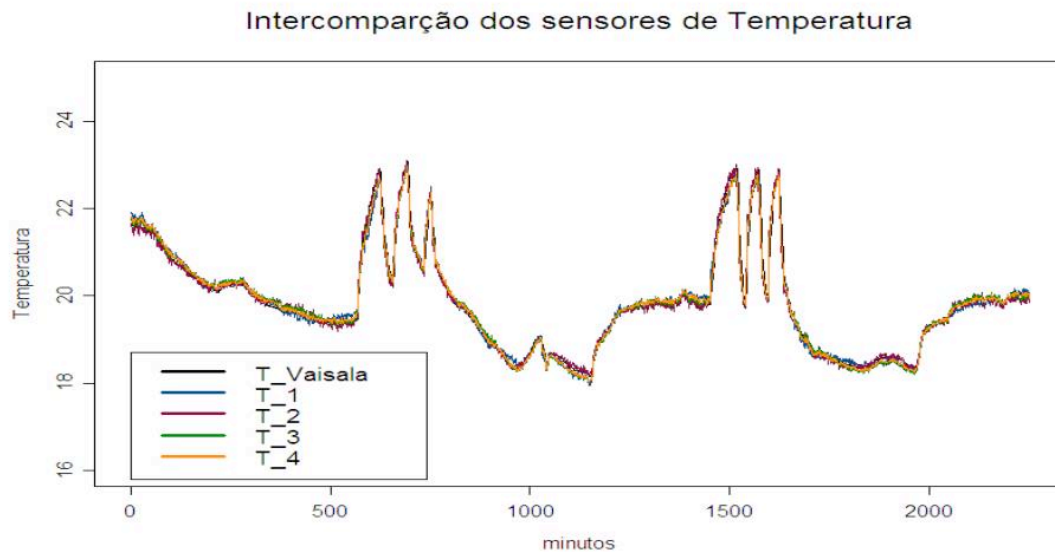


Figura 4.5 – Série temporal da intercomparação dos sensores de temperatura dos módulos PTU e o sensor de temperatura Vaisala 50Y após aplicar os coeficientes de calibração. Observa-se o momento em que a ventilação no laboratório é ligada (período de oscilações) para regular a temperatura ambiente.

4.1.2.2 Calibração dos sensores de Umidade:

A tabela (4.2) apresenta os valores dos coeficientes de calibração para os quatro sensores de umidades PTU (HIH3605A). Igualmente ao observado nos sinais brutos dos sensores de temperatura PTU, os dados brutos (mV) dos sensores de umidade PTU também apresentaram ótima correlação com o sinal de umidade relativa do ar medido pelo sensor de Umidade Vaisala 50Y. O erro associado após aplicar os coeficientes de calibração foi da ordem de 0.5%

Tabela 4.2 – Coeficientes de calibração para regressão linear ($Y = A + B \cdot X$) entre os sensores de umidade das placas PTU (U_01, U_02, U_03 e U_04) e o sensor de umidade Vaisala 50Y.

X	A	B	Erro (%)	Correlação (r^2)
U_01	-38.69 (± 0.21)	0.042 ($\pm 10^{-4}$)	0.638	0.99
U_02	-36.98 (± 0.19)	0.042 ($\pm 10^{-4}$)	0.570	0.99
U_03	-38.83 (± 0.19)	0.042 ($\pm 10^{-4}$)	0.558	0.99
U_04	-37.15 (± 0.20)	0.041 ($\pm 10^{-4}$)	0.601	0.99

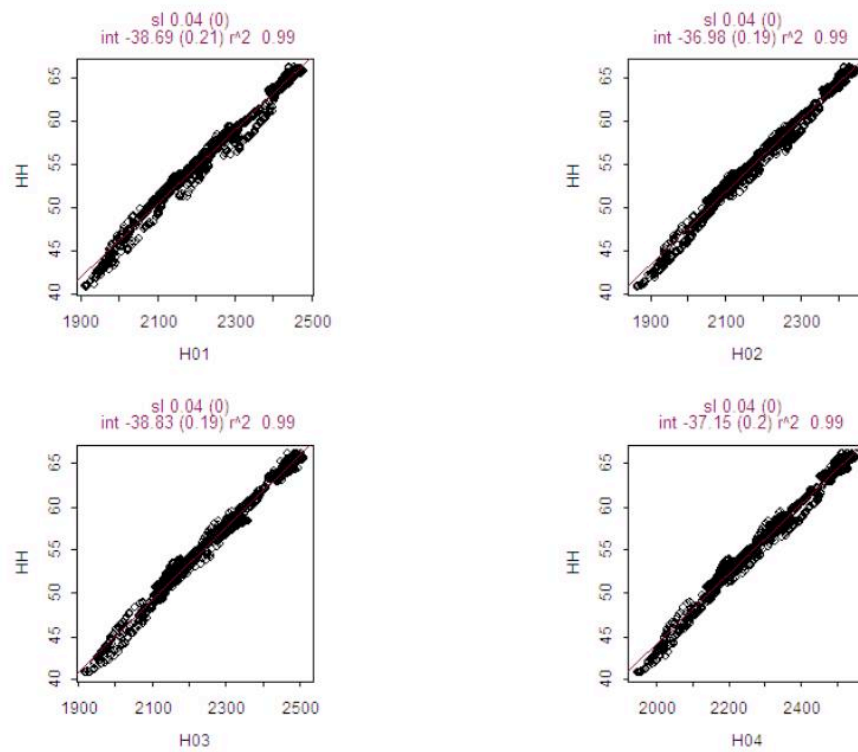


Figura 4.6 – Correlação entre o sinal do sensor de umidade relativa Vaisala 50Y, HH (%), e o sinal bruto (mV) dos quatro sensores de umidade das placas PTU, H01, H02, H03 e H04.

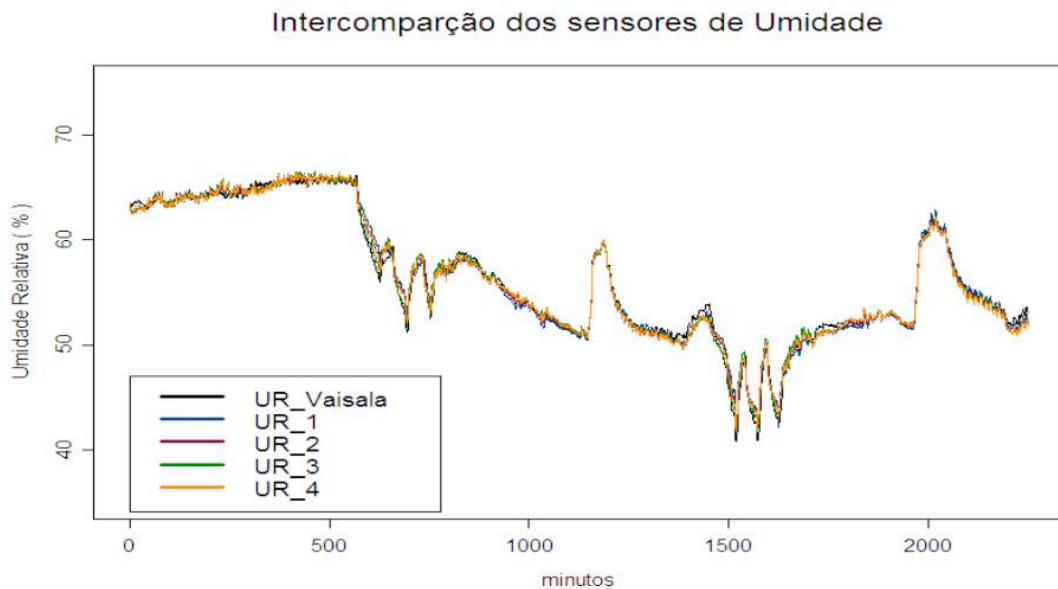


Figura 4.7 – Série temporal da intercomparação dos sensores de umidade dos módulos PTU e o sensor de umidade Vaisala 50Y, após aplicar os coeficientes de calibração.

4.1.2.3 Calibração dos sensores de Pressão

O micro-barômetro Setra, modelo 270 foi usado na intercomparação e calibração dos sensores de pressão OMEGA PX72-030AV dos módulos PTU.

Devido à sua pequena massa os sensores de pressão PTU apresentaram uma influência das variações de temperatura (figura 4.8). Entretanto, pode-se remover essas oscilações no sinal de pressão encontrando-se uma relação entre os sinais de pressão que seja uma função da temperatura.

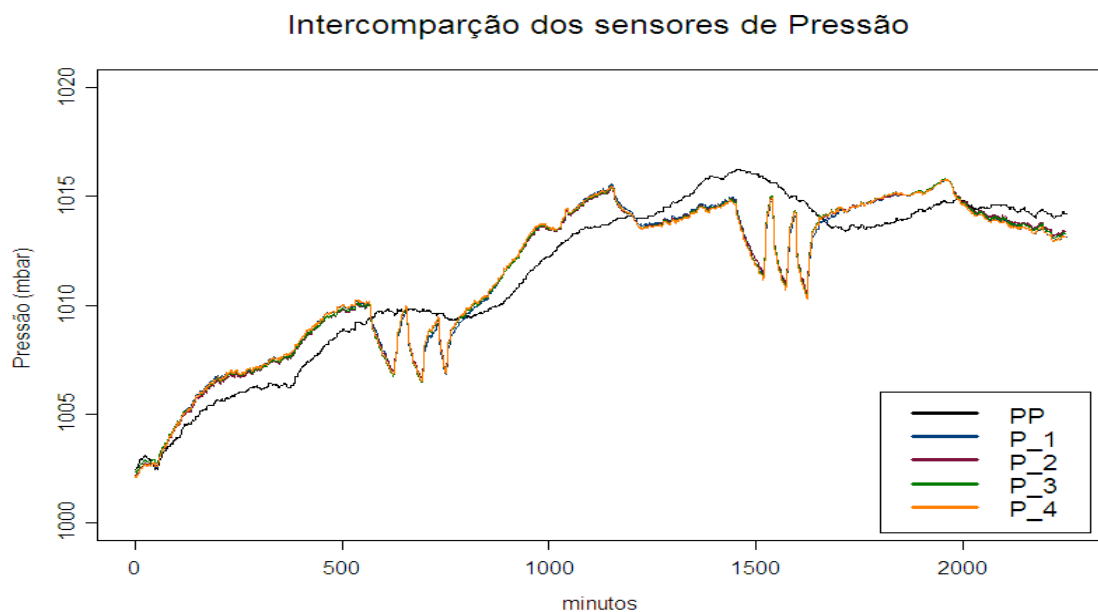


Figura 4.8 – Intercomparação entre os sensores de Pressão. A oscilação nos sinais dos sensores de pressão PTU é devida às variações de temperatura.

A razão entre o sinal do sensor PTU e o sinal do microbarômetro é uma função da temperatura (figura 4.9). A correlação entre a razão das pressões e a temperatura é mostrada na figura (4.10). Dividindo o sinal da pressão pela função dependente da temperatura remove-se a influência, ou contaminação, da temperatura no sinal de pressão medido pelos sensores PTU.

$$\frac{P_{PTU}}{P} = f(T_{PTU}) \quad (4.1)$$

$$f(T_{PTU}) = f(T) \Rightarrow \frac{P_{PTU}}{P} = A + B \cdot (T_{PTU}) \quad (4.2)$$

$$P_T \Rightarrow P = C + D \cdot \left(\frac{P_{PTU}}{f(T)} \right) \quad (4.3)$$

Após encontrar a função $f(T)$ e dividir o sinal contaminado P_{PTU} por essa função, tem-se o sinal da pressão P_T sem a influência da temperatura, restando apenas encontrar os novos coeficientes de calibração para o sinal sem a dependência da temperatura.

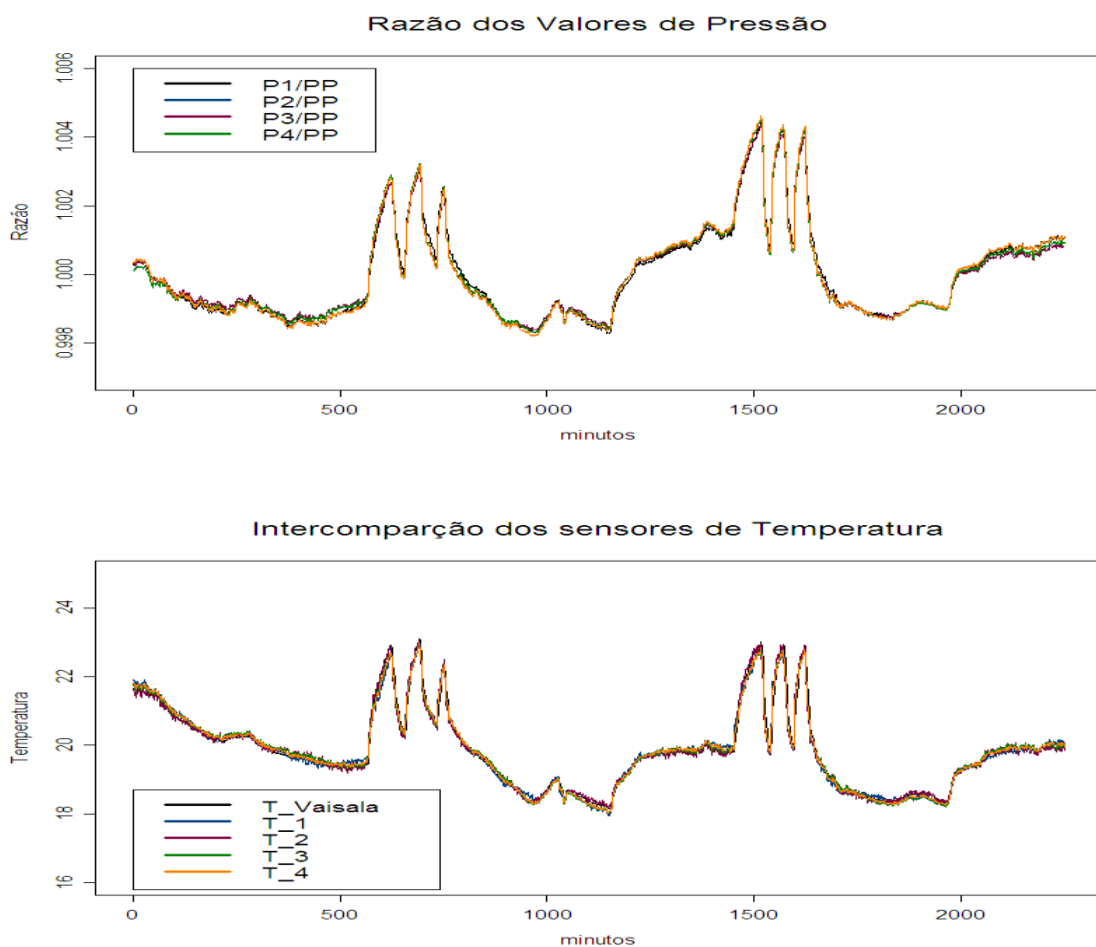


Figura 4.9 – Painel superior mostra a razão entre a pressão dos sensores PTU e a pressão do microbarômetro. Painel inferior mostra a série temporal da temperatura para os diferentes sensores. Nota-se explicitamente a influencia da temperatura nos sinais dos sensores de pressão PTU.

A tabela (4.3) mostra os coeficientes para a função $f(T)$ para cada uma dos módulos PTU. Adicionalmente, os valores dos coeficientes de calibração para os

sinais de pressão após remover a dependência da temperatura no sinal são mostrados na tabela (4.4). A figura (4.11) mostra a correlação entre o sinal do microbarômetro e o sinal corrigido P_T , sem a influencia da temperatura, dos sensores de pressão PTU. Na figura (4.12), a série temporal dos sinais de pressão para todos os sensores PTU após aplicar os coeficientes finais de calibração.

Tabela 4.3 – Coeficientes da função $f(T)$ (regressão linear).

	A	B	Erro Padrão	Correlação (r^2)
$f(T)_{01}$	0.987 ($\pm 10^{-4}$)	0.0006 (± 0)	0.0002	0.94
$f(T)_{02}$	0.986 ($\pm 10^{-4}$)	0.0007 (± 0)	0.0001	0.96
$f(T)_{03}$	0.986 ($\pm 10^{-4}$)	0.0007 (± 0)	0.0002	0.95
$f(T)_{04}$	0.987 ($\pm 10^{-4}$)	0.0007 (± 0)	0.0002	0.95

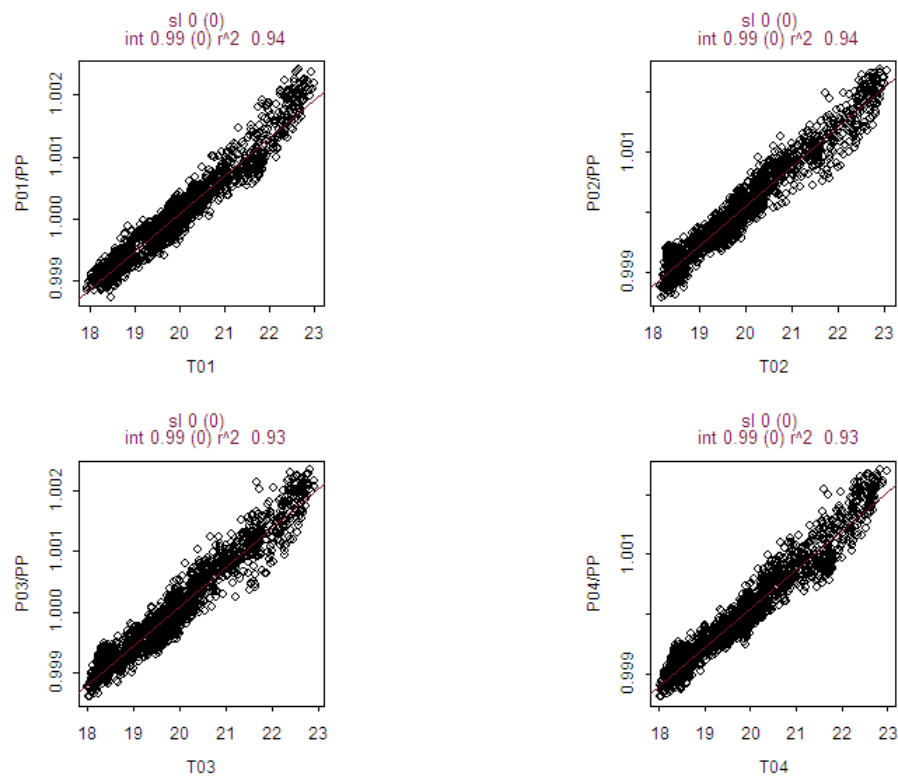


Figura 4.10 – Correlação entre as temperaturas PTU e a razão entre a pressão PTU e a pressão registrada pelo microbarômetro.

Tabela 4.4 – Coeficientes de calibração o sinal de pressão sem a dependência da temperatura P_T .

	A	B	Erro (mbar)	Correlação (r^2)
P_{T_01}	18.97 (± 0.90)	0.98 ($\pm 10^{-4}$)	0.161	0.99
P_{T_02}	17.75 (± 0.74)	0.98 ($\pm 10^{-4}$)	0.132	0.99
P_{T_03}	17.80 (± 0.85)	0.98 ($\pm 10^{-4}$)	0.152	0.99
P_{T_04}	17.78 (± 0.92)	0.98 ($\pm 10^{-4}$)	0.165	0.99

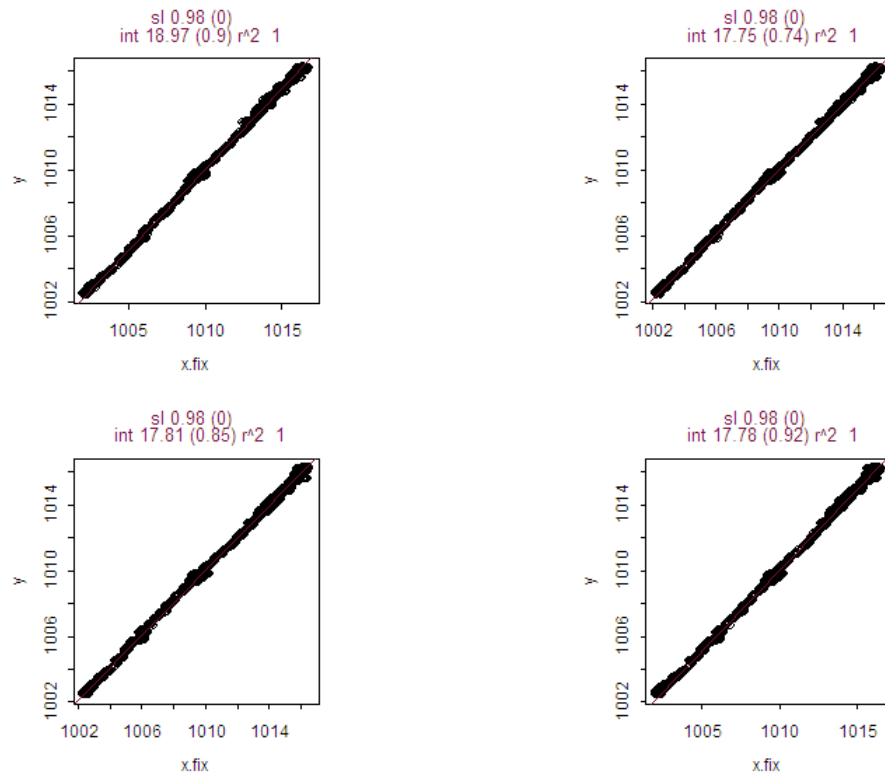


Figura 4.11– Correlação entre o microbarômetro e o sinal de pressão PTU após remover a dependência da temperatura.

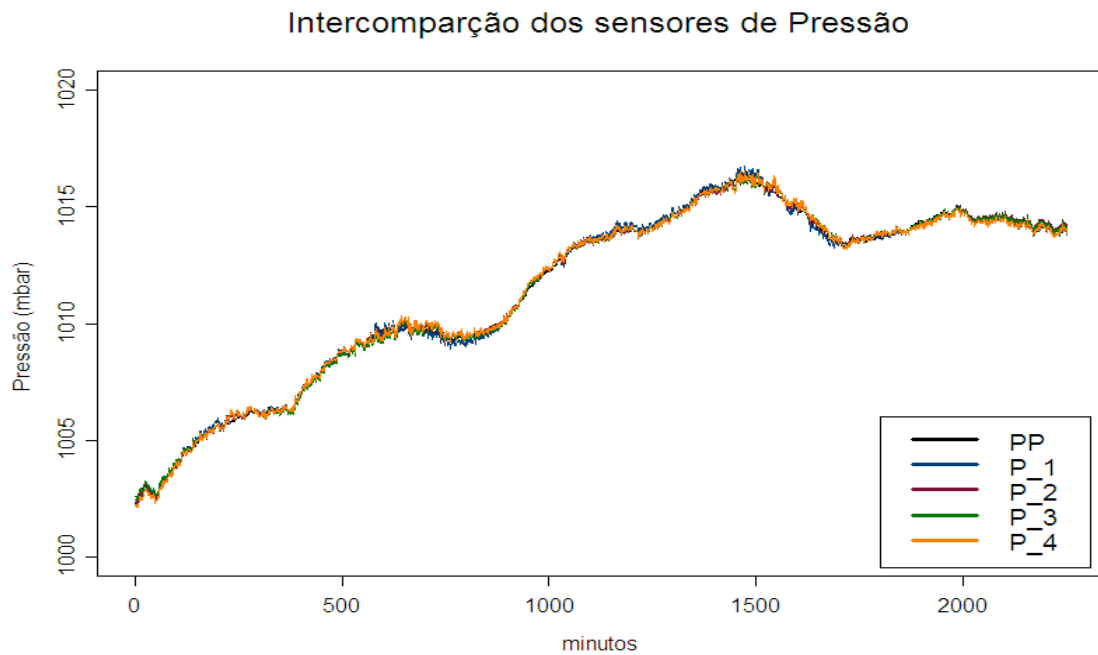


Figura 4.12– Série temporal do sinal dos sensores de pressão dos módulos PTU e do microbarômetro após remover a dependência da temperatura, equação (2) e aplicar os coeficientes de calibração, equação (3).

Apesar do problema de dependência da temperatura nos sinais de pressão dos sensores PTU, após aplicar as equações (4.2) e (4.3) consegue-se uma boa correlação com o sinal de pressão do microbarômetro. Também, o erro associado ao processo de calibração dos sensores de pressão é da ordem de 0.15 mbar.

Entretanto, em condições reais de sondagem, apesar da estratificação térmica da atmosfera, os tempos de voo da sonda e altitudes alcançadas não são suficientes para que as mudanças de temperatura na atmosfera influenciem no sinal de pressão medido dos sensores PTU (PX72). Este resultado será mostrado mais adiante quando serão comparadas as medidas do sensor de pressão da sonda de CO₂ e o sensor de pressão da sonda AIR.

Contudo, algumas precauções podem ser tomadas como, por exemplo, proteger ou revestir o corpo do sensor de pressão com material térmico isolante. Adicionalmente, o sensor de temperatura do módulo PTU poderia permanecer em contato direto com o corpo do sensor de pressão para obter um melhor controle das variações de temperatura sofridas pelo sensor de pressão.

Especificamente, para o uso na sonda de CO₂, após analisar os resultados das calibrações e correções efetuadas para os três sensores presentes nos módulos PTU, todos os módulos construídos poderão ser usados para determinar as alturas durante as sondagens.

De modo geral, conclui-se que esse pequeno dispositivo eletrônico pode ser seguramente usado para medir variáveis atmosféricas (temperatura, umidade e pressão), com a mesma confiabilidade dos sensores comerciais tradicionais.

4.1.3 Sensor de CO₂ RTM DX6100

O analisador de gás CO₂ utilizado no desenvolvimento da sonda foi o modelo DX6100 Analisador de Gás produzido pela empresa RMT Ltd, (Moscou, Rússia <http://www.rmtltd.ru>). O DX6100 possui um sensor infravermelho do tipo diferencial e não dispersivo para analisar o gás. O princípio de operação está baseado na absorção seletiva da radiação infravermelha pelas moléculas do gás. O DX6100 possui o mesmo princípio de medida do que o utilizado pelos conhecidos modelos da Li-Cor Inc.(Lincoln NE), como por exemplo os modelos LI-6262 e LI-7000. Os analisadores de Gás Li-Cor Inc. são amplamente usados em sistemas de correlação de vórtices para medir fluxos turbulentos de CO₂ e H₂O e também são utilizados em medidas de perfis das concentrações de CO₂ e H₂O. Embora existam modelos da Li-Cor Inc. como o LI-800, que é leve o suficiente para voar em um balão cativo de 4 m³, seu alto consumo de energia e alto custo tendem a inviabiliza-lo como sonda.

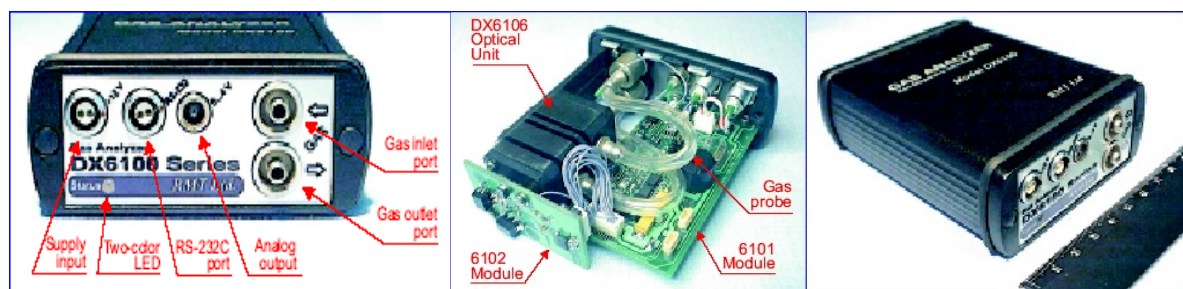


Figura 4.13 – Foto do analisador de gás RTM DX6100.

O DX6100 pesando apenas 300 g, medindo 10 cm de comprimento, 8 cm de largura e 3 cm de altura e com consumo máximo de 300 mA, é um equipamento que

possui dimensões apropriadas para ser utilizado como instrumento de sondagens em um sistema que utiliza balão cativo relativamente pequeno capaz de realizar medidas em regiões de floresta que apresentem apenas uma pequena área aberta para sua operação.

Segundo o fabricante, o DX6100 foi especialmente desenvolvido para poder realizar amostragens entre 0.01 e 20Hz, com alta sensibilidade, baixo ruído e baixo consumo de energia. A precisão do DX6100 referida pelo fabricante para um intervalo de 100 ppm da concentração de CO₂ é de 1%, com amostragem de 1 Hz e com media de bloco à 5 Hz. Esta é uma boa precisão para medidas do perfil vertical da concentração de CO₂, na qual a diferença de concentração desde a superfície até aproximadamente 300m de altura, durante a noite, geralmente é da ordem de 150 ppm para uma região de floresta onde se observa um grande acúmulo próximo a superfície (CULF et al, 1999).

O DX6100 possui duas interfaces de entrada e saídas de dados. A interface analógica que é uma saída de dados. Através desta é possível coletar os dados de concentração de CO₂, que são registrados em unidades de diferença do potencial elétrico dentro do intervalo de 0 a 4.096 mV. Através da saída digital RS232 é possível comunicar-se com o DX6100 e configurar a estrutura da saída dos dados através desta interface. Permite também, através de um conjunto de comandos, realizar ajustes de parâmetros operacionais, de telemetria, calibração, frequência de coleta entre outros.

A estrutura de saída dos dados através da interface RS232 (saída digital) é ajustável através de um comando específico, que define qual as variáveis da telemetria irão sair pela porta serial. A estrutura foi ajustada para fornecer a estrutura mostrada na tabela (4.5) através da saída digital.

Tabela 4.5 – Estrutura e descrição das variáveis da saída digital do DX6100.

[U_{SIG} , U_{REF} , T_C , V_C , T_{AMB} , Y , X].	
USIG	SINAL DA MEDIDA
UREF	SINAL DE REFERENCIA
TC	TEMPERATURA DO PAR ÓTICO
VC	VOLTAGEM USADA PARA O RESFRIAMENTO
TAMB	TEMPERATURA AMBIENTE
Y	VALOR NÃO NORMALIZADO
X	CONCENTRAÇÃO [PPM]

4.1.3.1 Cálculo da concentração

Inicialmente, as medidas do canal de medida U_{sig} e o canal de referencia U_{ref} , são usadas para encontrar o valor de leitura da concentração não normalizado Y , conforme a descrito pelo fabricante como:

$$D = U_{sig}/U_{ref} \quad (4.4)$$

$$Y = D_0/D, \quad (4.5)$$

onde D_0 é o valor de D quando a concentração de CO_2 é nula. Usando os coeficientes de calibração A_0 , A_1 , A_2 e A_3 a concentração é calculada em $mmol/m^3$ através do polinômio,

$$X = A_0 + A_1Y + A_2Y^2 + A_3Y^3 \quad (4.6)$$

Entretanto, o fabricante informou que os coeficientes de calibração foram determinados diretamente em ppm , devido ao fato dos DX6100 não estarem aptos a realizar a conversão de unidades por não possuírem um sensor de temperatura localizado no interior da célula de medida. Além desta incapacidade o DX6100 não realiza a compensação de temperatura dada por:

$$X_T = X (T_m/T_c), \quad (4.7)$$

onde T_m e T_c são dados em $^{\circ}K$.

