



COPPE/UFRJ

MONITORAMENTO *IN SITU* DO FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO EM
RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS NO BRASIL: O CASO DO APM MANSO

Carlos Henrique Eça D'Almeida Rocha

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador(es): Otto Corrêa Rotunno Filho
Marco Aurélio dos Santos

Rio de Janeiro
Setembro de 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

MONITORAMENTO *IN SITU* DO FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO EM
RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS NO BRASIL: O CASO DO APM MANSO

Carlos Henrique Eça D'Almeida Rocha

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph. D.

Prof. Marco Aurélio dos Santos, D.Sc.

Prof. Fernando Bastos Ribeiro, D. Sc.

Prof. John Edmund Lewis Maddock, Ph. D.

Prof. Luiz Cláudio Gomes Pimentel, D. Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

SETEMBRO DE 2009

Rocha, Carlos Henrique Eça D'Almeida

Monitoramento *in situ* do fluxo de dióxido de carbono em reservatórios hidrelétricos no Brasil: o caso do APM Manso/ Carlos Henrique Eça D'Almeida Rocha. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2009.

XIX, 223 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marco Aurélio dos Santos

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2009.

Referências Bibliográficas: p. 178-197.

1. Gases de efeito estufa. 2. Hidrelétricas. 3. Fluxos CO₂. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.*. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

A meus pais,
Gilmar Almeida da Rocha e
Leonor Eça D'Almeida Rocha

AGRADECIMENTOS

A toda minha família, em especial aos meus pais e irmãos, pela paciência, dedicação e por sempre acreditarem em mim.

Aos meus orientadores, Otto Corrêa Rotunno Filho e Marco Aurélio dos Santos, pelos ensinamentos, dedicação e amizade, para que este trabalho fosse concluído.

A FAPERJ, pelo apoio, por meio de bolsa, fundamental para a realização desta tese.

A Furnas Centrais Elétricas S.A, pelo apoio logístico e financeiro fornecido para a realização das campanhas de campo, em especial ao senhor André Carlos Prates Cimblaris.

Ao professor Luiz Cláudio do departamento de Meteorologia da UFRJ, pela acolhida e amizade dispensada em minha chegada a cidade maravilhosa.

Ao Prof. Fernando Bastos Ribeiro, pelo tempo gentilmente disponibilizado na rodada do modelo para o aperfeiçoamento da câmara.

Aos professores Bohdan Matvienko e Adilson Xavier, pelos ensinamentos, discussões, conversas, elucubrações nesses anos de trabalho conjunto.

Aos amigos Leonardo e Alexandre que me ajudaram durante as minhas campanhas de campo para a realização da Tese.

A todos meus amigos, que, de um jeito ou de outro, ajudaram nesta caminhada, em especial aos amigos Ednaldo, Daniel, Rodrigo e Junior e a minhas amigas Anne, Chica, Dani (vulgo presidente).

Não posso, é claro, esquecer da minha mais valiosa conquista no Rio de Janeiro, minha esposa. Paixão, são mais de cinco anos e continuo amando te conhecer. Você ajudou com que a minha caminhada neste doutorado fosse com muito amor e felicidade; espero saber retribuir esse amor e felicidade pelo resto de nossas vidas, TE AMO !!!

A todos muito obrigado.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

MONITORAMENTO *IN SITU* DO FLUXO DE DIÓXIDO DE CARBONO EM
RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS NO BRASIL: O CASO DO APM MANSO

Carlos Henrique Eça D'Almeida Rocha

Setembro/2009

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marco Aurélio dos Santos

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho busca estimar as emissões difusivas de dióxido de carbono (CO₂), através da interface água-ar, no reservatório hidrelétrico de Manso/MT, localizado no centro-oeste do Brasil, via desenvolvimento de uma nova técnica de medição experimental. Para tanto, avaliou-se o fluxo difusivo emanado pela superfície do reservatório, contrastando-se duas metodologias.

A primeira metodologia emprega a câmara dinâmica, equipamento desenvolvido nesta tese, no qual o fluxo de gás é medido continuamente com a ajuda de um analisador de gases traço (TGA - *trace gas analyzer*). A segunda abordagem metodológica, utilizada para análise comparativa, trata de um método baseado na 1ª lei de Fick, denominado de camada limite fina (TBL - *thin boundary layer*), que utiliza as pressões parciais do gás dissolvido na água e acima da superfície da água, juntamente com a velocidade do vento, para estimar o fluxo a partir de equações empíricas.

Ambas as abordagens foram aplicadas no reservatório de Manso mediante a participação em duas campanhas de medição no âmbito do projeto intitulado "O balanço de carbono em reservatórios de FURNAS/ S.A". Os períodos de análise abrangeram os meses de março e julho de 2007, períodos chuvoso e seco, respectivamente. Os resultados indicaram uma significativa variabilidade temporal na escala diária e sazonal do fluxo de CO₂. Ressalta-se que as estimativas de fluxo difusivo da câmara dinâmica foram, em média, inferiores às encontradas pela metodologia da TBL, ainda que da mesma ordem de grandeza.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (M.Sc.)

IN SITU MONITORING OF CARBON DIOXIDE FLUX AT HYDROELECTRIC
RESERVOIRS IN BRAZIL: THE CASE OF APM MANSO

Carlos Henrique Eça D'Almeida Rocha

September/2009

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Marco Aurélio dos Santos

Department: Civil Engineering

This work seeks to estimate diffuse emissions of carbon dioxide (CO₂) across the air-water interface in the hydroelectric reservoir Manso / MT, located in central-western Brazil, through the development of a new technique for experimental measurements.. To this end, we evaluated the diffusion emanating from the surface of the reservoir by contrasting two methodological approaches.

The first method uses the dynamic chamber equipment, which was developed in this thesis, in which the gas flow is measured continuously with a trace gas analyzer (TGA). The second method, which was used for comparative analysis, is based on the Fick's 1st law, called the thin boundary layer (TBL). The TBL uses the partial pressure of dissolved gas in water and above the water surface along with the wind speed to estimate the flow from empirical equations.

Both approaches were applied in the Manso reservoir with the development of two measurement campaigns under the project entitled "The balance of carbon in reservoirs of Furnas / SA." The period of analysis covered the months of March and July, 2007, wet and dry seasons, respectively. The results indicated a significant temporal variability at daily and at seasonal scales in the flux of CO₂. It should be emphasized that the estimates of diffusive flux of dynamic chamber were on average lower than those found by the methodology of TBL, although at the same order of magnitude.

SUMÁRIO

| | |
|---|-------------|
| AGRADECIMENTOS | V |
| RESUMO | VIII |
| ABSTRACT..... | vii |
| LISTA DE FIGURAS | XI |
| LISTA DE TABELAS | XVII |
| 1 - INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 - Energia no mundo | 2 |
| 1.2 - Energia no Brasil | 5 |
| 1.3 - Energia hidroelétrica..... | 8 |
| 1.4 - Objetivo | 13 |
| 1.5 - Estrutura do trabalho | 14 |
| 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 16 |
| 2.1 - Variabilidade climática..... | 18 |
| 2.2 - O efeito estufa..... | 25 |
| 2.3 - Ciclos biogeoquímicos | 50 |
| 2.3.1 - O ciclo do carbono..... | 50 |
| 2.4 - Emissão de Gases de Efeito Estufa (GEE) por áreas alagadas | 53 |
| 2.4.1 - Áreas naturais | 53 |
| 2.4.2 - Reservatórios hidrelétricos | 66 |
| 2.5 - Métodos e Técnicas de Medição/estimativa das Emissões difusivas de Gases de Efeito Estufa..... | 88 |
| 2.5.1 - Torre micrometeorológica..... | 88 |

| | |
|--|------------|
| 2.5.2 - Camada limite fina (TBL)..... | 91 |
| 2.5.3 - Câmaras de difusão | 93 |
| 3 – METODOLOGIA..... | 99 |
| 3.1 - Desenvolvimento da câmara dinâmica..... | 100 |
| 3.1.2 - Testes de desenvolvimento/aprimoramento..... | 100 |
| 3.2.2.1 - Reservatório de Corumbá..... | 100 |
| 3.2.2.2 - Reservatório de Estreito e Furnas (1ª campanha) | 104 |
| 3.2.2.3 - Reservatório de Estreito e Furnas (2ª campanha) | 106 |
| 3.2.2.4 - Reservatório de Furnas e Peixoto (3ª campanha)..... | 109 |
| 3.2 - Aplicação da técnica no apm manso..... | 110 |
| 3.1 - Fluxo difusivo de CO₂ | 110 |
| 3.1.1 - Medição do fluxo | 111 |
| 3.1.1.1 - Características da câmara dinâmica | 111 |
| 3.1.1.2 - Analisador de gases traço fotoacústico (TGA) | 113 |
| 3.1.1.3 - Controlador lógico programável (CLP) | 115 |
| 3.1.1.4 - Cálculo do fluxo difusivo | 116 |
| 3.1.2 - Estimativa do fluxo pela técnica da camada cimita fina | 116 |
| 3.1.2.1 - CO ₂ dissolvido na água | 120 |
| 3.1.2.2 - Estação meteorológica automática – EMA..... | 121 |
| 3.1.3 - Parâmetros físico-químicos da água | 123 |
| 4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES | 125 |
| 4.1 - Caracterização da região do APM manso | 125 |
| 4.1.2 - Caracterização física | 126 |
| 4.1.2 - Caracterização meteorológica | 127 |
| 4.2 - medidas do fluxo de CO₂ no apm manso..... | 128 |
| 4.2.1 - 1ª campanha – Março/2007..... | 129 |
| 4.2.1.1- Variáveis meteorológicas..... | 129 |
| 4.2.1.2- Fluxo de CO ₂ com a câmara dinâmica | 131 |
| 4.2.1.3 - Parâmetros físico-químicos e CO ₂ na água | 141 |
| 4.2.1.4 - Fluxo de CO ₂ pela técnica da TBL | 143 |
| 4.2.1.5 - Correlações | 147 |
| 4.2.2 - 2ª campanha – Julho/2007 | 149 |

| | |
|--|------------|
| 4.2.2.1- Variáveis meteorológicas..... | 149 |
| 4.2.2.2- Fluxo de CO ₂ com a câmara dinâmica | 151 |
| 4.2.2.3 - Parâmetros físico-químicos e CO ₂ na água | 162 |
| 4.2.2.4 - Fluxo de CO ₂ pela técnica da TBL | 164 |
| 4.2.2.5 - Correlações | 169 |
| | |
| 5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 172 |
| | |
| 5.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS..... | 172 |
| | |
| 5.2 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 173 |
| | |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 178 |
| | |
| ANEXO A | 199 |
| Tabelas encontradas em Santos (2006), utilizadas para a confecção dos gráficos encontrados nas Figuras 2.17 e 2.18 | 199 |
| | |
| ANEXO B | 209 |
| Caracterização dos Reservatórios Hidrelétricos Estudados..... | 209 |
| - Reservatório de Corumbá | 209 |
| - Reservatório de Luiz Carlos Barreto de Carvalho - Estreito..... | 210 |
| - Reservatório de Mascarenhas de Moraes - Peixoto..... | 211 |
| - Reservatório de Furnas | 212 |
| - Resultados e considerações sobre os testes experimentais de medição de fluxo difusivo de gases de efeito estufa | 213 |
| a) - Reservatório de Corumbá | 213 |
| b) - Reservatórios de Estreito e Furnas (1 ^a campanha) | 217 |
| c) - Reservatórios de Estreito e Furnas (2 ^a campanha)..... | 220 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.2 – Participação de cada fonte na geração de energia elétrica do Brasil. * Inclui lenha, bagaço de cana, lixívia e outras recuperações | 8 |
| Figura 2.1 – Variação da temperatura na Antártica nos últimos 400.000 anos. * as setas cheias indicam os interglaciares (quentes), enquanto as pontilhadas os glaciares (frios)..... | 18 |
| Figura 2.2 – Representação da variação da excentricidade da Terra..... | 21 |
| Figura 2.3 – Representação da variação da obliquidade da Terra..... | 23 |
| Figura 2.4 – Representação da variação da precessão orbital da Terra..... | 24 |
| Figura 2.5 – Espectro eletromagnético..... | 26 |
| Figura 2.6. Representação das componentes do saldo de radiação no período diurno..... | 33 |
| Figura 2.7 – Balanço da radiação de onda curta proveniente do Sol..... | 35 |
| Figura 2.8 – (a) Espectro da radiação solar e terrestre ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$). (b) Espectros de absorção para os principais componentes atmosféricos..... | 36 |
| Figura 2.9. Representação do balanço de energia típico durante o (a) dia e a (b) noite. | 38 |
| Figura 2.10 – Contribuição antropogênica de cada um dos gases de efeito estufa para a forçante radiativa | 43 |
| Figura 2.11 – Concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso ao longo dos últimos 2000 anos..... | 45 |
| Figura 2.12 – Concentrações de CO ₂ na atmosfera medidas no observatório de Mauna Loa, Havaí, EUA no período de Mar/1958 à Jul/2009..... | 46 |
| Figura 2.13 – Níveis de CO ₂ (curva superior)e da temperatura do ar (curva inferior).nos testemunhos de gelo da estação Vostok nos últimos 400 mil anos | 47 |
| Figura 2.14 - Estimativas da média global do forçamento radiativo (FR) entre 1750 e 2005 para o dióxido de carbono (CO ₂), o metano (CH ₄), o óxido nitroso (N ₂ O) antrópicos e outros agentes e mecanismos importantes. | 49 |
| Figura 2.15 - Fluxos totais dos reservatórios encontrados no primeiro inventário brasileiro de emissões antrópicas de GEE..... | 81 |

| | |
|--|-----|
| Figura 2.16 – Fluxos de CH ₄ nas três regiões biogeoclimáticas: (a) boreal, (b) temperada e (c) tropical..... | 84 |
| Figura 2.17 – Fluxos de CO ₂ nas três regiões biogeoclimáticas: (a) boreal, (b) temperada e (c) tropical..... | 86 |
| Figura 2.18 – Fotografia de uma torre micrometeorológica, onde está instalado um analisador de CO ₂ /H ₂ O, implantado no reservatório de Furnas, município de Guapé/MG..... | 89 |
| Figura 2.19 – Exemplo de câmara estática usada para medições de GEE. | 94 |
| Figura 2.20 – Exemplo de câmara estática acoplada a instrumento de análise automática..... | 95 |
| Figura 2.21 – Procedimentos de uso das câmaras de difusão em experimentos de equilíbrio | 96 |
| Figura 3.1 – Esquema da montagem do TGA e da câmara..... | 101 |
| Figura 3.2 – (a) Posicionamento da câmara sobre a água. (b) Visão do TGA aguardando o início das medidas..... | 102 |
| Figura 3.3 – Armadilha (<i>Trap</i>) posicionada na câmara. | 103 |
| Figura 3.4 – Comportamento típico da concentração de CO ₂ dentro da câmara medido com o TGA. | 103 |
| Figura 3.5 – Câmara dinâmica. | 105 |
| Figura 3.6 – Imagem do fluxo de ar gerada pelo modelo matemático no interior da câmara..... | 107 |
| Figura 3.7 – a) Nova câmara de fluxo de acrílico com 8 entradas (tubos azuis); b) Detalhe das 8 entradas do lado de dentro da câmara. | 108 |
| Figura 3.8 – a) Montagem do CLP com a solenóide; b) Equipamento acoplado ao TGA | 108 |
| Figura 3.9 - a) Câmaras de fluxo. b) Equipamentos de medida montados (TGA, CLP, Heatless dryer , Nafion e bomba)..... | 110 |
| Figura 3.10 – Detalhes da câmara dinâmica. A) Anteparo de acrílico em “V”; b) Entradas de ar na câmara; c) Frasco de vidro “trap” e saída de ar da câmara; d) Visão geral da parte de baixo da câmara; e) Visão geral da Câmara na água..... | 112 |
| Figura 3.11 – Analisador de gases traço (TGA). | 113 |

| | |
|--|-----|
| Figura 3.12 – Esquema do TGA | 114 |
| Figura 3.13 – CLP acoplado ao TGA, com os 4 tubos de entrada de ar | 115 |
| Figura 3.14 – Esquema da seqüência completa realizada pelo CLP, nos tempos (T) para cada Solenóide “Sol” | 116 |
| Figura 3.15 – (a) Estação meteorológica montada às margens do reservatório de Estreito. (b) Detalhe dos sensores da estação meteorológica. | 122 |
| Figura 3.16 – Sensor de parâmetros físico-químicos (PFQ) da água. | 123 |
| Figura 3.17 – Posicionamento da bóia (seta), onde estão acopladas a bomba submersa e a sonda de qualidade de água | 124 |
| Figura 4.1 – Imagem de satélite do reservatório de Manso. | 126 |
| Figura 4.2 – Normais climatológicas (1961-1990), para a cidade de Cuiabá: Temperatura média, máxima (max) e mínima (min); Precipitação..... | 128 |
| Figura 4.3 – (a) - Temperatura do ar (°C); (b) - Radiação solar ($W.m^{-2}$); (c) - Velocidade do vento ($m.s^{-1}$); (d) - Precipitação acumulada em 24h, para o período de 11 a 19 de março de 2007 às margens do reservatório de Manso..... | 130 |
| Figura 4.4 – Fluxos difusivos estimados pelas duas câmaras dinâmicas (CAM 1 e CAM 2). | 131 |
| Figura 4.5 – Comparação dos fluxos estimados pelas câmaras (CAM 1 e CAM 2) no período de 09:30 h do dia 12 até às 23:59 h do dia 16 de março de 2007..... | 134 |
| Figura 4.6 – Fluxo difusivo com as câmaras dinâmicas no APM Manso para o período de 12 a 19 de março de 2007..... | 135 |
| Figura 4.7 – Gráfico do tipo caixa (<i>box-plot</i>) do fluxo difusivo de CO_2 no APM Manso para o período de 12 a 19 de março de 2007 | 137 |
| Figura 4.8 – Médias horárias dos fluxos difusivos para o período de 12 a 19 de março..... | 139 |
| Figura 4.9 – Gráfico do tipo caixa dos fluxos de CO_2 para os dias 13, 14, 15 e 17 de março de 2007..... | 140 |
| Figura 4.10 – Temperatura da água (°C) e oxigênio dissolvido na água ($mg. L^{-1}$) a uma profundidade de 10cm no período de 12 a 19 de março de 2007..... | 141 |
| Figura 4.11 – Dióxido de carbono dissolvido na água CO_{2ag} (μM) a uma profundidade de 10cm no período de 12 a 19 de março de 2007..... | 142 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.12 – Fluxo de dióxido de carbono (CO ₂), estimado pela TBL, no período das 12:00 do dia 12 até às 00:00 do dia 19 de março de 2007. | 143 |
| Figura 4.13 – Gráfico de caixa do fluxo de dióxido de carbono (CO ₂), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007..... | 144 |
| Figura 4.14 – Pressão parcial de CO ₂ na água (pCO _{2ag}) e no ar (pCO _{2atm}) no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007. | 145 |
| Figura 4.15 – Histograma da velocidade do vento no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007. Número de observações; percentual em relação ao total de observações..... | 145 |
| Figura 4.16 – Fluxos médios horários estimados pela TBL (barras azuis) e a pressão parcial do pCO ₂ dissolvido na água (barras cinza) e velocidade do vento média (linha tracejada), utilizados para a estimativa do fluxo, no período das 12:00 do dia 12 até as 00:00 do dia 19 de março de 2007. | 146 |
| Figura 4.17 – (a) - Temperatura do ar (°C); (b) - Radiação solar (W.m ⁻²); (c) - Velocidade do vento (m.s ⁻¹) para o período de 9 a 16 de julho de 2007 às margens do reservatório de Manso..... | 150 |
| Figura 4.18 – Fluxos difusivos, estimados pelas duas câmaras dinâmicas (CAM 1 e CAM 2) no mês de julho de 2007. | 152 |
| Figura 4.19 – Comparação dos fluxos estimados pelas câmaras (CAM 1 e CAM 2) no período das 12:20 h do dia 9 até às 12:00 h do dia 15 de julho de 2007..... | 155 |
| Figura 4.20 – Fluxo difusivo agrupado no APM Manso para o período de 9 a 15 de julho de 2007..... | 156 |
| Figura 4.21 – Gráfico do tipo caixa com o resultado do fluxo difusivo médio de CO ₂ no APM Manso para o período de 9 a 15 de julho de 2007. | 158 |
| Figura 4.22 – Médias horárias dos fluxos difusivos para o período de 9 a 15 de junho. | 160 |
| Figura 4.23 – Gráfico do tipo caixa dos fluxos de CO ₂ para os dias 11, 12, 13 e 14 de julho de 2007..... | 161 |
| Figura 4.24 – Temperatura da água (°C) e oxigênio dissolvido na água (mg. L ⁻¹) a uma profundidade de 10cm, no período do experimento (9 a 16 de julho de 2007) | 162 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.25 – Dióxido de carbono dissolvido na água CO_{2ag} (μM) a uma profundidade de 10cm, no período de 9 a 16 de junho de 2007..... | 163 |
| Figura 4.26 – Fluxo de dióxido de carbono (CO_2), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 9 até às 12:00h do dia 15 de julho de 2007..... | 165 |
| Figura 4.27 – Gráfico de caixa do fluxo de dióxido de carbono (CO_2), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 12 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007. | 166 |
| Figura 4.28 – Pressão parcial de CO_2 na água (pCO_{2ag}) e no ar (pCO_{2atm}) no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de junho de 2007..... | 167 |
| Figura 4.29 – Histograma da velocidade do vento no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007. Número de observações; percentual em relação ao total de observações..... | 167 |
| Figura 4.30 – Fluxos médios horários estimados pela TBL (barras azuis) e a pressão parcial do pCO_2 dissolvido na água (barras cinzas) e velocidade do vento média (linha tracejada), utilizados para a estimativa do fluxo, no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007..... | 168 |
| Figura B1– Barragem da usina hidrelétrica de Corumbá (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Corumbá (direita). | 209 |
| Figura B2 – Barragem da usina hidrelétrica de Estreito (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Estreito (direita)..... | 210 |
| Figura B3 – Barragem da usina hidrelétrica de Peixoto (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Peixoto (direita)..... | 211 |
| Figura B4 – Barragem da usina hidrelétrica de Furnas (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Furnas (direita) | 212 |
| Figura B5 - Fluxos de CO_2 pela interface água-ar no reservatório de Corumbá nos dias 22 e 23 de agosto de 2005. A linha cheia indica o fluxo médio no período. | 213 |
| Figura B6 - Variáveis meteorológicas medidas durante o experimento de Corumbá nos dias 22 e 23 de agosto de 2005. | 215 |
| Figura B7 - Gráfico do fluxo de CO_2 versus a velocidade do vento..... | 216 |
| Figura B8 - Gráfico com os resultados dos fluxos no reservatório de Estreito na primeira campanha: a) CO_2 ; b) N_2O ; c) CH_4 . A linha cheia indica o fluxo médio para o período. | 217 |

| | |
|---|-----|
| Figura B9 - Gráfico com os resultados dos fluxos no reservatório de Furnas na primeira campanha: a) CO ₂ ; b) N ₂ O; c) CH ₄ . A linha cheia indica o fluxo médio para o período. | 219 |
| Figura B10 - Fluxos de CO ₂ no reservatório de Estreito durante a segunda campanha. A área destacada representa a perda de dados. | 220 |
| Figura B11 - Gráfico das velocidades médias do vento (médias dos 15 minutos anteriores à medida do fluxo) durante a segunda campanha no reservatório de Estreito. | 221 |
| Figura B12 - Dados de fluxo de CO ₂ para o reservatório de Furnas durante a segunda campanha. As áreas destacadas representam a perda de dados. | 222 |
| Figura B13 - a) Valores das pressões parciais do CO ₂ na atmosfera e dissolvido na água. b) Comparação do fluxo medido pela câmara dinâmica e a pressão parcial do CO ₂ na água. | 223 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1.1 - Cenários alternativos e de referência para a evolução da matriz energética mundial de energia primária | 4 |
| Tabela 1.2 – Maiores produtores de hidroeletricidade do mundo em 2006. | 5 |
| Tabela 1.3 – Síntese dos resultados do balanço energético nacional. | 6 |
| Tabela 1.4 - Oferta interna de energia elétrica em TWh | 7 |
| Tabela 2.1 – Principais gases que compõe a atmosfera da Terra | 20 |
| Tabela 2.2-. Quantidades básicas da radiação | 27 |
| Tabela 2.3 – Albedo para alguns tipos de superfície..... | 37 |
| Tabela 2.4 – Principais gases do efeito estufa e suas características | 44 |
| Tabela 2.5 – Valores médios de fluxo de dióxido de carbono e metano em reservatórios hidrelétricos e lagos naturais no Canadá. | 77 |
| Tabela 2.6 – Valores médios de fluxo total (difusivo + ebulitivo) de dióxido de carbono (CO ₂) e metano (CH ₄) em sete reservatórios hidrelétricos no Brasil..... | 83 |
| Tabela 4.1 – Estatística descritiva, com estimativas do intervalo de confiança, utilizando a distribuição t de Student, para as médias populacionais da CAM1 e CAM2, durante o período de 12 a 16 de março, dos fluxos de CO ₂ no APM: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de medidas (N). | 132 |
| Tabela 4.2 – Resultado do teste t para duas amostras presumindo variâncias equivalentes, no nível de significância de 5%..... | 133 |
| Tabela 4.3 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO ₂ no APM Manso na campanha de março de 2007. Dados agrupados da CAM 1 e CAM 2: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1º quartil (Q1); 3º quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max)..... | 136 |
| Tabela 4.4 – Fluxos médios - \bar{x} (mg. m ⁻² d ⁻¹), desvio padrão (DP) e número de amostras (N) para o período de 12 a 19 de março de 2007 no APM Manso... | 138 |

| | |
|--|-----|
| Tabela 4.5 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO ₂ no APM Manso, estimados pela TBL, na campanha de março de 2007: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1° quartil (Q1); 3° quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max). | 144 |
| Tabela 4.6 – As duas melhores correlações (r) entre os parâmetros físico-químicos da água e dos fluxos de CO ₂ pelos métodos TBL e câmara dinâmica e as variáveis meteorológicas. | 148 |
| Tabela 4.7 – Estatística descritiva, com estimativas do intervalo de confiança, utilizando a distribuição t de Student, para as médias populacionais da CAM1 e CAM2, durante o período de 9 a 15 de julho, dos fluxos de CO ₂ no APM: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de medidas (N). | 152 |
| Tabela 4.8 – Resultado do teste t para duas amostras presumindo variâncias equivalentes, no nível de significância de 5%. | 153 |
| Tabela 4.9 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO ₂ no APM Manso na campanha de julho de 2007. Dados agrupados da CAM 1 e CAM 2 : : média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1° quartil (Q1); 3° quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max). | 157 |
| Tabela 4.10 – Fluxos médios - \bar{x} (mg. m ⁻² d ⁻¹), desvio padrão (DP) e número de amostras (N), para o período de 9 a 15 de julho de 2007 no APM Manso. | 159 |
| Tabela 4.11 - Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos (mg m ⁻² d ⁻¹) de CO ₂ no APM Manso, estimados pela TBL, na campanha de Julho de 2007: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1° quartil (Q1); 3° quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max). | 165 |
| Tabela 4.12 – As duas melhores correlações (r) entre os parâmetros físico-químicos da água e dos fluxos de CO ₂ pelos métodos TBL e câmaras dinâmicas entre si e as variáveis meteorológicas durante a campanha de julho de 2007. | 170 |
| Tabela A1 - Fluxos de metano em reservatórios hidrelétricos na região boreal. | 199 |
| Tabela A2 - Fluxos de CH ₄ em reservatórios hidrelétricos na região temperada. | 201 |

| | |
|---|-----|
| Tabela A3 - Fluxos de CH ₄ em reservatórios hidrelétricos na região tropical. | 202 |
| Tabela A4 - Fluxos de dióxido de carbono em reservatórios hidrelétricos na região boreal..... | 204 |
| Tabela A5 - Fluxos de CO ₂ em reservatórios hidrelétricos na região temperada..... | 206 |
| Tabela A6 - Fluxos de CO ₂ em reservatórios hidrelétricos na região tropical. | 207 |

1 - INTRODUÇÃO

A raça humana, ao longo do tempo, adaptou seu modo de vida ao ciclo solar, buscando, em geral, regiões mais quentes em invernos rigorosos. Com a descoberta do fogo, através da queima da madeira, o homem pôde, enfim, além de se proteger dos animais predadores, aquecer-se. O desenvolvimento de novas técnicas de combustão, junto com o aprendizado de fundir metais, gerou, cada vez mais, ferramentas sofisticadas. A madeira continuou a ser utilizada, com o maior desflorestamento tendo ocorrido nos séculos entre o primeiro e segundo milênio, produzindo um significativo, muitas vezes, permanente dano ecológico em várias partes da Terra (FIEC, 2009).

Com a invenção da máquina a vapor, um símbolo energético da revolução industrial, o fogo, então, foi transformado em movimento. Esse fato permitiu a construção de grandes fábricas e aplicação nos transportes. Nesse período, os combustíveis fósseis (carvão mineral, petróleo e gás natural) também passaram a ter um papel relevante na matriz energética da sociedade humana mundial. Até hoje, representam a mais importante fonte de energia, estimulando, por meio de sua busca e extração, a geração de tecnologias mais avançadas. Note-se ainda que, há apenas pouco mais de 100 anos, surgiu a energia elétrica, símbolo da era da informação e mecanismo facilitador de trocas entre distintos tipos de energia, como, por exemplo, calor e energia mecânica.

Naturalmente, essas evoluções tecnológicas bruscas produziram impactos ambientais no planeta, como é consenso, hoje, entre cientistas e administradores públicos (IPCC, 2007), com repercussões no clima e nas mudanças de ecossistemas hídricos. Uma série de experimentos em campo e em laboratório estão em curso no sentido de avaliar os potenciais impactos de mudanças no clima e no meio ambiente

Sob o ponto de vista científico, algumas questões podem ser enunciadas, conforme WHITEHEAD (2009) apresenta, a saber:

- 1) Como as mudanças climáticas afetam as vazões fluviais a alteram o escoamento de poluentes difusos e a diluição de fontes pontuais de efluentes?
- 2) Quais são os impactos que eventos mais intensos de chuva podem ocasionar nas cargas de nutrientes e sedimentos que chegam a rios, lagos e áreas úmidas?

- 3) Como podem as temperaturas crescentes, combinadas com alterações nos padrões de qualidade de água, afetar os ecossistemas hídricos?
- 4) Como pode o balanço de carbono ser afetado em bacias hidrográficas?
- 5) Como a evolução da cobertura e uso do solo aliada ao desenvolvimento podem afetar rios, lagos e áreas úmidas?

Em particular, nesta tese, a contribuição científica que se oferece enquadra-se nas perspectivas experimental e laboratorial de desenvolvimento de técnica de medição de fluxo de CO₂ em lagos de reservatórios do setor elétrico brasileiro, que guarda estreita relação com sistemas fluviais e bacias hidrográficas correspondentes. Note-se que esse tipo de abordagem permitirá, mais adiante, melhor explorar possíveis respostas para as perguntas formuladas.

Estabelecido esse referencial motivacional e de análise, procura-se, nas próximas seções deste capítulo introdutório, apresentar, inicialmente, um quadro panorâmico sobre a evolução da matriz energética mundial e brasileira, enfatizando, paralelamente e na sequência do texto, a questão da energia elétrica, na medida em que a presente pesquisa trata do fluxo de CO₂ através da interface água-ar em volumes de água acumulados por barragens do setor elétrico. Posteriormente, revela-se mais claramente o objetivo do trabalho e o escopo da tese.

1.1 - ENERGIA NO MUNDO

A matriz energética mundial está ainda hoje baseada no consumo de combustíveis fósseis, como se pode observar na oferta mundial de energia primária para o ano de 2006, distribuída do seguinte modo: petróleo (34,3%), carvão mineral (26%), gás natural (20,5%), energias renováveis (10,1%), nuclear (6,2%), hidráulica (2,2%) e outras (0,6%) (IEA, 2008).

A distribuição entre fontes de energia sofreu uma variação significativa, principalmente com a diminuição percentual no uso do petróleo e o aumento de fontes como gás natural e nuclear entre os anos de 1973 e 2006, ilustrada na Figura 1.1.

Para ROSA e GOMES (2004) *in* BARROS (2007), é frequente a utilização da relação reservas/produção quando se discute o futuro do petróleo. As estimativas mais comuns são de que as reservas comprovadas atingem cerca de um trilhão de barris, o

que, considerando-se a produção atual de cerca de 25 bilhões de barris/ano, garantiria o atendimento da demanda por 40 anos.

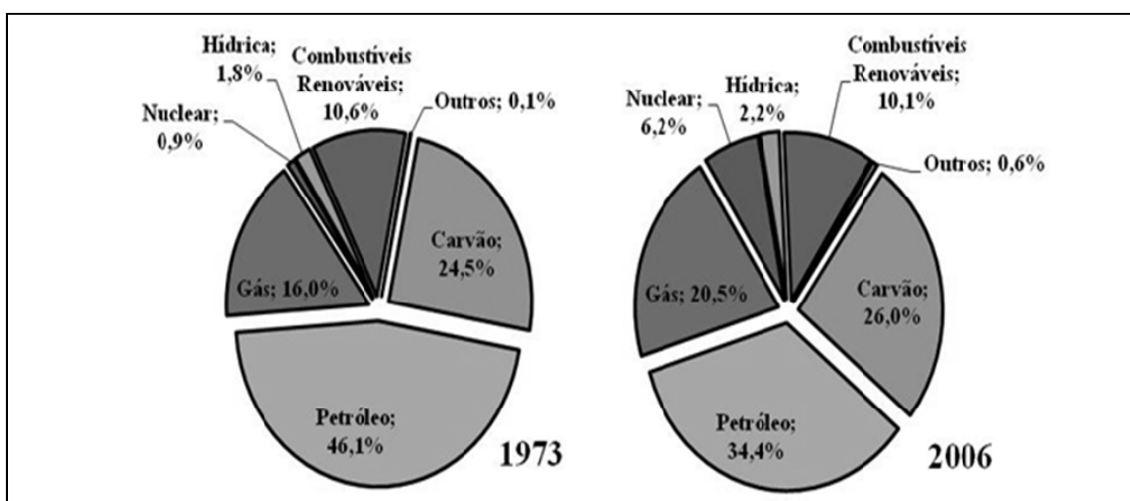


Figura 1.1 - Evolução da fonte mundial de energia primária entre os anos de 1973 e 2006. ** Outros (geotérmica, solar, eólica, etc.). Fonte: IEA, 2008

A história da economia mundial mostra que fontes de forte e contínua instabilidade elevam os riscos dos investimentos e impõem à sociedade a busca de soluções alternativas. Segundo essa linha analítica, as perspectivas da participação do petróleo na matriz energética mundial tende a diminuir mais rapidamente do que as atuais estimativas possam estar a indicar (BARROS, 2007).

SANTOS *et al.* (2007) descrevem um estudo da Agência Internacional de Energia (AIE), onde se estabelecem dois cenários de estudo, o alternativo e o de referência, em relação ao aumento no consumo global de energia primária para 2030.

No cenário de referência, o consumo global de energia primária é projetado para aumentar aproximadamente 1,6% ao ano entre 2004 e 2030. A expansão prevista do consumo anual, para o período 2004-2030, é de cerca de 6 bilhões de tep (tonelada equivalente de petróleo). Assim, em 2030, o mundo consumirá cerca de 53% a mais de energia primária em relação à demanda atual. No cenário alternativo da AIE, ao longo do período 2004-2030, a taxa de crescimento média anual do consumo de energias fósseis será de 1,1%, abaixo daquela do consumo total de energia, 1,2%, o que requererá um aumento bem maior, de 1,9%, para o conjunto de energias renováveis e nuclear. Em particular, comparando-se os dois cenários propostos para o ano de 2030, a AIE sugere que uma redução no consumo de energias fósseis de aproximadamente 15%

seria compensada, principalmente, por um aumento de 24,3% no uso da energia nuclear, e de 26% de outras energias renováveis como a eólica e a solar (SANTOS 2007).

A Tabela 1.1 descreve as previsões da AIE em relação à evolução da matriz energética planetária e sua distribuição por fonte de energia primária (SANTOS 2007).

Tabela 1.1 - Cenários alternativos e de referência para a evolução da matriz energética mundial de energia primária

| | 2004 | | Cenário de Referência | | | Cenário Alternativo | | |
|--------------------------------|---------------------|----------------|-----------------------|----------------|----------------|---------------------|----------------|----------------|
| | | | 2030 | | 2004 - 2030 | 2030 | | 2004 - 2030 |
| | (Mtep) ¹ | % ² | (Mtep) ¹ | % ² | % ³ | (Mtep) ¹ | % ² | % ³ |
| Carvão | 2773 | 24,8 | 4441 | 26 | 1,8 | 3512 | 22,8 | 0,9 |
| Petróleo | 3940 | 35,2 | 5575 | 32,6 | 1,3 | 4955 | 32,2 | 0,9 |
| Gás | 2302 | 20,5 | 3869 | 22,6 | 2,0 | 3370 | 21,9 | 1,5 |
| Nuclear | 714 | 6,4 | 861 | 5,0 | 0,7 | 1070 | 6,9 | 1,6 |
| Hídrica | 242 | 2,2 | 408 | 2,4 | 2 | 442 | 2,7 | 2,2 |
| Biomassa / Lixo | 1176 | 10,5 | 1645 | 9,6 | 1,3 | 1703 | 11,1 | 1,4 |
| Outras Renováveis | 57 | 0,5 | 296 | 1,7 | 6,6 | 373 | 2,4 | 7,5 |
| Total Fóssil | 9015 | 80,5 | 13885 | 81,2 | 1,7 | 11837 | 76,8 | 1,1 |
| Nuclear + renovável | 2189 | 19,5 | 3210 | 18,8 | 1,5 | 3568 | 23,2 | 1,9 |
| Total | 11204 | 100 | 17095 | 100 | 1,6 | 15405 | 100 | 1,2 |

Onde: 1 – milhões de toneladas de petróleo equivalente; 2 – percentual da fonte de energia na matriz anual de energia; 3 – crescimento percentual da fonte entre 2004 e 2030; Fonte: adaptado de Santos (2007).

Observando-se exclusivamente a produção de energia por hidrelétricas, entre os dez maiores produtores de energia hidrelétrica, que são China, Canadá, Brasil, Estados Unidos, Rússia, Noruega, Índia, Japão, Venezuela e Suécia, o país com maior dependência da energia provida por hidrelétricas é a Noruega, seguida do Brasil. Na Figura 1.2, observam-se os maiores produtores de energia hidrelétrica do mundo no ano de 2006 (IEA, 2008).

Tabela 1.2 – Maiores produtores de hidroeletricidade do mundo em 2006.

| Produtores | TWh | 2006 | | 2006 | | 2006 |
|----------------|-------------|---------------|-----------------------------------|------------|----------------------------|----------------------|
| | | % Mundial | Capacidade Instalada ¹ | GW | País ² | % Hidro ³ |
| China | 436 | 14,0% | China | 118 | Noruega | 99,5 |
| Canadá | 356 | 11,4% | EUA | 99 | Brasil | 83,2 |
| Brasil | 349 | 11,2% | Brasil | 71 | Venezuela | 72,0 |
| EUA | 318 | 10,2% | Canadá | 71 | Canadá | 58,0 |
| Rússia | 175 | 5,9% | Japão | 47 | Suécia | 43,1 |
| Noruega | 120 | 3,8% | Rússia | 46 | Rússia | 17,6 |
| Índia | 114 | 3,7% | Índia | 32 | Índia | 15,3 |
| Japão | 96 | 3,1% | Noruega | 28 | China | 15,2 |
| Venezuela | 79 | 2,5% | França | 25 | Japão | 8,7 |
| Suécia | 62 | 2,0% | Itália | 21 | EUA | 7,4 |
| Demais Países | 1016 | 32,6% | Demais Países | 309 | Demais Países ⁴ | 14,3 |
| Mundial | 3121 | 100,0% | Mundial | 867 | Mundial | 16,4 |

Onde: 1 - Baseada na produção; 2 - Baseado nos 10 maiores produtores mundiais; 3 – Percentual na geração total; 4 – Exclui países sem geração hidroelétrica. Fonte: adaptado de BEN (2009)

1.2 - ENERGIA NO BRASIL

No caso específico do Brasil, o balanço energético nacional (BEN) começou a ser publicado na década de 70, primeiramente pelo Ministério das Minas e Energia (MME). Posteriormente, a partir de 2006, passou a ser editado pela Empresa de Pesquisa Energética (EPE), conforme estabelecido na lei que criou a EPE, sendo referência para os dados de energia do país (BEN, 2009),

Os resultados preliminares do BEN (2009) indicam que, em 2008, a oferta interna de energia (OIE), no Brasil, cresceu 5,6%, atingindo 252,2 milhões de toneladas equivalentes de petróleo (tep). A síntese dos resultados pode ser vista na Tabela 1.3. Esse crescimento é da mesma ordem de grandeza da variação do produto interno bruto (PIB) nacional, conforme dados divulgados pelo IBGE. O consumo de eletricidade, incluindo os montantes atendidos pela autoprodução (geração própria de consumidores), cresceu 4,0%.

Tabela 1.3 – Síntese dos resultados do balanço energético nacional.

| Principais Parâmetros | Unidade | 2008 | 2007 | Δ% |
|---|-------------------------------------|-------------|-------------|-----------|
| Produção de Petróleo ¹ | 10 ³ bbl/dia | 1.898,6 | 1.832,7 | 3,6% |
| Produção de Gás Natural | 10 ⁶ m ³ /dia | 59,2 | 49,7 | 19,0% |
| Geração de Energia Elétrica | TWh | 454,5 | 444,6 | 2,2% |
| Consumo de combustíveis líquidos | 10 ⁶ l/dia | 289,5 | 267,9 | 8,1% |
| Consumo de Energia Elétrica | TWh | 428,7 | 412,1 | 4,0% |
| Oferta Interna de Energia | 10 ⁶ tep | 252,2 | 238,8 | 5,6% |
| Oferta Interna de Energia Elétrica ² | TWh | 496,4 | 483,4 | 2,7% |
| População ³ | 10 ⁶ hab | 191,9 | 189,3 | 1,3% |
| PIB ⁴ | 10 ⁹ US\$ | 1.572,6 | 1.496,3 | 5,1% |

Onde: 1 – Inclui líquidos de gás natural; 2 – Inclui autoprodução; 3 - Estimativa do IBGE para a população residente em 1º de julho de cada ano; 4 - PIB divulgado pelo IBGE convertido para US\$ pela taxa de câmbio média de 2008 (Banco Central: US\$ 1,00 = R\$ 1,8375). Fonte: adaptado de BEN (2009)

O crescimento na participação do gás natural na matriz energética nacional, em um ponto percentual, atingindo 10,3%, é um dos destaques entre os resultados apurados em 2008. Produtos da cana-de-açúcar (etanol, bagaço, caldo e melaço para fins energéticos) também ampliaram sua fatia na matriz, para 16,4%, crescendo meio ponto percentual em relação a 2007. Com isso, a cana-de-açúcar consolidou a segunda posição entre as principais fontes de energia primária no Brasil, atrás apenas do petróleo e seus derivados (BEN 2009).

No caso dos combustíveis líquidos, destaca-se a continuada expansão no consumo de etanol (+ 17,7%). Também foi significativo o aumento no consumo de óleo diesel (+ 7,7%), refletindo o dinamismo da economia nacional nos primeiros 10 meses do ano, impactando a atividade de transporte rodoviário. Em termos agregados, o crescimento do consumo final de energia foi de 5,2% (BEN 2009).

Ainda segundo o BEN (2009), as condições hidrológicas observadas no início de 2008 impuseram esquemas operativos orientados a manter níveis estratégicos de armazenamento nos reservatórios do país, e a energia hidráulica teve sua participação na matriz energética reduzida em mais de um ponto percentual.

No acumulado do ano, a participação dessa fonte caiu para 13,8%. A outra face dessa moeda foi o aumento da geração termoelétrica (+37,9%), quase dobrando a participação do gás natural (92,8%) para geração de energia. Como as usinas térmicas

se localizam, em geral, mais próximas aos centros de consumo, as perdas, na rede, reduziram-se, uma vez que o aumento do consumo de eletricidade (+4,0%) foi maior do que a oferta (+2,6%). Na Tabela 1.4, observa-se a oferta interna de energia elétrica (TWh) dividida por fontes.

Tabela 1.4 - Oferta interna de energia elétrica em TWh

| FONTES | 2008 | 2007 | Δ% |
|---------------------------------|-------------|-------------|-----------|
| TOTAL | 497,4 | 485,9 | 2,4% |
| Energia Não Renovável | 66,2 | 48,0 | 37,9% |
| Gás Natural | 29,9 | 15,5 | 92,8% |
| Derivados de Petróleo | 15,1 | 13,4 | 13,4% |
| Nuclear | 13,9 | 12,3 | 12,8% |
| Carvão e Derivados ¹ | 7,2 | 6,8 | 6,3% |
| Energia Renovável | 431,2 | 437,9 | -1,5% |
| Hidráulica | 363,8 | 374,0 | -2,7% |
| Importação | 42,9 | 40,9 | 5,0% |
| Biomassa ² | 24,0 | 22,5 | 6,7% |
| Eólica | 0,56 | 0,56 | -0,4% |

Onde: 1 - inclui gás de cozinha. 2 - inclui lenha, bagaço de cana, lixo e outras recuperações. Fonte: adaptado de BEN (2009).

Mesmo com o aumento expressivo da energia gerada por fontes não renováveis, como comentado anteriormente, o uso de fontes renováveis na geração de energia elétrica no Brasil ainda é muito superior às não renováveis, com 431,2 e 66,2 TWh para fontes renováveis e não renováveis, respectivamente, sendo a hidráulica (hidroeletricidade) a principal fonte de geração de energia do país, como pode ser observado na Figura 1.2.

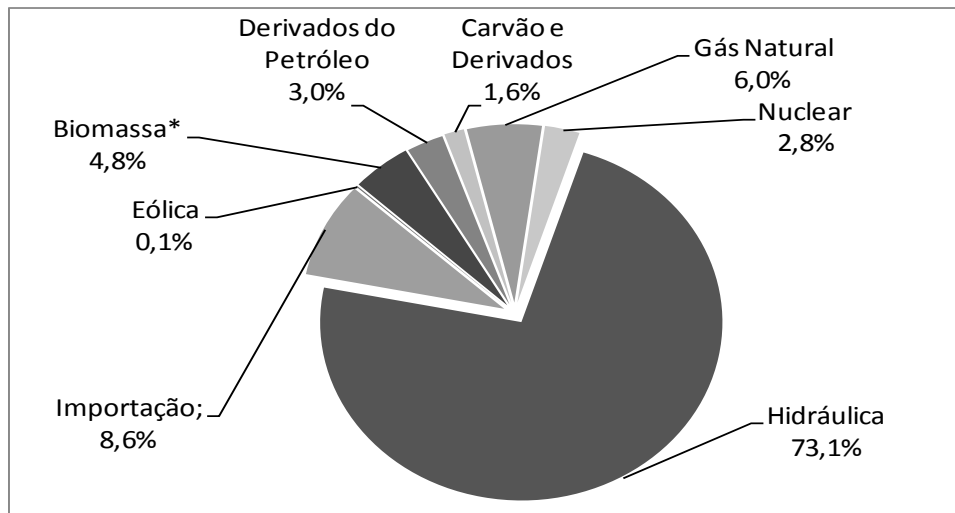


Figura 1.2 – Participação de cada fonte na geração de energia elétrica do Brasil. * Inclui lenha, bagaço de cana, lixívia e outras recuperações.
Fonte: BEN (2009)

1.3 - ENERGIA HIDROELÉTRICA

Não só a hidroeletricidade é a principal fonte de energia elétrica, como, segundo TUCCI *et al.* (2000), a tendência é que, mesmo com o aumento esperado da utilização de termoelétricas, no horizonte previsto, o Brasil deverá possuir ainda uma grande predominância da hidroeletricidade, devido ao potencial ainda disponível.

Calcula-se que apenas 30% do potencial hidrelétrico do Brasil já foi explorado. Nesse contexto, muitos defendem que a base da expansão da oferta de energia elétrica no Brasil seja mesmo, em uma perspectiva de longo prazo, a hidroeletricidade (TOLMASQUIM, 2005).

Essa afirmativa pode ser observada no plano nacional de energia 2030 (PNE, 2007), onde se estima que o Brasil ainda possua um potencial de geração por hidrelétricas da ordem de 261,4GW, sendo que 32% correspondem a um potencial pouco conhecido, dito estimado, e 43% estão localizados na região norte. Vale ressaltar que esses valores são uma referência para estudos de planejamento e não necessariamente serão aproveitados na sua totalidade.

Entretanto existem alguns problemas ligados à expansão da produção hidroelétrica na Amazônia, devido ao possível impacto ambiental produzido pelo barramento do rio e alagamento da floresta. *“As consequências sociais e ambientais da possibilidade de implantação dos empreendimentos hidrelétricos previstos na região,*

envolvendo questões como as relacionadas com reservatórios em terras indígenas ou a manutenção da biodiversidade, exigem atenção e cuidados muito além da retórica dos documentos oficiais” (BERMANN, 2007).

Esse debate passa pela discussão da *Lei das Águas* (lei 9433/97) sobre a questão de gestão de recursos hídricos, onde a bacia hidrográfica é a unidade de referência. Anteriormente, o Código de Águas de 1934, orientado fundamentalmente pela mudança do modelo econômico agrário-exportador para um modelo industrial, fomentou e priorizou as iniciativas de aproveitamento dos cursos de água com vistas à geração de energia elétrica para dar sustentabilidade do novo modelo que se pretendia introduzir no Brasil.

Essa visão setorial, a partir da Constituição de 1988, onde os municípios são reconhecidos como entes políticos na gestão dos recursos ambientais e hídricos a partir da regulação do uso do solo, como determina o Estatuto das Cidades (2001) e correspondentes planos diretores, na perspectiva conjunta de atuação dos níveis federal, estadual e municipal, preenchendo o vácuo deixado pela ausência de legislação para regiões metropolitanas, sofre alteração significativa no sentido de incorporar outros setores econômicos.

Processo similar de construção de orientações integradas na escala da bacia hidrográfica estão sendo percebidas e definidas para as bacias aéreas. A gestão da água e do ar estão diretamente relacionadas com o presente trabalho.

Segundo SANTOS (2006), a alteração antropogênica de ecossistemas naturais e sua conversão em áreas alagadas, como reservatórios hidrelétricos, alteram o ambiente aquático, além de mudar o armazenamento de nutrientes e suas taxas de reciclagem. Essas mudanças têm influência no balanço de carbono, nos fluxos de gases-traço e na química da água de superfície e subsuperfície. Provavelmente, são os principais fatores limitantes da sustentabilidade de um ecossistema alterado.

BERMANN (2007) ressalta que, com frequência, empreendimentos hidrelétricos têm se revelado insustentáveis, particularmente no Brasil. Esse caráter insustentável pode ser estabelecido a partir de critérios que identificam os problemas físico-químico-biológicos decorrentes da implantação e da operação de uma usina hidrelétrica, e da sua interação com as características ambientais do seu *locus* de construção.

Dentre os principais problemas ambientais com a construção de usinas hidrelétricas, BERMANN (2007) destaca os seguintes:

- alteração do regime hidrológico, comprometendo as atividades a jusante do reservatório;
- comprometimento da qualidade das águas, em razão do caráter lântico do reservatório, dificultando a decomposição dos rejeitos e efluentes;
- assoreamento dos reservatórios, em virtude do descontrole no padrão de ocupação territorial nas cabeceiras dos reservatórios, submetidos a processos de desmatamento e retirada da mata ciliar;
- aumento do volume de água no reservatório formado, com conseqüente sobrepressão no solo e no subsolo pelo peso da massa de água represada em áreas com condições geológicas desfavoráveis (por exemplo, terrenos cársticos), provocando sismos induzidos;
- problemas de saúde pública, pela formação dos remansos nos reservatórios, com a decorrente proliferação de vetores transmissores de doenças endêmicas;
- dificuldades para assegurar o uso múltiplo das águas, em razão do caráter histórico de priorização da geração elétrica em detrimento dos outros possíveis usos como irrigação, lazer, piscicultura, entre outros.

Outro problema destacado por BERMANN (2007) é a emissão de gases de efeito estufa (GEE), particularmente o metano, decorrente da decomposição da cobertura vegetal submersa definitivamente nos reservatórios.

Pesquisas realizadas desde 1993 pela equipe COPPE/UFRJ sobre a produção e emissão de GEE em reservatórios hidrelétricos têm demonstrado que esses sistemas apresentam emissões, particularmente de metano (CH₄), dióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), nitrogênio e oxigênio. Entretanto, ainda são necessários investimentos acerca da dinâmica envolvida nas emissões nos reservatórios pesquisados pela equipe.

Acredita-se que os mais importantes GEE são: vapor de água, dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e óxido nitroso (N₂O), que são subprodutos ou produtos finais do processo natural de respiração de organismos vivos e da decomposição microbiana na matéria orgânica, e também, com o advento da industrialização, como resultado da queima de combustíveis fósseis. Alguns outros gases, de fabricação humana, são também responsáveis pelo efeito estufa; dentre eles, está o ozônio, os

CFC's (Clorofluorcarbonetos), HFC's (Hidrofluorcarbonetos), PFC's (Perfluorcarbonetos) e o SF₆(Hexafluoreto de enxofre).

Atualmente, existe, na comunidade científica mundial, uma preocupação acerca da intensificação do efeito estufa natural. A razão é simples: a concentração dos gases traços está aumentando na atmosfera numa taxa nunca vista durante o período de existência da raça humana. O mais importante desses gases é o CO₂. Sua concentração tem aumentado cerca de 25% desde o início da Revolução Industrial. Essa informação é obtida através de medidas diretas desde a década de 1950, como as do observatório da montanha de Mauna Loa no Hawaii (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends) e, indiretamente, através de bolhas de ar aprisionadas no gelo de grandes geleiras nas montanhas e nas regiões polares, como é o caso das medidas na estação russa de Vostok (IPCC, 2007).

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007) das Nações Unidas calcula que a temperatura média do planeta aumentará, no período de 2071 a 2100, em relação ao período de 1961 a 1990, de 2,2°C a 3°C, com uma variação de 0,9 °C a 4,5 °C, a depender do modelo que se observa. Essa elevação na temperatura poderá provocar a elevação do nível médio do mar com a inundação de regiões costeiras e ilhas, derretimento das calotas polares, mudança geográfica de larga escala dos ecossistemas, mudanças de clima e tempo e maior frequência de tempestades, furacões, secas e outros eventos climáticos possivelmente radicais (IPCC, 2007).

O acréscimo de alguns décimos na temperatura média da Terra, causado pelo aumento da concentração dos GEE, é o suficiente para causar mudanças no clima, que, por sua vez, tem potencial de gerar mudanças ecológicas irreversíveis e um alto custo socioeconômico. O aquecimento global é, possivelmente, um dos assuntos mais delicados da agenda política internacional.

De acordo com SILVA (2000), não existe mais dúvida que haverá mudanças no clima causadas pelas emissões antropogênicas de GEE, pois se verifica que essas mudanças já estão acontecendo. O aquecimento do planeta pela interferência humana, apesar de incerto quanto a sua magnitude, tornou-se um fato aceito pela comunidade científica. Para essa assertiva, contribuiu o quarto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima (IPCC), publicado em 2007, reforçado por pesquisas científicas posteriores. Por ser global, o problema deverá unir a todos na busca por caminhos e soluções que permitam que a civilização continue a prosperar em sua trajetória futura (PNMC, 2008).

O desafio é conhecer os seus impactos. Portanto, existe a necessidade de se conhecer, com detalhes, as fontes das emissões antrópicas dos GEE em diversos ecossistemas. Os problemas relacionados às mudanças climáticas, que se verificam no presente, são as respostas do clima à ação do homem, ocorrida há décadas.

Vários estudos já foram realizados no mundo para quantificar e compreender os fluxos desses gases por superfícies alagadas, oceanos, rios, lagos, represas (LISS e SLATER, 1974; RAMAL *et al.*, 1994; WANNINKHOF *et al.*, 1991; RUDD *et al.*, 1993; MIRANDA *et al.* 1996; DUCHEMIN *et al.*, 1999; ROSA, *et al.*, 2002a e 2002b; RICHEY *et al.*, 2002, entre outros).

Complementarmente, dos anos noventa do século XX para cá, vários trabalhos têm sido desenvolvidos para estudar o potencial dos reservatórios hidrelétricos como fontes de emissão de dióxido de carbono (CO₂) e metano (CH₄) para a atmosfera seja em regiões boreais (RUDD *et al.*, 1993; DUCHEMIN *et al.*, 1995; KELLY *et al.*, 1997; HUTTUNEN *et al.*, 2002; TREMBLAY *et al.* 2005), temperadas (THERRIEN *et al.* 2005; SOUMIS *et al.*, 2004, CASPER *et al.* 2000, RAYMOND *et al.* 1997) e tropicais (KELLER e STALLARD, 1994; ROSA e SCHAEFFER, 1994; GALY-LACAUX *et al.*, 1997, 1999; DELMAS *et al.*, 2001; ROSA *et al.*, 2003; ABRIL *et al.*, 2005; SIKAR *et al.* 2005; SANTOS *et al.*, 2003 e 2006; GUERIN *et al.* 2007; KEMENES *et al.*, 2007).

As emissões dos reservatórios em escala global são sujeitas a grandes incertezas, e existe a necessidade de mais observações e uma melhor compreensão dos processos envolvidos (UNESCO/IHA, 2009).

Boa parte dos trabalhos que tratam de fluxos de GEE pela interface água-ar utilizam a metodologia da equação da camada limite fina para estimar os fluxos com a velocidade do vento sobre a interface, incluindo a lei de Fick (LISS E SLATER, 1974; WANNINKHOF *et al.*, 1991a e 1991b; FURTADO, 2001; CANUEL *et al.*, 1997; DUCHEMIN *et al.*, 1999; SELLERS *et al.*, 1995a e 1995b; FRANKIGNOULLE, 1988; GOSINK, 1992; SELLERS *et al.*, 1995a; MACYNTIRE *et al.*, 1995; MERLIVAT e ETCHETO, 1998; ABRIL *et al.*, 2005; TREMBLAY *et al.* 2005; GUERIN *et al.* 2007; DEMARTY *et al.*, 2009).

A opção feita, neste estudo, como salientado anteriormente, para procurar oferecer uma contribuição nessa área temática, foi, primordialmente, a via experimental. A forma de mensuração e sua frequência são fundamentais para a orientação das campanhas de campo e obtenção de informações confiáveis, consistentes e precisas,

pois os fatores meteorológicos, biológicos, limnológicos e físico-químicos da atmosfera, extremamente variáveis, afetam sensivelmente os resultados.

Para obter-se medidas com alta frequência, é necessária uma mensuração contínua de concentração de GEE. Foi, então, que a equipe da COPPE/UFRJ propôs a utilização de um equipamento de medição contínua de GEE, utilizado no projeto intitulado “O Balanço de Carbono nos Reservatórios de Furnas Centrais Elétricas S.A.”, permitindo pôr em prática as medidas contínuas. Aproveitando-se da vinda do pesquisador russo Vladimir Samarkim em um evento realizado pela COPPE/UFRJ no ano de 2005 (SANTOS, 2005), os grupos de pesquisa, da própria COPPE e do INPE, resolveram adaptar os equipamentos de análise fotoacústico de gases traços em medições nos reservatórios de Furnas Centrais Elétricas. (LIMA *et al.*, 2005).

Essas inovações permitem que os fluxos de GEE, antes obtidos de maneira manual, sejam determinados de forma automática e contínua, fornecendo um conjunto maior de dados. Naturalmente, uma análise cuidadosa das medidas é fundamental. Nesse sentido, o presente trabalho concentrou esforços no aperfeiçoamento do processo de medição contínua dos fluxos difusivos de CO₂.

O local escolhido para as medidas de campo foi o APM Manso (Figura 3.2), pertencente a Furnas S.A. Localizada a aproximadamente 200 km de Cuiabá – MT, foi um dos reservatórios estudados pelo grupo da COPPE/UFRJ, no projeto “O Balanço de Carbono nos Reservatórios de Furnas Centrais Elétricas S.A.”. Aproveitando as campanhas no reservatório efetuadas pelo projeto, foram realizadas as medidas concernentes a esta tese uma semana antes da referida campanha.

1.4 - OBJETIVO

No trabalho, propõe-se desenvolver e aprimorar a chamada técnica da câmara dinâmica, realizando medidas que, conjuntamente com o método da camada limite fina (TBL), buscou-se avaliar e comparar a variabilidade temporal e dinâmica dos fluxos de dióxido de carbono que ocorrem pela interface água-ar, em reservatórios hidrelétricos, para que se possam responder questionamentos sobre:

- a importância das técnicas da câmara dinâmica e TBL para os estudos dos fluxos de GEE pela interface água-ar;
- a confiabilidade do emprego da câmara dinâmica;

- a ação de variáveis meteorológicas, biológicas e limnológicas no fluxo medido pela câmara dinâmica.

Essas são as questões de maior relevância que fundamentam a realização da tese proposta, envolvendo, portanto, vários parâmetros coletados, articulados segundo a abordagem metodológica apresentada neste documento.

A opção adotada, para responder aos questionamentos e alcançar os objetivos do trabalho, foi a via experimental, com medidas *in situ* do fluxo difusivo de dióxido de carbono (CO₂) e a comparação dos resultados da câmara dinâmica com uma segunda metodologia (TBL), utilizada na estimativa dos fluxos.

Assim, a abordagem proposta inclui o desenvolvimento e aprimoramento experimental de uma técnica de medida que ajudará em um melhor entendimento e mensuramento dos fluxos difusivos na interface água-ar, disponibilizando, para a comunidade científica, uma nova técnica de medidas contínuas dos fluxos de gases. No decorrer do estudo, foram testadas 3 tipos de câmaras, buscando sempre o aperfeiçoamento da técnica, até se chegar a um modelo que se acredita ser o melhor a ser empregado no momento.

Conjuntamente com a busca da melhor câmara, foi necessária a adaptação do equipamento de análise da concentração dos gases, analisador de gases traço fotoacústico (TGA), para que as medições fossem realizadas de maneira contínua, com alternância de amostragem entre o ar do interior da câmara e o ar ambiente.

Para o desenvolvimento deste estudo, foram realizadas algumas campanhas de campo em quatro reservatórios diferentes durante o projeto intitulado “O Balanço de Carbono em Reservatórios de Furnas S.A.”, buscando sempre evoluir no desenvolvimento da técnica, identificando, simultaneamente, problemas decorrentes da medição contínua, como a condensação de água no interior dos tubos de amostragem e as correspondentes soluções.

1.5 - ESTRUTURA DO TRABALHO

Na sequência ao capítulo introdutório, apresenta-se o Capítulo 2 com a inserção dos fundamentos teóricos e a revisão da literatura sobre o tema proposto. O escopo dessa fundamentação e revisão envolveu, inicialmente, uma abordagem acerca do tema

variabilidade climática e efeito estufa, buscando revelar a variação natural do clima e suas origens. Posteriormente, encontra-se, no texto, uma revisão sobre as emissões de GEE por áreas alagadas em diversas regiões do globo e os principais métodos e técnicas de medição e estimativa das emissões de GEE.

No Capítulo 3, aborda-se a metodologia utilizada para o desenvolvimento da câmara dinâmica via medições de campo, permitindo, então, responder ao objetivo central desta tese de avaliação qualitativa e especialmente quantitativa no que tange à variabilidade espaço-temporal dos fluxos de CO₂ na interface água-ar de lagos de reservatórios do setor elétrico. Na primeira parte desse capítulo, são descritas as campanhas de campo realizadas com vistas a conhecer e aperfeiçoar a nova técnica de medição aqui proposta. Com as campanhas de campo, foi possível verificar a necessidade de adaptação de outros equipamentos aos já existentes.

Posteriormente, encontra-se a descrição das técnicas efetivamente empregadas na tese e dos equipamentos utilizados, e de como foi realizado o cálculo dos fluxos com a câmara dinâmica, com o detalhamento estrutural da mesma. Está descrita, também, a utilização da técnica da camada limite fina (*Thin Boundary Layer* – TBL), que se utiliza de equações empíricas, que levam em conta a velocidade do vento e as concentrações do gás na água e acima da interface água-ar, para estimar o fluxo.

No Capítulo 4, encontra-se a caracterização da área utilizada no estudo, que abrange o empreendimento APM Manso, bem como as características físicas e meteorológicas locais. Posteriormente, estão descritos os resultados encontrados nas duas campanhas de campo realizadas, a primeira em março e a segunda em julho de 2007. Buscou-se, com as duas campanhas, abranger condições distintas do clima. O verão, chuvoso e quente do mês de março, foi contrastado com o inverno frio e seco de julho, buscando identificar variações no fluxo de gás carbônico decorrente dessa variação sazonal.

No Capítulo 5, apresentam-se as conclusões e propostas para o aprofundamento dos estudos.

Na parte do texto em apenso, encontram-se, inicialmente, seis (6) tabelas, onde constam os dados de fluxo de CH₄ e CO₂, retirados de SANTOS (2006) (Anexo A). Esses dados foram utilizados na confecção de tabelas de fluxos de GEE em diversas regiões do mundo, divididas em regiões boreais, tropicais e temperadas. No Anexo B, pode-se ver os resultados dos testes realizados durante o desenvolvimento da câmara dinâmica, bem como a adaptação dos equipamentos utilizados.

2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A atmosfera terrestre possui, em sua composição, certos gases que apresentam a característica de interagir com a radiação infravermelha ou radiação denominada de onda longa, emitida pela superfície do planeta. Mesmo ocorrendo em proporções bastante diminutas, esses gases, chamados de gases de efeito estufa (GEE), têm sido responsáveis pela manutenção da temperatura média da superfície terrestre em torno de 15°C. Sem esse efeito, a temperatura diminuiria para -19°C.

O equilíbrio térmico é garantido pela capacidade das moléculas dos GEE de absorverem fortemente boa parte da radiação eletromagnética do tipo infravermelha que é emitida pela superfície terrestre, pela atmosfera e pelas nuvens. Na absorção da radiação infravermelha, há um processo de excitação vibracional de suas moléculas, que é refletida em sua temperatura, e pode haver uma emissão dessa energia em todas as direções, inclusive de volta à superfície terrestre, fazendo com que haja um aquecimento natural do planeta. Esse mecanismo é chamado de efeito estufa (IPCC, 2007).

Desde o início da era industrial, a atividade humana tem resultado numa progressiva emissão de GEE para a atmosfera. Jean-Baptiste Fourier, famoso matemático e físico francês do século XIX., foi, em 1827, possivelmente, o primeiro cientista a formalizar uma teoria sobre o efeito dos gases estufa. Ele mostrou que o efeito de aquecimento do ar dentro das estufas de vidro, utilizadas para manter plantas de climas mais quentes no clima mais frio da Europa, repetir-se-ia na atmosfera terrestre. No ano de 1859, um cientista irlandês, John Tyndall, descobre que a água e o dióxido de carbono absorvem, em uma banda específica, a radiação infravermelha, assumindo uma função de regular a temperatura da Terra. Porém, no ano de 1896, o cientista sueco Svante Arrhenius avançou na teoria de que as emissões de dióxido de carbono levariam a um aquecimento global e supôs que os oceanos funcionariam como um sumidouro de carbono. Arrhenius calculou que a duplicação da quantidade de CO₂ na atmosfera aumentaria a sua temperatura de 5° C a 6°C (GRACE, 2004).

Passou-se, então, um século desde que Arrhenius publicou a ideia: “*A medida que a atividade humana coloca mais dióxido de carbono na atmosfera, o aquecimento global torna-se cada vez mais provável*”. Esse trabalho, bastante conhecido, poderia dar margem a se supor que o conhecimento sobre o chamado efeito estufa tenha crescido constantemente desde então. Entretanto, não foi assim que a ciência progrediu. Meio

século após 1896, houve pouco acréscimo de conhecimento sobre o aquecimento global. Somente na segunda metade do século XX os cientistas começaram a considerá-lo como uma possibilidade séria, de fato um perigo potencial (WEART, 1997).

A convenção das Nações Unidas sobre mudança climática, aprovada em 1992, e o protocolo de Kyoto, criado e firmado por mais de 150 países no final de 1997, que entrou em vigor somente em 2005, demonstram a seriedade com que a questão do clima vem sendo encarada pela maioria das nações.

Segundo o IPCC (2007), o sistema climático é um sistema complexo e interativo que consistem da atmosfera, superfície da terra, neve e gelo, oceanos e outros corpos de água, e seres vivos. O componente atmosférico do sistema climático é o que mais obviamente caracteriza o clima; o clima é usualmente definido como o tempo médio. O clima é descrito geralmente nos termos da média e da variabilidade da temperatura, da precipitação e do vento sobre um período de tempo, variando dos meses aos milhões dos anos (o período clássico é 30 anos). O sistema do clima evolui no tempo sob a influência de sua própria dinâmica interna e devido às mudanças nos fatores externos que afetam o clima (chamados forçantes). Os forçantes externos incluem fenômenos naturais tais como erupções vulcânicas e variações solares, assim como mudanças humano-induzidas na composição atmosférica. A radiação solar domina o sistema climático. Há três maneiras fundamentais de mudar o contrapeso da radiação da Terra: 1) mudando a radiação solar que chega à Terra (por exemplo, por mudanças na órbita da Terra ou do próprio Sol); 2) mudando a fração da radiação solar que é refletida, chamada de albedo (por exemplo, por mudanças na cobertura de nuvem, em partículas atmosféricas ou em vegetação); e 3) alterando a radiação de onda-longa que a Terra emite para o espaço (por exemplo, mudando concentrações dos gases de efeito estufa). O clima, por sua vez, responde diretamente a tais mudanças, e assim como indiretamente, com uma variedade de mecanismos do gabarito.

Segundo a UNFCCC (1994) (*United Nations Framework Convention on Climate Change*), em seu artigo 1º, define mudança climática como sendo a mudança no clima que é atribuída direta ou indireta as atividades humanas que alteram a composição da atmosfera global e que é adicionada a variabilidade natural do clima. Esse artigo faz uma clara distinção entre mudança climática, atribuída a atividades humanas, e a variabilidade climática, atribuída a causas naturais.

2.1 - VARIABILIDADE CLIMÁTICA

Ao longo de sua existência, a Terra tem passado por várias mudanças, que fazem com que ocorram flutuações climáticas no planeta. Um exemplo dessas mudanças é a própria alteração da composição da atmosfera, processo este produto da evolução da litosfera, da hidrosfera e da biosfera do planeta desde a sua formação. Existem evidências que o clima da Terra passa por períodos de glaciações seguidas de períodos interglaciais (CROWLEY e NORTH, 1991).

Há alguns anos, um grupo de cientistas pôde identificar a composição da atmosfera de anos passados, utilizando, para tanto, testemunhos de gelo retirados de uma região próxima à estação de Vostok, na Antártica. O testemunho de gelo é retirado perpendicularmente à superfície, e as amostras guardam, em seu interior, pequenas bolhas de ar, preso no gelo na época de sua deposição.

Na Figura 2.1, pode-se ver a variação da temperatura nos últimos 400.000 anos na Antártica (estação de Vostok). Observa-se que, na média, o clima da Terra tende a ser mais frio, denotando 4 glaciações, com rápidas subidas na temperatura. Essa flutuação no clima ocorre de maneira natural por diversos motivos. A essas flutuações, dá-se a denominação de variabilidade climática.

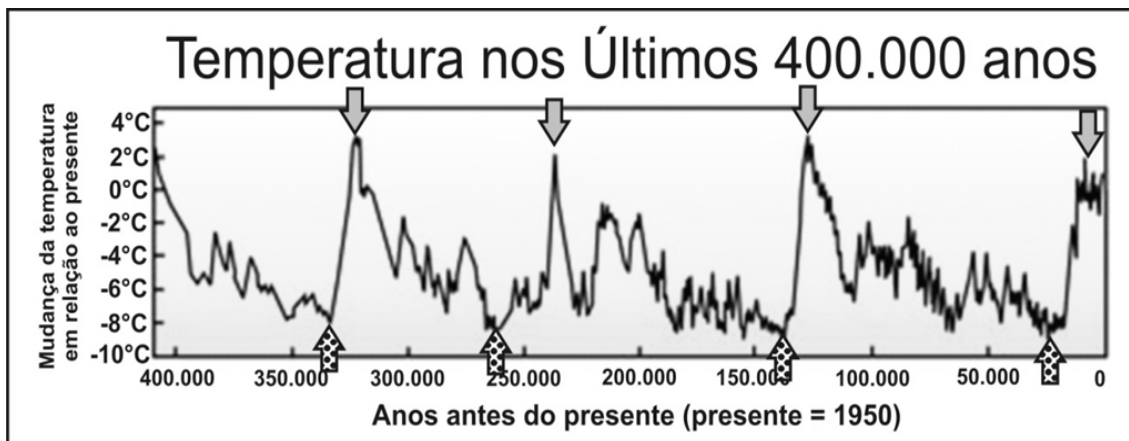


Figura 2.1 – Variação da temperatura na Antártica nos últimos 400.000 anos. * as setas cheias indicam os interglaciares (quentes), enquanto as pontilhadas os glaciares (frios) (Fonte: adaptado de PETIT *et al.*, 1999).

Desde a formação de sua atmosfera, o planeta Terra tem sofrido com variações em sua composição química. Com o surgimento de organismos vivos no planeta, o

transporte de elementos bioquímicos entre a atmosfera e a biosfera teve seu início, com destaque para o surgimento de organismos fotossintéticos em torno de 3,5 bilhões de anos atrás.

CANTOLLA (2003) descreve como teria sido a formação do oxigênio atmosférico na atmosfera primitiva da Terra. Entre aproximadamente 3,5 e 2,7 bilhões de anos atrás, ocorreu o surgimento das cianobactérias nas águas costeiras primitivas. As cianobactérias são identificadas como um tipo de bactéria que contém clorofila e pigmentos fotossintéticos utilizados para captar a energia da luz solar e sintetizar açúcar. Essas bactérias vivem em simbiose com outros organismos, podendo formar uma massa compacta, e vão criando mantos calcários, com alguns centímetros de espessura. Sinais desses depósitos calcários são encontrados até hoje em algumas partes do mundo, como na Austrália, Bahamas e México.

As cianobactérias (antecessoras do cloroplastos e das células vegetais) eram, e continuam sendo, bactérias fotossintéticas, que fabricam carboidratos e oxigênio a partir do dióxido de carbono (CO₂) e da água, usando a luz solar como energia.

Até o final do período Arqueozóico, esse tipo de bactéria seguiu em minoria, quando comparada aos tipos mais antigos de microorganismos, que utilizavam outros tipos de reações bioquímicas para a obtenção de sua energia vital. Provavelmente, quase todo o carbono orgânico criado na fotossíntese oxidava-se na própria respiração e decomposição das bactérias. Dessa forma, o carbono era devolvido em forma de dióxido de carbono à atmosfera, enquanto o oxigênio era consumido em um processo químico, oposto ao da fotossíntese.

Quase todo oxigênio produzido fotossinteticamente desaparecia antes de chegar à atmosfera. No entanto, uma milésima parte da matéria orgânica marinha, ao morrer, depositava-se e ficava enterrada nos sedimentos no fundo do oceano, sem se oxidar, interrompendo o ciclo de consumo de oxigênio. Nos primeiros milhões de anos, a diferença entre o carbono produzido e consumido era muito pequena, e o oxigênio atmosférico não aumentava.

Um aumento significativo do oxigênio atmosférico começou a ocorrer em torno de 2 bilhões de anos atrás (BERKNER e MARSHALL, 1964), e a estrutura do ciclo biogeoquímico de carbono, nitrogênio e enxofre foi completada pela evolução de caminhos de oxidação-redução microbianos desses elementos (GARRELS *et al.*, 1976). Por sua vez, as cianobactérias favoreceram-se desse aumento, multiplicando-se

exponencialmente. Assim, o oxigênio alcançou, relativamente em pouco tempo, níveis comparados com os atuais, em termos aproximados, 21% do total.

Todos esses eventos bioquímicos e biogeoquímicos deram início à formação do que se conhece hoje como atmosfera terrestre. Na Tabela 2.1, pode-se ver a concentração dos principais gases atmosféricos que compõem a atmosfera da Terra nos dias de hoje.

Tabela 2.1 – Principais gases que compõe a atmosfera da Terra

| Gás | Concentração (%) ou em partes por milhão de volume (ppmv) |
|---------------------------------------|--|
| Nitrogênio (N) | 78.084% |
| Oxigênio (O ₂) | 20.946% |
| Argônio | 0,93% |
| Dióxido de Carbono (CO ₂) | 379 ppmv* |
| Metano (CH ₄) | 1.77 ppmv* |
| Hidrogênio (H ₂) | 0.55 ppmv |
| Óxido Nitroso (N ₂ O) | 0,32 ppmv* |
| Vapor de água | Altamente variável, geralmente maior que 1% e menor que 4% |

* Os valores de CO₂, CH₄ e N₂O foram modificados de acordo com os dados do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2007).

A variação dos gases constituintes da atmosfera não é o único responsável pela variação climática. DEREZYNSKI (2004) descreve algumas forçantes climáticas causadoras das variações climáticas, sejam elas externas (flutuações na radiação solar), sejam internas (erupções vulcânicas, mudanças na cobertura de gelo, variações dos gases de efeito estufa e desflorestamento). Uma forçante é uma mudança imposta ao balanço de energia planetário que, tipicamente, causa uma mudança na temperatura global. Na sequência do texto, estão alguns agentes que modificam, de alguma maneira, o balanço de radiação solar do planeta, podendo causar a variabilidade do clima.

a) Posicionamento da Terra:

Segundo TONNI *et al.* (1998), a existência de períodos glaciais foi introduzida em 1837 pelo biólogo suíço-norte-americano Louis Agassiz, quando, ao observar dados geológicos, verificou que as glaciações dos Alpes haviam se expandido no passado até as terras baixas que o circundavam. Em 1842, o matemático francês Joseph Adhémard

sugeriu que as glaciações poderiam ser causadas por uma diminuição na quantidade de radiação que a Terra recebe do Sol. Ainda no século 19, um escocês chamado James Croll, apresentou uma nova teoria para explicar as glaciações. A visão de Croll baseou-se em cálculos que haviam sido realizados pelo astrônomo francês Urbain Leverrier para prever as variações da excentricidade da órbita da Terra ao redor do Sol. Croll imaginou que as complicadas interações gravitacionais no sistema solar fazem com que a forma da órbita terrestre varie de modo regular e previsível, passando de uma forma quase circular para uma elipse.

Foi somente nas décadas de 1920 e 1930 que um matemático iugoslavo chamado Milutin Milankovitch, intrigado com o problema das mudanças climáticas, calculou as variações da quantidade de radiação solar recebida pela Terra e propôs um mecanismo astronômico para explicar as glaciações.

Para VERÍSSIMO (2003), as flutuações da órbita terrestre em relação ao Sol, conhecidas como ciclos de Milankovitch, conseguiram explicar variações climáticas de diferentes graus, registradas em sequencias micro paleontológicas marinhas. As variações obedeceram as seguintes dimensões: excentricidade, obliquidade e precessão orbital.

- **Na excentricidade:**

A órbita da Terra torna-se mais excêntrica (elíptica) e depois mais circular num ciclo de aproximadamente 100.000 anos (Figura 2.2).

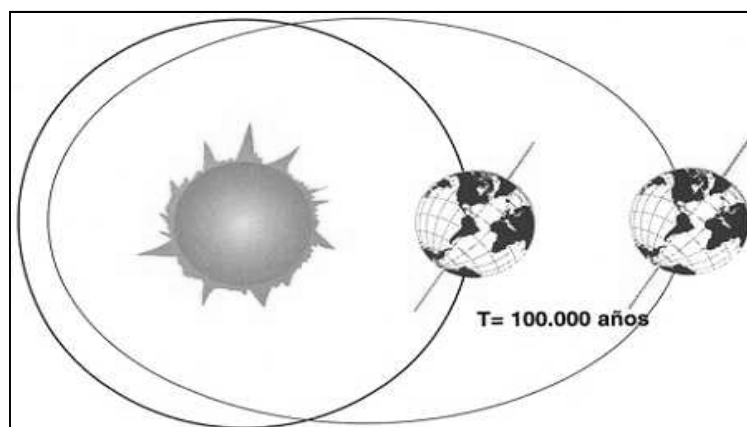


Figura 2.2 – Representação da variação da excentricidade da Terra. (Fonte: TONNI *et al.*, 1998).

O fluxo médio anual incidente da radiação solar varia em função da excentricidade da órbita, E , calculada conforme a Equação 2.1..

$$E = \frac{d_a - d_p}{d_a + d_p} \quad (2.1)$$

onde,

d_a - distância Terra-Sol no afélio (atualmente no dia 05 de julho);

d_p – distância Terra-Sol no periélio (atualmente no dia 03 de janeiro).

A excentricidade da órbita de um planeta indica o quanto sua órbita se desvia de um círculo. Quanto maior a excentricidade, maior o valor de E . A excentricidade da Terra varia desde 0,5%, para uma órbita quase circular, a 6% em seu alongamento máximo.

Para maiores valores de E , existe menor fluxo anual incidente de radiação solar. O valor corrente de E é 0,017. Nos últimos 5 milhões de anos, ele tem variado de 0,000483 a 0,060791. Essas variações têm resultado em mudanças no fluxo incidente de radiação solar de +0,014% a -0,17% do valor corrente. Quando se alcança a excentricidade máxima, intensificam-se as estações do ano em um hemisfério e se modera no outro.

- **Na obliquidade:**

A obliquidade (Figura 2.3), ou a inclinação do eixo da Terra, é o ângulo entre o eixo da Terra e o plano de eclíptica, o plano no qual se situam os corpos do sistema solar. Essa inclinação varia de aproximadamente 21,5° a 24,5°, com um período de aproximadamente 41.000 anos. O valor corrente é 23,44°. Variações sazonais dependem da obliquidade: se a obliquidade é grande, os contrastes sazonais também aumentam de forma que os invernos são mais frios e os verões mais quentes em ambos os hemisférios. As mudanças na obliquidade têm relativamente pouco efeito na radiação recebida nas baixas latitudes, mas o efeito aumenta em direção aos polos.

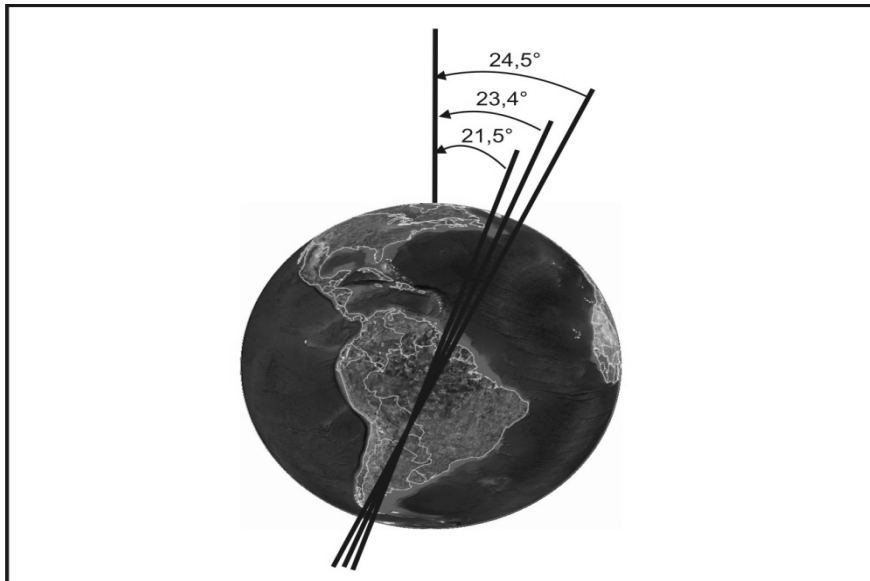


Figura 2.3 – Representação da variação da obliquidade da Terra.

Fonte: adaptado de (TONNI *et al.*,1998).

- **Na precessão orbital:**

A órbita da Terra é uma elipse em torno do Sol. Devido à interação gravitacional com os outros planetas, destacando-se Júpiter, o periélio, o ponto da órbita terrestre mais próxima ao Sol, move-se no espaço de forma que a elipse é modificada ao longo do espaço. O eixo de rotação da Terra descreve uma circunferência completa, aproximadamente, a cada 23,000 anos. É a precessão orbital que comanda qual hemisfério vai estar no verão ou no inverno, segundo a maior ou menor proximidade em relação ao Sol.

A precessão orbital (Figura 2.4) causará uma progressiva mudança na época dos equinócios. Essas mudanças ocorrem com duas periodicidades aparentes: 23,000 anos e 18,800 anos. Essa mudança, assim como a obliquidade, não altera a radiação total recebida, mas afeta sua distribuição temporal e espacial. Por exemplo, o periélio ocorre atualmente em 5 de janeiro, no meio do verão do hemisfério sul, mas, daqui há 11,000–15,000 anos, ele ocorrerá em julho. No atual valor da excentricidade, existe uma variação de 6% na constante solar entre o periélio e o afélio (1411-1329 W/m²).

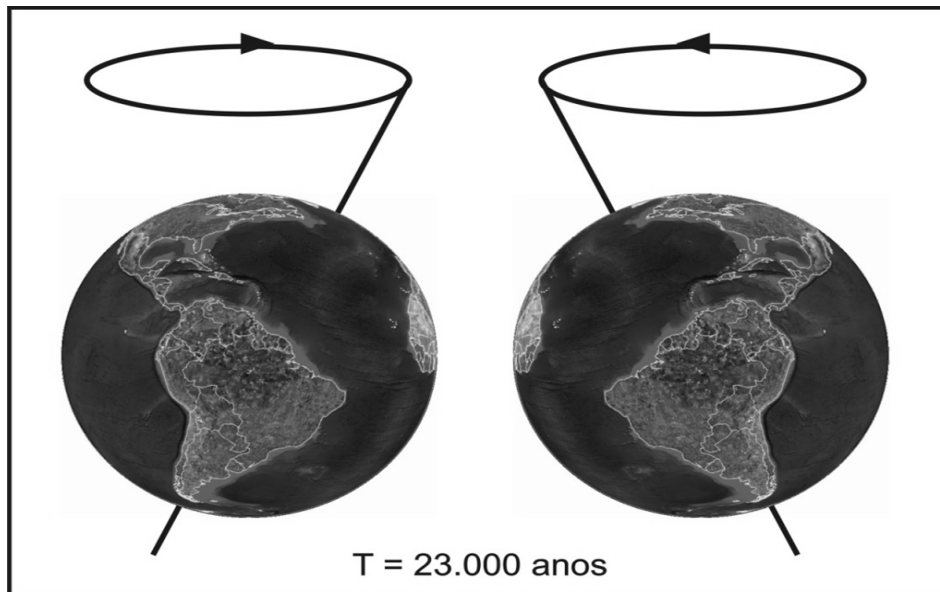


Figura 2.4 – Representação da variação da precessão orbital da Terra.
(Fonte: adaptado de TONNI *et al.*, 1998).

b) Atividade solar:

Variações no clima da Terra durante períodos históricos têm sido relacionadas aos ciclos de manchas solares, que é a segunda causa possível de mudanças climáticas produzidas pelo Sol. As características mais claras da variabilidade solar são as mudanças com o tempo no número de manchas solares vistas na metade visível do Sol (STUIVER e QUAY, 1980).

O número de manchas solares varia sistematicamente com um período médio de 11 anos entre os máximos (variando entre 8 e 13 anos). Além disso, uma oscilação de 22 anos (duplo ciclo de manchas solares) ocorre no forte campo magnético que é associado com as manchas solares.

Recentes medições de irradiância solar indicam que a saída de energia solar varia diretamente com o número de manchas solares; ou seja, mais manchas solares significa um Sol mais brilhante. Então, maior número de manchas solares pode levar a uma Terra mais aquecida, assumindo que todos os demais controles climáticos permaneçam constantes.

c) **Erupções vulcânicas:**

Suspeita-se, há muito tempo, que as atividades vulcânicas causam significativas mudanças no clima global. Poderosas erupções vulcânicas têm jogado na atmosfera grandes quantidades de gases e poeira, diretamente na estratosfera, onde os aerossóis modificam a ótica atmosférica durante muitos anos (MINNIS, 1993).

Essas mudanças no balanço de radiação da Terra, iniciadas pelas erupções, são chamadas de forçantes dos aerossóis vulcânicos, ou mais simplesmente forçantes vulcânicas. Essas alterações na energia do sistema climático da Terra fazem com que o sistema adapte-se até atingir um novo equilíbrio. Os parâmetros de resposta do sistema geralmente medidos são a temperatura do ar e da superfície (WMO, 1995).

Quantificar o impacto dos aerossóis vulcânicos no clima da superfície não é uma tarefa fácil. Modelos numéricos indicam que os vulcões, em geral, resfriam a superfície global em alguns décimos de graus, em uma escala de tempo que vai de alguns meses a até anos. Perturbações nessa escala, de qualquer forma, são muito próximos das variações naturais do clima em variações interanuais, dificultando a sua identificação.

Os vulcões afetam o clima por causa da habilidade em injetar megatoneladas de dióxido de enxofre na estratosfera. O dióxido de enxofre reage, então, com água também carregada para a estratosfera, formando aerossóis de ácido sulfúrico que refletem e absorvem radiação direta do Sol.

O resultado é um aumento do albedo planetário e um aquecimento da estratosfera, em função da absorção da radiação pelos aerossóis. Conseqüentemente, ocorre uma diminuição da quantidade de energia no sistema da atmosfera terrestre, causando assim um resfriamento da atmosfera (troposfera) e da superfície, principalmente na região equatorial. O grande problema a ser resolvido é que, a depender do local e da força da erupção, a resposta do clima será diferente, dificultando uma previsão do seu impacto (UOSRML, 2009).

2.2 - O EFEITO ESTUFA

Os gases predominantes na atmosfera terrestre são o nitrogênio (78%) e o oxigênio (21%), que são transparentes para a radiação infravermelha (VAREJÃO, 2001).

De toda a energia emitida pelo Sol que chega ao planeta Terra, cerca de 31% da radiação é refletida de volta para o espaço, pelas nuvens, atmosfera e superfície da Terra, constituindo o chamado albedo planetário. Dos outros 69% , parte é absorvida pela atmosfera, sendo cerca de 49% absorvida pela superfície da Terra.

A superfície, ao absorver essa radiação, aquece-se e emite para a atmosfera radiação na forma de calor sensível, calor latente e radiação infravermelha térmica, aquecendo, assim, a atmosfera. Esse aquecimento deve-se principalmente ao efeito dos raios infravermelhos sobre as nuvens, ao vapor de água e a alguns gases minoritários da atmosfera, como o dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e óxido de nitrogênio (N₂O) (IPCC, 2007).

- Espectro eletromagnético e leis da radiação eletromagnética

Considerando-se os comprimentos de ondas crescentes da radiação eletromagnética, ou seja, frequências decrescentes, têm-se os raios cósmicos, gama, X, ultravioleta, visível, infravermelho, rádio e TV (Figura 2.5).

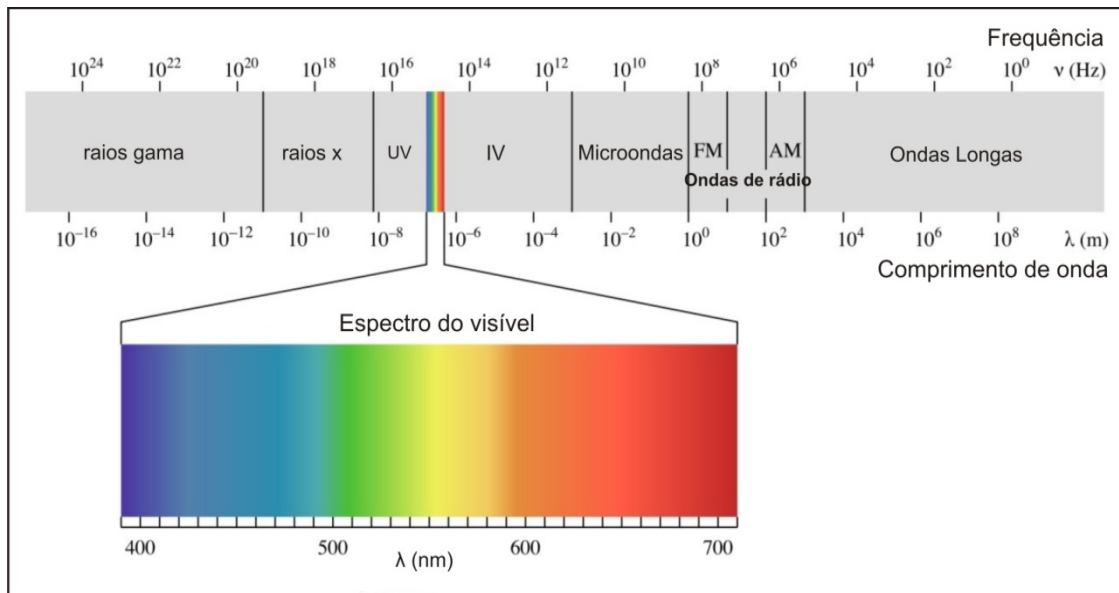


Figura 2.5 – Espectro eletromagnético (Fonte: adaptado de http://pt.wikipedia.org/wiki/Radiação_eletromagnética).

Como se sabe, os espectros de radiação do Sol e da Terra podem ser representados, segundo a teoria de radiação de corpo negro¹, por temperaturas aproximadas de 5770 K e 300 K, respectivamente. Entretanto, grande parte da radiação emitida pelo Sol situa-se na faixa espectral de 200 a 4000 nm, com um pico em torno de 500 nm (VIANELLO, 2000).

A radiação terrestre, por outro lado, concentra-se praticamente na faixa de 3,0 a 100,0 μm , com um pico em torno de 10 μm . Por essa razão, a radiação solar é denominada radiação de ondas curtas, enquanto a terrestre, radiação de ondas longas. Saliente-se que essa divisão em ondas curtas e longas é didática, e específica para a compreensão das trocas de energia radiante no sistema Sol-Terra, tendo em vista que o espectro de radiação é contínuo, variando a nomenclatura de acordo com os comprimentos das ondas.

Um outro aspecto importante em estudos que envolvem a radiação solar é o entendimento das quantidades radiométricas básicas, importantes para a compreensão das leis que regem os processos radiativos. A Tabela 2.2 apresenta, de forma resumida, as principais quantidades básicas da radiação.

Tabela 2.2-. Quantidades básicas da radiação

| Quantidade | Unidade |
|---|--|
| Energia | J |
| Fluxo | J.s^{-1} ou W |
| Densidade de Fluxo irradiância ou emitância | $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$ ou W.m^{-2} |
| Radiância (ou intensidade) | $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ ou $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ |

Fonte: Adaptada de LIOU (2002)

Chama-se de radiância a energia recebida em uma superfície por unidade de tempo, área, comprimento de onda e ângulo sólido. Já a irradiância, ou densidade de fluxo recebida por uma superfície, é a quantidade de radiação incidente em uma superfície por unidade de tempo, de área, e integrado em todos os ângulos sólidos.

¹ **Corpo Negro:** Em física, um **corpo negro** é um corpo que absorve toda a radiação que nele incide: nenhuma luz o atravessa nem é refletida. Apesar do nome, corpos negros produzem radiação eletromagnética, tal como luz. Um corpo negro pode ser definido como: a) Corpo que absorve toda a radiação que nele incide; b) Corpo que, para uma dada temperatura, emite a quantidade máxima possível de radiação térmica. c) Sua radiação é isotrópica, ou seja, não depende da direção

Quando a densidade de fluxo esta sendo emitida por uma superfície ela é chamada de emitância. Dessa maneira, fica claro que a radiância é confinada a um dado ângulo sólido e por isso é uma grandeza direcional, ao contrário de irradiância, que é uma quantidade de radiação hemisférica, ou seja, proveniente de todos os ângulos sólidos.

Para o entendimento do comportamento espectral do Sol e da Terra, admitamos o conceito de corpo negro, que é um objeto que irradia energia a uma taxa máxima, por unidade de área e comprimento de onda, a uma dada temperatura. Assim, emite toda a energia que possui, ou seja, tem emissividade igual a um para todos os comprimentos de onda e absorve toda energia incidente. Chama-se de emissividade a razão entre a energia refletida por um corpo a uma dada temperatura e a energia emitida por um corpo negro à mesma temperatura. A densidade de fluxo espectral de um corpo negro é dada pela lei de Planck conforme Equação 2.2 (LIOU, 1980).

Lei de Planck

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)} \quad (2.2)$$

onde:

$B_{\lambda}(T)$ é a densidade de fluxo (ou emitância) monocromática ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); c é a velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{m.s}^{-1}$); h é a constante de Planck ($6,63 \times 10^{-34} \text{J.s}$); k é constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{J.K}^{-1}$); T é a temperatura do corpo negro (K) e λ é o comprimento de onda (μm).

Qualquer corpo com temperatura acima do zero absoluto emite radiação. A densidade de fluxo total de um corpo negro é proporcional a quarta potência da temperatura absoluta. Considerando-se que a radiação de um corpo negro é isotrópica, a densidade total de fluxo de um corpo negro é calculada através da lei de Stefan-Boltzman, conforme mostra a Equação 2.3 (LIOU, 1980).

Lei de Stefan-Boltzmann

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (2.3)$$

onde:

$B(T)$ é a densidade de fluxo (ou emitância) integrada em todos os comprimentos de onda (W.m^{-2}); $B_{\lambda}(T)$ é a densidade de fluxo monocromática ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); λ é o comprimento de onda (μm); σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T é a temperatura absoluta (K).

Segundo a lei de Kirchhoff, um meio pode absorver radiação em um determinado comprimento de onda, e, ao mesmo tempo, pode emitir radiação nesse mesmo comprimento de onda. Dessa maneira, para um dado comprimento de onda, a emissividade monocromática (ε_{λ}) de um meio é igual a absorvidade monocromática (A_{λ}) desse meio, se estiver em equilíbrio termodinâmico, ou seja, $\varepsilon_{\lambda} = A_{\lambda}$. No caso do corpo negro $\varepsilon_{\lambda} = A_{\lambda} = 1$, mas para uma superfície real $\varepsilon_{\lambda} < 1$ e é descrita através da lei de Kirchhoff, conforme Equação 2.4 (LIOU, 2002).

Lei de Kirchhoff

$$\varepsilon_{\lambda} = \frac{B_{\lambda}(T)}{B_{\lambda}(T)_{CN}} \quad (2.4)$$

onde:

ε_{λ} é a emitância de um corpo (-); $B_{\lambda}(T)$ é a densidade de fluxo monocromática de uma superfície real ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$) e $B_{\lambda}(T)_{CN}$ é a densidade de fluxo monocromática de um corpo negro ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$).

Dessa forma, pode-se expressar a densidade de fluxo total de um corpo não negro, conforme a Equação 2.5.

$$B(T) = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.5)$$

em que: ε é a emissividade total do corpo [-]; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T é a temperatura absoluta do corpo negro (K).

A determinação do comprimento de onda de emitância máxima de um corpo negro é dada pela lei de Wien, expressa conforme a Equação 2.6.

Lei de Wien

$$\lambda_{\max} = \frac{2897}{T} \quad (2.6)$$

em que: λ_{\max} é o comprimento de onda de máxima emissão do corpo negro (μm) e T é a temperatura absoluta (K).

Considera-se que o Sol e a Terra emitam, praticamente, como corpos negros à temperatura constante de aproximadamente 5770K e 300K, respectivamente.

- Irradiância solar no topo da atmosfera e irradiância solar global

A irradiância solar no topo da atmosfera ($R_o - \text{W.m}^{-2}$) é dada pela Equação 2.7, em função da constante solar (I_{on}) e coseno do ângulo zenital ($\cos\theta_z$).

$$R_o = I_{on} \cos\theta_z \quad (2.7)$$

A radiação solar, ao atingir a atmosfera terrestre, é atenuada pelos processos de espalhamento, absorção e reflexão, causados pelos constituintes atmosféricos (gases, aerossóis e nuvens). Assim, a quantidade de energia solar que chega à superfície da terra é uma fração daquela que atinge o topo da atmosfera.

A absorção da radiação solar pela atmosfera se dá de forma seletiva, ou seja, alguns elementos não a absorvem em todo o seu espectro e sim em alguns comprimentos de onda preferenciais. Além da absorção espectral, o espalhamento provocado pelos constituintes da atmosfera terrestre contribui expressivamente para a quantidade da radiação solar à superfície, que é influenciada pelo grau de nebulosidade, tipo de nuvem, espessura da nuvem, parcela de ar seco, vapor de água e aerossóis.

Ao adentrar a atmosfera a radiação solar é dividida em radiação solar direta e radiação solar difusa. Chama-se de radiação solar direta a porção de energia solar que chega à superfície na mesma direção do raio incidente. A irradiância solar à superfície, em um ângulo sólido de 2π , com exceção do ângulo sólido subtendido pelo Sol, é

conhecida como irradiância solar difusa, ou seja, é a parte da irradiância solar que é espalhada em todas as direções. A soma da irradiância solar direta e difusa constitui a irradiância solar global, cuja medição era predominantemente feita em estações meteorológicas convencionais, através de um instrumento conhecido como actinógrafo. Atualmente, especialmente com o crescimento dos processos de automatização das tomadas de informações, que se dá, sobretudo, com as implantações de plataformas de coletas de dados (PCD), a radiação solar global é medida através de piranômetros.

Os processos de atenuação podem ser classificados em reflexão, espalhamento e absorção e são influenciados pela elevação solar, que designa a massa atmosférica na direção do sol. Com o decréscimo da elevação solar o caminho dos raios solares através da atmosfera alonga-se, propiciando uma maior interação entre a radiação solar e os constituintes atmosféricos. Esses processos de atenuação modulam tanto a quantidade de energia que chega a superfície como a que atinge o sensor a bordo dos satélites. Os processos de atenuação são causados tanto por nuvens como por aerossóis e pelos gases constituintes da atmosfera

A absorção da radiação solar pela atmosfera se dá de forma seletiva, ou seja, alguns elementos não a absorvem em todo o seu espectro e sim em alguns comprimentos de onda preferenciais. Na absorção, ocorre perda de energia, ou seja, há uma transformação de energia radiante em calor. Os principais absorvedores atmosféricos são: vapor de água, ozônio e o dióxido de carbono. Tanto o vapor de água como o ozônio não apresentam concentrações constantes e nem uniformidade em sua distribuição na atmosfera. O ozônio atua especialmente na faixa do ultravioleta, enquanto o vapor de água atua na faixa do infravermelho. A maior concentração de ozônio pode ser encontrada na estratosfera, na região da camada de ozônio. Já o vapor de água concentra-se na baixa troposfera, região onde ocorre a maioria dos fenômenos climáticos (VAREJÃO, 2005).

Há regiões do espectro eletromagnético em que a atmosfera absorve muito da energia que incide no topo da atmosfera. São as regiões opacas da atmosfera. Por outro lado, existem também as regiões de baixa absorção na atmosfera, ou seja, regiões onde a atmosfera é dita transparente a energia eletromagnética. Essas bandas de máxima transmissão são chamadas de janelas atmosféricas. Nessas regiões, são colocados os detectores de energia eletromagnética, e, portanto, são nessas faixas que se realizam as tomadas de informações dos alvos (como superfície terrestre) por sensoriamento remoto. Destacam-se duas janelas atmosféricas: 1) 300 a 1100 nm (visível e

infravermelho próximo) e 2) 8000 a 14000 nm (infravermelho termal). É através dessas janelas que a atmosfera perde energia para o espaço, o que propicia o equilíbrio térmico do planeta.

Além da absorção espectral, um outro processo de atenuação da radiação solar é o espalhamento provocado por aerossóis que interagem com a radiação solar incidente ou com a radiação refletida pela superfície ou atmosfera terrestre. O espalhamento pode ser entendido como uma redistribuição da energia, alterando sua direção de propagação.

O espalhamento da radiação eletromagnética está diretamente ligado ao tamanho, composição e concentração dos elementos espalhadores, e ao comprimento de onda da radiação eletromagnética envolvida. Três tipos de espalhamento podem ser observados na atmosfera, sendo eles: espalhamento de Rayleigh, espalhamento Mie, e, por fim, o espalhamento não seletivo.

O espalhamento Rayleigh, também conhecido como espalhamento molecular, ocorre devido a atuação dos gases atmosféricos, em especial, o oxigênio e nitrogênio, que possuem diâmetros muito menores que o comprimento de onda da radiação espalhada. Esse espalhamento é diretamente proporcional a densidade da atmosfera e inversamente proporcional a quarta potência do comprimento de onda. Já o espalhamento Mie se dá por meio de partículas que são aproximadamente do tamanho do comprimento de onda espalhado, e uma de suas principais características é a anisotropia. Por fim, tem-se o espalhamento não seletivo, que está associado à presença de partículas maiores que o comprimento de onda espalhado e, dessa maneira, independe do comprimento de onda da radiação espalhada.

- Balanço de radiação – R_n

O balanço de radiação ou saldo de radiação (R_n) é o resultado da contabilização da radiação de ondas curtas que incide e reflete da superfície e da radiação de ondas longas incidente, refletida e emitida pela superfície. Dessa maneira, o saldo de radiação pode ser definido como a energia radiativa disponível à superfície, que é o pivô de muitos processos físicos e biológicos. O balanço de radiação pode ser dado conforme mostra a Equação 2.8. A Figura 2.6 mostra as componentes do balanço de radiação à superfície.

$$R_n = R_c \downarrow - R_c \uparrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow \quad (2.8)$$

onde:

R_n é o saldo de radiação à superfície ($W.m^{-2}$); $R_{c\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente à superfície ($W.m^{-2}$); $R_{c\uparrow}$ é a radiação de ondas curtas refletida pela superfície ($W.m^{-2}$); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de ondas longas incidente à superfície ($W.m^{-2}$); e $R_{L\uparrow}$ é a radiação de ondas longas refletida e emitida pela superfície ($W.m^{-2}$).

Reescrevendo a Equação 2.8 em função do albedo e da emissividade da superfície, tem-se:

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{c\downarrow} - R_{c\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_s) \cdot R_{L\downarrow} \quad (2.9)$$

em que α é o albedo da superfície [-] e ε é a emissividade da superfície [-].

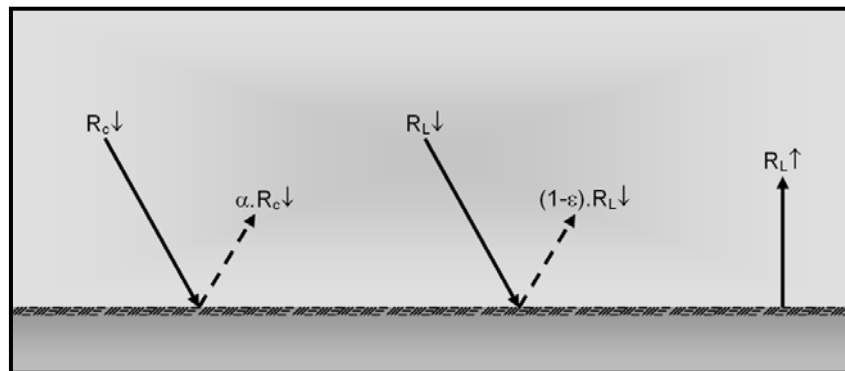


Figura 2.6. Representação das componentes do saldo de radiação no período diurno.

Durante o dia o balanço de radiação de ondas curtas predomina sobre o balanço de radiação de ondas longas, deste modo $(R_{c\downarrow} - R_{c\uparrow}) > (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow})$. No período noturno, o saldo de radiação de ondas curtas é nulo, dessa forma, tem-se apenas o balanço de radiação de ondas longas. Portanto, durante o período diurno R_n é positivo, devido à predominância da radiação de ondas curtas, pois a superfície recebe mais radiação do que perde. Durante a noite, como a superfície perde mais calor do que recebe, R_n é negativo. No entanto, o total diário do saldo de radiação é positivo (ALLEN *et al.*, 1998).

O conhecimento do saldo de radiação em escala diária, semanal ou mensal é fundamental para estimativa das perdas de água por superfícies hídricas ou vegetadas, bem como é necessário para o entendimento dos fluxos de energia e balanço de energia que ocorre na superfície terrestre. Em geral, o saldo de radiação é obtido a partir de

medidas instrumentais, através de saldo radiômetros ou de estimativas através de métodos empíricos.

Sem a existência de uma atmosfera, a temperatura da Terra seria muito elevada durante o dia e muito baixa a noite, e a temperatura média seria de aproximadamente 34°C inferior à temperatura média observada, que é de 15°C. Esse valor é calculado da forma exposta a seguir.

A radiação solar chega ao topo da atmosfera terrestre com um valor médio de 1367 Wm⁻² (constante solar – S). Se a Terra fosse um disco, e um lado dele estivesse diretamente voltado para o Sol, e não existisse atmosfera, 1367 Wm⁻² de radiação solar estaria chegando a superfície deste disco.

Entretanto, a Terra é uma esfera. A esfera tem uma área superficial igual a $4\pi r^2$ (r é o raio da esfera), que é exatamente 4 vezes maior que a área do disco πr^2 ; logo, a radiação solar incidente média \overline{Rg} sobre a superfície terrestre é ¼ da que chegaria ao disco.

$$\overline{Rg} = \frac{S}{4} \quad (2.10)$$

$$\overline{Rg} = 342 \text{ Wm}^2 \quad (2.11)$$

Por conveniência, considere-se o valor de 342Wm⁻² como 100 unidades, distribuídas da seguinte forma (Figura 2.7):

- 3 são absorvidas na estratosfera, principalmente pelo ozônio;
- 18 são absorvidas na troposfera (1 unidade pelo dióxido de carbono, 12 pelo vapor de água, 2 pelas poeiras e 3 pelas gotas de água nas nuvens);
- 27 são absorvidos pela Terra diretamente;
- 21 são absorvidos pela Terra da radiação difusa;
- 31 são refletidas de volta para o espaço (albedo planetário), sendo 20 pelas nuvens, 8 pela superfície e 3 pelo espalhamento.

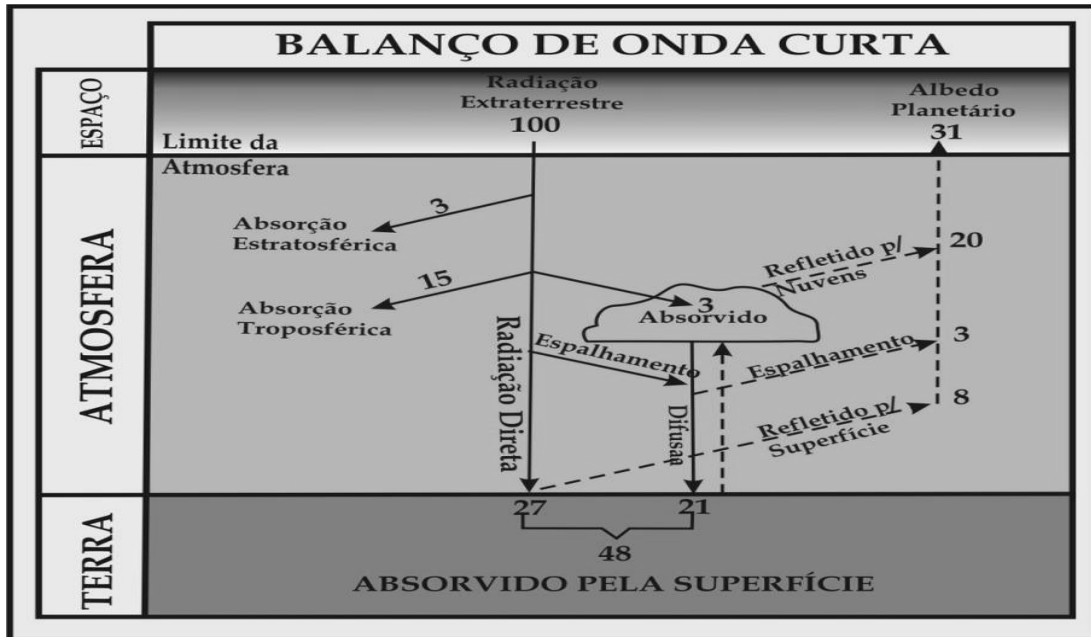


Figura 2.7 – Balanço da radiação de onda curta proveniente do Sol (Fonte: adaptado de VIANELLO, 2000).

Derivada da lei de Planck² (Equação 2.2), a lei de Stefan-Boltzmann mostra que a energia total emitida por um corpo negro, em todos os comprimentos de onda, é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo (Equação 2.3).

Utilizando-se do resultado da Equação 2.11, onde $\overline{R_g} = 342 \text{ Wm}^{-2}$, e levando em conta o albedo planetário ($\alpha=31\%$), como observado na Figura 2.7, pode-se, então, calcular qual seria a temperatura terrestre sem a presença do efeito estufa. Nesse caso, toma-se como hipótese que a Terra se comporta como um corpo negro.

Tomando-se a constante de Stefan-Boltzmann $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ e $F = (1 - \alpha) \times \overline{R_g}$, tem-se:

$$T = 4 \sqrt{\frac{(0,69 \times 342 \text{ Wm}^{-2})}{(5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4})}} = 254 \text{ K} = -19^\circ \text{ C} \quad (2.12)$$

² A lei de Planck para radiação de corpo negro exprime a radiância espectral em função do comprimento de onda e da temperatura do corpo negro.

Na Figura 2.8, observa-se o espectro de radiação terrestre e as bandas de absorção de alguns gases que compõem a atmosfera.

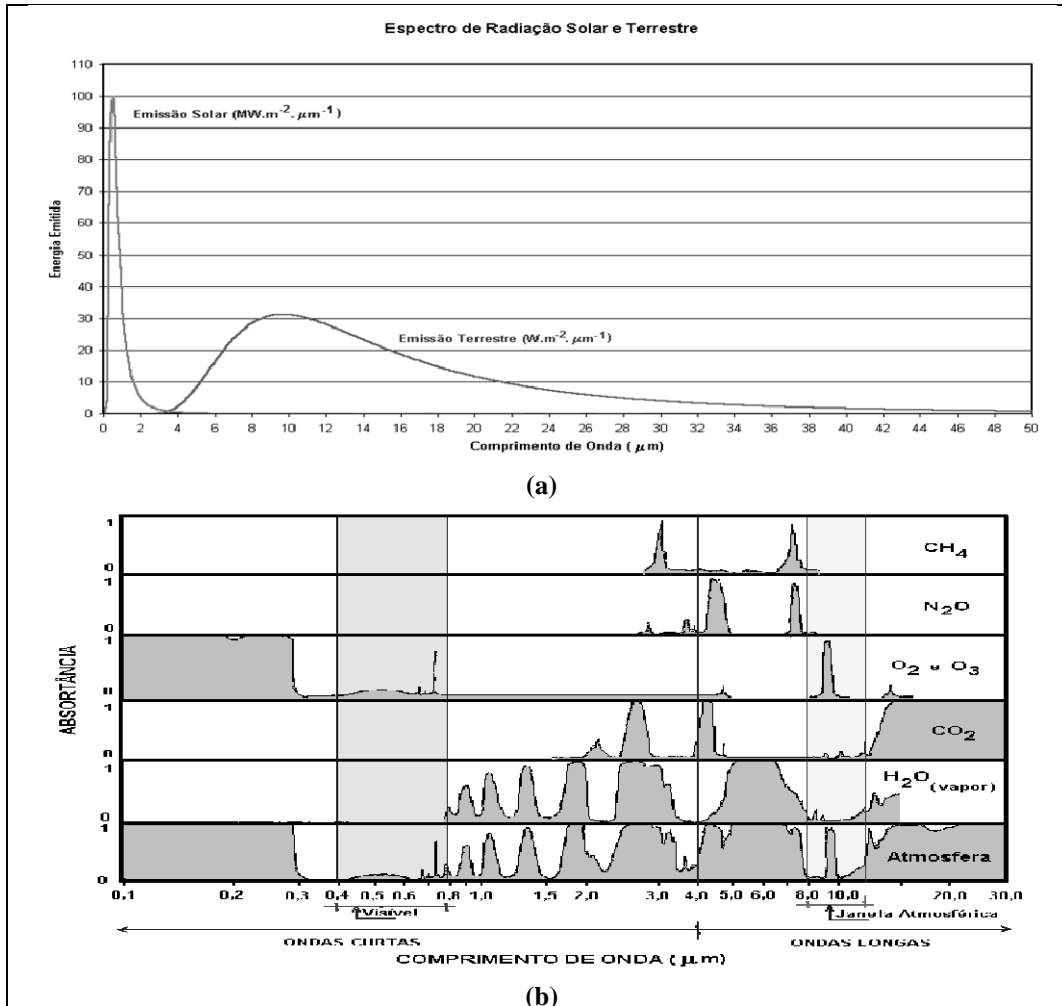


Figura 2.8 – (a) Espectro da radiação solar e terrestre ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$). (b) Espectros de absorção para os principais componentes atmosféricos. Fonte: ALVES e HAMAKAMA (1998).

Conforme mencionado anteriormente, o termo albedo tem sido definido como coeficientes de reflexão da superfície para a radiação de ondas curtas (radiação solar). A título de ilustração, alguns valores do albedo, para diferentes superfícies, são apresentados na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Albedo para alguns tipos de superfície.

| Superfície | albedo (%) | Superfície | albedo (%) |
|------------|------------|------------|------------|
| algodão | 20 – 22 | tomate | 23 |
| grama | 24 | abacaxi | 15 |
| alface | 22 | sorgo | 20 |
| milho | 16 – 23 | água | 5 |
| arroz | 12 | asfalto | 9 |
| batata | 20 | alumínio | 85 |
| cevada | 24 | cobre | 74 |
| trigo | 24 | aço | 80 |
| feijão | 24 | neve | 90 |

Fonte: VIANELLO (2000).

A partir da fundamentação teórica exposta, pode-se, então, abordar e discutir o balanço de energia na superfície terrestre.

- Balanço de energia

O saldo de radiação disponível à superfície é fortemente modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, que são os fluxos turbulentos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente (λET), respectivamente. Segundo HEMAKURA *et al.* (2003), o particionamento de energia disponível à superfície em fluxos de calor no solo, latente e sensível é controlado pelo tipo e estado da superfície.

O balanço de energia de uma superfície pode ser definido como expresso na equação 2.8. Convencionalmente, diz que o fluxo radiativo (R_n) é positivo quando se dirige para a superfície, enquanto os fluxos de energia (H, λET e G) que saem da superfície são positivos. A Figura 2.9 ilustra o balanço de energia durante o dia e noite.

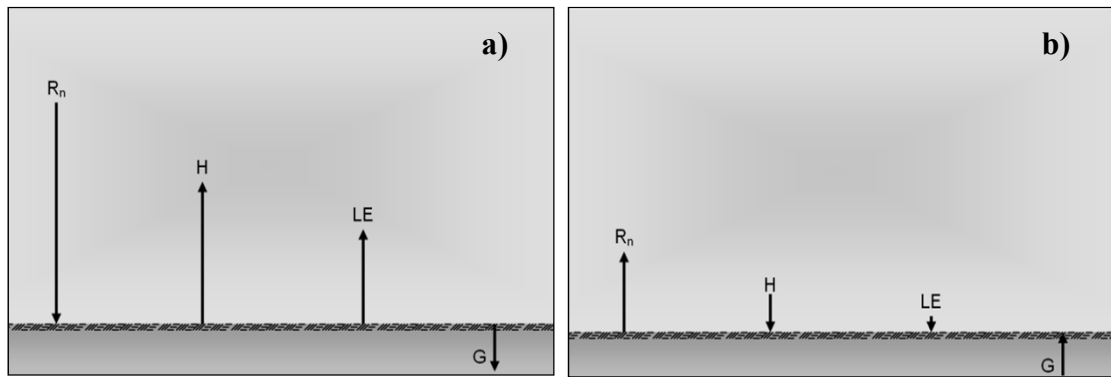


Figura 2.9. Representação do balanço de energia típico durante o (a) dia e a (b) noite.

De acordo com ARYA (2001) os valores de H , LE e G são, em geral, positivos durante o dia, e em circunstâncias muito especiais, como campos irrigados, H e/ou G assumem valores negativos, enquanto LE , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície.

Para este autor, as magnitudes dos componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores tais como tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc.), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e clima. Segundo KJAERGAARD *et al.* (2007), em superfícies vegetadas, a evapotranspiração, modulada pelo fluxo de calor latente, é normalmente o processo que mais demanda energia, em alguns casos consome 100% de R_n .

Durante a noite, os termos do balanço de energia são usualmente negativos. As magnitudes dos fluxos de calor latente e sensível são muito menores no período noturno, enquanto os valores de G não diferem muito entre o dia e a noite, apesar de haver uma inversão na direção do fluxo (ARYA, 2001), conforme mostra a Figura 2.3b.

$$R_n = H + LE + G \quad (2.13)$$

em que: R_n é o saldo de radiação na superfície ($W.m^{-2}$); H e LE são o fluxo de calor sensível e latente ($W.m^{-2}$), respectivamente e G é o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$).

- Estimativas dos fluxos de calor turbulentos à superfície por meio de medidas *in situ*

Razão de Bowen e correlação turbulenta

As variações de calor, momento e água em uma superfície são processos turbulentos frequentemente estimados através de gradientes verticais de temperatura, vapor de água e velocidade do vento acima da superfície, usando relações de fluxo-gradiente (PRUEGER *et al.*, 2004).

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente podem ser obtidos com a utilização de algumas medições de campo por diferentes técnicas. Dois métodos são frequentemente utilizados, um deles é o método do balanço de energia da razão de Bowen (β).

Esse método é frequentemente utilizado em conjunção com medições de temperatura e umidade relativa do ar em dois níveis próximos a superfície. A razão de Bowen é expressa conforme a Equação 2.14.

Os fluxos de calor latente e sensível podem ser obtidos conforme o conjunto de equações em (2.15). Para a aplicação da razão de Bowen, além dos dados, de R_n e G são necessárias informações de gradientes de temperatura e umidade em duas alturas acima da superfície evaporante.

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{1}{\left(\frac{\Delta + \gamma}{\gamma}\right) \cdot \left(\frac{dT_{bu}}{dT_{bs}}\right)} \quad (2.14)$$

em que Δ é a tangente a curva de pressão de saturação de vapor de água em função da temperatura do ar (K.Pa. $^{\circ}\text{C}^{-1}$); dT_{bu} (dT_{bs}) é a diferença de leitura dos termopares úmidos (secos) instalados entre os níveis considerados e γ é o coeficiente psicrométrico.

$$H = \frac{R_n - G}{1 + \beta^{-1}} \quad LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2.15)$$

GAVILÁN e BERENGENA (2007) procuraram avaliar a eficácia do método da razão de Bowen na estimativa do fluxo de calor latente numa região semi-árida com solo recoberto por grama irrigada. Eles verificaram que esse método superestimou os

valores de evapotranspiração (ET) diária em cerca de 5,5% e quando foram consideradas as medidas tomadas apenas no período diurno, eles verificaram uma excedência na ET obtida pelo método de aproximadamente 5,7%. Avaliaram também a eficiência da razão de Bowen de acordo com as condições de estabilidade atmosférica, que foi avaliada através do comprimento de Monin-Obukhov.

Observaram que, em condições de atmosfera estável, o método foi menos preciso, com erro relativo de 21%, enquanto que sob condições de instabilidade atmosférica esse erro foi de 11%. Avaliando as medidas obtidas apenas durante o dia, eles verificaram que, sob condição de estabilidade, a raiz do erro médio quadrático (RMSE) no fluxo de calor latente foi de $50.20\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, superior ao erro observado sob condições de instabilidade cerca de 28%.

Um outro método que também vem sendo utilizado como meio de estimativa dos fluxos de calor latente e sensível é o método da correlação turbulenta (*eddy correlation*). Esta é uma técnica micrometeorológica desenvolvida na década de 50 por SWINBANK em 1951.

No entanto, sua utilização tem se tornado mais comum devido ao desenvolvimento de sistemas de medição de maior desempenho. O método da correlação turbulenta consiste no princípio de determinação direta dos fluxos de calor e *momentum*, através dos cálculos das covariâncias entre as flutuações temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento, temperatura e umidade relativa do ar.

O método da correlação turbulenta baseia-se na medição num único nível da componente vertical da velocidade do vento e da concentração da propriedade atmosférica cujo fluxo se deseja medir. De acordo com ROSENBERG *et al.* (1983), a densidade de fluxo médio vertical de uma variável s pode ser dada conforme a Equação 2.16, em função da densidade do ar (ρ_{ar}) e velocidade vertical do vento (ω).

$$F = \overline{\rho \cdot \omega \cdot s} \quad (2.16)$$

Ainda em conformidade com ROSENBERG *et al.* (1983), qualquer variável atmosférica na camada limite superficial pode ser escrita através da decomposição de Reynolds, ou seja, em função de seu valor médio e de suas flutuações em torno da média. Assim, os termos da Equação 2.16 podem ser escritos como mostrados no conjunto de equações a seguir.

$$\rho = \bar{\rho} + \rho'; \quad \omega = \bar{\omega} + \omega'; \quad s = \bar{s} + s' \quad (2.17)$$

onde os termos $\bar{\rho}$, $\bar{\omega}$ e \bar{s} representam a média e ρ' , ω' e s' as flutuações em torno da média. Usando as equações (2.16) e (2.17), conjuntamente com as regras das médias de Reynolds (ROSENBERG *et al.*, 1983), a Equação 2.16 pode ser expandida como:

$$F = \overline{\bar{\rho} \cdot \bar{\omega} \cdot \bar{s}} + \overline{\bar{\rho} \cdot \bar{\omega} \cdot s'} + \overline{\bar{\rho} \cdot \omega' \cdot \bar{s}} + \overline{\bar{\rho} \cdot \omega' \cdot s'} + \overline{\rho' \cdot \bar{\omega} \cdot \bar{s}} + \overline{\rho' \cdot \bar{\omega} \cdot s'} + \overline{\rho' \cdot \omega' \cdot \bar{s}} + \overline{\rho' \cdot \omega' \cdot s'} \quad (2.18)$$

Desconsiderando-se os termos que envolvem as flutuações de ρ , visto que a densidade do ar é considerada virtualmente constante na atmosfera inferior (OKE, 2006), a densidade de fluxo vertical pode ser dada conforme a Equação 2.19. Nessa equação escreveu-se ρ_{ar} para $\bar{\rho}$.

$$F = \rho_{ar} \cdot \overline{\bar{\omega} \cdot \bar{s}} + \rho_{ar} \cdot \overline{\omega' \cdot s'} \quad (2.19)$$

Segundo ROSENBERG *et al.* (1983), o primeiro termo do lado direito da Equação 2.14 representa o fluxo devido a transferência de massa, enquanto o segundo termo representa o fluxo devido ao movimento turbulento.

O termo $\rho \cdot \overline{\bar{\omega} \cdot \bar{s}}$, em um dado período de tempo, e considerando uma superfície horizontalmente uniforme, a quantidade total de ar ascendente é aproximadamente igual a de ar descendente; então, a velocidade vertical média pode ser desprezada. Dessa maneira, a densidade de fluxo vertical da variável s pode então ser dada conforme a Equação 2.20.

$$F = \rho \cdot \overline{\omega' \cdot s'} \quad (2.20)$$

Os fluxos de calor sensível (H) e latente (λET) são, então, expressos conforme ARYA (2002), em função do calor específico do ar a pressão constante (C_p) e da umidade específica (q), conforme as equações a seguir.

$$H = \rho_{ar} \cdot C_p \cdot \overline{\omega' \cdot T'} \quad (2.21)$$

$$\lambda ET = \rho_{ar} \cdot \overline{\omega' \cdot q'} \quad (2.22)$$

Muitas pesquisas têm sido realizadas a fim de entender o comportamento dos fluxos de calor à superfície utilizando métodos convencionais como a razão de Bowen e correlação turbulenta.

No item 2.4, são abordadas algumas características em termos de vantagens e desvantagens dos correspondentes métodos em contraste com a opção feita neste trabalho por uma alternativa metodológica distinta para determinação dos fluxos na interface água-ar.

Gases de Efeito estufa:

O mais importante gás de efeito estufa é o vapor de água (H₂O). Entretanto, ele não contribui para o aumento desse efeito. Isso porque, embora suas moléculas tenham um alto poder de absorver as ondas longas (a causa do efeito estufa), a quantidade desse vapor na atmosfera se mantém aproximadamente constante, controlada por processos naturais.

Até mesmo quando a temperatura aumenta, o equilíbrio desses vapores é mantido em um controle natural dos processos de condensação e evaporação. Diante disso, na prática, não há interferência desse fator no incremento da retenção do calor. Além do mais, a contribuição antropogênica de vapor de água não seria suficiente para aumentar a sua concentração na atmosfera.

Já outros gases intensificados pelas atividades humanas contribuem para o aumento do efeito estufa e conseqüentemente para o aquecimento do planeta. Segundo o IPCC, (2007) os gases que mais impactam, no aumento do efeito estufa, são o dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e os clorofluorcarbonos (CFCs). Na Figura 2.10, pode-se ver a influência de cada gás no efeito estufa (IPCC, 2007).

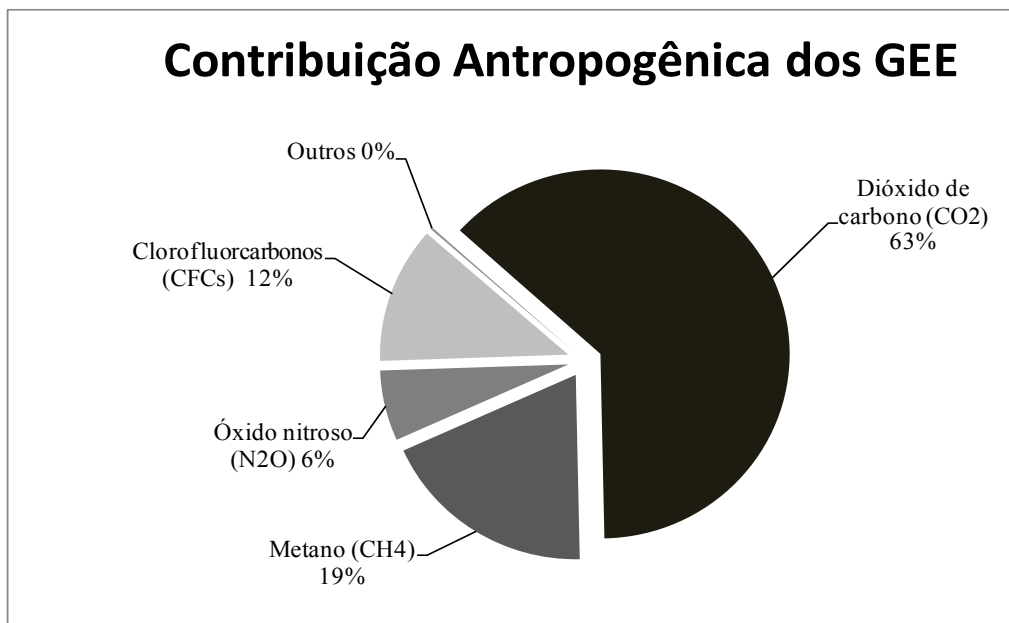


Figura 2.10 – Contribuição antropogênica de cada um dos gases de efeito estufa para a forçante radiativa. Fonte: adaptado de IPCC (2007).

A fim de comparar a contribuição relativa de cada gás de efeito estufa, foi criado um índice chamado potencial de aquecimento global (GWP – *global warming potential*) (ROSA *et al.*, 2000a).

O GWP representa o potencial que um quilograma de um gás estufa tem para interagir com a radiação infravermelha (direta ou indiretamente) em comparação a um quilograma de dióxido de carbono, utilizado como gás de referência, em um determinado período de tempo.

Assim, na Tabela 2.4, observa-se que, para um horizonte de tempo de 100 anos, o CH₄ interage cerca de 21 vezes mais com a radiação infravermelha do que o CO₂; o N₂O absorve 310 vezes mais, e os halocarbonos são os que têm maior capacidade de interação (IPCC, 2007; ROSA *et al.*, 2000a).

Tabela 2.4 – Principais gases do efeito estufa e suas características

| Gás estufa | Concentração Pré-Industrial | Concentração em 2005 | Principais fontes antropogênicas | Potencial de aquecimento global (GWP) 100 anos | Tempo de vida atmosférico (anos) |
|------------------|-----------------------------|----------------------|---|--|----------------------------------|
| CO ₂ | 280 ppmv | 379 ppmv | queima de combustível fóssil; desmatamento e uso do solo | 1 | 50-200 |
| CH ₄ | 715 ppbv | 1774 ppbv | cultivo de arroz; criação de gado; decomposição anaeróbica de biomassa; liberação na cadeia produtiva de combustíveis derivados do petróleo | 21 | 12-17 |
| N ₂ O | 270 ppbv | 319 ppbv | fertilizantes; queima de combustíveis fósseis. | 310 | 120 |

Fontes: adaptado de IPCC (2007). Abreviações: ppmv – parte por bilhão em volume; ppbv - parte por bilhão em volume

Desde a época pré-histórica, o dióxido de carbono tem tido um papel determinante na regulação da temperatura global do planeta. Com o aumento da utilização de combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás natural), a concentração de dióxido de carbono na atmosfera aumentou em quase 50% nos últimos cem anos.

Em tempos recentes, a concentração de GEE tem aumentado significativamente. Esses gases são emitidos naturalmente por corpos de água (lagos, estuários, alagadiços) e por ecossistemas naturais (florestas e solo), assim como por fontes antropogênicas, vindas da queima de combustíveis fósseis e desflorestamento. (FRANKIGNOULLE *et al.*, 1998; ROSA *et al.*, 2002a e 2002b; FEARNSIDE, 2002; RICHEY *et al.*, 2002; COPPE, 2001 e 2002, entre outros). Entretanto, somente parte desse excesso tem sido retido pelos sumidouros naturais, resultando em um aumento das concentrações e, provavelmente, em uma intensificação do efeito estufa.

A Figura 2.11 mostra o aumento da emissão dos gases de efeito estufa nos últimos 2000 anos. Verifica-se que as concentrações de dióxido de carbono e metano, após permanecerem relativamente constantes até o século XVIII, têm crescido acentuadamente devido as atividades humanas. Concentrações de óxido nitroso têm se elevado desde a metade do século XVIII, especialmente nas últimas décadas. Os CFCs

não estavam presentes na atmosfera antes da década de 1930. Na sequência do texto, abordam-se os GEE mais importantes.

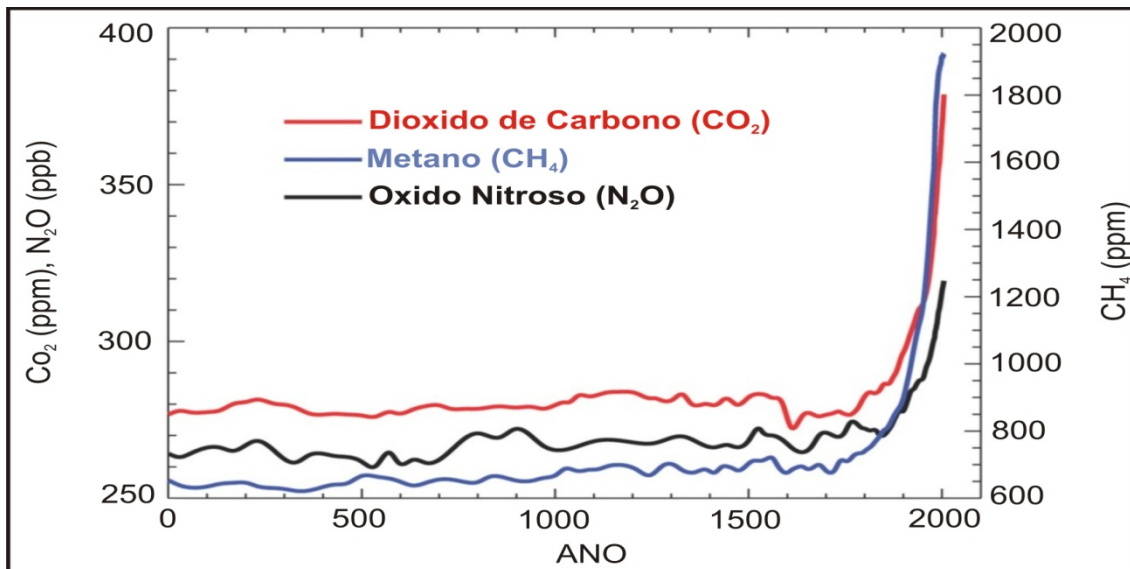


Figura 2.11 – Concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso ao longo dos últimos 2000 anos. Fonte : adaptado de IPCC (2007).

- Dióxido de carbono

O dióxido de carbono é o gás de efeito estufa antrópico mais importante (ver a Figura 2.16). A concentração atmosférica global de dióxido de carbono aumentou de um valor pré-industrial de cerca de 280 ppm para 379 ppm em 2005. A concentração atmosférica de dióxido de carbono em 2005 ultrapassa em muito a faixa natural dos últimos 650.000 anos (180 a 300 ppm), como determinado a partir de testemunhos de gelo.

A taxa de aumento da concentração anual de dióxido de carbono foi mais elevada durante os últimos 10 anos (média de 1995 a 2005: 1,9 ppm por ano) do que desde o início das medições atmosféricas diretas contínuas (média de 1960 a 2005: 1,4 ppm por ano), embora haja variações de um ano a outro nas taxas de aumento (IPCC, 2007). Junto com o vapor d'água, ele desempenha um papel importante no aquecimento da atmosfera, podendo permanecer de 50 a 200 anos na atmosfera e sendo responsável por cerca de 55% do efeito estufa.

A quantidade de CO₂ tem aumentado cerca de 25% desde o início da Revolução Industrial (~1850) (IPCC, 2007), quando sua razão de mistura era da ordem de 280 ppmv. A Figura 2.12 apresenta a série temporal da razão de mistura do CO₂ medida

desde 1958 no observatório da montanha de Mauna Loa no Hawaii. Nota-se que a taxa de aumento tem sido, em média, 1 ppmv/ano, mas tem aumentado 1,5 ppmv/ano nos anos recentes, parcialmente em resposta às taxas de queima de combustíveis fósseis (petróleo, carvão mineral, gás natural e turfa).

Além dessa fonte antropogênica, existem também importantes trocas de CO₂ com os oceanos e a biosfera. As interações com a biosfera ocorrem através da fotossíntese e processos de oxidação. Os efeitos causados pela redução das florestas tropicais, o uso extensivo de fertilizantes e o decaimento geral da matéria orgânica podem constituir uma pequena fonte de CO₂ atmosférico comparado às fontes de combustíveis fósseis, mas ainda assim é considerável (BENDER, 1996).

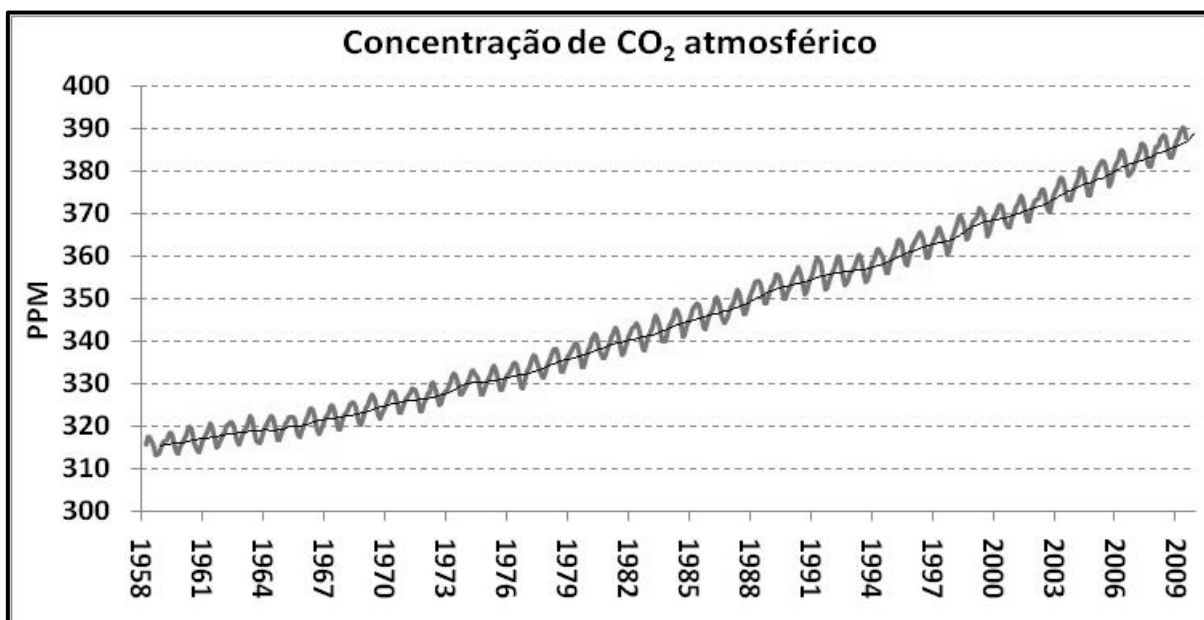


Figura 2.12 – Concentrações de CO₂ na atmosfera medidas no observatório de Mauna Loa, Havaí, EUA no período de Mar/1958 à Jul/2009. (Fonte: NOAA, 2009).

A variação anual quase senoidal na Figura 2.14, de aproximadamente 6 ppmv, é associada ao ciclo anual da fotossíntese. A fase dessa respiração regular da biosfera global é dominada pelo ciclo de vegetação do hemisfério norte, com consumo de CO₂ durante a primavera e verão, levando a uma concentração mínima em Mauna Loa no final do outono, e com liberação de CO₂ na atmosfera durante o final de outono e inverno, levando a uma concentração máxima em Mauna Loa na primavera (IPCC, 2001).

Dados paleoclimáticos obtidos a partir de testemunhos de gelo mostram que existe uma forte relação entre as alterações na temperatura média da Terra e a concentração de CO₂ na atmosfera nos últimos 400 mil anos. Na Figura 2.13, podem-se observar as análises de bolhas de ar dos testemunhos de gelo da estação Vostok na Antártica.

As análises revelam que, nos últimos 400 mil anos, os níveis de CO₂ (curva superior) estiveram bem correlacionados com as variações de temperatura do ar (curva inferior). As temperaturas são derivadas das análises dos isótopos de oxigênio.

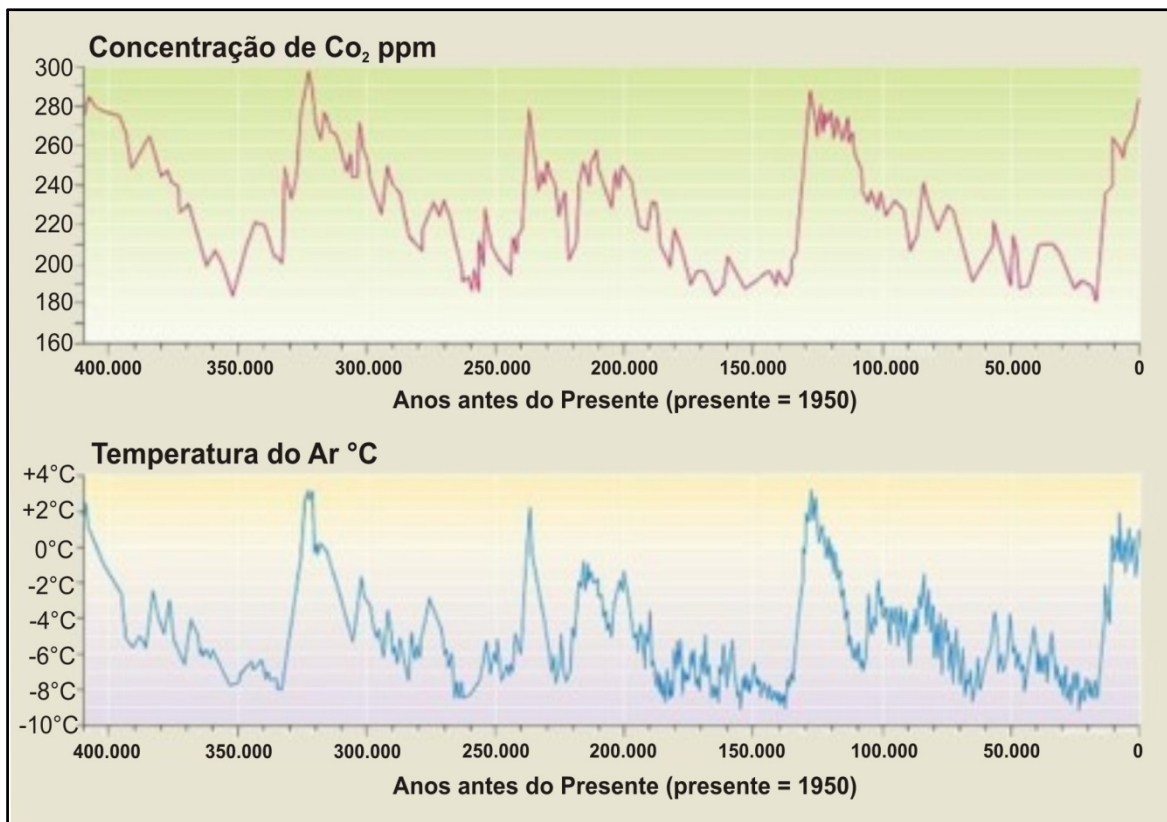


Figura 2.13 – Níveis de CO₂ (curva superior) e da temperatura do ar (curva inferior) nos testemunhos de gelo da estação Vostok nos últimos 400 mil anos (Fonte: adaptado de PETIT et al., 1999).

- Metano

Depois do CO₂ e do vapor de água, o metano (CH₄) é o gás indutor do efeito estufa de maior importância (BAIRD, 2002). O metano é produzido por bactérias no aparelho digestivo do gado e, em menores proporções, outros ruminantes e cupins, aterros sanitários, pântanos, plantações inundadas, mineração de carvão e queima de

biomassa. Além dessas fontes naturais, estão a digestão de biomassa, manejo de resíduos, manipulação de combustíveis fósseis e escapes de gás natural.

Apesar de ter um tempo de permanência na atmosfera de cerca de 15 anos, ele contribui com aproximadamente 15% do efeito estufa e absorve 20 vezes mais calor que o CO₂. A sua concentração, desde o período pré-industrial, que era de 715 ppbv, aumentou cerca de 140%. Presume-se que o aumento do nível de CH₄ atmosférico seja consequência de atividades humanas, assim como o aumento da produção de alimentos, o uso de combustíveis fósseis e o desflorestamento (PETIT et al., 1999).

A expansão de áreas alagadas que ocorrem por inundação para produzir mais energia hidrelétrica soma-se às fontes de emissão antrópicas de metano. O volume de metano produzido após inundações depende significativamente da idade do reservatório, da profundidade e da área alagada. Reservatórios profundos e relativamente pequenos produzem muito menos que os mais rasos e extensos.

- Óxido nitroso

O óxido nitroso (N₂O) é liberado naturalmente por microorganismos no solo através de um processo denominado desnitrificação. Sua concentração aumentou drasticamente em função do uso de fertilizantes químicos, produção de nylon, ácido nítrico, queima de biomassa, desmatamento e emissões associadas à queima de combustíveis fósseis.

Apresenta uma absorção cerca de 300 vezes mais eficiente que o dióxido de carbono e participa com cerca de 6% do efeito estufa. Desde os tempos pré-revolução industrial, a sua concentração atmosférica elevou-se em mais de 10%, de 275 até 320 ppbv.

Na Figura 2.14, a seguir, podemos observar as estimativas da média global do forçamento radiativo (FR) entre 1750 e 2005 para o dióxido de carbono (CO₂), o metano (CH₄), o óxido nitroso (N₂O) antrópicos e outros agentes e mecanismos importantes, constantes do relatório do IPCC (2007).