As especificações das calibrações dos DX6100 mostram que o fabricante usou nove valores diferentes de concentração de CO_2 para determinar os valores dos coeficientes do polinômio de calibração. Esses valores de concentração vão deste zero a 52.000 ppm. As calibrações foram realizadas para três valores diferentes de temperatura ambiente: 313 K° , 298 K° e 278 K° . O DX6100 pode armazenar até 14 tabelas contendo informações sobre os coeficientes de calibração, temperatura de calibração, temperatura de telemetria e define em qual intervalo de temperatura ambiente cada tabela deve operar.

Além do valor da temperatura ambiente, o valor da variável D_0 é influenciado pelo valor da temperatura de operação da câmara de leitura, ou temperatura de telemetria. O comando tr define essa temperatura de telemetria e o intervalo de temperatura na qual o sensor usa essa tabela. A tabela (4.6) mostra os valores das três tabelas de calibração e temperatura para os DX6100 adquiridos.

Tabela 3.6 – Mostra os intervalos de temperatura nos quais as diferentes tabelas de calibração são usadas.

Tabela de Calibração e Temperatura	Temperatura de calibração, T_c (K°)	Temperatura de Telemetria (K°)	Temperatura de operação da tabela (K°)
0	313	283	Acima de 308
1	298	215	Acima de 283
2	278	141	Acima de 263

Embora o DX6100 inicialmente tenha se apresentado como sendo um excelente sensor e de baixo custo, os primeiros testes em laboratório demonstraram que este equipamento não apresenta uma boa calibração original e sofre uma forte influencia da variação de temperatura durante as medidas de concentração de CO_2 . Devido a estes fatos, aliado a outras informações incorretas presentes no manual do DX6100, diversos testes e intercomparações entre o DX6100 e outro analisador de gás modelo LI-7000 foram realizados a fim de determinar uma maneira de remover a influencia da temperatura nas medidas.

4.1.3.2 Intercomparação em laboratório

Foram colocados dois sensores DX6100 e o LI-7000 em paralelo para amostrar dados de concentração de CO₂ do interior do laboratório. Os dados foram coletados a 1Hz durante aproximadamente 24 horas. Utilizando o sistema de aquisição de dados *Robot* desenvolvido pelo *Jungle Research Group*, os dados provenientes tanto das saídas RS232 e analógicas dos três sensores eram sincronizados e armazenados em um microcomputador. Mais detalhes sobre o sistema de aquisição de dados será apresentado posteriormente.

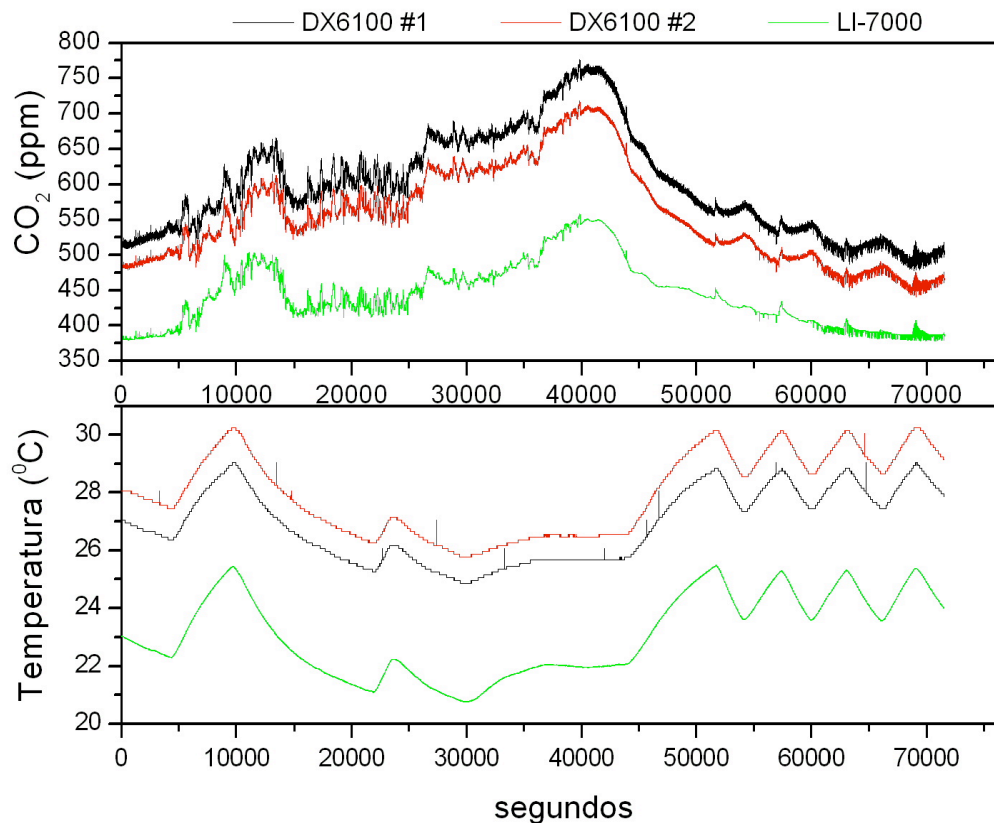


Figura 4.14 – O painel superior os sinais dos sensores DX6100 #1, #2 e do LI-7000 em preto, vermelho e verde respectivamente. O painel inferior mostra o comportamento da temperatura durante as medidas registradas pelos três sensores.

A figura (4.14) mostra o resultado das medidas realizadas no laboratório. A linha preta representa as medidas em *ppm* da concentração de CO₂ tomadas pelo chamado DX6100 #1, a linha vermelha é o sinal do DX6100 #2 e a linha verde é o

signal do LI-7000. O LI-7000 foi considerado como sinal de referencia. Isso se deve ao fato do LI-7000 já possuir correções no seu sinal para as flutuações de temperatura e pressão durante as medidas. Assim, todos os ajustes nos sinais dos dois DX6100 foram tomados em relação ao sinal do LI-7000.

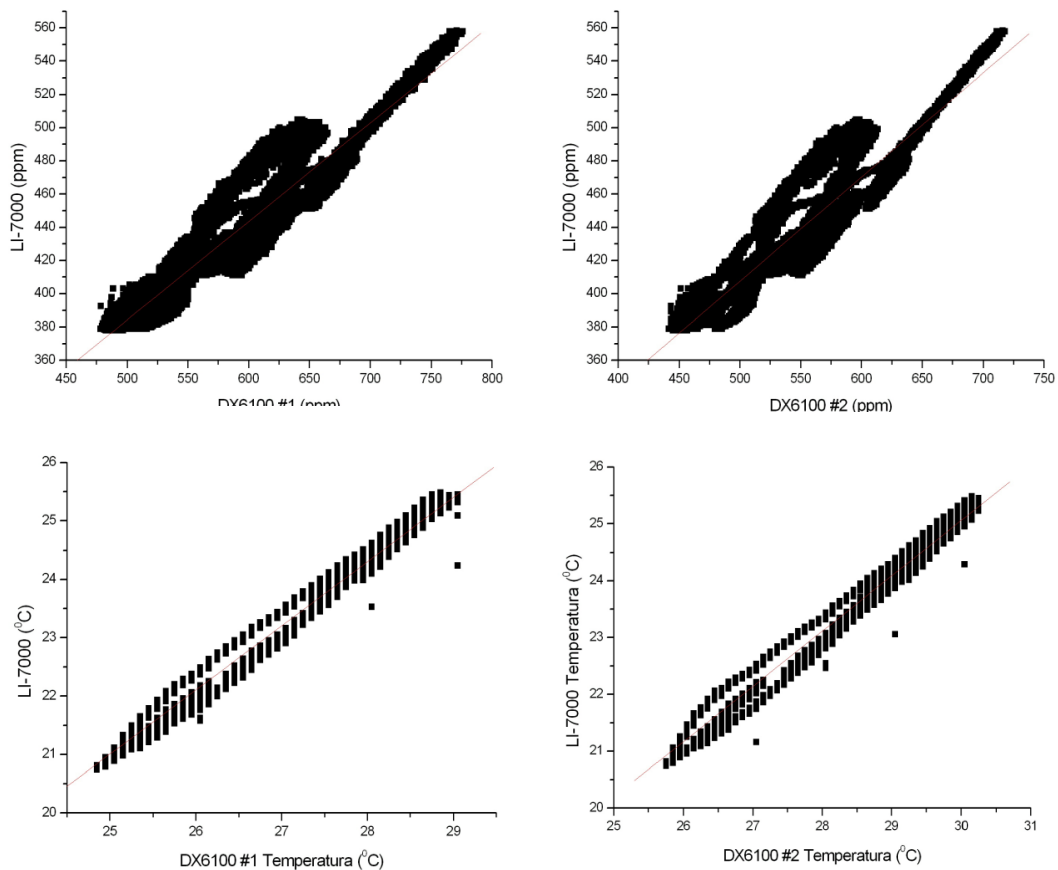


Figura 4.15 – Intercomparação das concentrações de CO₂ registradas pelos sensores DX6100 e o sensor LI-7000. Nota-se claramente que não é obvio o ajuste dos sinais através de uma regressão linear. No painel inferior estão as comparações entre as temperaturas registradas pelos DX6100 e o LI-7000.

Note que a diferença nas concentrações entre os DX6100 e o LI-7000 não é constante ao longo da série e no final da série temporal é visível que os DX6100 sofre uma grande influencia pela variação da temperatura que acontece neste período. As diferenças entre as medias de concentração dos sensores DX6100 #1 e #2 em relação ao LI-7000 é de 155 e 113 ppm respectivamente. O erro do sinal dos

DX6100 #1 e #2 em relação ao LI-7000 ao se fazer uma regressão linear é de 13 e 14 ppm respectivamente. As tabelas (4.6) e (4.7) mostram alguns dados estatísticos dos sinais de concentração de CO₂ e da variação da temperatura durante o período.

Diferentemente das medidas de concentração, as temperaturas registradas pelos sensores DX6100 podem ser facilmente corrigidas através de uma simples regressão linear. A correlação entre a temperatura do DX6100 #1 e #2 e a temperatura do LI-7000 em ambos é 0,99 e a diferença entre elas é de 3,6^oC e 4,87^oC respectivamente e o erro associado a essa regressão é de 0,2^oC para os dois DX6100.

Tabela 4.6 – Estatística das medidas de concentração de CO₂ registrada pelos diferentes sensores.

Sensor	Valor médio de CO ₂ (ppm)	D. Padrão (ppm)	Mínimo (ppm)	Maximo (ppm)	Intervalo (ppm)	Amostragens
#1	595,93	72,66	478,4	776	297,6	76542
#2	553,84	67,87	441,3	718	276,7	76542
LI	440,62	45,38	375,8	558,2	182,4	76542

Tabela 4.7 – Estatística das medidas da temperatura registrada pelos diferentes sensores durante as medidas.

Sensor	Valor Médio da Temperatura (°C)	D. Padrão (°C)	Mínimo (°C)	Maximo (°C)	Intervalo (°C)	Amostragens
#1	26,91	1,22	24,85	29,05	4,2	76542
#2	27,98	1,37	25,75	30,25	4,5	76542
LI	23,11	1,36	20,75	25,48	4,6	76542

É importante notar que a temperatura registrada pelo LI-7000 é a mesma temperatura usada para compensar as variações de temperatura no cálculo da concentração de CO₂ pelo LI-7000. Portanto, os valores de temperatura registrados pelos dois DX6100 podem também ser usados para corrigir os sinais de concentração de CO₂ deles próprios.

Inicialmente, a equação (4.7) foi aplicada diretamente às medidas de concentração dos DX6100, seguindo as instruções descritas no manual. Entretanto, os novos sinais gerados pela equação (4.7) continuavam a mostrar forte influencia

da variação da temperatura. A razão de não ter funcionado a aplicação direta da equação (4.7) nos dados de concentração calculados pela equação (4.6) deve-se ao fato da equação (6) ter sido ajustada para que as concentrações fossem calculadas diretamente em unidade absoluta *ppm* e não em unidade relativa de *mmol/m³*.

Portanto, para que a equação (4.7) tenha efeito ela deve ser aplicada ao sinal bruto *Y* não normalizado, de forma que na equação (4.7) troca-se o *X* pelo *Y* que é calculado diretamente da relação (4.5), então a equação (5.7) torna-se:

$$Y_T = Y (T_m/T_c). \quad (4.8)$$

A figura (4.16) mostra a diferença entre o sinal não normalizado *Y* antes e depois de aplicar a equação (4.8). Nota-se claramente que a influência da temperatura no sinal foi minimizada, porém, outra questão surge. O novo sinal bruto *Y_T* deve ser ajustado diretamente ao sinal do LI-7000 através de uma regressão linear ou deve-se primeiramente aplicar o novo sinal bruto *Y_T* aos coeficientes do polinômio de calibração fornecido pelo fabricante, equação (4.6), e então fazer a regressão linear ajustando os valores ao dos LI-7000?

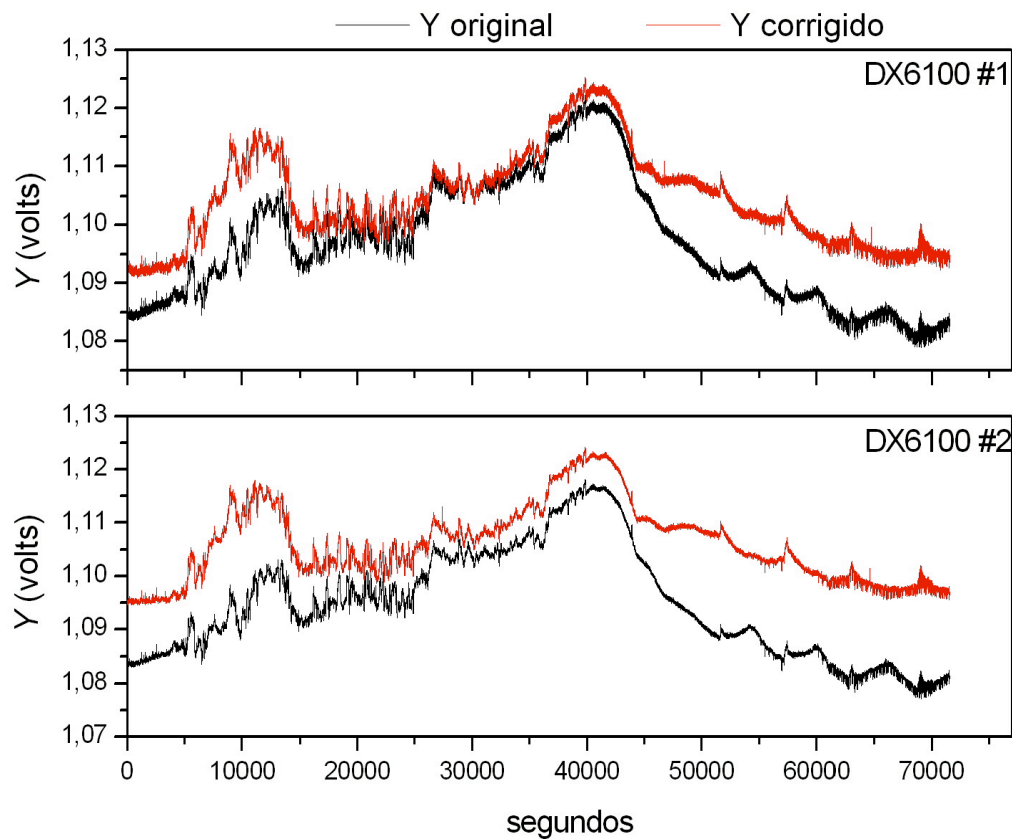


Figura 4.16 – Sinal bruto original Y em preto e sinal bruto corrigido Y_T pela aplicação da equação (4.8) em vermelho.

O intervalo de concentração de CO_2 medido no laboratório foi de aproximadamente 200 ppm. Este intervalo é muito menor do que o usado na calibração feita pelo fabricante. Portanto, usar no polinômio original o novo sinal Y_T , (equação 4.6), ou fazer uma regressão linear diretamente entre os sinais de Y_T e do LI-7000 não deve apresentar diferenças significativas, como mostram os resultados na figura (4.17). Após efetuar o ajuste nos sinais dos DX6100 o espalhamento em torno do sinal do LI-7000 para o DX6100 #1 foi de 6 ppm e para o DX6100 #2 foi de 7 ppm. Apesar do erro ser grande ainda é importante notar que a correlação entre os sinais dos DX6100 e do LI-7000 é de 0,989.

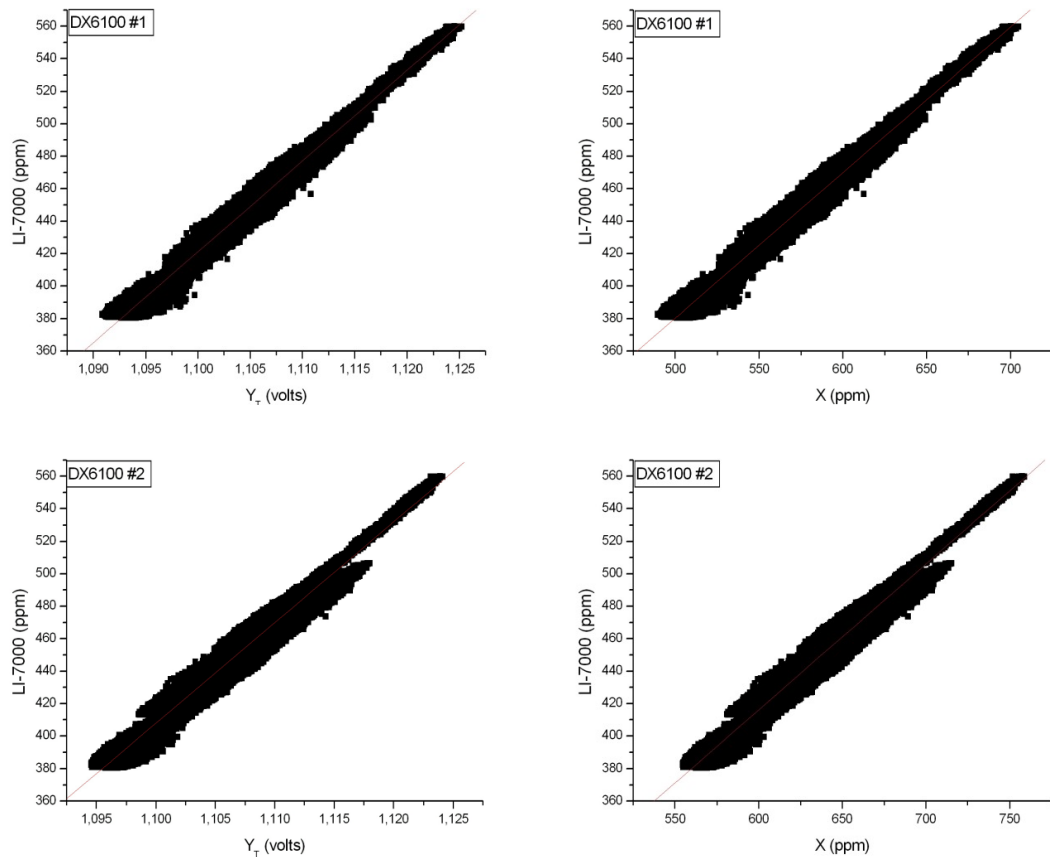


Figura 4.17 – Intercomparação entre o sinal de Y_T em volts e o sinal do LI-7000 e entre o sinal de X em ppm e o sinal de LI-7000. Nota-se que não existe uma diferença significativa para o ajuste de sinal na escolha de Y_T ou X.

As equações resultantes dos ajustes dos sinais de Y_T e de X pela regressão linear do sinal do LI-7000 são:

$$R_{Y1} [\text{ppm}] = -5726,28433 + 5588,58107*(Y_{T1}), \quad (4.9)$$

$$R_{Y2} [\text{ppm}] = -6411,21385 + 6199,23113*(Y_{T2}), \quad (4.10)$$

$$R_{X1} [\text{ppm}] = -67,388 + 0,895*(X_{T1}), \quad (4.11)$$

$$R_{X2} [\text{ppm}] = -123,313 + 0,899*(X_{T2}), \quad (4.12)$$

As propriedades estatísticas dos coeficientes das equações acima estão listadas na tabela (4.8) e tabela (4.9). A figura (4.18) mostra o resultado do ajuste dos sinais dos DX6100 utilizando as equações (4.6), (4.7), (4.8) e (4.9) juntamente com o sinal do LI-7000.

Tabela 4.8 – Valores dos coeficientes provenientes da regressão linear entre a concentração de CO₂ Y_T e as medidas de concentração de CO₂ do LI-7000. R₁ e R₂ indicam o DX6100 #1 e #2 respectivamente.

R [ppm] = A + B(Y _T)				
R _{Y1} [ppm] = -5726,28433 + 5588,58107(Y _{T1}) Erro[3,16502 ; 2,86583]	R	DP	N	P
	0,9907	6,10	71543	<0,0001
R _{Y2} [ppm] = -6411,21385 + 6199,23113(Y _{T2}) Erro[4,45419 ; 4,02695]	R	DP	N	P
	0,9852	7,69	71543	<0,0001

Tabela 4.9 – Valores dos coeficientes provenientes da regressão linear entre o sinal bruto corrigido X_T e as medidas de concentração de CO₂ do LI-7000. R₁ e R₂ indicam o DX6100 #1 e #2 respectivamente.

R [ppm] = A + B(X _T)				
R _{X1} [ppm] = -67,388 + 0,895(X _{T1}) Erro[0,2614 ; 0,00045]	R	DP	N	P
	0,9909	6,04	71543	<0,0001
R _{X2} [ppm] = -123,313 + 0,899(X _{T2}) Erro[0,3680 ; 0,00057]	R	DP	N	P
	0,9854	7,63	71543	<0,0001

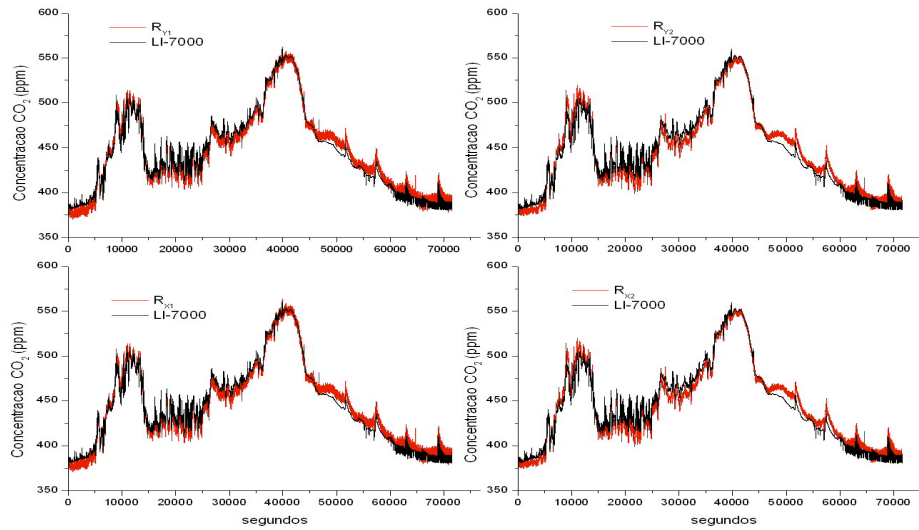


Figura 4.18 – Os painéis superiores mostram o resultado da correção utilizando a equação (4.9) na esquerda e a equação (4.10) a direita, ambos em vermelho. Os painéis inferiores mostram o resultado da correção utilizando a equação (4.11) na esquerda e a equação (4.12) na direita, ambos em vermelho. O sinal do LI-7000 esta em preto nos quatro gráficos.

Apesar de não estar evidente nos gráficos da figura (4.18), notamos que ainda ocorre uma influência da temperatura nos sinais dos DX6100. Esta influência ainda existe devido ao fato dos sensores de temperatura nos DX6100 não possuírem o mesmo tempo de resposta do sensor de temperatura do LI-7000. A diferença no tempo de resposta dos sensores de temperatura é uma consequência da diferença de tamanho dos sensores e da posição onde se encontram instalados nos DX6100 e LI-7000. Para ilustrar a segunda correção apenas as séries temporais obtidas pelas equações (4.11) e (4.12) foram usadas.

A figura (4.19) mostra que a razão das concentrações de R_x e LI-7000 é proporcional a temperatura. Assim, buscamos encontrar a função $f(T)$, de forma que:

$$f(T) = R_x/Li, \quad (4.13)$$

$$R_T = R_x/f(T), \quad (4.14)$$

onde Li é a concentração registrada pelo LI-7000.

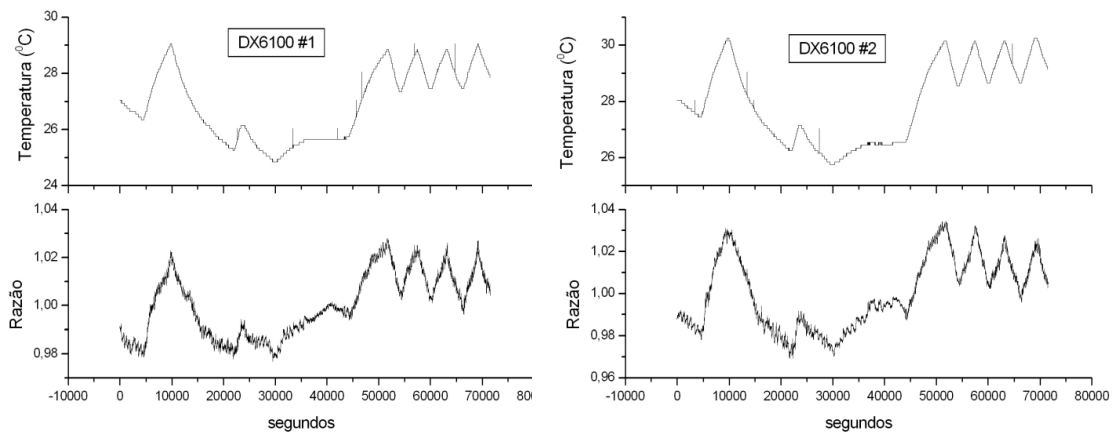


Figura 3.19 – Os gráficos superiores são as temperaturas registradas pelos DX6100 #1 e #2, abaixo estão a razão entre as concentrações dos DX6100 corrigidas pelas equações (4.11) e (4.12) e as concentrações registradas pelo LI-7000.

As funções $f(T)$ para a série temporal analisada são:

$$f(T_1) = -1,7754 + 0,0092(T_1), \quad (4.15)$$

$$f(T_2) = -2,3148 + 0,011(T_2), \quad (4.16)$$

onde os valores de T_1 e T_2 são dados em $^{\circ}\text{K}$ e representam os valores das temperaturas registrados pelos sensores DX6100 #1 e #2, respectivamente. Portanto, as expressões para remover a influência da temperatura dos dados de concentração dos sensores DX6100 em relação aos dados de concentração registrados pelo sensor LI-7000 são:

$$R_{T1} = R_{X1}/f(T_1), \quad (4.17)$$

$$R_{T2} = R_{X2}/f(T_2). \quad (4.18)$$

Após removermos a influencia da temperatura deve-se realizar um último ajuste dos dados dos DX6100 em relação aos do LI-7000, de forma que:

$$R_{1 \text{ final}} = 19,27126 + 0,95 (R_{T1}), \quad (4.19)$$

$$R_{2 \text{ final}} = 23,86701 + 0,95 (R_{T2}). \quad (4.20)$$

As equações (4.19) e (4.20) representam a melhor correlação entre os dados de concentração de CO_2 medidos pelos DX6100 e o LI-7000. A figura (4.20) mostra o resultado final obtido seguindo a metodologia sugerida para remover a influência da temperatura e ajustar as medidas de concentração aos dados do LI-7000. A figura (4.21) mostra a correlação entre os dados para os dois sensores DX6100 e o sensor LI-7000. O erro das medidas do DX6100 #1 em relação às medidas do LI-7000 foi de 2,6 ppm e para o DX6100 #2 foi de 2,0 ppm. Este erro está dentro dos 1% especificado pelo fabricante. Entretanto, pode-se obter um resultado melhor usando um filtro com a constante de tempo maior. Por exemplo, o LI-7000 está configurado para fornecer dados de saída a 1Hz de médias de 0,5s enquanto que os DX6100 estão com seus filtros digitais desativados. Na tabela (4.10) estão listados as propriedades estatísticas da comparação entre os dados corrigidos do DX6100 em relação aos dados medidos do LI-7000.

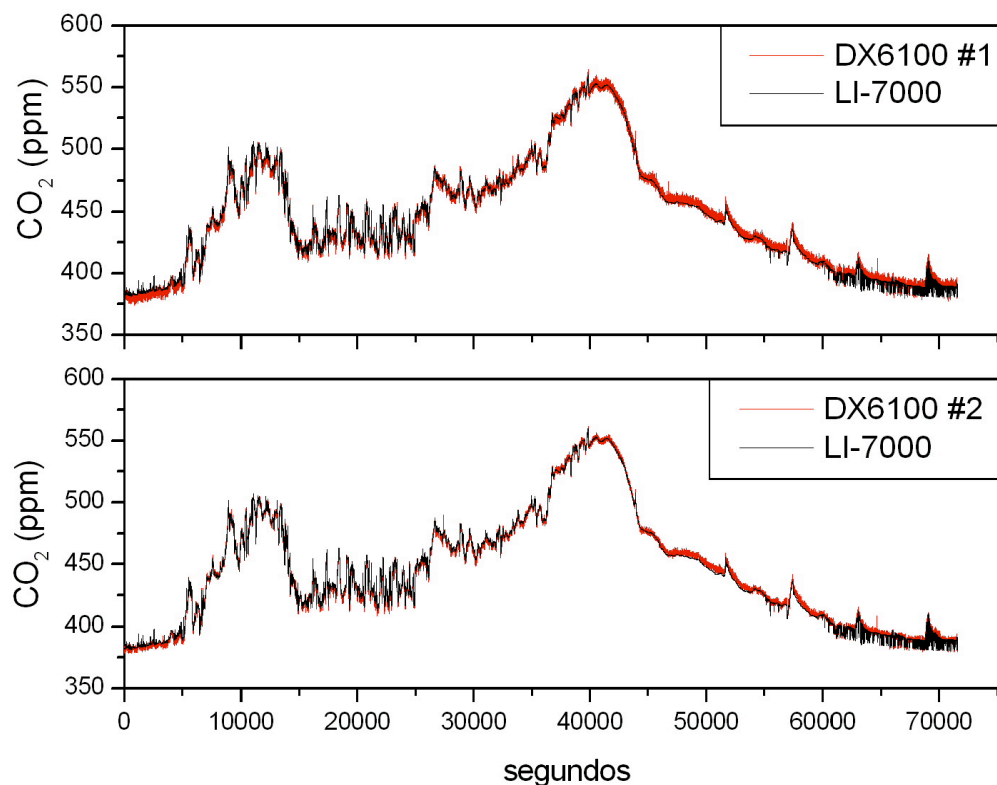


Figura 4.20 – Comparação entre o sinal do LI-7000 (preto) e o sinal corrigido do DX6100 #1 e #2 (vermelho).