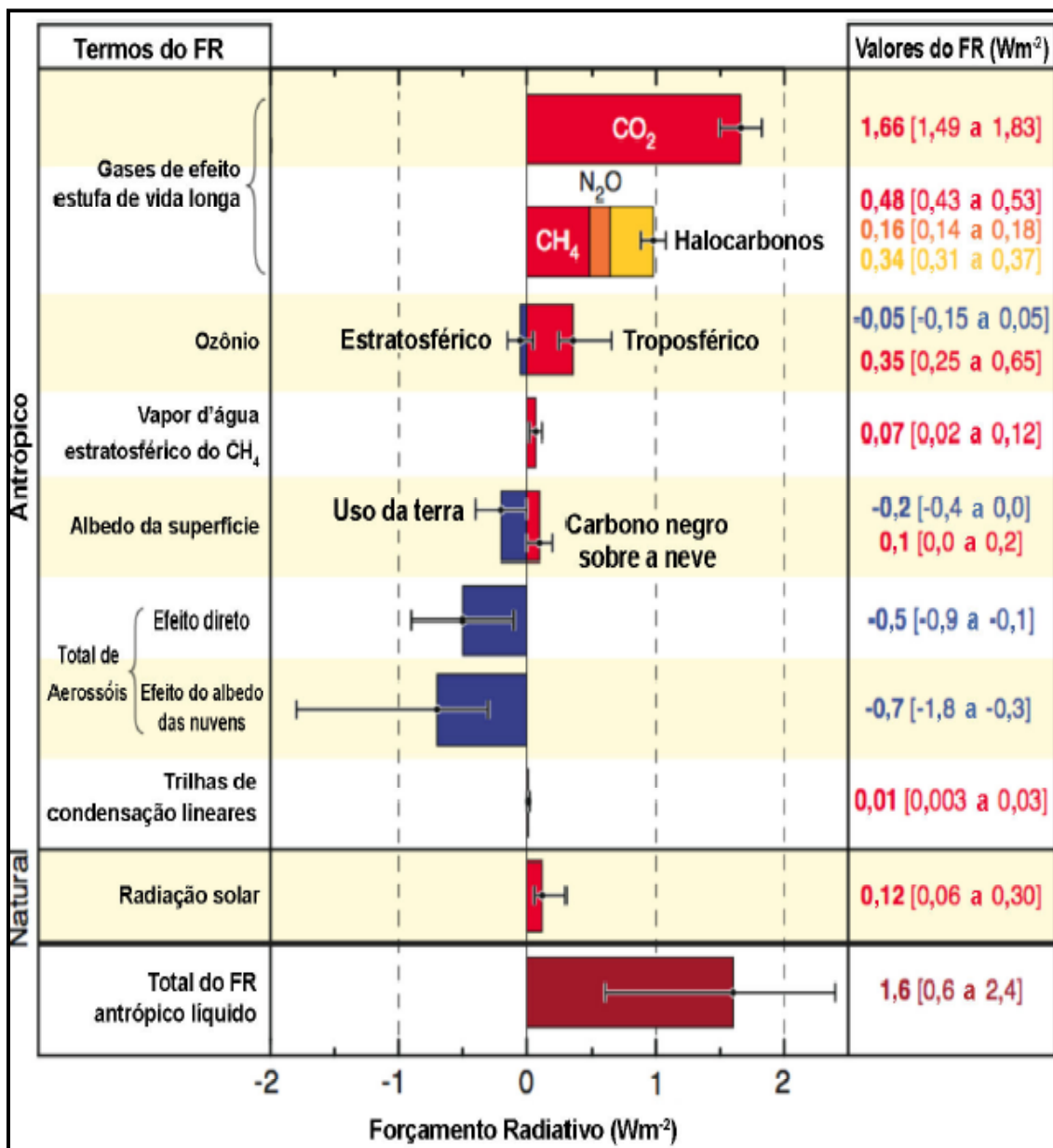


Figura 2.14 - Estimativas da média global do forçamento radiativo (FR) entre 1750 e 2005 para o dióxido de carbono (CO₂), o metano (CH₄), o óxido nitroso (N₂O) antrópicos e outros agentes e mecanismos importantes. Fonte: IPCC (2007).

2.3 – CICLOS BIOGEOQUÍMICOS

2.3.1 - O CICLO DO CARBONO

O carbono é um elemento químico de grande importância para os seres vivos, pois participa da composição química de todos os componentes orgânicos e de uma grande parcela dos inorgânicos também. O gás carbônico encontra-se na atmosfera em uma concentração bem baixa, aproximadamente 0,03% e, em proporções semelhantes, dissolvido na parte superficial dos mares, oceanos, rios e lagos.

O carbono é um elemento fundamental na constituição das moléculas orgânicas. O carbono, utilizado primariamente pelos seres vivos, está presente no ambiente, combinado ao oxigênio e formando as moléculas de gás carbônico encontradas na atmosfera ou dissolvidas nas águas dos mares, rios e lagos. O carbono passa a fazer parte da biomassa através do processo da fotossíntese. Os seres fotossintetizantes incorporam o gás carbônico atmosférico transformando-o em moléculas orgânicas (DIAS, 2006).

O ciclo do carbono é uma sucessão de transformações que ocorrem ao longo do tempo, com influência das atividades antrópicas. As principais formas dessa interferência ocorrem pela queima de matéria orgânica (combustíveis fósseis) e pela queima de florestas (PINTO-COELHO, 2000).

Trata-se de um ciclo bioquímico de grande importância para a manutenção do clima da Terra e de todas as atividades básicas para a sustentação da vida. O ciclo do carbono, na realidade, são dois ciclos que acontecem em diferentes velocidades (PINTO-COELHO, 2000).

O ciclo biológico, que compreende as trocas de carbono (CO₂) entre os seres vivos e a atmosfera, é a fotossíntese. Nesse processo, as plantas, seres autotróficos ou vegetais verdes e alguns outros organismos transformam energia luminosa em energia química, transformando o dióxido de carbono (CO₂), água (H₂O) e minerais em compostos orgânicos e oxigênio (O₂), como pode ser visto na Equação 2.23:



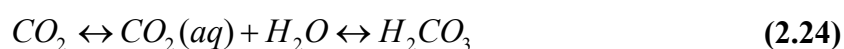
O ciclo biogeoquímico, propriamente dito, regula a transferência do carbono entre a atmosfera e a litosfera (oceanos, rios e solo). Assim, para entender o funcionamento do ciclo do carbono, é necessário conhecer as principais vias desse ciclo

nos oceanos e lagos. Além dos carbonatos dissolvidos, existem ainda consideráveis quantidades de carbono orgânico dissolvido (COD) e particulado nas águas dos mares e lagos. Todo esse carbono é continuamente reciclado dentro da cadeia planctônica (fitoplâncton, zooplâncton e nécton), que o devolve ao compartimento inorgânico via respiração. Os carbonatos também podem ser direcionados à atmosfera e vice-versa (PINTO-COELHO, 2000).

Os principais processos que determinam a concentração do carbono inorgânico e do CO₂ dissolvido em rios e lagos são (HOPE *et al.*, 2004 *apud* RASERA, 2005):

- respiração de microorganismos e raízes no solo inundado;
- respiração de plantas aquáticas e a respiração heterotrófica da matéria orgânica;
- trocas com o CO₂ atmosférico;
- intemperismo das rochas.

O equilíbrio do CO₂ com a água pode ser demonstrado pelas Equações 2.24, 2.25 e 2.26 (DREVER, 1997; STUMM e MORGAN, 1996 *apud* RASERA, 2005).



Essas reações são dependentes do pH, isto é, da atividade dos íons (H⁺). Portanto, se o pH e a concentração do CID (carbono inorgânico dissolvido) são conhecidos, é possível calcular a concentração de cada espécie do sistema de carbonatos através das constantes de equilíbrio de cada reação (SKIRROW, 1975 *apud* ROSERA, 2005).

Geralmente, a concentração do CO₂ dissolvido nos corpos de água encontra-se em desequilíbrio com o valor esperado na atmosfera, pois o CO₂ produzido ou consumido pelos processos biológicos e químicos (respiração, fotossíntese, precipitação, reações de dissolução de minerais), na fase aquosa, entra rapidamente em equilíbrio no sistema de carbonatos (STUMM e MORGAN, 1996).

Um reservatório que possui circulação de água lenta e profunda, quando comparado a um rio, mostra uma emissão significativa de gás metano. Também, para reservatórios de expectativa de vida limitada, deveria ser levada em conta a emissão do carbono inundado. E há ainda considerações mais sutis: é requerido combustível fóssil na produção de cimento necessária à represa, e, durante a construção, a terraplanagem é feita com equipamento que usa petróleo; floresta adicional é derrubada para fundações, entre outras (SANTOS *et al.*, 2002).

Segundo os autores, a influência de um reservatório na bacia pode ser mensurada pelos seguintes indicadores:

- a vegetação é inundada e morta;
- o carbono da vegetação inundada é mobilizado na água e no ar;
- o ambiente biológico após a inundação torna-se muito mais lento do que o ambiente biológico do rio original e é enormemente alterado.

O dióxido de carbono (CO₂) e metano (CH₄) são formados durante a decomposição da matéria orgânica. Em reservatórios, as fontes de matéria orgânica podem ser a biomassa inundada preexistente, o carbono orgânico dissolvido (COD) e particulado (COP) trazido para a represa e a biomassa gerada dentro do reservatório. Na camada óxica do corpo de água, o CO₂ é produzido pela decomposição aeróbica de DOC e POC, enquanto o CH₄ ascende das camadas mais profundas.

Em síntese, o gás emitido pelo reservatório origina-se, segundo (SANTOS *et al.*, 2002), através de decomposição de material de três fontes:

- biomassa original inundada;
- biomassa formada durante a fotossíntese contínua na água do reservatório;
- matéria orgânica que vem da bacia.

Durante o represamento dos reservatórios hidrelétricos, o solo e uma grande quantidade de vegetação são inundados. Pelo menos durante os primeiros anos após o fechamento, a mineralização da matéria orgânica (MO) leva à produção de grande quantidade de CH₄ e CO₂, que, em parte, são emitidos para a atmosfera (UNESCO, 2009).

Em resumo, segundo (UNESCO, 2009), os principais caminhos para emissão de CH₄ e CO₂ por reservatórios são:

- bolhas emitidas nas partes rasas do reservatórios;
- fluxos difusivos pela interface água-ar da superfície do reservatório;
- degaseificação (*degassing*) pelas turbinas;
- fluxo difusivo a jusante da barragem.

Todas essas fontes devem ser medidas com precisão para se conseguir quantificar a emissão líquida dos reservatórios (UNESCO, 2009).

2.4 - EMISSÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA (GEE) POR ÁREAS ALAGADAS

2.4.1 – ÁREAS NATURAIS

Os rios transportam materiais sólidos dissolvidos e em suspensão na água, entre eles carbono orgânico. Segundo JUNK (1985), há intrínseca interação entre as terras inundadas e os rios, sendo difícil obter medidas diretas do carbono que vai de um para outro. Esse problema relaciona-se com a estimativa das taxas de decomposição da biomassa. É possível diferenciar entre vegetais lenhosos e não lenhosos, mas é difícil fazer essa diferenciação entre material lenhoso da floresta nas áreas inundadas e não inundadas. Tipos diferentes de vegetais decompõem-se de forma muito diferenciadas na água. As taxas de decomposição variam nas fases terrestre e aquática.

BARTLETT *et al.* (1988) realizou um estudo contendo um total de 186 medições de metano em três ambientes de áreas de inundação da Amazônia, incluindo lagos de água aberta, florestas inundadas e tapetes gramados flutuantes no período de 18 de julho a 2 de setembro de 1985. As medições de metano foram feitas nas proximidades do lago Calado, distante a 60 km de Manaus, Brasil. As emissões foram medidas por duas técnicas, ambas envolvendo uma série de câmaras de fluxo fechada e de recirculação sobre as interfaces ar-água ou ar-solo: (1) a técnica de correlação de filtro de gás (*gas filter correlation*, GFC), que usa um analisador de absorção

infravermelha integrado num fluxo de ar recirculante com a câmara; (2) medidos pela coleta periódica de amostras usando seringas através da mesma câmara, e determinação da concentração por cromatografia gasosa.

Comparações feitas pelos autores mostraram que as duas técnicas produzem resultados similares para o fluxo total, embora a amostragem periódica não permitiu a separação do fluxo em componentes difusivo e de bolhas. Em conjunto com as medições de fluxo, amostras da coluna de água foram realizadas para medir metano e oxigênio dissolvido, temperatura e condutividade. As amostras de CH₄ dissolvido foram coletadas usando garrafas Van Dorn ou através do uso de uma bomba submersa. As amostras foram coletadas em seringas similares por aquelas usadas para amostragem do ar.

As emissões de metano das áreas de várzea do rio Amazonas emitidas para a troposfera foram determinadas no estudo de DEVOL *et al.* (1988), utilizando câmaras. Como a várzea é uma região de alta produção primária e temperaturas uniformemente quentes, essas áreas úmidas apresentam um potencial adequado para a produção de CH₄ (RICHEY *et al.*, 1987).

Os resultados obtidos por DEVOL *et al.* (1988) mostraram que a taxa média total de emissão do CH₄ através de várzeas foi de 390 mg CH₄ m⁻² d⁻¹. Superfícies de água cobertas por macrófitas aquáticas tiveram as maiores emissões, 590 mg CH₄ m⁻² d⁻¹, enquanto as emissões de florestas inundadas foram 110 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ e áreas de lago aberto mediram 120 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.

A ebulição foi o mecanismo de emissão dominante, contabilizando 85% do total. O oxigênio da água superficial dissolvido manteve-se praticamente subsaturado, enquanto as concentrações de CO₂ dissolvido foram significativamente supersaturadas com relação ao equilíbrio atmosférico. As concentrações de CH₄ da água superficial, altamente supersaturadas, mediram 6,4 µM. A extrapolação para toda a região da Amazônia resultou em emissões anuais estimadas na troposfera de 10 TG ano⁻¹, indicando a importância da área no ciclo global do CH₄ atmosférico.

O balanço de carbono do rio Amazonas foi estudado por RICHEY *et al.* (1991), e utilizando uma equação de balanço de massa de carbono, chegou a resultados que mostraram que esse rio emitiu entre 2.040 a 6.240 mg m⁻² dia⁻¹.

Estudos de emissão de metano nas áreas alagadas tropicais tiveram um grande avanço na década de 80, principalmente na Amazônia e em áreas de florestas equatoriais africanas (BARTLETT *et al.*, 1993). Nesse estudo, utilizando-se de

câmaras,, as medições foram realizadas em florestas alagadas, corpos de água sem vegetação e corpos de água com cobertura vegetal. Os fluxos medidos variaram de 7,5 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹ a 967 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ e nas áreas alagadas com cobertura vegetal fluxo médio de 200 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.

Segundo GALCHENKO *et al.* (1989), aproximadamente 60-90% do metano gerado em sistemas aquáticos, tanto em água doce quanto no mar, é oxidado. Dessa percentagem, eles calcularam que 8-65% do CH₄ emitido é oxidado nos sedimentos marinhos anaeróbios e 50-95% em águas aeróbias. Outra estimativa para a oxidação de metano anaeróbio foi de 5-20% do fluxo atmosférico global ou aproximadamente 25-94 Tg CH₄ ano⁻¹ (REEBURGH e ALPERIN, 1988). A oxidação aeróbia e anaeróbia, dessa forma, fornece um importante mecanismo para o controle do fluxo de gás para a troposfera.

A maioria do carbono que é reciclado em ecossistemas de água doce e terrestre é, eventualmente, mineralizado sob condições anaeróbias para CH₄. A decomposição de material orgânico para metano nos sedimentos de lagos anaeróbios é um resultado de fermentação envolvendo compostos orgânicos (KOYAMA, 1990).

O artigo de WADA *et al.* (1991) apresenta, de forma sintetizada, as interações investigadas entre atmosfera-biosfera para locais com fenômenos específicos tal como associações planta-solo e para alguns ecossistemas representativos (terras de brejo, plantações de arroz, tundra e taiga, lago, reservatório tropical, sistema costeiro e estuarino).

Estudos que envolvem áreas de turfas, utilizando câmaras, encontraram fluxos sazonais muito altos de CO₂ e CH₄, 1.232,87 – 4.931,50 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ e 41,09 – 82,19 mg CH₄ m⁻² d⁻¹, respectivamente, da superfície de águas que se formam naturalmente sobre as terras de turfas próximas a costa oeste da baía James. A datação das medições de C₁₄ de CO₂ e CH₄ mostrou que os gases foram, na maior parte, produzidos pela decomposição bacteriana de turfa antiga inundada, que permanece nos lagos (DECK *et al.*, 1991).

Embora muito poucos dados estejam disponíveis até aqui, os estuários são conhecidos por mostrarem significativa supersaturação de CO₂ com relação à atmosfera. Pressões parciais de CO₂ (pCO₂) tão elevadas quanto 5700 µatm foram recentemente obtidas em um máximo de turbidez no estuário Scheldt (Bélgica e Holanda), que é aproximadamente 16 vezes a pCO₂ do equilíbrio atual atmosférico (360 µatm). Tais valores elevados de pCO₂ foram resultados dos processos biológicos e físico-químicos

que caracterizam as dinâmicas do estuário. O regime de marés de alguns estuários levam a um elevado tempo de residência de água doce na região de mistura estuarina, e mudanças pronunciadas na especialização dos elementos podem ocorrer.

CARIGNAN e LEAL (1991) registraram que a degradação de carbono de origem planctônica poderia determinar mais do que 80% da produção anual de CO₂ e de CH₄ da coluna de água em lagos naturais nas regiões temperadas.

Para um lago do Ártico, RAMAL *et al.* (1994) estimaram que a produção primária poderia determinar até 20% do balanço de carbono gasoso. Além disso, em um reservatório hidrelétrico finlandês, a fixação de carbono foi detectada durante o florescimento da produção primária, segundo VAISÄNEN *et al.* (1996).

Medidas de fluxo de CO₂ e de CH₄, utilizando as concentrações dos gases direta ou indiretamente, foram realizadas em 25 lagos e em 4 rios na região norte do Alasca, encontrando importante presença de ambos os gases. O fluxo de gás para a atmosfera proveniente dos corpos de água variou de -6,5 (absorção) até 59,8 mmol de CO₂ m⁻² d⁻¹ (equivalente a -286 até 2.631,2 mg CO₂ m⁻² d⁻¹) e de 0,08 a 1,02 mmol de CH₄ m⁻² d⁻¹ (equivalente a 1,28 até 16,32 mg CH₄ m⁻² d⁻¹). A emissão média de carbono fixou-se em torno de 24 g C m⁻² ano⁻¹, ou seja, equivalente a 65,75 mg C m⁻² dia⁻¹ (KLING *et al.*, 1992).

Em áreas não perturbadas da zona boreal, esses solos são considerados potenciais sumidouros de CH₄ e fontes médias de CO₂ (WHALEN *et al.*, 1992). O alagamento dos solos de florestas e de áreas com turfa resulta na mineralização do carbono e cria condições favoráveis para a fermentação e metanogênese, como demonstrado pelo fato que os fluxos médios de CH₄ na região báltica das áreas de turfa inundadas foram encontrados serem 10 vezes maiores do que aqueles em áreas primitivas. Desta forma, os ciclos biogeoquímicos nos solos de floresta são alterados pela inundação, tornando-se fontes de CH₄ e permanecendo fontes de CO₂.

FAN *et al.* (1992) realizaram estudos de trocas de CH₄ e CO₂ entre a atmosfera e a tundra ártica, a qual foram medidas continuamente próxima ao Bethel, Alasca, por 5 semanas durante julho e agosto de 1988. Os fluxos foram obtidos diretamente usando correlação de fluxo turbulento (*eddy correlation*) acoplada a equipamentos de absorção infravermelha e a laser, na altura de 12 m. As concentrações foram medidas sequencialmente em oito alturas entre 0 e 12 m. Os fluxos dos lagos dependeram da velocidade do vento, alcançando 57 ± 6 mg m⁻² d⁻¹ no sítio, onde a velocidade média do vento foi de 5 m/s. A taxa de emissão média para tundra (incluindo lagos) ao longo da

torre foi de $25 \pm 1 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, notavelmente muito menor do que adotado para terras alagadas/várzeas em recentes inventários de fontes globais de CH_4 .

Os fluxos medidos em áreas com turfas, na região de estudo ao norte de Quebec (Canadá), variaram de $150 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ a $3.000 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, com uma média de $1.150 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (± 150) e de $2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ a $110 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, com uma média de $44 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (± 6). Esta faixa de valores é típica para fluxos líquidos de CO_2 e CH_4 em ecossistemas dominados por turfas (YAVITT *et al.*, 1993).

Os dados obtidos por BARTLETT *et al.* (1993), em uma revisão da literatura, indicaram emissões menores nos lagos de águas abertas, onde o fluxo mediu $27 \pm 4,7 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n=41$). Os fluxos das florestas inundadas e dos tapetes gramados foram significativamente elevados. As emissões de florestas inundadas mediram $192 \pm 26,8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n=90$), enquanto aquelas dos tapetes gramados flutuantes mediram $230 \pm 72,2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n=55$). Pelo menos três processos de transporte contribuíram para as emissões troposféricas: ebulição através dos sedimentos, difusão pelo gradiente de concentração dos sedimentos para a água e posteriormente para o ar e o transporte através das raízes e caules das plantas aquáticas. As medições indicaram que os dois primeiros processos são significativos.

O fluxo difusivo médio das florestas inundadas mediu $50,5 \pm 11,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, enquanto que, dos tapetes gramados flutuantes, foi de $43,7 \pm 11,8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, e das águas abertas mediram $8,3 \pm 1,9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Emissões de CH_4 através de bolhas foram de $168 \pm 32,2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (floresta inundada), $346 \pm 128 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (gramados flutuantes) e $17,3 \pm 5,2$ (água aberta). Os autores estimaram que, na média, as bolhas produziram até 49% do fluxo de CH_4 em água aberta, 54% em florestas inundadas e 64% em tapetes flutuantes. As medições foram extrapoladas para toda a região Amazônica, e calculou-se que a região poderia fornecer até 12% das fontes naturais globais estimadas de metano.

Fluxos difusivos de CO_2 e de CH_4 na interface água-ar foram calculados a partir da concentração dos gases na água em planícies de inundação vegetadas no Pantanal, baseados em dados coletados ao longo do período de 1 ano. (HAMILTON *et al.*, 1995). Os resultados revelaram que o fluxo de CO_2 que sai da água é cerca de duas vezes maior em relação ao que entra de O_2 . Os fluxos médios medidos foram: CO_2 : $0,34 \text{ nmol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (equivalente a $12,89 \times 10^3 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); CH_4 : $0,017 \text{ nmol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (equivalente a $0,23 \times 10^3 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

Adams (1996) fez uma revisão da literatura recente sobre o transporte e a ciclagem dos gases traço amônia, hidrogênio, metano e gases de enxofre voláteis. Produção/consumo e transporte de alguns desses gases traço reduzidos dentro de águas doces e de seus sedimentos, como também em outros ambientes aquáticos inundados (áreas de turfas, várzeas, entre outros). O trabalho mostra que as maiores concentrações desses gases são normalmente observadas no ambiente anaeróbico (deficiência de oxigênio), contudo esses gases não estão limitados necessariamente a esses locais.

De acordo com ADAMS (1996), em ambientes aquáticos rasos, tal como pântanos salinos e de água doce e áreas de turfa, a ebulição de bolhas e o transporte através de raízes e caules de plantas vasculares podem representar outro caminho que poderia evitar perdas oxidativas substanciais. Aproximadamente 24% a 90% do metano de difusão que ascende através das camadas mais baixas em uma área de turfa, ao norte de Massachusetts (EUA), foi oxidado dentro da zona não saturada (FECHNER e HEMOND, 1992). Uma diminuição, no verão, nas emissões de metano, quando comparadas à primavera e ao outono, oposto do que seria esperado com elevadas temperaturas, foi principalmente atribuída às elevadas taxas de oxidação durante a diminuição do nível de água nos sítios da Suécia durante os meses de verão (MIKKELA *et al.*, 1992).

Muitos fatores afetam o fluxo de CH₄ das áreas de turfa e de outros ecossistemas aquáticos. Eles têm sido listados e caracterizados por um grande número de autores, contudo, segundo Adams (1996), representam essencialmente processos associados com produção, transporte e consumo. Outros problemas relacionados à instabilidade do CH₄ dentro de ambientes submersos dizem respeito a sua baixa solubilidade na água. Há ainda considerável variabilidade no cálculo das emissões de CH₄ de ambientes aquáticos.

Estudo realizado por MOLOT e DILLON (1996), de balanço de massa de carbono em 20 pequenas áreas com florestas e 7 lagos na bacia Pré-Cambriana na região central de Ontário (Canadá), durante um período de 12 anos, mostrou que a maioria do carbono nos lagos em estudo é derivada através de fontes terrestres, principalmente de áreas de turfa, e que o carbono retido pelos lagos, computando-se entradas totais menos a perda via saída do fluxo do lago, é dividido entre sedimentos do lago e da atmosfera. A divisão do carbono retido é uma função da alcalinidade do lago: a razão de carbono evadido/sedimentado aumenta com a diminuição da alcalinidade. Essas relações de fluxo de carbono foram aplicadas ao bioma de floresta boreal global para avaliar a

função dos sistemas aquáticos com relação ao fluxos de carbono e charcos dentro do bioma.

MOLOT e DILLON (1996) calcularam que aproximadamente 66 Mt de carbono orgânico e inorgânico são exportados anualmente do bioma de floresta boreal para águas superficiais adjacentes da qual 14 a 36 Mt alcançam as águas costeiras. O restante é ou lançado para a atmosfera (12 a 21 Mt ano⁻¹) ou estocado nos sedimentos do lago (18 a 31 Mt ano⁻¹). Aproximadamente 120 Gt de carbono podem ser estocados nos sedimentos dos lagos boreais, uma estimativa conservativa baseada num período de acumulação de 5.000 anos e um tamanho comparável às estimativas recentes no charco boreal, 419 Gt para áreas com turfas e 64 Gt para biomassa de plantas. Dessa forma, a quantidade do carbono total estocado no bioma de floresta boreal pode ser significativamente grande por causa do estoque nos sedimentos do lago.

Em um sítio experimental de uma floresta boreal de várzea de 16,66 ha (0,167 km²), localizado na área de lagos experimentais, no noroeste de Ontário (Canadá), foram realizados estudos por KELLY *et al.* (1997). Antes da inundação, o local era composto de um faixa central de 2,39 ha, que era cercada por 14,4 ha de terras de turfas.

Em junho de 1993, após 2 anos do estudo de pré-inundação, a várzea foi inundada a uma profundidade de 1,3 m. O enchimento inundou o ambiente da área de turfa e aumentou a área superficial do lago por um fator de 3 e o volume de água por um fator de 6. Todo ano, no final do outono, o reservatório foi drenado para níveis pré-inundação, para simular a situação de inverno de muitos reservatórios hidrelétricos da parte norte do Canadá..

Vários métodos foram usados para medir os fluxos de gases entre as várias superfícies de várzeas e a atmosfera. Fluxos difusivos de CO₂ e CH₄ da superfície do lago foram estimados pelo método da camada limite fina (*thin boundary layer* – TBL), usando concentrações de gás dissolvido e velocidade do vento. Além das medidas de fluxos difusivos, a captura de bolhas, usando funis com 0,25 m de diâmetro, também foi realizada.

O volume de bolhas, liberadas dos sedimentos a cada semana, foi medido pelo deslocamento da água. As concentrações de CO₂ e CH₄ foram determinadas usando bolhas capturadas imediatamente após a perturbação dos sedimentos superficiais, porque as concentrações de gás, em bolhas capturadas, mudam com o tempo. Onde os fluxos de TBL foram registrados, eles incluíram tanto fluxos difusivos quanto de bolhas.

Após a inundação, as câmaras flutuantes (CF) foram usadas para estimar a liberação de CO₂ e CH₄ das áreas abertas e das áreas com árvores na área de turfa inundada, onde os métodos camada limite fina (TBL) e fluxo gradiente (FG) não poderiam ser usados. Antes da inundação do lago (1992) e após a inundação (1993), a liberação de CO₂ da superfície abrangente e da superfície de turfa na área aberta foi estimada pela técnica do fluxo gradiente, usando um perfil de vento corrigido para a estabilidade.

As concentrações de CO₂ no ar foram medidas usando um equipamento infravermelho da Licor (modelo 6250). Antes da inundação, a técnica do fluxo gradiente foi também empregada para medir o fluxo de CH₄ por um período curto de tempo, através da superfície aberta de turfa. As concentrações de CH₄ no ar foram medidas usando um equipamento a laser (*turnable diode laser* – TDL).

No lago, em seu estado natural antes da inundação, as concentrações de CO₂ e CH₄ estavam acima do equilíbrio atmosférico. Dessa forma, o lago era uma fonte natural de ambos os gases para a atmosfera. Durante os primeiros 2 anos após a inundação, as concentrações desses gases, medidas no mesmo local (o centro da área original do lago), aumentaram, em média, 3 vezes para CO₂ e 6 vezes para CH₄. Antes da inundação, as concentrações máximas de CO₂ mediam 48 μM L⁻¹ com um valor médio de 41 μM L⁻¹; após a inundação, esses valores aumentaram para 141 e 138 μM L⁻¹, respectivamente. Já as concentrações máximas de CH₄ antes da inundação eram de 1,1 μM L⁻¹ com um valor médio de 0,98 μM L⁻¹; após a inundação, esses valores aumentaram para 6,8 μM L⁻¹ e 3,8 μM L⁻¹, respectivamente.

Os fluxos de gás da superfície de água estão diretamente relacionadas às concentrações, e os fluxos tanto de CO₂ quanto de CH₄ do lago para a atmosfera aumentaram após a inundação, tanto em uma base diária quanto anual. Os fluxos de CO₂ e CH₄ das superfícies pré e pós-inundação são naturalmente variáveis com o tempo, devido a flutuações diárias na velocidade do vento e mudanças sazonais nas atividades biológicas.

Em relação aos fluxos de CO₂ e CH₄, em uma análise comparativa mediante o emprego das metodologias TBL e FG, os resultados foram os seguintes: antes da inundação, o fluxo médio de CO₂ da superfície do lago foi de 740 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹ para 1991 e 1992, segundo o método TBL; a média pelo método FG, em 1992, foi 1.600 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹; após a inundação, o fluxo medido através do TBL aumentou para

uma média de 3.700 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹ (1993 e 1994), e a medição através do FG aumentou para 3.600 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹; o fluxo de CH₄ da área do lago inundado (método TBL) aumentou de uma média de 17 mg de CH₄ m⁻² dia⁻¹ (1991 e 1992) para 88 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹ após a inundação.

Em síntese, a inundação experimental de uma área de floresta boreal de várzea causou, nessa região, uma mudança de um pequeno absorvedor natural de carbono, com relação a atmosfera, de -6,6 g de C m⁻² ano⁻¹ (equivalente a -18,08 mg C m⁻² d⁻¹) para uma grande fonte de 30 g de C m⁻² ano⁻¹ (82,19 mg C m⁻² d⁻¹). Essa mudança foi causada pela morte da vegetação, que eliminou o sumidouro fotossintético de CO₂ e estimulou a produção microbiana de CO₂ e CH₄ através da decomposição dos tecidos das plantas e turfas.

Segundo KELLY *et al.* (1997), com relação aos fluxos de CO₂, a comparação com grandes reservatórios ao norte de Ontário é boa, pois, em um estudo feito em reservatórios no norte de Quebec, os fluxos de CO₂ medidos, no mesmo período, foram 1.700 (áreas superficiais) e 2.200 (áreas profundas) mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹ quando comparados com os dados obtidos na área experimental que foram 3.600 mg de CO₂ m⁻² dia⁻¹.

O fluxo de CO₂ é muito maior do que o de CH₄ em todos os reservatórios. Adicionalmente, pelo fato de que o fluxo de CO₂ é similar em ambos os sistemas, há indícios que todo o ciclo de carbono seja também similar. Esses fluxos de CO₂ são também similares àqueles da decomposição da biomassa em reservatórios boreais e apóia a hipótese de que alguns reservatórios poderiam ser fontes significativas de GEE (KELLY *et al.*, 1997).

Os fluxos de CH₄ foram maiores na área de várzea experimental do que nos reservatórios de Quebec, Canadá. Segundo os autores, a diferença dos fluxos de CH₄ poderia ser devido às taxas diferentes de produção ou de oxidação de CH₄. Os reservatórios de sítios não boreais, tal como os trópicos, provavelmente têm taxas diferentes de fluxos e diferentes evoluções no tempo.

Duas recomendações foram feitas pelos autores no sentido de minimizar a produção de GEE nos reservatórios: (1) minimizar a área total de terra inundada, isto é, evitar áreas de inundação com pequeno relevo; (2) minimizar a inundação de várzeas, que contêm grandes quantidades de carbono orgânico do que terras elevadas.

Os estuários europeus estão sujeitos a intensas perturbações antropogênicas refletidas em cargas elevadas de matéria orgânica de detritos, que induzem a altas taxas

de respiração e à produção de grandes quantidades de CO₂ dissolvido. Estuários são considerados como ecossistemas heterotrópicos líquidos, segundo Frankignoulle *et al.* (1998).

No estudo de FRANKIGNOULLE *et al.* (1996), foram medidos simultaneamente a pressão parcial de dióxido de carbono (pCO₂) superficial e os fluxos atmosféricos, utilizando câmara, relacionados, obtidos em 9 estuários europeus.

Tanto a pCO₂ e o fluxo aumentaram quando a salinidade diminuiu no estuário Scheldt (Bélgica e Holanda). Perfis de pCO₂ e de oxigênio dissolvido, obtidos nos estuários Scheldt, com uma área de 22.000 km² (Bélgica e Holanda), Thames, área de 15.000 km² (Reino Unido), Gironde, área de 85.000 km² (França) e Rhine, área de 224.000 km² (Holanda), mostraram que a variação de pCO₂ com a salinidade é significativamente diferente de um estuário para outro, apesar da supersaturação ser igualmente elevada.

A mineralização de COP produziu 150 a 400 tC diariamente (significando um fluxo médio de 1.320 a 14.520 mg C m⁻² d⁻¹), nos estuários Gironde (França) e Scheldt (Holanda e Bélgica), respectivamente. Verificou-se que aproximadamente 2/3 do fluxo, no estuário Scheldt, foi resultado da heterotropia, com o 1/3 restante resultante da ventilação física. No estuário Gironde, aproximadamente 1/3 do fluxo atmosférico é devido a heterotropia.

Os dados obtidos mostraram que os estuários investigados mais no interior da Europa são fontes de CO₂ para a atmosfera, variando de ~0,10 mol m⁻² dia⁻¹ a 0,76 mol m⁻² dia⁻¹ (~ 4.400 mg m⁻² dia⁻¹ a 33.440 mg m⁻² dia⁻¹). A área estuarina estudada emite 3.000 tC diariamente para a atmosfera, correspondendo a um fluxo médio de 0,17 mol m⁻² dia⁻¹, equivalente a 7.480 mg m⁻² dia⁻¹. Os estuários que se localizam mais distantes do centro da Europa (externo) podem diferir substancialmente dos estuários do interior como fontes para CO₂ atmosférico. O estuário exterior pode ser um sítio de intensa produção primária, por causa da eutrofização, e pode estar se comportando como um sumidouro para o CO₂ atmosférico.

Segundo os autores, é provável que a percentagem da área superficial dos estuários do interior está na faixa de 25 a 50% e, através dos dados apresentados por eles, foram estimados estar na faixa de 30 a 60 milhões de toneladas de C por dia, que é 5 a 10% da emissão antropogênica europeia atual. Essa percentagem foi obtida para uma área altamente industrializada do mundo.

De acordo com esses autores, pode ser maior em países em desenvolvimento, onde as emissões antropogênicas de CO₂ são mais baixas e onde a significativa carga de matéria orgânica resultante da superpopulação pode aumentar o fluxo para a atmosfera. Atualmente, há discordâncias em relação a essa posição. Os dados disponíveis mostram um alto grau de supersaturação, variando de 500 a 6.000 µatm.

Alguns dados estão também disponíveis para a maioria dos rios. O balanço de carbono do rio Amazonas foi estudado por RICHEY *et al.* (1991), que mostraram que esse rio emitiu 2.040 a 6.240 mg m⁻² dia⁻¹, muito similar aos dados encontrados por FRANKIGNOULLE *et al.* (1998).

Níveis de CO₂ foram medidos no Níger (MARTINS E PROBST, 1991), e os maiores valores obtidos foram de aproximadamente 6.400 µatm, novamente em concordância com os valores registrados por FRANKIGNOULLE *et al.* (1998) em seu estudo.

Medidas de concentração de metano realizadas em testemunhos de sedimentos em lagos de tundra e taiga no Alasca (EUA) indicaram que a concentração de metano aumenta na medida em que as amostras são retiradas de regiões mais profundas do sedimento (PHELPS *et al.*, 1998).

Medições de fluxo de metano também foram realizadas empregando-se câmaras de difusão, indicando forte desprendimento do gás logo após o degelo do lago. Os valores medidos com as câmaras variaram de 2,07 g CH₄ m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 5,67 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹) em 1995 a 1,49 g CH₄ m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 4,08 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹) em 1996, sendo essa medida realizada cerca de dez dias após o degelo do lago.

Estimativas de emissão também foram realizadas empregando-se o modelo de difusão na camada limite e por medidas de concentração de metano na água, chegando a valores de 1,79 g CH₄ m⁻² ano⁻¹, ou seja, 4,9 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹, dez dias após o degelo e de 2,28 g CH₄ m⁻² ano⁻¹, equivalente a 6,24 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹, na estação do verão.

Experimentos para a investigação de taxas de emissão de CH₄ em riachos do estado do Tennessee, Estados Unidos, foram realizados e revelaram supersaturação deste gás na camada limite da água. Os valores encontrados variaram de 17,6 a 41,4 vezes a concentração de equilíbrio na atmosfera adjacente (JONES *et al.*, 1998). As taxas de emissão, utilizando a variação da concentração do gás, situaram-se numa faixa de 0,4 a 13,2 mg CH₄ m⁻² d⁻¹. Segundo esse trabalho, diferenças de resultados de concentração versus emissão podem ser atribuídos a variações na descarga

subsuperficial e na concentração da água subterrânea. Os resultados sugerem que a principal fonte de metano é o solo orgânico inundado.

Em uma pesquisa realizada nos anos de 1992, 1993-1994 (inverno) e 1994-1995 (inverno), no lago Nojiri no Japão (4,4 km²), a taxa média de emissão, utilizando a técnica da TBL, foi de 4,5 kg CH₄ d⁻¹ para todo o lago, o que corresponde a uma taxa 1,02 mg CH₄ m⁻² d⁻¹. (UTSUMI *et al.*, 1998).

Os autores chegaram à conclusão que o principal sumidouro de CH₄ é a oxidação na coluna de água, removendo cerca de 94% do CH₄ no período analisado. A taxa de oxidação situou-se em 15,4 mg m⁻² d⁻¹ para o lago todo.

Medições de CO₂ e de CH₄ foram realizadas nos lagos naturais William e Shingobee, localizados em Minnessota dos EUA, empregando-se câmaras de difusão, entre os meses de maio e outubro de 1992. Foram empregadas 12 câmaras para cada lago, sendo as câmaras de 0,25 m de diâmetro e 0,30 m de altura, com coletas empregando-se seringas a cada 30-45 minutos. A concentração do gás foi determinada por cromatografia gasosa (STRIEGL *et al.*, 1998).

Nesse caso, foi detectado que 67% das emissões de CH₄ e 46% das emissões de CO₂ ocorrem durante o 1º dia após o degelo da camada superficial do lago. Os valores medidos por câmaras de difusão variam de 0,12 a 94,1 mmol CH₄ m⁻² dia⁻¹ (correspondendo a uma variação de 1,92 a 1.505,6 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹) no lago Willians e de 0,8 a 46,4 mmol de CH₄ m⁻² dia⁻¹ (equivalendo a uma variação de 12,8 a 742,4 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹) no lago Shingobee. Os fluxos de CO₂ foram respectivamente 0,36 a -0,15 mol CO₂ m⁻² dia⁻¹, ou seja, 15.840 a -6.600 mg CO₂ m⁻² dia⁻¹ (lago Willians) e de 0,29 a -0,12 mol CO₂ m⁻² dia⁻¹, equivalendo a 12.760 a -5.280 mg CO₂ m⁻² dia⁻¹ (lago Shingobee).

Segundo os cálculos realizados, o lago Willians recebe cerca de 2,0 mol C m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 65,75 mg C m⁻² dia⁻¹) via entradas hidrológicas e perde cerca de 1,5 mol C m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 49,31 mg C m⁻² dia⁻¹) para a atmosfera.

No lago Shingobee, as entradas foram da ordem de 6,5 a 8,6 mol de C m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 17,8 mg C m⁻² dia⁻¹), e as perdas pela atmosfera atingiram 9,9 mol C m⁻² ano⁻¹ (equivalente a 325,48 mg C m⁻² dia⁻¹).

Em síntese, as emissões médias anuais foram estimadas em:

- lago William – 1,6 mol CH₄ m⁻² ano⁻¹ (70,14 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹);
- lago Shingobee – 1,9 mol CH₄ m⁻² ano⁻¹ (83,28 mg CH₄ m⁻² dia⁻¹);

- lago Shingobee – $8,0 \text{ mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ($964,38 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

Nesse mesmo estudo, estimou-se que cerca de 62% (lago Willians) e 79% (lago Shingobee) do CH_4 produzido nos lagos é também consumido internamente, e a diferença é emitida para a atmosfera. Concluiu-se que as emissões anuais de CH_4 e de CO_2 , em lagos da região central de Minnessota (EUA) dependem proporcionalmente da contribuição hidrológica de carbono pelas águas da bacia de drenagem contribuinte (STRIEGL *et al.*, 1998). Essa pesquisa mostra, também, que nesses lagos, apenas uma pequena proporção do CH_4 dissolvido na água é originário de fontes externas, sendo que uma parcela do metano pode estar dissolvido em águas subterrâneas que alimentam o lago (STRIEGL *et al.*, 1998).

Ainda, segundo esse trabalho, a maioria do CH_4 dissolvido na água em lagos temperados do norte é produzida por decomposição anaeróbica no sedimento. O CH_4 produzido na medida em que migra para regiões superiores da coluna de água pode ser transformado em biomassa ou em CO_2 pelas bactérias metanotróficas ou, então, ser emitido para a atmosfera. Os lagos tendem a emitir CH_4 continuamente para a atmosfera durante o período de degelo, enquanto que, no caso do CO_2 , o fluxo pode ser positivo ou negativo, dependendo das condições de fotossíntese ou respiração biológica do lago. Muitos lagos podem ser emissores líquidos de CO_2 para a atmosfera, em bases anuais. Porém, as relações entre entradas de carbono para os lagos, processos dentro do lago e emissões gasosas para a atmosfera não são bem conhecidos.

KIM *et al.* (1998) mediram fluxo de metano em uma região pantanosa do norte-central de Nebraska, EUA, do final de julho a setembro de 1993. A técnica da correlação de fluxo turbulento (*eddy correlation*), empregando um espectrômetro ajustável de diodo a laser (TDL), foi usada para medir espacialmente fluxos integrados de metano. Os resultados mostraram que as taxas de emissão de CH_4 aumentaram rapidamente após o nascer do sol e alcançaram o pico, aproximadamente $50 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, entre a metade da manhã e meia noite.

As taxas de emissão durante as horas do dia foram 2 a 5 vezes mais altas do que as taxas relativamente constantes observadas a noite. Segundo a análise desses autores, a taxa elevada da emissão mediada pela planta durante o dia está significativamente correlacionada com mudanças na radiação fotossinteticamente ativa e a diferença de temperatura entre dossel e o ar ambiente. Mudanças no fluxo de CH_4

diário medido estavam fortemente correlacionadas com temperaturas de sedimentos na profundidade de 0 – 0,25 m.

Com o objetivo de determinar a função das áreas inundáveis no controle das trocas de CO₂ e CH₄ do solo, em arrozais intermitentemente inundados, MIYATA *et al.* (2000) realizaram uma campanha intensiva de campo (IREX96) no Japão, durante o mês de agosto de 1996. A técnica de correlação de fluxo turbulento (*eddy correlation*) foi empregada para medir fluxos de calor, vapor de água e CO₂. O método de fluxo-gradiente foi empregado para determinar os fluxos de CH₄ através dos perfis medidos das concentrações de CH₄, com a estimada difusividade turbulenta requerida, usando uma aproximação modificada aerodinâmica ou CO₂ como um escalar de referência.

Quando o arrozal foi drenado, a absorção líquida da atmosfera durante o dia foi 23% menor, e as emissões noturnas de CO₂ foram praticamente 2 vezes maior, do que quando a pradaria foi inundada. O CO₂ médio diário, absorvido nos dias drenados, foi de 14,5 g m⁻², 50% menor do que a média para os dias inundados. O fluxo de CH₄ para a pradaria drenada mostrou distinta variação diurna com um máximo similar a 1,3 mg CH₄ m⁻². As emissões diárias médias de CH₄ foram 28% maiores para a pradaria drenada do que quando ela foi inundada.

2.4.2 - RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS

O grande interesse sobre o impacto humano na Terra tem trazido muitas questões dentro do foco de interesse público. Uma dessas questões é qual o impacto da geração de energia hidrelétrica sobre o meio ambiente. Esse tipo de geração de energia foi considerado anteriormente como uma fonte de energia limpa (JOHANSSON,1999). Resultados obtidos por RUDD *et al.* (1993) foram contra essa opinião, alegando que os reservatórios hidrelétricos poderiam contribuir tanto ou até mais para o efeito estufa quanto a geração de energia com queima de carvão.

Segundo RUDD *et al.* (1993), estimativas sugerem que, por unidade de energia hidráulica produzida, o fluxo de gás de efeito estufa (GEE) para a atmosfera de alguns reservatórios hidrelétricos pode ser significativo se comparado à emissão de GEE por geração de eletricidade com combustível fóssil.

Porém, o tipo de afirmação verificada em RUDD (1993) ainda necessita de maiores investigações para se ter certeza do fato, sendo contestada por muitos outros

pesquisadores (entre eles, GAGNON e CHAMBERLAND, 1993; ROSA e SCHAEFFER, 1994; SVENSSON e ERICSON, 1993), na medida em que os cálculos feitos por RUDD *et al.* (1993) estariam incorretos. Em vista disso, muitos estudos foram iniciados para encontrar os fundamentos das emissões de gases de efeito estufa (GEE) dos reservatórios hidrelétricos. Os resultados obtidos por SVENSSON e ERICSON (1993), na Suécia, não foram tão alarmantes em relação ao que foi afirmado por RUDD *et al.* (1993).

A hipótese de RUDD *et al.* (1993) foi baseada principalmente em 2 estudos realizados que mostraram que tanto as florestas montanhosas quanto as de turfas são sítios de intensa decomposição microbiana e de produção de GEE quando são cobertos com água. No primeiro estudo, que trata de florestas montanhosas, foram medidas concentrações de CH₄ e O₂ em profundidade no reservatório Notigi (norte de Manitoba). Dois anos após o enchimento, a forma dos perfis de CH₄ e O₂ na coluna de água do reservatório foram muito diferentes dos perfis de CH₄ e O₂ visto no hipolímio dos lagos naturais.

A taxa da emissão de GEE por unidade de eletricidade produzida deve variar de acordo com as características do reservatório, a extensão e o tipo da paisagem inundada e o modo de geração de energia. Para um reservatório com uma baixa taxa de área inundada por energia produzida, a estimativa do efeito estufa, assumindo nenhum sumidouro terrestre antes do enchimento, foi de 0,04-0,06 Tg CO₂ TW hora⁻¹. Para um reservatório com alta taxa, o efeito estufa foi de 0,3-0,5 Tg CO₂ TW hora⁻¹. Essa estimativa é similar ao efeito estufa de geração elétrica por plantas a carvão, segundo os dados mostrados no estudo de RUDD *et al.*, (1993).

Nos 12 locais de amostragens no complexo reservatório La Grande II-Boyd-Sakami, ao norte de Quebec, obtidos por RUDD *et al.* (1993), foram encontrados fluxos para a atmosfera, tanto para CO₂ quanto para CH₄. As concentrações de CO₂ foram 2-3 vezes maiores do que a de equilíbrio atmosférico em todos os sítios de amostragens. Nos lagos, Nipogini e Superior, o CO₂ estava sendo absorvido da atmosfera ao longo da estação verão.

A partir dessas medidas, chegou-se à conclusão que, em lagos eutróficos e rasos, alterações diárias podem ocorrer devido a altas taxas de respiração e fotossíntese. Em lagos oligotróficos, a concentração de CO₂ na água e no ar tendem ao equilíbrio.

No estudo realizado por DUCHEMIN *et al.* (1995), os fluxos e a distribuição do metano dissolvido (CH₄) e dióxido de carbono (CO₂) foram obtidos em 11 estações de

amostragem em dois reservatórios, La Grange-2 (inundado em 1978) e Laforge-1 (inundado em 1993), localizados no território da baía de James, no norte de Quebec, no Canadá. O primeiro reservatório (La Grange-2) tem uma área superficial de 2.835 km², uma profundidade média de 22 m e uma produção de energia de 26 TWh/ano; o segundo reservatório (Laforge-1) possui uma área menor com 960 km², tendo uma profundidade média de 3 m e uma produção de energia de 3 TWh/ano.

Os fluxos foram medidos usando câmaras estáticas. Os fluxos de emissão de gás na interface água-ar foram obtidos a cada 2 dias em regiões superficiais de junho a setembro de 1993 e de junho a agosto de 1994. As concentrações do gás foram determinadas usando cromatografia gasosa. Os fluxos medidos na região bêntica, que corresponde a região com material vivo presente no fundo do lago, para os dois gases de efeito estufa (CO₂ e CH₄), foram ou maiores ou similares àqueles determinados na interface água-ar durante os períodos quentes (fora da estação fria) de amostragem.

Para os dois anos de duração do estudo, os fluxos de emissão de CH₄ para a atmosfera, geralmente, variaram entre 5 e 10 mg m⁻² d⁻¹, enquanto que, para CO₂, alcançaram de 500 a 1.100 mg m⁻² d⁻¹.

Os fluxos calculados foram agrupados em duas categorias, de acordo com suas intensidades e frequências: (1) fluxos de emissões regulares – 88% do total no caso do CH₄ e 87% no caso do CO₂, que consistiam de fluxos que eram pelo menos 2 vezes menores do que a média total para todas as medições de água superficial; (2) fluxos de emissão acima da média, que refletiam condições de vento e colunas de água menores que 1 m, com fluxos de CH₄ e CO₂ compreendidos em uma faixa pelo menos 2 vezes maiores do que a média total.

O primeiro tipo abrange a maioria dos fluxos medidos durante os períodos de amostragem (i.e., 88% para CH₄ e 87% para CO₂). Esse tipo está centrado em torno de picos e obteve emissões médias para CH₄ de 8,0 mg m⁻² d⁻¹ e emissão para CO₂ de 1.200 mg m⁻² d⁻¹. As emissões dos fluxos regulares de CH₄ e CO₂ não variaram significativamente para as mudanças experimentadas sazonais durante o período fora da estação gelada. A variabilidade dos fluxos, contudo, foi maior entre junho e julho.

O segundo tipo reflete as condições de amostragens incomuns, como, por exemplo, fortes ventos, profundidades da coluna de água menor do que 1 m, ou tapetes com regiões cobertas de turfa inundados que flutuam à superfície. A média deste grupo para zonas superficiais foi 57 mg m⁻² d⁻¹ para CH₄ e 5.500 mg m⁻² d⁻¹ para CO₂. A frequência das emissões acima da média diminuiu durante o verão. Embora os dados

para esse grupo sejam limitados, segundo os resultados preliminares obtidos pelos autores, há indícios de que esses gases podem ser um importante componente no balanço das emissões atmosféricas para grandes reservatórios.

Os resultados encontrados por DUCHEMIN *et al.* (1995), para interface água-ar dos dois reservatórios hidrelétricos, demonstraram que esses extensos corpos de água são fontes não desprezíveis de CH₄ e CO₂ emitidos para a atmosfera.

Segundo os autores, os perfis de concentração para CH₄ e CO₂ de gás dissolvido na coluna de água claramente revelaram que a oxidação e a advecção horizontal desses gases são os fatores principais que controlam as suas subseqüentes liberações para a atmosfera. Segundo os autores, a advecção horizontal pode ter uma função na homogeneização da parte superior da coluna de água e por isso resultar em concentrações superficiais uniformes de CH₄ e CO₂ dissolvidos.

A oxidação de CH₄ e o efeito das advecções poderiam ser, portanto, mais importantes no controle das emissões de fluxos regulares de GEE na superfície dos reservatórios hidrelétricos do que das emissões da região bêntica dos diferentes tipos de solos inundados.

A maior parte do CH₄ é oxidado dentro dos primeiros 25 cm acima da interface de solo inundado por água. As emissões de CH₄ e CO₂ da região bêntica não parecem estar sendo afetadas nem pela inundação nem pela profundidade da coluna de água. Conseqüentemente, nem as emissões da região bêntica de CH₄ e CO₂ nem o tipo de solo inundado parecem controlar as emissões atmosféricas desses gases nos reservatórios hidrelétricos estudados.

Um outro estudo feito por DUCHEMIN *et al.* (1996) mostrou que a construção de reservatórios hidrelétricos no norte de Quebec (Canadá) tem uma função importante para o ciclo de carbono, não simplesmente na inibição de sumidouros naturais, mas, muito mais importante, na liberação de GEE (CH₄, CO₂ e N₂O) devido a degradação de matéria orgânica estocada nos solos boreais.

DUCHEMIN *et al.* (1996), baseado no trabalho de POULIN *et al.* (1993), estimaram que a quantidade total de carbono orgânico (C_{org}) estocado nos solos inundados da região de estudo é 3.600 g m⁻². Esse total representa 72% do total de C_{org} inundado no reservatório. Os autores usaram os fluxos mais altos e mais baixos medidos na região bêntica e assumiram que os processos de degradação são ativos sob cobertura de gelo, onde estimaram que essa quantidade de matéria orgânica seria degradada em 3 a 100 anos, com uma média de 10 anos.

Os resultados do cálculo não foram confirmados com as medições de campo feitas pelos autores, em reservatórios com 1, 2, 3 e 15 anos de idade, nem tão pouco no estudo de HELLSTEN *et al.* (1996), em um reservatório com 25 anos na Finlândia, onde os fluxos da região bêntica são ainda altos.

Como a degradação determina a maioria do CO₂ e CH₄ produzido, estimativas confiáveis da produção de GEE durante o ciclo de vida de um reservatório hidrelétrico não serão atingidas até que formos capazes de melhor identificar precisamente as fontes de matéria orgânica e as taxas dos processos microbianos envolvidos em sua decomposição (DUCHEMIN *et al.*, 1995)

Os resultados que foram apresentados por DUCHEMIN *et al.* (1996), para a interface solo-água em 2 reservatórios hidrelétricos, sugerem que a matéria orgânica inundada desses corpos de água é uma fonte desprezível de emissões de carbono atmosférico. A produção primária e as contribuições da bacia fluvial são provavelmente as duas principais fontes de carbono para complexos hidrelétricos extensivos e podem, portanto, determinar os fluxos de emissão do GEE medido na interface água-ar.

Emissões de CH₄ e CO₂ na barragem da hidrelétrica de Petit Saut no rio Sannamary (Guiana Francesa) foram medidas durante um período de 2 anos por GALY LACAUX *et al.* (1997). A barragem de Petit Saut começou a ser enchida em janeiro de 1994 e alcançou o seu nível máximo em julho de 1995. Desde o início do enchimento do reservatório (janeiro de 1994), 300 km² de floresta tropical foram submersos. As evoluções de metano e dióxido de carbono dentro do lago foram monitoradas desde o início do alagamento do reservatório. Essa produção resultou em emissões na superfície do lago por difusão, por ebulição e por desgaseificação da água liberada dentro do rio. Ao mesmo tempo, foram realizadas medições das características físico-químicas da água através de perfis verticais da superfície ao fundo do lago.

Foram usados os seguintes métodos para a obtenção dos fluxos de CH₄ e CO₂:

- 1- câmara estática, que foi usada para a determinação dos fluxos gasosos na interface ar-água; os fluxos foram calculados através da declividade da curva de regressão das concentrações de ambos os gases na câmara como uma função do tempo;
- 2- a emissão de metano através de bolhas foi medida empregando a técnica descrita por KELLER e STALLARD (1994), ou seja, são utilizados 5 funis que são amarrados juntos e separados, na horizontal, em 3 metros um do outro; esse sistema é operado durante um período de 4 a 6 horas; como a

interface ar-água é suprimida, esse método permite obter amostras apenas de bolhas, excluindo a componente difusiva do fluxo; para determinar os perfis verticais de CH₄ e CO₂ dissolvidos, amostras de água são coletadas em várias profundidades com uma bomba; as análises das concentrações de CH₄ e CO₂ foram feitas através de cromatografia gasosa.

Os resultados obtidos por GALY LACAU *et al.* (1997) mostram que emissões máximas de 800 t CH₄ por dia foram obtidas em fevereiro de 1995, correspondendo a concentrações de CH₄ dissolvido de 14 mg L⁻¹ na coluna de água. A oxidação biológica de metano resultou em um forte consumo de oxigênio nas águas do lago e do rio. Emissões totais de CH₄ e CO₂ de janeiro de 1994 a dezembro de 1995 foram calculadas através de toda a série de dados, que também permitiu calcular a perda de carbono total desde o enchimento do reservatório. Aproximadamente 10% do carbono estocado no solo e na vegetação foi liberado na forma gasosa dentro dos 2 anos.

Os resultados obtidos por GALY LACAU *et al.* (1997) foram os seguintes:

- fluxos difusivos de metano – as medições realizadas entre março de 1994 a fevereiro de 1995
 - variaram de 120 a 3.240 mg CH₄ m⁻² d⁻¹;
- fluxos de metano por bolhas nas medições realizadas em março de 1994
 - 2-3 metros de profundidade: 1.404 mg CH₄ m⁻² d⁻¹;
 - 5 a 6 metros de profundidade: 600 mg CH₄ m⁻² d⁻¹;
 - 6 metros de profundidade: 936 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.
- fluxos de metano por bolhas nas medições realizadas em setembro de 1994
 - 7 a 9 metros de profundidade: 240 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.
- fluxos difusivos de dióxido de carbono – média das emissões em três diferentes locais do reservatório;
 - setembro de 1994: 1.296 mg CO₂ m⁻² d⁻¹;
 - dezembro de 1994: 4.800 mg CO₂ m⁻² d⁻¹;
 - maio de 1995: 5.328 mg CO₂ m⁻² d⁻¹;
 - setembro de 1995: 10.248 mg CO₂ m⁻² d⁻¹.

Um dos primeiros projetos que incluíram a avaliação do ciclo de vida (*life cycle assessment*, LCA) foi no reservatório hidrelétrico de Tjaktjajaure, no norte da Suécia. Um modelo de simulação para verificar o movimento do carbono no reservatório foi

desenvolvido por PERSSON (1997), tal que a quantidade de emissões de GEE pudesse ser estimada.

Contudo esse modelo tinha algumas questões que precisavam ser melhor respondidas. Entre essas questões, estavam os mecanismos de troca de gases de carbono entre a atmosfera e a água do reservatório e qual a extensão de metano que contribui para a emissão total dos GEE. Com o objetivo de responder a essas duas questões, JOHANSSON (1999) realizou seu estudo examinando a literatura existente para mais detalhes e incorporando-as no modelo pré-existente.

A simulação do modelo, descrito no estudo, levou em consideração a maioria dos processos físicos presentes, a fim de imitar o comportamento do reservatório Tjaktjajaure. Entre esses processos, estão a entrada e saída do fluxo, sedimentação, ressuspensão, degradação da matéria orgânica inundada e troca atmosférica. Esse reservatório está situado na região montanhosa em Lappland, na parte mais ao norte da Suécia. O reservatório está localizado em 67° N e 450 m acima do nível do mar no sistema do rio Lule; a área do reservatório, quando ele está completamente cheio é de 81 km², enquanto o tamanho mínimo é de apenas 15 km². Isso significa que a área entre os dois níveis atinge 66 km². Esse reservatório é o terceiro em tamanho da Suécia, com um volume estocado de 1.650 milhões de m³. Ele foi construído no período de 1963-1967. Antes do início do enchimento, a área consistia, principalmente, de turfa com alguns pequenos lagos espalhados (JOHANSSON, 1999).

Em relação aos seus resultados, verifica-se que há uma emissão de pico de CO₂ e CH₄ na primavera devido a liberação de gás estocado no gelo. As emissões crescem durante o verão devido ao aumento da temperatura e da disponibilidade de nutrientes. As emissões médias anuais chegam a 2 g CO₂-eq. kW h⁻¹.

Quando o reservatório está coberto com gelo, nenhuma emissão é realizada. O gás é estocado na água e em compartimentos de ar sob o gelo. O estoque do gás é levemente menor no modelo desenvolvido do que no sistema existente anteriormente, ou seja, o modelo subestima as medições do gás sob o gelo. Uma grande parte das emissões de carbono sai como CO₂.

Os fluxos de dióxido de carbono simulados foram duas ordens de grandeza maiores do que os fluxos de CH₄. A ebulição simulada não aumentou significativamente as emissões totais de CH₄. Notou-se que o carbono também flui, através do reservatório, dissolvido na água que sai. Outro sumidouro de carbono é a acumulação nos sedimentos passivos. No modelo desenvolvido, o fluxo que sai é maior do que no caso anterior. A

acumulação nos sedimentos passivos é menor do que o previsto pelo modelo, principalmente devido ao fato que o metano é formado de matéria orgânica nas áreas de sedimentos acumulados, ocasionando menor liberação de carbono refratário.

Segundo JOHANSSON (1999), o modelo funcionou razoavelmente bem, de acordo com as saídas investigadas. A emissão média foi de $2\text{gCO}_2\text{eq. kW h}^{-1}$, que é comparativamente razoável em relação às estimativas obtidas anteriormente. Uma estimativa de erro baseada na análise de incertezas resultou em $2 \pm 1\text{gCO}_2\text{eq. kW h}^{-1}$. Comparada com as medições feitas em todo o mundo, as emissões são pequenas.

As emissões simuladas de CO_2 , através do reservatório, são $44\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Os valores registrados variaram entre -286 e $23.760\text{ mg CO}_2\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Em regiões similares àquelas ao norte da Suécia, os valores mais baixos são dominantes, por exemplo $396-1.716\text{ mg CO}_2\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, na Finlândia (HELLSTEN *et al.*, 1996) e um fluxo médio de $924\text{ mg CO}_2\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, no Alasca ártico (KLING *et al.*, 1992).

Para o CH_4 , as emissões anuais médias simuladas alcançaram $0,48\text{ mg CH}_4\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, com a ebulição contribuindo com $0,0048\text{ mg CH}_4\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. As emissões registradas no reservatório finlandês foram $11,2-160\text{ mg CH}_4\text{ m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, onde a ebulição variou de 0 a $240\text{ mgCH}_4\text{ m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Os valores mais altos foram calculados para um reservatório contendo uma grande quantidade com áreas de turfas, enquanto os menores referem-se a um lago natural.

Segundo KLING *et al.*, (1991), um ponto fraco no modelo é a questão da função de ebulição, que é baseada provavelmente em suposições muito simplificadas. Melhor investigação sobre outras funções de formação do gás deveria ser realizada para aumentar a confiabilidade do modelo. Essa constatação aplica-se especialmente a formação de CO_2 de acordo com a análise estatística. É possível adicionar partes ao modelo para representar os processos biológicos, uma vez que permite avaliar a contribuição do reservatório ao efeito estufa.

Ainda segundo KLING *et al.*, (1991), ao contrário da formação do gás, a temperatura, o oxigênio e o conteúdo de carbono orgânico total, COT (*total organic carbon*, TOC) deveriam ser fatores melhor investigados. Outro tópico de interesse é a formação e estoque do gás durante o inverno, pois os resultados mostraram que uma grande quantidade de gás foi liberada em conexão com o derretimento do gelo. No modelo, esse processo pode estar sendo subestimado, pelo menos é menor do que em muitos outros sistemas bem estudados.

Está claro que o reservatório estudado por JOHANSSON (1999) é uma fonte de GEE. Contudo, comparado a outras fontes de energia, o reservatório de Tjaktjajaure e a planta hidrelétrica não emitem grandes quantidades de GEE (por exemplo, 2 g CO₂-eq. kW⁻¹ h⁻¹ mais 0,068 g CO₂-eq. kW⁻¹ h⁻¹ (SVENSSON, 1996) para a operação e manutenção do empreendimento).

SVENSSON (1996) calculou as contribuições de emissões de GEE para diferentes espécies de geração de energia na Suécia e obteve o seguinte: turbinas a gás com queima de petróleo contribui com 988 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹ (regulação de energia), plantas através da queima de petróleo com 569 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹, plantas operadas com gás natural com 392 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹ e através de biomassa com 340 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹. No caso da combustão de biomassa, o crescimento da biomassa requer CO₂, onde, desta forma, pode-se afirmar que não há contribuições líquidas. A energia nuclear fornece uma contribuição líquida de 2,4 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹, e a energia gerada pelo vento, 0,036 g CO₂eq. kW⁻¹ h⁻¹.

O modelo, estudado por JOHANSSON (1999), estimou a contribuição dos gases de efeito estufa de Tjaktjajaure em 2 ± 1 g CO₂-eq. kW⁻¹ h⁻¹. Contudo, esse resultado deve ser usado com cuidado, pois o modelo não está adequadamente avaliado. Duas questões importantes são medir a taxa de sedimentação, investigar de forma melhor as taxas de formação do gás (especialmente CO₂) e a quantidade de compostos de carbono dissolvido na água do reservatório. Porém, o modelo descreve a dinâmica do movimento de carbono no Tjaktjajaure razoavelmente bem. O desenvolvimento das funções de liberação do gás tem elevado a força de previsibilidade do modelo. Nesse momento, o maior tópico de contribuição para a incerteza nas previsões é a formação do gás, não a liberação do gás formado.

DUCHEMIN *et al.* (1999) realizaram um estudo com o objetivo de comparar os métodos de câmara estática e o da equação da camada limite (*boundary layer equation*, BLE) para a determinação das emissões dos fluxos de CH₄ e CO₂ na interface água-ar. Os resultados dos fluxos apresentados foram medidos na interface água-ar em dois grandes reservatórios hidrelétricos ao norte de Quebec, no Canadá.

Foram usados, nesse estudo, três métodos principais para a determinação das emissões de fluxos *in situ*: torres micrometeorológicas, câmaras estáticas, e cálculos baseados nas equações para difusão na interface água-ar. As campanhas de amostragem foram conduzidas entre junho e setembro de 1994, nas proximidades dos complexos hidrelétricos: (1) La Grande-2 (LG-2), inundado desde 1979, tendo uma área superficial

de 2.835 km² e uma profundidade média de 22 m; (2) Laforge-1 (LA-1), inundado desde agosto de 1993, cobrindo uma área de 960 km² com uma profundidade média de 3 m. Em adição, um lago natural (de Voeux) na área do LA-1, foi amostrado como um lago de controle.

Em (LG-2), os fluxos das emissões na interface água-ar foram medidos usando o método de câmara estática (STAT). Durante as amostragens, 4 câmaras foram dispostas juntas a uma distância de pelo menos 3 m do barco e das árvores inundadas do ambiente. As amostras do gás (30 ml) foram coletadas a cada 15 minutos sobre um período de 1 hora usando seringas de polipropileno com capacidade para 60 ml. Para cada câmara, os fluxos foram calculados usando uma regressão linear baseada na mudança da concentração como uma função do tempo para as cinco amostras. Segundo as análises, a aceitação dos resultados foram baseadas em dois critérios: (a) a concentração inicial tinha que ser aproximadamente igual àquela da concentração atmosférica ambiente; (b) o coeficiente de correlação da análise de regressão, tinha de ser maior do que 95% para CH₄ e maior do que 90% para CO₂.

Já em relação a (LA-1), os fluxos das emissões foram calculados usando o método da equação da camada limite (BLE), descrito por LISS e SLATER (1974). Resumidamente, o fluxo calculado depende de dois principais fatores: o gradiente da concentração entre a água e o ar e o coeficiente de troca do gás para um dado gás a uma dada temperatura, k . A equação é escrita como segue:

$$\text{Fluxo} = k (P_{\text{gás}}Kh - [\text{gás}]_{\text{sat}}) \quad (2.27)$$

onde $[\text{gás}]_{\text{sat}}$ é a concentração do gás na atmosfera subsequente; Kh é a constante de Henry para o gás em uma dada temperatura e salinidade; $P_{\text{gás}}$ é a pressão parcial do gás na superfície da água; e o produto, $P_{\text{gás}} \times Kh$, é a medida da concentração dos gases dissolvidos na interface água-ar.

Os valores atribuídos à constante k usados no estudo de DUCHEMIN *et al.* (1999) foram empiricamente derivados através do estudo de WANNINKHOF *et al.* (1991b). Os parâmetros essenciais para os cálculos da equação da camada limite, tal como as temperaturas do ar e da superfície da água, como também a velocidade do vento, foram obtidos em paralelo com a amostragem das câmaras estáticas.

Os resultados obtidos mostram que as concentrações dos gases dissolvidos na interface água-ar foram sistematicamente muito maiores do que as concentrações atmosféricas em equilíbrio. Como um meio de melhor compreender a distribuição espacial da concentração do gás dissolvido e dos fluxos de emissão dos reservatórios, as estações de amostragem foram separadas em 2 tipos predominantes: raso (<3,5 m) e profundo (>3,5 m). Essa separação entre estações superficiais e profundas é justificada, porque permite isolar dois importantes fatores geográficos para a comparação metodológica: área desprotegida e área protegida. Em estações profundas, com área desprotegida, o vento tem uma grande influência na turbulência da interface água-ar, enquanto o mesmo tem um pequeno efeito sobre a interface água-ar nas estações superficiais, com área protegida. Segundo estudos micrometeorológicos e de mecânica dos fluidos, essa constatação está perfeitamente adequada.

Nas estações amostradas durante 1994, a distribuição dos fluxos de CH₄ e CO₂ na interface apresentou uma diminuição ao longo dos valores mais altos. Para o estudo de comparação, os autores usaram a nomenclatura estabelecida por DUCHEMIN *et al.* (1995): emissões regular e acima da média. Para as 6 estações superficiais, os fluxos das emissões regulares de CO₂ e CH₄, obtidos usando o método de câmara estática, distribuíram-se em torno dos picos de frequência, atingindo 2.300 mgCO₂ m⁻² d⁻¹ (n = 69) e 10 mgCH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 93), respectivamente, sendo n o número de observações.

Para as 3 estações tendo colunas de água excedendo 10 metros, os fluxos das emissões regulares de CH₄ são significativamente baixos 2,5 mgCH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 29), enquanto o valor médio para o CO₂ é da ordem de 2.500 mgCO₂ m⁻² d⁻¹ (n = 31).

Os fluxos da emissão média calculado para a amostragem, realizadas em 1993 e 1994, foram 8 mgCH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 205) e 1.200 mgCO₂ m⁻² d⁻¹ (n = 158) para sítios rasos e 3 mgCH₄ m⁻² d⁻¹ (1,9, n = 47) e 1.800 mgCO₂ m⁻² d⁻¹ (1.000, n = 40) para estações profundas. Os fluxos de CO₂ e CH₄, na interface água-ar do lago natural (n=8), ficaram sistematicamente abaixo do limite de detecção da metodologia empregada.

Da mesma forma, como foi verificada nos fluxos de emissão obtidos com a técnica de câmara estática, os fluxos calculados usando a equação da camada limite seguem uma distribuição com uma diminuição da frequência ao longo dos valores altos. Os fluxos, calculados através das emissões, foram agrupados em emissões regulares e acima da média de acordo com o mesmo critério anteriormente descrito.

Para as 6 estações rasas, os fluxos das emissões regulares de CO₂ e CH₄ são centrados em torno de picos de frequência, descrevendo 950 mgCO₂ m⁻² d⁻¹ (100, n =

91) e $2,5 \text{ mgCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (0,3, n = 96), respectivamente. Os fluxos das emissões regulares de CH_4 calculados para as 3 estações profundas são significativamente baixos $0,8 \text{ mgCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (0,2, n = 41), enquanto a média calculada para CO_2 é alto; $1.500 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (200, n = 43). Finalmente, os fluxos calculados para o lago de controle são $160 \text{ mgCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (n = 7) e $0,2 \text{ mgCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (n = 6).

Esse estudo demonstrou que os dados provenientes de câmaras de difusão e do método da camada limite dos reservatórios hidrelétricos são da mesma ordem de magnitude dos lagos naturais pesquisados. Alguns valores interessantes encontrados estão na Tabela 2.5.

Mostrou-se ainda onde o método da equação da camada limite subestimou os fluxos de CO_2 e CH_4 . A variação observada entre as duas técnicas de medição pode ser explicada por diferentes erros ou tendências inerentes nos métodos, e não relacionadas ao dados obtidos, segundo afirmam os autores. A variabilidade observada em ambas as séries de dados impõe precaução em qualquer conclusão definitiva sobre essa comparação, mas parece que o método da equação da camada limite subestima os fluxos das emissões de CO_2 e CH_4 de grandes corpos de água. Adicionalmente, comparado à técnica da câmara estática (STAT), o método da equação da camada limite (BLE) superestima o efeito do vento em áreas profundas. Para zonas rasas, contudo, o uso da BLE subestima as emissões quando os ventos são fracos.

Tabela 2.5 – Valores médios de fluxo de dióxido de carbono e metano em reservatórios hidrelétricos e lagos naturais no Canadá.

| Reservatório | Fluxo de CO_2 $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ | Numero de Amostras | Fluxo de CH_4 $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ | Número de Amostras |
|--|--|--------------------|--|--------------------|
| Gouin (idade de 80 anos) | 1.165 ± 685 | 11 | $4,5 \pm 2,8$ | 18 |
| Lagos de Referência (Gouin) | 1.700 ± 950 | 10 | $9,4 \pm 3,6$ | 9 |
| Manic 5 (idade de 35 anos) | 1.170 ± 470 | 19 | 15 ± 10 | 24 |
| Lagos de Referência (Manic 5) | 1.010 ± 405 | 16 | $2,2 \pm 2,3$ | 14 |
| Lago Brome (poluído) | 1.360 ± 400 | 9 | $11,5 \pm 1,4$ | 12 |
| Lago St-Louis (Rio St-Lawrence) | 2.090 ± 820 | 10 | $36,5 \pm 10$ | 12 |
| Lake Croche (menos poluído) | 730 ± 170 | 10 | $9,3 \pm 2,9$ | 11 |

Fonte: DUCHEMIN *et al.*, 1999.

Segundo DUCHEMIN *et al.* (1999), a série de dados confirma que a troca de gás ao longo da interface ar-água é largamente independente do vento quando a velocidade é baixa ($<3 \text{ m.s}^{-1}$). Finalmente, os seus resultados sugerem que a equação da camada limite, que possibilita observações de alta resolução por meio de esquemas automatizados, não pode ser usada sem considerável precaução para estimativa global de balanços de GEE de grandes corpos de água. O ideal é que todas essas técnicas, citadas anteriormente, sejam empregadas simultaneamente, pois se tornam bastante eficientes.

As concentrações e fluxos de gases de efeito estufa, metano (CH_4) e gás carbônico (CO_2), foram medidos em dois reservatórios hidroelétricos, Lokka e Porttipahta, na zona boreal do norte na Finlândia. Estes reservatórios estudados estavam situados em uma região de turfa e de floresta e foram construídos em 1967 e 1970, respectivamente (HUTTUNEN *et al.*, 2002).

Mesmo após 20 anos da inundação, os reservatórios ainda estavam supersaturados com CH_4 e CO_2 dissolvido. Medidas de fluxos difusivos, com câmaras estáticas flutuantes, mostraram que Lokka emitiu mais CH_4 (5,3 a $119 \text{ mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) durante os períodos de águas abertas, período em que não tem gelo no lago, em 1994 e 1995, do que as estações em Porttipahta (2,5 a $4,8 \text{ mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), medidos em 1995. As taxas de emissão de CO_2 em Lokka (21 a $133 \text{ mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e Porttipahta (36 a $95 \text{ mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) foram mais próximos (HUTTUNEN *et al.*, 2002).