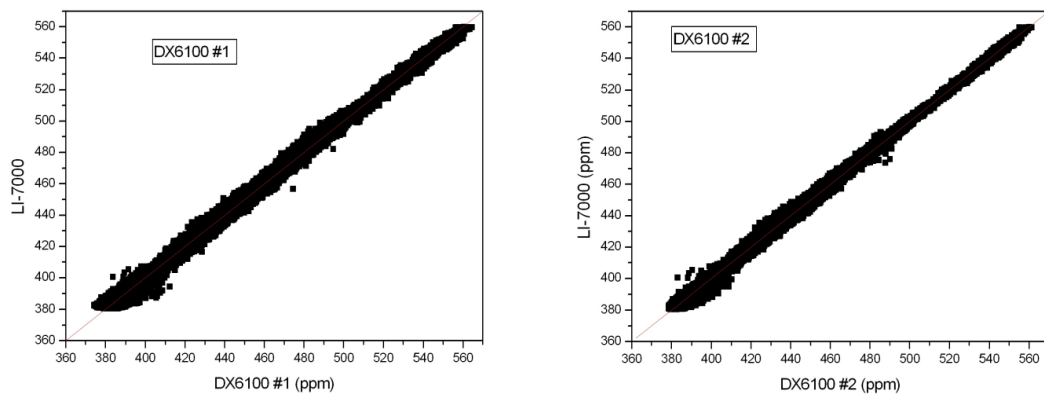


Figura 4.21 – Intercomparação entre DX6100 e Li-7000, após efetuar as correções nos dados dos DX6100. À esquerda o resultado para o DX6100 #1 e a direita para o DX6100 #2.

Tabela 4.10 – Valores estatísticos da intercomparação da figura (3.8) entre as concentrações de CO₂ registradas pelo LI-7000 e os valores corrigidos dos DX6100.

LI-7000 vs DX6100 [*]						
(Y = A + B * X)						
Parameter	Value	Error	r ²	DP	N	P
A	0	0,1003	0,99821	2,68792	71543	<0.0001
B	1	0,0002				
DX6100 #1						
Parameter	Value	Error	r ²	DP	N	P
A	0	0,0770	0,99893	2,08286	71543	<0.0001
B	1	0,0001				
DX6100 #2						

* Valores corrigidos pelas equações (4.16) e (4.17).

4.1.3.3 Testes na caixa com solo

Usando uma caixa plástica de aproximadamente 40 cm de largura, 80 cm de comprimento e 30 cm de altura preenchida pela metade de terra fresca, foram realizadas várias medidas para comparar o tempo de resposta do DX6100 com o LI-7000 para grandes variações na concentração de CO₂. Cada medição teve a duração aproximada de 30 minutos. No tempo zero a caixa foi tampada e assim mede-se o acúmulo de CO₂ no interior da caixa. A figura (4.22) mostra o resultado

das oito medidas realizadas. Os dados sem correção são mostrados na parte superior do gráfico e na parte inferior os dados corrigidos.

Devido ao curto tempo de amostragem, não há uma mudança ou variação significativa da temperatura durante as medidas. Essas medidas servem também para avaliar se as correções sugeridas anteriormente podem ser aplicadas sobre condições onde não é necessário aplicar qualquer correção nas medidas de concentração devido às variações de temperatura. O erro médio encontrado antes de aplicar as correções sugeridas foi de 13,0 ppm para o DX6100 #1 e para o DX6100 #2 foi de 13,2 ppm. Após aplicar as correções sugeridas anteriormente o erro médio verificado nas oito amostragens foi de 2,1 ppm para o DX6100 #1 e de 1,9 ppm para o DX6100 #2. Por não ter havido muita variação de temperatura durante as medidas, foi realizado um teste onde apenas a equação (4.8) foi aplicada para corrigir os dados de cada uma das oito amostragens. O erro médio verificado neste teste foi de 2,2 ppm para o DX6100 #1 e de 2,0 ppm para o DX6100 #2. Importante notar que as correções sugeridas melhoram significativamente as medidas de concentração, mesmo quando as medidas foram realizadas sobre condições que não apresentavam uma grande variação da temperatura.

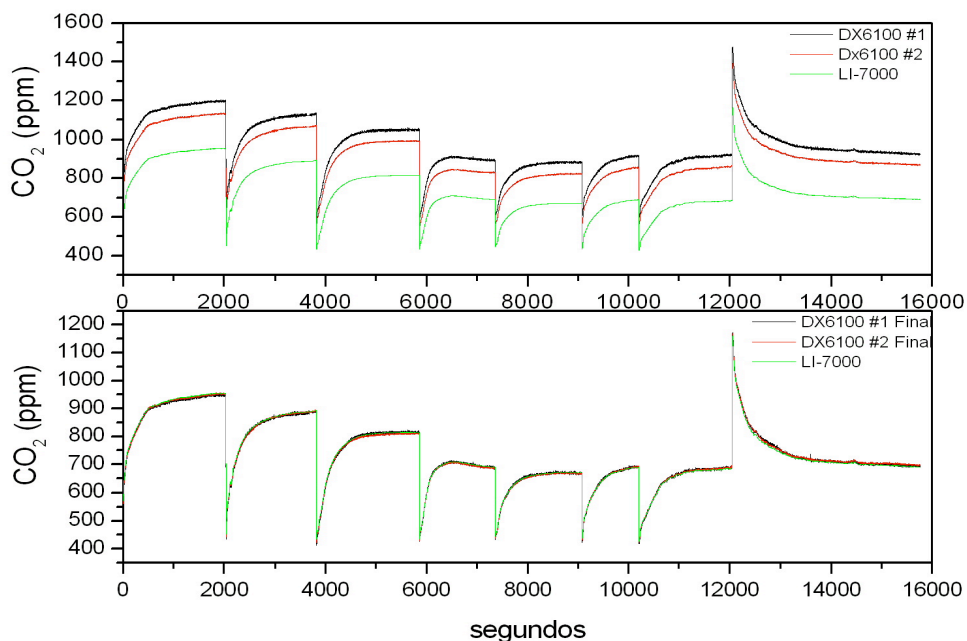


Figura 4.22 – No painel superior os dados originais de concentração de CO₂ medidos dentro da caixa com solo fresco. No painel inferior os dados de concentração com a correção sugerida acima.

Embora essa metodologia de correção dos dados de concentração de CO₂ dos DX6100 tenha apresentado bons resultados em testes de laboratório, ainda resta saber qual será o comportamento das medidas em condições reais no campo, onde variações diurnas de temperatura, umidade e pressão podem tornar o uso desse sensor inviável.

4.1.3.4 Teste no campo

Para as medidas de campo os sensores foram devidamente acondicionados dentro de uma caixa plástica e posteriormente os equipamentos foram fixados em um local na zona rural de Albany, NY. As amostras de ar foram coletadas a 1 metro de altura sobre uma superfície coberta por gramíneas e cercada por algumas árvores. Durante os três primeiros dias a caixa foi mantida dentro de uma sala onde a temperatura não variou muito. Nos demais dias a caixa foi colocada do lado de fora da sala. Durante este período os sensores experimentaram uma grande variação de temperatura devido à ausência de proteção contra a radiação solar incidente na caixa.

A figura (4.23) mostra os valores da temperatura e das concentrações de CO₂ registradas pelos diferentes sensores durante o período de teste de campo. Cabe destacar, que o comportamento da temperatura é significativamente diferente do registrado em laboratório, onde a temperatura do LI-7000 sempre foi menor do que as temperaturas dos DX6100. Já para as medidas registradas no campo, as temperaturas dos DX6100 estiveram menores que a do LI-7000 no período em que os sensores estavam dentro da sala e praticamente mantiveram-se na mesma temperatura durante o período em que estiveram expostos ao ambiente externo. Os valores críticos de temperatura foram atingidos pelos DX6100, para os quais novas tabelas de calibração e temperatura foram usadas para calcular as concentrações de CO₂.

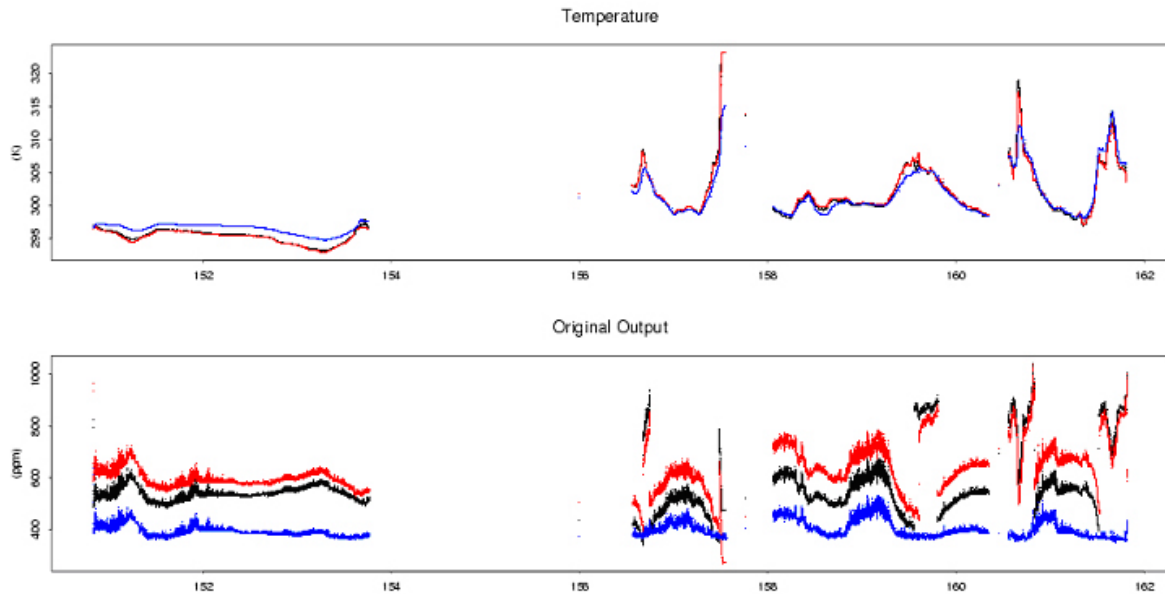


Figura 4.23- Séries de temperatura e concentração de CO₂ durante o período de medidas no campo. Em preto o sinal do DX6100 #1, em vermelho o sinal do DX6100 #2 e em azul o sinal do LI-7000.

Claramente pode-se verificar pela figura (4.23) os instantes em que os sensores DX6100 mudaram suas configurações de tabela e os momentos em que deixaram de realizar as leituras devido ao aquecimento excessivo.

Obviamente, não se espera que os mesmos coeficientes nas equações (4.11) e (4.12), (4.15) e (4.16), (4.19) e (4.20), possam ser aplicados com sucesso neste conjunto de dados, devido ao comportamento distinto da temperatura durante as medidas realizadas em campo. Entretanto, esperamos que a mesma metodologia possa ser aplicada para encontrar coeficientes apropriados que corrigem os dados. Aplicaremos a metodologia somente para verificar sua eficiência, porém, o conjunto de coeficientes resultante não será considerado. Primeiramente, o conjunto de dados foi separado em duas partes. Aplicando a equação (4.8) aos dados da primeira parte, que representa o período em que os sensores estavam dentro da sala entre os dias do ano 151 e 154, o erro médio encontrado em ambos os DX6100 foi de 4,95 ppm. Para a segunda parte, que representa o período em que os sensores estavam expostos as intempéries do tempo entre os dias do ano 158-162, o erro médio verificado foi de 6,01 ppm aplicando apenas a compensação da temperatura. Esses valores de erro padrão estão muito próximos dos obtidos nos testes de laboratório. Após, aplicar a correção sugerida pela equação (4.14), o erro

padrão médio registrado nos sinais dos DX6100 foram de 2,13 ppm e 2,51 ppm para os mesmos períodos, respectivamente. Portanto, podemos concluir que a metodologia escolhida para corrigir a influência das variações de temperatura no sinal dos sensores DX6100 é satisfatória. Possivelmente, a razão pela qual os coeficientes das equações (4.11) e (4.12), (4.15) e (4.16), (4.19) e (4.20), não puderam ser empregados aos dados coletados nos testes de campo, foi devido ao acondicionamento dos sensores dentro da caixa plástica. O sensor LI-7000 estava fixado no fundo da caixa plástica, resultando em um aquecimento maior do mesmo. Enquanto que, os DX6100 estavam fixados na parte superior da caixa, fixados junto a uma barra retangular de alumínio, o que fez com que a temperatura registrada pelos DX6100 se diferenciasse das temperaturas registradas em relação aos testes de laboratório.

Entretanto, o resultado mais importante retirado dos diferentes testes realizados com os DX6100, é a possibilidade de calibrá-los adequadamente para efetuarem medidas de concentração de CO₂ na atmosfera. Sendo necessário um monitoramento constante da variação de temperatura do corpo do sensor DX6100. Portanto, sugere-se diminuir o intervalo de temperatura das tabelas de calibração dos sensores com o aumento do número de tabelas. Com isso, a dependência da temperatura no sinal medido tende a ser minimizado.

4.1.3.5 Intercomparação da sonda de CO₂

Com a sonda de CO₂ finalizada, as medidas de concentração de CO₂ foram intercomparadas e calibradas com o analisador de gás LI-820, durante a realização da campanha intensiva de sondagens na floresta amazônica. Foi acoplado ao LI-800 um “datalogger tattletale”, um sistema de transmissão e recepção por radio frequência, e o conjunto de baterias fornecendo 12 V com 1.500 mA de carga e uma mini-bomba de ar alimentada por uma bateria de 9 V. Todos estes equipamentos foram iguais aos usados na sonda de CO₂. Este conjunto foi fixado ao balão cativo junto à sonda de CO₂, como mostra a figura (4.24).

A mini bomba de ar utilizada na sonda de CO₂ foi o modelo (AA090CNSN-30) fabricado pela (Sensidyne, Inc, EUA). Este modelo de bomba pesa 35 g, opera com 9 V e consumo médio de 40 mA com um fluxo de 1 litro/min de ar.

Inicialmente, foi comparado o sinal digital e o sinal analógico da concentração de CO₂. Posteriormente, foi feita a comparação dos valores de temperatura registrados pelo sensor interno do DX6100 e do termo-resistor instalado no corpo do sensor DX6100. Os dados da saída digital do sensor DX6100 foram armazenados em um “Palmtop” com a mesma estrutura descrita na tabela (4.5). O sinal bruto (mV) analógico do DX6100 e o sensor de temperatura instalado na carcaça do sensor DX6100 foram lidos pelo Tattletale. A figura (4.25) mostra a correlação entre os dois sinais brutos (mV) da concentração de CO₂. Na figura (4.26) está a correlação entre as temperaturas registradas pelo sensor interno do DX6100 e o sensor implantado no corpo do DX6100. Nota-se que há uma correlação satisfatória entre os dois sinais de concentração digital e analógica, verificado para os dois diferentes sinais de temperatura.

Ajustando os dados de concentração e de temperatura lidos pelo “tattletale” pode-se aplicar as correções para remover a dependência da temperatura no sinal lido pelo tattletale. Após realizar esta correção, pode-se intercomparar os dados de concentração de CO₂ medidos pelo LI-800 e pela sonda de CO₂. O resultado do ajuste é mostrado na figura (4.27).

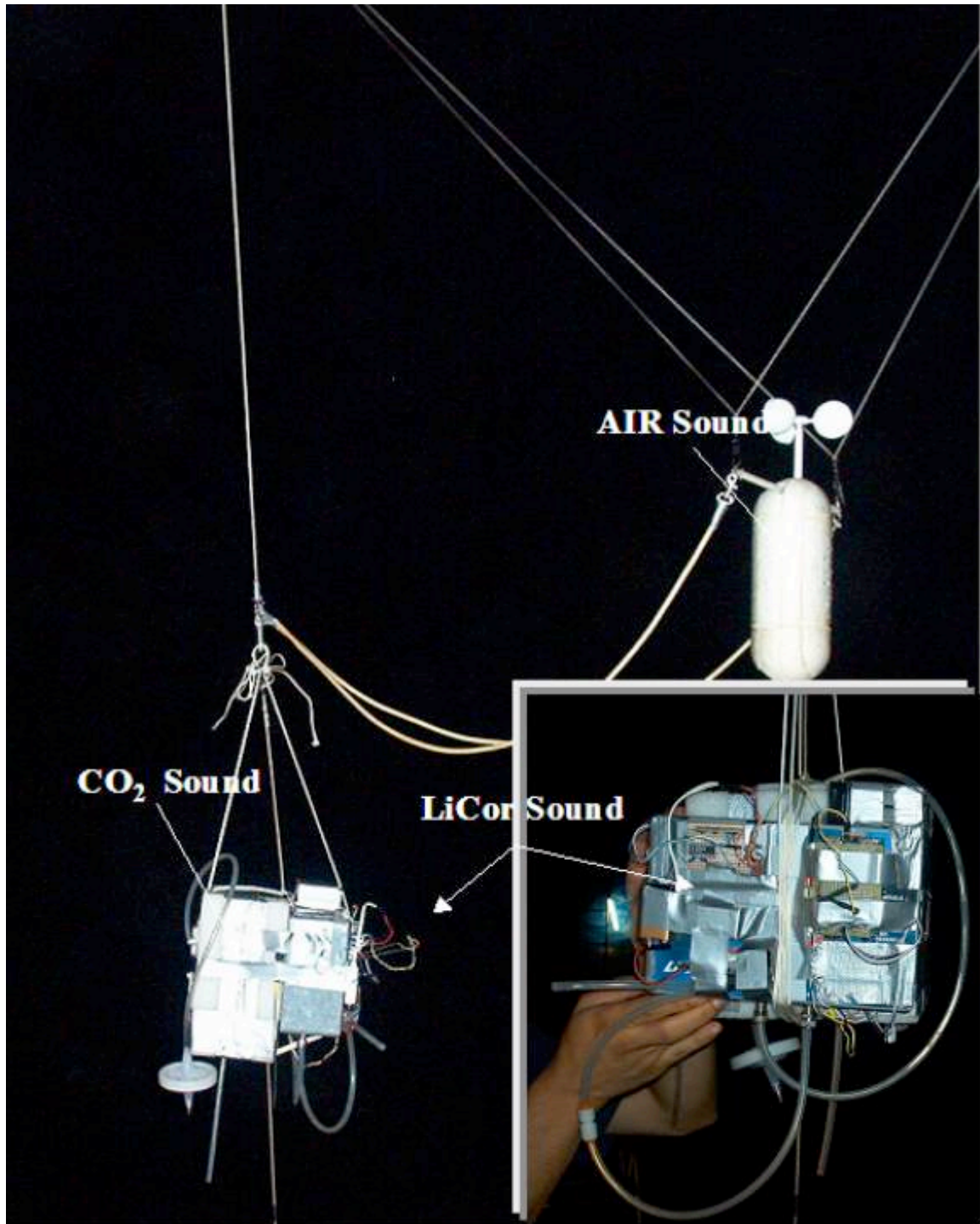


Figura 4.24 – Foto da fixação da sonda de CO₂ e da sonda com o Li-800. No detalhe os dispositivos eletrônicos acoplados ao LI-800. No alto a sonda AIR.

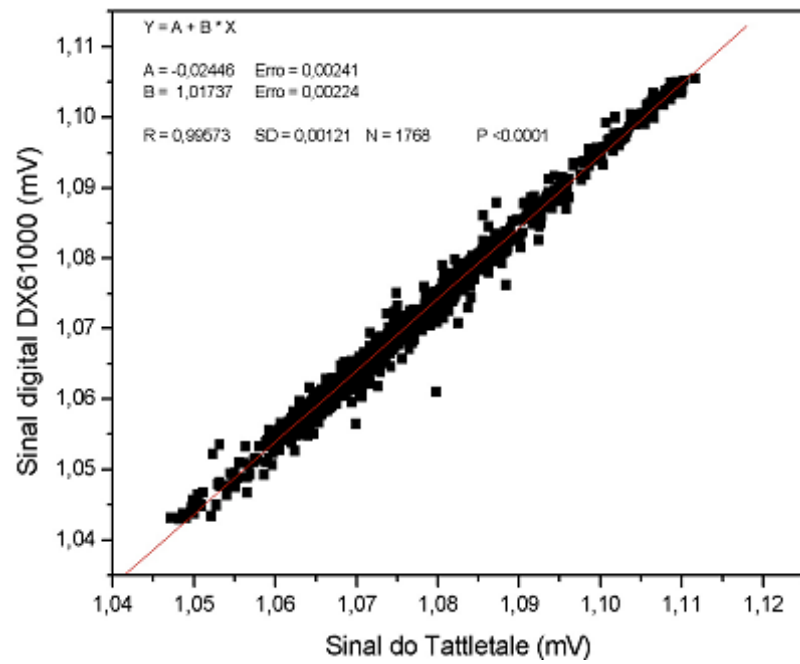


Figura 4.25 – Correlação entre o sinal digital do sensor DX6100 e o sinal analógico lido pelo Tattletale. Sinal bruto da concentração de CO₂ (mV).

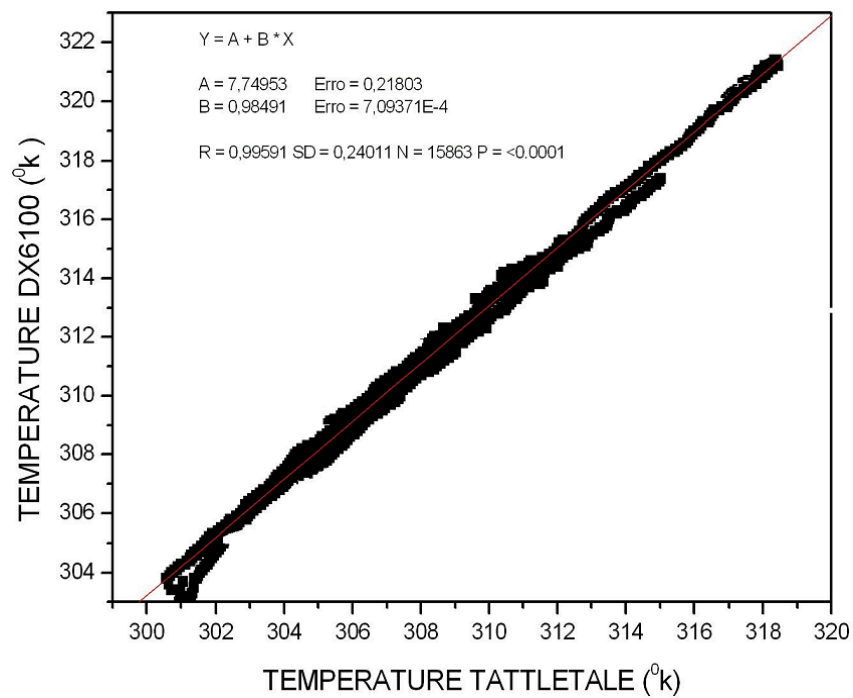


Figura 4.26 – Correlação entre o sensor de temperatura interno do DX6100 e o termo-resistor instalado no corpo do DX6100 lido pelo Tattletale.

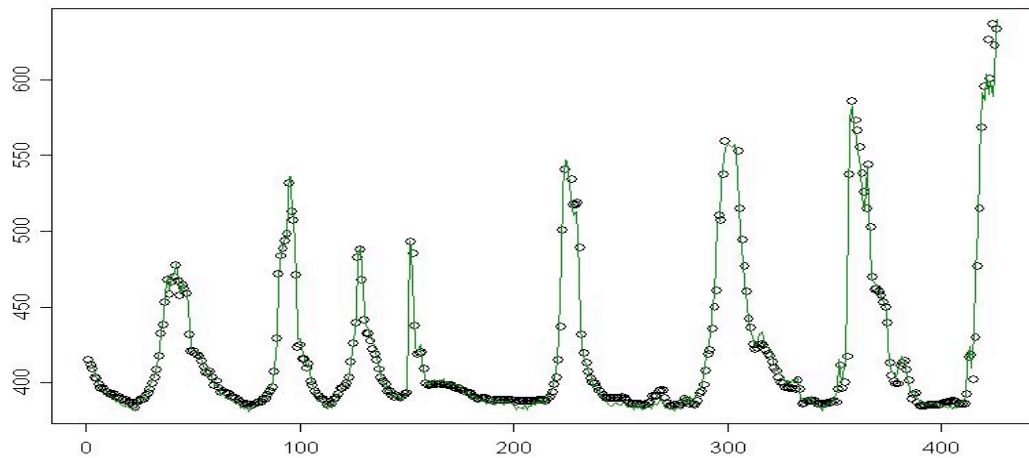


Figura 4.27 – Intercomparação dos dados da sonda de CO₂ (círculos) e a sonda do LI-820 (linha em verde).

4.2 Sistema de Transmissão/Recepção e Armazenamento dos Dados

O sistema de transmissão/recepção e armazenamento de dados é composto de um datalogger, um módulo de transmissão e um de recepção. O datalogger gerencia a frequência de leitura dos sensores e converte os sinais brutos dos sensores para suas respectivas unidades através da programação de sua “EEPROM”. O módulo de transmissão conectado a saída RS232 do datalogger transmite a linha de dados que o datalogger envia para esta saída com frequência programada. O módulo de recepção está conectado a uma porta serial de qualquer micro-computador ou “palmtop”, onde os dados recebidos podem ser visualizados e armazenados em tempo real através de um software específico ou simplesmente através de um terminal TELNET.

Paralelamente a este sistema, foi usado um palmtop especificamente para armazenar os dados da saída digital do sensor de CO₂, devido a não ter sido possível realizar todos os testes e calibrações necessárias dos sinais lidos através do pequeno datalogger antes das campanhas intensivas. Sendo que todos os sensores foram calibrados de forma individual sem o uso do pequeno datalogger. O maior interesse foi garantir a qualidade e confiabilidade dos dados de concentração

de CO₂, uma vez que as outras variáveis foram duplamente medidas através da sonda desenvolvida e também pela sonda “AIR”.

4.2.1 Datalogger

O datalogger usado para gerenciar a coleta e armazenamento dos dados da sonda de CO₂ foi o modelo (Tattletale 5F-LCD), fabricado pela (Onset Computer Corporation) (www.onsetcomp.com). As especificações técnicas deste modelo estão listadas abaixo na figura (4.28). A energia para o datalogger foi fornecida por duas baterias de 6 V com carga de 1.500 mA cada, totalizando 12 V. Além do datalogger, o módulo PTU, o sensor de CO₂, e a unidade de transmissão também foram alimentados por este conjunto de baterias. A mini-bomba de ar foi alimentada por uma bateria de 9 V.

Os oito canais A/D foram utilizados para as leituras dos sinais dos sensores instalados no datalogger. A tabela (4.11) mostra a disposição dos sensores pelos oito canais de leitura do “tattletale”.

Tabela 4.11 – Arranjo dos sensores nos oito canais A/D do tattletale.

Canais A/D	Sensores
0	Pressão (PTU)
1	Temperatura (PTU)
2	Umidade (PTU)
3	CO ₂ (Saída Analógica do DX6100)
4	Temperatura do Corpo do DX6100
5	Umidade Vaisala 50Y
6	Temperatura Vaisala 50Y
7	Temperatura (outlet)

A programação do “tattletale” é realizada através do software TXTOOLS, fornecido pelo fabricante. Basicamente, a linguagem de programação TxBASIC usada no software é baseada em BASIC. A frequência nativa de leitura dos canais do tattletale é de 20 Hz. Contudo, a frequência com que os dados foram armazenados na memória e enviados para a saída RS232 foi programada para ocorrer a cada 10 segundos, ou seja, a cada 10 segundos foi armazenada a média

de 200 leituras para cada canal A/D do “tattletale”. O intervalo de tempo de 10 segundos foi escolhido devido à pequena memória do “tattletale” (480 Kb). Assim, o tempo médio de permanência da sonda em operação foi de 4 horas e meia, coincidindo com o tempo de consumo do conjunto de baterias que alimenta a sonda de aproximadamente 5 horas. O consumo do sistema da sonda de CO₂ foi de 300 mAh⁻¹.

É possível gerenciar independentemente os dados que são armazenados na memória e os dados que são enviados através da saída RS232 do tattletale na frequência de tempo escolhida. Assim, os dados brutos (mV) foram gravados na memória do tattletale e os dados convertidos para suas devidas unidades de temperatura, umidade, pressão e CO₂ foram enviados através da saída RS232 e transmitidos por radio frequência para o acompanhamento em tempo real dessas variáveis.

Size (inches)	4.7 x 2.4 x 1
Weight (oz.)	2.5
Processor	6301
Data capacity (RAM)	480K
Additional capacity	none
Flash EEPROM	32K
A-D converter	12-bit
Analog channels	8
Max sampling rate (Hz)	1600
Digital I/O lines	10
Count channels	1
Minimum current	2.7mA
Peak current	20mA
Hardware UART baud rate (default) at RS-232 Levels	9600
Others:	300
	1200
	9600
	76800
Serial EEPROM (bytes)	128
Voltage input	6 to 15V
Battery RAM backup	No
Real-time clock	Software
Display, keypad & case	Yes
Data plotting software	No
Programming language	TxBASIC
Operating temperature range	0 - 70° C
Relative humidity range	0 - 95% non-condensing
An RS-232 port is used for communication	

Figura 4.28 – Especificações técnicas do Tattletale 5F-LCD retiradas do manual do fabricante.

4.2.2 Modulo de transmissão e recepção

O sistema de transmissão e recepção por rádio frequência no desenvolvimento da sonda de CO₂ foi usado devido à preocupação com a qualidade dos dados avaliados em tempo real, além do monitoramento da profundidade e do estado da camada limite, também, devido ao fato da pequena memória do tattletale ser do tipo *flash*, ou seja, em caso de perda de energia sua memória se apaga.

Os modelos usados foram o transmissor modelo AM-TXHP-433 e o receptor modelo AM-HRR6-433, ambos fabricados pela ABACOM Technologies, EUA (www.abacom-tech.com), e frequência de operação de 433.29 MHz.

Segundo o fabricante o poder de alcance dos módulos é de 500 metros. Entretanto, o alcance máximo registrado nas campanhas experimentais foi de aproximadamente 700 metros. A limitação deste sistema de transmissão e recepção esta na capacidade de transmitir grandes pacotes de dados com maior frequência. A velocidade de transferência de dados é de 1.200 bps, limitando a frequência de transmissão a uma linha por segundo, de acordo com o tamanho da linha de dados transmitido pelo sistema da sonda.

4.3 Balão Cativo e Sonda AIR

Nas campanhas intensivas realizadas em Julho e Outubro de 2001 somente medidas dos perfis atmosféricos de temperatura, umidade, velocidade e direção do vento foram coletados através do sistema de sondagens por balão cativo utilizando a sonda AIR e o sistema de aquisição remota por radio frequência usando um ADAS (Atmospheric Data Acquisition System) fabricados pela AIR Inc., (Boulder, CO, USA). As amostragens foram registradas pelo “ADAS” com frequência de 10 segundos.

Além destas duas campanhas, este sistema também foi usado na campanha de Novembro de 2003, ao qual a sonda de CO₂ foi acoplada. Foi utilizado um balão com 4 m³, conectado a um guincho, com velocidade de subida e descida ajustáveis, por uma linha com 800 m de comprimento. A velocidade típica de ascensão do balão

foi de 0,5 m/s e de descida foi de 2 m/s. A altura máxima atingida pelo balão foi condicionado a velocidade do vento superior a 6 m/s ou ao intervalo de tempo de subida de 30 minutos. Durante as três campanhas as sondagens iniciaram em torno das 1700HL estendendo-se por toda a noite até primeiras horas da manhã do dia seguinte. Desta maneira foi possível obter informações da camada limite convectiva decaindo, o surgimento da camada estável e o desenvolvimento da camada convectiva nas primeiras horas de sol da manhã.

CAPÍTULO 5

EXPERIMENTOS

As campanhas intensivas de sondagem atmosférica utilizando balão cativo e dados de observação de longo termo coletados por torres micrometeorológicas e estações meteorológicas automáticas, utilizados neste trabalho foram parte do Projeto LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia.

O projeto LBA está definido como: *“...uma iniciativa de pesquisa internacional liderada pelo Brasil e está projetado para gerar novos conhecimentos para entender o funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, o impacto das mudanças no uso da terra nesses funcionamentos e as interações da Amazônia com o sistema biogeofísico global da terra”*. No LBA dá-se ênfase a observações e análises que ampliarão a base de conhecimentos sobre a Amazônia em seis áreas: Física do Clima, Armazenamento e Trocas de Carbono, Biogeoquímica, Química da Atmosfera, Hidrologia, e Usos da Terra e Cobertura Vegetal” (<http://lba.cptec.inpe.br/lba/>).

O grupo de pesquisadores e estudantes do Laboratório de Micrometeorologia (L μ Met), da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), em parceria com grupos de pesquisadores internacionais, é integrante do Projeto LBA. Especificamente, a parceria internacional estabelecida entre o Prof. Dr. Osvaldo Luis Leal de Moraes (L μ Met) e o grupo de pesquisa JRG (*Jungle Research Group*) liderado pelo Dr. David R. Fitzjarrald do *Atmospheric Sciences Research Center (ASRC)* da *State University of New York at Albany (SUNY)* formam o Grupo CD-03 dentro do componente de Armazenamento e Trocas de Carbono e Biogeoquímica do Projeto LBA-ECO. Este componente aborda duas questões específicas do ciclo do carbono: (1) os ecossistemas nativos da Amazônia funcionam como um sorvedouro líquido de carbono? (2) Quanto de carbono é perdido como resultado de mudanças na

cobertura vegetal e nos usos da terra, como desmatamento para fins agrícolas e aqueles provocados por extração seletiva de madeira.

O grupo CD-03 está coordenando observações e análises para entender o transporte de CO_2 , H_2O e energia em regiões naturais e impactadas na região central Amazônia próximo da confluência dos rios Tapajós e Amazonas, região oeste do estado do Pará (figura 5.1).



Figura 5.1. – À esquerda, os quadros indicam as regiões de pesquisas do Projeto LBA-ECO no Brasil. A direita a região de confluência dos rios Tapajós e Amazonas e da Floresta Nacional do Tapajós (FLONA) e da. Os triangulas em vermelho representam os locais dos sítios das torres de fluxo e os círculos azuis representam a localização das estações meteorológicas automáticas instaladas na região.

A questão de como os fluxos turbulentos de energia e massa, principalmente o de CO_2 , são influenciados por mudanças na homogeneidade espacial e temporal na região amazônica tem sido estudada. Os sítios observacionais estão situados em região de contrastes tais como floresta-pastagem, floresta-lavoura, floresta-rio, e em clareiras naturais ou não no interior da floresta.

Atualmente, três sítios com torres micrometeorológicas coletam dados de fluxo e perfil de variáveis micrometeorológicas na região da Floresta Nacional do

Tapajós (FLONA) no municípios de Belterra ao sul da cidade de Santarém, PA (figura 5.2). Uma rede com oito estações meteorológicas automáticas, distribuídas pela região, fornecem dados das condições atmosféricas na superfície (figura 5.1).



Figura 5.2 Detalhe da localização das torres de fluxos na região da FLONA do Tapajós. (1) Floresta Primária (Km67); (2) Pastagem/Lavoura (Km77); (3) Corte seletivo (Km83) e ⊗ medidas com balão cativo (clareira do pátio abandonado).

5.1 Sítio experimental do Km77

A região da fazenda Paraíso (3.012° Sul, 54.537° Oeste) com aproximadamente 500ha começou a substituir a floresta por pastagem há aproximadamente 14 anos atrás e sua área está cercada por vegetação de floresta primária e secundária nas proximidades da rodovia federal Cuiabá-Santarém. A leste, distante 25 Km está o Rio Tapajós e ao norte a cidade de Santarém distante 70 Km aproximadamente. A topografia, propriedades do solo e vegetação do sítio são descritos em SAKAI et al. (2004). Esta fazenda se dedicava à atividade pecuária, uma mudança no uso da terra ocorreu em meados de Novembro de 2001, onde a pastagem foi queimada, a terra lavrada e preparada para o plantio de arroz

e soja. O contraste desta mudança no uso da terra pode ser visualizado na figura (5.3).

Desde Novembro de 2000, uma torre micrometeorológica de 20 m de altura está monitorando continuamente variáveis atmosféricas e as concentrações de CO₂ da região. As medidas da torre incluem perfis de vento, temperatura, umidade e concentração de CO₂. Os fluxos turbulentos são estimados pela técnica de covariância de vórtices através das medidas dos sensores de resposta rápida das três componentes da velocidade do vento, temperatura, vapor d'água e CO₂. As medidas incluem também propriedades termodinâmicas do solo e um sistema com sensores de radiação de onda curta, onda longa e radiação de ativação da fotossíntese, conhecida pela sigla PAR do inglês (Photosynthetically Active Radiation), permitindo realizar o balanço radiativo.

A descrição detalhada dos sensores instalados na torre é dada por SAKAI et al. (2004). A disposição dos instrumentos, variáveis medidas e seus respectivos níveis em relação ao solo são evidenciados na tabela (5.1) conforme SAKAI et al. (2004). Com exceção do conjunto de sensores de radiação direcionado para o sul (figura 5.4), os demais sensores foram direcionados para o leste, devido à direção de preferência do vento médio.



Figura 5.3 – Contraste nas condições de superfície devido à mudança do uso da terra na Fazenda Paraíso. Antes de 14 de Novembro de 2001, quando a pastagem foi queimada e o solo em seguida preparado para o plantio do arroz e da soja.

Tabela 5.1 – Relação dos instrumentos instalados na torre micrometeorológica com indicação de sua posição em relação ao solo, variáveis medidas e método de aquisição dos dados.

Posição (m)	Variáveis	Aquisição	Tipo de Medida	Instrumento
17.80	Radiação Solar $S \uparrow, S \downarrow$	Campbell	2 SE	Kippen & Zonen
	Radiação Terrestre $L \uparrow, L \downarrow$	Campbell	2 SE (Signals) 6 (SE) + 2 Exc. (Bridge Meas.)	Kippen & Zonen Bridge meas. For Pt-100
	Radiação Solar (Visível) PAR $\uparrow, \text{PAR} \downarrow$	Campbell	4 SE (Double Ended)	LI-190SA
	Ângulos: tilt, pitch	Campbell	2 SE	Geomechanics
12.2	(T, RH)	Campbell	2 SE	Flying Saucer w/ CS 500 sensor
	Q, [CO ₂] U, Tv	PC PC	Serial Stream Serial Stream	LI-6262 ATI 2D sonic
8.75	$u' v' w' T'$	PC	Serial Stream	ATI 3D sonic
	$q', [\text{CO}_2]'$ Ângulos: tilt, pitch	PC Campbell	Serial Stream 2 SE	LI-6262 Geomechanics
6.1	T, RH	Campbell	2 SE	Flying Saucer w/ CS 500 sensor
	Q, [CO ₂]	PC	Serial Stream	LI-6262

	U, Tv	PC	Serial Stream	ATI 2D sonic
3.1	T, RH	Campbell	2 SE	Flying Saucer w/ CS 500 sensor
	Q, [CO ₂]	PC	Serial Stream	LI-6262
	U, Tv	PC	Serial Stream	ATI 2D sonic
0.5	q, [CO ₂]	PC	Serial Stream	LI-6262
Solo:				
-0.10	Tsoil	Campbell	1 SE e 1 Exc.	Campbell 108
-0.24	Tsoil	Campbell	1 SE e 1 Exc.	Campbell 108
-0.30	Gsoil	Campbell	1 SE	Campbell HFT-3
-0.30	Qsoil	Campbell	2 SE	Campbell CS615
-0.50	Tsoil	Campbell	1 SE e 1 Exc.	Campbell 108
-1.50	Tsoil	Campbell	1 SE e 1 Exc.	Campbell 108
-2.00	Tsoil	Campbell	1 SE e 1 Exc.	Campbell 108

Um sistema híbrido de energia da SunWize Inc. (Sunwize Inc., Kingston, NY, EUA), foi instalado próximo à torre para prover energia elétrica aos instrumentos e ao sistema de aquisição de dados. O sistema é composto por um conjunto de painéis solares, um banco de baterias, um gerador diesel de backup e um inversor de 120V AC com 500 W de potencia. Durante os dois anos iniciais de funcionamento, apenas 100h de uso do gerador foram registrados. Grande parte deste tempo foi devido a testes de funcionamento e eventuais manutenções (SAKAI, et al, 2004).



Figura 5.4 – Local da torre no sítio do km77. Os números indicam a posição: (1) Radiômetros; (2) Sistema de Correlação de Vórtices; (3) medidas dos perfis de vento, temperatura, umidade e CO₂ e (4) sensores no solo. Os sistemas de energia e aquisição também são mostrados. Foto em 12/11/2003.

Como descrito por Sakai et al. (2004) os sensores sônico 3D e os analisadores de gás IRGAs registram e emitem dados à 10 e 5Hz respectivamente através de sinais digitais (saída RS232). Para o perfil de velocidade do vento, os sônicos 2D operam à 1Hz também transmitindo diretamente o sinal através de saída serial. Um datalogger Campbell Sci., 23X, digitaliza os sinais analógicos dos demais sensores de resposta lenta e emite a 0.2Hz para a sua saída serial. Todos os cabos seriais são conectados a uma placa multiseriada instalada em um PC baseado em Linux. Através de um software próprio é feita a sincronização de todos os sinais digitais e o processamento dos dados quase que em tempo real. Os dados são analisados em blocos de 30 minutos, calculando as médias, momentos estatísticos de segunda, terceira e quarta ordem, fluxos e co-variâncias, além do cálculo de espectro, co-espectro e correlação. Semanalmente, os dados brutos são copiados automaticamente para CD e periodicamente transmitidos para o grupo em Santa

Maria, RS e Albany, NY, onde são processados, analisados, formatados e disponibilizados para os pesquisadores colaboradores do projeto LBA-ECO.

5.2 Campanhas intensivas com balão cativo no sítio do Km77

Três campanhas intensivas de sondagem atmosférica foram realizadas no sítio da Fazenda Paraíso (Km77). A primeira realizada em Julho de 2001 entre os dias 24 e 30, a segunda realizada em Outubro de 2001 entre os dias 4 e 11 e a última em Novembro de 2003 entre os dias 11 e 18.

As sondagens foram realizadas em um local distante 500 m da torre. Aproveitando a estrutura da edificação construída para abrigar matérias do sítio, foi montado um abrigo provisório para o balão permanecer durante o dia, que também serviu de laboratório durante as campanhas. As duas primeiras campanhas foram realizadas com a pastagem com 1 m de altura cobrindo o solo, entretanto, na última campanha em 2003 não havia nenhuma cobertura vegetal sobre o solo (figura 5.5).



Figura 5.5 – Diferença de cobertura do solo durante as campanhas intensivas de balão cativo no sítio experimental do Km77. A esquerda mostra a cobertura por pastagem durante a campanha realizadas em 2001, a direita mostra o solo arado pronto para o plantio de arroz em Novembro de 2003.

Nas duas campanhas de 2001, as sondagens forneceram dados de temperatura, umidade, direção e velocidade do vento horizontal, medidos pela sonda comercial AIR e adquiridos remotamente através de um ADAS (Atmospheric Data Acquisition System, AIR Inc., Boulder, CO, USA) conectado a um laptop no qual foram armazenados e analisados em tempo real. Foi usado um balão cativo com

volume de 4,25 m³, inflado com uma mistura gasosa “flyballoon”, preso a um guincho contendo 1.000 m de linha e equipado com controle manual de velocidade (0 a 5 m/s) e uma chave seletora para subir ou descer o balão. Foi utilizado um pequeno, porém valente, gerador a gasolina Honda de 800VA de potência, para fornecer energia 120V AC e 12V DC para o sistema de aquisição, laptop, guincho e iluminação no local.

Na campanha realizada em Novembro de 2003 um novo balão, confeccionado com material mais resistente, foi utilizado. Além de mais resistente, esse novo balão suporta até 1 kg de carga líquida, sem computar o peso da linha, contra 500 g do anterior, com mesma capacidade de elevação (até 1.000 m). Adicionalmente, apresenta maior tolerância a rajadas de vento, até 12 m/s, contra os 10 m/s do anterior. A necessidade desse novo balão deve-se ao fato de ter sido adicionado a nova sonda de CO₂ a linha do balão cativo. Deste modo, além das variáveis medidas pela sonda AIR, também foram medidos os valores de concentração de CO₂, temperatura e umidade através da nova sonda desenvolvida pelo grupo CD-03. Devido ao número de equipamentos utilizados nesta campanha, um novo gerador de energia Honda de 2.500VA de potência fornecendo energia de 120/220 V AC e 12/24 V DC, foi utilizado. Em todas as campanhas os geradores foram instalados a uma distância de aproximadamente 100 m do local onde o balão estava sendo lançado e posicionado atrás do balão em relação à direção do vento a fim de se evitar qualquer tipo de contaminação, principalmente, durante as medidas de concentração de CO₂.

As sondagens foram efetuadas continuamente desde o final da tarde até as primeiras horas de sol da manhã. Tipicamente entre 1700HL às 0800HL. Durante a noite as sondagens foram realizadas de hora em hora, quando as condições climáticas permitiam, e atingiam uma altitude em média de 300 - 400 m, com velocidade de ascensão de 1m/s aproximadamente. No período de transição do início da manhã uma seqüência de sondagens com maior resolução temporal, menor velocidade de ascensão (aproximadamente 0,5 m/s), e gradual aumento na elevação máxima atingida pelo balão nas sondagens sucessivas, foram efetuadas na tentativa de acompanhar o desenvolvimento da camada convectiva.

5.3 Sítio experimental do Km83

Logo após o término da terceira campanha intensiva realizada na Fazenda Paraíso, uma curta campanha de medidas também foi realizada dentro da Floresta Nacional do Tapajós (FLONA do Tapajós), em uma área aberta, onde originariamente foi utilizada como depósito para madeiras apreendidas pelo IBAMA na região, atualmente abandonada. Nesta clareira (03^o 02' 46,0" Sul, 54^o 57' 20,3" Oeste) foi construído um pequeno abrigo para o balão que também servir de laboratório durante o período de sondagens. A área desta clareira é de aproximadamente 4.000 m² (50mX80m) cercada por floresta secundária e floresta primária.

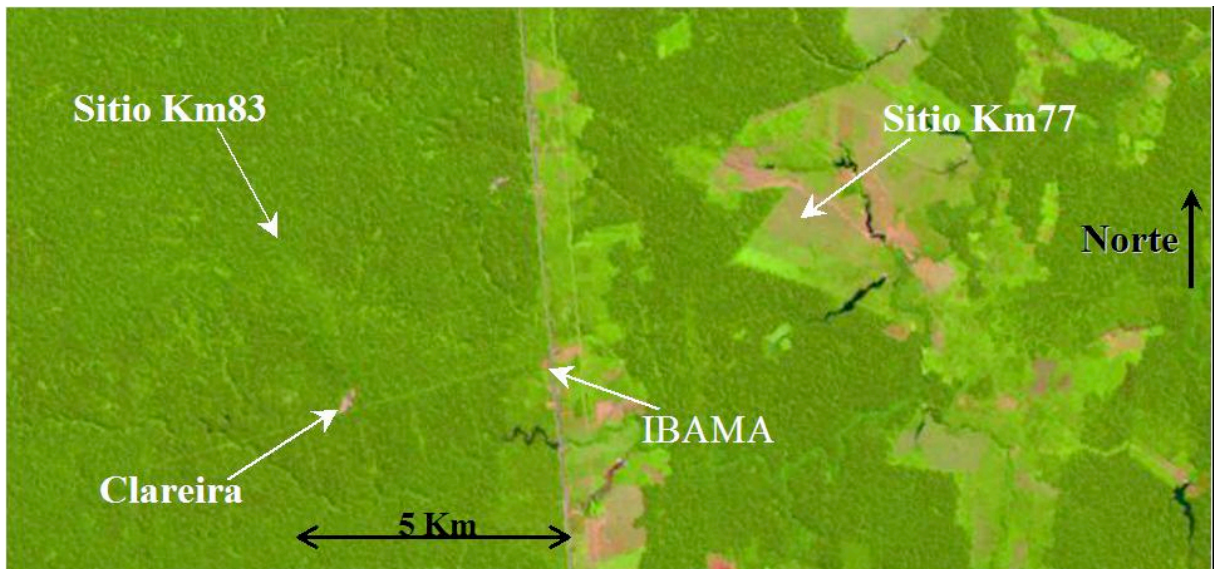


Figura 5.6 – Localização da área das sondagens com balão cativo dentro da FLONA do Tapajós, da base do IBAMA as margens da BR163 e dos sítios do Km77 e Km83.

A leste desta clareira, distante aproximadamente 4,5 km está a entrada da base do IBAMA as margens da rodovia Santarém-Cuiabá (BR163) no km83. Ao norte, está distante aproximadamente 5 Km do sítio experimental do Km83, onde originariamente duas torres de fluxo com 65 m de altura foram instaladas (figura 5.6). A primeira torre foi instalada no ano de 2001 na área de corte seletivo, ou manejo, com o propósito de avaliar, principalmente, o impacto do corte seletivo de madeira no balanço de carbono regional. A segunda torre foi instalada no ano de 2002 dentro

de uma pequena clareira distante aproximadamente 500 m da primeira, com o propósito de avaliar a influência destas áreas abertas dentro da floresta nas trocas de energia e massas entre o ecossistema e a atmosfera. Melhores detalhes da instrumentação, topografia, vegetação do sítio do Km83 são dados por GOULDEN et al. (2004) e MILLER et al. (2004). Também ao norte, distante cerca de 20 Km, encontra-se o sítio experimental de floresta primária (km67, figura 5.2), onde observações micrometeorológicas são realizadas por uma torre com 65 m de altura equipada com sistemas de covariância de vórtices em três níveis e oito níveis de perfil de temperatura e umidade do ar, concentração de CO₂ e H₂O, direção e velocidade do vento.

A altura média da floresta nas vizinhanças do local das sondagens é de 35 metros, com presença de grandes árvores que atingem entre 40 a 45 metros de altura. De acordo com medidas da densidade de área da massa folhar da vegetação dos sítios Km67 e Km83 localizados na FLONA do Tapajós, realizadas em Julho de 2003 pelo pesquisador do Grupo CD-03 Geoffrey G. Parker, a maior concentração de vegetação está localizada à 10 metros de altura. PARKER (informação pessoal), utilizou um pequeno LIDAR (Reigl LD90-3100HS) acoplado as suas costas, o qual emitia um feixe de laser, literalmente “varrendo” a estrutura vertical da floresta, enquanto percorria diferentes trilhas nas proximidades das torres de fluxo nos sítios do Km67 e Km83. A estrutura média vertical determinada pelas medidas de PARKER, mostrou pouca diferença entre as áreas analisadas em ambos os sítios. Basicamente, a maior densidade está localizada próxima a superfície, na faixa entre 7 a 10 metros de altura, acima diminuindo drasticamente a densidade até níveis mínimos a 48 metros de altura.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE DOS RESULTADOS

6.1 Campanhas de 2001

Duas campanhas usando balão cativo foram realizadas no ano de 2001 no sítio do Km77, o qual, na época, estava coberto por pastagem (*Brachiar brizantha*) com aproximadamente 1 metro de altura. A primeira campanha foi realizada entre os dias 24 a 30 de Julho. Durante este período as condições climáticas foram atípicas, incluindo a passagem de um “squall line” na noite do dia 24. Particularmente, os ventos predominantes de leste mantiveram-se mais fracos do que o normal durante o período devido à entrada de uma massa de ar frio no oeste da bacia Amazônica (SILVA DIAS et al., 2004). Na segunda campanha realizada entre os dias 4 a 11 de Outubro não houve maiores eventos de escala sinóptica e um padrão consistente se manteve no decorrer do período.

6.1.1 Convergência dos fluxos no início da manhã

Particularmente, durante as primeiras horas da manhã, onde começa o desenvolvimento da camada convectiva, as estimativas dos fluxos em ambos os métodos (covariância de vórtices e balanço da camada limite) devem ser validas. Existe suficiente mistura turbulenta e a acumulação permanece confinada em uma rasa camada próxima a superfície. Portanto, as observações efetuadas durante este período mostram a viabilidade de estimar os fluxos através de uma seqüência de medidas do perfil de escalares.

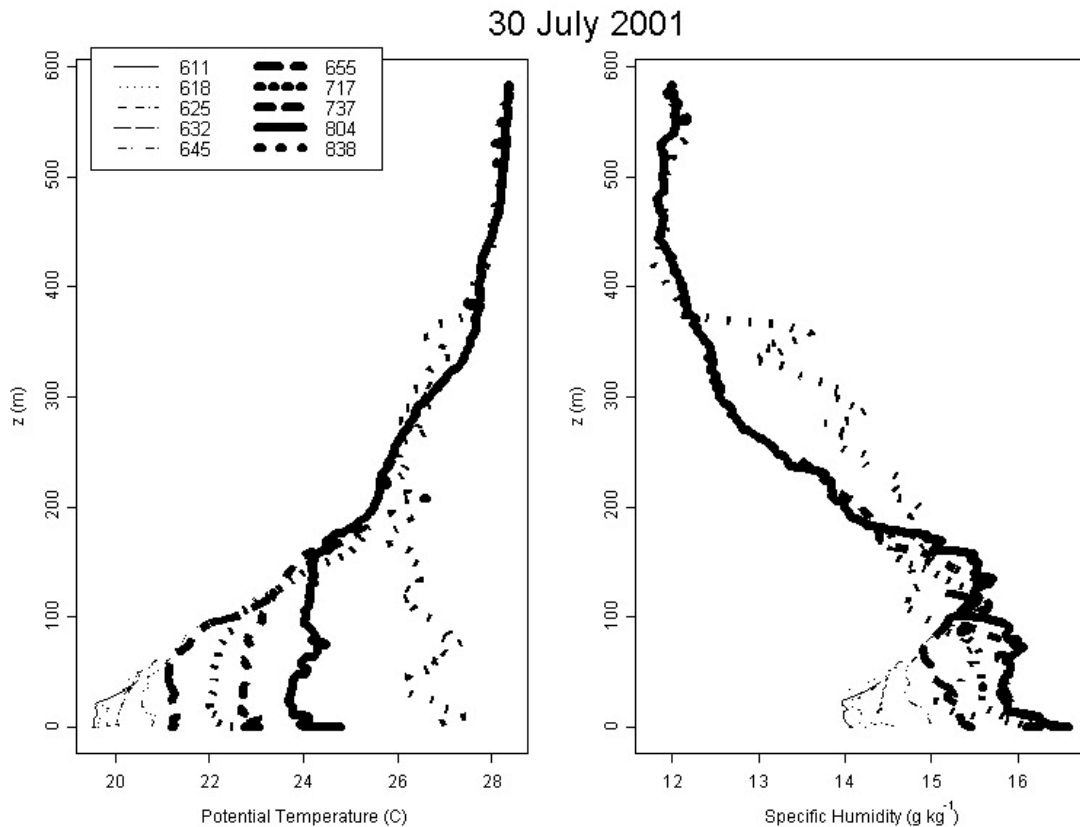


Figura 6.1 – Observações do balão cativo dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica em diferentes horários, conforme legenda, da manhã do dia 30 de Julho de 2001 (Acevedo et al., 2004).

O estágio inicial do desenvolvimento da camada convectiva foi analisada em oito manhãs: 26, 29 e 30 de Julho de 2001 e 4, 5, 9, 10 e 11 de Outubro de 2001. Em cada manhã as observações foram iniciadas logo antes do nascer do sol (em torno das 0530 HL) e terminavam em torno das 0830 HL. A figura (6.1) mostra a seqüência de sondagens realizada na manhã do dia 30 de Julho de 2001, mostrando o desenvolvimento da camada limite convectiva nas primeiras horas da manhã. Para acompanhar o crescimento da camada convectiva com resolução temporal adequada, o balão foi recolhido imediatamente após atingir o início da camada fortemente estável. Sucessivamente, cada sondagem foi realizada com incremento na altura de elevação. O resultado deste procedimento forneceu detalhes precisos do estágio inicial da camada limite convectiva evoluindo sobre a camada superficial estável.

A partir da análise de sondagens subseqüentes durante a manhã foi determinado objetivamente à altura h na qual os fluxos superficiais convergem

(figura 6.2). A altura h foi definida como o nível onde a diferença entre os perfis subsequentes de temperatura e umidade específica tendem a ser iguais.

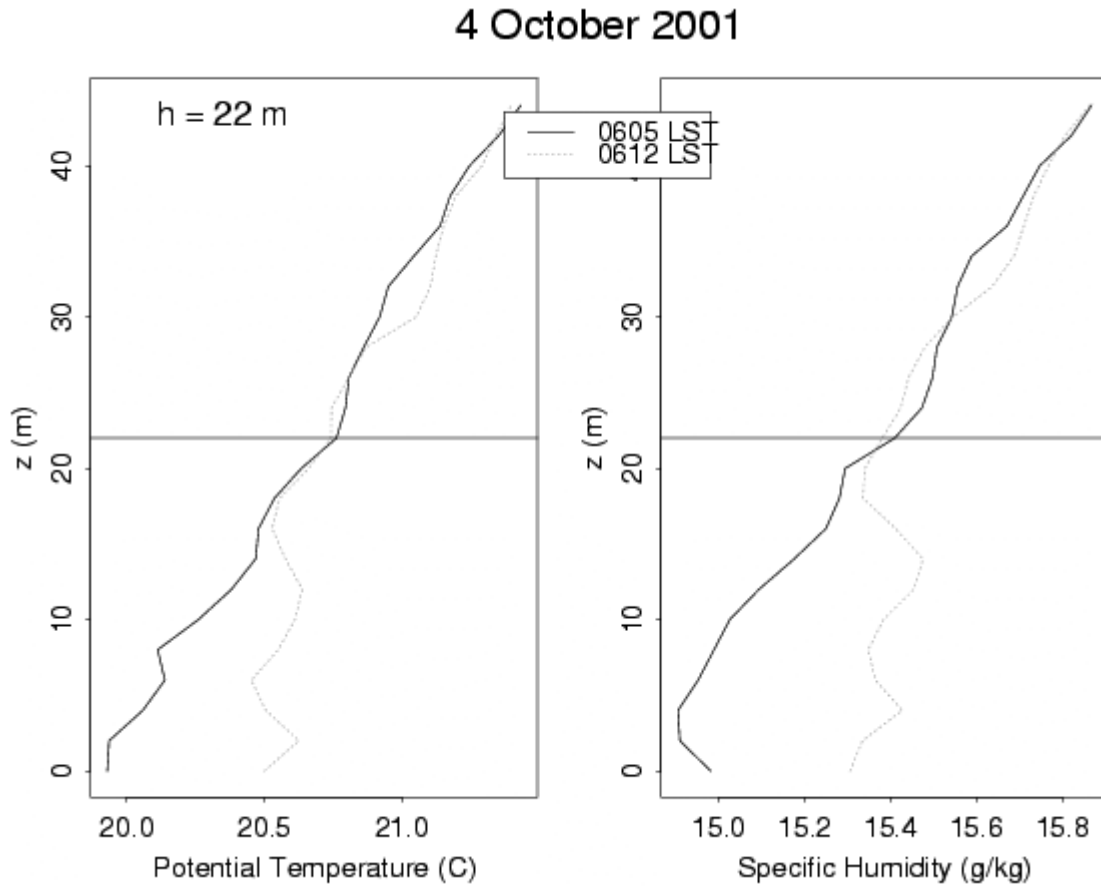


Figura 6.2 – Perfil vertical da temperatura potencial e umidade específica para duas sondagens subsequentes conforme legenda (Acevedo et al., 2004).

Os fluxos superficiais foram determinados usando a equação (6.2) para três manhãs de Julho e cinco manhãs em Outubro de 2001. A concordância entre os fluxos estimados a partir dos perfis e daqueles observados a partir do método de covariância de vórtices foi melhor para o fluxo de calor sensível do que no fluxo de calor latente (figura 6.3). O coeficiente de correlação entre os fluxos observados e estimados foi de 0,86 para o fluxo de calor sensível e de 0,37 para o fluxo de calor latente. A baixa concordância entre os fluxos de calor latente pode ser uma consequência das incertezas nas medidas do perfil de umidade e ou uma consequência dos grandes valores dos fluxos de calor latente observados pela torre durante o início da manhã.