Os pesquisadores encontraram fluxos ebulitivos de CH_4 no reservatório de Lokka, realizados com ajudas de funis submersos, da ordem de 2,6 a $660 \text{ mg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, valores maiores que os encontrados pelo fluxo difusivo.

Os pesquisadores afirmaram que não foi encontrada nenhuma associação clara entre as emissões de CH_4 e o tipo de vegetação inundada, inclusive terras minerais e depósitos de turfa velhos (HUTTUNEN *et al.*, 2002).

Fluxos de dióxido de carbono (CO_2) pela interface água / ar foram determinados, utilizando-se a técnica da câmara de difusão, acoplada a um equipamento automatizado de medição infravermelha não dispersiva (NDIR) ou infravermelho com transformada de Fourier (FTIR), TREMBLAY *et al.* (2004). Os fluxos foram medidos em 2002 em mais de 280 sites em reservatórios canadenses, rios e lagos naturais.

A média das emissões de CO_2 medidos em reservatórios com idade maior que dez anos, em Québec, estavam em torno de $1600 \pm 1500 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, já em lagos naturais as emissões foram de $735 \pm 1125 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, demonstrando que o

reservatório estava emitindo mais que lagos naturais. Em um reservatório jovem de Québec (5 anos), os valores foram superiores aos maios antigos, com médias em torno de $4.400 \pm 4.000 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

Em Manitoba, reservatórios antigos apresentaram valores médios em torno de $3.350 \pm 2.725 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e lagos naturais de $1365 \pm 2375 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Na Columbia Britânica, os valores médios foram de cerca de 250 ± 800 e $500 \pm 650 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, respectivamente, para os antigos reservatórios e lagos naturais (TREMBLAY *et al.* 2004).

Os pesquisadores sugerem que a qualidade da água e a entrada de carbono dos sistemas terrestres afetam os fluxos de CO_2 em massas de água. Os resultados mostram também que os reservatórios com mais de 10 anos são comparáveis aos lagos naturais ou rios em termos da qualidade da água ou nos fluxos brutos de CO_2 , e que os maiores níveis de emissões em novos reservatórios durariam de 6 a 8 anos.

Já ABRIL *et al.*, (2005), realizaram medidas de fluxo de CO_2 e CH_4 no reservatório hidrelétrico de Petit Saut (rio de Sinnamary, Guiana francês), que foram quantificados durante 10 anos desde sue fechamento em 1994. As emissões difusivas através da superfície do reservatório foram realizadas entre 1994, 1995 e 2003. As emissões por bolhas, que ocorrem somente em profundidades da água maiores que 10 m, foram interpolados das medidas dos funis em 1994, em 1997 e 2003.

Foram realizados também medidas de emissões por degassing, que foram calculados pela diferença entre as concentrações do gás antes a após o turbinamento. As emissões difusivas do rio Sinnamary, a jusante da barragem, foram quantificadas por medidas diretas do fluxo, utilizando câmaras, em 2003 e da monitoração das concentrações ao longo do rio.

Os resultados de ABRIL *et al.*, (2005) mostraram que as emissões totais do carbono foram de 0,01 a 0,37 MtC ano⁻¹ (CO_2 : 0,02 a 0,30; CH_4 : 0,01 a 0,07) nos primeiros 3 anos após o fechamento (1994-1996) e diminuído para 0,01 a 0,12 MtC.y (CO_2 : 0,01 a 0,1; CH_4 : 0,006 a 0,016) desde o ano de 2000.

Na média sobre os 10 anos, 61% das emissões do CO_2 ocorreram por difusão da superfície do reservatório, 31% do estuário, 7% por desgaseificação (*degassing*) e uma fração insignificante por bolhas. A difusão CH_4 e bolhas pela superfície do reservatório foram predominantes (respectivamente 40 e 44%) somente durante o primeiro ano após o fechamento. Desde 1995, a desgaseificação (*degassing*), devido ao aerador abaixo das

turbinas, transformou-se na principal fonte das emissões de CH₄, alcançando 70% do fluxo de CH₄ total ABRIL *et al.*, (2005).

A degaseificação (*degassing*) de CO₂, decorrentes da passagem de água através das turbinas da hidrelétricas, foi estudada em dois reservatórios boreais (La Grande La Grande 2 e 3) localizada na região da Baía de James do Quebec, no Canadá. Amostras de dissolução de CO₂ foram coletadas mensalmente durante um período de 1 ano, conjuntamente com os fluxos difusivos da superfície do reservatório, que foram calculados usando a TBL (ROEHM e TREMBLAY, 2006).

As diferenças entre as concentrações de CO₂, acima e abaixo das turbinas, foram usadas para calcular a quantidade de degaseificação (*degassing*) por unidade de água turbinada. Os Fluxo difusivos indicam que os reservatórios agiram como fontes de CO₂ para a atmosfera durante o período de amostragem, com fluxos que variam entre 80 e 1800 mg de CO₂ m⁻² d⁻¹ na LG2 e entre 400 e 1.500 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ na LG3. A degaseificação calculada variou entre 5 a 45 na LG2 e de 5 a 25 t.d⁻¹ na LG3. Esses valores representam <1% do total de emissão por difusão em ambos os reservatórios.

A crescente preocupação com a contribuição de reservatórios de água doce no aumento da concentração dos gases de efeito (GEE) na atmosfera levou a associação de pesca e oceanos do Canadá, em conjunto com Manitoba Hydro, a desenvolver equipamento de monitoramento contínuo de GEE (DEMARTY *et al.*,2009).

Continuamente, as concentrações, na água, de *p*CO₂, *p*CH₄ e *p*O₂ foram reunidas para estimar os fluxos de gás em um reservatório de clima temperado, em dois reservatórios boreais, utilizando a técnica da TBL, (Eastmain-1 e Robert-Bourassa) em Québec, e em quatro reservatórios boreais (Grand Rapids, Jenpeg, Chaleira, e McArthur Falls) em Manitoba, Canadá. A média diária dos fluxos de CO₂ variaram entre 308 e 616 mgCO₂ m⁻²d⁻¹ em Manitoba e entre 660 e 2.420 mg.CO₂ m⁻²d⁻¹ em Québec. A média diária dos fluxos de CH₄ variaram entre 0 e 1,1 mgCH₄ m⁻²d⁻¹ em Manitoba e entre 0,14 e 0,77 mgCH₄ m⁻²d⁻¹ em Québec.

O primeiro inventário brasileiro de emissões antrópicas de GEE, realizado pela COPPE (Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-graduação e Pesquisa de Engenharia) (COPPE, 2002), mostrou que as hidrelétricas não são isentas de emissões de gases de efeito estufa (GEE). Constatou-se uma grande variabilidade na intensidade das emissões, tendo sido identificada a influência de vários fatores entre os quais a temperatura, a profundidade no ponto de medição, o regime de ventos, a insolação, os

parâmetros físico-químicos da água, a composição da biosfera e o regime de operação do reservatório.

Uma outra constatação do primeiro inventário foi a relativamente baixa correlação entre as emissões e a idade do reservatório, o que pode estar associado ao fato de as emissões serem devidas não só à decomposição do estoque de biomassa terrestre pré-existente, mas também à da matéria orgânica proveniente da bacia de drenagem a montante (carbono da biomassa e do solo e eventual lançamento de esgoto e águas residuais) e da matéria orgânica internamente produzida no lago. Esse fato implica uma maior dificuldade na separação das emissões antrópicas, objeto do inventário, das emissões que ocorreriam mesmo na ausência da barragem.

Os resultados dos fluxos totais, fluxos difusivos mais os ebulitivos, médios encontrados no inventário são demonstrados na Figura 2.15.

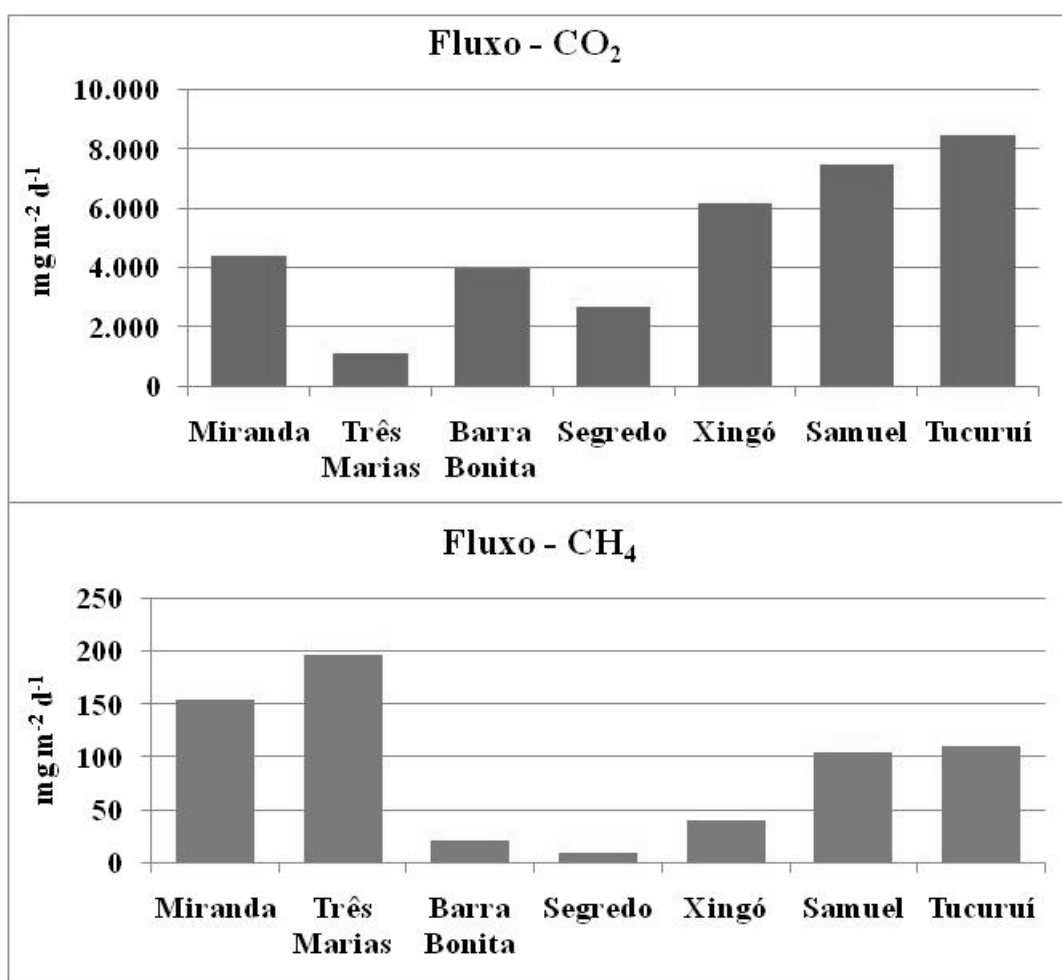


Figura 2.15 - Fluxos totais dos reservatórios encontrados no primeiro inventário brasileiro de emissões antrópicas de GEE (Fonte: COPPE, 2002).

ROSA *et al.* (1994) observaram que a emissão do CO₂ pelo espelho de água das represas pode eventualmente superar a do CH₄, mas seu efeito para o aquecimento global é menor em geral, dado o maior GWP do CH₄, ou seja, dado seu efeito por unidade de volume do gás ser maior que o do CO₂. Ademais, há emissão de CH₄ pelos combustíveis fósseis das termelétricas e pelas inundações periódicas na Amazônia sem as represas.

SANTOS (2000), estudou a emissão de gases de efeito estufa em 7 reservatórios hidrelétricos no Brasil, com duas campanhas por reservatório (Miranda, Três Marias, Barra Bonita, Segredo, Xingó, Samuel e Tucuruí), chegando-se à conclusão que há uma grande variação entre os resultados, o que indicaria a necessidade de um cuidado maior na escolha de futuros projetos por parte do setor elétrico brasileiro, com o intuito de extrapolar as medições para o parque hidrelétrico brasileiro. A intensa variabilidade dos dados é modulada por um conjunto de influências, as principais sendo: temperatura, intensidade dos ventos, insolação, parâmetros físico-químicos da água, composição da biomassa

A emissão de CH₄ pelas hidrelétricas é sempre desfavorável para a hidroeletricidade, pois mesmo que o carbono origine-se de fontes naturais, ele se torna um gás de maior GWP no cômputo final. Já a emissão de CO₂ em parte pode ser originada da atmosfera e ser incorporada ao sistema do reservatório. (SANTOS, 2000).

Segundo o pesquisador, o dióxido de carbono é mais emitido por difusão molecular em todos os reservatórios estudados, porém como este gás faz parte do ciclo natural do carbono, foram encontrados, em algumas medidas, uma absorção de CO₂ pelo corpo de água do reservatório via fotossíntese da produção primária do lago. Para o metano, há sempre emissão, seja por bolhas ou por difusão molecular.

Em alguns reservatórios, notou-se que o regime de operação também pode influir na emissão dos gases. Com a intensa geração de energia, o reservatório depleciona-se de forma rápida, possibilitando que os braços dendríticos rasos, cujo fundo é exposto periodicamente à colonização por vegetação terrestre, mostrem intensa metanogênese devido ao decaimento dessa vegetação após sua inundação, que ocorre com a subida do nível da água. Esse efeito foi observado nos reservatórios de Três Marias e Samuel.

A controvérsia científica principal centra-se na extrapolação de emissões medidas por m² em partes selecionadas do reservatório para a área total do reservatório. Emissões podem variar de acordo com profundidade e com a distribuição da biomassa

submergida. Eles também variam por tempo, com um pico rápido que acontece logo após submersão, depois da qual eles seguem a uma taxa desconhecida. Estudos em períodos de tempo longos devem ser estimulados para caracterizar a curva do comportamento das emissões.

Em termos gerais, segundo SANTOS (2000), pode ser dito que o risco de emissões de gases de efeito estufa pode ser reduzido:

- a) evitando a relação de W/m^2 baixa;
- b) removendo a biomassa antes da inundação, porém esta medida tem que ser analisada do ponto de vista econômico.

Os resultados médios encontrados por SANTOS (2000), para os reservatórios estudados, podem ser vistos na Tabela 2.6, a seguir.

Tabela 2.6 – Valores médios de fluxo total (difusivo + ebulitivo) de dióxido de carbono (CO_2) e metano (CH_4) em sete reservatórios hidrelétricos no Brasil.

| Reservatório | Emissão Total | |
|---------------------|--|--|
| | CH_4 (tC- CH_4 ano ⁻¹) | CO_2 (tC- CO_2 ano ⁻¹) |
| Miranda | 2.132 | 22.097 |
| Três Marias | 47.140 | -1.002 |
| Barra Bonita | 967 | 103.298 |
| Segredo | 169 | 21.057 |
| Xingó | 567 | 35.062 |
| Samuel | 14.216 | 238.482 |
| Tucuruí | 69.682 | 1.278.130 |

Fonte: adaptado de SANTOS (2000)

Lima *et al.*, (2005), utilizando-se de câmara dinâmicas, realizaram experimentos em dois reservatórios no Cerrado brasileiro, Serra da Mesa e Manso, em março de 2004. Foram montadas câmaras em diferentes profundidades, em um mesmo local as margens dos respectivos reservatórios. Os resultados médios em Serra da Mesa foram de 76,75 CO_2 mg $m^{-2} d^{-1}$ e 0,17 CH_4 mg $m^{-2} d^{-1}$. Em Manso os resultados foram de 7,25 e -0,43 CO_2 mg $m^{-2} d^{-1}$ para CH_4 e CO_2 , respectivamente.

SANTOS (2006) realizou um estudo aprofundado sobre as emissões de CO_2 e CH_4 em vários reservatórios hidrelétricos pelo globo. A seguir, na Figura 2.16, encontram-se gráficos com os resultados dessa pesquisa, para as emissões de CH_4 . Os gráficos estão divididos em três regiões biogeoclimáticas (boreal, temperada e tropical).

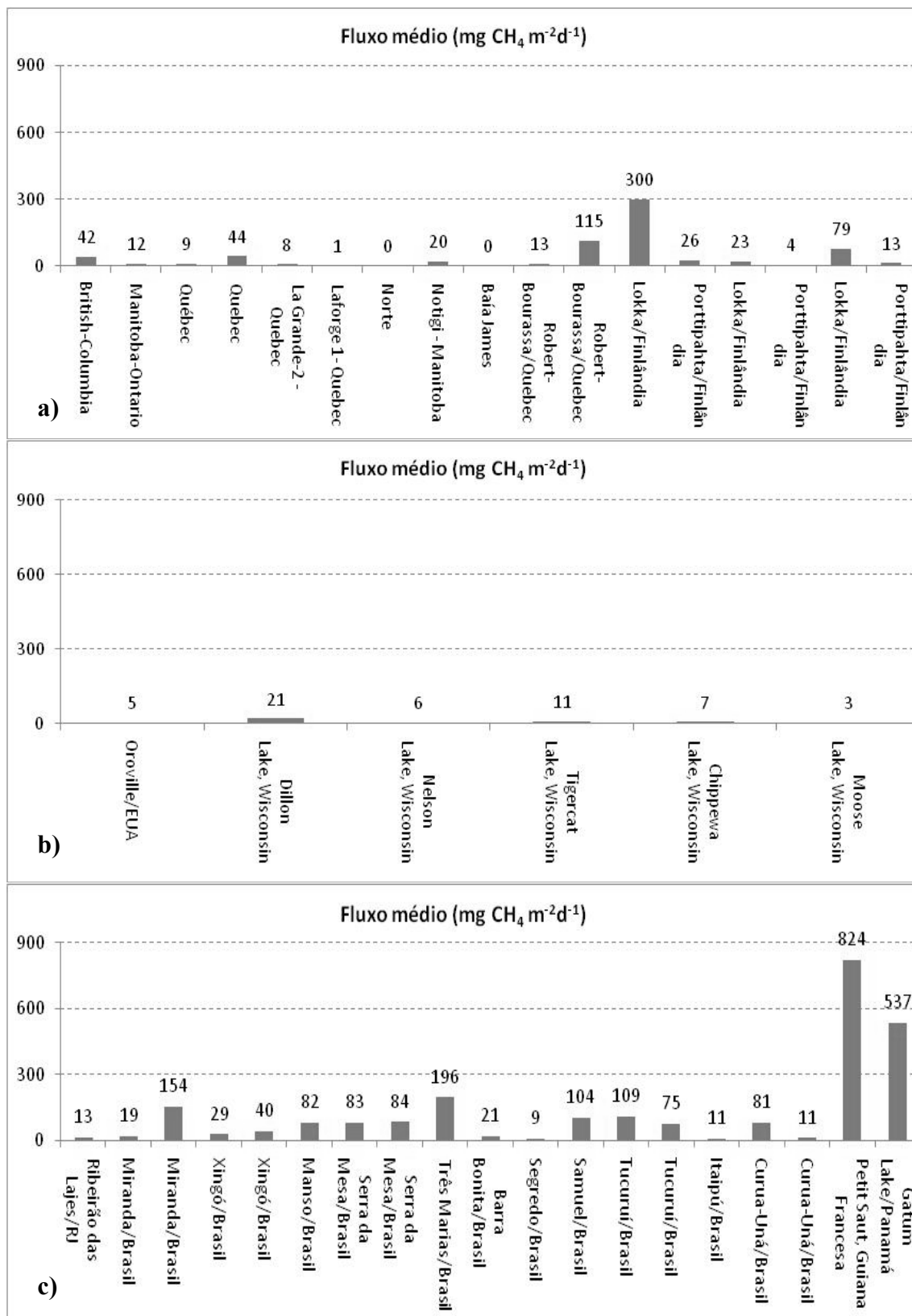


Figura 2.16 – Fluxos de CH₄ nas três regiões biogeoclimáticas: (a) boreal, (b) temperada e (c) tropical. (Fonte: adaptado de SANTOS, 2006).

Na região boreal (Figura 2.16a), os valores médios para CH₄ medidos em reservatórios do Canadá entre 8 – 115 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ nos reservatórios de Quebec, 11 – 20 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ em Manitoba e de 42,1 – 66,7 em reservatórios de British-Columbia . De acordo com os autores dos trabalhos pesquisados (DUCHEMIN *et al.*, 1995; HELLSTEN *et al.*, 1996 e ABERG *et al.*, 2004), a amostragem cobriu somente fluxos difusivos que são considerados a principal contribuição para emissões de reservatórios boreais, diferente dos reservatórios tropicais onde é significativa a proporção média (superior a 40%) de fluxos ebulitivos. Os autores também ressaltam que a variabilidade dos fluxos obtidos tem boa correlação com a idade dos reservatórios estudados, onde as maiores emissões de CH₄, assim como as de CO₂, que veremos mais a frente, ocorreram em reservatórios mais jovens, principalmente devido à vegetação inundada, e outros processos. (SANTOS, 2006).

Segundo SANTOS (2006), a região temperada é pouco estudada em termos de informações de fluxos de GEE, tanto que foram feitos poucos estudos nos EUA, conforme se pode ver na Figura 2.16b. Para estudos na região sudoeste dos EUA Os fluxos de CH₄ variaram entre 3,2 a 9,5 mg CH₄ m⁻² d⁻¹, já os fluxos médios de CH₄ medidas em Wisconsin/EUA mostraram valores entre 3 – 21 mg m⁻² d⁻¹, Figura 2.16b.

Para a região dos trópicos (Figura 2.16c), especificamente para trabalhos realizados no Brasil, observou-se que a menor emissão de CH₄ foi obtida no reservatório de Segredo, Paraná/Brasil, com fluxo médio de 8,78 mg m⁻² d⁻¹, e a maior foi no reservatório de Miranda em Minas Gerais/Brasil, com valor de 196,28 mg m⁻² d⁻¹, valores inferiores ao encontrados em Petit Saut/Guiana Francesa (823 mg m⁻² d⁻¹). Comparativamente os maiores fluxos médios nos trópicos de CH₄ foram no reservatório de Petit Saut na Guiana Francesa, com os fluxos variando de 23 a 3.240 mg m⁻² d⁻¹, com média de 823,9 mg m⁻² d⁻¹ (SANTOS 2006).

Na Figura 2.17, encontram-se gráficos com os resultados para o CO₂. Os gráficos igualmente estão divididos nas três regiões biogeoclimáticas (boreal, temperada e tropical).

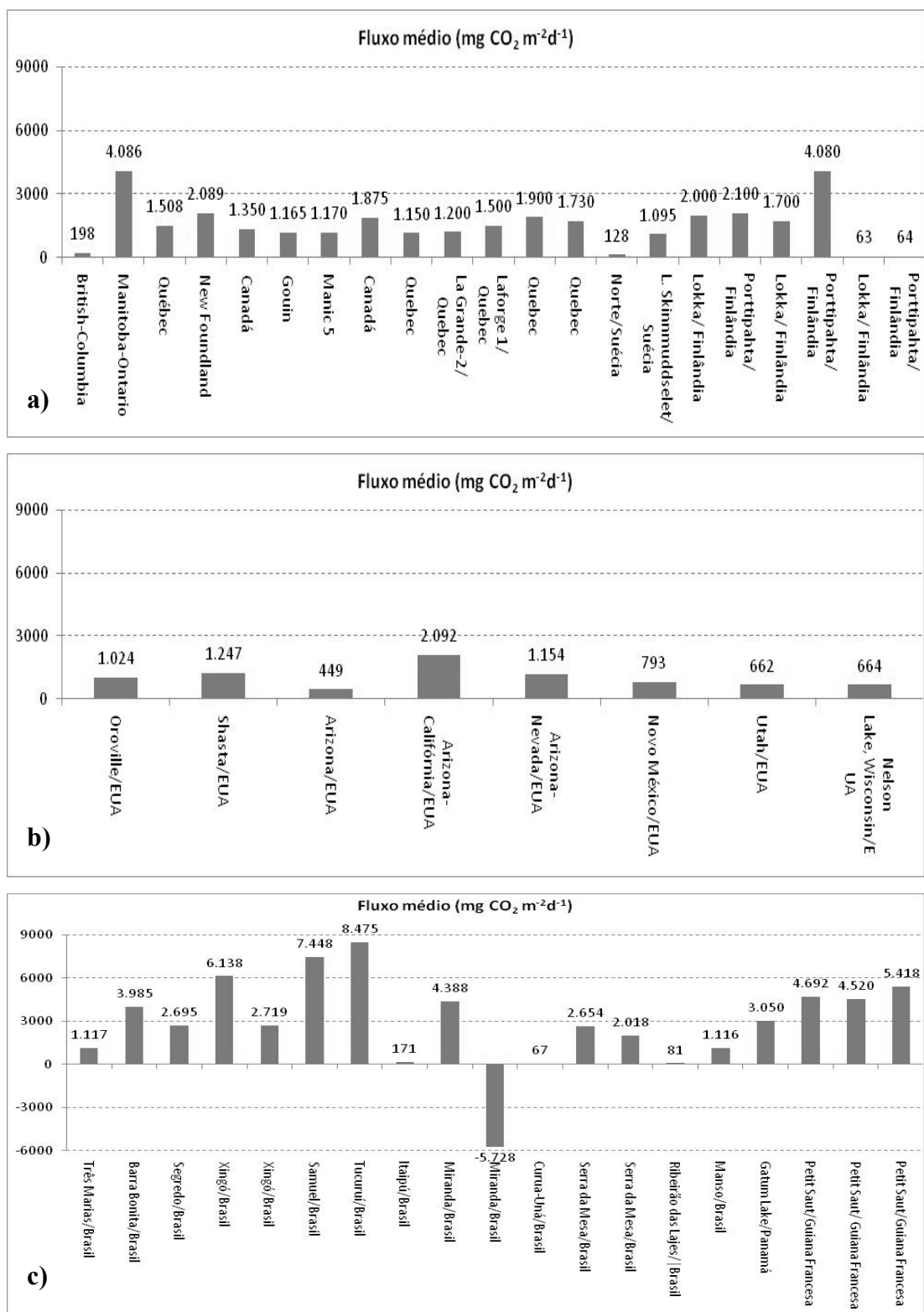


Figura 2.17 – Fluxos de CO₂ nas três regiões biogeoclimáticas: (a) boreal, (b) temperada e (c) tropical. (Fonte: adaptado de SANTOS (2006)).

Na região boreal (Figura 2.15a), segundo SANTOS (2006), os valores médios, para a região de Quebec/Canadá, situaram-se entre 1.150 – 1.900 mg CO₂ m⁻² d⁻¹. Estas

emissões são comparáveis às médias registradas por DUCHEMIN *et al.* (1995) e (1999) em reservatórios boreais. Na Finlândia, a média da emissão de CO₂ foi da mesma ordem de magnitude, variando de 1.530 a 4.080 mg CO₂ m⁻² d⁻¹. Na Suécia, os valores apresentaram grande variabilidade, entre 128 a 1.095 mg CO₂ m⁻² d⁻¹

Para região temperada (Figura 2.17b), como mencionado anteriormente, os poucos trabalhos existentes demonstram fluxos de CO₂, para o sudoeste dos EUA de 1.024 a 1.247 mg CO₂ m⁻² d⁻¹. Estes resultados são bem diferentes dos obtidos em outras regiões, mas similares a outros autores que fizeram estudos nos EUA (SANTOS, 2006). Os fluxos médios de CO₂ oscilaram de 449 (Arizona/EUA) a 2.092 mg m⁻² d⁻¹ (Arizona-Califórnia/EUA).

Segundo Santos (2006), essas emissões se mostram similares àquelas obtidas por DUCHEMIN *et al.* (1995, 1999), em reservatórios boreais, como também àquelas registradas por LAMBERT e FRÉCHETTE (2002), em reservatórios do Canadá, com valores variando de 980 a 3.300 mg CO₂ m⁻² d⁻¹.

Nos reservatórios da região tropical (Figura 2.15c), segundo SANTOS (2006), os resultados médios variaram de -5.728 (Miranda/Brasil) a 8.475 mg m⁻² d⁻¹ (Tucuruí/Brasil) para o CO₂, ambos localizados no Brasil. Vale a pena ressaltar o grande fluxo encontrado em Tucuruí.

Destaca-se também que as emissões de CO₂, assim como foram com as de CH₄, do reservatório de Ribeirão das Lajes, Rio de Janeiro/Brasil, são muitos menores que as médias dos reservatórios da região Tropical (130 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ e 2.896 mg CO₂ m⁻² d⁻¹). A média da emissão de CO₂ deste reservatório (81,24 mg CO₂ m⁻² d⁻¹) é expressivamente menor que as médias dos outros reservatórios citados.

No Panamá, as emissões médias de CO₂ no reservatório de Gatun Lake, variaram de 1.100 a 5.000 mg m⁻² d⁻¹, com valor médio de 3.050 mg m⁻² d⁻¹. Estas faixas de resultados são similares às obtidas para outros reservatórios na região Tropical. Comparativamente os maiores fluxos médios, na região dos trópicos foram encontrados no reservatório de Tucuruí/Brasil (8.475 mg m⁻² d⁻¹) (SANTOS, 2006).

No Anexo A, podem ser vistos as tabelas encontradas em SANTOS (2006), de onde foram retirados os valores para a confecção das tabelas de fluxo de CH₄ e CO₂. Nas tabelas, são encontradas as referências dos trabalhos utilizados na pesquisa, bem como a metodologia empregada nas medições e o número de medidas realizadas.

2.5 - MÉTODOS E TÉCNICAS DE MEDIÇÃO/ESTIMATIVA DAS EMISSÕES DIFUSIVAS DE GASES DE EFEITO ESTUFA

Existe hoje, na comunidade científica mundial, um esforço de padronizar a metodologia utilizada nos estudos de emissão de GEE pelos reservatórios espalhados pelo mundo. Para tanto, foi formado um grupo de trabalho pela UNESCO/IHA, no qual cientistas de várias instituições espalhadas pelo mundo, buscam chegar a um acordo sobre as técnicas que serão utilizadas nos estudos.

Como resultado das reuniões desse grupo, foi confeccionado um documento (UNESCO/IHA, 2009), que servirá de guia para os estudos futuros. Neste documento, são três os métodos utilizados para a estimativa de GGE pela superfície da água em reservatórios hidrelétricos:

- 1 – Torres micrometeorológicas (correlação de vórtices turbulentos – *eddy correlation*) (GRELLE e LINDROTH, 1996);
- 2 – Método da Camada Limite Fina, usando como base a diferença de concentrações de gases dissolvidos na coluna de água e no ar (thin boundary layer – TBL);
- 3 – Câmaras de difusão de diversos tipos e modelos.

Os métodos mais usados para a determinação de fluxos de gases na superfície de solos e em água, como também na interface água-ar, segundo Santos (2006), são os mesmos do documento da UNESCO/IHA, a saber: torre micrometeorológica, camada limite fina (TBL) e câmaras de difusão. Esses métodos, discutidos sucintamente em SANTOS (2006), são apresentados abaixo.

2.5.1 – TORRE MICROMETEOROLÓGICA

Esse método implica uma coleta contínua de fluxos de emissão dos gases causadores do efeito estufa em pequenas áreas (FURTADO, 2001). É sofisticado, caro e não é um sistema simples de ser transportado. São acoplados diversos instrumentos (por exemplo, anemômetro sônico, pluviômetro, radiômetro, sensores para temperatura da

água e umidade, termopares para temperatura do ar, e um analisador de gás infravermelho – IRGA) para que se possam obter fluxos de gases (Figura 2.18).



Figura 2.18 – Fotografia de uma torre micrometeorológica, onde está instalado um analisador de CO₂/H₂O, implantado no reservatório de Furnas, município de Guapé/MG.

O fluxo é calculado através do método das covariâncias turbulentas (MCT) (*eddy correlation*). O MCT baseia-se na medição simultânea, em alta frequência, da velocidade vertical w do vento e da grandeza intensiva cujo fluxo se deseja mensurar, no caso específico C (concentração mássica) para o fluxo $F_{gás}$ de um gás de efeito estufa, através da seguinte equação, um exemplo específico da equação 2.20):

$$F_{gás} = \langle w'C' \rangle \quad (2.28)$$

onde $\langle w'C' \rangle$ é a covariância entre a componente vertical da velocidade do vento (w) medida pelo anemômetro sônico e a concentração C do gás medida pelo analisador de alta frequência.

A medição das emissões de gás de efeito estufa usando o MCT possui a vantagem de capturar a variação temporal dos fluxos, por realizar leituras contínuas, medindo fluxos médios para uma área de várias centenas de m² (FOWLER e DUYZER, 1989, SIMPSON *et al.*, 1995). Há, todavia, algumas desvantagens incluindo custo considerável, difícil extrapolação para outras áreas e, especialmente, pouca mobilidade, na medida que o interesse seja cobrir uma área extensa. Além disso, para ecossistemas particulares, a determinação de variações espaciais não é adequada com o uso de torres (DUCHEMIN *et al.*, 1999).

Segundo UNESCO/IHA (2009) as torres micrometeorológicas são mais adequadas para a utilização em fluxos de solo. O método precisa ser mais desenvolvido para a utilização em superfícies aquáticas., além disso, é necessário enormes recursos e uma superfície seca para a montagem do equipamento no lago.

Entretanto, com uma adaptação correta, a torre micrometeorológica tem um enorme potencial para se conhecer a variabilidade temporal dos fluxos, já que suas medidas são realizadas continuamente.

Os principais pontos positivos (↑↑) e negativos (↓↓) dessa técnica, segundo UNESCO/IHA (2009), são:

↑↑ - Usado extensivamente;

↑↑ - Dados contínuos durante longos períodos;

↑↑ - Grande cobertura espacial;

↑↑ - Bem testada para sistemas terrestres;

↓↓ - Extremamente caro, especialmente se for necessária a construção de Torres de altas (mas isto deve ser considerado em relação de recursos humanos necessários para outros sistemas de coleta de dados);

↓↓ - Necessária uma intensa interpretação dos dados;

↓↓ - Menos aptas para lagos e para os sistemas de reservatório (menos desenvolvidos e testados para estes tipos de sistemas);

↓↓ - Preenchimento de falhas comumente necessárias para obter balanços anuais sazonais;

↓↓ - Requer uma área de estudo grande e homogênea.

2.5.2 – CAMADA LIMITE FINA (TBL)

Pela lei de Fick, o gradiente de concentração é a força geradora do fluxo. Esse gradiente permanece constante na camada estagnada da interface. Contudo, para compostos quimicamente reativos como o CO₂, por exemplo, o gradiente varia com a profundidade da camada estagnada devido ao efeito combinado de difusão e reação apresentando maiores concentrações imediatamente abaixo da interface água-atmosfera e, portanto, maiores valores de fluxo (WARNNINKHOF e KNOX, 1996).

A dissolução de gases em água depende de alguns fatores, dentre os quais um dos mais importantes é a afinidade do gás pela água, geralmente relacionado com a sua solubilidade em água. O equilíbrio entre a fase gasosa e a líquida pode ser descrito pela lei de Henry:

$$C = \alpha \times pC^{atm} \quad (2.29)$$

onde:

C - concentração do gás dissolvido na fase líquida (mol.L⁻¹);

α - constante da lei de Henry para uma dada temperatura (atm⁻¹.mol.L⁻¹).

pC^{atm} - pressão parcial do gás C na fase gasosa (atm);

Tratando-se dos métodos baseados na lei de Henry (LISS e SLATER, 1974), denominados de método de equação de camada limite fina ou superficial (TBL ou TBE) ou fluxo gradiente (FG), consegue-se uma rápida estimativa de fluxos do gás.

Entretanto, o coeficiente de Henry é empírico e característico de condições ambientais específicas encontradas nos locais. A metodologia calcula o fluxo usando uma equação semi-empírica (LISS e SLATER, 1974, CANUEL *et al.*, 1997, DUCHEMIN *et al.*, 1999). Segundo os autores, a velocidade do vento é o principal fator que afeta o fluxo. As equações usadas para os cálculos não estão validadas para baixas e altas velocidades de vento (<3 m/s e >10 m/s), segundo DUCHEMIN *et al.* (1999).

Quatro parâmetros são fundamentais para o cálculo de emissões de acordo com o modelo de cálculo de fluxo na camada limite fina (TBL), tomando como exemplo o CO₂, a saber (SELLERS *et al.*, 1995a e 1995b):

- concentração de CO₂ na água (dissolvido);

- concentração de CO₂ no ar, imediatamente superior à camada de água;
- velocidade do vento;
- temperatura da água.

Existe uma grande quantidade de literatura sobre o tema, entretanto os mecanismos que envolvem o processo ainda são pouco conhecidos e, conseqüentemente, as incertezas nas estimativas dos fluxos ainda são grandes (UNESCO/IHA, 2009).

Por exemplo, os modelos preditivos comumente utilizados nos processos de transferência gasosa, normalmente diferem na ordem de três ou mais vezes. (BANERJEE e MACINTYRE, 2004). Isso se traduz em incertezas de até 300% em recentes estudos localizados no oceano (TAKAHASHI *et al.*, 2002).

Essas incertezas são devidas à alta variabilidade natural dos fatores que comandam os processos, como ondas, vento, convecção térmica ou estratificação. Logo, é necessário concentrar esforços em estimar o coeficiente de transferência gasosa (k_t) num número amplo de condições diferentes (UNESCO/IHA, 2009).

A freqüência das medidas é fundamental para a precisão dos resultados, pois os fatores variam conforme mudam as condições ambientais. Para se ter medidas de alta freqüência, é preciso um medidor contínuo de concentração de CO₂ na água, no ar e de velocidade do vento.

Os principais pontos fortes (↑↑) e fracos (↓↓) dessa técnica, segundo UNESCO/IHA (2009), são:

- ↑↑ - método muito rápido; uma medida por ser feita em menos de 5 minutos;
- ↑↑ - as amostras podem ser guardadas por meses, desde que envenenadas e estocadas corretamente (no escuro e com o fundo para cima, a fim de que a fase gás só tenha contato com o vidro);
- ↑↑ - uma série temporal pode facilmente ser obtida;
- ↓↓ - as relações encontradas são específicas de cada local;
- ↓↓ - em alguns casos, as amostras não são muito estáveis, e as análises tem que ser realizadas rapidamente;
- ↓↓ - as equações teóricas não são válidas com ventos muito fracos ou muito fortes.

2.5.3 – CÂMARAS DE DIFUSÃO

Os fluxos difusivos dependem do gradiente da concentração entre a micro camada superficial e parâmetros atmosféricos e físicos tais como a velocidade do vento e a chuva (BORGES *et al.*, 2004; GUÉRIN *et al.*, 2007). Nesse método, pode-se usar câmaras de diversos tamanhos e formatos com análises de campo (“*in situ*”), análise laboratorial distante do local de amostragem (“*ex situ*”), e câmaras acopladas a instrumentos automáticos analisadores de gases do tipo (NDIR – *non-dispersive infrared absorption* ; FTIR – *Fourier transformed infrared*). Todos esses métodos têm seus pontos favoráveis e desfavoráveis.

Existem duas hipóteses para que a estimativa seja feita com a metodologia da câmara de difusão seja aceita. A primeira é que a emissão que ocorre pela interface é constante, não variando com o tempo. A segunda hipótese é que não existe gradiente vertical do gás no interior da câmara, ou seja, o ar está misturado em seu interior.

O método da câmara pode ser usado para medir variações espaciais entre diferentes sítios do mesmo ecossistema durante um período de tempo relativamente curto, permitindo cobertura considerável, devido à facilidade com que o sistema pode ser transferido de um local a outro. Deve-se ressaltar que uma das desvantagens do uso de câmaras de difusão é que ela minimiza a influência do vento, dado que a câmara oferece uma barreira ao vento. Entretanto, a metodologia de câmaras é amplamente aceita na comunidade científica internacional, sendo também a metodologia mais empregada nos estudos científicos.

Um grande número de pesquisadores tem usado essa técnica para determinar a emissão dos fluxos de CO₂ e CH₄ emitidos através de pântanos de turfa, solos de floresta, pântanos salinos, lagos, estuários, rios, lagoas e reservatórios hidrelétricos, entre outros. As câmaras são caixas retangulares ou cilíndricas normalmente fabricadas de polímeros ou de metal (DUCHEMIN *et al.*, 1995 e 1999; FRANKIGNOULLE *et al.*, 1996; SANTOS, 2000; COPPE, 2002 MATTHEWS *et al.*, 2003; KREMER *et al.*, 2003; BORGES *et al.*, 2004b; ABRIL *et al.*, 2005; GUÉRIN *et al.*, 2007; TREMBLAY *et al.*, 2005; TREMBLAY e BASTIEN, 2009)

Nas câmaras de difusão, tipo estática com análise “*ex situ*”, o local da retirada da amostra de ar está normalmente localizada no centro da parte superior da câmara (Figura 2.19). As câmaras são postas ao ar livre por alguns minutos para permitir o equilíbrio com o ar local. Posteriormente, a câmara é colocada na água. Para extração da

amostra, são usadas seringas de polipropileno, conectadas ao tubo da câmara flutuante, sendo, então, bombeada várias vezes para homogeneizar o ar na câmara.

A primeira amostra é a de referência, coletada do ar ambiente. Após as amostras serem coletadas e armazenadas, imediatamente são analisadas *in situ* ou transportadas *ex-situ* para serem analisadas em laboratório através de cromatografia gasosa, empregando-se diferentes detectores, dependendo do tipo de gás (TCD – *thermal conductivity detector*, para o CO₂; FID – *flame ionization detectors*, para o CH₄, MS – *mass spectroscopy*, ECD – *electron capture detection*, para o N₂O).



Figura 2.19 – Exemplo de câmara estática usada para medições de GEE.

A câmara estática funciona como um recipiente de ar na interface solo-ar ou água-ar e registra as alterações de concentração do gás no seu interior ao longo do tempo, ressaltando que, nesse tipo de câmara, não há renovação de ar do interior com o ar exterior a câmara (ROSA *et al.*, 2002b, FURTADO, 2001). Através dessa técnica, obtêm-se as taxas de emissão dos gases através de uma parcela da superfície conhecida num período de tempo. Não é um método caro, sendo facilmente transportável, e permitindo a amostragem de muitos sítios em períodos de tempo relativamente pequenos.

Entretanto, uma turbulência artificial pode ser criada pela própria câmara devido à fricção entre as bordas da câmara e a água. Quando as paredes da câmara não se estendem abaixo da superfície da água, a parte da câmara acima da superfície da água

pode gerar fluxos do gás até cinco vezes mais altos, em comparação às câmaras com extensões da parede dentro da água. Esse artefato torna-se muito importante na velocidade de vento baixa ($\sim 1 \text{ ms}^{-1}$) (MATTHEWS *et al.*, 2003 *in*: UNESCO/IHA, 2009). Por esse motivos, as câmaras devem ter paredes que se estendem abaixo da superfície.

Uma alternativa ao problema da fricção é a utilização de câmaras submersas, como a descrita em ROSA *et al.* (2002b). Neste caso, não existe a fricção pelo fato da câmara ficar completamente submersa na água.

Com a câmara estática, pode-se obter taxas de emissão de gases através de pequenas superfícies tanto num período de tempo limitado como de forma contínua, tendo, além disso, a possibilidade e facilidade de se acoplar um equipamento de análise “*in situ*” .

Nas câmaras, podem ser acoplados instrumentos automáticos tais como Infravermelho Não Dispersivo (NDIR), Infravermelho com Transformada de Fourier (FTIR) ou Analisador de Gás Traço Fotoacústico (TGA) (Figura 2.20). As câmaras podem ser modificadas para que esses instrumentos automáticos sejam acoplados. O ar é amostrado no topo da câmara e retorna no seu lado oposto. O ar que entra na câmara passa por um dessecador para evitar condensação da água no tubo. Outra coluna de secagem é colocada antes da entrada do instrumento analisador. O ar circula na câmara e depois é analisado usando um instrumento automático.

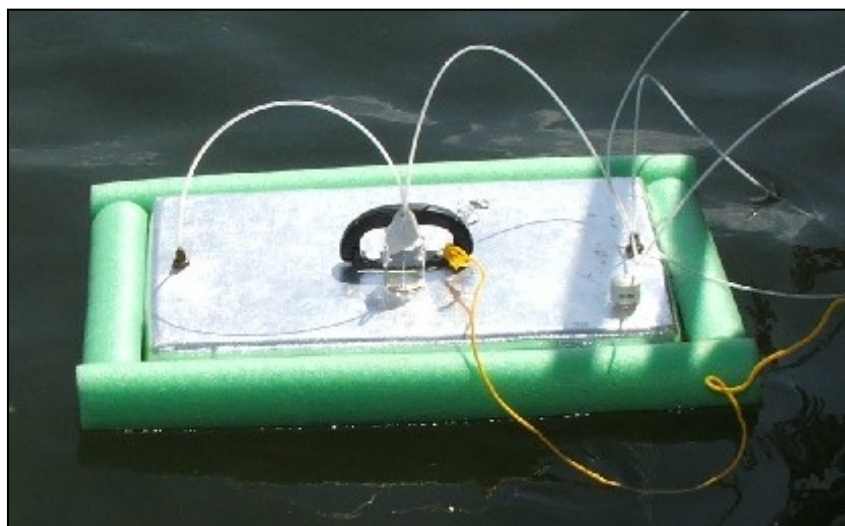


Figura 2.20 – Exemplo de câmara estática acoplada a instrumento de análise automática.

A câmara da Figura 2.20 foi construída e utilizada pela equipe da COPPE durante o desenvolvimento desta tese.

- Câmara estática miniaturizada de difusão:

As chamadas câmaras de difusão miniaturizadas foram desenvolvidas pela equipe da COPPE/UFRJ-USP/São Carlos e descrita em (ROSA *et al.*, 2002b).

Uma câmara desse tipo pode ser comparada a um copo invertido aprisionando pequena porção (150mL) de ar atmosférico sobre a superfície da água. A câmara está equipada com um peso de estabilização, que serve ao mesmo tempo como anteparo para a entrada de bolhas na câmara, e uma válvula que permite a introdução dos 150 mL de ar e a retirada de alíquota após a equalibração. Para obter imunidade à ação de ondas, a câmara é mantida ligeiramente submersa (~25 cm), amarrada a uma boia.

Essas câmaras (Figura 2.21) são usadas em experimentos de estimativas de fluxo por equalibração, sendo que, em cada experimento, são usadas três câmaras com equalibrações durante 3, 6 e 12 minutos. São levadas para análise cromatográfica alíquotas resultantes das três equalibrações e mais uma amostra de ar que não fora exposta à equalibração (ROSA *et al.*, 2002b).



Figura 2.21 – Procedimentos de uso das câmaras de difusão em experimentos de equalibração (Fonte: SANTOS *et al.*, 2003).

No procedimento experimental, no reservatório hidrelétrico, as equalibrações são feitas com três câmaras flutuando ao lado do barco. Segundo o descrito por ROSA *et al.*

(2002b), uma sequencia possível de operações no uso destes tipos de câmaras é a seguinte:

(1) Usando-se de uma bomba manual cilíndrica, de pistão, com capacidade de ~600 mL, aspira-se ar cerca de 10 cm acima do nível da água. É importante que o motor do barco tenha sido desligado em tempo para que o vento dissipe o CO₂ liberado pelo motor e esse não contamine o experimento. Uma alíquota do ar da bomba é transferida para ampola gasométrica destinada à análise cromatográfica, sendo a ampola marcada 1C0 (se for o primeiro experimento da campanha); o dígito 0 refere-se ao tempo nulo de equilíbrio.

(2) transfere-se 150 mL do ar da bomba para uma câmara submersa e inicialmente preenchida com água; após três minutos, transfere-se o ar assim equilibrado para ampola gasométrica marcada 1C3.

(3) transfere-se novos 150 mL do ar da bomba para outra câmara, obtendo-se amostra equilibrada após 6 minutos. Essa é marcada 1C6.

(4) A última equilibrção tem duração de 12 minutos; a amostra resultante é marcada 1C12.

Ao usar porções do mesmo ar da bomba nas três equilibrções, assegura-se que todas três possuíam a mesma concentração em seu instante inicial. Na ausência de tal garantia, a determinação das constantes ficaria incerta.

Para evitar erros, é recomendado que o experimento seja feito por duas pessoas, sendo uma para marcar o tempo e a outra para manipular o instrumento. A pessoa que está cronometrando pode também ser responsável pelo preenchimento da ficha de bordo (referente às câmaras). Anota-se, para cada equilibrção, a hora e minuto do início e do fim, bem como o respectivo número da amostra, por exemplo, 1C6. As demais informações que caracterizam as condições reinantes no sítio são também registradas. Após esse procedimento, são colhidas alíquotas do ar equilibrado e levadas para análise cromatográfica.

No laboratório, é usado um dispositivo, que pode ser chamado de transferidor com septo, que pode ser ligado à ampola gasométrica para retirada de gás, mediante seringa, para análise cromatográfica. O mesmo dispositivo permite a purga do espaço morto antes da retirada de amostra para análise. Nas amostras obtidas com essas câmaras de difusão, é determinada a concentração de CO₂ e CH₄, com concentrações na faixa de partes por milhão.

Os fluxos são calculados pela inclinação da regressão linear entre a concentração do gás no interior da câmara e o tempo de equilíbrio.

Segundo o estudo da UNESCO/IHA (2009), os principais pontos positivos ($\uparrow\uparrow$) e negativos ($\downarrow\downarrow$) na utilização de câmaras de difusão podem ser discriminados, a saber:

- $\uparrow\uparrow$ - são baratas e podem ser transportadas e montadas rapidamente;
- $\uparrow\uparrow$ - são de fácil utilização e precisas;
- $\uparrow\uparrow$ - podem ser conectadas a instrumentos de medidas em tempo real;
- $\downarrow\downarrow$ - fornece somente uma medida do ponto no mesmo espaço de tempo;
- $\downarrow\downarrow$ - na presença de correntes, as medidas precisam ser feitas seguindo a corrente; as medidas em um barco à deriva, seguindo a corrente, podem ser difíceis em correntes muito fortes, gerando resultados exagerados.
- $\downarrow\downarrow$ - não possuem formato padrão;
- $\downarrow\downarrow$ - inibe o efeito da velocidade do vento nas medidas dos fluxos.

3 – METODOLOGIA

Com o emprego das câmaras, é possível simular o fenômeno de transferência de gás que ocorrem na interface água-ar, medindo assim a quantidade de gás que a atravessa. Essa passagem faz com que a concentração do gás no ar dentro da câmara aumente (fluxo positivo, água-ar) ou diminua (fluxo negativo, ar-água), a depender de onde se encontra a maior pressão parcial desse gás, se na água ou no ar, respectivamente. Com a variação da concentração analisada, é possível calcular a quantidade de gás que atravessa a interface num certo período de tempo e numa determinada área.

Recentemente ocorreram inovações no processo de medida dos fluxos de GEE em reservatórios. Essas inovações permitiram que os fluxos difusivos e ebulitivos de GEE, antes realizadas de maneira manual, sejam mensurados de forma automática e contínua, conceito esse planejado pelo grupo da COPPE/UFRJ e também utilizado por LIMA *et al.*(2005), fornecendo um conjunto maior de dados. Depois de avaliar essas mudanças, chegou-se a conclusão que a adoção dessa modificação do método contribuiria significativamente nas medições, surgindo, então, a necessidade de incorporar essas mudanças na metodologia empregada no trabalho.

No tópico 3.1, estão discriminados os testes realizados para o desenvolvimento /aprimoramento da técnica de medida, aproveitando a participação em campanhas de campo nos projetos da COPPE/UFRJ, medindo os fluxos de gases de efeito estufa em reservatórios de FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS /S.A. Em cada teste, um novo desenvolvimento foi introduzido nas medidas, buscando o aperfeiçoamento da técnica.

O tópico 3.2 descreve a metodologia utilizada no estudo de caso no Aproveitamento Múltiplo de Manso (APM Manso), estudo de caso que, mais do que estudar a técnica de medida, buscou relacionar fatores ambientais, como variáveis meteorológicas e físico-químicas da água, com as medidas de fluxo de CO₂ realizadas com a câmara dinâmica.

3.1 - DESENVOLVIMENTO DA CÂMARA DINÂMICA

Como se trata de uma metodologia recente, foram necessários alguns testes, que serviram para adaptá-la permitindo assimilar as dificuldades surgidas na confecção e desenvolvimento das câmaras. Foram implementadas, pelo nosso grupo (COPPE/UFRJ), algumas adaptações e mudanças para o seu aperfeiçoamento durante o desenvolvimento desta proposta. Assim, o histórico dos testes realizados nos reservatórios de Corumbá, Estreito, Peixoto e Furnas serviu para aperfeiçoar a medição do fluxo de GEE pela interface água-ar.

Os resultados do teste em Corumbá demonstraram que medidas manuais de fluxo, empregando-se câmara estática, são muito cansativas e trabalhosas, já que existe a necessidade de um manuseio constante da câmara para realizar as medidas.

O mesmo pode ser dito dos testes realizados na primeira campanha de Estreito e Furnas. Mesmo com a adoção de uma válvula solenóide, permitindo que a câmara permaneça na água de forma contínua, o seu acionamento manual torna o objetivo de realizar medidas durante um período maior de tempo, como, por exemplo, 7 dias, muito difícil de ser adotada, pois seria necessário um esquema de revezamento de campo com várias pessoas, difícil de se conseguir.

3.1.2 – TESTES DE DESENVOLVIMENTO/APRIMORAMENTO

Foram realizados três (3) testes de campo, aproveitando a participação em campanhas de medição nos projetos da COPPE/UFRJ, medindo os fluxos de gases de efeito estufa em reservatórios de FURNAS/ S.A.

3.2.2.1 – Reservatório de Corumbá

No período de 21 a 23 de agosto de 2005, foi realizada a primeira experiência com os equipamentos e a metodologia proposta no reservatório de Corumbá. Os primeiros testes foram realizados com a metodologia descrita por LAMBERT e FRÉCHETTE (2005).

Nela, uma câmara de PVC, medindo 0,5 x 0,38 x 0,04m, (7,8 litros de volume), com uma área de contato de 0,19 m², é acoplada ao analisador de gases traço (TGA) em um circuito fechado. Nesse esquema, o ar fica circulando dentro da câmara e por dentro do TGA sem contato com o ar exterior. O TGA analisa automaticamente a concentração dos GEE para o ar que está dentro da câmara.

Um esquema da montagem dos equipamentos pode ser vista na Figura 3.1.

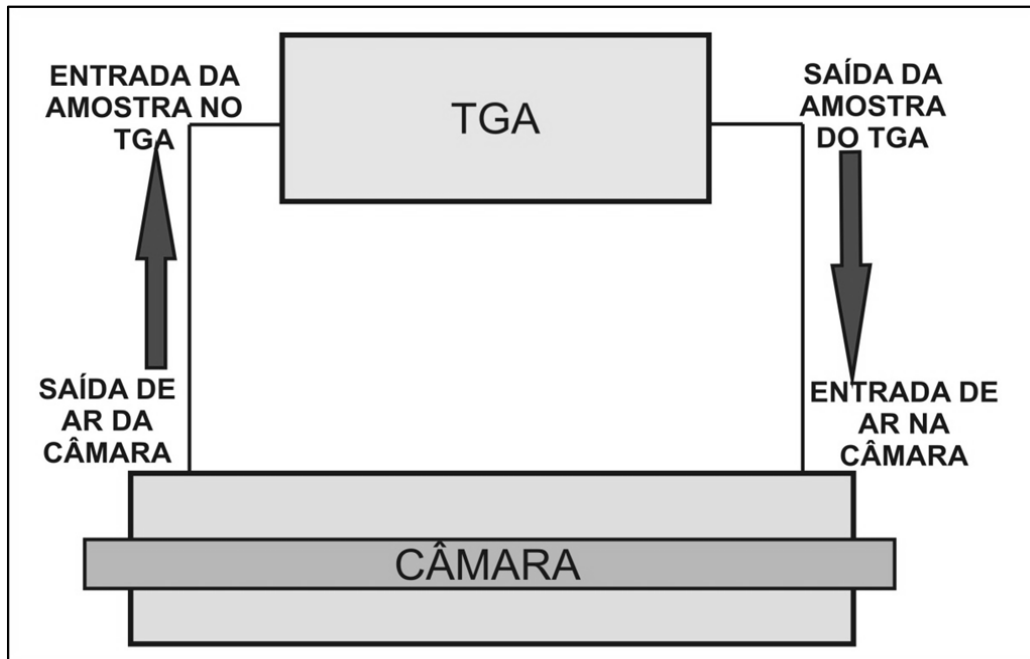


Figura 3.1 – Esquema da montagem do TGA e da câmara.

Nesse experimento, buscou-se realizar medições de 30 em 30 minutos. As medidas foram realizadas da seguinte maneira:

- a câmara foi posicionada bem próxima da água, onde era realizada a primeira medida pelo TGA; essa medida serviu como a concentração do gás na atmosfera, que chamou-se de concentração no tempo T_0 ;
- após a primeira medida, a câmara foi posicionada flutuando na água e o TGA iniciou as medidas contínuas, aproximadamente a cada 1 minuto, durante um período de 15 minutos.
- depois dos 15 minutos, as medidas param, e a câmara é retirada da água; espera-se o início da próxima medida.

Devido a problemas com o TGA, que sofreu interferência de umidade em suas medições de CH_4 , somente as medidas de CO_2 foram aproveitadas. Esta interferência fez com que as variações da concentração de CH_4 fossem sobrepostas pela concentração do vapor de água. A alta interferência da umidade nos resultados do TGA ocorre devido ao fato de que a assinatura espectral da molécula de vapor de água se sobrepõe a assinatura espectral do metano. Os resultados são mostrados no anexo B. Pode-se ver, a seguir, algumas fotos tiradas durante o experimento (Figura 3.2).

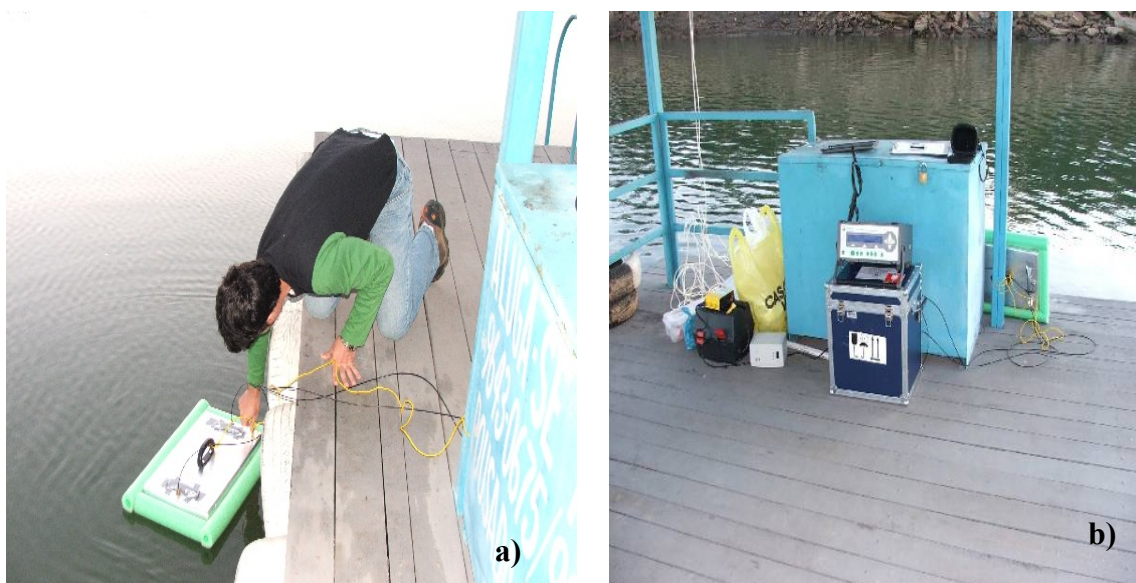


Figura 3.2 – (a) Posicionamento da câmara sobre a água. (b) Visão do TGA aguardando o início das medidas.

Durante os testes, foi verificado que havia a possibilidade do TGA aspirar água na hora da medida, pois a tomada de ar da câmara ficava somente a 4 cm da interface. Para solucionar esse problema, foi introduzida, na parte superior da câmara, uma armadilha (*trap*).

Essa armadilha é que um pequeno frasco de vidro, com dois tubos inseridos na região superior (tampa). Por um tubo ocorre a entrada do ar no trap. Ao entrar no trap, a água, que pode estar contida na amostra de ar, se deposita no fundo da recipiente, fazendo com que o ar que sai pelo segundo tubo em direção ao TGA, esteja livre de líquido, evitando problemas para o equipamento. Na Figura 3.3, pode-se ver um detalhe da armadilha posicionada na câmara.



Figura 3.3 – Armadilha (*Trap*) posicionada na câmara.

A seguir, um exemplo de medida realizada por uma câmara estática, acoplada ao analisador de gases fotoacústico no reservatório de Corumbá (Figura 3.4). Os pontos indicam cada medida da concentração, e a linha é a reta de regressão linear.

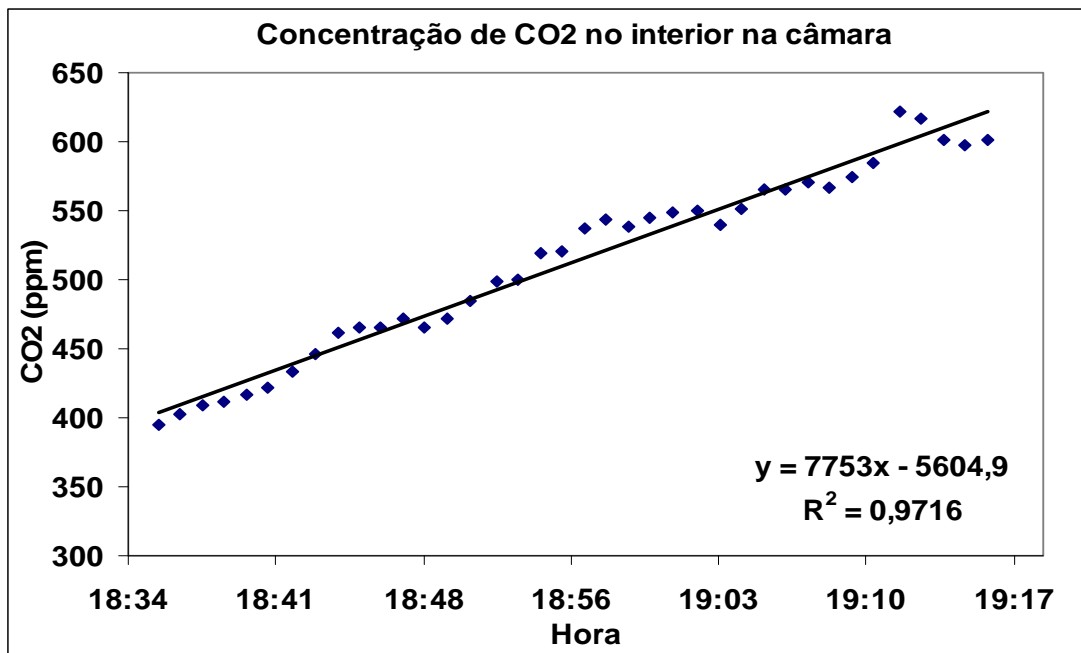


Figura 3.4 – Comportamento típico da concentração de CO₂ dentro da câmara medido com o TGA.

Com os dados desse gráfico, é possível determinar o fluxo de CO₂, a partir da medida realizada com a câmara, utilizando-se a fórmula:

$$FLUXO = \frac{Inclinação \times F1 \times F2 \times Volume}{\acute{a}rea \times F3} \quad (3.1)$$

onde,

F1 - fator de conversão de ppm para $\mu\text{g.m}^{-3}$ (1798,45 para CO_2);

F2 - fator de conversão de segundo para dia (86400s);

Volume - volume do ar dentro da câmara (m^3);

Inclinação- taxa de crescimento da concentração do gás no tempo (ppm.s^{-1}), dada pela inclinação da reta;

área - área da câmara em contato com a água (m^2);

F3 - fator de conversão de μg para mg (1000).

FLUXO - $\text{mg.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$.

3.2.2.2 – Reservatório de Estreito e Furnas (1ª campanha)

Nos dias 14 e 27 de novembro de 2005, durante a primeira campanha de campo nos reservatórios de Estreito e Furnas, foi dada continuidade aos experimentos com os equipamentos e o aperfeiçoamento da metodologia de cálculo de fluxo de GEE pela interface água-ar. Para tanto, necessitou-se de uma modificação na metodologia de trabalho, onde a câmara utilizada foi alterada, não sendo mais necessária a sua retirada da água entre as medidas.

Com as modificações, a nova câmara passou a medir 0,465 x 0,325 x 0,084m (12,7 litros de volume e uma área de contato de 0,1511 m^2). Outra modificação feita na câmara foi a colocação de uma abertura por onde o ar sai (chaminé), como pode ser visto na Figura 3.5. Com estas modificações a câmara passou a ter uma atmosfera dinâmica, diferente do modelo anterior.

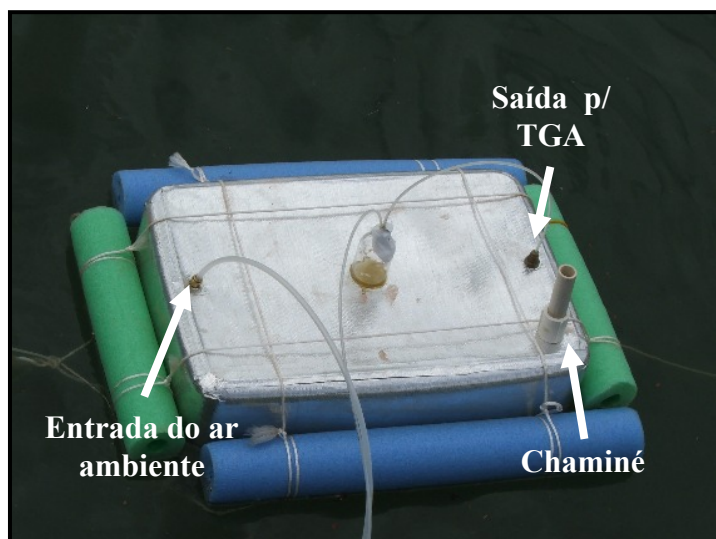


Figura 3.5 – Câmara dinâmica.

Uma outra modificação realizada foi o acoplamento à câmara de uma bomba de ar isenta de óleo, que suprirá continuamente a câmara de ar ambiente. Com essa modificação, não será mais necessária, para iniciar um novo ciclo, a retirada da câmara da água depois de cada medida. A bomba de ar injeta um certo volume ar a uma taxa constante. Esse ar entra por um lado da câmara, empurrando o ar a sua frente, até sair pelo outro lado, fazendo com que o ar da câmara seja continuamente renovado.

Também foi adquirida uma válvula solenóide de 3 vias. A solenóide é utilizada para alternar a tomada de ar que vai ao TGA. Com essas modificações, o TGA não mais medirá a concentração dos GEE do interior da câmara de uma forma contínua. Agora, ele realiza uma medida do ar ambiente no tempo T_0 e depois mede a concentração do ar na saída da câmara, num tempo T_1 . Essa mudança na tomada de ar era realizada manualmente por meio de um interruptor, que ligava e desligava a solenóide.

No caso da primeira campanha de Estreito e Furnas, o fluxo de ar injetado na câmara foi de $2,73 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$, e a câmara dotada de um volume de $12,7\text{L}$. Logo, o cálculo do $T_{\text{médio}}$ do ar na câmara foi de:

$$T_{\text{médio}} = \frac{12,7}{2,7} = 4,70 \text{ min} \quad (3.2)$$

Conjuntamente com a solenóide, foram também acoplados outros equipamentos ao conjunto TGA – câmara, objetivando as medidas contínuas e a resolução dos

problemas encontrado no teste anterior, quanto a interferência da umidade nas medidas de CH₄ e de N₂O. Os novos equipamentos adquiridos e acoplados foram o tubo de nafion e o desumificador (*heatless dryer*).

O tubo de nafion e o desumificador (*heatless dryer*), foram equipamento, acoplados ao TGA, que tinham por finalidade secar as amostras de ar que vinham da câmara, antes de serem analisadas. Entretanto, os testes realizados mostraram que, a desumificação da amostra não foi suficiente para o aproveitamento dos resultados da concentração de CH₄.

3.2.2.3 – Reservatório de Estreito e Furnas (2^a campanha)

No mês de março de 2006, durante a segunda campanha de campo nos reservatórios de Estreito e Furnas, foram testadas novas modificações nos equipamentos, necessárias para que as medidas de fluxo de GEE pela interface água-ar fossem realizadas de maneira contínua e automática. As modificações foram a utilização de uma nova câmara, agora feita de acrílico, e a implementação de um controle automático da solenóide.

A utilização da câmara dinâmica tem seu alicerce na hipótese teórica que o ar que sai para o TGA tenha tempo médio de permanência na câmara igual ao $T_{\text{médio}}$ calculado pela divisão do volume da câmara pelo fluxo do ar. Para que esta condição seja satisfatório não pode haver áreas mortas na câmara onde o ar não circule, deixando ocorrer regiões com forte gradiente de concentração. Esta condição é mais facilmente alcançada se o ar na câmara for bem misturado

Com essa preocupação em mente, uma nova câmara foi idealizada com o objetivo de diminuir as possíveis falhas que venham a decorrer da sua arquitetura.

Algumas mudanças foram feitas para que não fiquem áreas de baixa circulação de ar (áreas mortas). Essas áreas mortas foram instintivamente concebidas, e constatadas com um modelo matemático, de água rasa de diferenças finitas, gentilmente cedido pelo professor Fernando Luiz Bastos Ribeiro (RIBEIRO, 2001).

O resultado do modelo (Figura 3.6) mostrou claramente que ocorriam áreas onde a circulação de ar e, conseqüentemente, a sua renovação não ocorre (áreas negras) e demarcou regiões onde a circulação é maior (áreas claras). As cores representam fluxos (L.min⁻¹) em escalas diferentes

Pode-se observar que, nos cantos da câmara, ocorriam regiões com pouco ou nenhum fluxo de ar (áreas escuras), fazendo com que o ar dessas áreas não fossem renovados. Da mesma forma, ocorrem regiões onde se forma um fluxo direto da entrada para a saída (regiões azuladas na figura).

Essas diferenças no fluxo de ar no interior da câmara, com áreas de maior e menor circulação, fazem com que as amostras de ar retiradas para análise não sejam de uma parcela de ar com o mesmo tempo médio de permanência dentro da câmara, calculado pela divisão do volume pelo fluxo de entrada do ar.

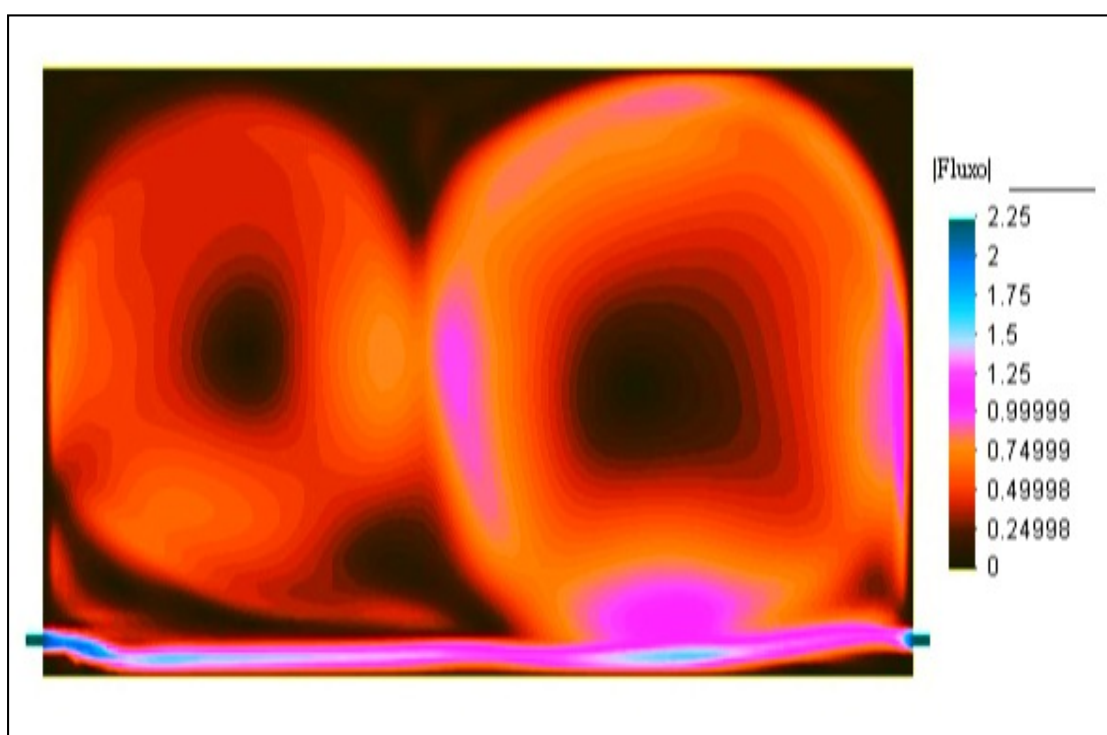


Figura 3.6 – Imagem do fluxo de ar gerada pelo modelo matemático no interior da câmara.

As modificações implementadas, a partir dos resultados do modelo matemático e de conversas com alguns pesquisadores, foram :

- a câmara foi feita de um material mais resistente (acrílico);
ela está mais estreita e alongada que a anterior; essa configuração, juntamente com a próxima mudança, tende a diminuir possíveis erros relativos a essas áreas; a nova câmara ficou medindo 1,0 x 0,15 x 0,072m, resultando num volume de 10,9 litros (Figura 3.7a).

- a entrada de ar na câmara foi dividida em 8 (Figura 3.7b); essa configuração busca fazer com que o ar que entra na câmara forme uma parede de turbulência maior, empurrando o ar que esteja à frente para fora da câmara, diminuindo possíveis erros relacionados às áreas mortas;

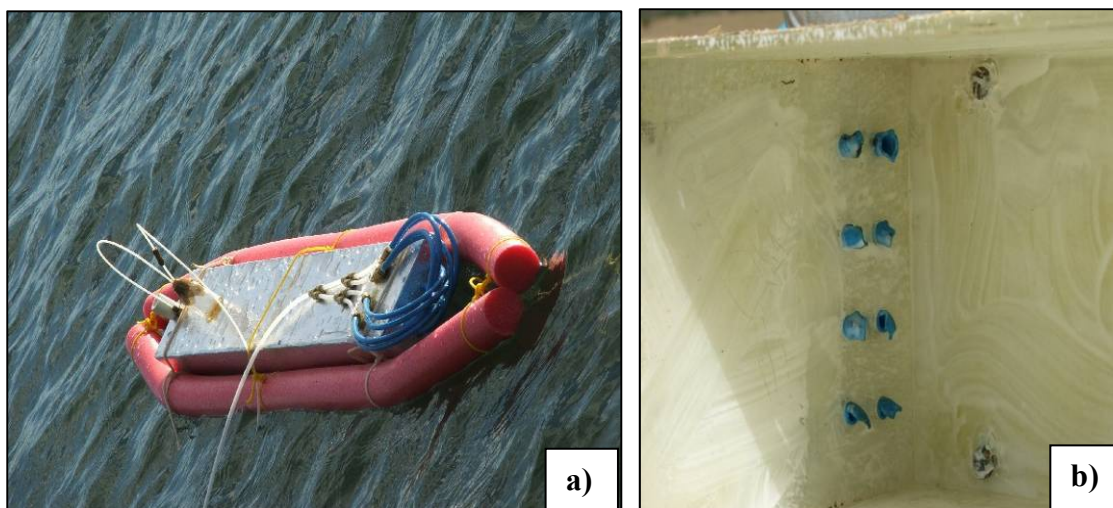


Figura 3.7 – a) Nova câmara de fluxo de acrílico com 8 entradas (tubos azuis); b) Detalhe das 8 entradas do lado de dentro da câmara.

- foi adquirido um controlador lógico programável (CLP) para controlar a solenóide; o CLP comunica-se com o TGA através de uma porta RS232, o qual recebe o comando de ligar e desligar a solenóide; o CLP foi acondicionado em uma caixa junto com a solenóide e com as conexões necessárias (Figura 3.8).
- para o controle da solenóide foi feito um programa computacional específico de controle, onde após cada medida do TGA a solenóide é acionada.

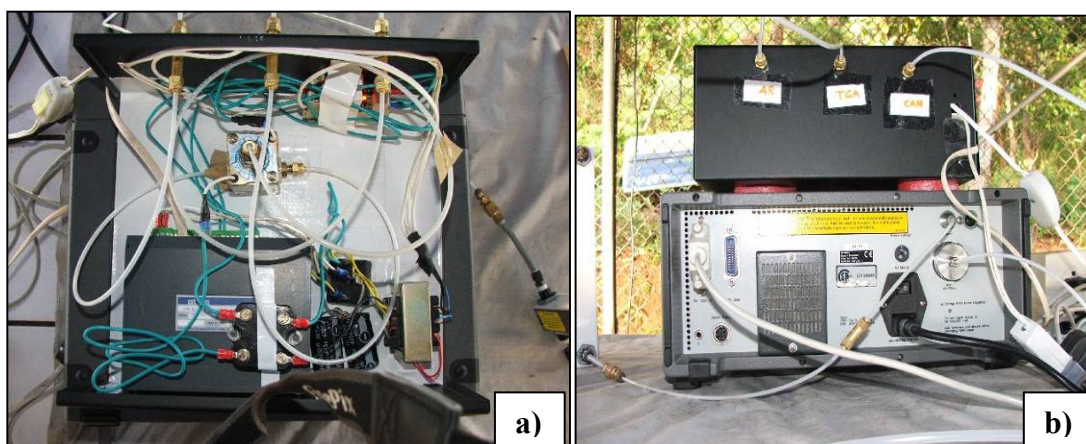


Figura 3.8 – a) Montagem do CLP com a solenóide; b) Equipamento acoplado ao TGA

Durante os testes em Estreito e Furnas, o $T_{\text{m\u00e9dio}}$ foi diferente para os dois reservat\u00f3rios. No caso de Estreito, o $T_{\text{m\u00e9dio}}$ foi de 282 segundos, enquanto, em Furnas, foi de 330 segundos. Essa diferen\u00e7a foi devida \u00e0 mudan\u00e7a do fluxo de entrada de ar na c\u00e2mara. No caso de Furnas, esse fluxo foi atenuado, objetivando reter por mais tempo o ar dentro da c\u00e2mara.

O fluxo de entrada deve ser maior ou igual ao fluxo de tomada de ar do TGA, ou poder\u00e1 ocorrer uma contamina\u00e7\u00e3o de ar exterior na hora que o TGA puxa a amostra para realizar as medidas de concentra\u00e7\u00e3o.

3.2.2.4 – Reservat\u00f3rio de Furnas e Peixoto (3^a campanha)

No m\u00eas de agosto de 2006, durante a terceira campanha de campo nos reservat\u00f3rios de Peixoto e Furnas do projeto de FURNAS S.A., foram testadas as \u00faltimas modifica\u00e7\u00f5es nos equipamentos e na metodologia, a saber:

- coloca\u00e7\u00e3o de 2 c\u00e2maras para medi\u00e7\u00e3o do fluxo – o aumento do n\u00famero de c\u00e2maras visa aumentar a \u00e1rea de amostragem e verificar a variabilidade espacial do s\u00edtio amostrado;
- aumento do tempo de resid\u00eancia do ar dentro da c\u00e2mara para 9 minutos – realizado para aumentar o tempo de intera\u00e7\u00e3o entre a interface \u00e1gua-ar.
- montagem final da CLP, com quatro (4) solen\u00f3ides acopladas – o aumento do n\u00famero de solen\u00f3ides foi necess\u00e1rio para se conseguir aumentar o n\u00famero poss\u00edvel de tomadas de ar, possibilitando colocar mais uma c\u00e2mara e mais um n\u00edvel de ar ambiental;
- medi\u00e7\u00e3o da concentra\u00e7\u00e3o de CO_2 ambiental em 2 n\u00edveis – essa medida visa buscar alguma rela\u00e7\u00e3o entre o gradiente de CO_2 no ar e os fluxos pela interface;
- teste de medi\u00e7\u00e3o da concentra\u00e7\u00e3o de CO_2 dissolvido na \u00e1gua, utilizando o TGA para a an\u00e1lise da concentra\u00e7\u00e3o dos gases do headspace – essa medida visa facilitar a log\u00edstica das campanhas, n\u00e3o sendo necess\u00e1rio levar as amostras para um laborat\u00f3rio realizar essas medidas, o que poderia acarretar uma poss\u00edvel contamina\u00e7\u00e3o das amostras.

Na Figura 3.9, podem-se observar fotos dos equipamentos montados no reservat\u00f3rio de Peixoto.

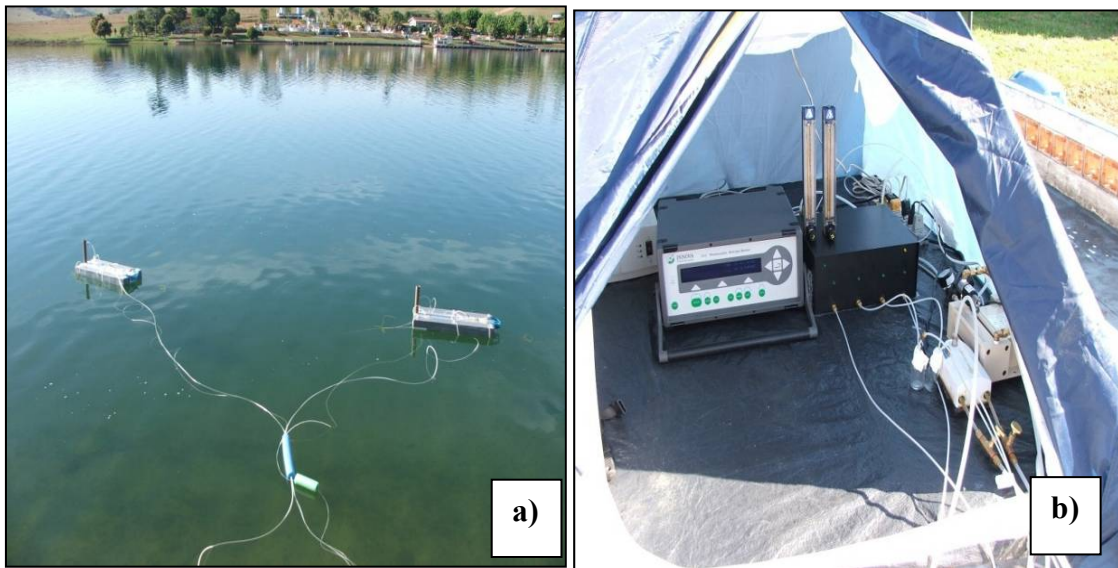


Figura 3.9 - a) Câmaras de fluxo. b) Equipamentos de medida montados (TGA, CLP, Heatless dryer , Nafion e bomba).

3.2 - APLICAÇÃO DA TÉCNICA NO APM MANSO

Com todos os testes realizados, chegou-se à técnica aprimorada da câmara dinâmica. A seguir, está descrita a metodologia utilizada no estudo de caso no APM Manso. A metodologia engloba o fluxo difusivo de CO₂, medidas de concentração de CO₂ dissolvido, variáveis físico-químicas da água e variáveis meteorológicas.

3.1 - FLUXO DIFUSIVO DE CO₂

O fluxo difusivo de gás que passa pela interface ar-água é um processo de transferência de massa, onde ocorre a passagem da substância química do ambiente de maior para o de menor pressão parcial. Como o CO₂, no caso do presente estudo, está dissolvido na água, a passagem ocorre através da interface água-ar.

Foram utilizadas câmaras dinâmicas para a medição do fluxo difusivo de GEE pela interface água-ar. Essas medidas foram realizadas com 2 câmaras, localizadas uma próxima da outra, a uma mesma profundidade. As medidas das concentrações dos GEE foram realizadas em intervalos de 3 minutos.

3.1.1 – MEDIÇÃO DO FLUXO

3.1.1.1 – Características da Câmara Dinâmica

A câmara flutuante é um recipiente de formato retangular, de material impermeável à água e aos gases. A câmara flutua na superfície da água com ajuda de bóias, com parte da câmara submersa, para impedir que ocorra uma contaminação de ar de fora no caso de ondulações, e parte fora da água, onde ocorrerá o enriquecimento ou deplecionamento do ar, devido ao fluxo difusivo.

A câmara dinâmica difere da câmara estática, principalmente, por 2 (dois) fatores:

- 1- Não há necessidade de retirar a câmara da água entre 2 medidas;
- 2- Ela tem uma comunicação com a atmosfera, um dos lados é abertos, para que o ar seja renovado continuamente.

Para que a renovação do ar da câmara fosse realizada, foi conectado na entrada de ar da câmara, um tubo ligado a uma bomba, que por sua vez é ligada ininterruptamente, de maneira a fornecer uma vazão constante de ar para a câmara, que durante as medidas, regulada em 600ml/min.

Foram necessárias 4 (quatro) campanhas de campo para o desenvolvimento/melhoramento da câmara dinâmica, campanhas que estão detalhadas no Anexo B. Com esses estudos, chegou-se a seguinte configuração que pode ser vista na Figura 3.1, onde podemos ver detalhes da câmara.

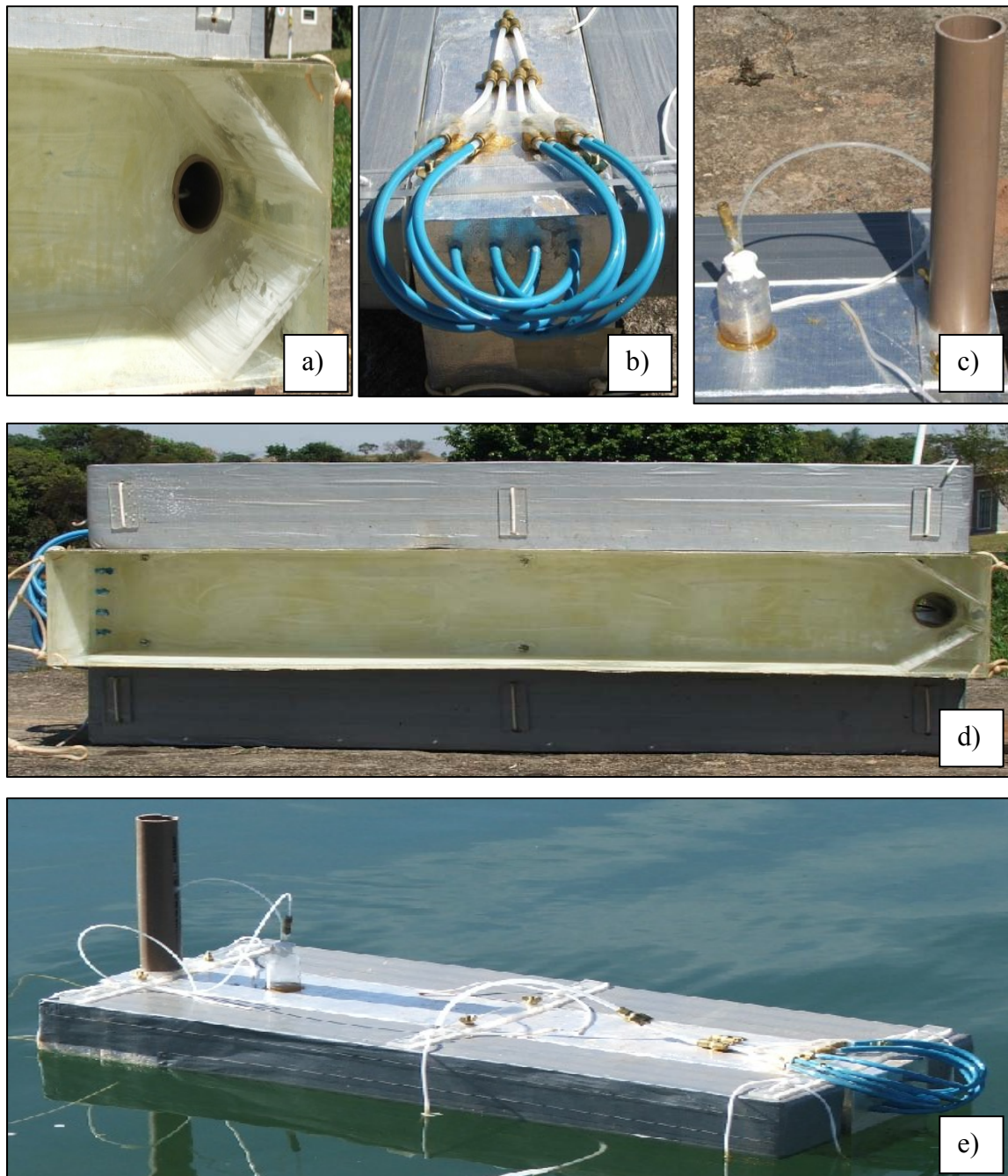


Figura 3.10 – Detalhes da câmara dinâmica. A) Anteparo de acrílico em “V”; b) Entradas de ar na câmara; c) Frasco de vidro “trap” e saída de ar da câmara; d) Visão geral da parte de baixo da câmara; e) Visão geral da Câmara na água.

As medidas e configurações das câmaras foram:

- A câmara foi confeccionada em acrílico transparente, com as seguintes medidas:
 - Comprimento: 100 cm;
 - Largura: 15 cm;
 - Altura: 20 cm.

- São 8 entradas de ar, divididas em duas fileiras de 4;
- Uma saída de ar “chaminé” com 5 cm de diâmetro, por onde é retirado o ar para análise;
- Anteparo de acrílico, em formato de “V” que tem como objetivo induzir o fluxo para a saída da câmara;
- Frascos de vidro “Trap”, que servem para prevenir a ida de água para o equipamento de leitura (TGA).
- Colocação de uma superfície refletora para prevenir o aquecimento, devido à radiação solar, do ar em seu interior.

Com essas configurações a câmara ficou com um volume útil de 9,8 L e uma área de contato de 0,14 m². Na Figura 3.1, pode-se ver detalhes da câmara.

3.1.1.2 – Analisador de Gases Traço Fotoacústico (TGA)

O analisador de gases traço (*trace gás analyzer* - TGA Innova 1312), que pode ser visto na Figura 3.11, é um equipamento que realiza a análise das amostras de ar por meio de radiação infravermelha acopladas a um sensor acústico. Ele foi utilizado para medir a concentração de CO₂ nas amostras de ar realizados durante as campanhas de campo.



Figura 3.11 – Analisador de gases traço (TGA).

O princípio de análise do equipamento é descrito a seguir:

- A amostra de ar é bombeada para dentro da câmara de medida, sendo selada por válvulas;
- A radiação vinda da fonte de luz infravermelha passa através do pulsador e do filtro ótico, e entra na câmara de medida; a radiação infravermelha é absorvida pela amostra de ar, enquanto a temperatura e pressão, dentro da câmara, sofrem uma variação;
- A variação da pressão, correspondente a frequência do pulsador, cria uma onda de pressão, produzindo som, que é detectada pelos microfones;
- O sinal do microfone, proporcional a concentração do gás, é, então, processado, e os resultados são calculados.

Analísadores do tipo automático são indispensáveis para a adoção das medidas de fluxo de GEE de maneira contínua e automática. Na Figura 3.12, pode-se observar um esquema do sistema de medida do TGA.

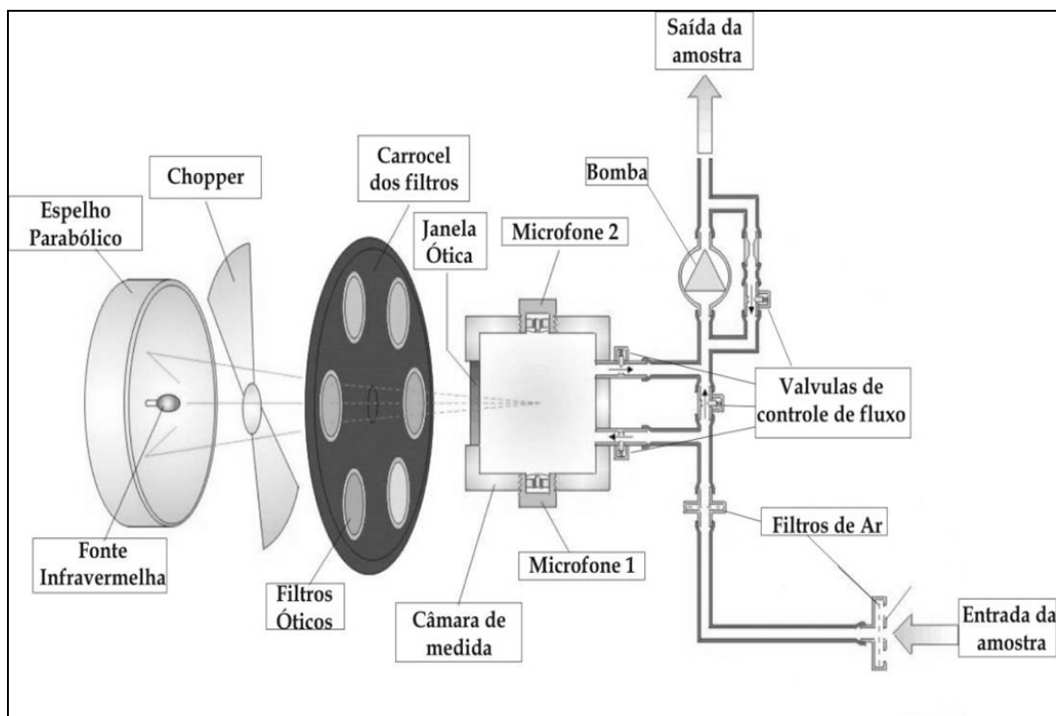


Figura 3.12 – Esquema do TGA (Fonte: adaptado de INNOVA,2005).

3.1.1.3 – Controlador Lógico Programável (CLP)

O CLP controla 4 (quatro) válvulas solenóides, normalmente fechadas. Ela comunica-se com o TGA através de uma porta de comunicação RS232, o qual recebe o comando de ligar e desligar uma solenóide específica. As saídas das válvulas solenóides foram conectadas a tubos que, por sua vez, foram conectados à entrada de ar do TGA (Figura 3.13).



Figura 3.13 – CLP acoplado ao TGA, com os 4 tubos de entrada de ar.

Ao abrir uma determinada solenóide por vez, a CLP permite ao TGA realizar a medida de um local específico. As 4 (quatro) solenóides foram divididas de maneira que cada uma fosse conectadas a um único ponto, com a seguinte configuração:

- Solenóide 1 – Tubo posicionado a ~20 cm acima da superfície da água (Ar atmosférico);
- Solenóide 2 – Tubo posicionado na saída da câmara 1;
- Solenóide 3 – Tubo posicionado na saída da câmara 2;
- Solenóide 4 – Tubo posicionado a ~2 metros da superfície da água (Ar atmosférico).

O CLP foi programado para efetuar a troca da solenóide com a sequencia descrita na figura 3.14 abaixo.

| | | | | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | T0 | T1 | T2 | T3 | T4 | T5 | T6 |
| Tempo | | | | | | | |
| Sequência | Sol 1 | Sol 2 | Sol 1 | Sol 3 | Sol 1 | Sol 4 | Sol 1 |

Figura 3.14 – Esquema da sequencia completa realizada pelo CLP, nos tempos (T) para cada Solenóide “Sol”.

A sequencia acima foi programada com o objetivo de sempre realizar uma medida da concentração da CO₂ do ar atmosférico, ar que é bombeado para dentro da câmara, antes de cada medida da concentração do ar na saída de cada câmara.

3.1.1.4 – Cálculo do Fluxo Difusivo

Com os dados da concentração de CO₂, medidos pelo TGA, na sequencia programada pelo CLP, foi possível determinar o fluxo de CO₂, utilizando-se a fórmula:

$$FLUXO = v \times F_1 \times \frac{(C_1 - C_0) \times F_2}{A} \quad (3.3)$$

onde,

- v - vazão de entrada de ar na câmara (m³.min⁻¹)
- F_1 - fator de conversão de minuto para dia (1440);
- C_1 - concentração do ar na entrada da câmara (ppm);
- C_0 - concentração do ar na saída da câmara (ppm);
- F_2 - fator de conversão de ppm para mg CO₂.m⁻³ (1,83 para 1 Atm. a 20°C)
- A - área da câmara em contato com a água (m²);
- $FLUXO$ - mg.m⁻².d⁻¹.

3.1.2 – ESTIMATIVA DO FLUXO PELA TÉCNICA DA CAMADA LIMITE FINA

Para estimar o fluxo de CO₂, também foi utilizada a técnica da camada limite fina (*thin boundary layer* – TBL). A técnica da TBL foi desenvolvida inicialmente por WHITMAN (1923) para o estudo da absorção do gás HCl através de uma interface ar-

líquido em um sistema experimental e adaptado para sistemas ambientais por LISS (1974).

A técnica está descrita em ALMEIDA (1998) e está reproduzida a seguir. Ela calcula o fluxo difusivo usando uma equação semi-empírica (LISS & SLATER, 1974, CANUEL *et al.*, 1997, DUCHEMIN *et al.*, 1999).

A 1ª lei de Fick expressa o fluxo de difusão em função da diferença de concentração do gás.

$$F = -D \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3.4)$$

onde:

F - fluxo de gás através da camada;

D - coeficiente de difusão molecular do gás na camada material;

$\partial c / \partial z$ - gradiente de concentração em função da distância (mol m^{-3}).

O sinal negativo indica que o fluxo da difusão ocorre da concentração mais alta para a concentração mais baixa.

Para os pesquisadores que trabalham com cálculos de fluxo do CO_2 em sistemas reais, a lei de Fick continua sendo aplicada, porém associada a equações. Essas equações não levam em consideração a reação do gás na camada estagnada, desprezando, desta forma, o fator de aumento para o fluxo do gás.

Por outro lado, o uso de equações empíricas torna o cálculo do fluxo bastante simples, sendo necessário apenas determinar a velocidade do vento acima da coluna d'água, a temperatura e a pressão parcial dos gases nas fases aquosa e gasosa.

A equação utilizada para o cálculo dos fluxos pela interface ar-atmosfera deriva da 1ª lei de Fick e é representada, no caso do CO_2 , por:

$$F = D \alpha h^{-1} [p\text{CO}_2^{atm} - p\text{CO}_2^{aq}] \quad (3.5)$$

$$F = K \alpha [p\text{CO}_2^{atm} - p\text{CO}_2^{aq}] \quad (3.6)$$

onde:

F - fluxo do gás ($\text{mol cm}^{-2} \text{s}^{-1}$);

D - difusividade molecular ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$);

- α - solubilidade do gás em água ($\text{atm}^{-1} \text{ mol cm}^{-3}$);
 h - espessura da camada estagnada (cm);
 pCO_2^{atm} - pressão parcial do gás na atmosfera (atm);
 pCO_2_{ag} - pressão parcial do gás na água (atm);
 K - Velocidade de transferência gasosa (cm s^{-1});

A velocidade K é uma função da turbulência, da viscosidade cinemática da água (ν) e do coeficiente de difusão molecular do gás (D). Esses dois últimos parâmetros relacionam-se entre si e com K através do número de Schmidt (Sc), que representa a razão entre as propriedades de transporte molecular, parametrizada pela viscosidade cinemática ν ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), e o coeficiente de difusão D ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) do gás.

O número de Schmidt (Sc), foi calculado de acordo com a equação que consta em Warninkof (Equação 3.7).

$$Sc = \nu/D \quad (3.7)$$

sendo:

- Sc - número de Schmidt (adimensional);
 ν - viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);
 D - coeficiente de difusão molecular do gás ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

Vários autores utilizam diferentes equações para K (FRANKIGNOULLE, 1988; GOSINK, 1992; SELLERS et al, 1995^a; MACYNTIRE et al., 1995; WANNINKHOF et al., 1991; MERLIVAT E ETCHETO, 1998).

MACYNTIRE *et al.* (1995) ajustaram uma curva de potência usando mínimos quadrados, baseada em cinco experimentos anteriores. O valor de K para o fluxo de CO_2 em lagos varia com a velocidade do vento segundo a equação:

$$K_{CO_2}(600) = 0,45u_{10}^{1,6} \left(\frac{Sc_{CO_2}}{600} \right)^{-0,5} \quad (3.8)$$

sendo:

u_{10} - velocidade do vento a 10 metros de altura;

Sc_{CO_2} - número de Schmidt para o CO_2 na temperatura em questão dividido por 600 para normalizar K para CO_2 a $20^\circ C$ em água natural.

Uma outra equação foi proposta por WANNINKHOF *et al.* (1991), através de medidas de perda de um gás traçador, hexafluoreto de enxofre (SF_6), em um lago pequeno e para diferentes velocidades do vento. A constante de velocidade para o CO_2 foi calculada a partir de K_{SF_6} através da equação

$$K_1/K_2 = \left(Sc_1/Sc_2 \right) \quad (3.9)$$

onde a dependência da velocidade de transferência de gases com o número de Schmidt oferece um modo de converter velocidades de transferência de um gás para outro. Os subscritos 1 e 2 referem-se a dois gases.

Esse modelo torna-se mais aplicável, pois os valores de velocidade de vento referem-se às medidas feitas a 2 metros de altura da superfície dos lagos, e não a 10 metros da altura, como em outros modelos. As equações propostas por Wanninkhof foram:

- para velocidades do vento $< 3ms^{-1}$,

$$K_{CO_2} = 0,76u \left[\frac{600^{0,67}}{(Sc_{CO_2})^{2/3}} \right] \quad (3.10)$$

- para velocidades do vento $> 3ms^{-1}$,

$$K_{CO_2} = 5,6u - 14,4 \left[\frac{600^{0,5}}{(Sc_{CO_2})^{0,5}} \right] \quad (3.11)$$

sendo que a velocidade do vento (u) é a medida num intervalo de 15 minutos antes da coleta.

3.1.2.1 – CO₂ dissolvido na água

As medidas foram realizadas com base na técnica de equilíbrio do espaço de carga (*headspace*) (MCAULIFFE, 1971). As amostras foram realizadas às 00h, 03h, 05h, 07h, 08h, 10h, 12h, 14h, 16h, 18h, 20h e 22h, na campanha de Março de 2007, e 00h, 03h, 06h, 08h, 10h, 12h, 14h, 16h, 18h, 20 h, na campanha de Julho de 2007.

Essa técnica consiste na coleta de uma amostra de água, normalmente com uma seringa (60ml), sendo parte desse volume substituído pelo gás hélio, nitrogênio ou outro gás inerte. No caso desta tese, 50% do volume foi substituído por nitrogênio, formando o chamado espaço de carga (*headspace*).

Após a formação do *headspace*, a seringa foi agitada vigorosamente, buscando estabelecer o equilíbrio entre os gases dissolvidos na água e o ar do *headspace*, por 3 minutos. Logo após, a amostra gasosa do *headspace* é transferida para uma seringa menor, que por sua vez é inserida no TGA para a análise da concentração do CO₂ contido na amostra.

Com a concentração do CO₂ em mãos, pode-se calcular a massa do gás dissolvido, utilizando-se da seguinte fórmula:

$$C = Q \times P \quad (3.12)$$

sendo,

$P = p \times 10^{-9} Z / 760$ (atm), pressão parcial em atm do gás de interesse;

$Q = v / (VRT) + 54.85 \exp(A+B/T+C \ln T +DT + E T^2)$ (mol por litro por atmosfera)

é o coeficiente de extração.

O significado das variáveis e constantes é o seguinte:

- v - volume do head space (Litros)
- V - volume da amostra de água (Litros)
- R - 0,082 [L atm K⁻¹ mol⁻¹]
- T - temperatura em K, da água e no laboratório
- p - pressão parcial, expressa em ppm, do gas extraído no headspace
- Z - pressão ambiente no laboratório, em mm Hg

As constantes empíricas de Sandler para o CO₂ são:

| | |
|---|-------------------------|
| A | -4957,82 |
| B | 105288,4 |
| C | 933,17 |
| D | -2,85489 |
| E | 1,480857E ⁻³ |

3.1.2.2 – Estação meteorológica automática – EMA

Estação meteorológica automática utilizada para os estudos foi uma estação portátil da marca Weather Hawk, que possui os seguintes sensores instalados:

- **Temperatura do ar:**

Sensor: termistor;

Faixa de operação: -40° a +50°C - 0 a 100% Umidade Relativa;

Precisão: ±0,5°C;

- **Umidade relativa (RH):**

Sensor: polímero de precisão, correção de temperatura;

Precisão: ±5% entre 90% e 100% RH; ±3% entre 10% e 90% RH.

- **Pressão atmosférica:**

Sensor: de escala piezorresistivo;

Faixa de operação: 15 a 115 kPa;

Precisão: ±1,5 kPa (0° a +85°C)

- **Precipitação:**

Sensor: pulso;

Orifício: 50 cm²;

Resolução: 1 mm.

- **Radiação solar:**

Sensor: Piranômetro de silício;

Faixa do Espectro: 300 a 1100 nm;

Precisão: $\pm 2,5\%$;

Saída: $\sim 0,25$ mV por $W.m^{-2}$;

Faixa de operação: 0 a $2000 W.m^{-2}$;

Faixa de temperatura: -40° a $+55^{\circ}C$.

- **Direção do vento:**

Sensor: Palheta;

Faixa: 360° mecânico, 352° elétrico;

Linearidade: 1%;

Sensibilidade: $\sim 1 m.s^{-1}$.

- **Velocidade do vento:**

Sensor: anemômetro de copo;

Velocidade de partida: $0,78 m s^{-1}$.

Na Figura 3.15, pode-se visualizar a estação montada às margens do reservatório de Manso.

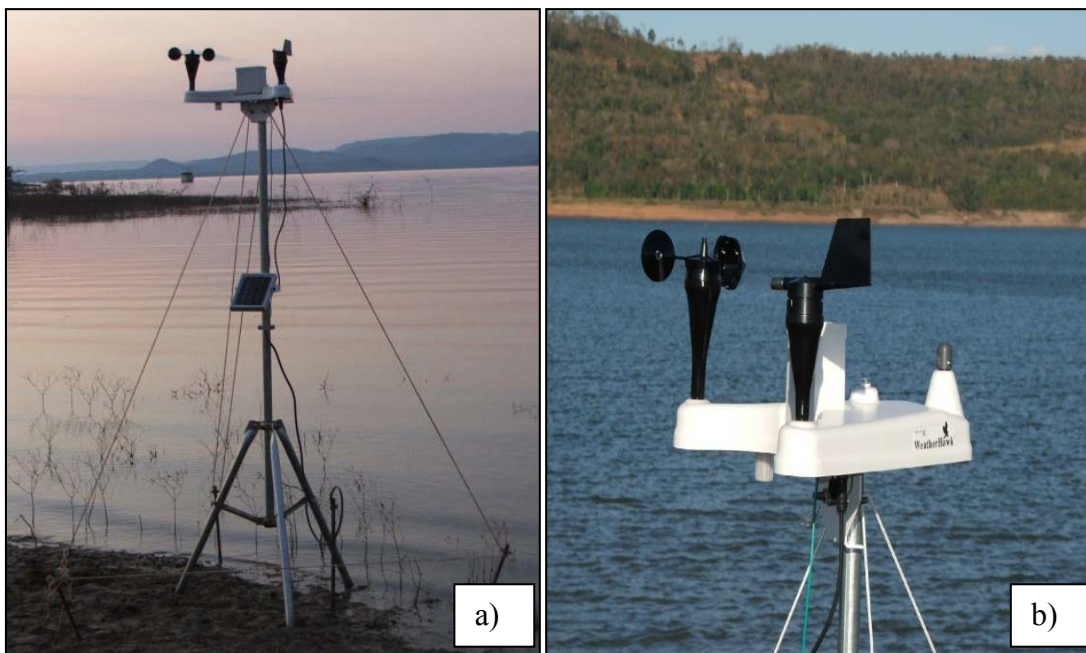


Figura 3.15 – (a) Estação meteorológica montada às margens do reservatório de Estreito. (b) Detalhe dos sensores da estação meteorológica.

Os dados meteorológicos foram obtidos com a frequência de 1 minuto, armazenados na memória da estação (*datalogger*). Os dados foram coletados remotamente através de um código computacional próprio, via sinais de rádio, e armazenados em um computador. Posteriormente, os dados foram tratados e calculadas as estatísticas de interesse.

3.1.3 – PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DA ÁGUA

Os parâmetros físico-químicos da água foram medidos com o sistema de monitoramento da qualidade da água da Hydrolab Quanta (Austin, Texas, EUA), que inclui uma sonda multiparâmetro (transmissor) e um mostrador (Display). Na Figura 3.16, mostram-se a sonda multiparâmetro com o painel de visualização (*display*) e os principais componentes do sistema.



Figura 3.16 – Sensor de parâmetros físico-químicos (PFQ) da água. (Fonte HYDROLAB, 2004).

O transmissor da sonda inclui sensores que medem temperatura da água, pH, oxigênio dissolvido (DO), condutividade elétrica específica e o potencial de oxidação-redução (redox), além da profundidade; entretanto, somente foi possível utilizar as medidas da temperatura da água e oxigênio dissolvido, por motivo de problemas com o equipamento.

As medidas foram realizadas conjuntamente com a tomada de água para a análise do gás dissolvido, e foram medidas bem próximas das câmaras a uma profundidade de 10cm, com ajuda de uma boia, como pode ser visto na Figura 3.17.

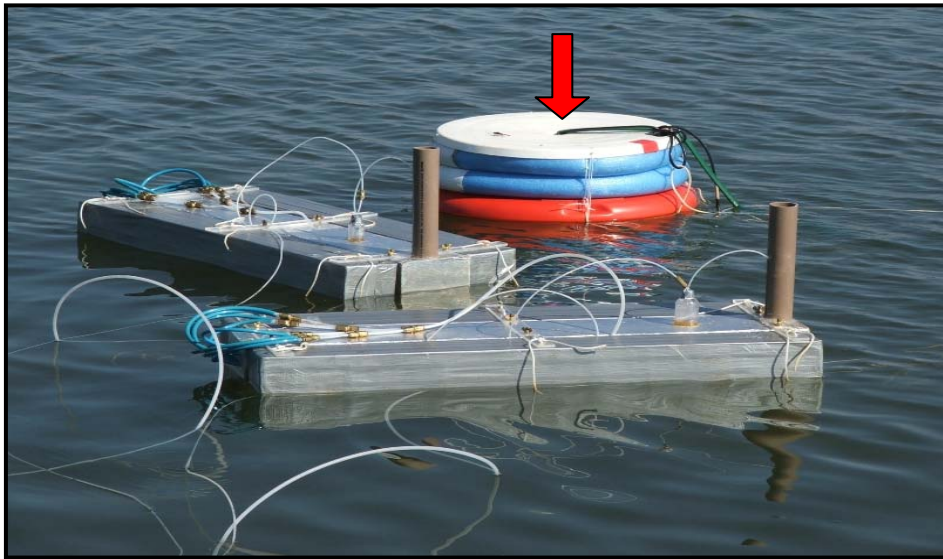


Figura 3.17 – Posicionamento da boia (seta), onde estão acopladas a bomba submersa e a sonda de qualidade de água

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados a seguir, são referentes as duas campanhas de campo, realizadas no períodos de 12 a 19 de março de 2007 e de 9 a 16 de julho de 2007. As medidas ocorreram em um ponto a uma distância de 20 metros da margem do reservatório, com uma profundidade de 1,6 metros.

Além dessas duas campanhas, foram anteriormente realizadas outras quatro campanhas de campo que serviram para o desenvolvimento/aprimoramento da metodologia utilizada no APM Manso (ver item 3.1). Os resultados dessas campanhas podem ser vistos no anexo B.

4.1 - CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DO APM MANSO

A Chapada do Guimarães e a Serra Azul são os divisores de águas entre as bacias do Alto Paraguai e da Amazônia. As características geográficas constam de altitude média de 474,22 m, sendo que a mínima registrada é de 250 m e a máxima de 880 m, com declividade média de 3,87% e uma área de drenagem estimada em 1.367,16 km² (GRAFODI, 2006).

No local da Barragem, o rio Manso controla uma área de drenagem de 9.183,86 km² e representa cerca de 40% da bacia do rio Cuiabá. O principal afluente do rio Manso é o rio Casca cuja área de drenagem representa aproximadamente 45% da área de drenagem total do rio Manso no APM Manso.

A bacia do rio Casca é formada por uma camada de solo conlúvio/residual arenoso com alta porosidade – porosidade efetiva da ordem de 20%, alta permeabilidade e por formações areníticas, subjacentes, com porosidade mais reduzida e baixa permeabilidade. Em razão destas características geológicas, com solos de grande porosidade, o rio Casca apresenta no período da estiagem, descargas específicas extremamente elevadas em comparação com as dos outros rios da região (SONDOTÉCNICA, 1999 e 2000 em GRAFODI, 2006).

A sub-bacia do rio Manso, montante da foz do rio Casca, com área de drenagem de 4.251 km², cerca de 55% da área controlada pela barragem, possui solos de baixa permeabilidade que, durante o período chuvoso, contribuem para a formação de cheias nos rios Manso e Cuiabá e, no período da estiagem, proporcionam descargas extremamente reduzidas (GRAFODI, 2006).

4.1.2 – CARACTERIZAÇÃO FÍSICA

O local escolhido para as medidas de campo foi o APM Manso (Figura 4.1), pertencente à Furnas Centrais Elétricas S.A. Localizada a aproximadamente 200 km de Cuiabá – MT, foi um dos reservatórios estudados pelo grupo da COPPE/UFRJ, no projeto “O Balanço de Carbono nos Reservatórios de Furnas Centrais Elétricas S.A.”. Aproveitando as campanhas no reservatório pelo projeto, foram realizadas as medidas uma semana antes da referida campanha.

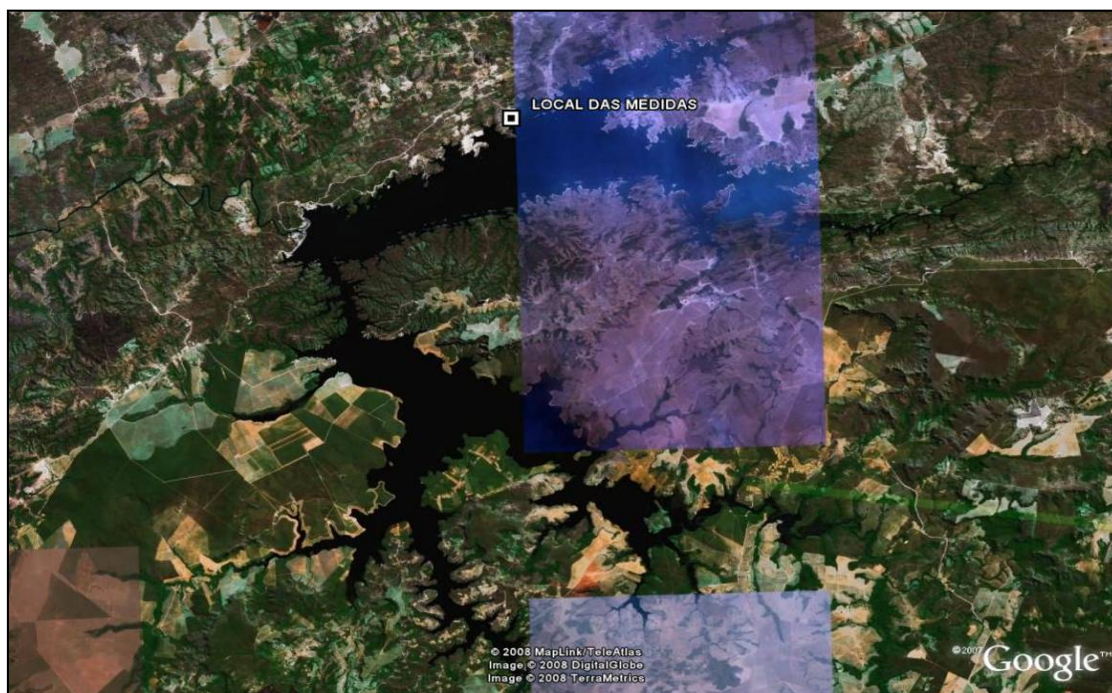


Figura 4.1 – Imagem de satélite do reservatório de Manso. (Fonte: Google Earth, 2009)

A usina hidrelétrica de Manso ($14^{\circ}52'17.5''$ S ; $55^{\circ}47'4.2''$ O) está localizada no município de Chapada dos Guimarães, estado de Mato Grosso, no rio Manso, o principal afluente do rio Cuiabá e contribuinte da bacia do rio Paraguai formador do Pantanal Matogrossense, distante 100 km da cidade de Cuiabá – MT.

A usina de Manso foi concebida com quatro objetivos principais, quais sejam:

- regularização do rio Cuiabá;
- fomento do turismo através do lago;
- incentivo a irrigação no cerrado;
- geração de energia.

O reservatório foi construído em duas fases. A primeira, em setembro de 1988, quando se deu início a construção. A segunda, após paralisação por quase uma década, marcada pela retomada da construção.

O APM Manso compreende uma barragem principal de terra e entroncamento, com 3.660m de extensão e altura máxima de 72 m, em cujo corpo, separados por um muro do tipo gravidade, está o vertedouro principal de superfície, controlado por três comportas de segmento e tomada d'água do tipo gravidade que promove a captação e a adução da água através de quatro condutos forçados até as unidades de geração

O primeiro gerador de Manso entrou em operação no dia 8 de dezembro de 2000. Construída pela parceria de FURNAS com o consórcio privado Proman, a usina está operando plenamente desde abril de 2001, gerando uma potência instalada de 210 MW, (4 X 52,5 MW) o suficiente para abastecer uma cidade com 1,2 milhão de habitantes.

4.1.2 – CARACTERIZAÇÃO METEOROLÓGICA

Segundo dados da estação de Cuiabá (INMET,1992), região onde está localizada o reservatório de Manso, apresenta dois períodos distintos durante o ano. O período mais seco, que compreende os meses de maio a setembro, com valores médios de precipitação de 29,8 mm. mês⁻¹ e temperatura média de 24,3°C, e o período mais chuvoso, nos meses de outubro a abril, com precipitação média de 166,6 mm. mês⁻¹ e temperatura média de 26,5°C.

Durante o período seco, é comum observar baixos valores de umidade relativa do ar, em torno de 20%, e valores elevados de temperatura do ar, chegando a 40°C, quando há influência de uma massa de ar quente e seca. Na atuação do fenômeno da friagem, quando massas de ar polares (frias e secas) atingem a região, principalmente durante os meses de inverno, a temperatura pode chegar abaixo de 10°C.

Durante o período chuvoso, a atuação da Alta da Bolívia em altos níveis da atmosfera (200 hPa) e o transporte de umidade da região amazônica em baixos níveis da atmosfera (850 hPa) são os principais responsáveis pela precipitação na região.

Na Figura 4.2, encontra-se as normais climatológicas (1961-1990) de temperatura, média, máxima e mínima, e precipitação para a estação do INMET na cidade de Cuiabá.

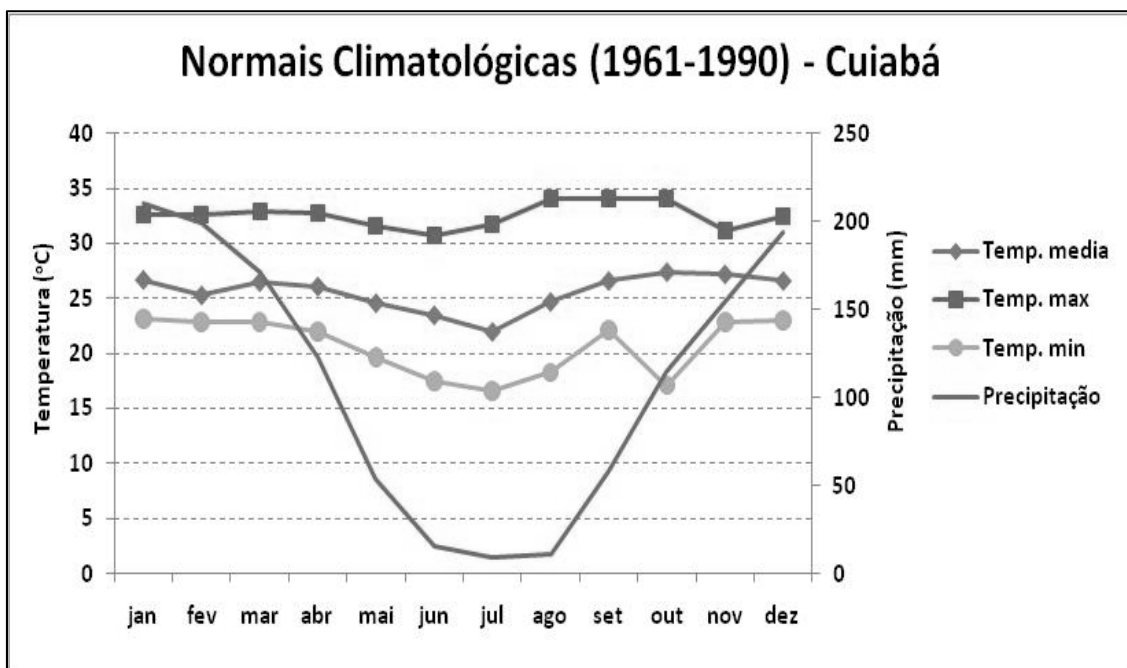


Figura 4.2 – Normais climatológicas (1961-1990), para a cidade de Cuiabá: Temperatura média, máxima (max) e mínima (min); Precipitação.

4.2 - MEDIDAS DO FLUXO DE CO₂ NO APM MANSO

Neste item, os resultados são apresentados separadamente por campanha e depois comparados entre si. São mostrados os fluxos estimados pelas duas metodologias propostas, câmara dinâmica e o TBL. Junto com os dados de fluxo, serão mostradas também as variáveis meteorológicas e físico-químicas da água.

As medidas foram realizadas por duas câmaras com o objetivo de verificar a confiabilidade da metodologia e de ter uma representatividade espacial maior, sem a necessidade de se ter uma câmara com uma área muito grande, que dificultaria o seu manejo.

Para ajudar na interpretação dos resultados, foi, inicialmente, determinado o intervalo de confiança, para as médias dos fluxos estimados de CO₂ por ambas as câmaras, separadamente, no nível de confiança de 95%. Adicionalmente, foram escolhidos dois testes, um paramétrico (teste *t*) e outro não-paramétrico (Wilcoxon), com o objetivo de avaliar a hipótese nula (H_0) de que não existe qualquer diferença entre as médias populacionais ($H_0: \mu_1 = \mu_2$) dos fluxos estimados pelas duas câmaras.

4.2.1 - 1ª CAMPANHA – MARÇO/2007

4.2.1.1- Variáveis meteorológicas

Durante o mês de março de 2007, ocorreu a primeira campanha de campo com medidas de fluxo de CO₂ no APM Manso. Nesta campanha, as duas câmaras utilizadas para a estimativa dos fluxos difusivos possuíam as mesmas dimensões e características físicas.

As medidas ocorreram do dia 11 a 19 de março. O período apresentou características da estação chuvosa, com um nebulosidade elevada e períodos de chuva intensa, como pode ser visto na Figura 4.3, onde se observa algumas das variáveis meteorológicas medidas durante o experimento.

Ocorreram algumas falhas nos dados devido a problemas com a estação. Essas falhas aparecem como uma descontinuidade nos gráficos da figura 4.3

Pode-se observar, nos gráficos de radiação solar (Figura 4.3b), que o período do experimento ocorreu em um janela de tempo com forte nebulosidade e com eventos de forte precipitação (Figura 4.3d).

Nos dias 12 e 18 de março, ocorreu uma queda acentuada da temperatura máxima diária, em comparação com o dia anterior, de 3,3° e 4° C respectivamente (Figura 4.3b). Essa queda deveu-se a grande nebulosidade, associada a períodos de precipitação acentuada no período.

A precipitação total do período foi de 196 mm, com eventos de precipitação em quase todos os dias, mesmo que fracos. O dia de precipitação mais elevada foi no dia 17, onde choveu 45mm em um período de 1 hora.

Os dados de velocidade do vento, em sua grande maioria, apresentaram valores inferiores a 3 m.s⁻¹, com uma rajada de 8,7 m.s⁻¹ que ocorreu na madrugada do dia 13, associada a um evento de precipitação.

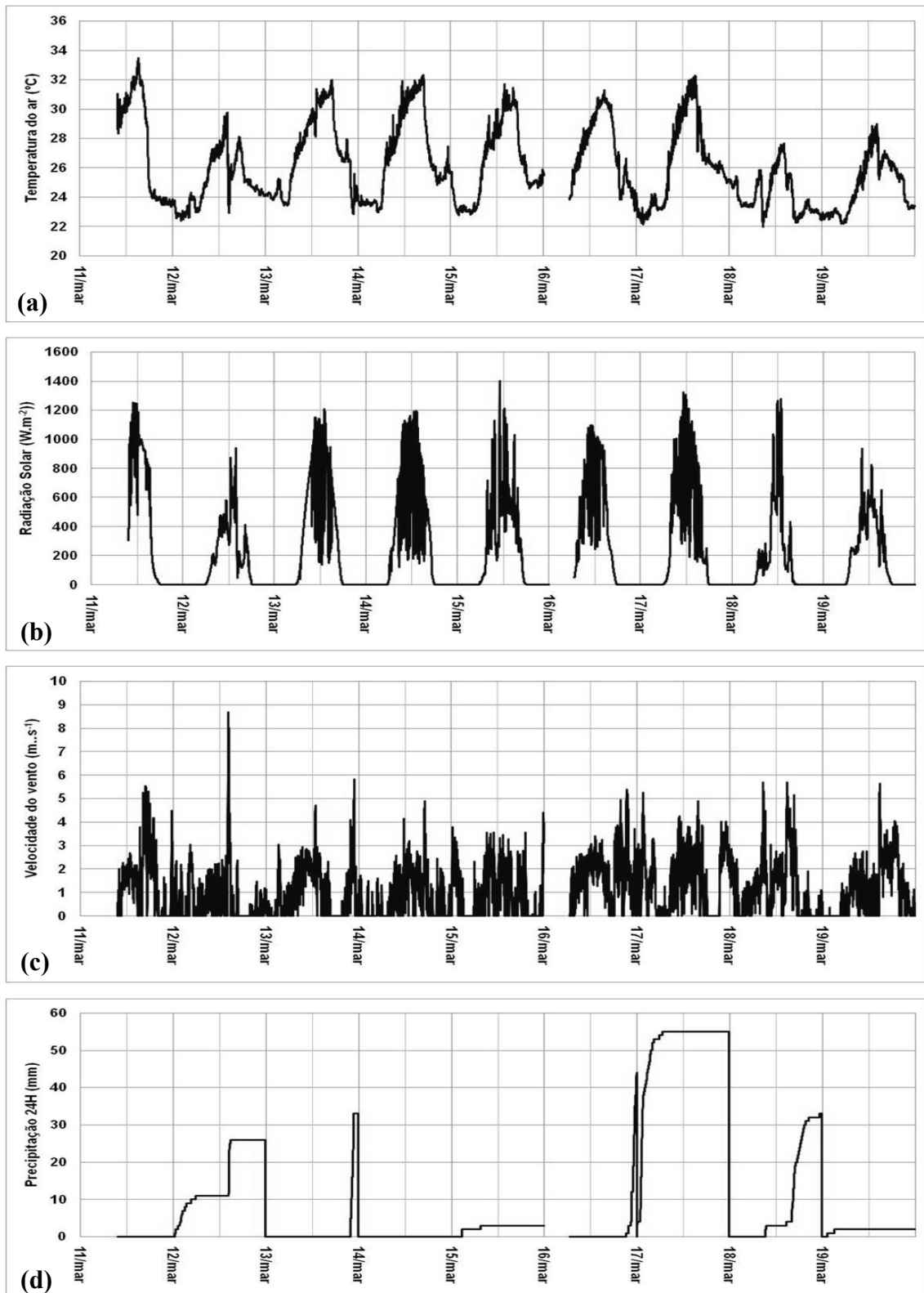


Figura 4.3 – (a) - Temperatura do ar ($^{\circ}C$); (b) - Radiação solar ($W.m^{-2}$); (c) - Velocidade do vento ($m.s^{-1}$); (d) - Precipitação acumulada em 24h, para o período de 11 a 19 de março de 2007 às margens do reservatório de Manso.

4.2.1.2- Fluxo de CO₂ com a câmara dinâmica

As medidas de fluxo de CO₂ ocorreram no período das 09:30 h do dia 12 até às 06:45 h do dia 19 de março de 2007. A Figura 4.4 apresenta os resultados encontrados dos fluxos difusivos, estimados pelas duas câmaras dinâmicas. Primeiramente, foi verificado se o comportamento quanto ao fluxo de CO₂ nas duas câmaras seriam semelhantes, já que elas possuem as mesmas características físicas e foram colocadas uma ao lado da outra.

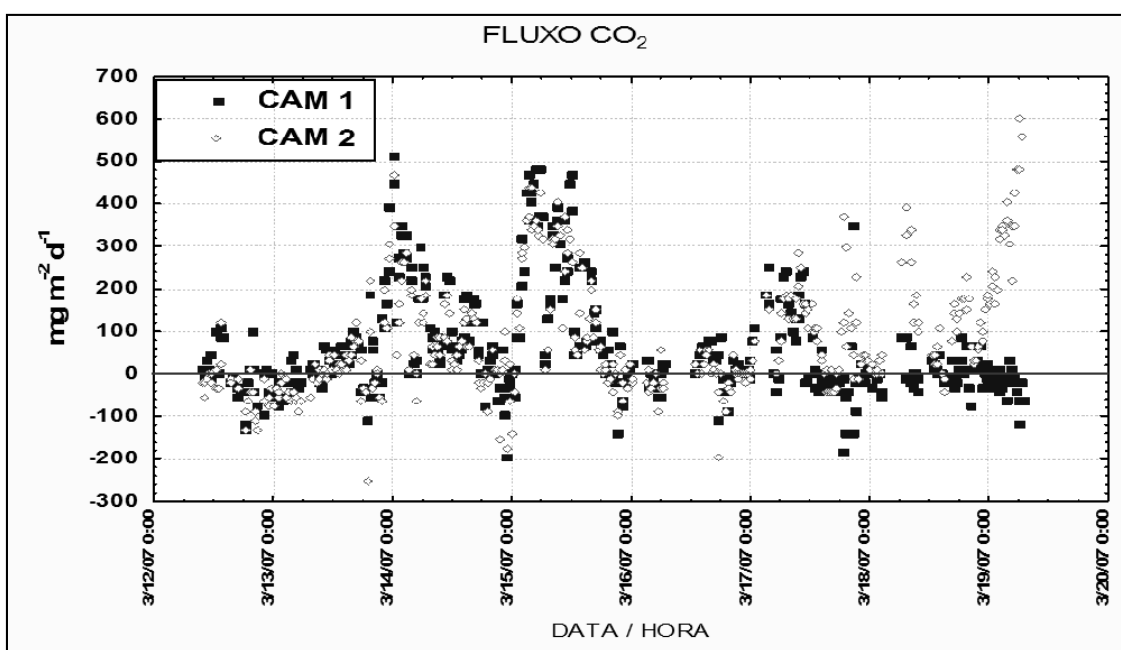


Figura 4.4 – Fluxos difusivos estimados pelas duas câmaras dinâmicas (CAM 1 e CAM 2).

Pôde-se observar que as câmaras apresentaram um comportamento na estimativa dos fluxos de CO₂ semelhantes nos cinco primeiros dias (12, 13, 14, 15 e 16), contudo, a partir do dia 17, começa-se a observar uma variação no comportamento das câmaras, diferença essa que se mostrou maior nos dias 18 e 19.

A causa dessa diferença foi um problema, somente detectado ao final do experimento, referente a fluatibilidade da CAM 1. Devido ao aumento do nível do reservatório no período das medidas, e pelo fato da amarração do lastro da CAM 1 estar muito tensionada, a câmara foi forçada a ficar mais submersa na água que a CAM 2, causando uma diminuição da altura efetiva da CAM 1 e a submersão de alguns dos tubos de entrada de ar ambiente na câmara, modificando assim suas características.

Por esse motivo, somente foram aproveitados os dados da CAM 1 até às 23:59 h do dia 16, período que aparentemente não foi afetado por esses problemas. No período de 12 a 16 de março, a CAM 1 apresentou uma média de 76,0 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ e o fluxo medido pela CAM2 foi 25% menor 56,8 mg CO₂ m⁻² d⁻¹.

No entanto, a diferença encontrada nas médias pode ter sido, em parte, devido ao fato de que as câmaras, mesmo estando montadas próximas uma da outra, a aproximadamente 1,5 metros de distância, apresentam pontos distintos, e, em parte, aos erros instrumentais. Outro fator fundamental que poderia explicar a diferença dos resultados é que as medidas não são realizadas no mesmo momento nas duas câmaras, existindo uma diferença de 6 minutos.

A seguir, podemos observar uma estatística descritiva dos resultados para as medidas realizadas pelas câmaras dinâmicas durante a campanha de março (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Estatística descritiva, com estimativas do intervalo de confiança, utilizando a distribuição t de Student, para as médias populacionais da CAM1 e CAM2, durante o período de 12 a 16 de março, dos fluxos de CO₂ no APM: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de medidas (N).

| | \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\leq$ | DP | N |
|------|-----------|-----------|-----------|-------|-----|
| CAM1 | 76,0 | 61,0 | 91,0 | 132,5 | 301 |
| CAM2 | 56,8 | 49,9 | 71,8 | 127,0 | 281 |

Ao se realizar a estimativa do intervalo de confiança da média para cada câmara separadamente, observa-se que há uma superposição parcial entre esses intervalos. Nesse sentido, julgou-se adequado realizar testes estatísticos para análise comparativa de duas populações. Optou-se pelo teste paramétrico t e pelo teste não paramétrico de Wilcoxon.

Os resultados do teste t confirmaram a hipótese de que as diferenças encontradas entre ambas as populações com base nas medidas feitas não permitem afirmar que há uma diferença estatisticamente significativa no nível de confiança de 95%. Como mostrado na Tabela 4.2, o valor t encontrado foi menor do que o t crítico.

Por outro lado, os resultados do teste de Wilcoxon foram diferentes, levando à rejeição da hipótese nula, uma vez que o Z encontrado foi maior que o Z crítico (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Resultado do teste t para duas amostras presumindo variâncias equivalentes, no nível de significância de 5%.

| | Teste t | | Wilcoxon | |
|--------------|-----------|-------------|----------|-----------|
| | Valor t | t crítico | Valor Z | Z crítico |
| CAM 1 X CAM2 | 1,78 | 1,96 | 6,41 | 1,96 |

Tendo em vista a diferença entre os resultados, decidiu-se avaliar, com mais rigor, a hipótese de normalidade empregada para o comportamento das medidas de ambas as câmaras, pressuposto adotado no emprego do teste t . A partir de um teste de Komogorov-Smirnov aplicado no nível de confiança de 95%, concluiu-se pela não normalidade das populações correspondentes às duas câmaras, o que recomenda uma certa cautela na conclusão obtida, via teste t , de que as populações não são distintas. Nesse sentido, em uma primeira instância, os resultados induziriam a concluir pela assertiva de que as câmaras produzem medidas significativamente distintas sob o ponto de vista estatístico, como demonstrou o teste de Wilcoxon.

Por outro lado, quando se avaliaram os comportamentos de ambas as câmaras, contrastando-se as distribuições acumuladas das medidas feitas, via um novo teste de Kolmogorov-Smirnov no nível de confiança de 95%, concluiu-se que essas distribuições acumuladas não são estatisticamente distintas, contrariando o teste de Wilcoxon, aplicado para os valores esperados de ambas as populações.

Nesse sentido, os resultados sinalizam que os comportamentos das câmaras podem ou não ser distintos sob o ponto de vista estatístico, o que levou à adoção, neste trabalho, para esta campanha, da análise conjunta dos fluxos estimados por esses equipamentos. Note-se que, por questão de completude e com vistas a permitir melhor avaliar os resultados decorrentes dessa análise, julgou-se interessante apresentar também, quando oportuno, as análises conduzidas na hipótese de comportamento diferenciado entre as câmaras.

Feitas essas considerações, pode-se observar, na Figura 4.5, um gráfico comparativo dos fluxos estimados pelas duas câmaras no período de 09:30 h do dia 12 até às 23:59 h do dia 16 de março de 2007.

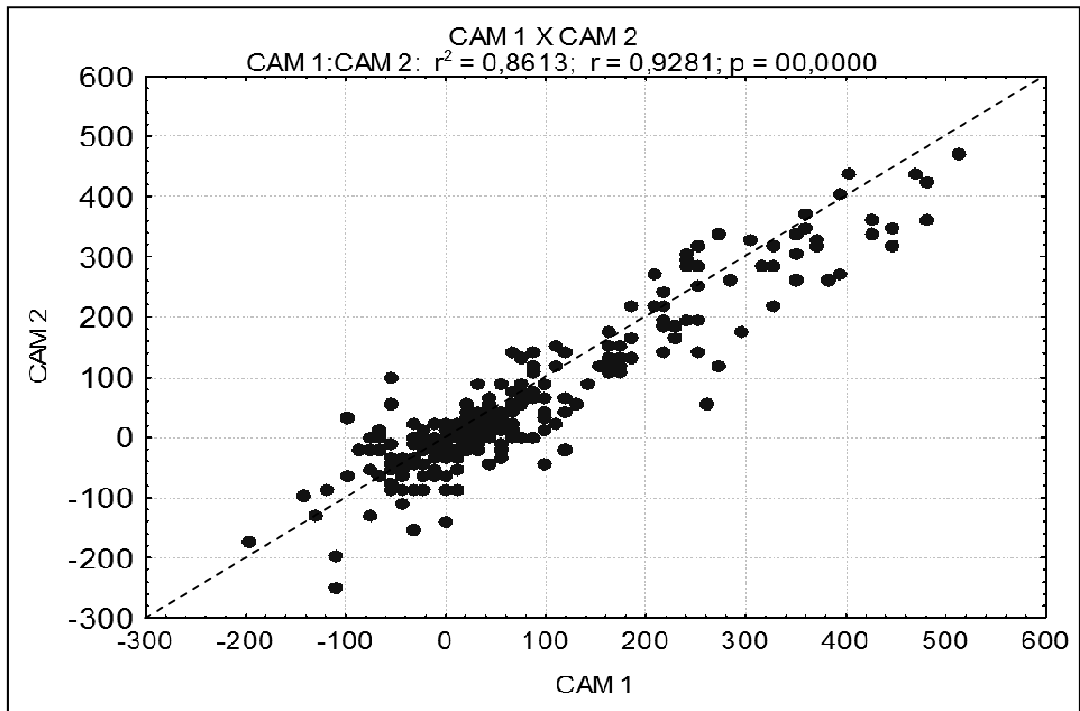


Figura 4.5 – Comparação dos fluxos estimados pelas câmaras (CAM 1 e CAM 2) no período de 09:30 h do dia 12 até às 23:59 h do dia 16 de março de 2007.

Observa-se que os fluxos estão bem distribuídos ao redor da reta de 45 graus, com um coeficiente de determinação $r^2=0,86$ para o período de 12 a 16 de março, contra um valor de $r^2=0,57$ quando se utiliza todo o período de 12 a 19 de março.

Os resultados demonstram uma boa aderência entre os desempenhos das câmaras, fortalecendo a premissa de utilização conjunta dos fluxos estimados das duas câmaras, CAM 1 e CAM 2, para se obter a média dos fluxos durante o período do experimento, como se as medidas tivessem sido obtidas por uma única câmara.

Contudo, não pode ser esquecido que os fluxos da CAM 1 só serão utilizados até o final do dia 16; nos dias restantes, só constarão os fluxos resultantes da CAM 2.

Na Figura 4.6, têm-se os fluxos conjuntos das duas câmaras para o período de 09:30 h do dia 12 até às 06:45 h do dia 19 de março de 2007.

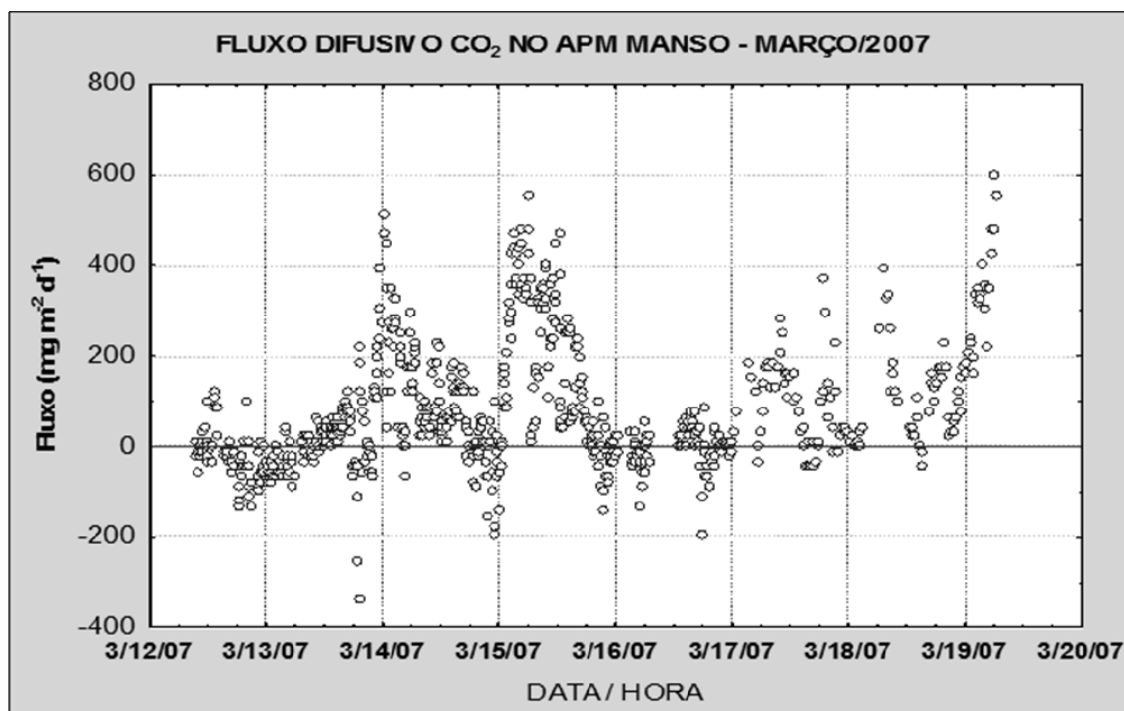


Figura 4.6 – Fluxo difusivo com as câmaras dinâmicas no APM Manso para o período de 12 a 19 de março de 2007.

Nota-se a grande variação dos valores dos fluxos difusivos. Observou-se que os valores positivos são mais frequentes que os negativos, que aparentemente ocorrem predominantemente no final da tarde e no início da noite.

Com a finalidade de verificar possíveis relações entre as variáveis meteorológicas e os fluxos difusivos durante a campanha de campo de março de 2007 no APM Manso, foram realizadas correlações entre elas.

Foram utilizadas todas as medidas de fluxo de CO_2 obtidas com as duas câmaras, em separado e em conjunto, e algumas variáveis meteorológicas (velocidade do vento, temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa e radiação solar incidente), utilizando o valor instantâneo da medida, no momento da medida do fluxo, e a média de 15 minutos anteriores a medida.

Os cálculos realizados com as médias 15 minutos anteriores a medida foram feitos com esse período pelo fato de que, na medida dos fluxos utilizados pelos pesquisadores no cálculo do TBL, os parâmetros utilizados na estimativa é a média dos 15 minutos anteriores.

Os resultados encontrados nas correlações, mesmo sendo estatisticamente significantes ($p < 0,05$), não foram relevantes (muito baixas), sendo que as duas maiores foram entre o fluxo da câmara dinâmica com a hora da medida ($r = -0,35$) e com a

temperatura do ar média ($r = -0,19$). Já para o módulo do fluxo medido, as maiores correlações foram, assim como com o fluxo, com a hora ($r = -0,33$) e com a temperatura do ar média ($r = -0,26$). Complementarmente, observou-se que os resultados das matrizes de correlação não são melhores quando do emprego das câmaras em separado.

A falta de correlação direta entre os fluxos da câmara dinâmica e as variáveis meteorológicas deve ter ocorrido devido ao fato da permanência da câmara na água de maneira ininterrupta, não permitindo assim uma influência direta das variáveis meteorológicas.

Na Tabela 4.3, encontra-se a estatística descritiva dos resultados das duas câmaras agrupadas apresentados na Figura 4.6.

Tabela 4.3 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO₂ no APM Manso na campanha de março de 2007. Dados agrupados da CAM 1 e CAM 2: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1º quartil (Q1); 3º quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max).

| \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\leq$ | DP | N | Min | (Q1) | \tilde{x} | (Q3) | Max |
|-----------|-----------|-----------|-------|-----|--------|-------|-------------|-------|-------|
| 80,8 | 70,9 | 90,7 | 135,7 | 718 | -338,5 | -10,9 | 43,7 | 141,9 | 600,5 |

A média do fluxo de CO₂, das duas câmaras conjuntamente, para o período de 12 a 19 de março, foi de $80,8 \pm 135,72 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n=718$), é muito baixa, mesmo levando em conta o intervalo de confiança, quando comparada com os valores encontrados na semana seguinte pela equipe da COPPE no próprio reservatório de Manso, utilizando a metodologia de câmara em miniatura (estática), que foi de $1909 \pm 3487 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n=11$)

Entretanto, deve-se ter em mente que as medidas realizadas pela equipe da COPPE foram efetuadas em pontos diversos do reservatório uma semana após as medidas realizadas com a câmara dinâmica, e a grande variação nos dados mostra que, neste período, a variação poderia ser grande. Outro ponto a ser observado é que há uma grande diferença no número de amostras, evidenciando uma das grandes vantagens da câmara dinâmica em relação a câmara estática.

Na Figura 4.7, observa-se o gráfico do tipo caixa (*box-plot*) com os resultados do fluxo difusivo, onde se pode observar melhor a variação dos dados. O gráfico apresenta

a legenda dos símbolos que serão utilizados em todos os gráficos do tipo caixa daqui por diante.

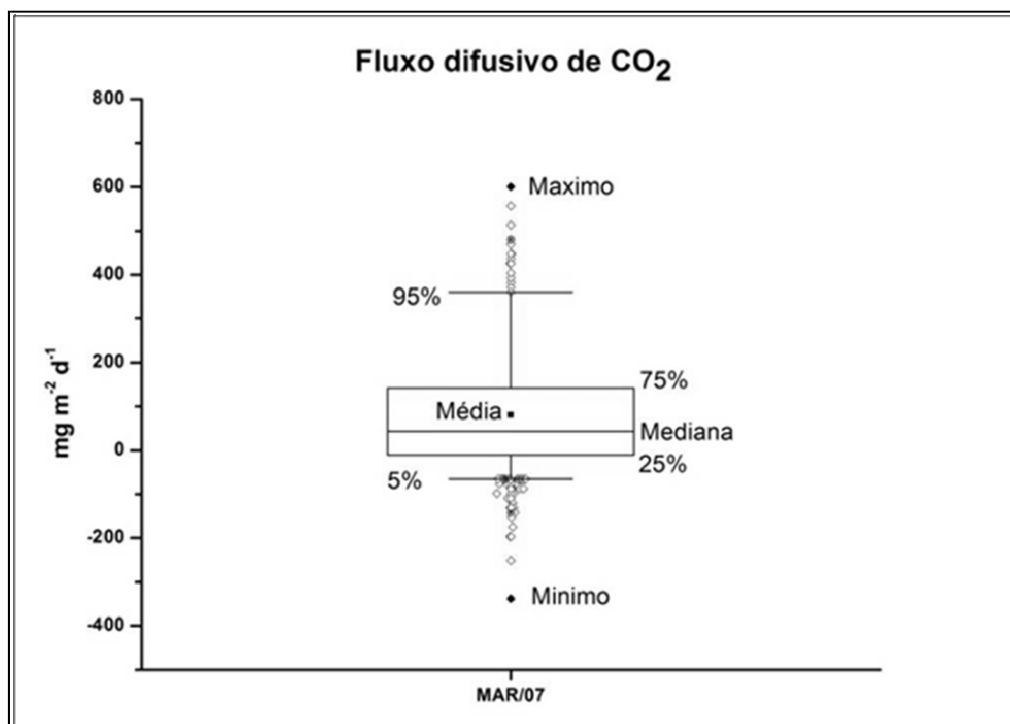


Figura 4.7 – Gráfico do tipo caixa (*box-plot*) do fluxo difusivo de CO₂ no APM Manso para o período de 12 a 19 de março de 2007.

Na Tabela 4.4, têm-se os valores das médias horárias para os oito dias de medidas, acompanhados do desvio padrão e do número de amostras. Para esse caso, foram calculadas usando os valores estimados dos fluxos das duas câmaras conjuntamente, sendo que o fluxo médio das 00:00h corresponde às medidas efetuadas entre 00:00h e 00:59h e assim por diante para os outros períodos.