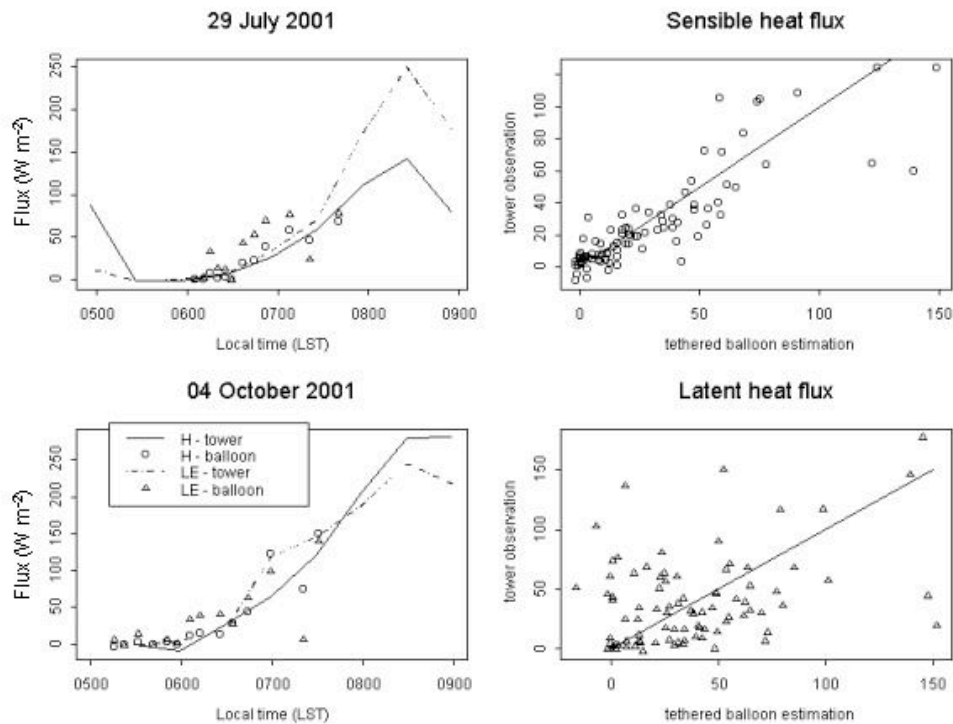


Figura 6.3 - Os gráficos à esquerda mostram a comparação dos fluxos de calor sensível e latente estimados a partir dos perfis e os observados pelo método de covariância de vórtices conforme a legenda. Os gráficos à direita mostram a comparação de todos os fluxos estimados e observados (ACEVEDO et al., 2004).

No geral, as tendências de crescimento dos fluxos no decorrer do período foram confirmadas tanto pelos dados observados na torre, quanto pelas estimativas dos dados do balão cativo.

6.1.2 Estimativa da altura da camada limite noturna

Dois critérios foram usados para avaliar a profundidade da camada estável com o objetivo de determinar como a altura na qual os fluxos superficiais convergem evoluem: (1) a altura da camada de nevoeiro; (2) a altura na qual o fechamento do balanço de energia é atingido.

6.1.2.1 Altura da camada de nevoeiro

A camada de nevoeiro pode ser uma boa indicação da altura na qual há acumulação de escalares dentro da camada estável, especialmente o acúmulo de umidade, pois pouca variação na umidade específica foi observada acima da camada de nevoeiro (figura 6.4). Na interface entre a camada de nevoeiro e a região de ar limpo acima, uma forte inversão térmica devido à divergência do fluxo radioativo nesta interface funciona como uma barreira para a mistura turbulenta.

A altura da camada de nevoeiro foi determinada objetivamente a partir da análise dos dados dos perfis de temperatura e umidade do ar medido pela sonda AIR. A figura (6.4) mostra um exemplo do valor de saturação da umidade específica (q_{sat}) decrescendo durante a noite de 3-4 de Outubro de 2001, aproximando-se do valor da umidade específica (q) gerando nevoeiro próximo à superfície.

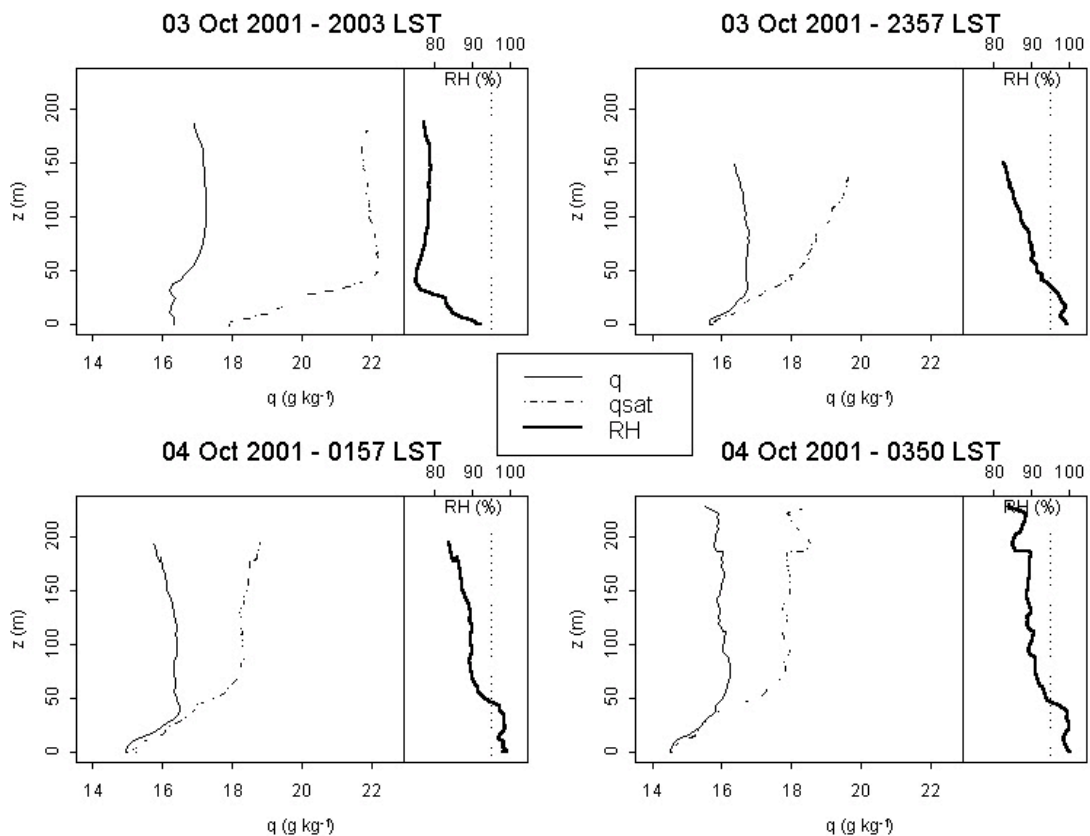


Figura 6.4 – Sequência da evolução do perfil vertical da umidade específica (q) e umidade específica de saturação (q_{sat}) no decorrer da madrugada dos dias 3-4 de Outubro de 2001 (ACEVEDO et al., 2004).

O valor escolhido para determinar a presença de nevoeiro foi uma umidade relativa igual ou maior do que 95%. Este valor escolhido abaixo dos 100% considera possíveis erros instrumentais nas sondagens. No mês de Outubro a camada de nevoeiro foi mais rasa do que no mês de Julho, como mostra a figura (6.5). O mês de Julho apresentou distintos regimes na formação de nevoeiro, como por exemplo na noite do dia 26-27, a camada de nevoeiro atingiu uma profundidade em torno de 150 metros por volta das 2400 HL, fato não observado nas outras madrugadas do mês de Julho de 2001. Entretanto, o mês de Outubro de 2001, não apresentou grande variabilidade ao longo das noites. Um padrão crescente na espessura da camada de nevoeiro foi observado em torno de 30 metros no início da noite atingindo aproximadamente 70 metros em torno das 0500 HL.

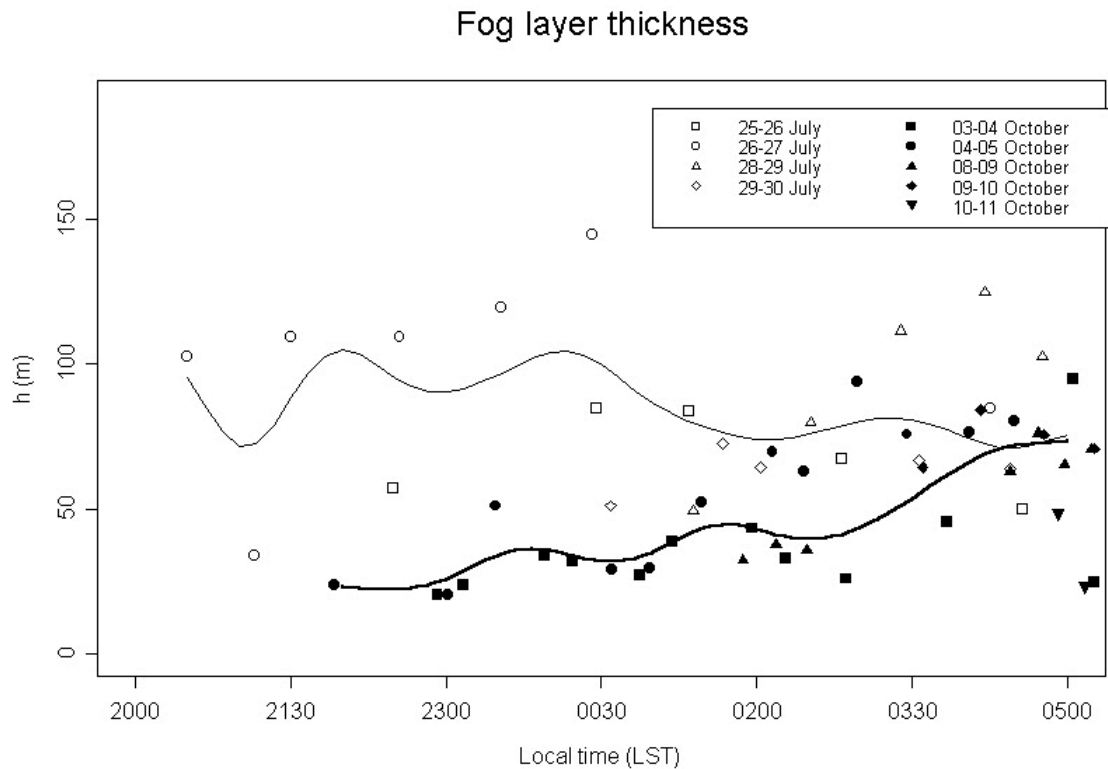


Figura 6.5 – Espessura da camada de nevoeiro para os diferentes dias dos meses de Julho e Outubro de 2001, identificados conforme legenda (ACEVEDO et al., 2004).

6.1.2.2 Altura da camada a partir da equação de balanço de energia

O balanço de energia neste trabalho é dados pela seguinte equação:

$$-Q^* = H + LE + G + S, \quad (6.7)$$

onde Q^* é o fluxo radiativo líquido, H e LE são respectivamente o fluxo de calor sensível e calor latente, G é o fluxo de calor do solo e S representa o armazenamento de calor no solo. O balanço é determinado dentro de uma caixa com base à $-0,2$ metros e o topo da caixa é a altura h da camada limite estável.

O termo S é determinado a partir do perfil de temperatura do solo (OKE, 1995, pg. 46-47), e representa o armazenamento de calor da porção solo (20 cm) contido dentro da caixa. O armazenamento de calor na atmosfera desde a superfície até o topo h está representado nos termos H e LE . O fluxo no topo da caixa é assumido como sendo zero e na superfície é dado por G . Os termos advectivos são desconsiderados, devido aos baixos valores do vento horizontal durante a noite. Na média menor do que 1 m/s a 5,7 metros de altura, observados pela torre. Nas sondagens noturnas, em média somente acima dos 50 metros de altura foram registrados ventos com velocidade acima de 1 m/s. A radiação líquida Q^* foi medida na torre a 11 metros de altura do solo, geralmente abaixo da altura h . O termo de divergência de fluxo radiativo deve ser considerado na equação de balanço. Entretanto, SUN et al., (2002) descreveram detalhadamente observações deste termo para um sítio em latitude média, determinando que este termo tem significativa importância na taxa de resfriamento somente durante a transição do fim do dia, decrescendo a zero após esse período. Considerando que o balanço está sendo aplicado a uma camada estável já desenvolvida a divergência do fluxo radiativo pode ser desconsiderado.

Os termos dos fluxos de calor sensível e latente são determinados da mesma maneira que descrito na seção (6.1.1) a partir da integração dos perfis verticais da temperatura potencial e umidade específica respectivamente. Apenas noites do mês de Outubro foram analisadas, devido a melhor qualidade dos dados observados pela torre e por neste período manter um padrão de grande escala constante, o que permite determinar padrões médios. Diferentemente da manhã, a profundidade da camada limite não é conhecida, ou pelo menos, não é trivial. A altura foi determinada

sendo a altura no qual H e LE convergem e o fechamento do balanço de energia é atingido. Mesmo tendo grandes variações ao longo das noites e entre elas, um padrão comum de evolução da altura através da noite (figura 6.6). Inicialmente uma camada rasa no início da noite, geralmente menor de 50 metros, evoluindo crescentemente até o fim da noite, chegando a atingir até 150 metros logo antes do nascer do sol.

Durante os primeiros estágios da noite até aproximadamente o meio da noite (0200 HL) o valor mediano de h que leva ao fechamento do balanço de energia concorda muito bem com o valor mediano da profundidade da camada de nevoeiro (figura 6.6 em círculos). Já nos estágios finais da madrugada os valores de h são maiores. Entretanto, ambas estimativas indicam um padrão crescente para a altura da camada limite noturna ao longo da noite.

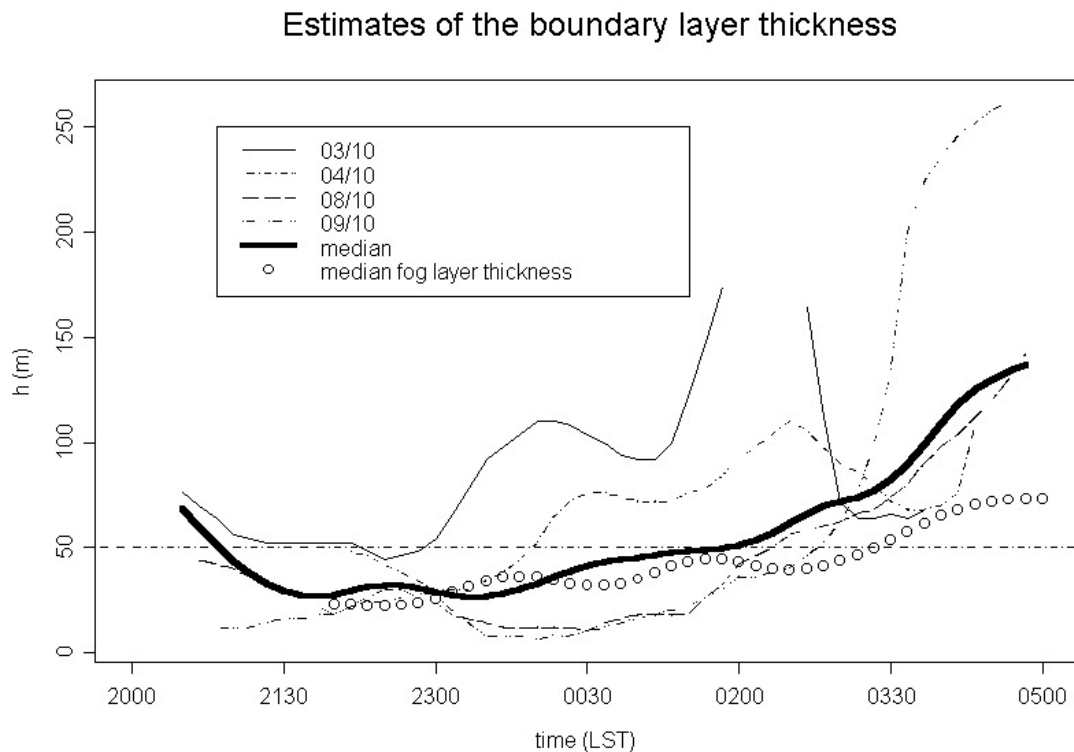


Figura 6.6 – Evolução temporal da altura da camada limite noturna para a qual o balanço de energia é atingido, nas diferentes noites analisadas, conforme a legenda. A linha espessa representa o valor mediano das noites analisadas e os círculos representam o valor mediano da profundidade da camada de nevoeiro em Outubro de 2001 (ACEVEDO et al., 2004).

6.1.3 Camada de acumulação de CO₂

Com a altura da camada limite noturna h conhecida, o fluxo superficial pode ser estimado a partir da equação (3.5) somente se conhecermos como a taxa de acumulação varia com a altura. No caso, de existir mistura suficiente, um escalar emitido pela superfície pode se acumular uniformemente por toda camada, desde a superfície até a altura h . Neste caso, o fluxo varia linearmente desde o seu valor na superfície até chegar a zero em h . Entretanto, sobre condições noturnas de ventos calmos isso não necessariamente ocorre, a taxa de acumulação pode ser grande próxima a superfície e o perfil do fluxo pode ser muito curvado.

Medidas da concentração de CO₂ em torres micrometeorológicas geralmente são avaliadas até um certo nível, geralmente abaixo da altura de acumulação h . Especificamente, na torre do sítio do Km77, o perfil de concentração de CO₂ foi observado em cinco níveis: 0,5; 2,7; 5,3 e 11,8 metros de altura. Embora os ventos observados no sítio do Km77 sejam fracos, o perfil da taxa de acumulação de CO₂ noturno pode ser classificado de acordo com a média da velocidade do vento a noite. Um total de 367 noites foram analisadas entre os anos de 2001 e 2002. A velocidade mediana do vento observada a 5,7 metros de altura na torre foi de 0,75 m/s. Esse valor foi escolhido para distinguir noites calmas e não calmas. Para as noites calmas, aquelas cujo valor mediano da velocidade do vento foi abaixo de 0,75 m/s, a taxa de acumulação de CO₂ no nível inferior a 0,5 metros foi maior do que a dos níveis superiores (figura 6.7). Uma consequência da fraca ou inexistente mistura que não transfere efetivamente as emissões superficiais para os níveis superiores.

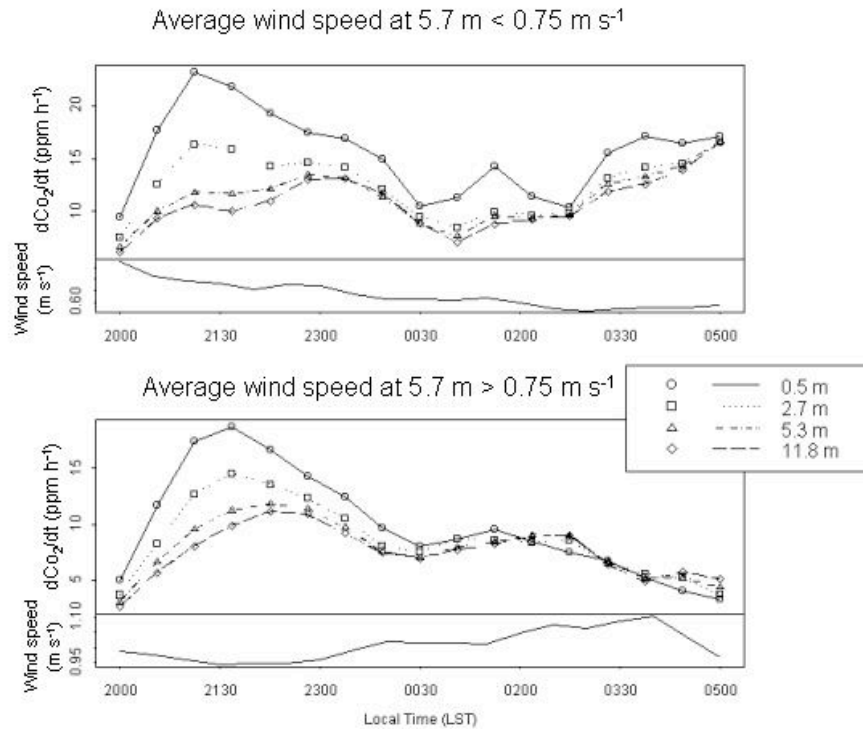


Figura 6.7 – Cada painel mostra a evolução média da taxa de acumulação de CO₂ para cada nível de observação na torre conforme a legenda. Na parte inferior de cada painel é mostrada a evolução média da velocidade do vento observado a 5,7 metros na torre. O painel superior representa a média das noites no qual a velocidade do vento a 5,7 metros foi menor do que 0,75 m/s, e o painel superior mostra a média das demais noites (Acevedo et al., 2004).

Nas noites em que a velocidade mediana do vento foi acima de 0,75 m/s, a taxa de acumulação de CO₂ foi uniforme com a altura a partir das 0000 HL até o fim da noite. Entretanto, em ambos os casos, o comportamento antes das 0000 HL é similar, com um pico de acumulação em torno das 2200 HL. Possivelmente, uma consequência da pouca profundidade da camada limite estável. Neste período, dCO_2/dt apresentou uma grande variação com a altura, sendo que, pode-se assumir constante com a altura somente acima do nível de 5,3 metros.

O fluxo noturno de CO₂ foi estimado em quatro horários (2200, 0000, 0200 e 0400 HL) a partir da equação (6.2) e aplicando os valores estimados da altura da camada limite noturna. Para o primeiro horário as 2200 HL, a taxa de acumulação foi considerada constante com a altura acima de 5,3 metros e igual à média dos valores observados nos dois níveis superiores. Para os demais horários, a taxa de

acumulação foi assumida constante acima do nível de 2,7 metros e seu valor assumido como sendo a média dos três níveis superiores. Isso foi usado devido ao comportamento evidenciado na figura (6.7), considerando o fato de que no período de sondagens com o balão cativo o valor médio do vento a 5,7 metros foi consistentemente menor que 0,75 m/s.

A tabela (6.2) mostra o resultados das estimativas dos fluxos de CO₂ considerando a altura da camada limite determinada pelos dois métodos descritos anteriormente. Verificou-se uma boa concordância entre os fluxos nos primeiros horários estimados. No período final da noite as estimativas se distanciam. Anteriormente, as figuras (6.5) e (6.6) indicavam um crescimento da camada limite ao longo da noite com grande variação entre as noites, o que pode explicar a causa da discrepância entre os métodos.

Tabela 6.2 – Estimativas da altura da camada limite a partir da camada de nevoeiro (h_1) e a partir do balanço de energia (h_2); e estimativa do fluxo superficial de CO₂ usando a altura de ambos métodos para os quatro horários indicados (Acevedo et al., 2004).

Time (LST)	h_1 (m)	h_2 (m)	F_1 (mgCO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	F_2 (mgCO ₂ m ⁻² s ⁻¹)
2200	23.2	27.7	0.089	0.10
0000	35.6	32.9	0.14	0.13
0200	42.9	50.9	0.13	0.16
0400	65.0	109.0	0.30	0.51

SAKAI et al (2004) relatam as observações de longo termo realizadas pela torre do sítio do Km77 onde as medidas com balão cativo foram efetuadas. Como descrito no capítulo 5, o sítio do Km77 sofreu alterações de sua cobertura vegetal, passando de uma área de pastagem a um campo de cultivo de arroz não irrigado e soja. Logo após a segunda campanha de medidas com balão cativo, em Novembro de 2001 o pasto foi queimado e arado para o plantio inicialmente da cultura de arroz. O período em que o solo foi arado mostrou interesse devido à ausência de qualquer cobertura do solo, no qual se espera que ocorra pouco ou nenhum fluxo negativo de CO₂, apenas ocorra a respiração do solo. Portanto, observações do fluxo de CO₂ durante o período diurno podem representar uma estimativa das emissões noturnas sobre o sítio, considerando-se que durante o dia existe a mistura turbulenta suficiente capaz de permitir ao sistema de covariância de vórtices instalado na torre

estimar o fluxo de CO₂ com precisão. Entretanto, isso é uma estimativa grosseira, pois o fluxo de respiração possivelmente difere entre um solo arado e a pastagem. SAKAI et al (2004) estimaram a emissão média diurna durante o período com o solo arado como sendo de $0,08 \text{ mgCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1} \pm 0,02 \text{ mgCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Este valor concorda com as estimativas indicadas na tabela (6.2) somente para o primeiro horário analisado. Sendo que, para os horários posteriores os valores crescem atingindo seu máximo no último horário analisado (0400 HL). Estes resultados sugerem que o fluxo noturno médio de CO₂, excede as estimativas realizadas por SAKAI et al (2004) baseado nos valores diurnos observados pelo sistema de covariância de vórtices durante o período em que o solo ficou sem cobertura vegetal. Esta discrepância pode estar associada principalmente com as condições da superfície, bem como, aos erros associados em ambos os métodos aplicados para estimar à altura da camada de acumulação.

6.2 Campanha de 2003

A tabela (6.3) apresenta os dias do mês de Novembro de 2003 nos quais foram realizadas as sondagens com a sonda de CO₂, bem como o horário em que foram efetuadas. As sondagens realizadas sobre o solo completamente nu e recém arado na Fazenda Paraíso (sítio do Km77), foram realizadas entre os dias 11 e 18 de Novembro. E entre os dias 23 a 28 de Novembro de 2003 foram realizadas as sondagens em uma pequena clareira no interior da FLONA do Tapajós, próximo à entrada do acampamento do IBAMA no Km83 da BR163 (Rodovia Cuiabá-Santarém).

Foram efetuadas 150 sondagens medindo os perfis de temperatura e umidade do ar, velocidade e direção do vento horizontal e concentração de CO₂, computando os dois períodos. Para o período de transição da tarde são consideradas as sondagens entre 1700HL até 2000HL, para o período noturno as sondagens entre 2000HL até 0500HL e a transição da manhã as sondagens realizadas entre 0500HL até a última sondagem realizada na manhã, geralmente encerrada antes das 0800HL da manhã. Nesta configuração foram realizadas 29 medidas durante a transição da tarde, sendo 25 no sítio do Km77 e 04 na floresta; 67 sondagens noturnas, sendo 41 no Km77 e 26 na floresta; e 54 sondagens no período da manhã, das quais 39 no Km77 e 15 na floresta.

Os espaços em branco no quadro dos horários, na sua maioria, são devido ao período de troca de baterias e transferência dos dados da memória do datalogger tattletale para um microcomputador, ou representam períodos sem condições de vôo do balão como, por exemplo, períodos de chuva e fortes ventos na superfície.

As condições meteorológicas foram semelhantes às da campanha realizada em Outubro de 2001. O mês de Novembro, nesta região, representa um período de transição entre a estação seca para a chuvosa caracterizada principalmente pela alta nebulosidade tanto de dia quanto à noite. As queimadas de campos na região são mais freqüentes nesta época do ano na região, chegando a ponto de inviabilizar a operação do balão por uma noite devido aos detritos em brasa suspensos no ar carregados pelo vento sobre o sítio.

Tabela 6.3 – Quadro com a distribuição e classificação dos horários das sondagens realizadas em ambos os sítios, Km77 e Km83 durante a campanha de Novembro de 2003. Em azul representa a transição da tarde, em vermelho o período noturno e em amarelo o período da manhã.

Sítio	Dia	17h	18h	19h	20h	21h	22h	23h	24h	01h	02h	03h	04h	05h	06h	07h
Km77	11							X	X	X				X	X	X
	12															
	13		X	X				X	X	X				X	X	X
	14	X	X	X	X	X	X	X					X	X	X	X
	15															
	16	X	X	X	X	X				X	X	X	X			
	17	X	X	X	X	X	X				X	j-X	X	X	X	X
	18	X	X	X	X	X	X	X								
Km83	23		X	X	X	X	X	X				X	X	X	X	X
	24															
	25		X	X	X	X	X	X			X	X	X	X	X	X
	26										X	X	X	X	X	X
	27					X	X	X	X	X						

6.2.1 Altura da Acumulação

O principal critério utilizado para avaliar a altura h da camada de acumulação de CO₂ foi determinado diretamente dos perfis de CO₂ medidos pela sonda.

Analisando duas sondagens subseqüentes, a altura foi determinada como sendo a região onde a convergência do CO_2 é menor ou igual a 5ppm. Este valor foi escolhido por estar dentro do intervalo de erros de medidas e da precisão do sensor de CO_2 . Este critério será denominado de critério (1).

Os perfis de umidade específica, temperatura potencial, velocidade e direção do vento também foram analisados. Estes novos critérios objetivos, serão determinados para avaliar a profundidade da camada limite noturna. Estes critérios adicionais foram então confrontados com a altura da camada determinada pelo critério (1). O denominado critério (2), consiste na altura que encerra uma camada de ar com umidade relativa maior do que 95%. Geralmente associada à camada de ar próxima da saturação ou a camada de nevoeiro, por simplicidade será chamada de Altura da Camada de Nevoeiro. Esse é o mesmo critério descrito na seção (6.1.2.1). O critério (3) consiste na altura a partir da qual a velocidade do vento horizontal é igual ou superior a 1 m/s. Considerando o erro instrumental e o tempo de resposta do sensor de velocidade do vento, o valor de 1 m/s observado pela sonda AIR, pode na verdade representar uma magnitude maior da velocidade do vento horizontal, em torno de até 0,5 m/s a mais do que o valor medido. Em geral, o método de balanço de camada limite está diretamente relacionado a baixos valores de velocidade do vento horizontal, na qual, os termos advectivos da equação (3.4) podem ser desconsiderados. Considerar regiões onde as magnitudes do vento horizontal são consideráveis implica, conseqüentemente, em determinar ou estimar termos extras fundamentais na equação (3.4).

Através da análise do perfil da temperatura potencial determina-se o critério (4), no qual é marcada a altura onde ocorre uma inversão térmica. Objetivamente, é determinada como sendo a região ou o primeiro ponto de inflexão no gradiente de temperatura, alterando a taxa de resfriamento. De fato, estimar o fluxo noturno de calor sensível através da equação (3.4) requer a adição de um termo extra, referente ao resfriamento radiativo da atmosfera, não medido. Embora, a questão da divergência radiativa da atmosfera seja um importante termo no balanço de energia, esse termo não foi contabilizado nas estimativas feitas para o fluxo de calor sensível noturno, conseqüentemente nossas estimativas superestimam o fluxo de calor sensível neste período.