Tabela 4.4 – Fluxos médios - \bar{x} (mg. m-2 d-1), desvio padrão (DP) e número de amostras (N) para o período de 12 a 19 de março de 2007 no APM Manso.

| HORA | 12 | | | 13 | | | 14 | | | 15 | | | 16 | | | 17 | | | 18 | | | 19 | | |
|-------|-----------|------|---|-----------|-------|---|-----------|-------|---|-----------|-------|---|-----------|------|---|-----------|-------|---|-----------|-------|---|-----------|------|---|
| | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N |
| 0:00 | - | - | - | -56,8 | 19,5 | 5 | 323,9 | 196,5 | 6 | -20,3 | 70,6 | 7 | 2,7 | 22,5 | 4 | 40,0 | 33,4 | 3 | 18,2 | 6,3 | 3 | 203,8 | 38,3 | 3 |
| 1:00 | - | - | - | -39,0 | 25,1 | 7 | 232,9 | 81,9 | 6 | 165,3 | 62,2 | 7 | *** | *** | 0 | *** | *** | 0 | 3,6 | 6,3 | 3 | 196,5 | 32,8 | 3 |
| 2:00 | - | - | - | -48,0 | 21,3 | 5 | 282,3 | 38,0 | 7 | 320,3 | 65,0 | 6 | *** | *** | 0 | *** | *** | 0 | 25,5 | 22,7 | 3 | 334,8 | 16,7 | 3 |
| 3:00 | - | - | - | -28,4 | 37,5 | 5 | 179,1 | 79,7 | 5 | 400,3 | 51,1 | 6 | -3,6 | 33,6 | 6 | 169,2 | 23,2 | 2 | *** | *** | 0 | 357,6 | 33,8 | 4 |
| 4:00 | - | - | - | -21,8 | 42,0 | 6 | 5,5 | 38,9 | 6 | 413,1 | 51,4 | 6 | -34,6 | 48,5 | 6 | 120,1 | † | 1 | *** | *** | 0 | 291,1 | 66,7 | 3 |
| 5:00 | - | - | - | -51,9 | 30,1 | 4 | 203,1 | 69,3 | 5 | 380,3 | 87,7 | 6 | -34,6 | 33,4 | 6 | 0,0 | 32,8 | 3 | *** | *** | 0 | 418,5 | 65,8 | 3 |
| 6:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 182,5 | 40,2 | 7 | 238,6 | 205,8 | 7 | -3,6 | 40,1 | 6 | 131,0 | 50,0 | 3 | 262,0 | † | 1 | 545,9 | 60,8 | 3 |
| 7:00 | - | - | - | -2,7 | 24,2 | 4 | 51,9 | 41,2 | 4 | 135,4 | 48,0 | 5 | 21,8 | † | 1 | 163,8 | 28,9 | 3 | 360,3 | 46,3 | 2 | - | - | - |
| 8:00 | - | - | - | 8,7 | 19,5 | 5 | 72,8 | 21,5 | 6 | 311,2 | 32,9 | 6 | *** | *** | 0 | 158,3 | 38,6 | 2 | 240,2 | 110,8 | 3 | - | - | - |
| 9:00 | -7,3 | 16,7 | 3 | -7,3 | 17,8 | 6 | 56,4 | 28,0 | 6 | 356,7 | 37,6 | 6 | *** | *** | 0 | 199,3 | 64,5 | 4 | 156,5 | 33,4 | 3 | - | - | - |
| 10:00 | -10,9 | 26,0 | 7 | 16,4 | 35,7 | 6 | 115,7 | 54,9 | 5 | 245,7 | 103,3 | 6 | *** | *** | 0 | 185,6 | 57,8 | 3 | 98,3 | † | 1 | - | - | - |
| 11:00 | 3,6 | 22,6 | 6 | 21,8 | 17,8 | 7 | 140,4 | 74,7 | 7 | 316,6 | 72,7 | 6 | *** | *** | 0 | 141,9 | 28,9 | 3 | *** | *** | 0 | - | - | - |
| 12:00 | 19,1 | 55,9 | 4 | 32,8 | 16,9 | 6 | 36,4 | 17,8 | 6 | 199,6 | 172,4 | 7 | *** | *** | 0 | 131,0 | 46,3 | 2 | 43,7 | † | 1 | - | - | - |
| 13:00 | 56,1 | 59,3 | 7 | 31,2 | 21,3 | 7 | 56,1 | 23,1 | 7 | 138,3 | 106,9 | 6 | 23,4 | 20,4 | 7 | 98,3 | 18,9 | 3 | 38,2 | 20,9 | 4 | - | - | - |
| 14:00 | *** | *** | 0 | 34,6 | 21,2 | 6 | 141,9 | 36,5 | 6 | 176,9 | 106,8 | 5 | 35,5 | 30,1 | 4 | 25,5 | 22,7 | 3 | 21,8 | 78,7 | 3 | - | - | - |
| 15:00 | -17,5 | 6,0 | 5 | 51,0 | 25,5 | 6 | 98,3 | 33,1 | 6 | 126,3 | 65,8 | 7 | 54,6 | 12,6 | 7 | -25,5 | 31,5 | 3 | -10,9 | † | 1 | - | - | - |
| 16:00 | -27,3 | 27,5 | 4 | 89,2 | 18,8 | 6 | 147,4 | 22,6 | 6 | 156,5 | 54,7 | 6 | 29,1 | 26,4 | 6 | -25,5 | 31,5 | 3 | 120,1 | 61,8 | 2 | - | - | - |
| 17:00 | -29,1 | 16,7 | 3 | 20,0 | 60,0 | 6 | 12,7 | 36,2 | 6 | 89,2 | 36,2 | 6 | -45,5 | 92,7 | 6 | -7,3 | 22,7 | 3 | 123,7 | 22,7 | 3 | - | - | - |
| 18:00 | -92,8 | 43,5 | 6 | -85,5 | 86,1 | 6 | 5,5 | 82,9 | 4 | 20,0 | 23,3 | 6 | -16,4 | 57,7 | 6 | 196,5 | 151,7 | 3 | 158,3 | 23,2 | 2 | - | - | - |
| 19:00 | -1,8 | 55,8 | 6 | 38,2 | 207,4 | 6 | -4,7 | 43,1 | 7 | 10,9 | 27,6 | 6 | -47,3 | 32,9 | 6 | 167,4 | 116,7 | 3 | 182,9 | 32,6 | 4 | - | - | - |
| 20:00 | -72,8 | 50,6 | 6 | 9,4 | 41,5 | 7 | 32,8 | 28,5 | 6 | 7,3 | 49,6 | 6 | 5,5 | 32,9 | 6 | 47,3 | 60,1 | 3 | 43,7 | 30,9 | 2 | - | - | - |
| 21:00 | *** | *** | 0 | -34,6 | 27,1 | 6 | -51,0 | 59,3 | 6 | -40,0 | 83,1 | 6 | 3,6 | 11,3 | 6 | 112,8 | 120,3 | 3 | 40,0 | 12,6 | 3 | - | - | - |
| 22:00 | -40,9 | 49,9 | 4 | 149,7 | 44,0 | 7 | 7,3 | 72,3 | 6 | -40,0 | 34,3 | 6 | 1,8 | 4,5 | 6 | 32,8 | 15,4 | 2 | 94,6 | 27,5 | 3 | - | - | - |
| 23:00 | -43,7 | 25,8 | 6 | 303,0 | 65,7 | 4 | -76,4 | 89,5 | 6 | -7,3 | 22,6 | 6 | -3,6 | 13,2 | 6 | 36,4 | 6,3 | 3 | 147,4 | 49,2 | 4 | - | - | - |

- Fora do período de coleta; *** ausência de dados por causa de problema na medição; † dados inexistentes.

A Figura 4.8 traz as médias horárias dos fluxos nos sete dias de medidas. A linha tracejada indica a média dos fluxos.

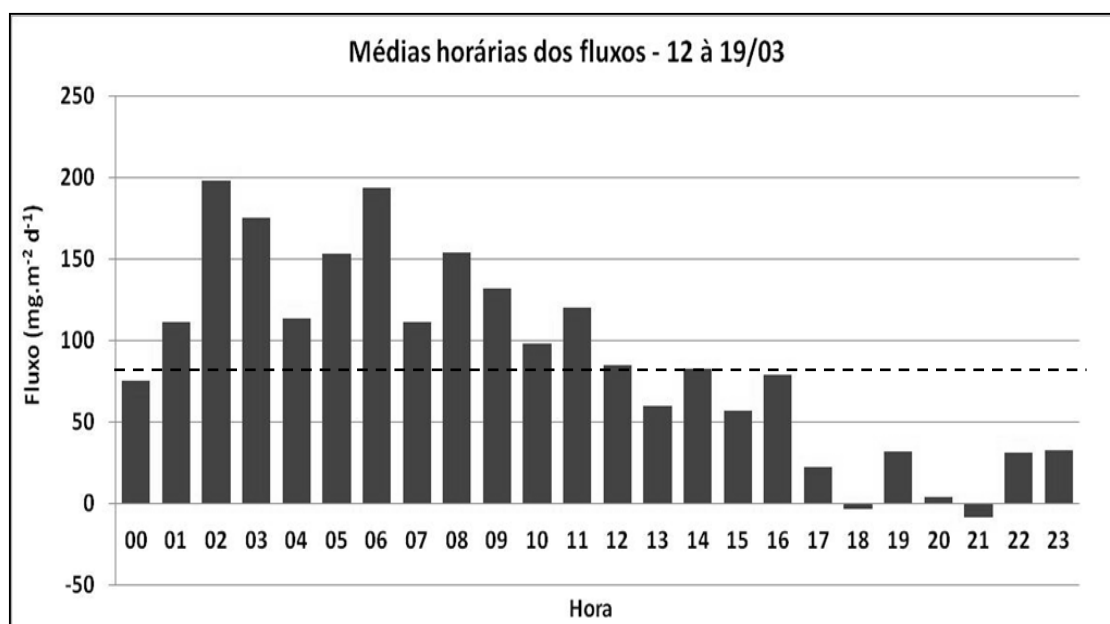


Figura 4.8 – Médias horárias dos fluxos difusivos para o período de 12 a 19 de março.

Pode-se observar a grande variação horária do fluxo estimado, sendo menor no período do final da tarde e início da noite e maior durante a madrugada e início da manhã, como já foi observado na Figura 4.5.

Para analisar a variabilidade diária dos fluxos, foram aproveitados os dias onde o número de falhas nas estimativas foram menores, ou seja, 13, 14, 15 e 17 de março. Na Figura 4.9, observa-se o gráfico comparativo dos fluxos médios diários para os quatro dias escolhidos para realização do comparativo.

Pode-se ver, claramente, que o fluxo médio, assim como o intervalo interquartis (IQR), tendeu a aumentar entre os dias 13 e 15, com valores médios dos fluxos variando de $17,9 \pm 89,1$ ($n=133$), $95,5 \pm 118,5$ ($n=142$), $170,1 \pm 164,9$ ($n=147$) $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, para os dias 13, 14 e 15, respectivamente. Já no dia 17 ocorreu uma pequena diminuição em relação ao dia 15, tanto na média do fluxo quanto no IQR, com o fluxo médio estimado em $94,5 \pm 92,1$ $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 61$).

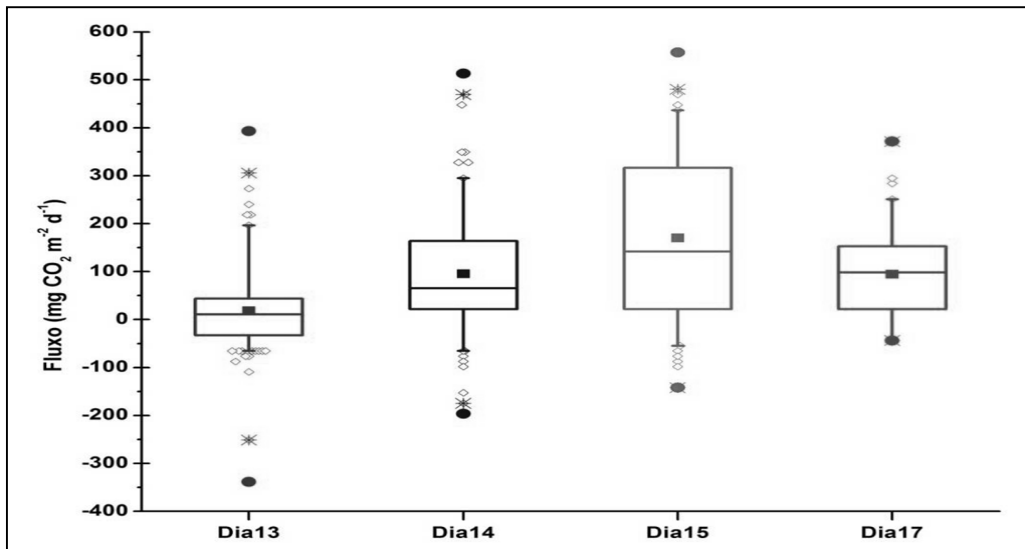


Figura 4.9 – Gráfico do tipo caixa dos fluxos de CO₂ para os dias 13, 14, 15 e 17 de março de 2007.

Entretanto, a amplitude diária não sofreu grande variação nos três primeiros dias, 731,5, 709,7 e 698,75 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ nos dias 13, 14 e 15 respectivamente, sendo o dia 17 o de menor amplitude 414,9 mg CO₂ m⁻² d⁻¹. Vale lembrar que os dados utilizados para os cálculos do dia 17 foram somente de uma das câmaras, resultando em uma amostragem menor que os dias anteriores.

Nos dados meteorológicos apresentados anteriormente, pode-se observar que o dia 13 precedeu um dia de chuvas e foi um dia muito nublado. Já nos dias restantes ocorreu precipitação em forma de pancadas no dia 14 e uma pequena precipitação no dia 15. Já o dia 17 foi marcado por uma pancada de chuva intensa no período da noite.

Essa variação nos fenômenos meteorológicos pode ser uma variável explicativa para a grande variabilidade dos fluxos, seja de maneira direta, como aumento da velocidade do vento, ou indireta; um dia nublado diminui a temperatura da água que, por sua vez, interfere na solubilidade do gás, quão maior a temperatura da água, menor a solubilidade, favorecendo assim o fluxo, e vice e versa.

A variação observada nas médias, no IQR e no valor elevado da amplitude mostra que os fluxos sofreram uma grande variação, tanto horária como diária no período de quatro dias. Isso comprova que ao realizar estimativas de fluxo para um determinado reservatório, é necessário observar que, conforme o horário e os dias em que as medidas são realizadas, a sua utilização como uma média representativa do sítio experimental deve ser feita com ressalvas.

A possibilidade de se observar essa variação nos fluxos é uma característica muito importante da metodologia da câmara dinâmica, já que, utilizando câmaras estáticas, a obtenção de resultados de maior frequência fica prejudicada.

4.2.1.3 - Parâmetros físico-químicos e CO₂ na água

Conjuntamente com os fluxos estimados pelas câmaras dinâmicas, foram realizadas medições das variáveis físico-químicas da água, temperatura, oxigênio e CO₂ dissolvidos (pCO_{2ag}), a uma profundidade de 10cm, que, juntamente com a concentração de CO₂ no ar (pCO_{2atm}) e da velocidade do vento, foram utilizadas para estimar os fluxos de CO₂ pela técnica da TBL. Na Figura 4.10, tem-se os valores da temperatura e do oxigênio dissolvido na água para o período do estudo.

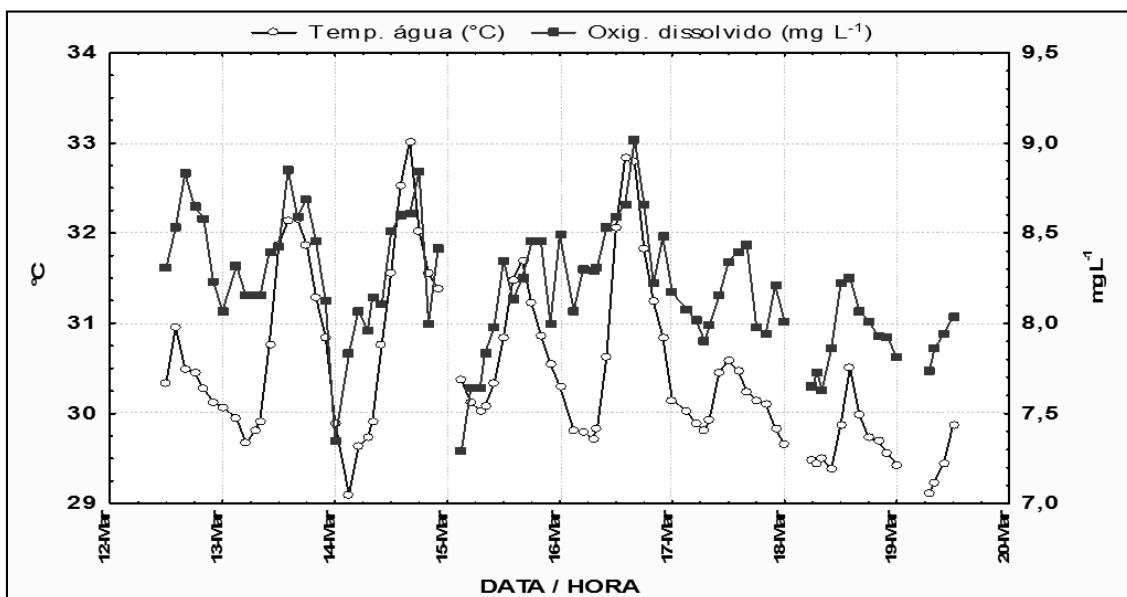


Figura 4.10 – Temperatura da água (°C) e oxigênio dissolvido na água (mg. L⁻¹) a uma profundidade de 10cm no período de 12 a 19 de março de 2007.

A temperatura da água e o oxigênio dissolvido seguiram um comportamento similar, com períodos de máxima no início da tarde e mínima no início da manhã. É sabido que a temperatura da água, nos primeiros centímetros da coluna de água, é fortemente influenciada pela radiação solar e pela temperatura do ar.

Na Figura 4.11, tem-se os valores do CO_{2ag} para o período do estudo. As concentrações estão expressas em micro Mol (μM). As áreas claras sinalizam o período

diurno e as áreas escuras o noturno, períodos de fotossíntese e respiração da biota aquática respectivamente.

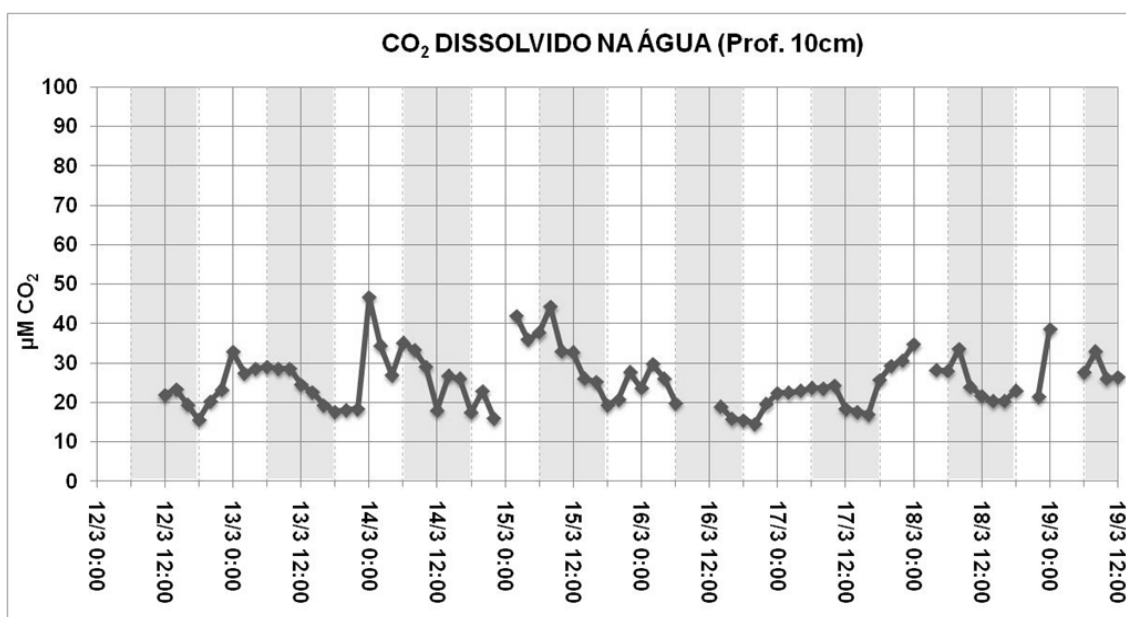


Figura 4.11 – Dióxido de carbono dissolvido na água CO_{2ag} (µM) a uma profundidade de 10cm no período de 12 a 19 de março de 2007.

A concentração de CO_{2ag} varia intensamente, como pode ser visto na Figura 4.10, variando de um mínimo de 14,6µM a um máximo de 46,6 µM. Pode-se observar que os valores máximos de CO_{2aq} ocorreram no período da noite, diminuindo a concentração no decorrer do dia.

Segundo MAROTTA (2006), vários processos podem ter um papel significativo para determinar a quantidade de CO_{2ag} nos ecossistemas aquáticos. Segundo o autor “... é possível destacar o balanço de pCO_{2ag} entre a apreensão pela calcificação e a liberação pela dissolução (GATTUSO et al., 1998), a produção de pCO_{2ag} pela degradação físico-química induzida pela luz solar (foto-oxidação; GRANÉLI et al., 1996), o próprio aporte alóctone de pCO_{2ag} (Raymond et al. 1997), além de outros processos físicos e químicos (DUARTE e PRAIRIE, 2005). Em lagos de pH muito básico e com alta disponibilidade de carbonatos, o balanço entre a calcificação e a dissolução pode ser o processo mais importante para determinar as concentrações de pCO_{2ag} na coluna d’água (HUNG e HUNG 2003). A foto-oxidação pode representar, por sua vez, uma parcela significativa da produção de CO₂ nos lagos húmicos, onde

existe alta disponibilidade de carbono orgânico dissolvido na água (GRANELI et al. 1996).”

Entretanto, MAROTTA (2006) destaca que “... várias evidências sugerem que as concentrações de $p\text{CO}_{2\text{aq}}$ nos lagos são principalmente reguladas pelo metabolismo aquático, ou seja, pelo balanço entre a respiração e a fotossíntese (COLE et al., 2000, SOBEK et al., 2005).”

Conforme observa-se na Figura 4.10, os resultados encontrados na concentração de $\text{CO}_{2\text{aq}}$ no APM de Manso, assim como escreveu MAROTTA (2006), foi regulado pelo metabolismo. Com o surgimento da radiação solar, dá-se início o processo de fotossíntese pela biota aquática, retirando o CO_2 da água e produzindo oxigênio. Com o cair do sol, a fotossíntese cessa, deixando em funcionamento somente o processo de respiração, onde o oxigênio é consumido e produzido o CO_2 . Pôde-se observar claramente esse efeito no oxigênio dissolvido na Figura 4.6, onde o máximo de oxigênio dissolvido ocorre no período da tarde e o mínimo a noite.

4.2.1.4 - Fluxo de CO_2 pela técnica da TBL

Com os dados de $p\text{CO}_{2\text{aq}}$ e o $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, e utilizando-se dos dados de velocidade do vento medidos com a estação meteorológica nos 15 minutos anteriores a medida do $p\text{CO}_2$, foram estimados os fluxos de CO_2 , utilizando a TBL. Na Figura 4.12, observa-se os resultados dessa estimativa para o período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007.

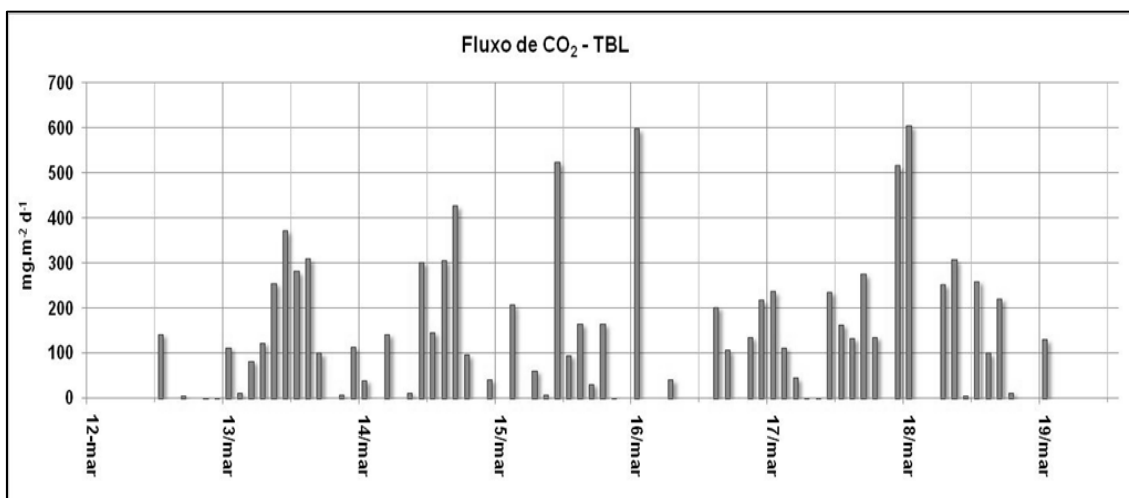


Figura 4.12 – Fluxo de dióxido de carbono (CO_2), estimado pela TBL, no período das 12:00 do dia 12 até às 00:00 do dia 19 de março de 2007.

A Tabela 4.5 traz a estatística descritiva dos resultados do fluxo estimado pela TBL. A Figura 4.13 traz e o gráfico de caixa dos resultados.

Tabela 4.5 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO₂ no APM Manso, estimados pela TBL, na campanha de março de 2007: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1º quartil (Q1); 3º quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max).

| \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\leq$ | DP | N | Min | (Q1) | \tilde{x} | (Q3) | Max |
|-----------|-----------|-----------|-------|----|------|------|-------------|-------|-------|
| 142,5 | 106,1 | 179,0 | 151,6 | 69 | 0,00 | 8,8 | 113,9 | 222,0 | 605,5 |

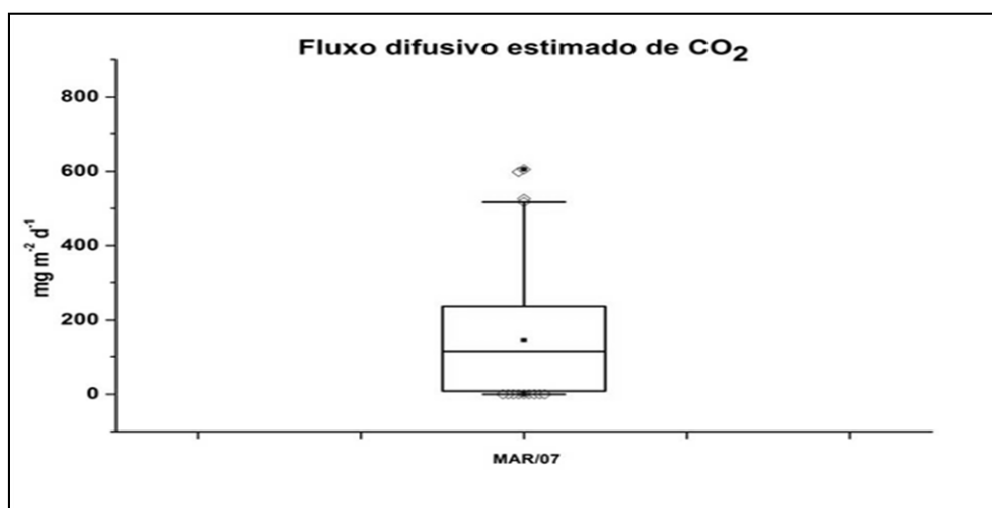


Figura 4.13 – Gráfico de caixa do fluxo de dióxido de carbono (CO₂), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007.

O fluxo médio estimado pela TBL foi de $142,5 \pm 151,6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Não foram observados fluxos negativos no período, com o menor fluxo sendo $0 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, valor esse devido a falta de vento, que força o fluxo a ser nulo.

Outro motivo para que o fluxo fosse nulo seria o $p\text{CO}_{2\text{ag}}$ ter sido igual ao $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, entretanto, esse caso não ocorreu uma única vez no período, como pode ser observado na Figura 4.14.

A velocidade do vento é utilizada no cálculo da velocidade de transferência gasosa (K_{CO_2}). O K_{CO_2} pode ser aproximado pela velocidade do vento (WANNINKHOF *et al.*, 1991; COLE & CARACO, 1988; CRUSIUS & WANNINKHOF, 2003).

No entanto, a relação entre a velocidade do vento e K_{CO_2} em locais com baixa velocidade do vento, como foi a situação no APM Manso, onde, dos 69 fluxos calculados pela TBL, em 66 a velocidade do vento esteve abaixo de $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figura 4.15), e o pCO_{2atm} varia muito menos que o pCO_{2ag} , como de fato ocorreu durante a campanha de março de 2008 (Figura 4.14); o pCO_{2ag} é o principal forçante na determinação da magnitude do fluxo de CO_2 entre lagos e a atmosfera em pequenos lagos boreais (SOBEK, 2005).

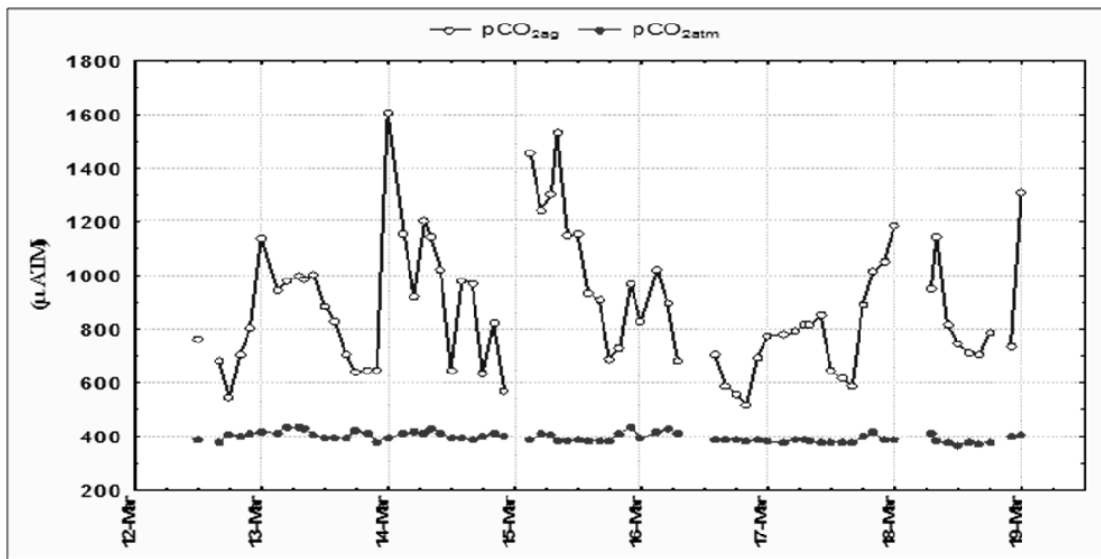


Figura 4.14 – Pressão parcial de CO_2 na água (pCO_{2ag}) e no ar (pCO_{2atm}) no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007.

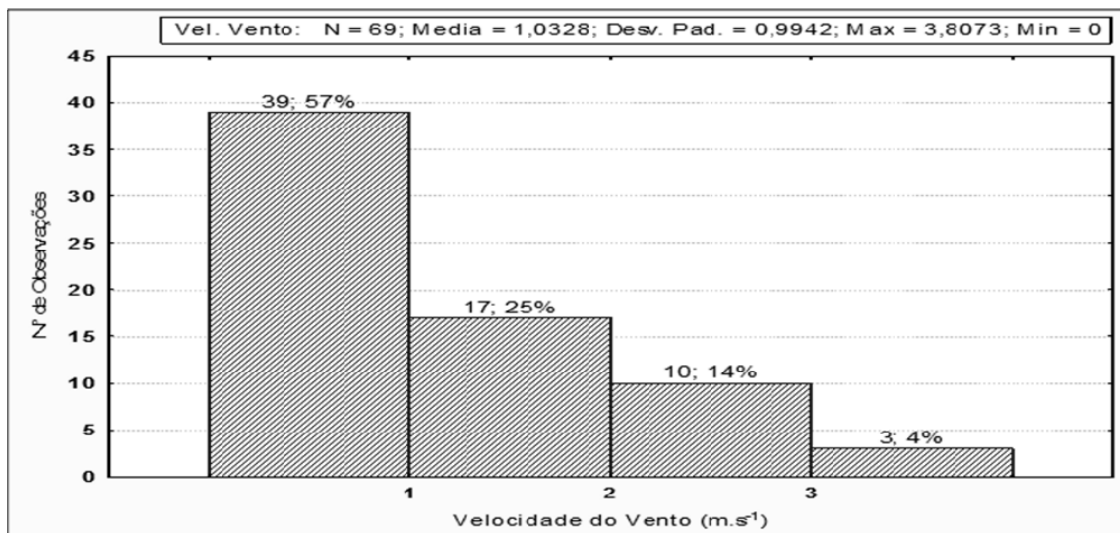


Figura 4.15 – Histograma da velocidade do vento no período das 12:00h do dia 12 até às 00:00h do dia 19 de março de 2007. Número de observações; percentual em relação ao total de observações.

Os fluxos estimados pela TBL apresentaram os maiores valores no horário das 10 às 16 h, e as 0 h, períodos onde a velocidade média foi mais elevada, como podemos observar (figura 4.16),

Observa-se que, nos horários onde o potencial de fluxo era mais elevado, onde o $p\text{CO}_2$ foi maior, não significou uma estimativa de altos fluxos, como ocorrido no período da madrugada início da manhã.

A exceção foi no horário das 0h, onde a velocidade do vento maior, causou as mais altas estimativa do fluxo, que ocorreram nos dias 16 e 18 de março (figura 4.12), como podemos observar na linha da velocidade média do vento.

Esses resultados demonstram a força da velocidade do vento nas estimativas do fluxo pela TBL, onde os maiores fluxos foram estimados nos horários onde ocorreram as maiores velocidade do vento, e não nos horários onde havia mais CO_2 disponível para a ocorrência do fluxo.

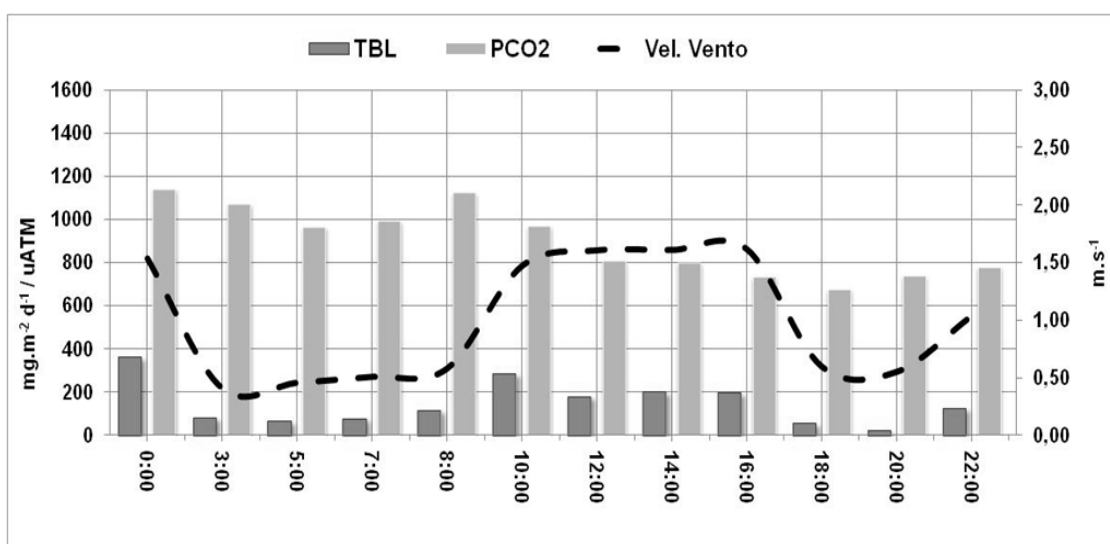


Figura 4.16 – Fluxos médios horários estimados pela TBL (barras azuis) e a pressão parcial do $p\text{CO}_2$ dissolvido na água (barras cinza) e velocidade do vento média (linha tracejada), utilizados para a estimativa do fluxo, no período das 12:00 do dia 12 até 00:00 do dia 19 de março de 2007.

Comparando os fluxos médios estimados pela câmara dinâmica ($80,8 \pm 135,7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e pelo TBL ($142,55 \pm 151,60 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), observa-se que os dois possuem a mesma grandeza, sendo o fluxo médio estimado pela câmara foi 43,3% menor do que o estimado pela TBL.

Entretanto, se observarmos as médias dos fluxos com os intervalos de confiança para a câmara dinâmica ($70,9 \leq \mu \leq 90,7$) e o TBL ($106,1 \leq \mu \leq 179,0$), observamos que a diferença entre o limite de confiança superior da câmara dinâmica (90,7) e o limite inferior da TBL (106,1) foi somente de 14,5%.

Essa diferença pequena, quando levado em conta os intervalos de confiança, demonstra que os fluxos estimados pelos dois métodos não mostraram diferenças estatisticamente fortes, durante a campanha de março.

4.2.1.5 – Correlações

Uma vez mais, foi feita uma matriz de correlação com os dados medidos e estimados durante a campanha do mês de março. Entretanto, nessa matriz, foram calculadas médias dos parâmetros meteorológicos e dos fluxos da câmara dinâmica, para se obter valores em uma frequência menor das medidas originais, coincidindo com a frequência das medidas dos parâmetros físico-químicos, que foi de uma medida a cada 3 horas aproximadamente.

Foram calculadas diferentes médias com as variáveis meteorológicas e com os fluxos da câmara dinâmica, para serem comparados com os resultados dos parâmetros físico-químicos da água e com o fluxo calculado pelo TBL. Para cada variável meteorológica, foi calculada a média de 15 minutos, 30 minutos e 1 hora antes da hora da medida.

Procurou-se encontrar as duas melhores correlações encontradas para cada parâmetro físico-químico (temperatura da água, oxigênio dissolvido e CO₂ dissolvido), fluxo de CO₂ pelos métodos TBL e câmaras dinâmicas, e as variáveis meteorológicas.

No caso das estimativas dos fluxos pelas câmaras, foram utilizados os resultados em separado obtidos por cada uma das duas câmaras, bem como o correspondente resultado médio. Os resultados encontram-se na Tabela 4.6.

Tabela 4.6 – As duas melhores correlações (r) entre os parâmetros físico-químicos da água e dos fluxos de CO₂ pelos métodos TBL e câmara dinâmica e as variáveis meteorológicas.

| | Melhores Variáveis / Parâmetros | (r) | (N) |
|---|------------------------------------|-------|-----|
| Temperatura da água (°C) | Temp. ar média (1hora) | 0,81 | 79 |
| | Oxigênio dissolvido | 0,71 | 81 |
| Oxigênio dissolvido (mg. L ⁻¹) | CO ₂ dissolvido | -0,72 | 77 |
| | Temperatura da água | 0,71 | 81 |
| CO ₂ dissolvido (μMol) | Oxigênio dissolvido | -0,72 | 77 |
| | Hora da medida | -0,61 | 77 |
| Fluxo CO ₂ TBL (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Vel. vento média (15 min.) | 0,82 | 69 |
| | Vel. vento média (30 min.) | 0,76 | 69 |
| Fluxo CO ₂ câmara* (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,58 | 72 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,56 | 71 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara * (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | CO ₂ dissolvido | 0,61 | 70 |
| | Oxigênio dissolvido | -0,59 | 72 |
| Fluxo CO ₂ câmara 1 (mg.m ⁻² .d ⁻²) | CO ₂ dissolvido | 0,65 | 46 |
| | Oxigênio dissolvido | -0,55 | 46 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara 1 (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | CO ₂ dissolvido | 0,68 | 46 |
| | Oxigênio dissolvido | -0,62 | 46 |
| Fluxo CO ₂ câmara 2 (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,60 | 66 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,52 | 66 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara 2 (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,67 | 68 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,55 | 68 |

*- médias dos dois fluxos mais próximos da hora da medida média de ambas as câmaras;. N - número de amostras.

A correlação negativa encontrada entre o CO₂ e o oxigênio dissolvido (r = -0,72), corrobora com a ideia de que a concentração de CO₂ dissolvido durante a campanha de março foi fortemente regulada pelo balanço entre respiração e a fotossíntese. Quando a respiração é maior, à noite, a concentração de CO₂ aumenta e o oxigênio diminui; e durante o dia, quando a fotossíntese é maior, a concentração de oxigênio aumenta e o de CO₂ dissolvido diminui.

As maiores correlações encontradas com os fluxos de CO₂ pelo TLB (velocidade média do vento) e pela câmara (oxigênio e CO₂ dissolvido na água), independente se os resultados foram com as câmaras juntas ou separadas, foram exatamente os que se esperariam, já que, para o cálculo do fluxo pelo método TBL, a velocidade do vento é utilizada em sua fórmula, sendo o principal controlador do fluxo.

Já para os fluxos estimados pela câmara dinâmica, pelo fato dela permanecer ininterruptamente na água, era de se esperar uma maior influência dos parâmetros físico-químicos da água.

Como foi observado, nos resultados obtidos, que os processos envolvidos nas estimativas dos fluxos em cada técnica são distintos, velocidade do vento na TBL e bioquímicos na câmara dinâmica, essa diferença também se revelou nos resultados das correlações, onde não foi encontrada uma correlação significativa entre as duas estimativas do fluxo, TBL e câmara dinâmica.

4.2.2 – 2ª CAMPANHA – JULHO/2007

4.2.2.1- Variáveis meteorológicas

Durante o mês de julho de 2007, ocorreu a segunda campanha de campo com medidas de fluxo de CO₂ no APM Manso no período de dia 9 a 16 de julho.

Durante as medidas, a região apresentou características da estação seca, com baixa temperatura e sem eventos de precipitação (gráfico não exposto), como pode ser visto na Figura 4.17, onde se observam algumas das variáveis meteorológicas medidas durante o experimento.

Pode-se observar, nos gráficos de radiação solar (Figura 4.17b), uma configuração clássica de um período com baixa nebulosidade; somente no dia 11 pôde-se observar um período de nebulosidade maior, entretanto essa nebulosidade não se converteu em precipitação, já que no período de estudo não foi observado qualquer evento de precipitação.

Na temperatura do ar (Figura 4.17a), pode-se observar a diminuição da temperatura entre os dias 9 e 11 de julho, um resfriamento de 12,8°C na temperatura máxima registrada. Já no que tange à velocidade do vento (Figura 4.17c), valores foram

predominantemente inferiores a 3 m.s^{-1} , com exceção dos dias 10 e 11, onde as velocidades predominantes foram maiores, com rajadas $8,7 \text{ m.s}^{-1}$.

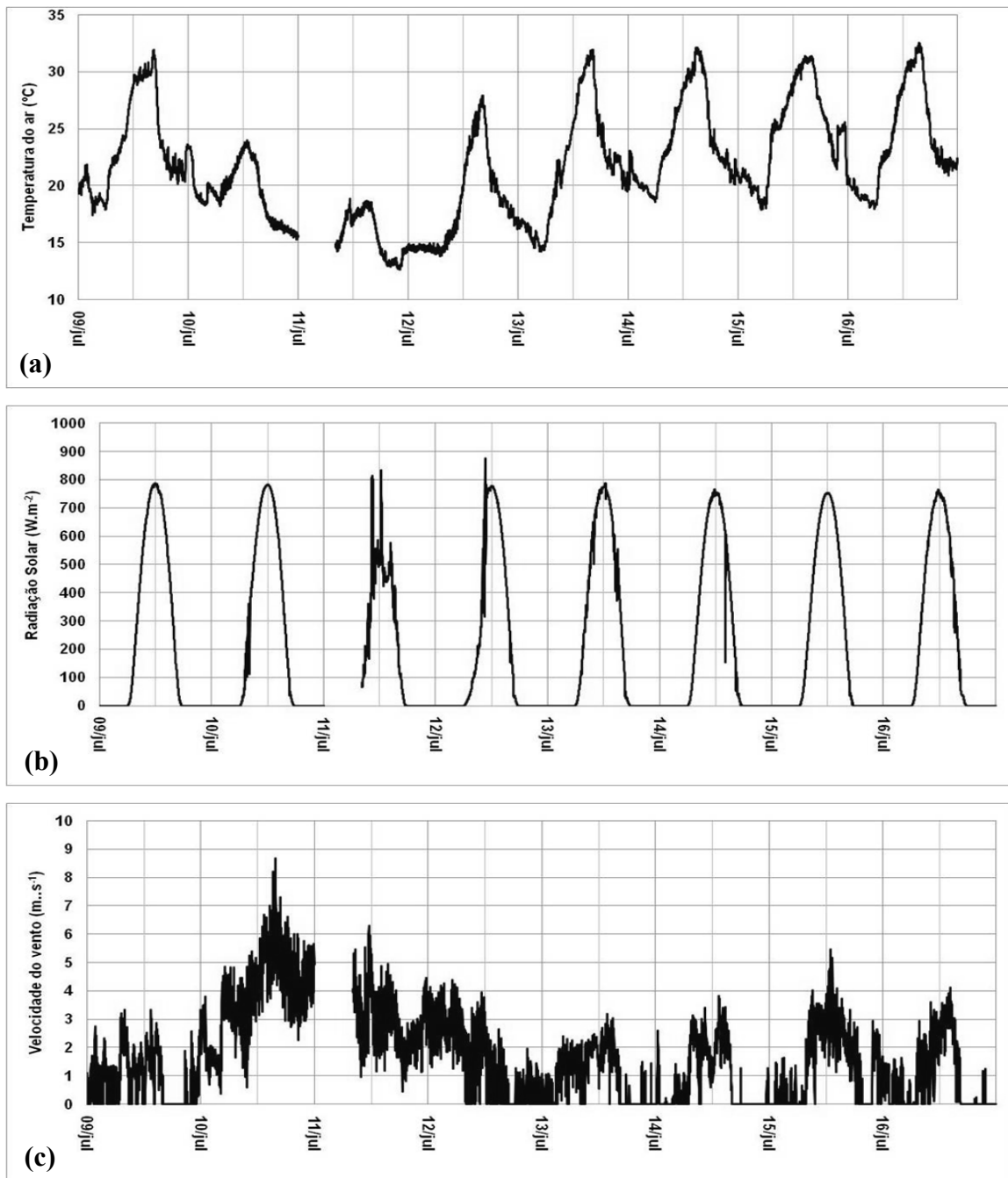


Figura 4.17 – (a) - Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); (b) - Radiação solar (W.m^{-2}); (c) - Velocidade do vento (m.s^{-1}) para o período de 9 a 16 de julho de 2007 às margens do reservatório de Manso.

O evento associado às variações observadas na radiação solar, na temperatura do ar e na velocidade do vento, no período do dia 9 até o dia 11, pode ter sido uma entrada de uma massa de ar fria, característica da estação seca na região do estudo.

4.2.2.2- Fluxo de CO₂ com a câmara dinâmica

As medidas de fluxo de CO₂ ocorreram no período das 12:20 h do dia 9 até às 12:00 h do dia 15 de julho de 2007. Nessa campanha, diferentemente da primeira, houve uma pequena modificação em uma das câmaras.

A câmara dinâmica diferencia-se da estática principalmente pelo fato da permanência constante da câmara na água. Essa permanência causa a retenção do ar em seu interior, que não é renovado pela retirada da câmara da água e sim pela constante troca de ar feito por uma bomba que introduz ar ambiente no interior da câmara, renovando-o.

Entretanto, também pode haver a retenção da água que fica abaixo da interface água-ar no interior da câmara, causado por suas paredes submersas. Com o intuito de facilitar a troca dessa água, foram feitos orifícios na parte que fica submersa da câmara, para permitir a melhor circulação da água. Esses orifícios fariam com que essa água fosse naturalmente substituída, aproximando assim do ambiente natural.

A Figura 4.18, apresenta os resultados encontrados dos fluxos difusivos estimados pelas duas câmaras. Primeiramente, foi verificado o impacto da mudança efetivada na CAM2, comparada com a CAM1, sem orifícios na parte submersa.

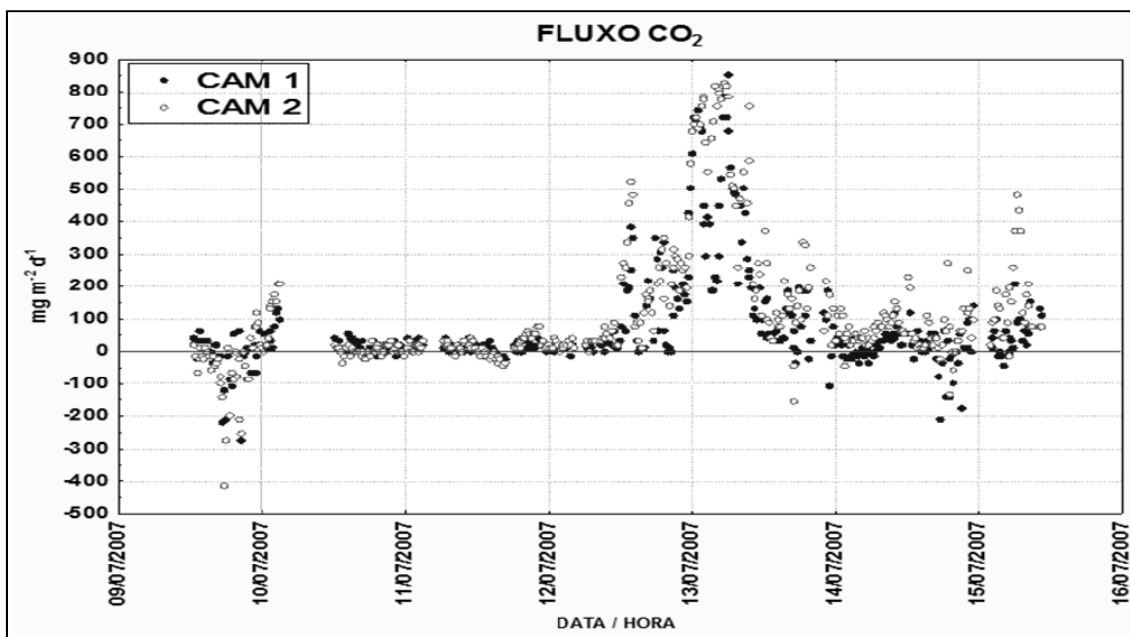


Figura 4.18 – Fluxos difusivos, estimados pelas duas câmaras dinâmicas (CAM 1 e CAM 2) no mês de julho de 2007.

Na Tabela 4.7, encontra-se a estatística descritiva dos resultados dos fluxos difusivos estimados pela CAM 1 E CAM 2.

Tabela 4.7 – Estatística descritiva, com estimativas do intervalo de confiança, utilizando a distribuição t de Student, para as médias populacionais da CAM1 e CAM2, durante o período de 9 a 15 de julho, dos fluxos de CO₂ no APM: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de medidas (N).

| | \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\geq$ | DP | N |
|-------|-----------|-----------|-----------|-------|-----|
| CAM 1 | 75,0 | 60,3 | 89,7 | 154,0 | 426 |
| CAM 2 | 115,5 | 96,2 | 134,8 | 197,1 | 405 |

A diferença no fluxo médio estimado pelas duas câmaras, 75,0 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ e 115,5 mg CO₂ m⁻² d⁻¹, para CAM 1 e CAM 2 respectivamente, é mais que o dobro da encontrada durante a primeira campanha em março de 2008, que foi de 25%, sendo a CAM 2 54% maior que a CAM 1 na campanha de julho.

Essa diferença maior, na média, pode ser um indicativo que a modificação realizada na CAM 2 causou um aumento no fluxo estimado na ordem de 32%, levando em conta a diferença em torno de 22% encontrados na campanha de março.

A possível causa dessa maior diferença é que, ao facilitar uma melhor circulação da água retida pelas paredes submersas da câmara, os orifícios impediram que a água, que estava próxima da interface ar-água após perder ou capturar CO₂ da atmosfera, permanecesse retida, em uma camada abaixo da interface, por muito tempo, estabelecendo assim um ambiente diferente do seu entorno, originando um fluxo que pode não representar apropriadamente o ambiente em estudo.

Ao se realizar a estimativa do intervalo de confiança da média para cada câmara separadamente, observa-se que, ao contrário dos resultados estimados em março, não há uma superposição entre eles, indicando uma diferença significativa entre os resultados estimados pelas duas câmaras nessa campanha.

Entretanto, assim como na campanha anterior, julgou-se adequado realizar os mesmos testes estatísticos para análise comparativa de duas populações.

Nesta campanha, o resultado do teste *t* rejeita a hipótese de que as diferenças encontradas entre ambas as populações, com base nas medidas feitas, não são significativas, permitindo afirmar que há uma diferença estatisticamente significativa no nível de confiança de 95%. Como mostrado na Tabela 4.8, o valor *t* encontrado foi menor do que o *t* crítico. Os resultados do teste de Wilcoxon apontaram na mesma direção, levando à rejeição da hipótese nula, uma vez que o *Z* encontrado foi maior que o *Z* crítico (Tabela 4.8).

Tabela 4.8 – Resultado do teste *t* para duas amostras presumindo variâncias equivalentes no nível de significância de 5%.

| | Teste <i>t</i> | | Wilcoxon | |
|--------------|----------------|------------------|----------------|------------------|
| | Valor <i>t</i> | <i>t</i> crítico | Valor <i>Z</i> | <i>Z</i> crítico |
| CAM 1 X CAM2 | -3,28 | -1,96 | 8,70 | 1,96 |

A partir de um teste de Komogorov-Smirnov, aplicado no nível de confiança de 95%, concluiu-se pela não normalidade das populações correspondentes às duas câmaras, o que poderia gerar alguma dúvida sobre a pertinência de aplicação do teste *t*. No entanto, na medida em que os testes *t* e de Wilcoxon fornecem resultados semelhantes no sentido de rejeitar a hipótese de igualdade entre os comportamentos das duas câmaras, diferentemente dos resultados encontrados na campanha de março, pode-se afirmar com mais segurança a existência de padrões distintos entre os conceitos adotados na confecção das câmaras.

Adicionalmente, quando se avaliaram os comportamentos de ambas as câmaras, contrastando-se as distribuições acumuladas das medidas feitas, via um novo teste de Kolmogorov-Smirnov, no nível de confiança de 95%, novamente concluiu-se que essas distribuições acumuladas são estatisticamente distintas.

Nesse sentido, os resultados confirmam que os comportamentos das câmaras são efetivamente distintos sob o ponto de vista estatístico, o que levou à adoção, neste trabalho, para esta campanha, tanto de uma análise em separado dos equipamentos como de uma análise conjunta dos fluxos estimados com vistas a estabelecer uma panorama mais abrangente das análises efetuadas, similarmente ao procedimento adotado na campanha de março.

Expostas essas considerações, serão apresentados os resultados obtidos nesta campanha para as duas câmaras conjuntamente e, quando oportuno, analisar-se-ão as câmaras em separado.

Os fluxos estimados foram predominantemente negativos, em ambas as câmaras, no primeiro dia de medidas, dia 9, e tiveram um aumento no início do dia 10; entretanto uma falha na energia elétrica impossibilitou a continuação das medidas e impediu de verificar até onde esse aumento chegaria.

Contudo, na volta das medidas às 12:00h do dia 10 até as 12:00h do dia 12, os fluxos estimados por ambas as câmaras foram baixos, sem uma variação diária significativa. Por outro lado, por volta do meio dia do dia 12, ocorreu uma mudança significativa nos fluxos. Foi constatada uma elevação expressiva, que continuou no início do dia 13, culminando com um fluxo de $850 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, o maior fluxo estimado em ambas as campanhas, enquanto, nos dias anteriores, os valores máximos foram de $207 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ e $76 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, dias 10 e 11 respectivamente. Vale salientar que essa variação foi observada em ambas as câmaras.

No decorrer do dia 13, os fluxos estimados diminuíram, e nos dias 14 e início do dia 15, pôde-se observar uma pequena variação diária, mas nada parecida com a do dia 13.

Está claro que a entrada da massa de ar fria, que ocorreu no dia 10, responsável pelo aumento da velocidade do vento e pela grande diminuição da temperatura do ar no dia 11, como comentado anteriormente, teve papel preponderante nesse fenômeno. A entrada da massa de ar, aparentemente, fez com que o fluxo medido nos dias 10 e 11 fossem tão baixos, e sua saída ocasionou o forte aumento a partir do dia 12.

Assim como na primeira campanha, foi verificada a correlação entre os fluxos estimados pelas duas câmaras. A Figura 4.19 apresenta um gráfico comparativo dos fluxos estimados pelas duas câmaras no período das 12:20 h do dia 9 até às 12:00 h do dia 15 de julho de 2007.

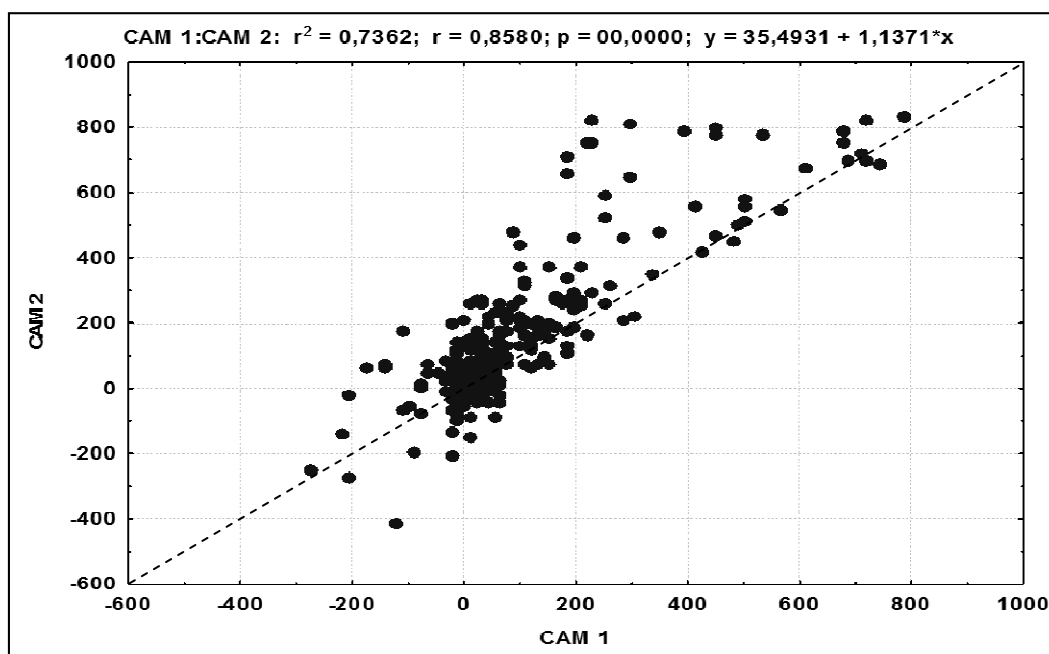


Figura 4.19 – Comparação dos fluxos estimados pelas câmaras (CAM 1 e CAM 2) no período das 12:20 h do dia 9 até às 12:00 h do dia 15 de julho de 2007.

Observa-se que os fluxos não estão tão bem distribuídos ao redor da reta de 45 graus, diferente do que ocorreu em março; entretanto o coeficiente de determinação foi razoável com $r^2 = 0,74$, mesmo sendo um pouco inferior à campanha de março com $r^2=0,86$.

A Figura 4.19 mostra uma aderência menor entre os fluxos estimados pelas duas câmaras do que a encontrada na campanha de março. Essa constatação fortalece a premissa de que as modificações realizadas na CAM 2 produziram efeitos relevantes sobre as estimativas dos fluxos quando contrastadas com as produzidas pela CAM 1.

Para os resultados obtidos, mesmo com a mudança realizada na CAM 2, foi possível obter um coeficiente de determinação relativamente elevado, ainda que os testes estatísticos tenham rejeitado a hipótese nula de igualdade entre as medidas produzidas pelas duas câmaras. Assim, o resultado do coeficiente de determinação forneceria suporte para a opção de se analisar conjuntamente os fluxos estimados por

meio da CAM 1 e da CAM 2 durante o período do experimento. Entretanto, na confecção das matrizes de correlação, mais adiante, os resultados utilizados também abordarão as duas câmaras em separado, como salientado previamente.

Na Figura 4.20, têm-se os fluxos conjuntos das duas câmaras para o período de 12:20 h do dia 9 até às 12:00 h do dia 15 de julho de 2007.

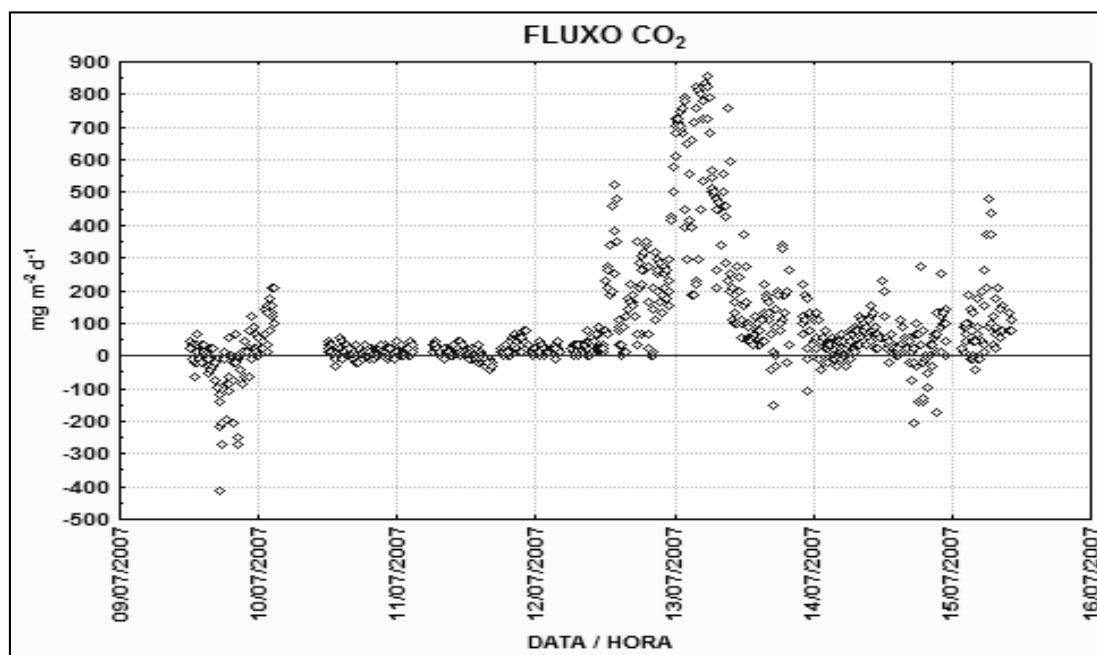


Figura 4.20 – Fluxo difusivo agrupado no APM Manso para o período de 9 a 15 de julho de 2007.

É clara a diferença dos fluxos nos dias 10 e 11 e os dias restantes. A entrada da massa de ar frio fez com que praticamente não houvesse variação nos fluxos no decorrer dos dias 10 e 11. Outro fato relevante é o aumento no fluxo depois que a massa de ar frio não atuava mais na região.

Assim como foi feito na campanha de março, foi averiguada a existência de correlações entre as diversas variáveis até aqui apresentadas como as medidas de fluxo de CO₂ obtidas com as duas câmaras, e algumas variáveis meteorológicas (velocidade do vento, temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa e radiação solar incidente) utilizando o valor instantâneo da medida, no momento da medida do fluxo, e a média de 15 minutos anteriores à medida.

Os resultados encontrados nas correlações, mesmo sendo estatisticamente significantes ($p < 0,05$), assim como as encontradas na campanha de março, não foram relevantes (muito baixas), sendo que as duas maiores foram do fluxo da câmara

dinâmica com a hora da medida ($r = -0,24$) e com a velocidade do vento, tanto a instantânea como a média ($r = -0,23$). Já com o módulo do fluxo medido, as maiores correlações foram com a velocidade do vento ($r = -0,32$).

Assim como ocorreu em março, as duas câmaras em separado não apresentaram resultados significativamente superiores aos encontrados pela média, demonstrando que na frequência mais alta, as correlações são realmente inexistentes, independente da campanha.

Na Tabela 4.9, encontram-se as estatísticas descritivas dos resultados dos fluxos difusivos estimados pelas duas câmaras conjuntamente.

Tabela 4.9 – Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos de CO₂ no APM Manso na campanha de julho de 2007. Dados agrupados da CAM 1 e CAM 2 :: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1º quartil (Q1); 3º quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max).

| \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\leq$ | DP | N | Min | (Q1) | \tilde{x} | (Q3) | Max |
|-----------|-----------|-----------|-------|-----|--------|------|-------------|-------|-------|
| 94,8 | 82,7 | 106,9 | 177,4 | 830 | -414,9 | 10,9 | 32,8 | 109,2 | 851,6 |

A média do fluxo de CO₂, para o período de 9 a 15 de julho de $94,8 \pm 177,4$ mg CO₂ m⁻² d⁻¹(n=830) foi, assim como na campanha de março, muito baixo, mesmo observando o valor superior do intervalo de confiança, quando comparado com os valores encontrados na semana seguinte pela equipe da COPPE utilizando a metodologia de câmara em miniatura (estática) que foi de 14973 ± 18496 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ (n=16).

Como foi dito anteriormente, o maior número de amostras da câmara dinâmica e a possibilidade de estimar a variabilidade do fluxo no decorrer do dia é uma de suas grandes vantagens em relação à estática. Todavia, a câmara estática tem uma maior amostragem espacial, medindo em vários pontos, sendo mais representativo dos vários microambientes do reservatório.

Na Figura 4.21, tem-se o gráfico de caixa com o resultado do fluxo difusivo conjunto das duas câmaras.

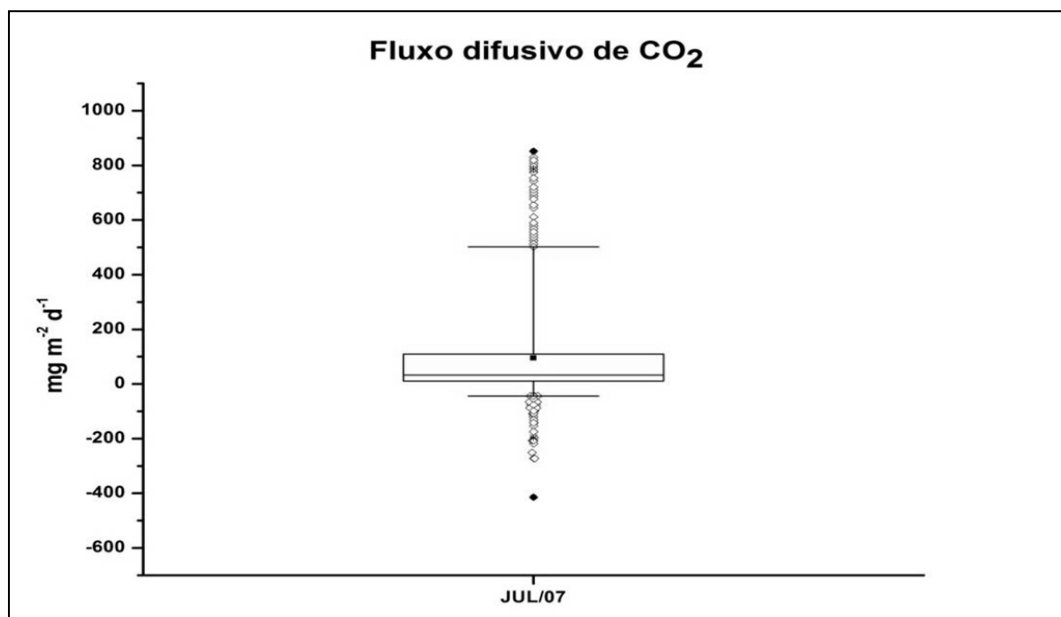


Figura 4.21 – Gráfico do tipo caixa com o resultado do fluxo difusivo médio de CO₂ no APM Manso para o período de 9 a 15 de julho de 2007.

Na Tabela 4.10, estão os valores das médias horárias para os sete dias de medidas, acompanhados do desvio padrão e do número de amostras. As médias foram calculadas usando os valores estimados dos fluxos das duas câmaras conjuntamente, sendo que o fluxo médio das 00:00h corresponde às medidas efetuadas entre 00:00h e 00:59h e assim por diante para os outros períodos.

Tabela 4.10 – Fluxos médios - \bar{x} (mg. m⁻² d⁻¹), desvio padrão (DP) e número de amostras (N), para o período de 9 a 15 de julho de 2007 no APM Manso.

| HORA | 9 | | | 10 | | | 11 | | | 12 | | | 13 | | | 14 | | | 15 | | |
|-------|-----------|-------|---|-----------|------|---|-----------|------|-----|-----------|-------|---|-----------|-------|---|-----------|-------|---|-----------|-------|---|
| | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | n | \bar{x} | DP | N | \bar{x} | DP | n | \bar{x} | DP | N |
| 0:00 | - | - | - | 21,8 | 18,3 | 6 | 15,6 | 16,5 | 7 | 12,5 | 7,5 | 7 | 689,6 | 41,7 | 6 | 65,5 | 44,2 | 6 | *** | *** | 0 |
| 1:00 | - | - | - | 77,8 | 55,5 | 8 | 16,4 | 13,0 | 8 | 18,7 | 16,3 | 7 | 678,3 | 121,5 | 8 | 10,9 | 56,7 | 7 | 21,8 | † | 1 |
| 2:00 | - | - | - | 137,3 | 45,0 | 7 | 17,2 | 15,3 | 7 | 14,6 | 5,6 | 6 | 503,8 | 164,9 | 7 | 25,0 | 34,4 | 7 | 59,3 | 34,4 | 7 |
| 3:00 | - | - | - | 207,4 | † | 1 | 32,8 | † | 1 | 18,2 | 16,4 | 6 | 464,0 | 294,2 | 6 | 27,3 | 26,5 | 6 | 76,4 | 82,4 | 7 |
| 4:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | *** | *** | *** | 21,8 | 15,4 | 4 | 550,6 | 243,1 | 7 | 19,1 | 32,9 | 8 | 51,5 | 70,4 | 7 |
| 5:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | *** | *** | *** | *** | *** | 0 | 781,4 | 45,8 | 7 | 10,9 | 25,8 | 6 | 86,0 | 103,3 | 8 |
| 6:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 29,1 | 11,3 | 6 | 18,2 | 11,3 | 6 | 634,8 | 139,3 | 7 | 28,1 | 28,8 | 7 | 280,2 | 172,3 | 6 |
| 7:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 14,0 | 8,3 | 7 | 25,0 | 13,7 | 7 | 413,5 | 112,9 | 8 | 54,6 | 28,9 | 7 | 121,5 | 112,0 | 8 |
| 8:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 12,7 | 12,8 | 6 | 30,0 | 10,5 | 4 | 455,8 | 94,9 | 4 | 76,4 | 37,2 | 6 | 118,3 | 58,8 | 6 |
| 9:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 9,6 | 10,8 | 8 | 34,6 | 30,4 | 6 | 394,6 | 212,2 | 7 | 63,9 | 27,8 | 7 | 76,4 | 0,0 | 2 |
| 10:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 19,1 | 18,6 | 4 | 56,4 | 22,3 | 6 | 149,2 | 43,5 | 6 | 103,7 | 37,0 | 6 | 98,3 | 26,8 | 4 |
| 11:00 | - | - | - | *** | *** | 0 | 23,7 | 12,8 | 6 | 18,7 | 8,3 | 7 | 152,9 | 83,1 | 7 | 47,3 | 20,3 | 6 | *** | *** | 0 |
| 12:00 | 41,9 | 39,9 | 6 | 25,5 | 13,2 | 6 | 6,8 | 11,6 | 8 | 185,6 | 91,9 | 6 | 183,8 | 119,5 | 6 | 112,8 | 84,5 | 6 | - | - | - |
| 13:00 | 1,6 | 42,5 | 7 | -2,7 | 14,0 | 8 | -1,6 | 11,7 | 7 | 333,8 | 130,2 | 7 | 54,6 | 18,3 | 6 | 25,0 | 28,0 | 7 | - | - | - |
| 14:00 | 10,9 | 22,7 | 7 | 27,3 | 24,7 | 6 | 0,0 | 19,5 | 6 | 189,2 | 181,3 | 6 | 71,7 | 32,1 | 7 | 14,6 | 11,3 | 6 | - | - | - |
| 15:00 | -12,5 | 24,8 | 7 | 13,6 | 14,0 | 8 | -19,1 | 11,3 | 8 | 35,5 | 44,0 | 8 | 103,7 | 66,1 | 6 | 45,2 | 40,6 | 7 | - | - | - |
| 16:00 | -25,0 | 30,7 | 7 | 5,5 | 15,0 | 6 | -27,3 | 14,1 | 4 | 167,4 | 27,3 | 6 | 135,7 | 42,2 | 7 | 31,2 | 27,1 | 7 | - | - | - |
| 17:00 | -173,1 | 127,4 | 7 | -7,8 | 10,4 | 7 | *** | *** | 0 | 148,2 | 103,2 | 7 | 1,6 | 95,1 | 7 | -47,3 | 88,3 | 6 | - | - | - |
| 18:00 | -104,5 | 100,6 | 7 | 10,9 | 16,7 | 7 | 16,4 | 11,5 | 6 | 229,3 | 80,0 | 7 | 170,0 | 88,7 | 7 | 53,0 | 125,7 | 7 | - | - | - |
| 19:00 | -40,6 | 53,4 | 7 | 4,7 | 13,9 | 7 | 21,8 | 18,5 | 8 | 218,4 | 134,9 | 7 | 159,1 | 122,9 | 7 | -51,5 | 78,9 | 7 | - | - | - |
| 20:00 | -99,8 | 138,9 | 7 | 7,8 | 12,1 | 7 | 40,0 | 21,5 | 6 | 112,3 | 120,5 | 7 | *** | *** | 0 | 5,5 | 24,7 | 6 | - | - | - |
| 21:00 | -27,3 | 50,2 | 8 | 20,3 | 11,7 | 7 | 29,6 | 20,6 | 7 | 226,2 | 62,9 | 7 | *** | *** | 0 | 40,6 | 104,1 | 7 | - | - | - |
| 22:00 | 21,8 | 52,6 | 6 | 9,4 | 14,7 | 7 | 40,6 | 25,8 | 7 | 219,9 | 41,1 | 7 | 132,8 | 57,5 | 6 | 99,8 | 84,0 | 7 | - | - | - |
| 23:00 | 42,3 | 44,2 | 8 | 4,7 | 12,4 | 7 | 15,6 | 10,7 | 7 | 349,4 | 153,7 | 8 | 42,3 | 87,2 | 8 | 94,6 | 49,2 | 3 | - | - | - |

- Fora do período de coleta; *** ausência de dados por causa de problema na medição; † dados inexistentes.

Na Figura 4.22, têm-se as médias horárias dos fluxos para os sete dias de medidas. A linha tracejada indica a média dos fluxos.