Finalmente, o critério (5), para avaliar a evolução e profundidade da camada limite noturna, consiste em determinar a altura em que ocorre a mudança na direção

do vento indicando o padrão de grande-escala próximo à superfície, ou seja, os ventos de leste. Apesar do sensor de velocidade do vento ser limitado, um dado preciso fornecido pelas sondagens de balão cativo foi a da direção do vento, sendo capaz de registrar mudanças na direção do vento sobre condições extremamente calmas.

A estimativa da altura da camada limite usando o fechamento do balanço de energia (seção 6.3.2.2), não foi aplicada. O termos (G e S) da equação (6.7) observados pela torre micrometeorológica não representam as verdadeiras condições da superfície do sítio do Km77, do período de sondagens.

Durante o período noturno, na maioria das vezes, observou-se a concordância entre o critério (1), da convergência do CO_2 , com pelo menos um dos outros dois critérios na determinação da altura da camada de acumulação noturna. A figura (6.8) mostra um exemplo do uso dos critérios para determinar a altura h na qual os perfis foram integrados pela equação (6.2) estimando-se os fluxos médios entre os dois horários das sondagens. Neste exemplo, a altura foi estimada avaliando o critério (1) da convergência das concentrações de CO_2 entre as 2001HL e 2022HL do dia 14 de Novembro de 2003 e indicado nos demais perfis de temperatura potencial, umidade específica, direção e velocidade do vento. No painel superior da figura (6.8), a altura estimada a partir dos perfis de CO_2 , neste caso de 65m, foi mostrada também nos perfis de temperatura potencial e umidade específica. No painel inferior, a altura está indicada nos perfis de velocidade e direção do vento.

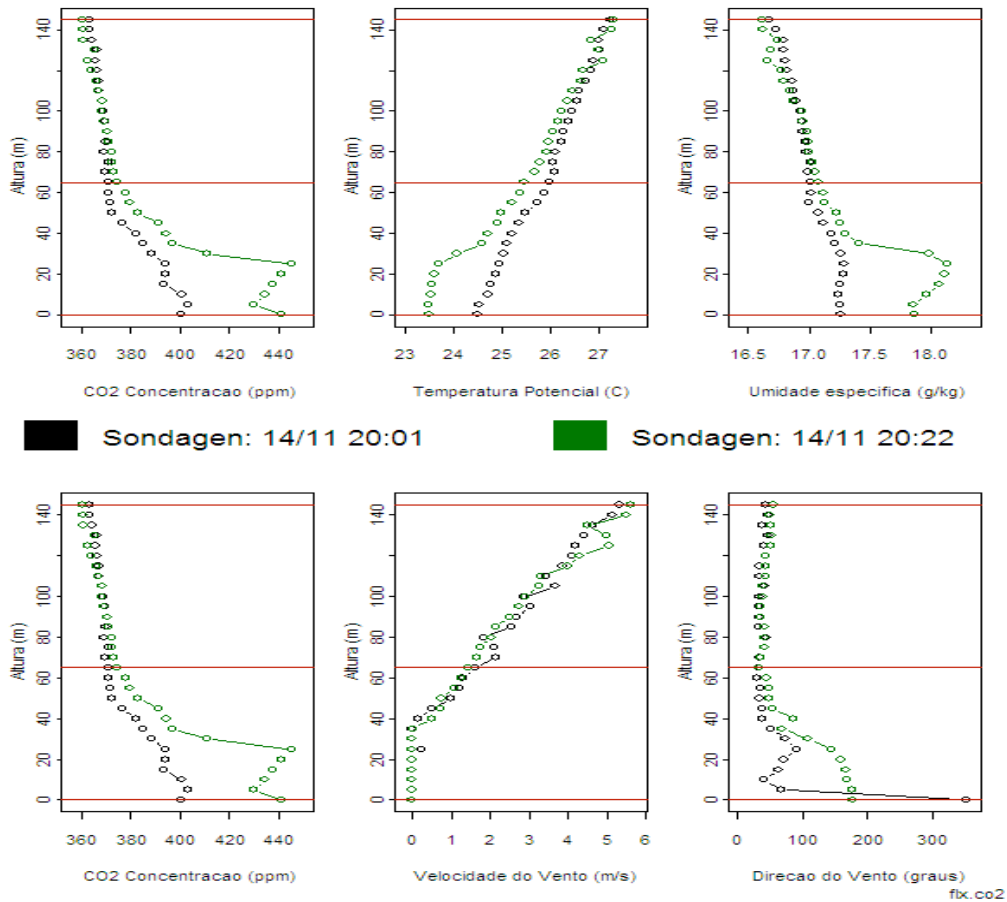


Figura 6.8 – Exemplo do uso do critério da convergência do CO_2 , ($\Delta\text{CO}_2 < 5 \text{ ppm}$), para determinar a altura h da camada de acumulação noturna. Duas sondagens subseqüentes sobre o sítio do Km77.

6.2.1.1 Evolução noturna da camada de acumulação no sítio do Km77

A figura (6.9) mostra o resultado da estimativa da altura da camada limite noturna, determinados de acordo com cada um dos critérios estabelecidos, para a região do sítio do Km77. Cada linha numerada indica o comportamento médio da evolução da camada, durante as noites de sondagens no sítio do Km77, relacionadas a cada um dos critérios, respectivamente: --1--critério (1); --2--critério (2); --3-- critério (3); --4-- critério(4) e --5-- critério(5).

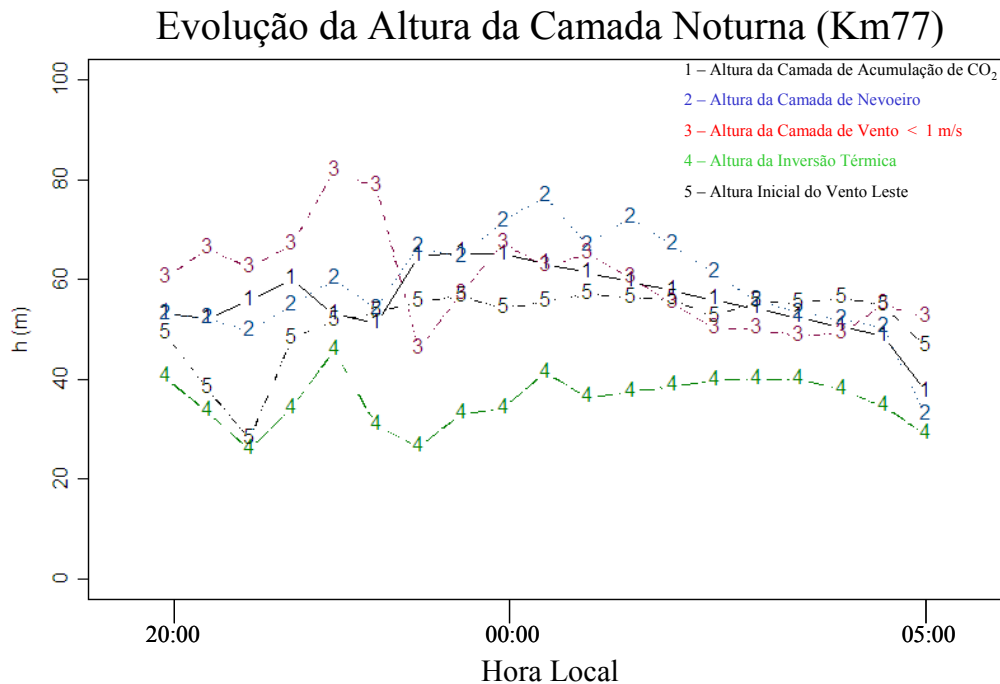


Figura 6.9 – Mostra a evolução média da altura da camada limite noturna, para o período de medidas no sítio do Km77, determinadas de acordo com cada um dos cinco critérios, conforme indicado na legenda, os números e cores indicam cada um dos critérios.

Na figura (6.10), estão as comparações entre o critério (1) e os demais critérios apresentados individualmente. Observa-se, em ambas figuras (6.9) e (6.10), uma maior variação da altura da camada limite no início da noite até aproximadamente às 2300 HL, em todas as estimativas. Neste período inicial, observa-se uma tendência de crescimento sutil da altura da camada. O critério (2), a altura da camada de ar próxima da saturação ou camada de nevoeiro, é que melhor se correlaciona com a camada de acumulação de CO₂, neste período. Logo após, a altura da camada de acumulação de CO₂ decresce lentamente até o final da noite. A variação na altura de acumulação de CO₂ ao longo da noite é da ordem 15 metros e seu valor médio é de 55 metros. A tabela (6.4) apresenta os valores médios, máximos e mínimos da altura da camada limite noturna estimada pelos diferentes critérios.

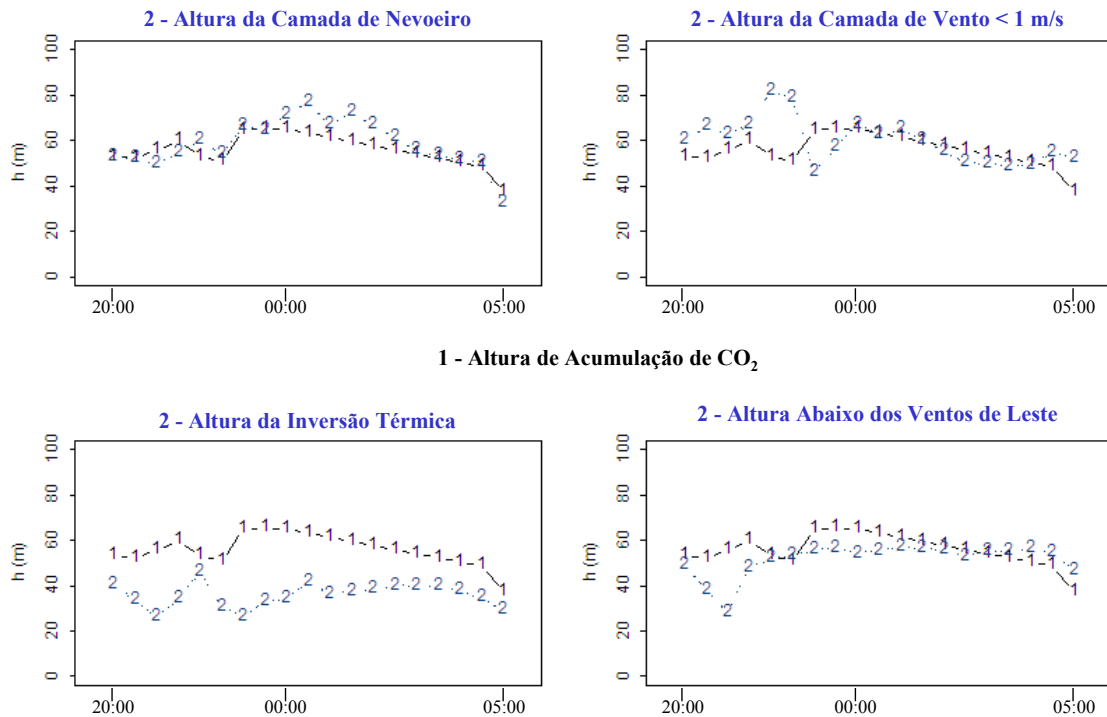


Figura 6.10 – Comparação entre o critério (1) e os demais critérios utilizados para estimar a altura da camada limite noturna, para o sítio do Km77.

Tabela 6.4 – Altura média, máxima e mínima da camada limite noturna determinados através dos diferentes critérios. Entre parênteses está indicado o horário onde ocorrem os máximos e mínimos.

	Média (m)	Mínima (m)	Máxima (m)
Critério (1) – $h(\text{CO}_2)$	55.83	37.50 (05:00HL)	65.29 (23:30 HL)
Critério (2) – $h(q_{\text{sat}})$	58.60	32.81 (05:00 HL)	76.64 (00:30 HL)
Critério (3) – $h(U < 1\text{m/s})$	59.69	45.91 (23:00 HL)	81.64 (22:00 HL)
Critério (4) – $h(\theta_{\text{inv}})$	35.70	25.92 (21:00 HL)	45.79 (22:00 HL)
Critério (5) – $h(U_{\text{leste}})$	51.56	28.01 (21:00 HL)	56.95 (01:00 HL)

A altura inicial da base da inversão térmica, critério (4), apresentou variação até meados da noite, e é consistentemente mais rasa do que a camada de acumulação de CO_2 e umidade. Entretanto, se modificarmos o critério (4), tomando a altura na qual termina a inversão térmica ou invés do ponto inicial, esta camada encerra as demais, como indica a figura (6.11). Pode-se observar que, tanto a camada de acumulação de CO_2 e de umidade, bem como, a porção da atmosfera na qual predominam os ventos fracos, são limitadas dentro desta região de “entranhamento térmico”.

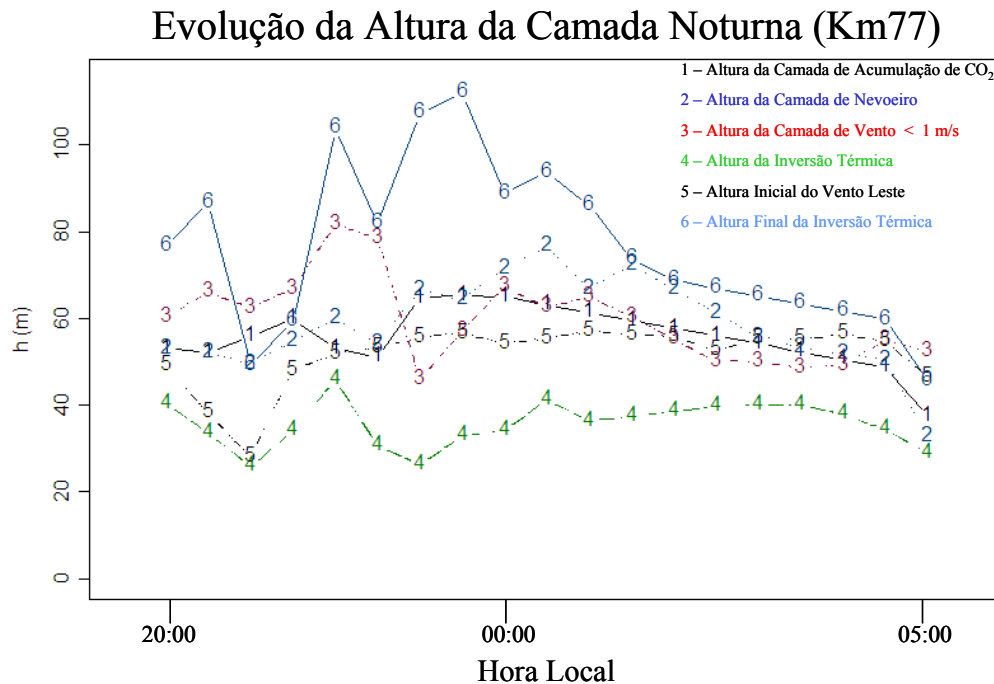


Figura 6.11 – Idem a figura (6.9) com a adição da altura final da inversão térmica, critério (6).

No geral, ao contrário do observado nas campanhas de 2001, sobre as novas condições de superfície do sítio do Km77, não se observou uma grande variação na evolução da altura da camada limite ao longo da noite. A altura se manteve em torno de aproximadamente de 60 metros de altura, sem uma tendência de crescimento significativa com o passar da noite. Verificou-se uma forte correlação entre a camada de acumulação dos escalares e a região superficial da atmosfera que foi abaixo da região dominada pela circulação de grande escala, isolada pela profunda inversão térmica que se desenvolve sobre o sítio do km77 principalmente nos primeiros estágios da noite. Entretanto, os resultados de ambas campanhas concordam que mesmo considerando o armazenamento de CO_2 nas estimativas do fluxo superficial medido pela torre de fluxo do sítio do Km77 seus resultados subestimam esse fluxo, pois não estão considerando uma porção de ar acima relativamente profunda onde o CO_2 continua acumulando-se.

6.2.1.2 Evolução noturna da camada de acumulação no sítio do Km83

As sondagens foram realizadas no interior da FLONA do Tapajós, nas proximidades do sítio do Km83, onde duas torres micrometeorológicas de 65 metros estavam em operação.

Embora as sondagens tenham sido realizadas em um período menor, em relação às medidas no sítio do Km77, observou-se um padrão bem definido para a profundidade da camada de acumulação de CO₂ e da umidade ao longo da noite. A camada de acumulação de umidade mantém uma altura praticamente constante durante a noite. Das 2100 HL até as 0300 HL, ambas camadas de acumulação, CO₂ e umidade, possuem a mesma profundidade (figura 6.12 e 6.13).

A altura de acumulação dos escalares, CO₂ e umidade, estavam no limite da interface floresta-atmosfera, aproximadamente a 35 metros de altura. Um pouco mais acima, aproximadamente a 50 metros de altura, está a região na qual a velocidade do vento horizontal supera o valor de 1 m/s tornando-se mais intenso com a altura. A altura na qual marca o início da região onde predominam os ventos de leste, mostra um comportamento crescente desde o início às 2000 HL até os estágios finais da madrugada, com a exceção de um breve período no qual decai abruptamente. Esta descontinuidade pode ser devido a um período onde os ventos na superfície se mantiveram relativamente fortes e constantes por mais de uma hora. Devido a pouca amostragem, apenas 4 noites, esse evento ficou evidenciado no padrão médio do período analisado.

Evolução da Altura da Camada Noturna (Km83)

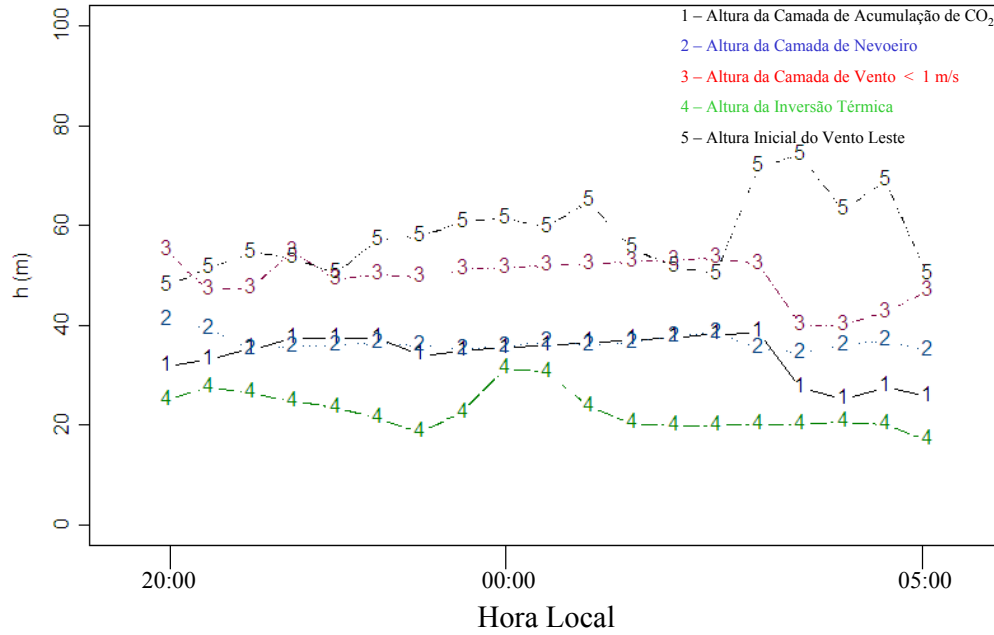


Figura 6.12 – Evolução da altura da camada noturna de acordo com cada critério usado na estimativa, conforme a legenda. Nota-se uma perfeita correlação entre as alturas de acumulação de CO₂ e umidade na maior parte da noite.

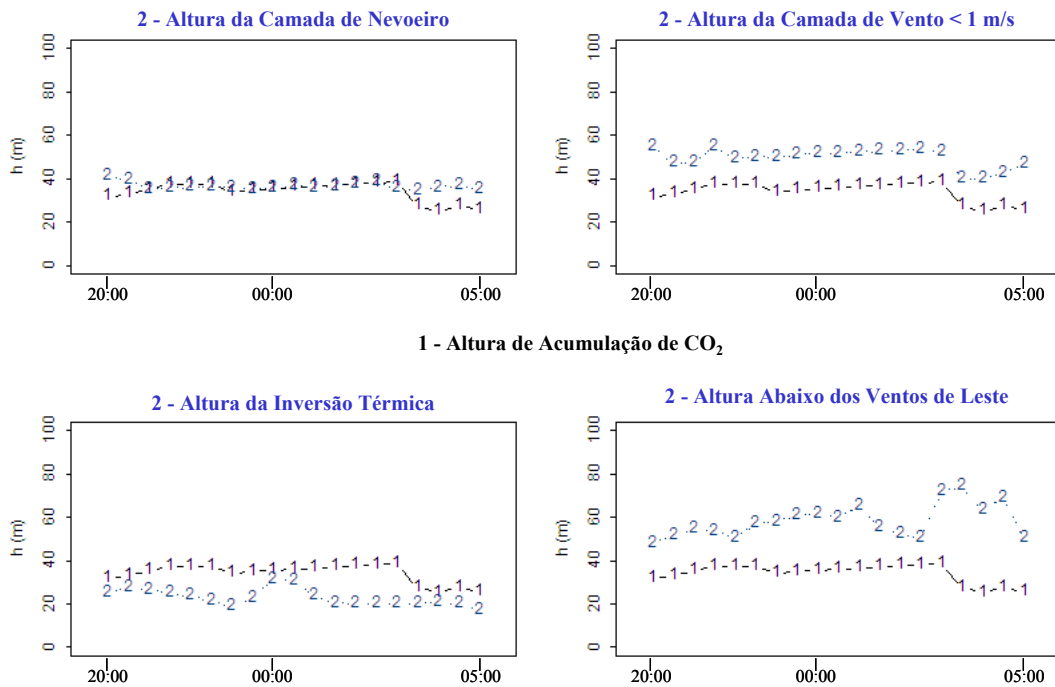


Figura 6.13 – Comparação entre o critério (1) e os demais critérios utilizados para estimar a altura da camada limite noturna, para o sítio do Km83.

Das figuras (6.12) e (6.13) pode-se notar que a altura da base da inversão térmica estava localizada em torno dos 20 metros de altura, sendo localizado logo acima da região de maior concentração de área foliar da floresta. Essa região rasa próxima ao solo é rica em CO_2 e alta concentração de vapor d'água. Observou-se uma ótima correlação entre a região de ar saturada e a região de forte acumulação de CO_2 . Esse resultado pode ser explicado devido à distribuição espacial das fontes de CO_2 e umidade nesta região, no caso o próprio solo da floresta e a densa massa folhar que emitem CO_2 nesta região. Eventualmente, essa região com alta concentração de CO_2 é diluída por eventos de intermitência da turbulência distribuindo e homogeneizando a concentração de CO_2 a níveis bem acima da copa da floresta (FITZJARRALD & MOORE, 1990).

Por outro lado, sobre a floresta observou-se outra região de inversão térmica (figura 6.14) na qual possivelmente representa o resfriamento radiativo da copa das arvores. Na média, para as noites observadas, a profundidade dessa segunda inversão térmica decresceu ao longo da noite mostrando uma variação desde 90m de altura no início da noite decrescendo lentamente durante a noite até atingir um valor em torno dos 60 metros de altura.

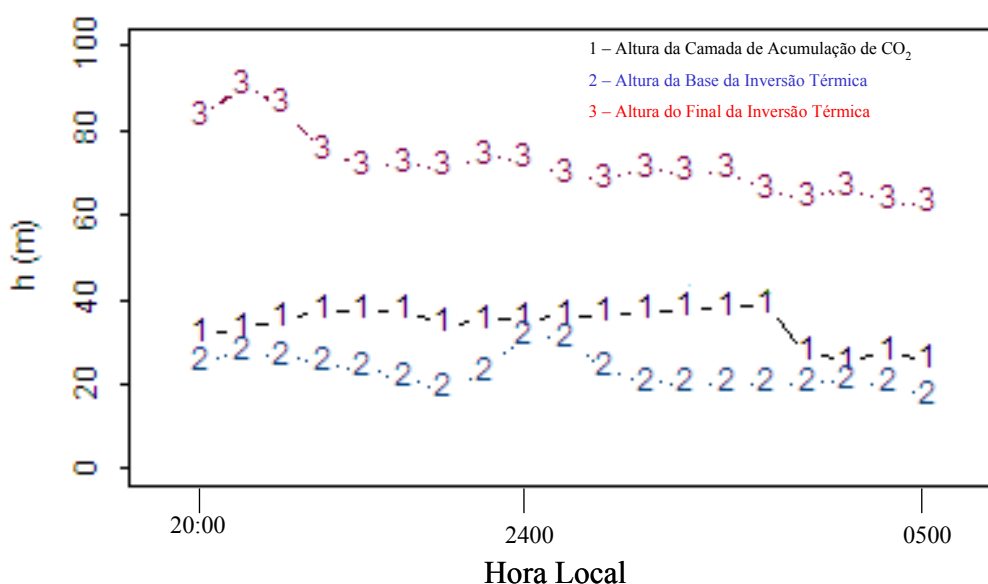


Figura 6.14 – Comparação entre as alturas médias de acumulação de CO_2 (1), da base da inversão térmica e do final da inversão térmica, para as noites de sondagens sobre o sítio do Km83.

Os resultados da evolução da altura da camada de acumulação do CO_2 na floresta, na média, estão indicando que essa altura não é tão profunda se

comparado aos resultados obtidos no sítio do Km77. Entretanto, ao analisarmos apenas duas sondagens, uma realizada no início da noite e outra ao final da noite, observou-se que a altura de convergência do CO₂ está localizada muito acima da copa das árvores, como mostra o exemplo na figura (6.17). Nesta situação, onde a camada de acumulação de CO₂ é mais profunda, as estimativas da troca líquida do ecossistema (NEE – Net Ecosystem Exchange) são subestimadas por não contabilizar totalmente o termo de armazenamento de CO₂ (S - Storage). Em particular para os sítios das torres de fluxos do Projeto LBA em Santarém, essa situação pode ser crítica, uma vez que tipicamente o ponto de medida dos fluxos superficiais utilizando a técnica de Correlação de Vórtices sobre a Floresta esta localizada a 65 metros e o armazenamento de CO₂ contabilizado pelas medidas do perfil de CO₂ não ultrapassa essa altura, deixando de contabilizar o armazenamento de CO₂ nessa coluna de ar acima das torres de fluxos. Na figura (6.17) a diferença entre a estimativa do fluxo superficial de CO₂ medido pela torre de fluxo do Km67 e a estimativa calculada através dos perfis profundos observados pelo balão cativo é da ordem de 20%. Essa diferença pode chegar a mais de 50% ao compararmos diretamente as estimativas utilizando os perfis medidos pelo balão e as medidas diretas do fluxo superficial pelo método de correlação de vórtices. Resultados semelhantes a estes foram encontrados por CULF et al., 1999; PATTEY et al., 2002 e ACEVEDO et al., 2004.

Devido às poucas noites de sondagens realizadas sobre a floresta e considerando o fato discutido acima não devemos considerar o resultado das análises utilizando o critério (1) na determinação da altura da camada de acumulação de CO₂ (figura 6.13) como sendo verdadeiro. O problema de usarmos o critério (1) está no fato de que na fronteira entre a copa das árvores e o ar logo acima delas existe uma forte inflexão na curva do perfil da concentração de CO₂, que aproxima muito os valores das concentrações de CO₂ tomadas em diferentes horários subsequente. Adicionalmente, esta região logo acima da copa das árvores sofre uma maior variação na concentração de CO₂ ao longo da noite devido a maior suscetibilidade à ação do vento e eventuais misturas por fenômenos de intermitência que podem não ser sentidos nos níveis inferiores dentro da floresta. Um critério mais apropriado para a determinação efetiva da profundidade da camada de acumulação de CO₂ sobre a floresta ainda deve ser analisado.

6.2.2 Convergência Noturna

Nosso interesse principal no presente estudo foi o de estimar os fluxos verticais noturnos em condições de fraca turbulência. Para tal, pode-se integrar a acumulação vertical dos escalares até o topo da camada, obtendo uma estimativa direta. Entretanto, em noites nas quais não se dispõe de perfis na camada limite, mas apenas dos dados da torre, tal estimativa não foi possível. É importante, então, que a variação da taxa de acumulação dos escalares seja propriamente caracterizada. Com isso, os dados da torre podem ser extrapolados até o topo da camada de acumulação. Estudos anteriores (SAKAI, et al. 2004;) mostram essa estimativa assumindo que a taxa de acumulação é constante com a altura. Entretanto, ACEVEDO et al (2004), mostrou que isso só é válido para noites de pouco vento (figura 6.7). Portanto, na presente seção, mostraremos as estimativas dos fluxos superficiais a partir dos perfis verticais, e como os valores observados nas torres micrometeorológicas podem ser usados para produzir estimativas semelhantes.

Outra questão importante a ser discutida e analisada ao se estimar fluxos superficiais através do método de balanço de camada limite é devido a influencia do vento na variação vertical da taxa de acumulação de CO_2 . Existe uma magnitude do vento característica para misturar ou homogeneizar o perfil da concentração de CO_2 ?

Noite 17/18 , Novembro 2003 – Km77

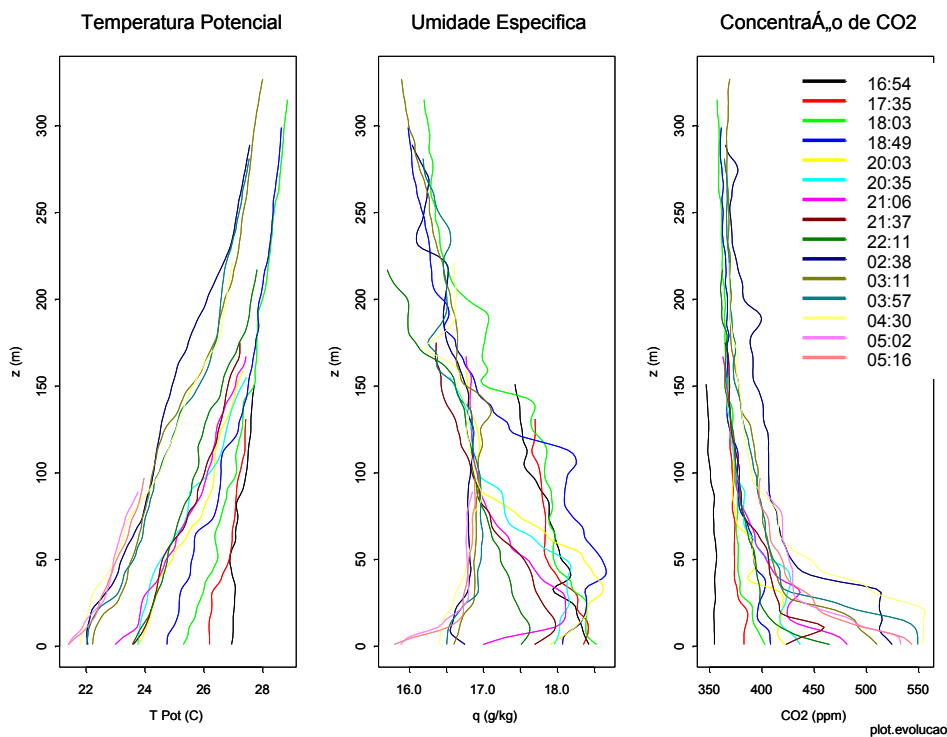


Figura 6.15 – Da esquerda para direita, a evolução dos perfis de temperatura potencial, umidade específica e concentração de CO₂ ao longo da noite do dia 17-18 conforme a legenda sobre o sítio do Km77.

As figuras (6.15) e (6.16) mostram a evolução dos perfis de temperatura potencial, umidade específica e concentração de CO₂; ao longo da noite 17-18 no sítio do Km77 e da noite 23-24 no interior da floresta no sítio do Km83 respectivamente. Observa-se claramente que os perfis dos escalares medidos convergem em uma determinada altura ao longo da noite, sendo que a convergência da concentração de CO₂ é proeminente em ambos locais de estudo, na superfície com solo arado no Km77 e sobre a floresta no Km83.

Noite 23/24 , Novembro 2003 – Km83

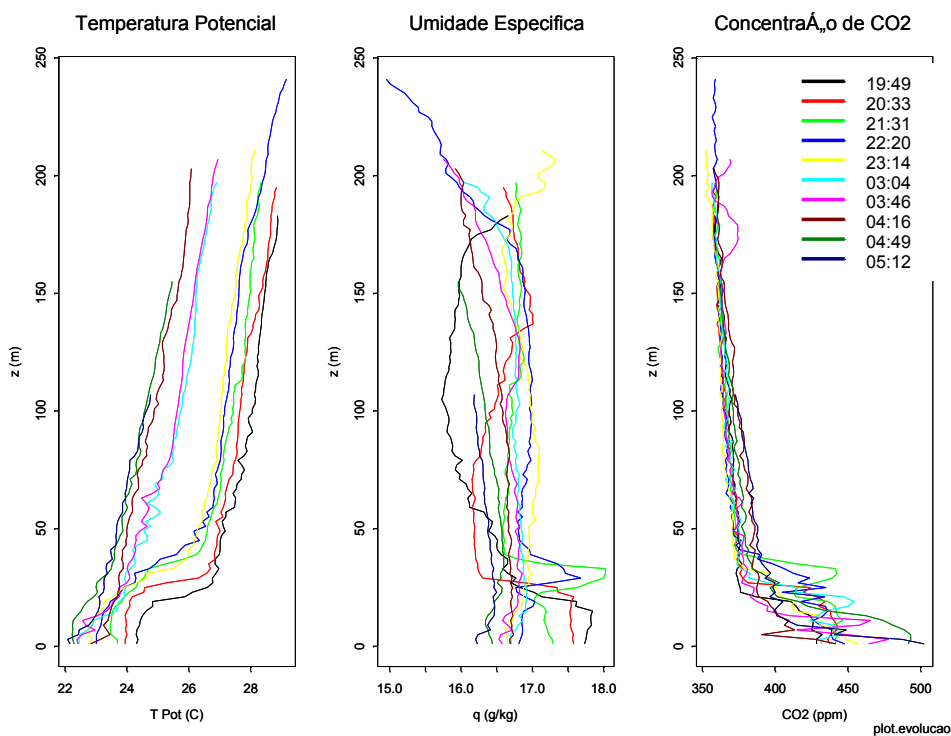


Figura 6.16 – Da esquerda para direita, a evolução dos perfis de temperatura potencial, umidade específica e concentração de CO₂ ao longo da noite do dia 23-24 conforme a legenda sobre o sítio do Km77.

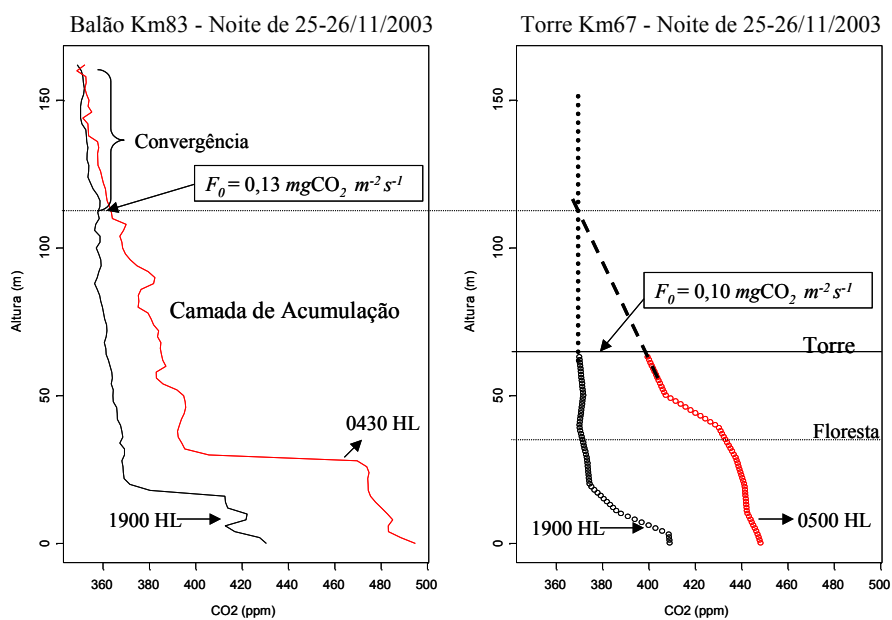


Figura 6.17 – À esquerda, perfis do início da noite (1900HL) e do final da noite (0430HL) na noite do dia 25/11/2003 medidos pelo balão no sítio do Km83. À direita, os perfis medidos pela torre do Km67.

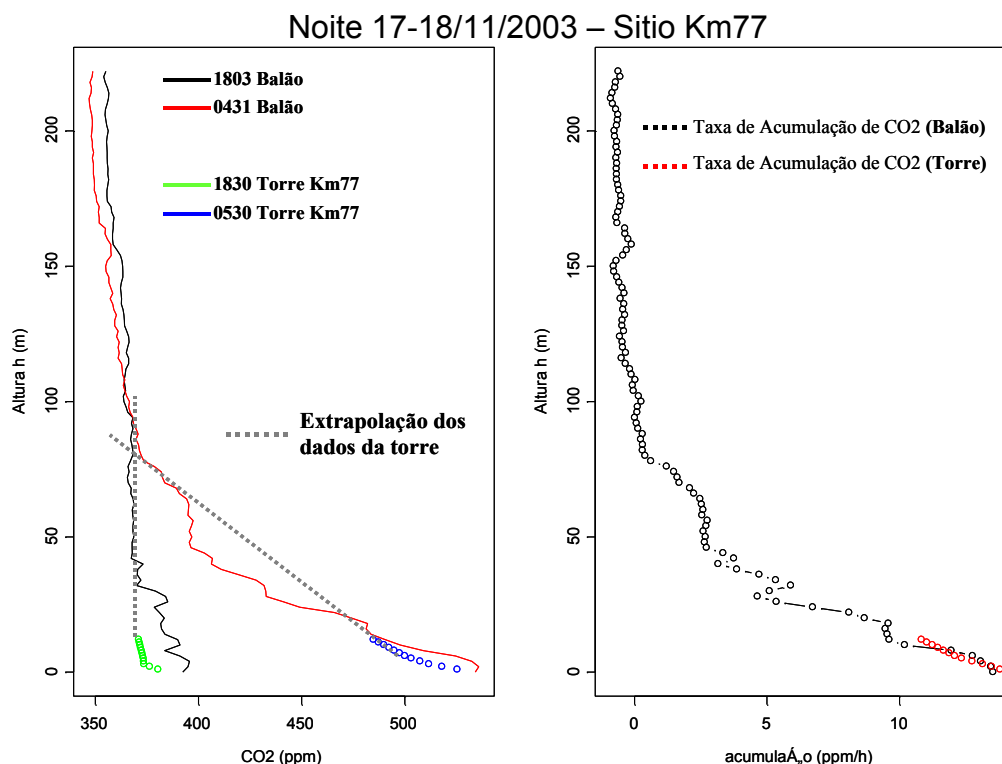


Figura 6.18 – À esquerda, comparação entre os perfis de CO₂ medidos pelo balão cativo e pela torre do Km77 em dois horários mostrando a possibilidade de extrapolação dos dados da torre até o nível de convergência. À direita, a comparação do perfil da taxa de acumulação entre os dados do balão cativo e da torre do Km77.

6.2.3 Taxa de Acumulação

A figura (6.19) mostra as taxas de acumulação de CO₂ e H₂O, a taxa de resfriamento médio nas noites de sondagens no sítio do Km77. Estas taxas foram calculadas através da primeira e da última sondagens de cada noite. Os gráficos mostram exatamente a profundidade da camada de acumulação de CO₂ para cada noite. No solo lavrado do sítio do Km77, os gráficos da figura (6.19) mostraram que na maioria das noites existe um comportamento similar na variação da taxa de acumulação de CO₂ com a altura. As noites do dia 11/11/2003 e 16/11/2003, a variação vertical da taxa de acumulação de CO₂ foi diferente das demais, porém permaneceram similares entre si. Nestas noites a taxa de acumulação variou pouco até o próximo topo da camada, quando diminuiu abruptamente. Nas outras noites, a taxa de acumulação diminuiu de maneira acentuada a partir da superfície.

A diferença entre estas noites também é percebida nos perfis da taxa de acumulação do vapor d'água. Entretanto, analisando a taxa de resfriamento nota-se que para cada uma das noites de sondagens, houve um regime diferente de perda radiativa sobre o sítio do Km77, mostrando as diferentes condições termodinâmicas da atmosfera próxima à superfície para cada noite no sítio do Km77.

Perfis Noturnos Médios da Taxa de Acumulação no Km77

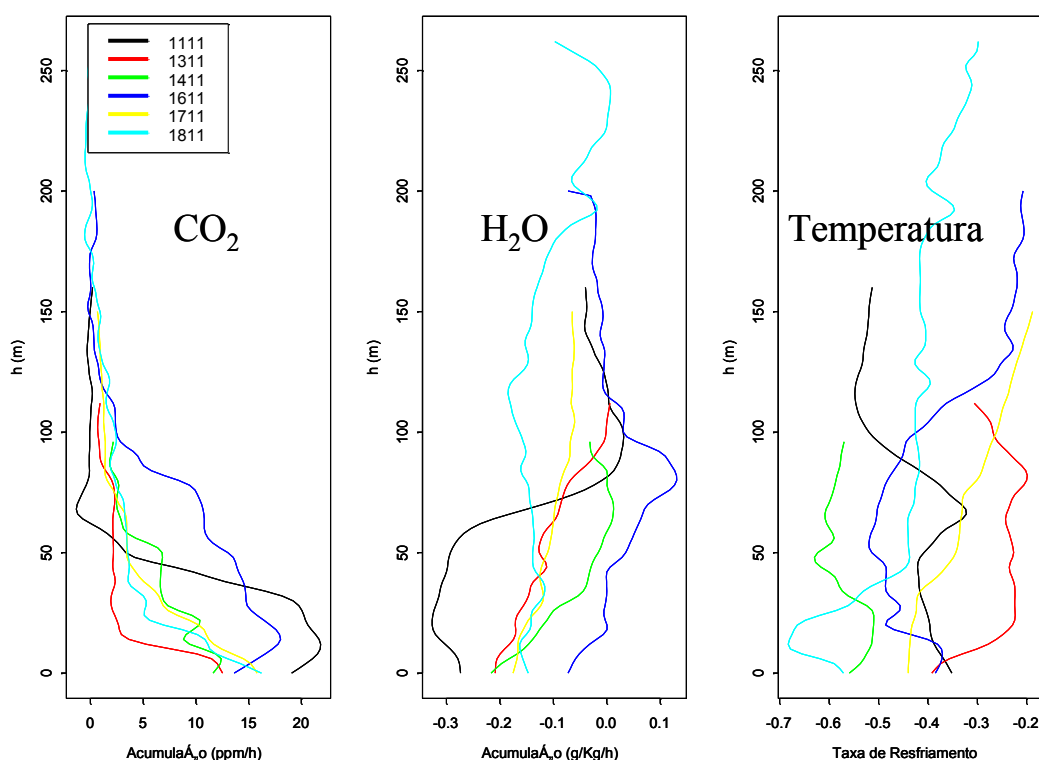


Figura 6.19 – Variação vertical da taxa de acumulação de CO_2 (ppm/h), do vapor d'água ((g/Kg)/h) e resfriamento ($^{\circ}\text{C/h}$), para cada noite de sondagem no sítio do Km77 conforme legenda.

As figuras (6.20) e (6.21) mostram um exemplo de cada caso para o comportamento da variação vertical da taxa de acumulação de CO_2 observado sobre o sítio do Km77, comparando os perfis medidos pelo balão cativo e os dados dos perfis dos escalares medidos pelas torres de fluxo do sítio Km77 e Km67.

As observações instantâneas da sonda do balão cativo são comparadas com as medias horárias registradas pelas torres de fluxos. Nesta análise foram consideradas a primeira sondagem da noite e a ultima sondagem da noite, indicados conforme a legenda.

Noite 11-12/11/2003 – Sítio Km77

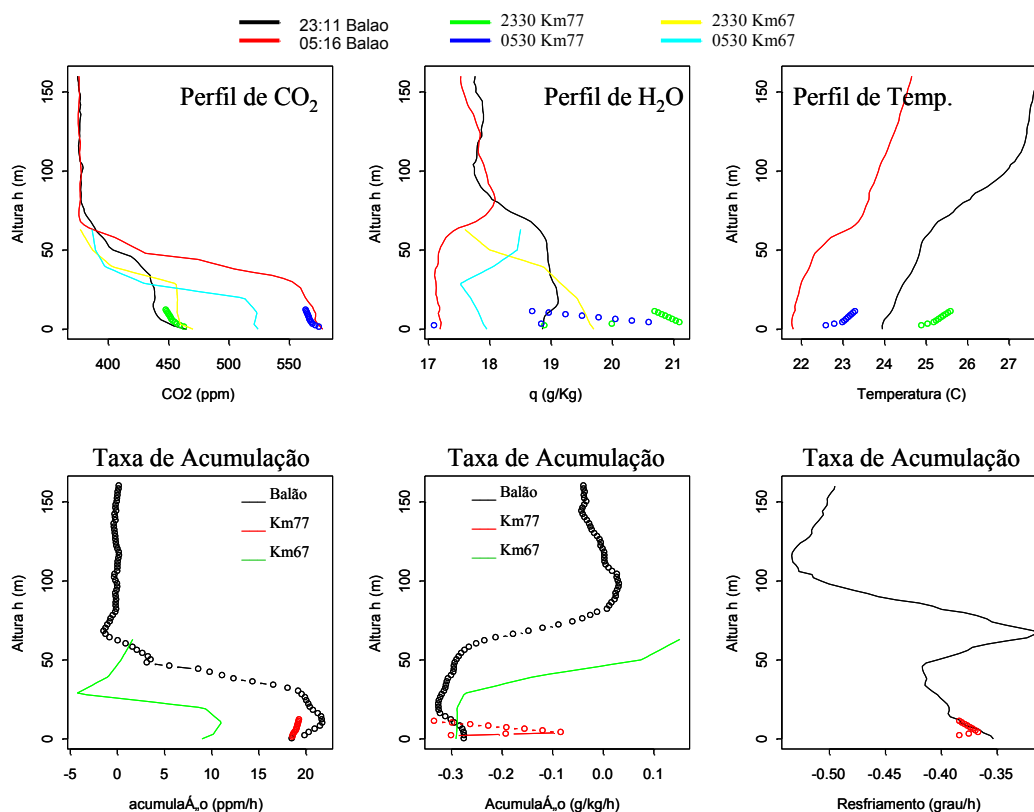


Figura 6.20 – Comparação entre os dados do balão cativo e das torres de fluxo do sítio Km77 e Km67 para a noite de 11/11/2003. No painel superior estão os perfis das concentrações e no painel inferior estão os perfis das taxas de acumulação.

Os gráficos da figura (6.20) representam as medidas realizadas no primeiro dia da campanha em 11/11/2003. A comparação dos perfis das concentrações de CO₂ medidas pela sonda e o perfil médio da torre são muito próximas. Entretanto, pode-se perceber um “offset” nas medidas registradas pelos sensores de umidade e temperatura. Contudo, se mostra essencial que toda instrumentação registre a mesma taxa de acumulação do escalar, no qual pode ser observado nos gráficos do painel inferior da figura (6.20).

Nesta noite, foi observada a maior taxa de acumulação durante os dias de observações. Provavelmente, foi em consequência do preparo do solo para o plantio, que ocorreu horas antes das sondagens serem iniciadas neste local. As concentrações de CO₂ registradas próximo ao solo no final da noite (0515HL) superam em aproximadamente 50 ppm as concentrações do gás observado dentro da floresta, no mesmo horário no Km67. Mais cedo nesta noite (2300HL) as concentrações do gás próximo a superfície estavam similares em ambos os sítios.

A taxa de acumulação de CO₂ próximo à superfície foi aproximadamente o dobro da registrada dentro da floresta no sítio do Km67 medido pela torre. A taxa de acumulação do CO₂ manteve-se praticamente constante dentro das primeiras dezenas de metros, decrescendo com a altura até convergir para zero á 80 metros de altura. A altura na qual houve a mudança na inclinação do perfil da taxa de acumulação de CO₂ foi similar às observadas no perfil de acumulação de H₂O.

A altura de convergência dos perfis de CO₂ foi praticamente a mesma onde os perfis de H₂O convergem. Os perfis da temperatura potencial apresentam claramente as regiões de inversão térmica nos dois horários em que as sondagens foram realizadas. No horário da primeira sondagem (2310HL) o tempo mostrava-se limpo sobre o local, já no horário da segunda sondagem (0515HL) havia uma camada de nevoeiro com mais de 50 metros de espessura sobre o sítio.

A figura (6.21) apresenta as medidas da noite de 13-14/11/2003 no sítio do Km77. O comportamento da curva do perfil da taxa de acumulação de CO₂ nesta noite, é aquela que esperávamos ocorrer predominantemente sobre o sítio do Km77 devido a predominância de ventos muitos calmos neste local. O perfil da taxa de acumulação decresce com a altura em uma taxa aproximadamente linear até 20 metros de altura e a partir desta altura a taxa de acumulação permanece praticamente constante com a altura até os 80 metros, decaindo rapidamente para zero aos 90 metros de altura. Esse comportamento é o esperado para a situação em que não existe mistura próximo à superfície onde a taxa de acumulação decresce com a altura. Quando atinge uma determinada altura o perfil da taxa de acumulação é homogeneizado pela presença de vento com intensidade suficiente para homogeneizar a concentração do gás nesta região, até o nível em que o escalar converge.

O gráfico do perfil de CO₂ na figura (6.21), mostra que as concentrações de CO₂ próximo à superfície foram maiores no Km67 do que as concentrações superficiais no Km77 nos dois horários. Essa situação é a esperada, mostrando que a floresta esta emitindo maior quantidade do gás do que uma região sem vegetação. Já nos níveis superiores, as concentrações sobre ambos os sítios, tendem a convergir para concentrações parecidas.

Noite 13-14/11/2003 – Sítio Km77

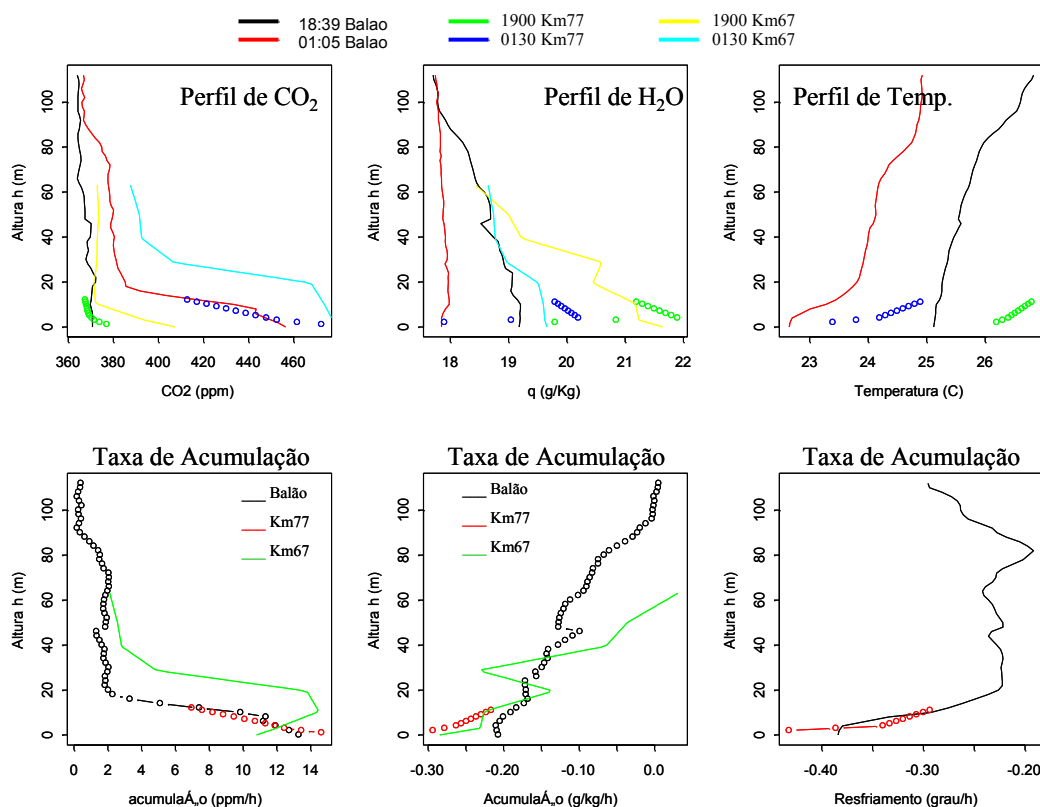


Figura 6.21 – Comparação entre os dados do balão cativo e das torres de fluxo do sítio Km77 e Km67 para a noite de 13/11/2003. No painel superior estão os perfis das concentrações e no painel inferior estão os perfis das taxas de acumulação.

A figura (6.22) mostra a partir de qual intensidade de vento o perfil de CO₂ é homogeneizado. Os dados no gráfico representam a diferença de concentração de CO₂ do perfil de CO₂ e os valores do vento médio da torre do Km77 para todo o mês de Novembro de 2003. Pode-se observar uma velocidade crítica de aproximadamente 1,5 m/s, a qual separa claramente a condição de vento necessária para mistura ou não do CO₂ próximo à superfície.

A figura (6.23) é similar às figuras (6.19) e (6.20). Os gráficos na figura (6.23) representam os perfis medidos na noite de 23-24/11/2003 sobre a floresta no sítio do Km83 e são comparados com os dados medidos na torre de fluxo do sítio Km67. A taxa de acumulação nesta noite foi praticamente constante com a altura desde a superfície até 15-25 metros. Após este nível, uma forte inclinação na curva, onde a taxa de acumulação decai rapidamente com a altura até aproximadamente 35-45 metros. A partir disto, a taxa de acumulação decai lentamente até o nível onde o CO₂ converge.

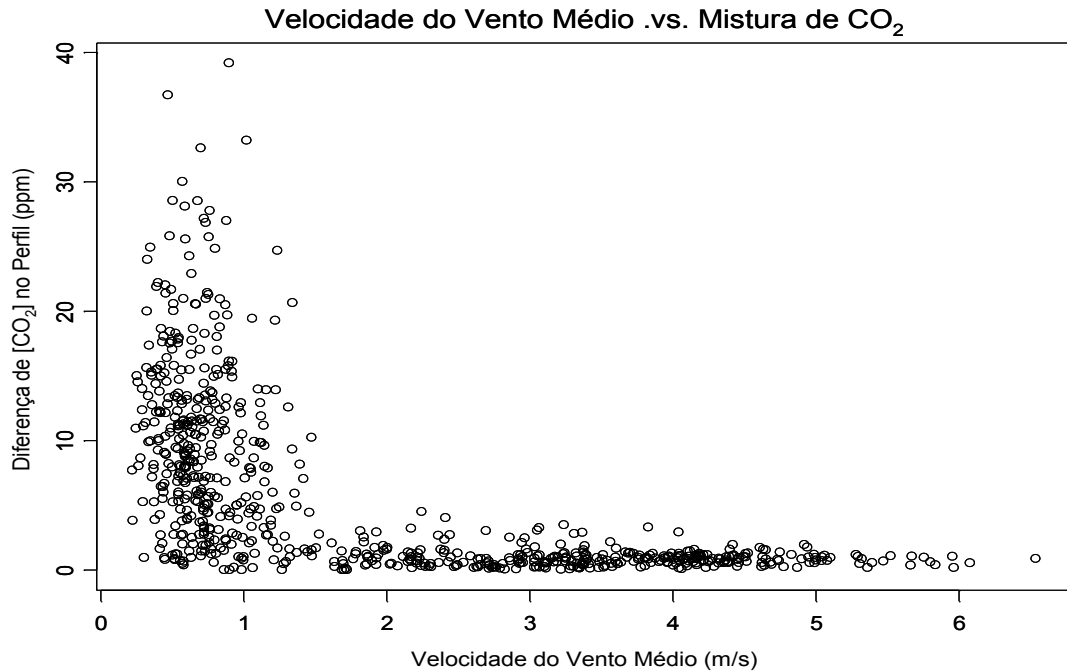


Figura 6.22 – Diferença de concentração de CO₂ no perfil da torre do Km77 contra a velocidade do vento médio.

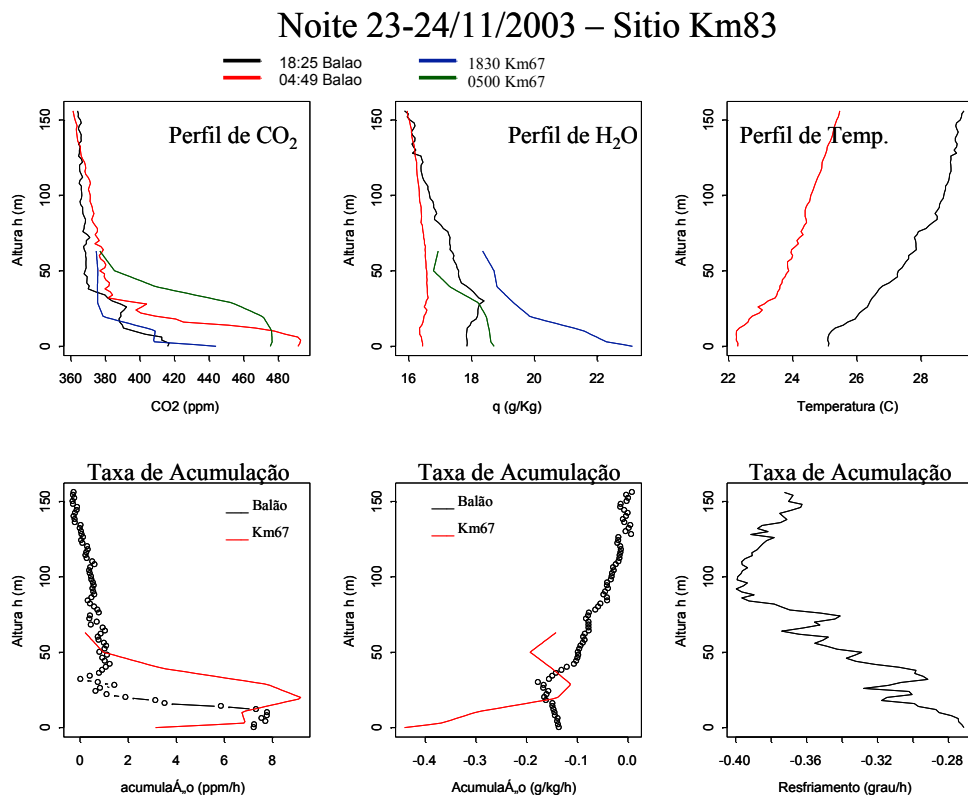


Figura 6.23 – Comparação entre os dados do balão cativo e da torre de fluxo do sítio Km67 para a noite de 23/11/2003. No painel superior estão os perfis das concentrações e no painel inferior estão os perfis das taxas de acumulação.

6.2.4 Evolução dos Fluxos

A seqüência de figuras (6.24) à (6.27) mostram os resultados das estimativas dos fluxos superficiais de CO_2 , calor latente (LE) e calor sensível (H), calculados analisando a convergência dos escalares em pares de perfis subseqüentes no tempo medidos durante todo período no sítio do Km77. As figuras são compostas por dois painéis. No painel superior estão os resultados das estimativas dos fluxos nos diferentes horários para cada noite de medidas. No painel inferior está o gráfico com a evolução média dos fluxos representando todas as noites de observações. Os fluxos determinados pela técnica da covariância, a partir dos dados de turbulência observados na torre, também estão representados.

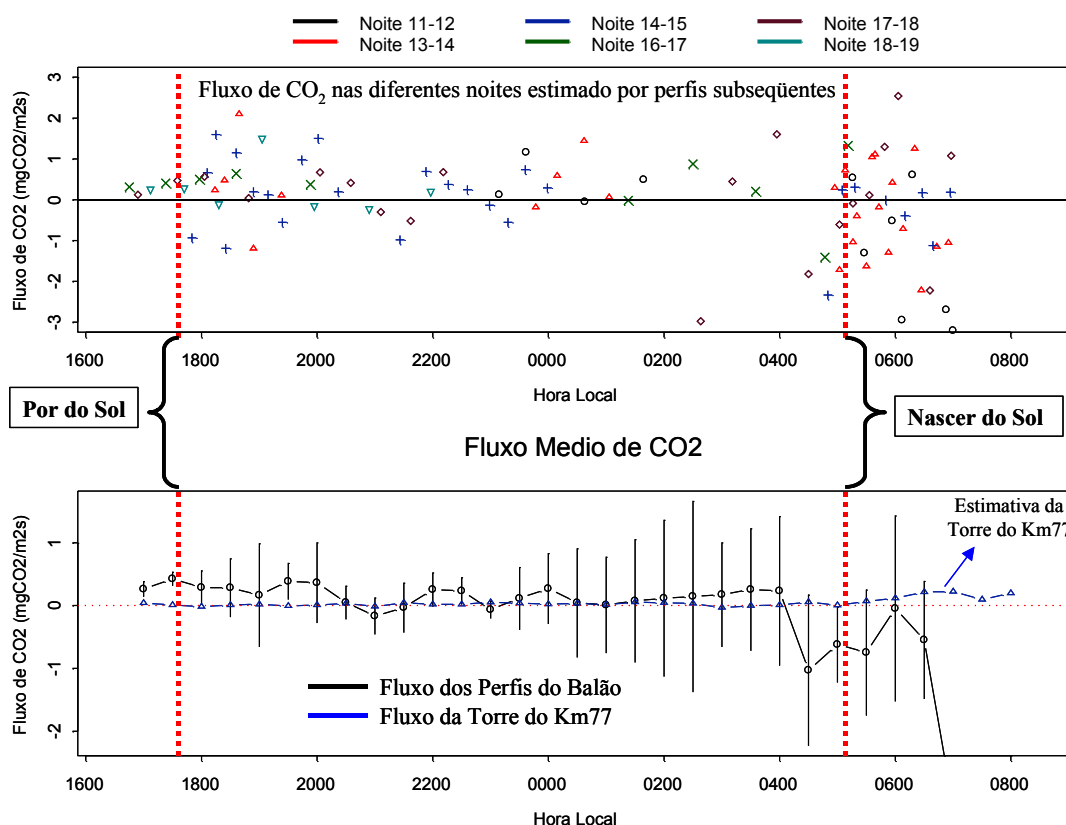


Figura 6.24 – Em cima o fluxo superficial de CO_2 estimado a partir dos dados do balão em todos os horários de sondagens. Em baixo a evolução média do fluxo superficial comparado com as estimativas da torre de fluxo.