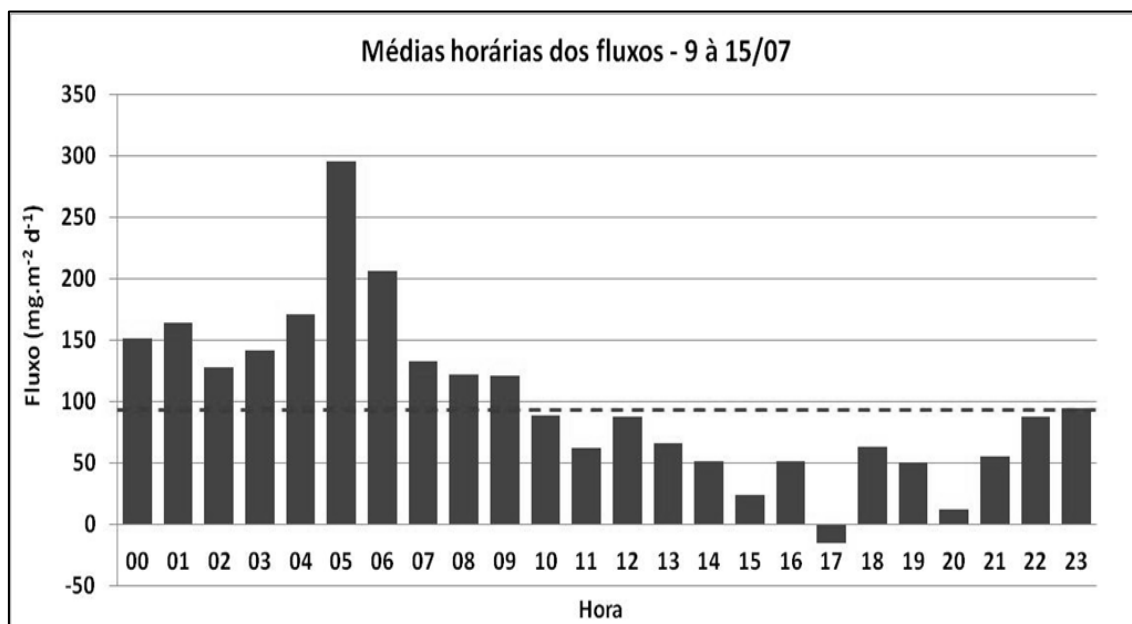


Figura 4.22 – Médias horárias dos fluxos difusivos para o período de 9 a 15 de junho.

Pode-se observar, na Figura 4.22, que o fluxo estimado, assim como foi observado durante a campanha de março, foi menor no período do final da tarde e início da noite. Os maiores fluxos foram observados no início da manhã, por volta das 5 h da manhã. Entretanto esse fluxo maior a essa hora foi exclusivamente devido a alta elevação do fluxo observado no dia entre os dias 12 e 13 de junho, e não foi observado nos outros dias.

Por esse motivo não se pode afirmar que os fluxos do mês de julho ocorreram em período diferente dos ocorridos durante a campanha de março. Durante essas campanhas, ocorreram falhas nas medidas, dificultando a análise para o período todo.

Os problemas de falta de energia elétrica e perda de comunicação do TGA com o CLP foram recorrentes. Entretanto as variações na energia elétrica foram mais fortes, causando queima de equipamento de proteção elétrica duas vezes.

Foram aproveitados os dias em que se obteve um número menor de falhas, 11, 12, 13 e 14 de julho, para a comparação dos fluxos médios diários, observando a variabilidade diária dos fluxos. Na Figura 4.23, observa-se o gráfico comparativo para os dias escolhidos.

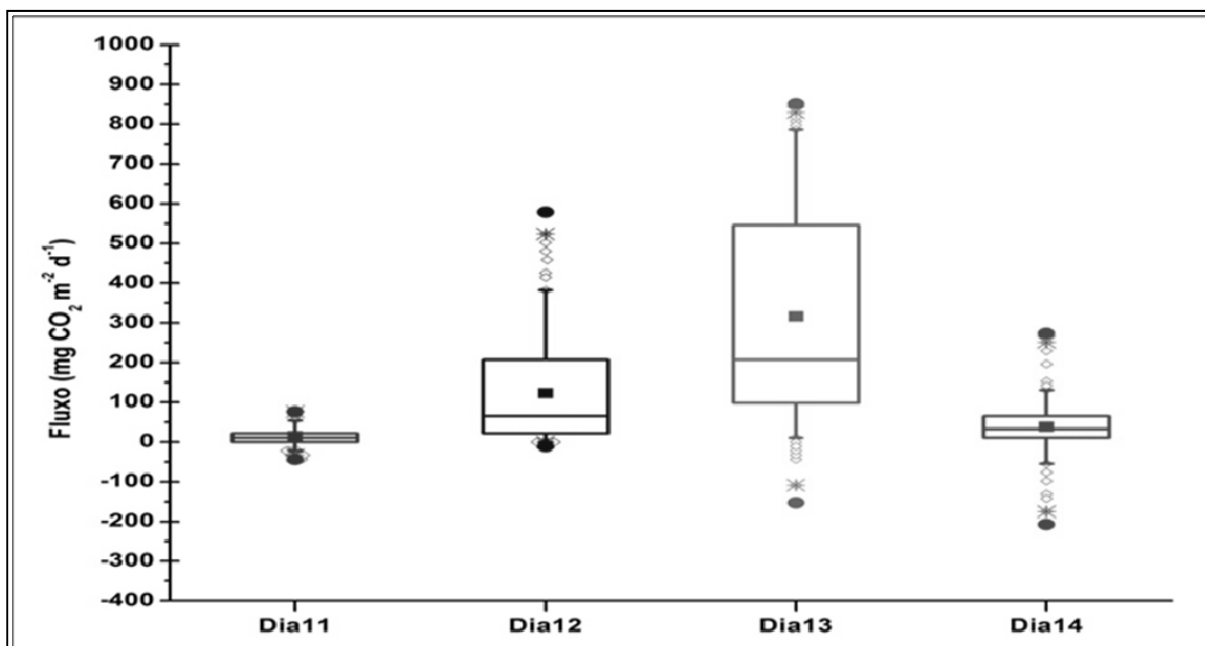


Figura 4.23 – Gráfico do tipo caixa dos fluxos de CO₂ para os dias 11, 12, 13 e 14 de julho de 2007.

Os gráficos da Figura 4.23 demonstram o que já foi observado no gráfico da Figura 4.20, ou seja, a grande diferença na amplitude do fluxo entre o dia 11, com uma variação muito pequena, quando comparado aos dias 12, 13 e 14 posteriores. As médias foram de $14,4 \pm 21,1$ ($n=134$), $123,0 \pm 133,2$ ($n=149$), $316,0 \pm 270,4$ ($n=147$) e $38,2 \pm 65,8$ ($n=155$) mg CO₂ m⁻² d⁻¹, para os dias 11, 12, 13 e 14 de julho respectivamente.

As variações apresentadas no comportamento do fluxo medido pela câmara dinâmica, principalmente entre o dia 11 e os dois dias seguintes, corroboram com a mudança do tempo que ocorreu nesse mesmo período, como pôde ser observado anteriormente nos comentários da Figura 4.16, onde se observou a influência de uma massa de ar fria na região, fazendo com que, por exemplo, as temperaturas no dia 11 fossem as mais baixas dos dias estudados.

Quando a massa de ar frio deixou a região no dia 12, as temperaturas voltaram a subir e os ventos diminuíram, revelou o momento em que o fluxo começou a aumentar. No final do dia 12 e início do dia 13, os fluxos deram um salto, chegando a um valor máximo de 851,6 mg CO₂ m⁻² d⁻¹ na madrugada do dia 13.

Logo, a passagem da massa de ar fria, que começou a atuar na região no início do dia 10 e atuou até o início do dia 12, fez com que os fluxos de CO₂ ficassem em níveis muito baixos, e sua saída fez com que ocorresse uma alta no fluxo.

Com a saída da massa de ar, observa-se, também, o restabelecimento de uma variabilidade no fluxo no decorrer do dia, acarretando valores maiores na amplitude verificada nos dias subsequentes a saída da massa.

4.2.2.3 - Parâmetros físico-químicos e CO₂ na água

Assim como na campanha de março, foram realizadas medições das variáveis físico-químicas da água, temperatura, oxigênio e pCO_{2ag}, que, juntamente com o pCO_{2atm} e da velocidade do vento, foram utilizadas para estimar os fluxos de CO₂ pela técnica da TBL. Na Figura 4.24, tem-se os valores da temperatura e do oxigênio dissolvido na água para o período do estudo.

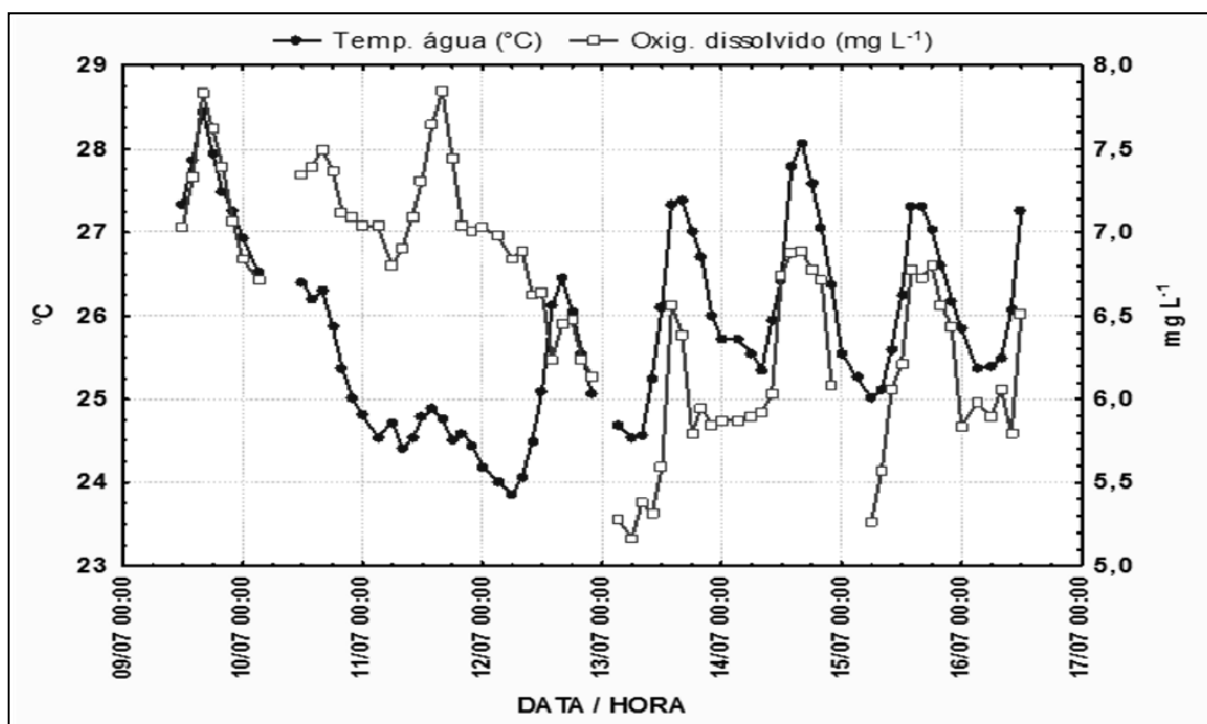


Figura 4.24 – Temperatura da água (°C) e oxigênio dissolvido na água (mg. L⁻¹) a uma profundidade de 10cm, no período do experimento (9 a 16 de julho de 2007)

A temperatura da água e o oxigênio dissolvido seguiram um comportamento similar assim como ocorreu no mês de março, com exceção dos dias 10, 11 e 12, onde ocorreu um desacoplamento da temperatura e do oxigênio dissolvido. Esse desacoplamento ocorreu devido à queda da temperatura da água nesses dias, possivelmente devido à entrada da massa de ar fria, comentado anteriormente.

O ar frio fez com que a temperatura da água perdesse calor para o ar, diminuindo assim sua temperatura na superfície. Com a passagem da massa de ar fria, a água volta a aquecer e acompanhar o comportamento do oxigênio dissolvido.

Observa-se, também, a queda acentuada do oxigênio dissolvido, entre os dias 12 e 13 de julho, mostrando a influência da passagem da massa de ar fria, mesmo depois da passagem o oxigênio dissolvido não voltou aos valores medidos do dia 10.

Na Figura 4.25, tem-se os valores do $\text{CO}_{2\text{ag}}$ para o período de julho. As concentrações estão expressas micro Mol (μM). As áreas claras sinalizam o período diurno, enquanto as áreas escuras o noturno, períodos de maior fotossíntese e maior respiração da biota aquática respectivamente.

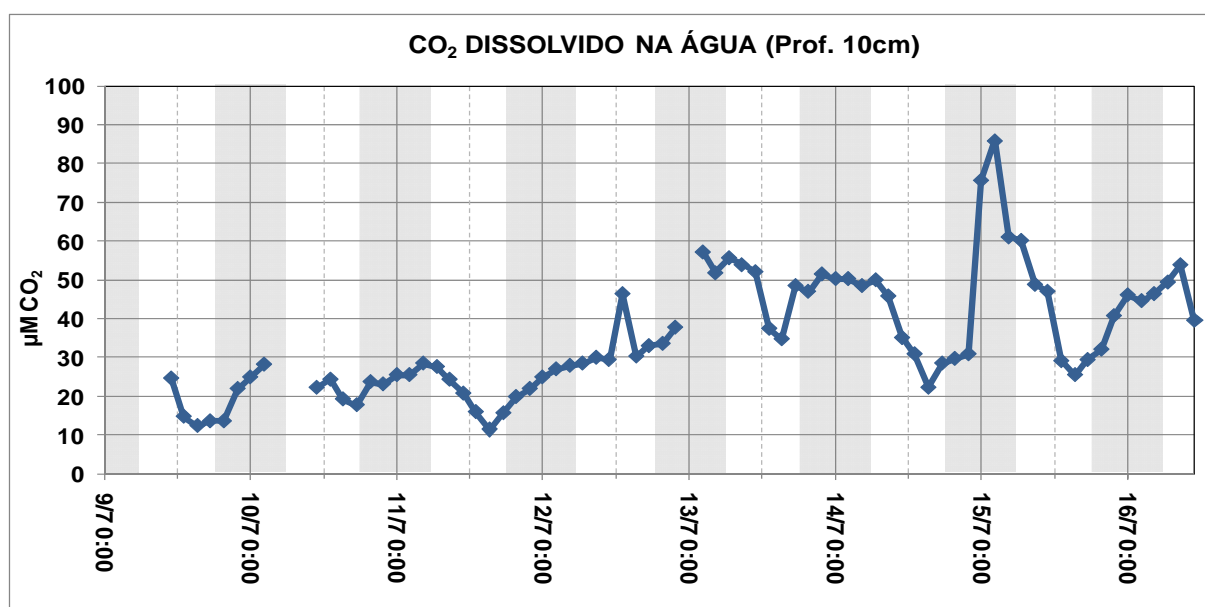


Figura 4.25 – Dióxido de carbono dissolvido na água $\text{CO}_{2\text{ag}}$ (μM) a uma profundidade de 10cm, no período de 9 a 16 de junho de 2007.

A variação do $\text{CO}_{2\text{ag}}$ foi intensa, como pode ser visto na Figura 4.25, variando de $11,3\mu\text{M}$, o valor mínimo, a um máximo de $86,0\mu\text{M}$. Pode-se observar que, nos dias 9, 10, 11, os valores de $\text{CO}_{2\text{ag}}$ são mais baixos e a variação diária menor que os dias seguintes, possivelmente devido, mais uma vez, à passagem da massa de ar fria na região.

Assim como na campanha de março, observou-se que as concentrações de $\text{CO}_{2\text{ag}}$, com exceção do dia 12, foram maiores no período noturno devido a maior respiração e menores no diurno, devido a maior fotossíntese. Outro detalhe que vale a pena ser observado é o

comportamento aparentemente diferente do $\text{CO}_{2\text{ag}}$ entre os dias, 9, 10, 11 e 12 de julho, com uma baixa variabilidade diária, e os dias seguintes, onde as concentrações foram maiores e com grande variabilidade, com o maior valor ($86 \mu\text{M}$) observado as 3 horas do dia 15 de julho.

Essa mudança na variabilidade e concentração do $\text{CO}_{2\text{ag}}$, pode indicar uma mudança expressiva na físico-química do reservatório, devido a passagem da massa de ar frio, fazendo com que o $\text{CO}_{2\text{ag}}$ tenha mudado.

Um detalhe que vale a pena ser comentado é que, durante a campanha de julho, a equipe da Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF) estava realizando medições, dentre outras coisas, de perfis de temperatura da água. No dia 15, em uma reunião com os membros da equipe da UFJF, comentei o fato da elevação da concentração do $\text{CO}_{2\text{ag}}$ tivesse sido tão alto durante a madrugada do dia 15. Me foi relatado a seguir que os perfis de temperatura da água estavam homogêneos naquele dia, demonstrando que a água estava bem misturada, diferentes dos dias anteriores onde o reservatório apresentava uma forte estratificação térmica.

Juntando os dois fatos ocorridos, chegou-se à conclusão de que o reservatório teria sofrido um fenômeno de inversão, onde a água do fundo do reservatório vem à tona, misturando completamente a água, como foi observado pela equipe da UFJF nos perfis de temperatura e aqui no experimento $\text{CO}_{2\text{ag}}$.

O fato do reservatório está em vias de sofrer a inversão observada, seguramente foi responsável pela mudança no comportamento do $\text{CO}_{2\text{ag}}$, a partir do dia 13, culminando com a alta concentração de $\text{CO}_{2\text{ag}}$ na madrugada do dia 15.

4.2.2.4 - Fluxo de CO_2 pela técnica da TBL

Foram estimados os fluxos de CO_2 , utilizando a TBL. Na Figura 4.26, observam-se os resultados dessa estimativa para o período das 12:00h do dia 9 até às 12:00h do dia 15 de julho de 2007.

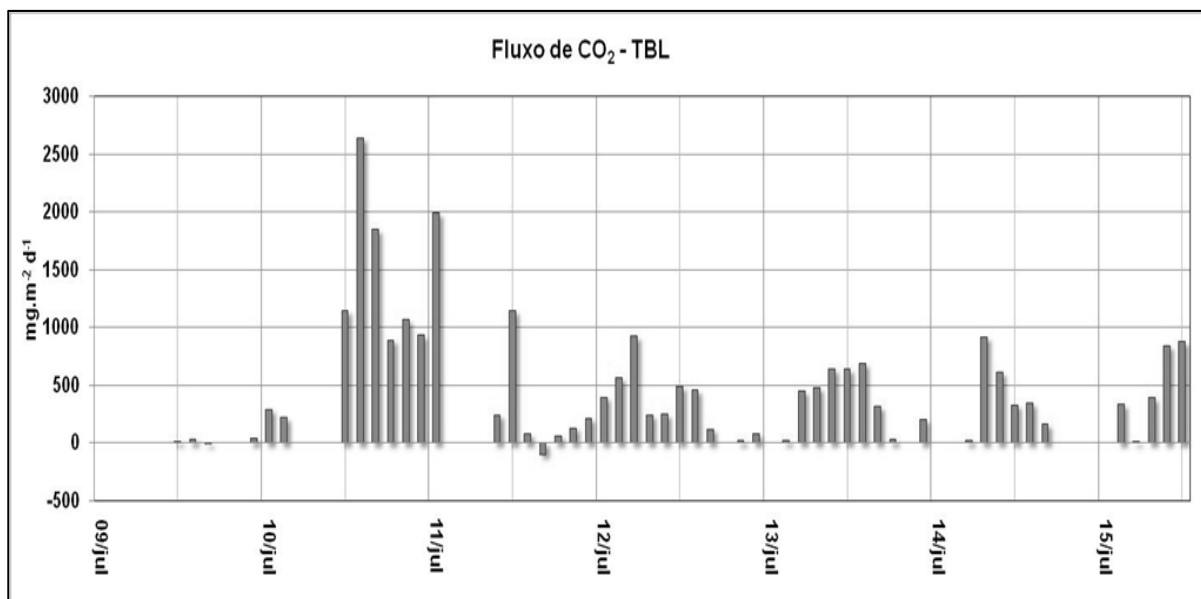


Figura 4.26 – Fluxo de dióxido de carbono (CO₂), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 9 até às 12:00h do dia 15 de julho de 2007.

Na Tabela 4.11 e na Figura 4.27, estão as estatísticas descritivas dos resultados do fluxo estimado pela TBL e o gráfico de caixa, respectivamente.

Tabela 4.11 - Estatísticas descritivas dos fluxos difusivos (mg m⁻² d⁻¹) de CO₂ no APM Manso, estimados pela TBL, na campanha de Julho de 2007: média (\bar{x}); intervalo de confiança inferior ($\leq\mu$) e superior ($\mu\leq$); desvio padrão (DP); número de amostras (N); 1º quartil (Q1); 3º quartil (Q3); mediana (\tilde{x}); mínimo (Min) e máximo (Max).

| \bar{x} | $\leq\mu$ | $\mu\leq$ | DP | N | Min | (Q1) | \tilde{x} | (Q3) | Max |
|-----------|-----------|-----------|-------|----|-------|------|-------------|-------|--------|
| 420,2 | 280,3 | 560,1 | 536,9 | 59 | -97,8 | 24,0 | 245,0 | 640,6 | 2644,1 |

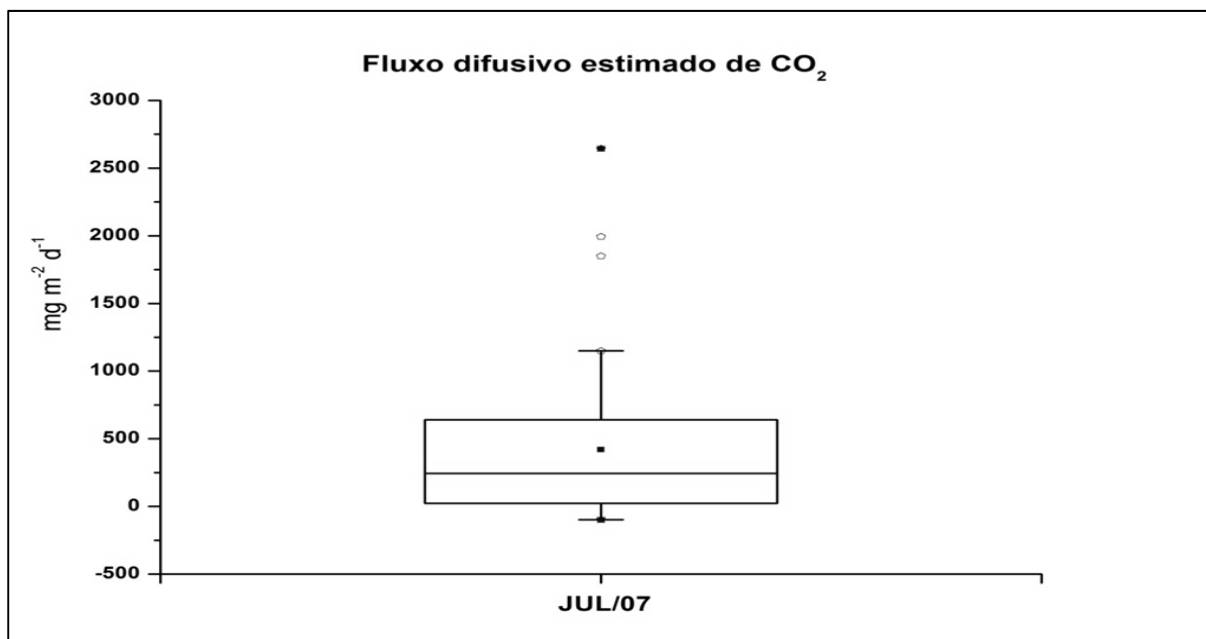


Figura 4.27 – Gráfico de caixa do fluxo de dióxido de carbono (CO₂), estimado pela TBL, no período das 12:00h do dia 12 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007.

O fluxo médio estimado pela TBL, foi de $420,2 \pm 536,9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Foram observados dois casos com fluxos negativos, $-3,0$ e $-97,8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; em ambos os casos, o $p\text{CO}_{2\text{ag}}$ esteve ligeiramente inferior ao $p\text{CO}_{2\text{atm}}$. Ocorreram também alguns resultados com fluxo igual a $0 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, assim como em março, devido a média do vento nos 15 minutos anteriores ser igual a zero.

Durante as medidas observamos que os maiores eventos de fluxo alto de CO₂, ocorreram durante a tarde do dia 10 ao início do dia 11. Esses altos valores ocorreram devido principalmente a alta velocidade do vento, associada a entrada da massa de ar fria que ocasionou, entre outras coisas, o declínio da temperatura do ar e a elevação da velocidade do vento (figura 4.16).

Assim como no mês de março, a velocidade do vento, utilizada para o cálculo dos fluxos pela técnica do TBL, foi predominantemente baixa. Do total de 58 médias, 45 foram abaixo de 3 m.s^{-1} , como pode ser visto no histograma da Figura 4.29.

Quanto ao $p\text{CO}_{2\text{atm}}$, assim como em março, variou muito menos que o $p\text{CO}_{2\text{ag}}$ (Figura 4.28), entretanto, diferentemente de março, ocorreram 2 casos em que o $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ foi um pouco mais elevado que o $p\text{CO}_{2\text{ag}}$.

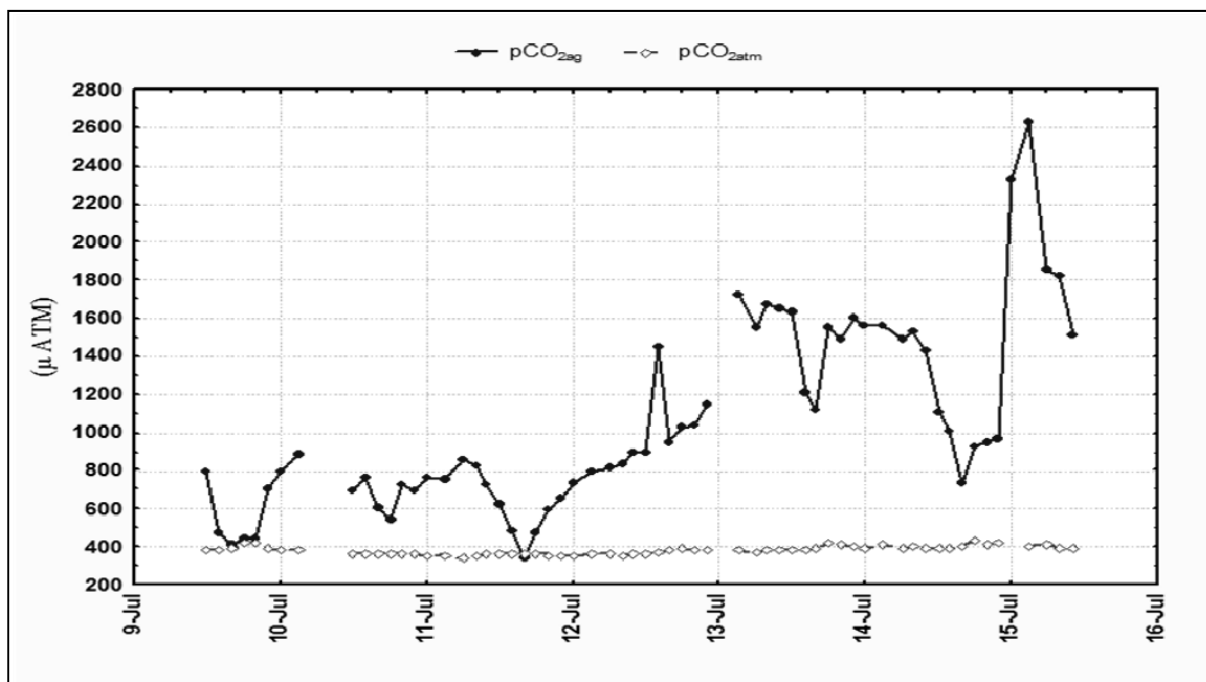


Figura 4.28 – Pressão parcial de CO₂ na água (pCO_{2ag}) e no ar (pCO_{2atm}) no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de junho de 2007.

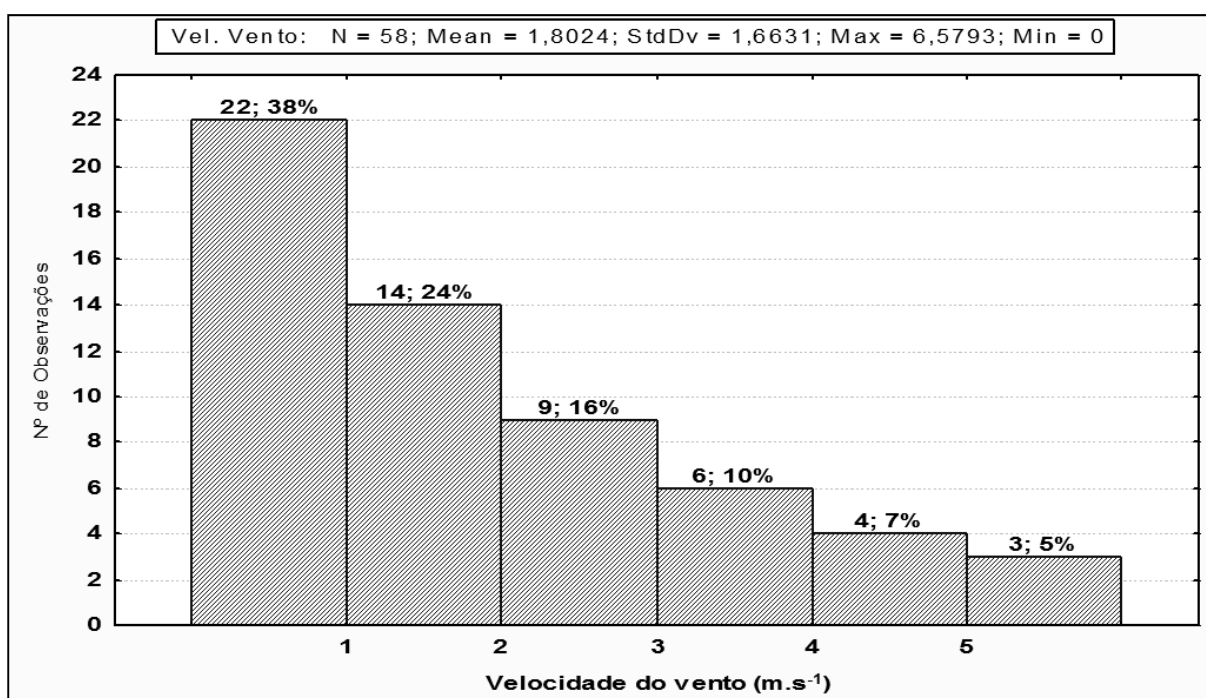


Figura 4.29 – Histograma da velocidade do vento no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007. Número de observações; percentual em relação ao total de observações.

O comportamento da média horária dos fluxos estimados pela TBL no mês de julho e do pCO_2 e da velocidade do vento podem ser observados na figura 4.30.

Os resultados encontrados foram bem parecidos com as do mês de março, onde os maiores valores ocorreram no final da manhã início da tarde, e a exceção do valor elevado observado no horário da 00:00h.

Observa-se que, nos horários onde o potencial de fluxo era mais elevado, onde o pCO_2 foi maior, não significou uma estimativa de altos fluxos, como ocorrido no período da madrugada e início da manhã, mais uma vez como observado em março.

Fica clara a predominância da influência do vento, em detrimento do pCO_2 , observando que o fluxo segue claramente o aumento da velocidade do vento a partir das 03:00h com o máximo às 14:00e e diminuindo com a diminuição do vento.

O valor também alto do fluxo estimado das 00:00h se mostrou um acontecimento recorrente, assim como foi em março, demonstrando que o horário é propício a aumento do fluxo devido ao aumento da velocidade do vento nesse horário.

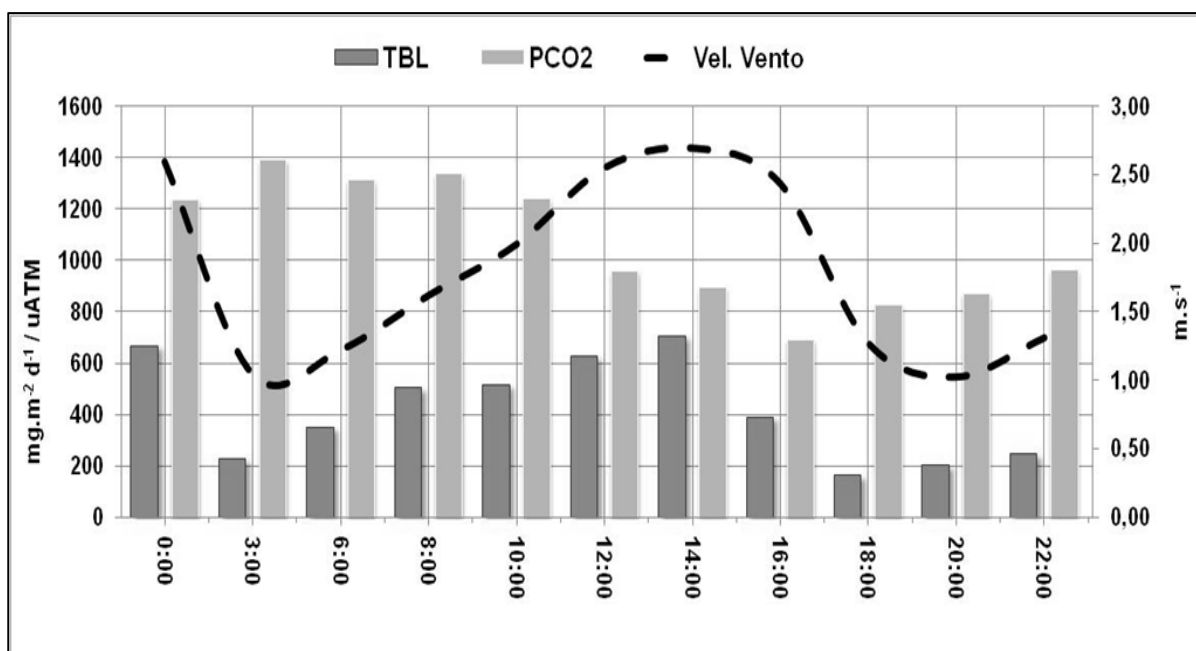


Figura 4.30 – Fluxos médios horários estimados pela TBL (barras azuis) e a pressão parcial do pCO_2 dissolvido na água (barras cinzas) e velocidade do vento média (linha tracejada), utilizados para a estimativa do fluxo, no período das 12:00h do dia 9 até às 10:00h do dia 15 de julho de 2007.

Comparando os fluxos médios estimados pela câmara dinâmica ($94,8 \pm 177,4 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e pelo TBL ($420,2 \pm 536,9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), observa-se que os dois possuem a mesma grandeza, assim como foi observado durante a campanha de março, entretanto, a diferença encontrada foi muito maior, sendo o fluxo estimado pela câmara 77,4% menor do que o estimado pela TBL.

Mesmo quando levamos em conta os intervalos de confiança das duas técnicas, a diferença encontrada entre os dois métodos de medidas continuam elevados. Essa diferença se deu principalmente pelo fato da velocidade do vento, durante a campanha de julho, ter tido eventos com uma maior velocidade, como já comentado anteriormente.

Quando comparamos as figuras 4.15 e 4.29, histogramas da velocidade do vento nas campanhas de março e julho respectivamente, observamos que ocorreram mais eventos com velocidade superior a 3 m.s^{-1} em julho (22%) que em março (4%), fazendo com que os fluxos estimados pelo TBL fossem diferentes.

4.2.2.5 - Correlações

A matriz de correlação, envolvendo as medidas dos parâmetros físico-químicos, com uma frequência de uma medida a cada 3 horas aproximadamente, conjuntamente com as médias dos parâmetros meteorológicos e dos fluxos da câmara dinâmica, para o intervalo estabelecido, foi estabelecida.

As duas melhores correlações encontradas para as diversas variáveis abrangendo parâmetros físico-químicos (temperatura da água, oxigênio dissolvido e CO_2 dissolvido), fluxo de CO_2 pelos métodos TBL e câmaras dinâmicas e variáveis meteorológicas encontram-se na Tabela 4.12.

No caso das estimativas dos fluxos pelas câmaras, foram utilizados os resultados em separado obtidos por cada uma das duas câmaras, bem como o correspondente resultado conjunto (Tabela 4.12).

Tabela 4.12 – As duas melhores correlações (r) entre os parâmetros físico-químicos da água e dos fluxos de CO₂ pelos métodos TBL e câmaras dinâmicas entre si e as variáveis meteorológicas durante a campanha de julho de 2007.

| | Melhores Variáveis / Parâmetros | (r) | (N) |
|---|------------------------------------|-------|-----|
| Temperatura da água (°C) | Temp. Ar média (30 minutos) | 0,85 | 60 |
| | Temp. Ar média (1 hora) | 0,87 | 60 |
| Oxigênio dissolvido (mg. L ⁻¹) | CO ₂ dissolvido | -0,97 | 63 |
| | Fluxo CAM 2 CO ₂ câmara | 0,62 | 62 |
| CO ₂ dissolvido (µMol) | Oxigênio dissolvido | -0,97 | 63 |
| | Fluxo CAM 2 CO ₂ câmara | 0,55 | 62 |
| Fluxo CO ₂ TBL (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Vel. Vento média (15 min) | 0,83 | 59 |
| | Vel. Vento média (30 min) | 0,81 | 59 |
| Fluxo CO ₂ câmara* (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,58 | 62 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,50 | 62 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara* (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,58 | 56 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,50 | 56 |
| Fluxo CO ₂ câmara 1 (mg.m ⁻² .d ⁻²) | CO ₂ dissolvido | 0,44 | 62 |
| | Oxigênio dissolvido | -0,51 | 62 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara 1 (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | CO ₂ dissolvido | 0,44 | 56 |
| | Oxigênio dissolvido | -0,53 | 56 |
| Fluxo CO ₂ câmara 2 (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,63 | 62 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,55 | 62 |
| Fluxo médio CO ₂ câmara 2 (1 hora) (mg.m ⁻² .d ⁻²) | Oxigênio dissolvido | -0,61 | 56 |
| | CO ₂ dissolvido | 0,52 | 56 |

*- médias dos dois fluxos mais próximos da hora da medida média de ambas as câmaras; N - número de amostras.

As maiores correlações encontradas para os fluxos de CO₂ pelo TLB e pela câmara foram as mesmas encontradas na campanha de março, ou seja, com a velocidade média do vento (TBL) e com o oxigênio e CO₂ dissolvido na água (câmara); e como dito anteriormente,

os resultados corresponderam às expectativas, e foram independentes se observado o fluxo médio das duas câmaras juntas ou cada câmara em separado.

O mesmo ocorreu com os fluxos estimados pela câmara dinâmica, onde se esperava uma maior influência dos parâmetros físico-químicos da água, já que a influência das demais variáveis é impedida de atuar devido às paredes da câmara e o fato dela permanecer ininterruptamente na água, assim como foi em março.

Os resultados das correlações entre as duas técnicas de estimativa do fluxo, que não constam da tabela 4.9, simplesmente não aconteceram, as correlações foram abaixo de $r < 0,20$ e sem significância estatística, assim como foram encontradas na campanha de março.

Um outro fato interessante notado nas correlações é o valor encontrado entre o CO_2 dissolvido e o oxigênio dissolvido na água ($r = -0,97$), valor superior ao encontrado na campanha de março ($r = -0,72$).

Uma possível explicação para essa diferença entre as campanhas, é o fato de que, na campanha de março, ocorreram eventos de precipitação que, pelo fato do experimento ter sido realizado próximo à margem do reservatório, podem ter carregado material dissolvido no solo para o reservatório, alterando um pouco o balanço entre a fotossíntese e a respiração da biota, em relação ao mês de julho, onde não ocorreu eventos de precipitação.

O valor elevado da correlação oferece a perspectiva de, em alguns casos, poder estimar o $\text{CO}_{2\text{ag}}$ pela concentração do oxigênio dissolvido.

5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A presente tese abordou a questão central de avaliar quantitativamente a produção de dióxido de carbono na interface água-ar em lagos de reservatórios do setor elétrico via desenvolvimento de um instrumento de medição classificado como uma câmara dinâmica. Em particular, o estudo procurou avaliar e comparar a variabilidade temporal e dinâmica dos fluxos de dióxido de carbono que ocorrem pela interface água-ar contrastando a técnica de câmara dinâmica, desenvolvida neste trabalho, com o método da camada limite fina (TBL). Essa análise comparativa foi aplicada no APM Manso nos meses de março e julho de 2007 correspondentes ao período chuvoso e de estiagem respectivamente.

A medição contínua do fluxo, aplicando as técnicas da câmara dinâmica e do TBL, permitiu que fossem levantados alguns questionamentos e revelados aspectos a serem discutidos quando da medição de gases de efeito estufa e, mais especificamente de gás carbônico.

Um grande desafio que permeia a comunidade científica que estuda o fenômeno do fluxo difusivo em reservatórios é a dificuldade em saber onde e quando medir os fluxos para se ter uma amostragem adequada da variabilidade espacial e temporal. Essa discussão, em certo momento, passa pela necessidade de se entender o papel da bacia de drenagem delimitada pelo reservatório, com implicações nos balanços hídrico e biogeoquímico do reservatório.

O estudo da cobertura e uso do solo na bacia de drenagem do reservatório, que pode carrear compostos orgânicos e inorgânicos, bem como o saneamento das cidades no entorno, podem lançar uma carga de matéria orgânica nas águas devido ao lançamento de esgoto, como foi visto em alguns reservatórios estudados pela COPPE. Nesse sentido, a escolha dos pontos de amostragem deve levar em conta essa influência.

Para o estudo da variabilidade temporal, recomenda-se, em princípio, realizar ao menos quatro campanhas de campo, em momentos diferentes do ano, cobrindo a sazonalidade climática, período chuvoso, seco e os dois períodos de transição, abrangendo o período de enchimento e período de esvaziamento do reservatório.

Adicionalmente, o período do dia em que devem ser feitas as medições merece ser melhor avaliado. Algumas medidas noturnas foram realizadas como teste nesta tese, e os resultados mostraram diferenças entre o fluxo diurno e noturno. Evidentemente, medidas noturnas são mais difíceis de serem realizadas, devido principalmente a problemas de segurança. Uma metodologia de monitoramento e medição que possa realizar tais medidas de forma automática é de extrema necessidade.

Cabe ainda destacar a importância de se procurar entender a variabilidade espaço-temporal na produção de dióxido de carbono em reservatórios face a variáveis meteorológicas e parâmetros físico-químicos da água, vertente também explorada nesta tese.

Estabelecido esse quadro conceitual de análise, apresenta-se, na sequência, uma discussão sobre os resultados obtidos e recomendações que foram geradas em função desta pesquisa.

5.2 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As medidas contínuas, realizadas com a câmara dinâmica, evidenciaram uma característica importante do fenômeno do fluxo difusivo pela interface água-ar em reservatórios, com sua grande variabilidade temporal horária e diária. A imensa variabilidade espacial encontrada nos estudos, onde as medidas de fluxo são realizadas em sítios e horários diferentes, dificulta a definição de valores efetivos representativos no espaço e no tempo.

Os resultados encontrados, nas duas campanhas de campo, demonstram essa grande variabilidade dos fluxos, só observado devido ao fato de que as metodologias envolvidas foram utilizadas em um ponto fixo e durante as 24 horas do dia, diferente do que é realizado na grande maioria dos estudos, onde as medidas são realizadas, na maioria dos casos, somente no período diurno e em sítios diferentes.

Entretanto, para a adoção dos fluxos estimados pela câmara dinâmica em futuros estudos, faz-se necessária o emprego conjunto com outras metodologias de medida, tais como câmara estática, método das correlações turbulentas (*eddy-correlation*) e TBL, a partir da utilização de equações específicas para o local do estudo, no mesmo sítio, para que se tenha uma base de comparação ampla para o pleno aproveitamento e confiabilidade dos resultados.

A possibilidade que a câmara dinâmica oferece de mensurar os fluxos de maneira contínua possibilita observar as variabilidades de maneira ininterrupta e principalmente

automática. Essas medidas seriam voltadas para o entendimento dos processos envolvidos no fluxo, como a influência de parâmetros biológicos, limnológicos e meteorológicos e a sua variabilidade.

Simultaneamente às medidas automáticas da câmara dinâmica, a possibilidade da utilização de outras técnicas não automáticas, tais como câmara estática e TBL, possibilita uma cobertura espacial maior na área a ser estudada, dando uma visão geral da quantidade de gás emitido ou absorvido por toda a área.

Logo, a utilização da câmara dinâmica, deve ser vista como uma metodologia a ser considerada.

Todavia a utilização desta em reservatórios é um método que não substitui, e sim apresenta sinergia com as técnicas tradicionais. A utilização de ambas as metodologias nos reservatórios ajudará a entender e mensurar, de forma mais adequada, o fenômeno e sua variabilidade.

Destaca-se que a metodologia da câmara dinâmica, acoplada a um medidor automático, no nosso caso um analisador fotoacústico (TGA), mostrou-se potencialmente aplicável no estudo e entendimento dos fluxos de gases de efeito estufa pela interface água-ar em estudos futuros.

Por outro lado, alguns cuidados devem ser observados para a boa utilização da câmara dinâmica em estudo futuros, tais como:

- a adoção de medidas para prevenir a condensação de água no interior dos tubos que transportam o gás para o analisador;
- resolver os pequenos problemas de comunicação entre o TGA e o controlador lógico programável (CLP), que controla as solenóides;
- utilização de uma fonte de energia extra no caso de falta de energia;

Outra medida a ser tomada, para que as medições da câmara dinâmica possam ser aperfeiçoadas, é a utilização de um equipamento, com resolução analítica que não sofra interferência do vapor de água, e que consiga medir os fluxos de CH₄, um importante gás de efeito estufa, e, no caso específico dos reservatórios hidrelétricos, o gás mais importante.

Adicionalmente, observou-se que as análises estatísticas dos resultados, ao se comparar o desempenho das duas câmaras durante a campanha de março, não evidenciaram diferenças relevantes nas estimativas dos fluxos.

Já na campanha de julho, todos os testes apontaram padrões distintos de comportamento entre as duas câmaras, mostrando que a modificação efetuada na CAM 2 alterou a sua resposta na estimativa do fluxo em comparação com a CAM 1. Todavia não é possível afirmar, de forma conclusiva, se a modificação realizada na CAM 2 permitiu melhor estimar os fluxos.

Para se obter uma resposta sobre a melhoria ou não da estimativa dos fluxos, faz-se necessária a realização de estudos complementares, em que se tenha uma estimativa do fluxo feita por uma metodologia aceita como padrão, como a câmara estática, em contraste com as duas versões das câmaras, conjuntamente, para aferir qual câmara empregada na campanha de julho melhor se aproxima da metodologia padrão.

A utilização da metodologia do TBL também foi realizada continuamente durante as duas semanas de medidas, mas, ao contrário da câmara dinâmica, a utilização de TBL não foi automática, necessitando de trabalho manual, com idas ao reservatório para coleta e análise da água em intervalos de tempo pré-determinados, durante as 24 horas do dia.

A adoção de um equipamento que possa medir, assim como a câmara dinâmica, a concentração de $\text{CO}_{2\text{ag}}$ dissolvido de maneira automatizada, sem a necessidade de empregar medidas manuais, facilitaria muito a utilização da metodologia.

Assim como a câmara dinâmica, a TBL evidenciou a forte variabilidade temporal dos fluxos difusivos no APM Manso. Da mesma maneira, mostrou-se uma técnica importante para a estimativa dos fluxos difusivos, já que é de fácil aplicabilidade. Para a sua utilização, é necessária apenas a coleta de água da superfície do lago e do ar ambiente, para se medir a pressão parcial do $\text{CO}_{2\text{ag}}$ dissolvido na água e no ar, da velocidade do vento e de equações, que se utilizam das medidas para estimar o fluxo.

Entretanto, para a melhor utilização da TBL, a técnica requer que as equações sejam parametrizadas para o local específico. Como não existem tais parametrizações para a APM Manso, a adoção das equações utilizadas nesta tese podem não apresentar boa aderência com a realidade. Contudo, a falta de estudos dessa técnica para os reservatórios no Brasil impede a utilização de parametrizações mais específicas.

È urgente a necessidade de se obter equações para a utilização da TBL em reservatórios no Brasil. Estudos específicos dos parâmetros utilizados no cálculo do TBL estão em curso pela equipe da COPPE, em alguns reservatórios pelo Brasil, e, em breve, equações para os reservatórios brasileiros poderão ser parametrizadas.

Quando comparado com os fluxos estimados pelo método da camada limite fina (TBL), os fluxos da câmara dinâmica foram menores em ambas as campanhas.

Entretanto, a comparação das duas metodologias deve ser vista com certo cuidado, pois o TBL utiliza a velocidade do vento como fator gerador do fluxo. Já a câmara dinâmica, pelo fato de estar ininterruptamente na água e possuir uma proteção refletora dos raios solares, impede a ação direta das variáveis meteorológicas.

Essa pequena diferença entre as estimativas do fluxo pela técnica TBL e pela câmara dinâmica ocorreu em um período onde a velocidade do vento, atuando na região, foi baixa, como foi observada na Figura 4.15.

Fato é que os fluxos da câmara dinâmica obtiveram as melhores correlações com os parâmetros médios da água (oxigênio e CO_2 dissolvido), e a TBL com a velocidade do vento, em ambas as campanhas.

Um fato interessante que foi observado durante os experimentos, que não era o foco principal do estudo, porém os resultados levantaram uma possível fonte de estudo futuro, foi a correlação encontrada entre o oxigênio e o $\text{CO}_{2\text{ag}}$ dissolvido na água.

Era esperado que as concentrações de $\text{CO}_{2\text{ag}}$ fossem maiores no período de respiração da biota aquática (noite), e menores durante o período de fotossíntese maior (dia), e o inverso para as concentrações de oxigênio dissolvido, se as concentrações fossem reguladas pelo metabolismo aquático.

Essa relação entre as concentrações de $\text{CO}_{2\text{ag}}$ e de oxigênio na água com os processos fotossintéticos e de respiração iniciam-se com o surgimento da radiação solar, no momento que se dá início o processo de fotossíntese pela biota aquática, retirando o CO_2 da água e produzindo oxigênio. Com o pôr do sol, a fotossíntese cessa, dando início ao processo de respiração, onde o oxigênio é consumido e o CO_2 produzido.

Durante a campanha de campo de julho, observou-se que as concentrações de CO_2 dissolvido e de oxigênio dissolvido foram reguladas basicamente pelo metabolismo aquático. Foi encontrada uma expressiva correlação entre o $\text{CO}_{2\text{ag}}$ e o oxigênio dissolvido, principalmente na campanha de julho ($r = 0,97$). Essa alta correlação encontrada fornece uma

possibilidade de, em estudos futuros, se utilizar o oxigênio para a estimativa do CO_{2ag} ou vice versa.

Na campanha de março, a correlação encontrada foi menor ($r = -0,72$) que a de julho. Talvez essa diferença tenha sido devido ao carreamento, pelas chuvas ocorridas durante a campanha de março, de compostos solúveis, orgânicos e inorgânicos, da margem para o reservatório, mudando as características físico-químicas da água e, conseqüentemente, o ciclo biogeoquímico do carbono.

Finalmente, espera-se que o presente trabalho sirva de inspiração para que novas pesquisas possam ser desenvolvidas estabelecendo e fundamentando relações entre a produção de gases de efeito estufa em reservatórios do setor elétrico com os ciclos hidrológicos e biogeoquímicos na escala da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRIL, G., GUÉRIN F., RICHARD S., DELMAS R., GALY-LACAUX C., GOSSE P., TREMBLAY A., VARFALVY L., DOS SANTOS M. A., MATVIENKO B., 2005, “Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-years old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana)”, *Global Biogeochemical Cycles* v.19, GB 4007, doi:10.1029/2005GB002457.
- ADAMS, D., 1996, “Aquatic Cycling and Hydrosphere to Troposphere Transport of Reduced Trace Gases – A Review”, *Mitt International Verein. Limnology*, v25, pp 1-13, Stuttgart, Alemanha, February.
- ALLEN, R. G.. 1998. “Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study”. *Journal of Hydrology*. v. 229. pp. 27-41.
- ALMEIDA, F. V.,1998, *Determinação do fluxo de dióxido de carbono na interface das águas naturais/atmosfera utilizando um equipamento portátil FIA/condutométrico*. Tese de Doutorado. UNICAMP, Campinas/SP, 80p.
- ALVES, A.R., HAMAKAWA, P.J., 199?, *Balanço da Energia radiante*. Notas de Aula. Universidade Federal de Viçosa, 14p.
- ARYA, S. P. 2001. *Introduction to micrometeorology*, 2 ed.. San Diego. California. USA. Academic Press.
- BAIRD, C., 2002, *Química Ambiental*, 2ª ed., Bookman, Porto Alegre, 612p.
- BANERJEE, S., MACINTYRE S., 2004, *The air-water interface: turbulence and scalar exchange*, in *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, P. L. F. Liu, pp 181-237, World Sci., Hackensack, N. J.

- BARROS, E.V., 2007, “A matriz energética mundial e a competitividade das nações: Bases de uma nova geopolítica”, *ENGEVISTA*, v. 9, n. 1, pp 47-56.
- BARTLETT, K.B., CRILL, P.M., SEBACHER, D.I., HARRISS, R.C., WILSON, J.O., MELACK, J.M., 1988, “Methane flux from the central Amazonian floodplain”, *Journal of Geophysical Research*, v.93, pp 1571-1582.
- BARTLETT, K.B., HARRIS, R.C., 1993, “Review and assessment of methane emissions from wetlands”, *Chemosphere*, v.26, pp 261-321.
- BEN, 2009, Balanço Energético Nacional 2009 – Ano base 2008: Resultados. Preliminares. Rio de Janeiro: EPE, 2009, 48p. Disponível em <http://www.epe.gov.br>. acesso em maio de 2009.
- BENDER, M., 1996, “Carbon cycle: A quickening on the uptake?”, *Nature*, v. 381, pp 195-196.
- BERKNER, V.L., MARSHALL, L.C., 1964, *The origin and evolution of atmosphere and oceans*. In: Brancazio, P.J. and Cameron, A. G. W., (eds.), John Wiley & Sons, Inc.
- BERMANN, C., 2007, “Impasses e Controvérsias da Hidroeletricidade”, *Estudos Avançados*, v. 21, n. 59, pp 139-153.
- BORGES, A.V., DELILLE, B., SCHIETTECATTE, L.S., GAZEAU, F., ABRIL, G., FRANKIGNOULLE, M., 2004a, “Gas transfer velocities of CO₂ in three European estuaries (Randers Fjord, Scheldt and Thames)”, *Limnology and Oceanography*, v. 49, pp 1630-1641.
- BORGES, A.V., VANDERBORGHT J.P., SCHIETTECATTE L.S., GAZEAU F., FERRON-SMITH S., DELILLE B., FRANKIGNOULLE M., 2004b, “Variability of the gas transfer velocity of CO₂ in a macrotidal estuary (the Scheldt)”, *Estuaries*, v.27, pp 593-603.

- CANTOLLA, A.U., 2003, *Historia del Clima de la Tierra*, 1ª ed, Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 306p.
- CANUEL, E. A., FREEMAN, K.H., WAKEHAM, S.G., 1997, “An Isotopic Composition of Lipidbiomarker Compounds in Estuarine Plants and Surface Sediments”, *Limnology and Oceanography*, v. 42, n. 7, pp 1570–1583.
- CARIGNAN, R., LEAN, D.R.S., 1991, “Regeneration of Dissolved Substances in a Seasonally Anoxic Lake: The Relative Importance of Processes Occurring in the Water Column and in the Sediments”, *Limnology and Oceanography*, v. 36, pp 683-707.
- CASPER, P., MABERLY S.C., HALL G.H., FINLAY P.J., 2000, “Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere”, *Biogeochemistry*, v. 49, pp 1-19.
- COLE, J. J., CARACO, N. F., 1998, “ Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆”. *Limnology and Oceanography* v.43, pp.647–656.
- COLE, J. J.; PACE, M. L.; CARPENTER, S. R. & KITCHELL, J. F., 2000, “Persistence of net heterotrophy in lakes during nutrient addition and food web manipulations”. *Limnology and Oceanography*. v.45, n.8, pp.1718-1730.
- COPPE, 2001, *Emissões de Gases de Efeito Estufa Derivados de Reservatórios Hidrelétricos – Monitoramento e Treinamento de Técnicos do Setor Elétrico Brasileiro*, Projeto PPE 1486 – ANEEL/MCT/PNUD, Rio de Janeiro – RJ.
- COPPE, 2002, *Emissões de Dióxido de Carbono e de Metano pelos Reservatórios Hidrelétricos Brasileiros*, Projeto BRA/95/G31, PNUD/ELETOBRÁS/MCT, Relatório de Referência, Rio de Janeiro – RJ.

- CROWLEY, T.J., NORTH, G. R., 1991, *Paleoclimatology*. Oxford University Press, New York, 339p.
- CRUSIUS, J., WANNINKHOF, R., 2003, “Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake”. *Limnology Oceanographic*. v. 4, pp. 1010–1017.
- DECK, B., WAHLEN, M., ROULET, N. et al., 1991, “ ^{13}C and ^{14}C em Methane from Tundra Sites”. In: *Annual Meeting of the American Geophysical Union*, Baltimore – Maryland, USA.
- DELMAS R., GALY-LACAUX C., RICHARD S., 2001, “Emissions of greenhouse gases from the tropical hydroelectric reservoir of Petit Saut (French Guiana) compared with emissions from thermal alternatives”, *Global Biogeochemical Cycles*, v.15, pp 993-1003.
- DEMARTY, M., BASTIEN J., TREMBLAY A., HESSLEIN R. H. ,ROBERT GILL , 2009. “Greenhouse Gas Emissions from Boreal Reservoirs in Manitoba and Québec, Canada, Measured with Automated Systems”. *Environmental Science & Technology*, v.43(23), pp 8908–8915.
- DERECZYNSKI, C. P., 2004, *Apostila do Curso de Variabilidade Climática*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro – RJ, 14p.
- DEVOL, A.H., RICHEY, J.R., CLARK, W.A., KING, S.L., MARTINELLI, A., 1988, “Methane Emissions to the Tropospheric from Amazon Floodplain”, *Journal of Geophysical Research*, v.93, pp 1583-1592.
- DIAS, J.D., 2006, *Fluxo do CO₂ proveniente da respiração do solo em áreas de floresta nativa da Amazônia*. Tese de Doutorado, ESALQ/USP, Piracicaba, 87p.
- DREVER. J.I., 1997, *The geochemistry of natural Waters: surface and grandwater enviroments*. 3.ed., Englewood Cliffs: Prentice Hall. p. 41-68.

- DUARTE, C. M.; PRAIRIE, Y. T. 2005. "Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO₂ emissions from aquatic ecosystems". *Ecosystems*. v.8, n.7, pp. 862-870.
- DUCHEMIN, E., LUCOTTE, M., CANUEL, R., 1996, "Source of Organic Matter Responsible for Greenhouse Gas Emissions from Hydroelectric Complexes of the Boreal Region". In: *4th International Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Inglaterra, 22-28 Julho.
- DUCHEMIN, E., LUCOTTE, M., CANUEL, R., CHAMBERLAND A., 1995, "Production of the Greenhouse Gases CH₄ and CO₂ by Hydroelectric Reservoirs of the Boreal Region", *Global Biogeochemical Cycles*, v. 9, n. 4, pp 529-540.
- DUCHEMIN, E., CANUEL, R., FERLAND, P., LUCOTTE, M., 1999, *Étude sur la production et l'émission de gaz à effet de serre par les réservoirs hydroélectriques de l'entreprise et de lacs Naturels*. In: Scientific Report, Direction principal Planification Stratégique, v. 2, Université Quebec, Montreal, 48p.
- FAN, S.M., WOFSY, S.C., BAKWIN, P.S., 1992, "Micrometeorological measurements of CH₄ and CO₂ exchange between the atmosphere and sub-Arctic tundra", *Journal of Geophysical Research*, v.97, pp 16627-16643.
- FEARNSIDE, P. M., 2002, "Greenhouse Gas Emissions from a Hydroelectric Reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the Energy Policy Implications", *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 133, pp 69-96.
- FECHNER, E.J., HEMOND, H.F., 1992, "Methane Transport and Oxidation in the Unsaturated Zone of a Sphagnum Peatland", *Global Biogeochemical Cycles*, v. 6, pp 36-44.
- FIEC, 2009, Disponível em: www.fiec.org.br. acesso em Janeiro 2009.

- FOWLER, D., DUYZER, J. H., 1989, "Micrometeorological Techniques for the Measurement of Trace Gas Exchange". In: *Exchange of Trace Gases between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere*, Andrae M.O., Schimel D.S., (eds). New York, USA, John Wiley & Sons, pp. 189-207.
- FRANKIGNOULLE, M., 1988, "Field measurements of air-sea CO₂ exchange", *Limnology and Oceanography*, v.33, n.3, pp 313-322.
- FRANKIGNOULLE, M., BOURGE, I., WOLLAST, R., 1996, "Atmospheric CO₂ fluxes in a highly polluted estuary (The Scheldt)", *Limnology and Oceanography*, v. 41, pp 65-369.
- FRANKIGNOULLE, M., ABRIL, G., BORGES, A., 1998, "Carbon Dioxide Emission from European Estuaries", *Science*, v. 282, pp 434-436.
- FURTADO, C.H.F., 2001, *Monitoramento de Gases Causadores de Efeito Estufa em Reservatórios de Usinas Hidroelétricas*. Tese de Mestrado, Departamento de Química Analítica/UNICAMP, Campinas – SP, 92 p.
- GAGNON, L., CHAMBERLAND, A., 1993, "Emissions from Hydroelectric Reservoirs and Comparison of Hydroelectricity, Natural Gas and Oil", *Ambio*, v. 22, n. 8, pp 568-569.
- GALCHENKO, V.F., LEIN, A., IVANOV, M., 1989, "Biological Sinks of Methane". In: *Exchange of Trace Gases between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere*, Andrae, M.O., Schimel, D.S., (eds.), New York, USA, John Wiley & Sons, pp. 59-71.
- GALY LACAUX, C., DELMAS, R., JAMBERT, C., DUMESTRE, J.F., LABROURE, L., RICHARD, S., GOSSE, P., 1997, "Gaseous Emissions and Oxygen Consumption in Hydroelectric Dams: A Case Study in French Guyana", *Global Biogeochemical Cycles*, v. 11, n. 4, pp 471-483.
- GARRELS, R.M., LERMAN, A., MACKENZIE, F.T., 1976, "Controls of atmospheric O₂ and CO₂: past, present, and future". *American Sciences*, v. 64, pp 306-315.

- GATTUSO, J. P.; FRANKIGNOULLE, M. & WOLLAST, R. 1998. Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics*. v.29, pp.405-434.
- GAVILÁN, P. BERENGENA, J. 2007. “Accuracy of the Bowen ration energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advection environment”. *Irrigation Science*, v. 29, pp. 127-140.
- GOSINK, T.A., 1992, “Air-water gas exchange. An empirical approach”, *The science of total environment*, v. 112, pp 221-231.
- GRACE, J., 2004, “Understanding and managing the global carbon cycle”, *Journal of Ecology*, v. 92, Issue 2, pp 189-202.
- GRAFODI, N. L., 2006, *Estudo dos Fluxos Superficiais de Vapor d'água na área da represa do Rio Manso/MT: Modelagem e Simulações*. Tese de Doutorado, UFMT, Cuiabá-MT, 102p.
- GRANELI, W.; LINDELL, M. & TRANVIK, L. 1996. “Photooxidative production of dissolved inorganic carbon in lakes of different humic content”. *Limnology and Oceanography*. v. 41, n.4, pp. 698-706.
- GRELLE, A., LINDROTH, A., 1996, “Eddy-Correlation System for Long-Term Monitoring of Fluxes of Heat, Water Vapor and CO₂”, *Global Change Biology*, v. 3, pp 297-307.
- GUÉRIN F., ABRIL G., SERÇA D., DELON C., RICHARD S., DELMAS R., TREMBLAY A., VARFALVY L., 2007, “Gas transfer velocities of CO₂ and CH₄ in a tropical reservoir and its river downstream”, *Journal of Marine System*, v. 66, pp 161-172.

- HELLSTEN, S.K., MARTIKINEN, P. and VAISANEN, T.S., 1996, *Measured Greenhouse Gas Emissions from two Hydropower Reservoirs in Northern Finland*. IAEA Advisory Group Meeting on Assessment of Greenhouse Gas Emissions from the Full Energy Chain for Hydropower, Nuclear Power and Other Energy Sources, Montreal, Canada, pp 1-12.
- HEMAKUMARA, H.M., CHANDRAPALA, C., MOENE, A.. 2003. “Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer”. *Agricultural Water Management*, . v. 58, pp. 109-122.
- HOPE, D., PALMER, S.M., BILLET, M.F., DAWSON, J.J.D., 2001, “Carbon dioxide and methane evasion from a temperate peatland stream”. *Limnology and Oceanography*, v. 46, n. 4, p. 847-857.
- HUNG, J. J., HUNG, P. Y., 2003, “Carbon and nutrient dynamics in a hypertrophic lagoon in southwestern Taiwan”, *Journal of Marine Systems*. v.42, pp. 97-114
- HUTTUNEN, J.T., VÄISÄNEN T.S., HEIKKIKINEN M., HELLSTEN S., NYKÄNEN H., NENONEN O., MARTIKAINEN P.J., 2002, “Fluxes of CH₄, CO₂, and N₂O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland”, *Global Biogeochemical Cycle*, v. 16, pp. 3.1-3.17 .
- HYDROLAB, 2004, Disponível em : <http://www.hydrolab.com> acesso em julho 2006.
- INNOVA, 2005. Disponível em : http://www.lumasense.dk/INNOVA-1412.gas_monitoring4.0.html. acesso em julho de 2005.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET), 1992, *Normais Climatológicas de 1961 a 1990*, Governo Federal, Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, Brasil, 89p.

- INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (IEA). Key Word Energy Stats., 2008. Disponível em: <http://www.iea.org>. acesso em maio 2009.
- IPCC., (2007) Climate Change: The IPCC Scientific Basis. WMO/UNEP, Cambridge University Press, Cambridge, U. K.
- JOHANSSON, M., 1999, *Turnover of Organic Matter in a Hydroelectric Reservoir – Especially the Carbon Exchange between the Atmosphere and Water*. M.sc. Thesis, Department of Earth Sciences, Uppsala University, Sweden.
- JONES, J.B., MULHOLLAND, P.J., 1998, “Methane Input and Evasion in a Hardwood Forest Streams: Effects of Subsurface Flow Shallow and Deep Pathways”, *Limnology and Oceanography*, v. 6, n. 43, pp 1243-1250.
- JUNK, W. J., 1985, The Amazon flood plain a sink or source for organic carbon? *Mitteilungen aus dem. Geologische-Palaontologischen Institut der Universitat Hamburg*, v. 58, p. 267-283, 1985.
- KELLER M., STALLARD R.F., 1994, “Methane emissions by bubbling from Gatun Lake, Panama”, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, pp 8307-8319.
- KELLY, C.A., BODALY, R.A., ROULET, N.P., 1997, “Increases in Fluxes of Greenhouse Gases and Methyl Mercury Following Flooding of an Experimental Reservoir”, *Environmental Science & Technology*, v. 31, pp 1334-1344.
- KEMENES, A., FORSBERG B.R., MELACK J.M., 2007, “Methane release below a tropical hydroelectric dam”, *Geophysical Research Letters*, v.34, pp 1-5.
- KIM, J., VERMA, S.B., BILLESBACH, D.P., 1998, “Diel variation in methane emission from a midlatitude prairie wetland: Significance of convective through flow in *Phragmites australis*”, *Journal of Geophysical Research*, v.103, pp 28029-28039.

- KLING, G.W., KIPPHUT, G.W., MILLER, M.C., 1992, "The Flux of CO₂ and CH₄ from Lakes and Rivers in Arctic Alaska", *Hydrobiologica*, v. 240, pp 23-36.
- KOYAMA, T., 1990, "Gases in Lakes, Their Production Mechanism and Degassing , (CH₄ and H₂) of the Earth". In: *Geochemistry of Gaseous Elements and Compounds*, Theophrastus Publications, S.A., Athens, Greece, pp 271-335.
- KREMER, J.N., NIXON, S.W., BUCKLEY, B., ROQUES, P., 2003, "Technical note: Conditions for using the floating chamber method to estimate air-water gas exchange", *Estuaries*, v. 26, pp 985-990.
- KJAERGAARD, J. H., CUENCA, R.H., PLAUBORG, F.C. 2007. "Long-term comparisons of net radiation calculation schemes". *Boundary- Layer Meteorology*. v. 123, pp. 417-431.
- LAMBERT, M., FRÉCHETTE, J.L., 2002, "Analytical Techniques for Measuring Fluxes of CO₂ and CH₄ from Hydroelectric Reservoirs and Natural Water Bodies". In: *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes:Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, 1ed, chapter 2, Tremblay, A., Varfalvy, L., Roehm, C., (eds.), Springer-Verlag.
- LIMA, I.B.T., MANZI, E.A., CARVALHO, J.C., OMETTO, J.P.H.B., RAMOS, F.M., STECH, J.L., NOVO, E.M.L.M., 2005, "Photoacoustic/dynamic chamber method for measuring greenhouse gas fluxes in hydroreservoirs". *Verhandlungen – Internationale Vereinigung Limnologie*, Stuttgart, v. 29, 603-606.
- LISS, P. S., SLATER, P.G., 1974, "Flux of Gases across the Air-Sea Interface", *Nature*, v. 247, pp 181-184.
- LIU, K. N. 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press. New York. 396 pp.

- LIOU, K. N. 2002. "Remote sensing, of three-dimensional inhomogeneous cirrus clouds using satellite and mm-wave cloud radar data". *Geophysical Research Letters*. 29(9). pp. 1340.
- MACYNTIRE, S., WANNINKHOF, R., CHANTON, J.P., 1995, "Trace gas exchange in freshwater and coastal marine environments". In: Mason P., Harris, R. (eds), *Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water (Methods in Ecology)*, 1 ed, chapter 3, Cambridge, Massachusetts, Blackwell Science, pp 52-97.
- MAROTTA, H., 2006, "Os fatores reguladores do metabolismo aquático e sua influência sobre o fluxo de dióxido de carbono entre os lagos e a atmosfera", *Oecologia Brasiliensis*, v. 10, n. 2, pp. 177-185.
- MATTHEWS, C. J. D., SAINT-LOUIS, V. L., HESSLEIN, R. H., 2003, "Comparison of three techniques used to measure diffusive gas exchange from sheltered aquatic surfaces", *Environmental Science Technology*, v.37, pp 772–780.
- MARTINS, O., PROBST, J.L., 1991. "Biogeochemistry of Major African Rivers: Carbon and Mineral Transports". In: Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E. (eds.), *Biogeochem. of Major World Rivers*, SCOPE, chapter 6. J. Wiley and Sons Ltd, pp. 129–157.
- MCAULIFFE, C., 1971, "GC determination of solutes by multiple phase equilibrium", *Chemica. Technology*. v.1, pp. 46–51.
- MERLIVAT, L., ETCHETO, J., 1998, "Satellite determination of the carbon-dioxide exchange coefficient at the ocean-atmosphere interface – a 1st step", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 93, (c12), pp 15669.
- MIKKELA, C., SUNDH, I., EILERTSSON, J., 1992, *Methane Emissions from a Swedish Peatland Area: Temporal and Spatial Variation*. Proceedings International Peat Congress, Uppsala, Sweden.

- MINNIS, P., 1993, “Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption”, *Science*, v. 259, pp 1411-1415.
- MIRANDA, A.C., MIRANDA, H.S., LLOYD, J., 1996, “Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil”. In: *Amazonian deforestation and Climate*, GASH, J.H.C., (ed.), pp. 353-363, John Wiley & Sons.
- MIYATA, A., LEUNING, R., DENMEAD, O T., 2000, “Carbon dioxide and methane fluxes from an intermittently flooded paddy field”, *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 102, pp 287-303.
- MOLOT, L. A., DILLON, P.J., 1996, “Storage of Terrestrial Carbon in Boreal Lake Sediments and Evasion to the Atmosphere”, *Global Biogeochemical Cycles*, v. 10, n. 3, pp 483-492.
- NOAA, 2009, National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponível em: ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/co2/trends/co2_mm_mlo.txt. acesso em Agosto de 2009
- OKE, T.R.. 2005. *Boundary Layer Climate*. New York. EUA. Methuen & Co. Ltd.
- PERSSON, K., 1997, “Vattenkraftsmagasins Paverkan på Koltransporten; Simulering av Kolbudget och Matning av Sjosediment i Tjaktjajaure”. B. Sc. Thesis. Department of Earth Sciences, Uppsala University, 67 p.
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD, D., BARKOV N.I., BARNOLA J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., 1999, “Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core Antarctica”, *Nature*, v. 399, pp 429-436.
- PHELPS, A.R., PETERSON, K.M., Jeffries, M.O., 1998, “Methane Efflux from High-Latitude Lakes During Ice Melt”, *Journal of Geophysical Research –Atmosphere*, n. 3, v. 22, pp 29029-29036.

- PINTO-COELHO, R.M., 2000, *Fundamentos em Ecologia*, Editora Artmed, 256 p., ISBN-10: 8573076291.
- PNE, 2007, *Plano Nacional de Energia 2030*, Ministério de Minas e Energia Empresa de Pesquisa Energética. Brasília, 210p.
- PNMC, 2008, Plano Nacional sobre Mudanças do Clima. Comitê Interministerial sobre Mudança do Clima, Brasília. Disponível em <http://www.mma.gov.br>. acesso em fevereiro de 2009.
- PRUEGER, J. H., KRUSTAS, W. P., HIPPS, L. Z. 2004. “Aerodynamic parameters and sensible heat flux estimates for a semi-arid ecosystem”. *Journal of Arid Environment*. v. 57, pp. 87-100.
- RAMAL, P.S., HESSLEIN, R.H., HECKY, R.E., 1994, “The Organic Carbon Budget of a Shallow Arctic Tundra Lake on the Tuktoyatuk Peninsula, N.W.T.”, *Canada. Biogeochemistry*, v. 24, pp 145-172.
- RASERA, M. F. F. L., 2005, *O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono*, Tese de Doutorado, USP, Piracicaba, São Paulo, Brasil. 69p.
- RAYMOND, P.A., CARACO, N.F., COLE, J.J., 1997, “CO₂ Concentration and Atmospheric Flux in the Hudson River”, *Estuaries*, v. 20, pp 383-358.
- REEBURGH, W.S., ALPERIN, M.J., 1988, “Studies on Anaerobic Methane Oxidation”, *Mitt. Geol. Paleontol. Inst, Univ. Hamburg, Sonderband*, v. 66, pp 367-375.
- RIBEIRO, F. L. B. ; GALEÃO, A. C. ; LANDAU, L., 2001, “Edge-based Finite Element Method for Shallow Water Equations”. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, v. 36, n. 6, pp. 659-685.

- RICHEY, J.E., VICTORIA, R.L., SALATI, E., FORSBERG, B.R., 1991, “The biogeochemistry of a major river system: The Amazon case study”. In: *Biogeochemistry of major world rivers*, eds, E. T. Degens, S. Kempe and J. E. Richey, John Wiley and Sons, New York, pp. 57-74.
- RICHEY, J. E., MELACK, J. M., AUFDENKAMPE, A. K., BALLESTER, V. M., HESS, L. L., 2002, “Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂”, *Nature*, v. 416, pp 617-620.
- ROEHM, C., TREMBLAY, A., 2006, “Role of turbines in the carbon dioxide emissions from two boreal reservoirs, Québec, Canada, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v.111, D24101, doi:10.1029/2006JD007292.
- ROSA, L. P., SCHAEFFER, R., SANTOS, M.A., 1994, *Projeto Ambiental das Hidrelétricas na Amazônia: Emissões de Metano e Dióxido de Carbono de Hidrelétricas na Amazônia Comparadas às de Termelétricas Equivalentes*. RELAT 01Elet/94, PPE, ELETROBRÁS, através do Convênio ECV-626/92, SETEMBRO/1994.
- ROSA, L.P., MATVIENKO, B., SANTOS, M.A., SIKAR, E., 2002a, *Emissões de Dióxido de Carbono e de Metano pelos Reservatórios Hidrelétricos Brasileiros*, Projeto BRA/95/G31, PNUD/ELETROBRÁS/MCT, Relatório de Referência.
- ROSA, L.P., SIKAR, B.M., SANTOS, M.A., *et al.*, 2002b, *Emissões de Gases de Efeito Estufa Derivados de Reservatórios Hidrelétricos – Monitoramento e Treinamento de Técnicos do Setor Elétrico Brasileiro*. In: Relatório Final, Projeto PPE 1486 – ANEEL/MCT/PNUD.
- ROSA L. P., DOS SANTOS M.A., MATVIENKO B., SIKAR E., LOURENÇO R.S.M., MENEZES C.F., 2003, “Biogenic gas production from major Amazon reservoirs, Brazil”, *Hydrological Process*, v. 17, pp. 1443- 1450.

- ROSA, S. E. S.; GOMES, G. L., 2004, “O pico de HUBERT e o futuro da produção mundial de petróleo”, *Revista do BNDES*. Rio de Janeiro, v. 11, n. 22, pp. 21-49
- ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L., VERMA, S.B. 1983. *Microclimate: the biological environment*. 2 Ed. , Nebraska, John Wiley & Sons.
- RUDD, J. W.M., HARRIS, R.; KELLY, C.A., HECKY, R.E., 1993, “Are Hydroelectric Reservoirs Significant Sources of Greenhouse Gas?”, *Ambio*, v. 22, pp 246-248.
- SANTOS, M.A., 2000, *Inventário das Emissões de Gases de Efeito Estufa Derivados de Hidrelétricas*. Tese de Doutorado, PPE/COPPE/UFRJ, 154 p.
- SANTOS, M.A., MATVIENKO, B., MADDOCK, J.E.L., *et al.*, 2003, *Ciclo do Carbono e Emissões de Gases de Efeito Estufa derivadas do Reservatório Hidrelétrico de Ribeirão das Lajes – LIGHT* In: Relatório Final, Projeto IVIG 3856 – LIGHT , Rio de Janeiro, RJ
- SANTOS, M. A., 2005, *Global Warming and Hydroelectric Reservoirs*, 1. ed, Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, v. 1. 196 p.
- SANTOS, E. O., 2006, *Contabilização das Emissões Líquidas de Gases de Efeito Estufa de Hidrelétricas: Uma Análise Comparativa entre Ambientes Naturais e Reservatórios Hidrelétricos*. Tese de Doutorado, PPE/COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 165p.
- SANTOS, M.A., ROSA L.P., SIKAR B., SIKAR E., DOS SANTOS E.D., 2006, “Gross greenhouse gas emissions from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants”, *Energy Policy*, v. 34, pp 481-488.
- SANTOS E. O., ROSA, L.P., SANTOS, M.A., 2002, “Técnicas de Medida e Análise de Gases de Efeito Estufa em Reservatórios Hidrelétricos Brasileiros”. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia: A Meteorologia e a Gestão da Energia, Foz do Iguaçu.. SÃO PAULO, SBMET, pp. 1326-1336.

- SANTOS, E.M., FAGA, M.T.W., BARUFI, C.B., POULALLION, P.L., 2007, “Gás natural: a construção de uma nova civilização”, *Estudos. Avançados*, vol.21, n.59, pp 67-90
- SELLERS, P., HESSLEIN, R.H., KELLY, C.A., 1995a, “Continuous measurement of CO₂ gas flux across the air-water interface”, *Plant, Cell and Environmental*, v.8, pp 387-398.
- SELLERS, P., HESSLEIN, R.H., KELLY, C.A., 1995b, “Continuous measurement of CO₂ for estimation of air-water fluxes in lakes: an *in situ* technique”, *Limnology and Oceanography*, v.3, n. 40, pp 577-581.
- SIKAR, E., SANTOS M.A., MATVIENKO B., SILVA M.B., ROCHA C.H., SANTOS E., BENTES JUNIOR A.P., ROSA L. P., 2005, “Greenhouse gases and initial findings on the carbon circulation in two reservoirs and their watersheds”. In: *Verh. International Verein Limnology*, v. 29, pp 573-576, Stuttgart.
- SILVA, M., 2000, “Mudança Climática: Desafios e Oportunidades”. In: *As mudanças climáticas globais e os ecossistemas brasileiros*, Moreira, A.G., Schwartzman, S. (Eds.), IPAM/WHRC/Environmental Defense, pp 9-10.
- SIMPSON, D., GUENTHER, A., HEWITT, C.N. *et al.*, 1995, “Biogenic emissions in Europe 1: estimates and uncertainties”, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, (D11), pp 22.875–22.890.
- SKIRROW G., 1975, “The dissolved gases-carbon dioxide”. *Chemical Oceanography*, eds. J. P. Riley and G.Skirrow, Academic Press.v. 2, pp. 1-192.
- SOBEK, S.; TRANVIK, L. J. & COLE, J. J. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochemical Cycles*. v.19, n.2, GB2003.
- SONDOTÉCNICA S. A. *Diagnóstico da Qualidade da Água da Área de Influência do APM Manso/Fase Rio*. Relatório Final, APM-07-0014 RE, Rio de Janeiro – RJ, 2000.

- SOUMIS, N., DUCHEMIN E., CANUEL R., LUCOTTE M., 2004, “Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States”, *Global Biogeochemical Cycles*, v. 18: doi: 10. 1029/2003GB002 197.
- STRIEGL, R.G., MICHMERHVIZEN, C.M., 1998, “Hydrologic influence on methane and carbon dioxide dynamics at two north-central Minnesota lakes”, *Limnology and Oceanography*, n.43, pp 1519-1529.
- STUMM, W., MORGAN, J. J., 1996, *Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters*. 3 edição. U.S.A.: John Wiley and Sons. 1022p.
- STUIVER, M. & QUAY, P. D. - 1980 – “Changes in atmospheric carbon-14 attributed to a variable Sun”. *Science*, v. 207, n. 4426, pp.11-19.
- SVENSSON, B. S., 1996, “Hydropower and the greenhouse effect: a Swedish perspective”, IAEA advisory group meeting on assessment of greenhouse gas emissions from the full energy chain for hydropower, nuclear power and other energy sources, 12-14 Março.
- SVENSSON, B. S., ERICSSON, S.O., 1993, “Does hydroelectric power increase global warming?”, *Ambio*, v. 22, n. 8, pp 569-570.
- TAKAHASHI, T., *et al.*, 2002, “Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects”, *Deep-Sea Research*, Part II, 49 (9-10), pp 1601-1622.
- THERRIEN, J., TREMBLAY A., JACQUES R., 2005, “CO₂ emissions from semi-arid reservoirs and natural aquatic ecosystems”. In A. Tremblay, Louis Varfalvy, Charlotte Roehm, Michelle Garneau. (eds), *Greenhouse gas emissions: fluxes and processes, hydroelectric reservoirs and natural environments*, chapter 9, Environmental Science Series, Springer, New York, 732p.

- TOLMASQUIM, M.T., 2005, *Geração de energia elétrica no Brasil*. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, v. 1, 198p.
- TONNI E., CIONE, A., PASQUALI, R., 1998, “Los climas del cuaternario: Causas y consecuencias”, *Ciencia Hoy*, v. 8, n. 45.
- TREMBLAY, L. VARFALVY, C. ROEHM AND M. GARNEAU, (eds.), 2005, Greenhouse gas emissions: fluxes and processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Environmental Science Series, Springer, New York, 732p.
- TREMBLAY, A., BASTIEN, J., 2009, “Greenhouse gases fluxes from a new reservoir and natural water bodies in Québec, Canada”. In: *Verh. International Verein Limnology*, v. 30, Part 6, pp 866-869.
- TUCCI, C. E. M.; HESPANHOL, I.; CORDEIRO, O. M., 2000. “Cenários da gestão de águas no Brasil: uma contribuição para a “visão mundial da água””, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos-RBRH*, v. 5, n.3, pp 31-43.
- UNESCO/IHA, 2009, *The UNESCO/IHA Measurement specification guidance for evaluating the GHG status of man-made freshwater reservoirs. UNESCO/IHA greenhouse gas (GHG) research project*.
- UNFCCC,1994, United Nations Framework Convention On Climate Change, disponível em [:http://unfccc.int/essential_background/convention/background/items/_2536.php](http://unfccc.int/essential_background/convention/background/items/_2536.php)., acesso em julho de 2009.
- UOSRML, 2009, University of Oregon – Solar Radiation Monitoring Laboratory, disponível em: <http://solardat.uoregon.edu>, acesso em julho de 2007.

- VAISÄNEN, T.P., MARTIKAINEN, S.K., HELLSTEN, A., 1996, *Importance of greenhouse gas emissions from Finnish hydropower production compared to other sources of electricity, with the Kemijoki Water Body as an Example*. IAEA advisory group meeting on assessment of greenhouse gas emissions from the full energy chain for hydropower, nuclear power and other energy sources, Montreal, Canada, 12-14 March.
- VAREJÃO, M.A.S., 2001, *Meteorologia e climatologia*. Brasília. INMET. Gráfica e Editora Stilo, 532p.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. 2005 Meteorologia e climatologia. Versão digital. 516 pp., disponível em http://www.agritempo.gov.br/tmp/Meteorologia_Climatologia.pdf.
- VERÍSSIMO, M.E.Z., 2003, *Algumas considerações sobre o aquecimento global e suas repercussões*. Terra Livre, São Paulo, Ano 19, v. 1, n. 20, pp 137-143.
- VIANELLO, R. L., ALVES, A. R., 2000, *Meteorologia básica e aplicações*, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa- MG. 449p.
- WADA, E., LEE, J.A., KIMURA, M., 1991, “Gas exchange in ecosystems: framework and case studies”, *Japanese Journal of Limnology*, v. 52, n. 4, pp. 263-281.
- WANNINKHOF, R.H., LEDWEL, J., CRUSIUS, J., 1991a, “Air-water mass transfer”, *American Society of Civil Engineering*, pp 413-431.
- WANNINKHOF, R., LEDWELL, J. CRUSIUS, J., 1991b, “Gas transfer velocities on lakes measured with sulfur hexafluoride”. In: “Air-Water Mass Transfer”, editors S.C. Wilhelms e J.S. Gulliver, American Society of Civil Engineers, New York 441-455.
- WANNINKHOF, R., KNOX, M., 1996, “Chemical enhancement of CO₂ exchange in natural waters”, *Limnology and Oceanography*, v. 41, (4), pp 689-697.

- WEART, S. R., 1997, “The Discovery of the risk of global warming”, *Physics Today*, v. 50 (1), pp 34-40.
- WHALEN, S.C., REEBURGH, W.S., BARBER, V.A., 1992, “Oxidation of methane in boreal forest soils: a comparison of seven measures”, *Biogeochemistry*, v. 16, pp 181-211.
- WHITEHEAD, P.G., 2009, “Modelling impacts of climate and environmental change on freshwater ecosystems”, *Hydrology Research*, v. 40, n. 2-3, pp. 93-95.
- WHITMAN, W.G., 1923, “A preliminary confirmation of the two film theory of gas absorption”, *Chemical Metallurgy Engineering.*, n. 26, pp. 146-148.
- WIKIPEDIA., 2009, Radiação eletromagnética, disponível em http://pt.wikipedia.org/wiki/Radiação_eletromagnética, acesso em agosto de 2009.
- WMO., 1995, *The global climate system review*, WMO-Nº 819, 28-29.
- YAVITT, J.B., WIEDER, R.K., LANG, G.E., 1993, “CO₂ and CH₄ Dynamics of a sphagnum-dominated peatland in West Virginia”, *Global Biogeochemical Cycles*, v. 7, pp 259-274.

ANEXOS

ANEXO A

TABELAS ENCONTRADAS EM SANTOS (2006), UTILIZADAS PARA A CONFECÇÃO DOS GRÁFICOS ENCONTRADOS NAS FIGURAS 2.17 E 2.18.

Tabela A1 - Fluxos de metano em reservatórios hidrelétricos na região boreal.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------|---|--|--|---|
| British-Columbia/Canadá | Câmara de Dinâmica | 56 | 42,1 | -6,8 | 347,7 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Manitoba-Ontario/Canadá | Câmara de Dinâmica | 25 | 11,6 | -756,8 | 629,5 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Québec/Canadá | Câmara de Dinâmica | 520 | 8,8 | -25,7 | 724,9 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Quebec/Canadá | ... | 27 | 44 | 2 | 110 | Duchemin et al (1995) |
| La Grande-2 - Quebec/Canadá | Câmara Estática | 374 | 8 | 2,5 | 10 | Duchemin et al (1999) |
| Laforge 1- Quebec/Canadá | Equação da Camada Limite | 137 | 0,8 | 0,0 | 2,5 | Duchemin et al (1999) |
| Norte/Canadá | ... | ... | ... | 30 | 57 | Lucotte et al. (1997) apud TREMBLAY et al. (2005) |
| Notigi - Manitoba/Canadá | ... | ... | 20,3 | ... | ... | Rudd et al. (1993) apud TREMBLAY et al. (2005a) |
| Baía James/Canadá | ... | ... | ... | 15 | 30 | Rudd et al. (1993) apud TREMBLAY et al. (2005a) |

Continuação da tabela A1...

| | | | | | | |
|-------------------------------|-----------------------|-----|-------|------|-------|--|
| Robert-Bourassa/Quebec/Canadá | ... | ... | 12,5 | 2,5 | 10 | Weissenberger et al. (1999) apud Tremblay et al. (2005a) |
| Robert-Bourassa/Quebec/Canadá | ... | ... | 115 | 40 | 1.075 | Weissenberger et al. (1999) apud Tremblay et al. (2005a) |
| Lokka/Finlândia | ... | ... | 300 | 0 | 540 | Kortelainen, P. (1999) |
| Porttipahta/Finlândia | ... | ... | 26 | ... | ... | Kortelainen, P. (1999) |
| Lokka/Finlândia | Câmara Estática | 162 | 22,81 | -0,4 | 244 | Huttunen et al. (2002) |
| Porttipahta/Finlândia | Câmara Estática | 26 | 3,5 | -6,2 | 7,6 | Huttunen et al. (2002) |
| Lokka/Finlândia | Câmara Estática/Funis | 75 | 79 | 11 | 250 | Hellsten et al. (1996) |
| Porttipahta/Finlândia | Câmara Estática/Funis | 75 | 13 | 12 | 15 | Hellsten et al. (1996) |

... Informação ausente **Fonte: Santos (2006).**

Tabela A2 - Fluxos de CH₄ em reservatórios hidrelétricos na região temperada.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|------------------------------|--------------------|--------------------|---|--|--|---|
| Oroville/EUA | Câmara de Dinâmica | ... | 5,3 | 3,2 | 9,5 | Soumis et al. (2004) |
| Dillon Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 14 | 21 | 12 | 60 | Smith & Lews (1992) apud St-Louis et al. (2000) |
| Nelson Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 570 | 6 | 5 | 6 | St-Louis et al. (2000) |
| Tigercat Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 570 | 11 | 9 | 12 | St-Louis et al. (2000) |
| Chippewa Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 570 | 7 | 6 | 8 | St-Louis et al. (2000) |
| Moose Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 570 | 3 | ... | ... | St-Louis et al. (2000) |

... Informação ausente. **Fonte: Santos (2006).**

Tabela A3 - Fluxos de CH₄ em reservatórios hidrelétricos na região tropical.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|-------------------------|--------------------------|--------------------|---|--|--|-----------------------|
| Ribeirão das Lajes/RJ | Câmara de Difusão, Funis | 68 | 12,67 | 10,44 | 14,90 | Santos et al. (2003) |
| Miranda/MG/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 70 | 18,5 | 73,28 | 14,83 | Rosa et al. (2002a) |
| Miranda/MG/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 80 | 154,15 | 18,48 | 233,26 | Rosa et al. (2002b) |
| Xingó/AL-SE/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 140 | 28,5 | 4,58 | 33,12 | Rosa et al. (2002a) |
| Xingó/AL-SE/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 59 | 40,09 | 29,99 | 50,2 | Rosa et al. (2002b) |
| Manso/MT/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 93 | 82,2 | 69,8 | 99,8 | Santos et al. (2004b) |
| Serra da Mesa/GO/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 123 | 83,23 | 8,52 | 157,52 | Santos et al. (2004b) |
| Serra da Mesa/GO/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 117 | 84,24 | 51,18 | 117,3 | Rosa et al. (2002a) |
| Três Marias/MG/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 71 | 196,28 | 64,34 | 328,21 | Rosa et al. (2002a) |
| Barra Bonita/SP/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 48 | 20,89 | 19,18 | 22,6 | Rosa et al. (2002a) |
| Segredo/PR/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 74 | 8,78 | 7,58 | 9,98 | Rosa et al. (2002a) |
| Samuel/RO/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 43 | 104,02 | 24,44 | 183,6 | Rosa et al. (2002a) |
| Tucuruí/PA/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 45 | 109,36 | 13,37 | 205,36 | Rosa et al. (2002a) |

Continuação da tabela A3...

| | | | | | | |
|-----------------------------|--------------------------|-----|-------|------|-------|---------------------------|
| Tucuruí/PA/Brasil | Câmara Estática, FID | 32 | 75 | 14 | 233 | Lima & Novo (1999) |
| Itaipú/PR/Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 62 | 10,7 | 8,5 | 12,84 | Rosa et al. (2002a) |
| Curua-Uná/PA/Brasil | Câmara de Difusão | ... | 81 | 12 | 65 | Duchemin et al.(2000) |
| Curua-Uná/PA/Brasil | Câmara de Difusão | ... | 11,34 | 1,37 | 21,3 | Rosa et al (1997) |
| Petit Saut, Guiana Francesa | Câmara de Difusão | 40 | 823,9 | 23,5 | 3.240 | Galy-Lacaux et al. (1997) |
| Gatum Lake/Panamá | Câmara de Difusão, Funis | 350 | 537 | 59 | 1.310 | Keller & Stallard (1994) |

... Informação ausente. **Fonte: Santos (2006)**

Tabela A4 - Fluxos de dióxido de carbono em reservatórios hidrelétricos na região boreal.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|-----------------------------|--------------------------|--------------------|---|--|--|---|
| British-Columbia/Canadá | Câmara de Dinâmica | 105 | 198 | -1.786 | 3.666 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Manitoba-Ontario/Canadá | Câmara de Dinâmica | 56 | 4.086 | -464 | 11.670 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Québec/Canadá | Câmara de Dinâmica | 870 | 1.508 | -3.408 | 16.720 | TREMBLAY et al. (2005) |
| New Foundland/Canadá | Câmara de Dinâmica | 131 | 2.089 | 361 | 4.993 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Canadá | Câmara de Difusão/NDIR | ... | 1.350 | 980 | 3.300 | Lambert & Fréchette (2005) |
| Canadá | ... | ... | - | 530 | 2.200 | St-Louis et al. (2000) |
| Gouin/Canadá | ... | ... | 1.165 | ... | ... | Duchemin et al (1999) |
| Manic 5/Canadá | ... | ... | 1.170 | ... | ... | Duchemin et al (1999) |
| Canadá | ... | ... | 1.875 | -3.409 | 16.721 | Tremblay et al. (2005a) |
| Quebec/Canadá | ... | 27 | 1.150 | 150 | 3.000 | Duchemin et al (1995) |
| Quebec/Canadá | ... | ... | ... | 980 | 3.300 | Duchemin et al (1995) |
| La Grande-2 - Quebec/Canadá | Câmara Estática | 298 | 1.200 | 1.800 | 2.500 | Duchemin et al (1999) |
| Laforge 1- Quebec/Canadá | Equação da Camada Limite | 134 | 1.500 | 0 | 950 | Duchemin et al (1999) |
| Norte/Canadá | ... | ... | ... | 5.200 | 5.500 | Lucotte et al. (1997) apud TREMBLAY et al. (2005) |
| Baía James/Canadá | ... | ... | ... | 450 | 1.800 | Rudd et al. (1993) apud TREMBLAY et al. (2005) |

Continuação da tabela A4...

| | | | | | | |
|--------------------------|-----------------------|-----|-------|-------|--------|--|
| Quebec/Canadá | ... | ... | 1.900 | 0 | 1.900 | Weissenberger et al. (1999) apud TREMBLAY et al. (2005) |
| Quebec/Canadá | ... | ... | 1.730 | 30 | 10.700 | Weissenberger et al. (1999) apud TREMBLAY et al. (2005) |
| Canadá | Câmara de Dinâmica | ... | ... | -852 | 1.402 | TREMBLAY et al. (2005) |
| Norte/Suécia | ... | ... | 128 | ... | ... | Bergstrom et al. (2004) |
| L. Skinnmuddselet/Suécia | Fluxo Gradiente/IRGA | 84 | 1.095 | ... | ... | Aberg et al. (2004) |
| Lokka/Finlândia | Câmara Estática/Funis | 75 | 2.000 | 770. | 3.400 | Hellsten et al. (1996) |
| Porttipahta/Finlândia | Câmara Estática/Funis | 75 | 2.100 | 1.360 | 3.300 | Hellsten et al. (1996) |
| Lokka/Finlândia | ... | ... | 1.700 | ... | ... | Kortelainen (1999) |
| Porttipahta/Finlândia | ... | ... | 4.080 | ... | ... | Kortelainen (1999) |
| Lokka/Finlândia | Câmara Estática | 162 | 63,4 | -32 | 255 | Huttunen et al. (2002) |
| Porttipahta/Finlândia | Câmara Estática | 26 | 64 | 54 | 144 | Huttunen et al. (2002) |

... Informação ausente. **Fonte: Santos (2006)**

Tabela A5 - Fluxos de CO₂ em reservatórios hidrelétricos na região temperada.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|----------------------------|--------------------|--------------------|---|--|--|------------------------|
| Oroville/EUA | Câmara de Dinâmica | ... | 1.024 | ... | ... | Soumis et al. (2004) |
| Shasta/EUA | Câmara de Dinâmica | ... | 1.247 | ... | ... | Soumis et al. (2004) |
| Arizona/EUA | Câmara de Dinâmica | 96 | 448,6 | -1.116 | 3.104 | Therrien et al. (2005) |
| Arizona-Califórnia/EUA | Câmara de Dinâmica | 6 | 2.092,0 | ... | ... | Therrien et al. (2005) |
| Arizona-Nevada/EUA | Câmara de Dinâmica | 3 | 1.154,0 | ... | ... | Therrien et al. (2005) |
| Novo México/EUA | Câmara de Dinâmica | 84 | 792,9 | -341 | 2.436 | Therrien et al. (2005) |
| Utah/EUA | Câmara de Dinâmica | 63 | 662,4 | -289 | 1.908 | Therrien et al. (2005) |
| Nelson Lake, Wisconsin/EUA | Câmara de Dinâmica | 570 | 664 | 180 | 1.400 | St-Louis et al. (2000) |
| Roosevelt/EUA | ... | ... | ... | -1.195 | -349 | Soumis et al. (2004) |

... Informação ausente. **Fonte: Santos (2006)**

Tabela A6 - Fluxos de CO₂ em reservatórios hidrelétricos na região tropical.

| Localização | Método | Numero de Amostras | Média (mg m ⁻² d ⁻¹) | Mínima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Máxima (mg m ⁻² d ⁻¹) | Referência |
|-------------------------|--------------------------|--------------------|---|--|--|---------------------|
| Três Marias/MG-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 71 | 1.117 | -139 | 2.373 | Rosa et al. (2002a) |
| Barra Bonita/SP-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 48 | 3.985 | 1.537 | 6.434 | Rosa et al. (2002a) |
| Segredo/PR-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 74 | 2.695 | 601 | 4.790 | Rosa et al. (2002a) |
| Xingó/AL-SE-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 59 | 6.138 | 2.440 | 9.837 | Rosa et al. (2002a) |
| Xingó/AL-SE | Câmara de Difusão, Funis | 140 | 2.719 | -7.190 | 19.283 | Rosa et al. (2002b) |
| Samuel/RO-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 43 | 7.448 | 6.808 | 8.088 | Rosa et al. (2002a) |
| Tucuruí/PA-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 45 | 8.475 | 6.516 | 10.433 | Rosa et al. (2002a) |
| Itaipú/PR-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 62 | 171 | -864 | 1.205 | Rosa et al. (2002a) |
| Miranda/MG-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 80 | 4.388 | 3.796 | 4.980 | Rosa et al. (2002a) |
| Miranda/MG | Câmara de Difusão, Funis | 70 | -5.728 | -11.934 | -1.291 | Rosa et al. (2002b) |
| Curua-Uná/PA-Brasil | Câmara de Difusão | ... | 67,4 | 0,51 | 134,3 | Rosa et al (1997) |
| Serra da Mesa/GO-Brasil | Câmara de Difusão, Funis | 117 | 2.654 | 1.335 | 3.973 | Rosa et al. (2002a) |

Continuação da tabela A6...

| | | | | | | |
|-----------------------------|--------------------------|-----|-------|--------|--------|---------------------------|
| Serra da Mesa/GO | Câmara de Difusão, Funis | 123 | 2.018 | 1.210 | 2.750 | Santos et al. (2004b) |
| Ribeirão das Lajes/RJ | Câmara de Difusão, Funis | 68 | 81,24 | -43,4 | 205,9 | Santos et al. (2003) |
| Manso/MT | Câmara de Difusão, Funis | 93 | 1.116 | -1.345 | 4.346 | Santos et al. (2004b) |
| Gatum Lake/Panamá | ... | ... | 3.050 | 1.100 | 5.000 | Therrien (2003) |
| Petit Saut, Guiana Francesa | ... | ... | 4.692 | 203 | 14.664 | Therrien (2004) |
| Petit Saut, Guiana Francesa | ... | ... | 4.520 | 120 | 12.285 | Varfalvy (2005) |
| Petit Saut, Guiana Francesa | Câmara Dinâmica | 10 | 5.418 | 1.296 | 10.248 | Galy-Lacaux et al. (1997) |

... Informação ausente. **Fonte: Santos (2006)**

ANEXO B

CARACTERIZAÇÃO DOS RESERVATÓRIOS HIDRELÉTRICOS ESTUDADOS

- Reservatório de Corumbá

A usina hidrelétrica de Corumbá, inaugurada em setembro de 1987, está situada no Rio Corumbá, distante cerca de 30 km da cidade de Caldas Novas, em Goiás. Ela tem potência instalada de 375 MW (3 X 125 MW) dividida em três unidades geradoras.

O reservatório alagou uma área de 65 km², tendo um volume total de 1,525 bilhões de m³. O lago formado pelo reservatório representa uma nova opção de turismo para a região. São 65 km², propiciando a prática de diversos esportes aquáticos (Figura B1). (Furnas, 2004).

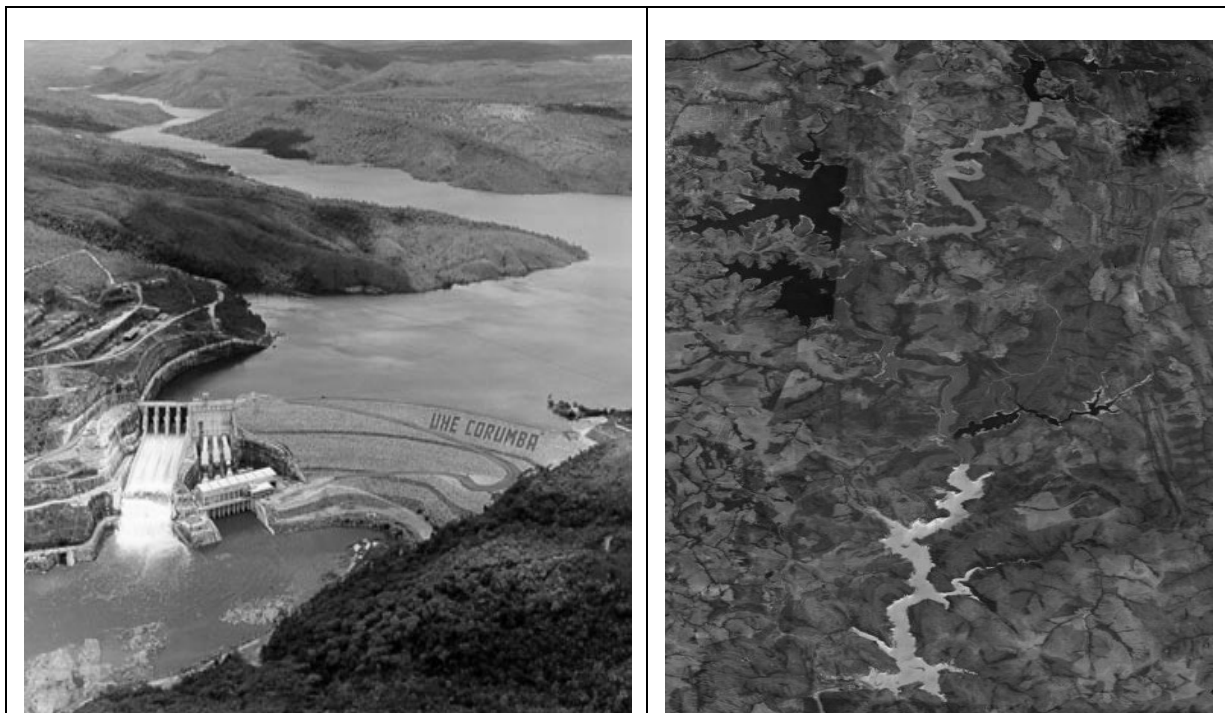


Figura B1– Barragem da usina hidrelétrica de Corumbá (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Corumbá (direita). (Fonte: <http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/> em fevereiro de 2006 e Google Earth, 2006).

- Reservatório de Luiz Carlos Barreto de Carvalho - Estreito

É uma das cinco usinas de FURNAS com potência superior a 1.000 MW. Em 1962, foi dada a FURNAS a incumbência de concluir os estudos de viabilidade da Usina de Estreito (antiga denominação). Sua construção foi iniciada em 1963, coincidindo com o início da operação comercial da Usina de Furnas. Sua primeira unidade foi colocada em operação em março de 1969.

O reservatório de Luiz Carlos Barreto de Carvalho opera, normalmente, num nível quase constante, graças à regularização proporcionada pela Usina de Furnas à montante. A Usina está localizada no município de Pedregulho, próximo à cidade de Franca, em São Paulo, e possui seis turbinas, totalizando 1.050 MW de capacidade total instalada (Figura B2). Seu reservatório inundou uma área de 46,7 km², e tem um volume total de 1,42 bilhões de m³.



Figura B2 – Barragem da usina hidrelétrica de Estreito (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Estreito (direita). (Fonte: [http://www .furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/](http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/) em fevereiro de 2006 e Google Earth, 2006).

- Reservatório de Mascarenhas de Moraes - Peixoto

A Usina Hidrelétrica de Peixoto está localizada no Rio Grande, entre os municípios de Cássia e São João Batista da Glória em Minas Gerais (Figura B3).

Localizada entre as usinas de Furnas (a montante) e de Estreito (a jusante), a Usina de Peixoto está entre 2 grandes complexos energéticos. Posteriormente, a regularização das vazões do rio Grande, realizada, sobretudo, pela Usina de Furnas, permitiu que mais unidades fossem instaladas e, em 1968, a então Usina de Peixoto alcançou sua capacidade final de 476 MW, com dez unidades geradoras.

A área inundada pelo reservatório é de 250 km², tendo um volume total de 4,04 bilhões de m³. Em dezembro do mesmo ano, Peixoto recebeu nova denominação: Usina Marechal Mascarenhas de Moraes. Somente em 1º de agosto de 1973, por determinação da Eletrobrás, a usina passou a ser operada por FURNAS.

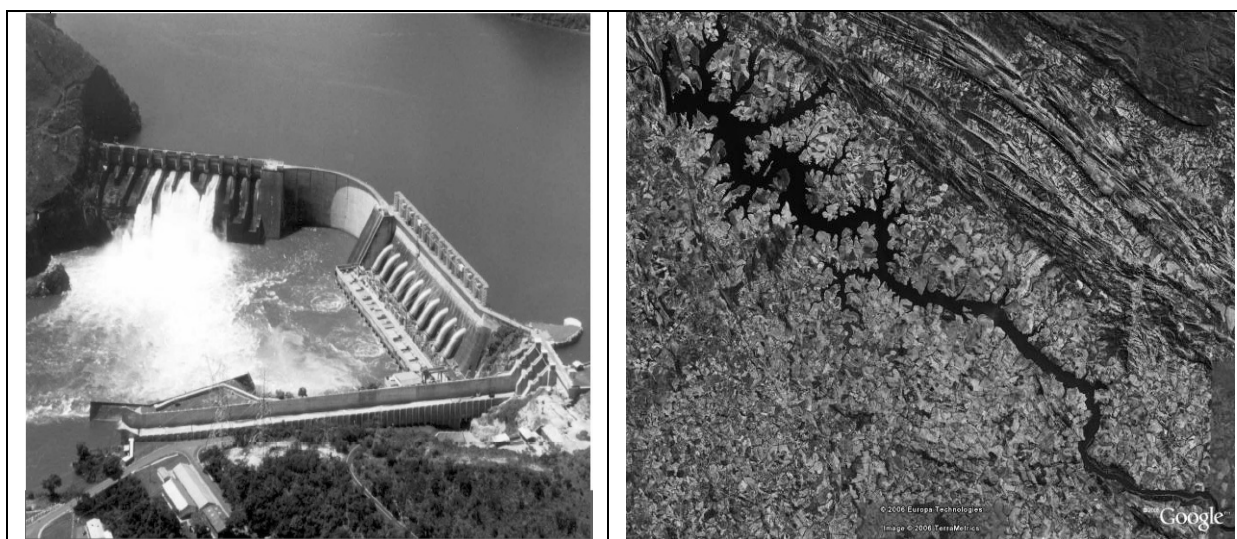


Figura B3 – Barragem da usina hidrelétrica de Peixoto (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Peixoto (direita).(Fonte: Furnas, 2002 e Google Earth, 2006).

- Reservatório de Furnas

A Usina Hidrelétrica de Furnas foi a primeira usina construída por Furnas, da qual herdou o nome. A barragem está localizada no curso médio do rio Grande, no trecho denominado "Corredeiras das Furnas", entre os municípios de São José da Barra e São João Batista do Glória, em Minas Gerais (Figura B4).



Figura B4 – Barragem da usina hidrelétrica de Furnas (esquerda) e imagem de satélite do reservatório de Furnas (direita). (Fonte: <http://www.furnas.com.br/hotsites/sistema-furnas/> e Google Earth, 2006).

Segundo Furnas (2006), sua construção começou em julho de 1958, tendo a primeira unidade entrado em operação em setembro de 1963 e a sexta, em julho de 1965. No início da década de 70, foi iniciada sua ampliação para a instalação das sétima e oitava unidades, totalizando 1.216 MW, o que colocou a obra entre uma das maiores da América Latina.

- RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES SOBRE OS TESTES EXPERIMENTAIS DE MEDIÇÃO DE FLUXO DIFUSIVO DE GASES DE EFEITO ESTUFA

Aqui serão expostos os resultados encontrados durante os testes realizados nos reservatórios de Corumbá, Estreito e Furnas, durante as campanhas do projeto FURNAS S.A. Como dito anteriormente, esses testes objetivaram a modificação e/ou aprimoramento da metodologia de medida de fluxo difusivo de GEE pela interface água-ar, que será utilizada na pesquisa de campo.

a) - Reservatório de Corumbá

Durante o período de teste, que ocorreu nos dias 22 e 23 de agosto de 2005, foram realizadas medidas de fluxos difusivos de CO₂ pela interface água-ar do reservatório. As medidas ocorreram das 11:18 h do dia 22 às 8:26 h do dia 23. Elas foram realizadas com um intervalo de aproximadamente 30 minutos entre as medidas. A Figura B5 apresenta os resultados encontrados dos fluxos difusivos.

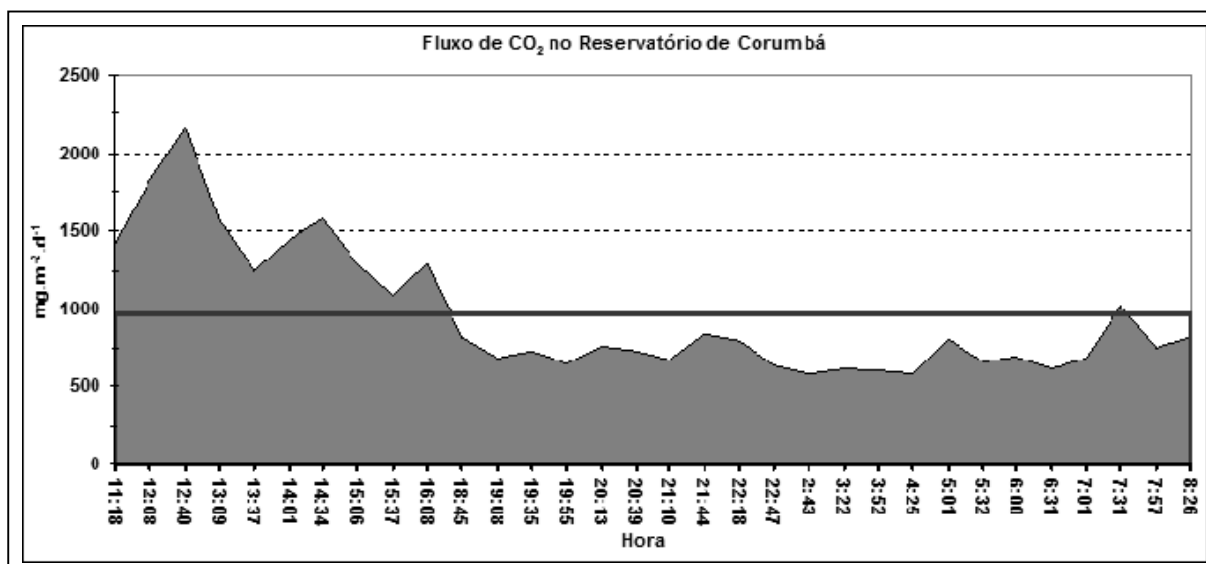


Figura B5 - Fluxos de CO₂ pela interface água-ar no reservatório de Corumbá nos dias 22 e 23 de agosto de 2005. A linha cheia indica o fluxo médio no período.

Pode-se observar, inicialmente, que o fluxo de CO₂ foi maior durante o dia e menor à noite, acompanhando o ciclo solar. A média dos fluxos foi de 958,85 mg.m⁻².d⁻¹.

Durante o dia, a radiação solar faz com que a vegetação realize a fotossíntese; O mesmo processo ocorreria com o fitoplâncton presente na água. Portanto, é de se esperar uma absorção do CO₂ existente na água, devida a fotossíntese. Essa absorção faria com que a pressão parcial do CO₂ na água diminuísse, diminuindo o gradiente de pressão parcial do CO₂ entre a água e o ar, acarretando num fluxo difusivo de CO₂ menor. Entretanto, os dados encontrados mostram o contrário, ou seja, um fluxo maior de CO₂ durante o período de máxima fotossíntese.

Esses valores, aparentemente contraditórios, levam a acreditar que ocorram devido à influência de outras variáveis no fluxo de gases pela interface água-ar, que não pode ser atribuído somente ao gradiente de pressão parcial do CO₂ entre a água e o ar. Uma variável muito utilizada nesse tipo de análise é a velocidade do vento (LISS & SLATER, 1974, WANNINKHOF *et al.*, 1991, SELLERS *et al.*, 1995, DUCHEMIN *et al.*, 1995, WANNINKHOF & KNOX, 1996, FURTADO, 2001). Segundo WANNINKHOF E KNOX (1996), a estimativa do fluxo baseada na velocidade do vento está sujeita a incertezas da mesma ordem de magnitude da incerteza experimental.

Mas outras variáveis meteorológicas também são importantes no fluxo. HO *et al.* (1997) escreveram que, sobre grandes superfícies de água, como em grandes lagos, o fluxo de gases é governado pela turbulência causada pelo vento na superfície. Entretanto, em condições de ventos fracos, outros fatores podem contribuir para gerar a turbulência, como é o caso da precipitação.

Junto com os fluxos, foram medidas algumas variáveis meteorológicas, utilizando-se de uma estação meteorológica portátil. No anexo 12, estão os gráficos das variáveis medidas.

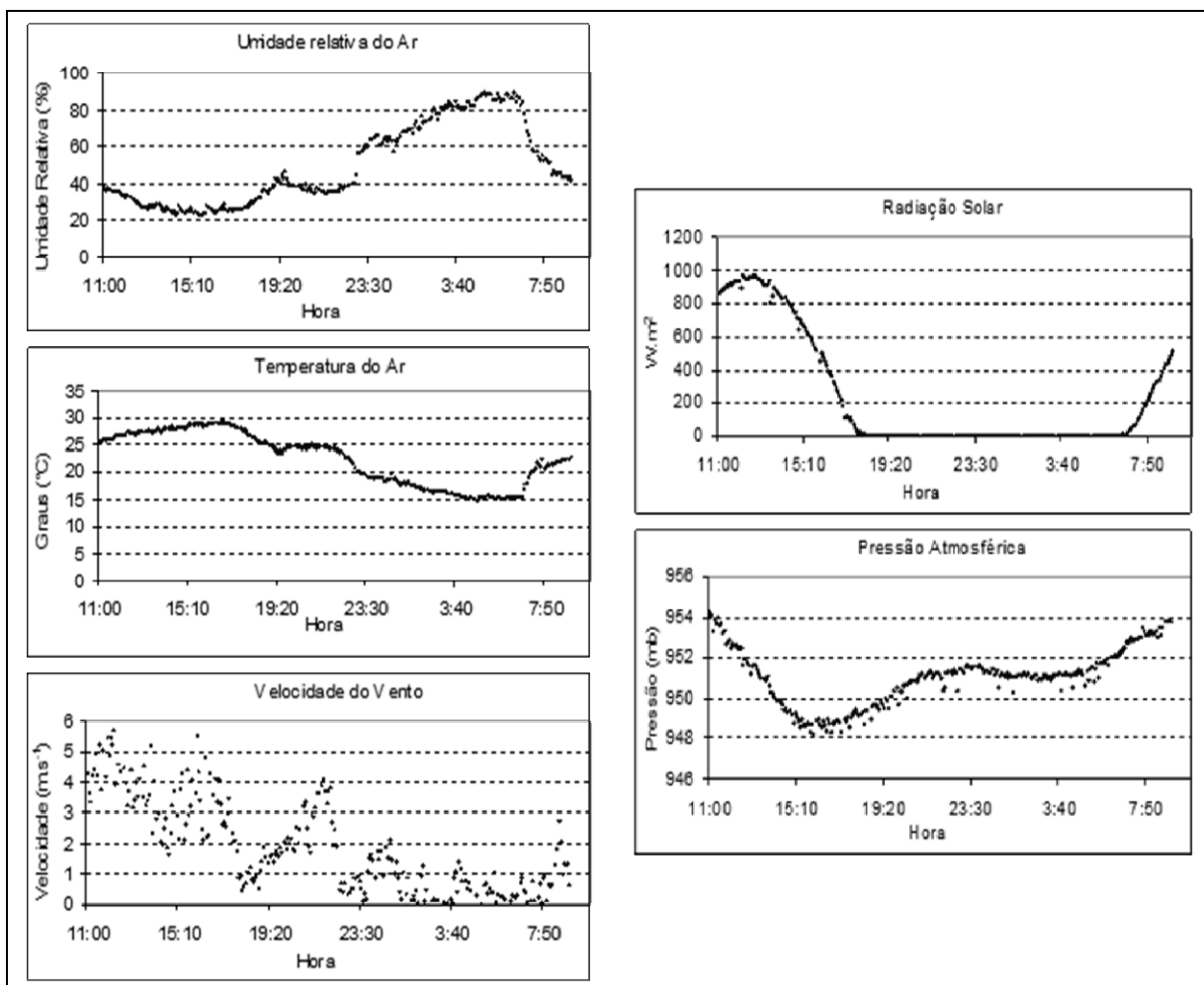


Figura B6 - Variáveis meteorológicas medidas durante o experimento de Corumbá nos dias 22 e 23 de agosto de 2005.

Como pode-se observar, aparentemente não houve qualquer evento meteorológico que tenha perturbado as variáveis. Era de se esperar a temperatura do ar com um máximo por volta das 16 horas. Devido a proximidade da estação com o reservatório, que mantém a temperatura do ar em seu entorno mais elevada, devido à emissão de energia na forma de calor latente, fazendo com que haja um decaimento na temperatura um pouco mais tarde do esperado, por volta das 14 horas.

Observa-se a uma relação inversa com a umidade relativa do ar com a temperatura do ar, relação essa esperada, já que, quanto maior a temperatura do ar, mais vapor d'água é suportado pela atmosfera na forma gasosa, diminuindo assim a umidade relativa. A velocidade do vento apresentou uma maior velocidade no período diurno, em relação ao noturno. O gráfico da radiação solar global mostra que quase a nebulosidade foi praticamente

zero, durante o período dos testes. No gráfico da pressão atmosférica, os máximos e mínimos estão de acordo com o esperado, dois máximos e dois mínimos.

É muito difícil realizar uma análise mais detalhada das variáveis meteorológicas, pelo fato do período ser muito curto, não sendo possível dizer se existem tendências temporais nas variáveis, ou se está ocorrendo algum evento, como a passagem de uma frente fria, que esteja atuando na região durante o período. Para realizar uma análise melhor, o período de medição terá que ser estendido, como é o esperado para as medições que serão realizadas para a tese.

Como teste, foi realizado uma comparação dos fluxos com a velocidade do vento, para constatar quanto do fluxo pode ser atribuído a variação da velocidade do vento. No anexo 13, pode-se ver essa relação.

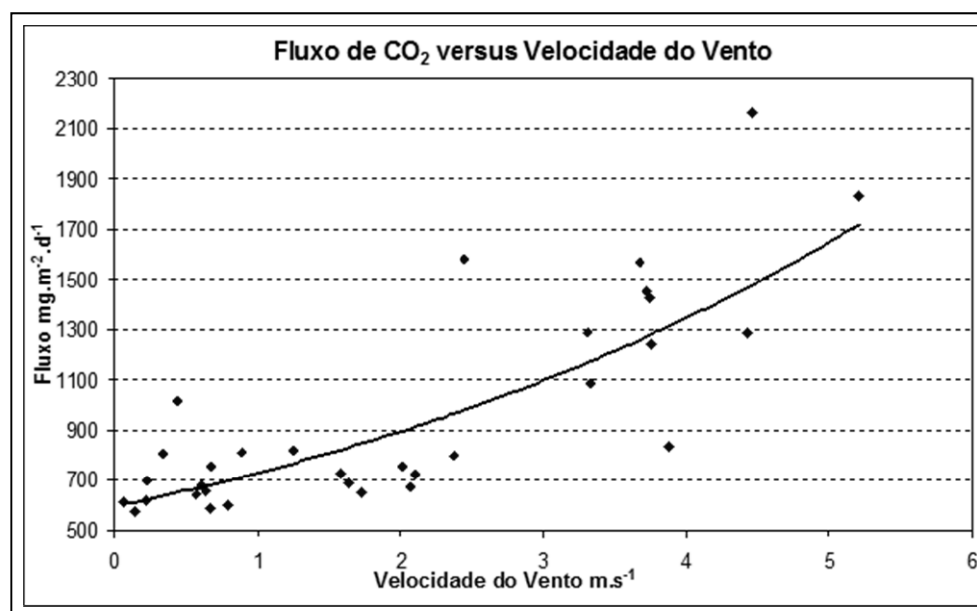


Figura B7 - Gráfico do fluxo de CO₂ versus a velocidade do vento.

Verifica-se a clara relação entre o fluxo e a velocidade do vento. A curva de ajuste é exponencial e possui um coeficiente de correlação de 0,83, corroborando com os trabalhos que relacionam o vento como a variável meteorológica de maior influência no fluxo.

Outras relações serão utilizadas nos dados futuros com todas as variáveis meteorológicas, medidas pela estação, e dos parâmetros físico-químicos a água. Outra relação a ser estudada será a da evaporação com os fluxos. No momento essa análise se torna deficiente devido ao número reduzido de dados.

b) – Reservatórios de Estreito e Furnas (1ª campanha)

Durante a primeira campanha de campo nos Reservatórios de Estreito e Furnas, os testes foram realizados nos dias 14 e 15 de novembro, em Estreito, e no dia 27 de novembro, em Furnas. Procurou-se realizar medidas por um período de 24 horas ininterruptas, para buscar identificar a relação com o ciclo solar.

Devida a adoção de um procedimento distinto do utilizado no teste anterior, como foi descrito na metodologia, surgiram problemas com o equipamento, fazendo com que o período de 24 horas não tenha sido alcançado. Entretanto, o novo procedimento possibilitou a medição dos fluxos de N_2O e CH_4 , além do CO_2 do teste anterior. No reservatório de Estreito, os testes ocorreram das 20:20h, do dia 14, até às 18:40h do dia 15 de novembro, com uma média de $315,93mg.m^{-2}.d^{-1}$; $0,47mg.m^{-2}.d^{-1}$ e $20,09mg.m^{-2}.d^{-1}$, para CO_2 , N_2O e CH_4 respectivamente. Os resultados podem ser vistos na Figura B8.

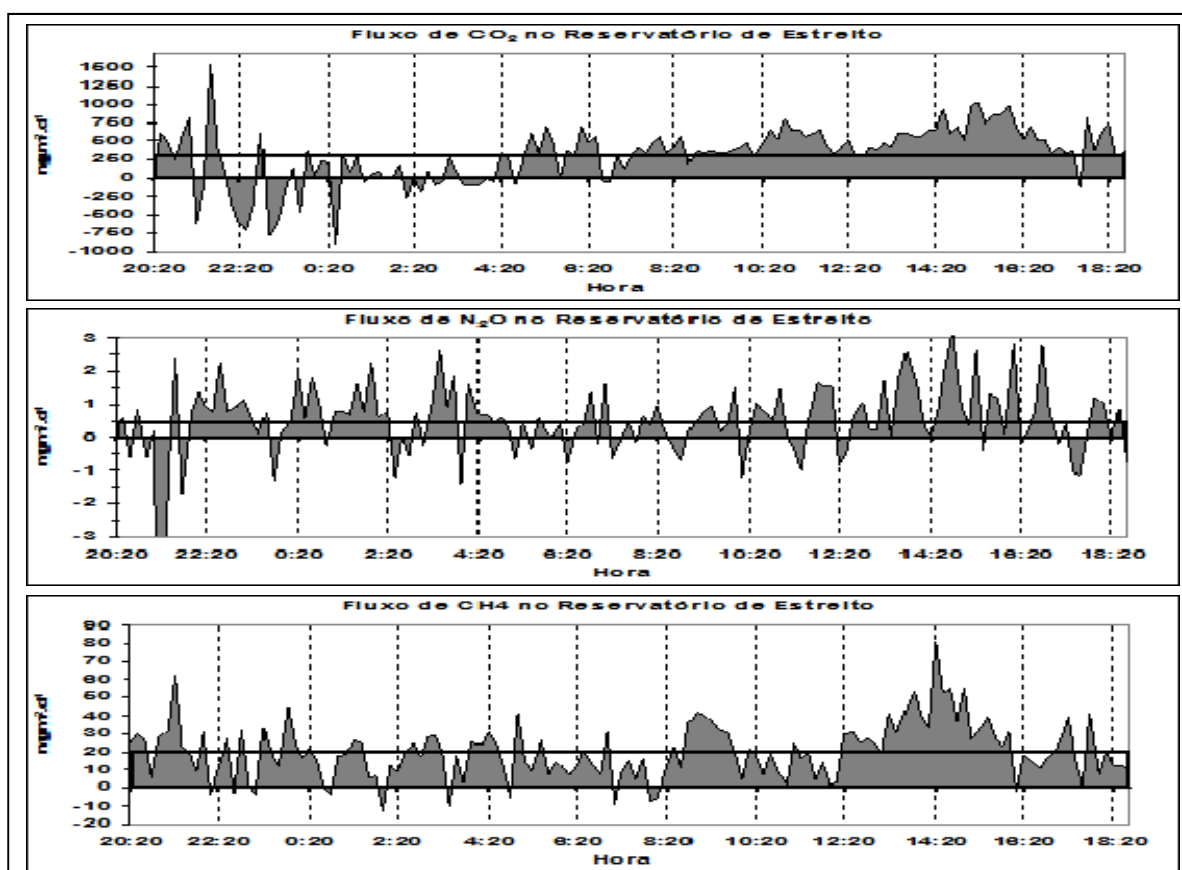


Figura B8 - Gráfico com os resultados dos fluxos no reservatório de Estreito na primeira campanha: a) CO_2 ; b) N_2O ; c) CH_4 . A linha cheia indica o fluxo médio para o período.

Como podem ser observados, os fluxos de CO₂ (Figura 4.4a) continuam a demonstrar uma relação com o ciclo solar, com valores menores no período da noite e maiores durante o dia. Nesse experimento, ocorreram casos de fluxos negativos, absorção, de CO₂, o que não havia ocorrido no teste anterior feito no reservatório de Corumbá.

Esses resultados demonstram que a nova metodologia de medição responde bem a esses eventos. Infelizmente, problemas com a estação não permitiram que os dados fossem comparados com os fluxos.

Nos fluxos de N₂O e CH₄ (Figuras 4.4a e 4.4b), não se percebe de forma clara a relação com o ciclo solar, como foi com o CO₂. No caso da N₂O, em se tratando de um gás altamente reativo, fica difícil buscar uma relação com qualquer parâmetro meteorológico.

Essa alta variabilidade no fluxo de N₂O, também é observada nas medidas realizadas pela equipe da COPPE/UFRJ-USP/SC, conforme comunicação pessoal com o Prof. Bohdan Maltivienko Sikar (Sikar, 2006), utilizando a metodologia das câmaras miniaturas desenvolvida pela equipe. Já o CH₄, não existe na literatura uma relação de seu fluxo com variáveis meteorológicas, devendo ser estudado com maior detalhamento no futuro.

No reservatório de Furnas, os testes ocorreram das 14h às 20h do dia 27 de novembro com uma média de 478,60mg.m⁻².d⁻¹; 0,35mg.m⁻².d⁻¹ e 66,67mg.m⁻².d⁻¹, para CO₂, N₂O e CH₄ respectivamente. Os resultados podem ser vistos na Figura B9.

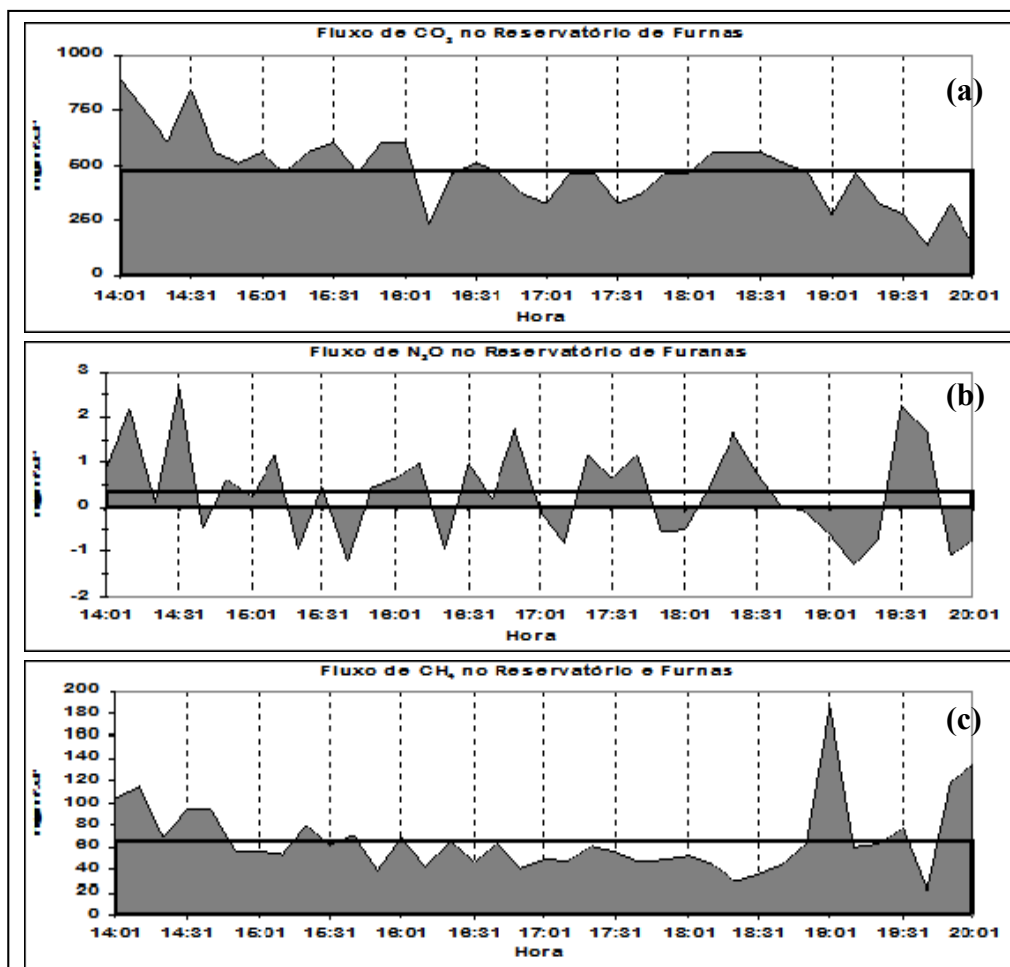


Figura B9 - Gráfico com os resultados dos fluxos no reservatório de Furnas na primeira campanha: a) CO₂; b) N₂O; c) CH₄. A linha cheia indica o fluxo médio para o período.

Como pode ser observado, mais uma vez, o CO₂ tem um comportamento que relaciona seu fluxo com o ciclo solar, assim como foi observado no teste anterior em Estreito. O comportamento do N₂O e do CH₄ também foram os mesmos de Estreito, com um comportamento, aparentemente, aleatório do fluxo.

O período de medidas no reservatório de Furnas, assim como foi no de Estreito, não permitiu realizar um estudo que relacione os fluxos com variáveis meteorológicas. Mesmo com os dados meteorológicos, o período de medidas de fluxo de GEE não pode ser curto.

No caso de Estreito, foram 22 horas, enquanto, em Furnas, abrangeram apenas 6 horas. Conta, para isso, a necessidade, ainda presente, da operação manual dos equipamentos, tornando-se um trabalho manual cansativo. Para o desenvolvimento do presente trabalho, de forma a se obter os resultados esperados, uma medição contínua por um longo período se faz

necessária, como já foi dito anteriormente; portanto, até o presente momento, a forma como foi aplicada a metodologia concebida não satisfaz plenamente os objetivos propostos do estudo.

c) – Reservatórios de Estreito e Furnas (2ª campanha)

Durante o último experimento de campo, realizado nos reservatórios de Estreito e Furnas no mês de março de 2006, foi dado início aos testes com a coleta automática de dados (ver item 2.4). A expectativa é que essa metodologia seja satisfatória para alcançar os objetivos do estudo, que é relacionar fluxo de GEE e variáveis meteorológicas, já que será possível a medição dos fluxos com um mínimo de trabalho manual, dando tempo para outras medições adicionais, que por ventura sejam necessárias.

Ocorreram problemas com a calibração do TGA, e não foi possível efetuar as medidas de N₂O e CH₄, portanto, os dados apresentados são relativos aos fluxos de CO₂.

No reservatório de Estreito, os testes foram realizados no período das 13:50h do dia 26 às 12:30h do dia 27 de março de 2006. Como poderá ser visto na Figura B10, ocorreram alguns problemas de comunicação do TGA com o CLP, acarretando perda dos dados no período.

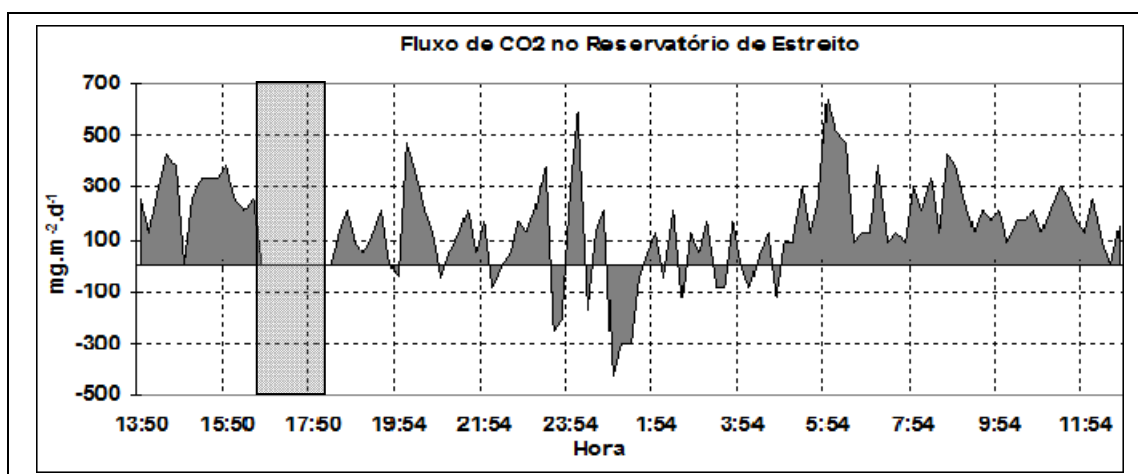


Figura B10 - Fluxos de CO₂ no reservatório de Estreito durante a segunda campanha.

A área destacada representa a perda de dados.

Pode-se observar que, mesmo não sendo tão visível quanto nos outros testes, o CO₂ tem a tendência de seguir o ciclo solar. Observa-se que, durante o período noturno, o fluxo

tende a ser menor, às vezes negativo, quando comparado ao seu comportamento no período diurno. Na média, o fluxo de CO₂ pela interface água-ar foi de 149,38 mg.m⁻².d⁻¹.

Abaixo, na Figura B11, observam-se as velocidades médias do vento para o mesmo período da medida dos fluxos. As velocidades do vento, nesse caso, são médias dos 15 minutos anteriores à medida do fluxo.

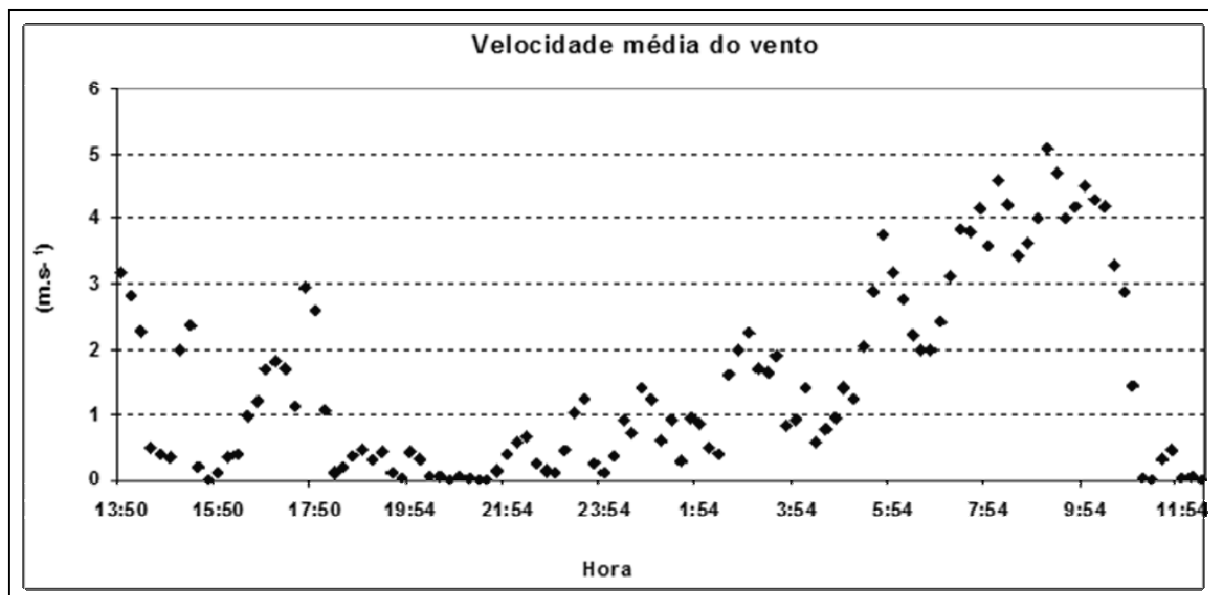


Figura B11 - Gráfico das velocidades médias do vento (médias dos 15 minutos anteriores à medida do fluxo) durante a segunda campanha no reservatório de Estreito.

Não se observa uma relação visível entre a velocidade do vento e os fluxos de CO₂, como foi o caso dos testes no reservatório de Corumbá, mas nota-se que, quando das velocidades maiores do vento médio, os fluxos se tornam mais constantes, sem grandes oscilações.

Os problemas de comunicação que ocorreram durante os testes em Peixoto permaneceram durante os testes subsequentes no reservatório de Furnas, como pode-se verificar mais adiante. Esses problemas ocorreram devido à ajustes com a porta de comunicação do CLP, que não estava conseguindo receber os sinais do TGA, problema esse que precisa ser corrigido para não acarretar problemas futuros.

No reservatório de Furnas, os testes foram realizados no período das 14:39h do dia 5 às 06:00h do dia 8 de Abril de 2006, com média de 240,99 mg.m⁻².d⁻¹. Como poderá ser visto na Figura B12, ocorreram problemas de comunicação do TGA com o CLP, como mencionado anteriormente, levando, mais uma vez, a perda dos dados.

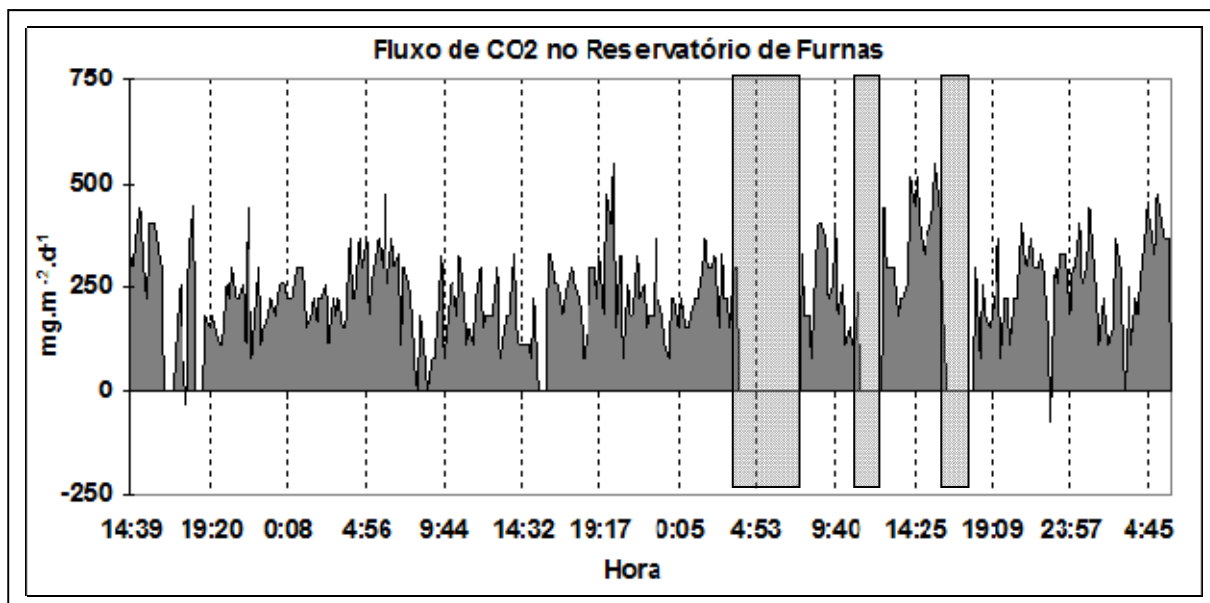


Figura B12 - Dados de fluxo de CO₂ para o reservatório de Furnas durante a segunda campanha. As áreas destacadas representam a perda de dados.

Esse teste foi o mais produtivo de todos, pois a câmara ficou realizando as medidas durante mais de 2 dias seguidos. Ocorreram algumas falhas, mas o resultado desse teste comprova que é possível realizar medidas de forma contínua e automática com os equipamentos que estão a disposição do estudo. Resolvendo esse problema de comunicação entre o TGA e a CLP, tem-se a plena convicção que essas medidas de fluxo, conjuntamente com os dados da estação meteorológica e dados da concentração dos gases dissolvidos na água, oferecerão subsídios para alcançar os objetivos da presente proposta. Entretanto, para alcançar esses objetivos, será necessário que o tempo de amostragem seja maior que 3 dias, por exemplo 7 dias de medições conjuntas, durante épocas diferentes do ano.

Durante essa campanha, foi realizado um teste de medida da concentração do gás dissolvido na água. As medidas foram realizadas durante um período de 24 horas, conjuntamente com medidas do fluxo de CO₂ pela interface. A seguir, nas Figuras B13a e B13b, observam-se os valores das pressões parciais do CO₂ na atmosfera, dissolvido na água e a comparação do fluxo medido pela câmara dinâmica e a pressão parcial do CO₂ na água.

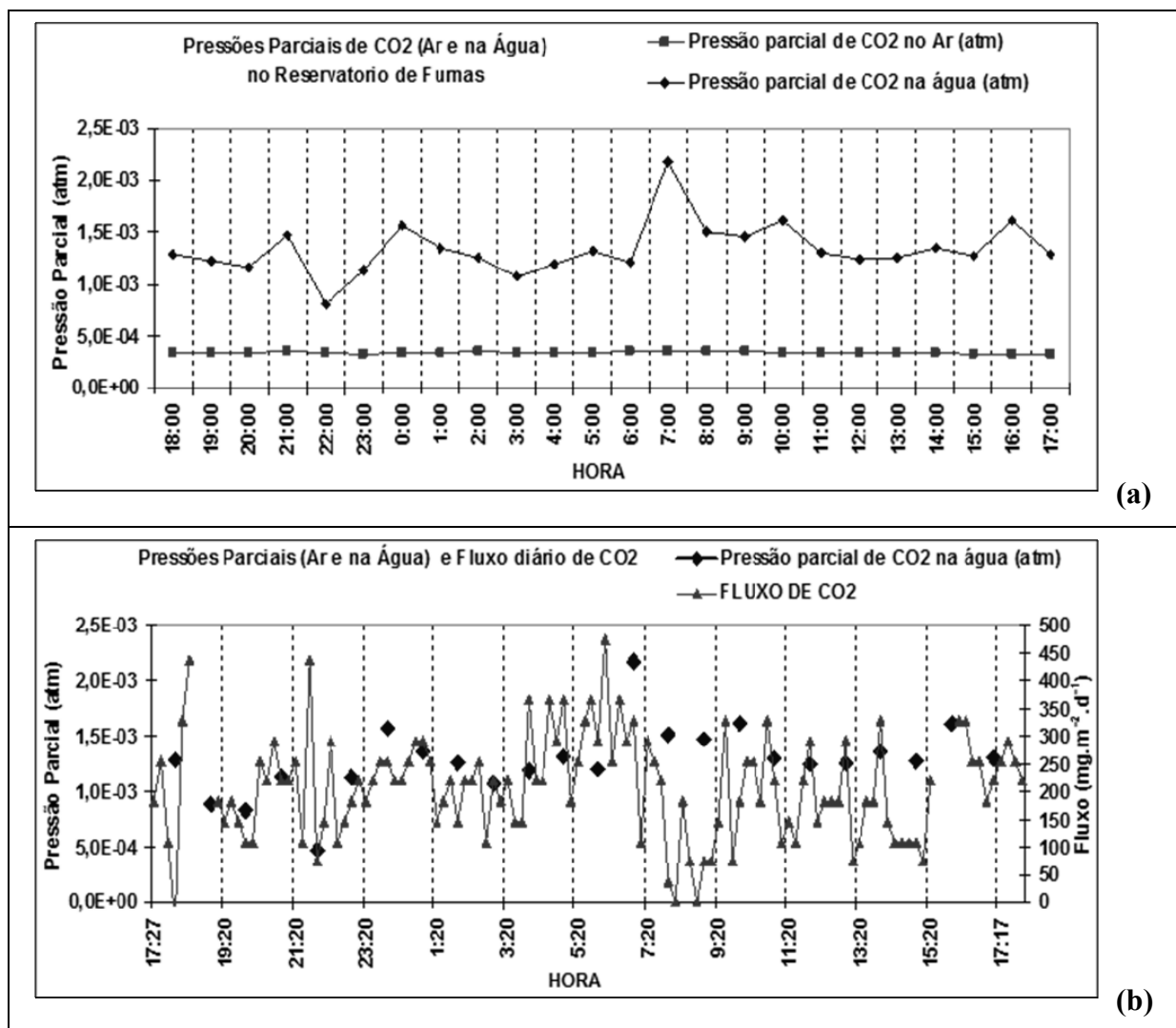


Figura B13 - a) Valores das pressões parciais do CO₂ na atmosfera e dissolvido na água. b) Comparação do fluxo medido pela câmara dinâmica e a pressão parcial do CO₂ na água.

Duas coisas devem ser observadas nesses resultados. Ao iniciar os testes, desde o reservatório de Corumbá, havia uma ideia de que a variação do CO₂ na atmosfera poderia ser quem comandaria o fluxo pela interface, uma ideia aparentemente equivocada, pelo menos para o local e período desse teste. Outro detalhe que salta aos olhos é a relação existente entre a diferença das pressões parciais do CO₂ na água e ar e os fluxos difusivos medidos, fato esse que corrobora com a lei de Fick, que afirma que o gradiente de concentração dos gases é a força geradora do fluxo.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)