No painel superior da figura (6.24) as estimativas do fluxo superficial de CO_2 através do método de balanço de camada limite mostram a variação do fluxo superficial de CO_2 nas diferentes noites de observações. Nota-se claramente após o

nascer do sol uma grande variação do fluxo superficial com predomínio de fluxo negativo de CO_2 . Entretanto, esse resultado não deve ser interpretado como sendo apenas consequência do início da fotossíntese, mas também da expansão da camada na qual o gás se mistura, uma vez que a nova camada convectiva começa a se formar.

Logo após o pôr do sol observa-se um maior espalhamento nos valores do fluxo superficial. Esta variação pode estar relacionada com o período de encerramento das atividades de preparo do solo da fazenda. Como em diferentes dias a terra estava sendo lavrada em diferentes locais na vizinhança do local de lançamento do balão, dependendo da direção do vento a informação do fluxo sobre a superfície recém revirada possivelmente foi registrada nas sondagens do balão. O valor médio do fluxo superficial de CO_2 estimado no período após o pôr do sol e antes do nascer do sol sobre todas as noites amostradas foi de $0,19 \text{ mgCO}_2/\text{m}^2\text{s}$.

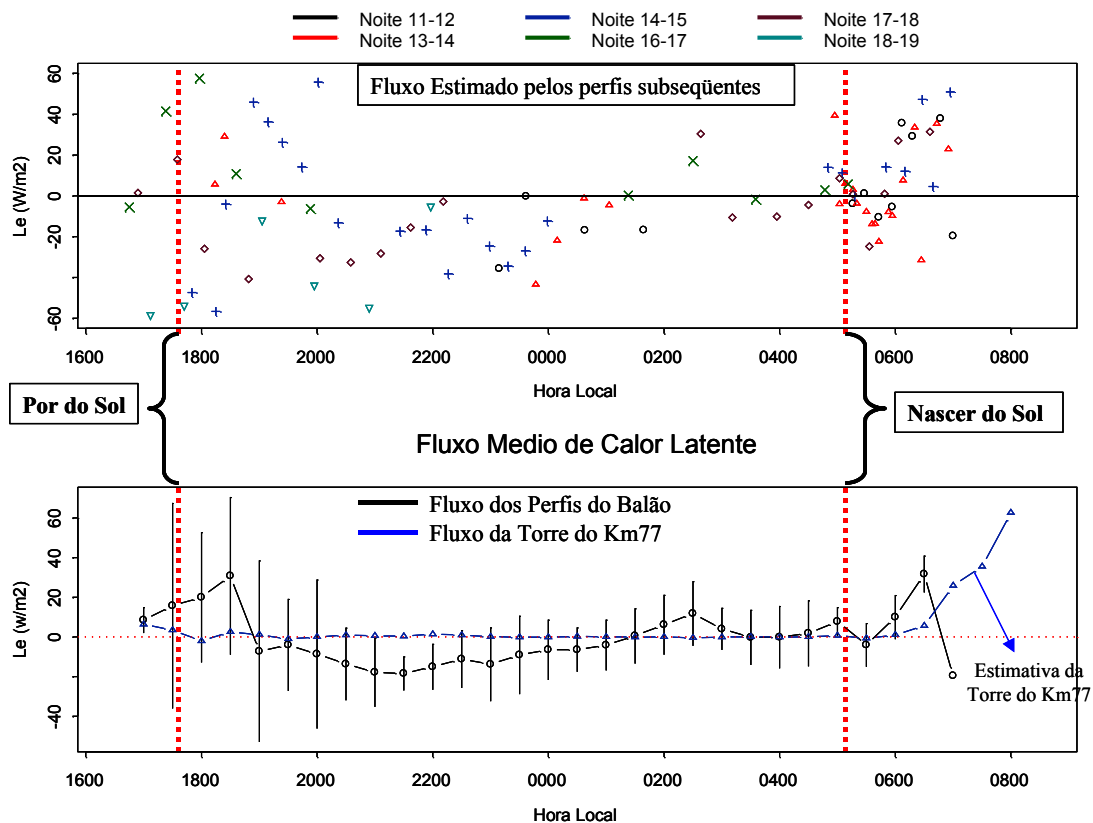


Figura 6.25 –Fluxo superficial de calor latente (L_e) estimado a partir dos dados do balão em todos os horários de sondagens (painel superior). Evolução média do fluxo superficial comparado com as estimativas da torre de fluxo (painel inferior).

As estimativas do fluxo superficial de calor latente e calor sensível através dos perfis do balão (figura 6.25 e 6.26) mostram, na média, a mesma tendência de crescimento dos fluxos estimados pela torre no período inicial da manhã. Embora se observe um espalhamento nas estimativas horárias dos fluxos nos diferentes horários noturnos para as diferentes noites, existe um padrão ou tendência na evolução dos fluxos de calor latente e sensível ao longo da noite. No geral observou-se uma diminuição do valor absoluto de ambos os fluxos no decorrer da noite. As estimativas da torre desses fluxos para o período noturno foram praticamente nulas, porém, no início da manhã existe o comportamento na evolução dos fluxos estimados pela torre e dos fluxos estimados pelo método de balanço da camada limite atmosférica confirmando os resultados obtidos durante as campanhas de 2001 (ACEVEDO et al., 2004).

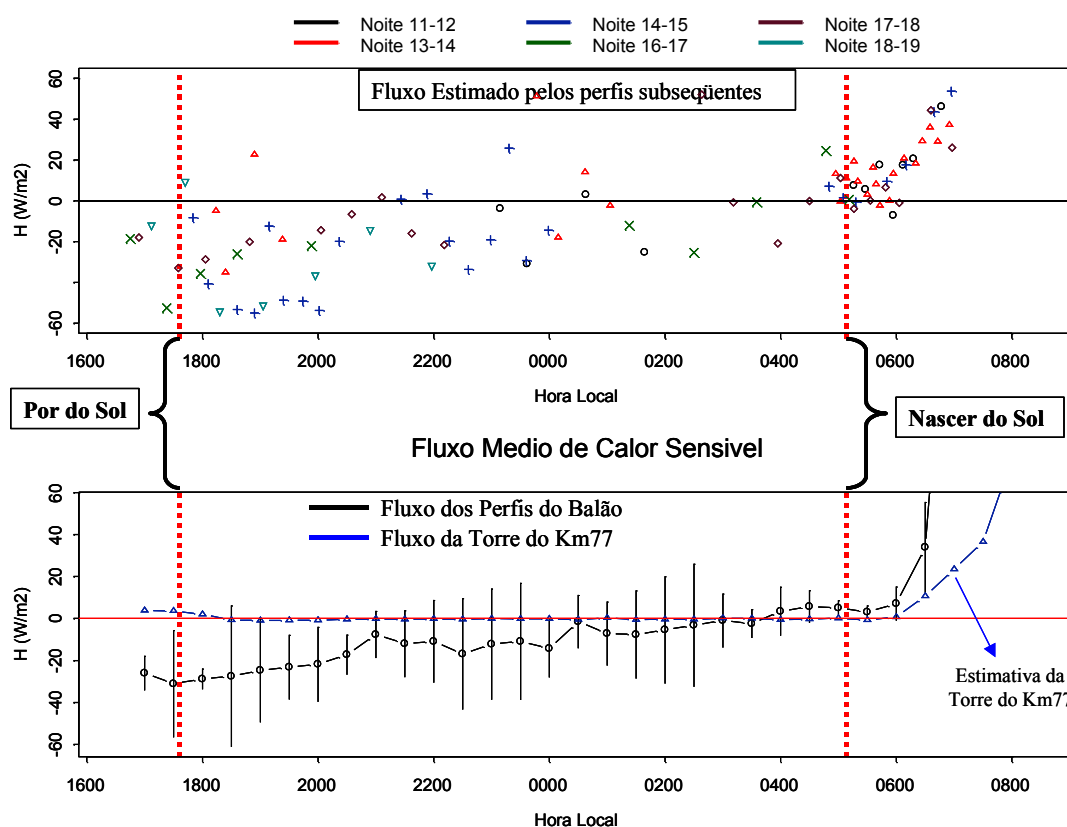
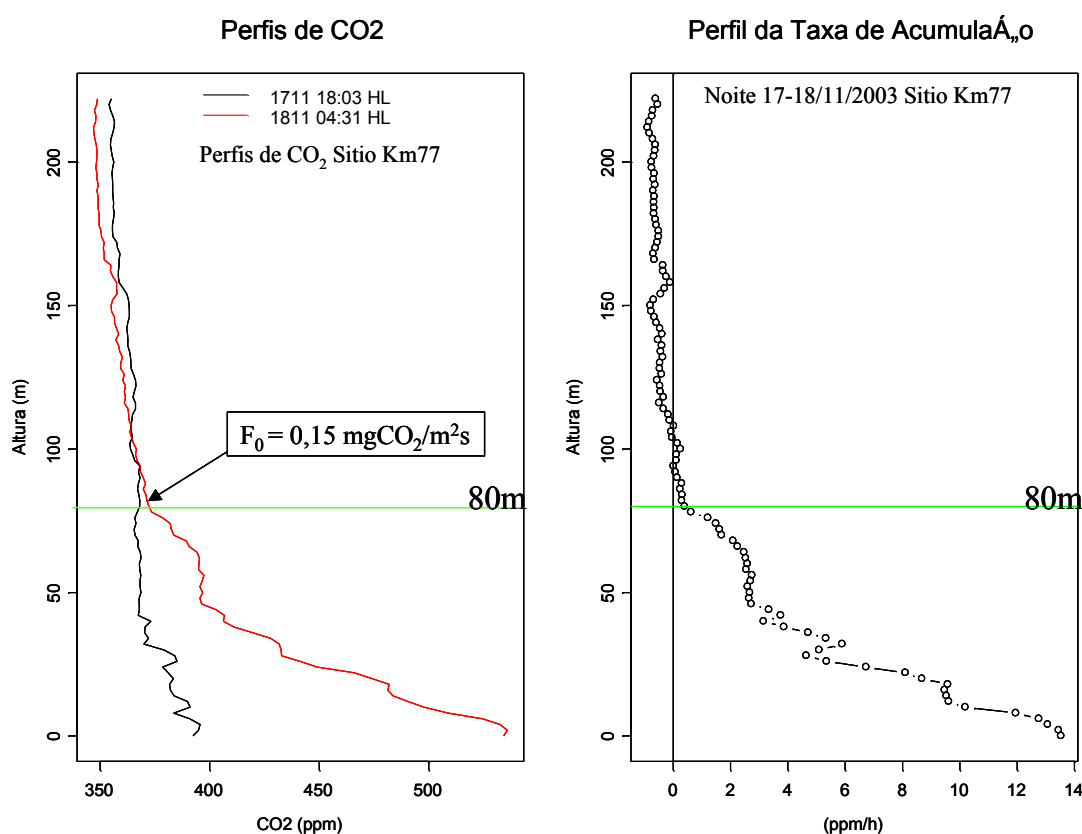


Figura 6.26 – Fluxo superficial de calor sensível estimado a partir dos dados do balão em todos os horários de sondagens (painel superior). Evolução média do fluxo superficial comparado com as estimativas da torre de fluxo (painel inferior).

6.2.5 Fluxo Médio

Os fluxos médios para cada noite foram calculados a partir da análise de duas sondagens. Uma sondagem no início da noite e a última sondagem antes da manhã. A figura (6.26) mostra um exemplo da estimativa do fluxo superficial total médio de CO₂ para a noite de 17-18/11/2003. À esquerda estão os dois perfis da concentração de CO₂ nos diferentes horários, como indicado na legenda, e à direita o perfil da taxa de acumulação durante o intervalo de tempo decorrido entre as sondagens. No exemplo o fluxo superficial é estimado a partir da equação $F_0 \approx \int_0^h \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} dz$ onde $h = 80$ metros. O resultado para esta noite foi de um fluxo superficial de 0,15 mgCO₂/m²s.



Este mesmo procedimento foi aplicado para estimar os fluxos superficiais de calor latente e calor sensível através da análise dos perfis de umidade específica e temperatura potencial respectivamente.

O resultado dos fluxos superficiais estimados pelo método de balanço da camada limite atmosférica para todas as noites estudadas no sítio do Km77 estão na

tabela (6.5). Também, os valores dos fluxos estimados pela torre através da técnica de covariância dos vórtices também foram apresentados. Estes resultados mostram a grande diferença nos valores dos fluxos superficiais estimados por ambas as técnicas sobre o sítio do Km77. Nota-se que as estimativas dos fluxos de energia são muito baixas, sendo que, para o calor latente, o valor estimado pela torre além de serem pequenos, na maioria das noites foi positivo.

Tabela 6.5 – Estimativa do fluxo superficial médio noturno de CO₂, calor latente e calor sensível para o sítio do Km77. Comparação com as estimativas da torre do sítio do Km77.

Noites Novembro de 2003	Intervalo (Hora Local)	Altura de Acumulação (m)	Fluxo de CO ₂ F ₀ (mgCO ₂ /m ² s)		Calor Latente Le(W/m ²)		Calor Sensível H(W/m ²)	
			Balão	Torre	Balão	Torre	Balão	Torre
11-12	2311 – 0516	80	0,27	0,03	- 14,1	0,08	- 8,55	0,034
13-14	1839 – 0105	90	0,10	0,05	- 7,89	1,47	- 6,12	- 0,20
14-15	1835 – 0452	95	0,18	0,01	- 3,60	0,37	- 15,0	-13,0
16-17	1837 – 0336	130	0,39	0,05	2,43	0,36	- 15,5	- 0,03
17-18	1803 – 0431	80	0,15	0,07	- 8,07	0,18	- 7,53	- 0,43
18-19	1742 – 2246	140	0,18	-	- 13,9	-	- 17,8	-

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

O presente trabalho utilizou um método alternativo para a determinação dos fluxos noturnos de escalares em um sítio no qual a atividade turbulenta é extremamente reduzida, em função da existência de uma forte estratificação térmica estável. Portanto, se estudou a camada de acumulação de escalares na região Amazônica, no sítio do Km77 e Km83 do Projeto LBA na região de Santarém, PA. O interesse do trabalho foi caracterizar a evolução e profundidade da camada de acumulação dos escalares e avaliar a variação vertical da taxa de acumulação dentro da camada limite noturna sobre os sítios estudados, a fim de estimar os fluxos superficiais aplicando o método de balanço da camada limite atmosférica e avaliar um modo de extrapolar as medidas do perfil de CO₂ das torres micrometeorológicas. As principais descobertas deste trabalho estão listadas e discutidas abaixo:

7.1. Desenvolvimento da sonda de CO₂

Foi desenvolvida uma sonda, com sensor de concentração do dióxido de carbono, leve e barata, que pode ser facilmente operada em balões cativos micrometeorológicos. Este sensor se mostrou confiável e foi utilizado em dois sítios na região de Santarém, PA.

7.2 Altura da camada de acumulação

A altura da camada de acumulação, no sítio do Km77 com cobertura de pastagem cresce ao longo da noite, desde 30 metros de altura até aproximadamente

100 metros pouco antes do nascer do sol. Estas estimativas foram baseadas na altura da camada de nevoeiro e na análise do fechamento da equação de balanço de energia.

Entretanto, após a mudança na cobertura do sitio do Km77, as medidas realizadas pela sonda de CO₂ desenvolvida para este trabalho, mostrou que a camada de acumulação de CO₂, no sitio do Km77 com solo arado, não sofreu grandes variações ao longo da noite, permanecendo praticamente constante a uma altura aproximadamente de 60 ± 15 metros. Esta altura foi determinada através da análise direta dos perfis de CO₂ e comparação com a altura da base da inversão térmica, profundidade da camada de nevoeiro, altura em que a magnitude do vento é maior do que 1 m/s e com a altura em que a direção do vento se alinha com o padrão de grande escala (ventos de leste). A altura da camada de acumulação de CO₂ mostrou boa correlação com a altura da camada de nevoeiro, com a altura da camada de vento acima de 1 m/s e com a altura de mudança na direção dos ventos para o padrão de grande escala. A altura da base da inversão térmica ocorreu abaixo do topo da camada de acumulação.

No sitio do Km87, na floresta, os critérios objetivos utilizados para avaliar a profundidade da camada de acumulação não foram eficientes para determinar com confiança a altura da camada. Existe uma diferença significativa nas alturas determinadas pelo critério que determina o topo da camada de acumulação, o nível em que a diferença na concentração de CO₂ de duas sondagens subseqüentes é menor ou igual a 5 ppm.

7.3 Convergência dos escalares e taxa de acumulação

O perfil de umidade específica e temperatura potencial converge nos primeiros estágios da nova camada convectiva logo após o nascer do sol. Há boa concordância entre as estimativas realizadas pelo método de balanço da camada limite e o método de covariância dos vórtices.

No período noturno, verificou-se que em ambos os sítios estudados, o perfil de CO₂ convergiu completamente dentro da camada noturna.

Verificaram-se duas formas na variação vertical da taxa de acumulação de CO₂ sobre o sítio do Km77. Em duas noites observou-se uma variação aproximadamente constante com a altura da taxa de acumulação, que decaí abruptamente próximo do topo da camada de acumulação. Nas demais noites, foi observada desde a superfície, uma diminuição acentuada na taxa de acumulação.

A Influência da magnitude do vento superficial na taxa de acumulação de CO₂ está limitada para ventos maiores do que 1,5 m/s aproximadamente. Acima deste valor o CO₂ é misturado dentro da camada tornando o perfil da taxa de acumulação praticamente constante com a altura. O perfil de CO₂ tende à homogeneidade com ventos de magnitudes maiores do que aproximadamente 1 m/s.

7.4 Evolução do fluxo e fluxo médio

Os fluxos estimados pelo método de balanço da camada limite mostraram-se coerentes na evolução média nos horários estimados. Nos horários do início da manhã, as estimativas do calor latente e calor sensível seguem o padrão das estimativas feitas pelos dados de turbulência da torre. No período noturno, as observações da torre subestimam os fluxos. O fluxo de calor sensível determinado pelo método da acumulação tende a ser uma superestimativa devido à contribuição do fluxo radiativo não considerado no cálculo. O fluxo de CO₂ mostrou-se na média constantemente positivo ao longo da noite, com valor médio noturno de 0,19 mgCO₂/m²s.

O fluxo médio de CO₂ para toda noite estimado pela diferença entre a primeira e a última sondagem da noite indica que nas noites de 11-12/11/2003 e 16-17/11/2003 houve o maior fluxo superficial, de CO₂ 0,29 e 0,38 mgCO₂/m²s respectivamente. Estas noites também apresentam uma variação vertical da taxa de acumulação parecida. Nestes dias o solo foi arado muito próximo do local de sondagem no sítio do Km77. Nos demais dias o valor estimado para o fluxo de CO₂ ficou entre 0,1 e 0,19 mgCO₂/m²s. As alturas de integração dos perfis de acumulação nos dias 11, 13, 14 e 17 foram semelhantes da ordem de 80-90 metros, já nos dias 16 e 18 chegaram a 130 e 140 metros respectivamente.

7.5 Considerações finais e trabalhos futuros

Os resultados aqui descritos indicam que, mesmo num sítio em que a mistura turbulenta é fortemente reduzida durante a noite, e no qual há uma grande dificuldade em se obter estimativas da taxa de respiração noturna pelo método da covariância dos vórtices, existem padrões de acumulação vertical de escalares na camada superficial. Estes padrões permitem que observações em torres micrometeorológicas baixas sejam extrapoladas para se obter estimativas aceitáveis das taxas de respiração noturna, e assim se conhecer com maior precisão a produtividade primária local. Para tanto, os resultados do presente estudo podem ser considerados aproximações iniciais, mas uma climatologia mais detalhada de parâmetros como a altura de acumulação e sua dependência em fatores meteorológicos é importante. Sugere-se, portanto, a realização de medidas mais freqüentes e de maneira, tanto quanto possível, regular, ao longo de diferentes épocas do ano.

Devido à extrema dificuldade em se estimar os fluxos noturnos no sítio do km 77 através da covariância dos vórtices, os resultados aqui obtidos não foram comparados com estimativas independentes, e essa é outra sugestão para trabalhos futuros. Recentemente, entretanto, Vickers e Mahrt (2003), e Mahrt e Vickers (2006) mostraram que, se as escalas da transferência turbulenta forem corretamente decompostas, os fluxos turbulentos podem ser corretamente determinados, mesmo para condições muito estáveis. Usando essa técnica, chamada decomposição por multirresolução, Acevedo et al. (2006), calculou os fluxos de dióxido de carbono para o km 77 (figura 1). Observa-se que, na vasta maioria dos casos, a turbulência reduzida determina fluxos turbulentos menores que o forçante biológico. Entretanto, para turbulência suficientemente intensa, os valores parecem convergir para algo em torno de $0,15 \text{ mgCO}_2/\text{m}^2\text{s}$, em bom acordo com os valores medidos pela técnica de acumulação neste trabalho. Pretende-se, no futuro, usar a técnica de acumulação para comparar os resultados obtidos por essa metodologia nova, para se aferir a estimativa de transferência turbulenta e se identificar o quanto do carbono respirado está acumulando localmente, e de que forma essa acumulação ocorre.

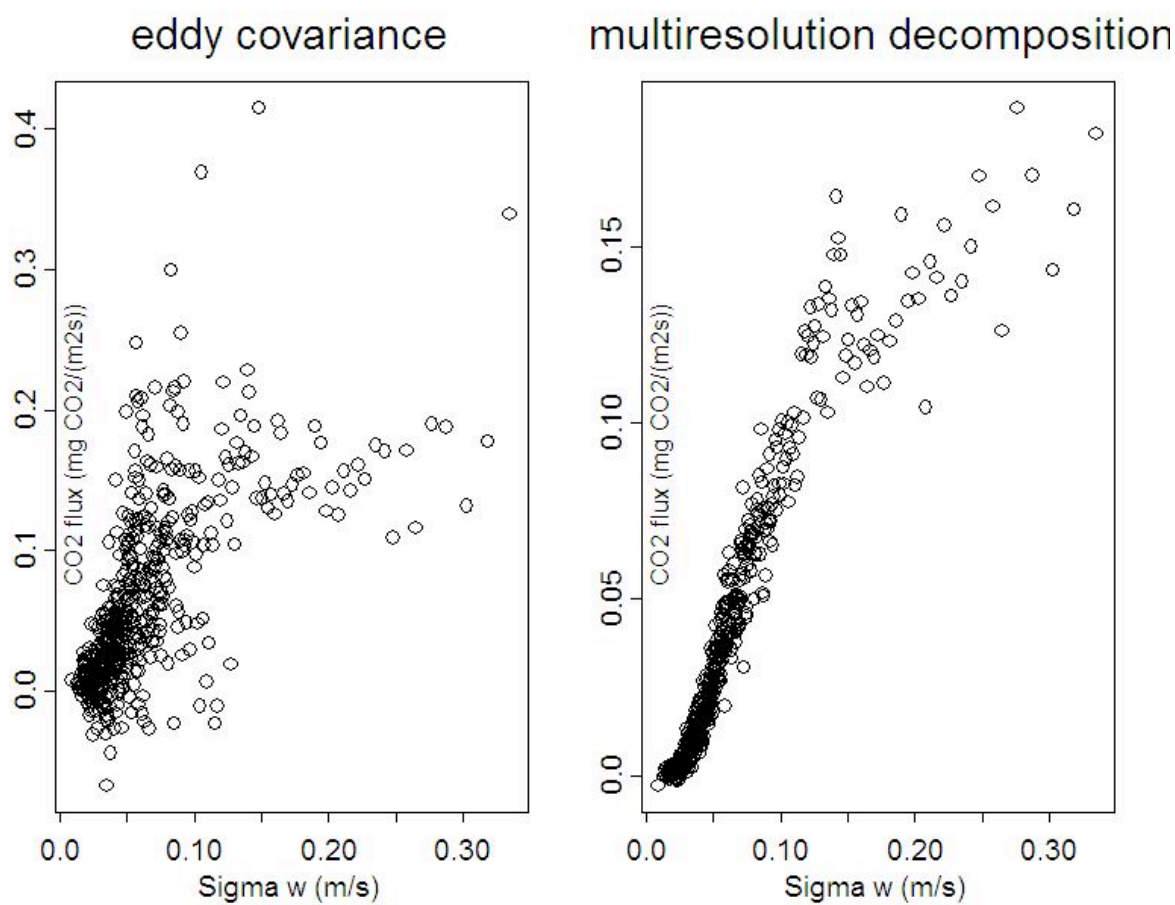


Figura 1. Fluxos noturnos de dióxido de carbono em função da intensidade turbulenta, determinada através do desvio padrão da componente vertical turbulenta do vento. São mostradas estimativas através da covariâncias dos vórtices (painel da esquerda) e da decomposição por multiresolução (direita).

BIBLIOGRAFIA

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night—effects on intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary Layer Meteorology**, v.106, p.1-33, 2003.

ACEVEDO, OC.; MORAES O. L. L.; SILVA R, FITZJARRALD DR, SAKAI RK, STAEBLER R, CZIKOWSKY M. Estimation of nighttime surface fluxes from vertical profiles of scalars at an Amazon pasture site. **Global Change Biology**, v.10, p.886-894, 2004.

ACEVEDO, O. C.; MORAES, O.L. L.; FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; CZIKOWSKY, M. J.; MEDEIROS, L. E.; MAHRT, L. Turbulent carbon exchange in very stable conditions. In: Boundary Layer Congress. San Diego, 2006.

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

CULF, A D.; FISCH, G.; MALHI, Y.; COSTA, R. C., NOBRE, A. D.; MARQUES FILHO, A. O.; GASH, J. H. C.; GRACE, J. Carbon dioxide measurements in the nocturnal boundary layer over Amazonian forest. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 3, n.1, p.39-53, 1999.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. **95**, p.16839-16850, 1990.

FITZJARRALD, D.R.; MOORE, K. E. Growing season boundary layer climate and surface exchanges in a subarctic lichen woodland. *Journal Geophysical Research*, v.99, p. 1899-1917, 1994.

FITZJARRALD, D. R. Boundary layer budgeting. In: KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; DE GUENNI, L. B. MEYBECK, M.; PIELKE, R. A.; VOROSMAARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LUTCKEMEYER, S. **Vegetation, water, Hummans and climate. A new perspective on the interative system.** Berlin: Springer-Verlag, 2004.

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

GOULDEN, M.; MILLER, S. D.; DA ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Diel and seasonal patterns of tropical Forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. s42-s54, 2004.

GRECO, S.; BALDOCCHI, D. D. Seasonal variations of CO₂ and water vapor exchange rates over a temperate deciduous forest. **Global Change Biology**, v. 2, p. 183-198, 1996.

HARRISS, R. C. et al. The Amazon boundary layer experiment: wet season 1987. **Journal of Geophysical Research**, v.95, p. 16721- 17736, 1990.

HOWELL, J. F.; MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary Layer Meteorology**, v.83, p.117-137, 1997.

KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; VON RANDOW, C. ARAÚJO, A. C.; OLIVEIRA, P.J.; CULF, A.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; KABAT, P.; MOORS, E. J. The robustness of eddy correlation fluxes for amazon rain forest conditions. **Ecological Applications**, v.14, n.4, 101-113, 2004.

MAHRT, L.; VICKERS, D. Extremely weak mixing in stable conditions. **Boundary Layer Meteorology**, 2005.

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

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; MENTON, M. C.; DA ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, v. 14, n.4, s114-s126, 2002.

NAPPO, C. J. Sporadic Breakdowns of Stability in the PBL over Simple and Complex Terrain. **Journal of Boundary Layer Meteorological**, v.54, p.69-8, 1991.

OKE, T. R., 1995: *Boundary Layer Climates*, 2nd Ed., Routledge, New York, 435 pp.

PATTEY, E.; STRACHAN, I. B.; DESJARDINS, R. L.; MASSHEDER, J. Measuring nighttime CO₂ flux over terrestrial ecosystems using eddy covariance and nocturnal boundary layer methods. **Agricultural and Forest. Meteorology**, v.113, 145-158. 2002.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Importance of Low-Frequency Contributions to Eddy Fluxes Observed over Rough Surfaces. **Journal of Applied Meteorology**, v.40, n. 12, p. 2178–2192, 2001.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use effects on local energy, water and carbon balances in a Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, v.10, 895-907, 2004.

SCHLESINGER, W. F. **Biogeochemistry, an Analysis of Global Change**. 2 eds. San Diego, California: Academic Press, 1997.

SHUTTLEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 1143-1162, 1984.

SIEGENTHALER, U.; SARMIENTO, S. L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. **Nature**, v. 365, p.119-125, 1993.

SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in Eastern Amazon: observations and modeling results, **Theoretical Applied Climatology**, v. 78, n. 1-4, p. 111-121, 2004.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Norwell, MA: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

SUN, J.; BURNS, S. P.; DELANY, A. C.; ONCLEY, S. P.; HORST, T. W.; LENSCHOW, D. H.; Heat balance in nocturnal boundary layers. Proceedings, *15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, Wageningen, The Netherlands, Amer. Meteor. Soc., 2002, p.493-496.

TANS, P.P.; FUNG, I.Y.; TAKAHASHI, T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. **Science**, v. 247, p. 1431-1438, 1990.

VICKERS, D.; MARTH, L. Evaluating formulations of stable boundary layer height. **Journal of Applied Meteorology**, v.43, p. 1736-1749, 2004.

WEBB, E.; PEARMAN, G. LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 85-100, 1980.

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