

Universidade Federal do Paraná

**Medição e análise de fluxos de CO₂ no
reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu com o
Método de Covariâncias Turbulentas**

Curitiba - PR

2014

Fernando Augusto Silveira Armani

**Medição e análise de fluxos de CO₂ no
reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu com o
Método de Covariâncias Turbulentas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Luis da Costa Dias

Curitiba - PR

2014

-
- A727m Armani, Fernando Augusto Silveira
Medição e análise de fluxos de CO₂ no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu com o método de covariâncias turbulentas / Fernando Augusto Silveira Armani. – Curitiba, 2014.
88f. : il. color. ; 30 cm. - Acompanha DVD (1:28:43) : digital, estereo. ; 12 cm.
- Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, 2014.
- Orientador: Nelson Luís da Costa Dias.
Bibliografia: p. 83-88.
1. Gases estufa. 2. Dinâmica dos fluidos. 3. Análise de covariância 4. Reservatórios. 5. Dióxido de carbono. I. Universidade Federal do Paraná. II. Dias, Nelson Luís da Costa. III. Título.

CDD: 363.73874

TERMO DE APROVAÇÃO

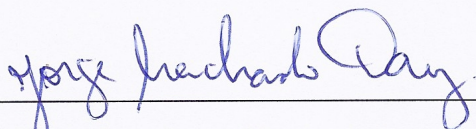
FERNANDO AUGUSTO SILVEIRA ARMANI

MEDIÇÃO E ANÁLISE DE FLUXOS DE CO₂ NO RESERVATÓRIO DA USINA HIDROELÉTRICA DE ITAIPU COM O MÉTODO DE COVARIÂNCIAS TURBULENTAS

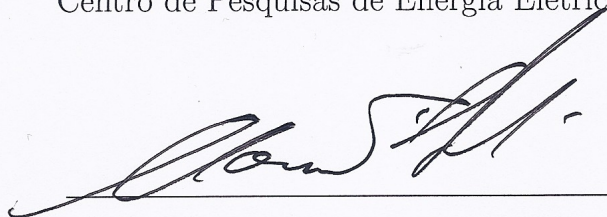
Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de mestre no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:



Prof. Dr. Nelson Luís da Costa Dias
Universidade Federal do Paraná
Orientador



Prof. Dr. Jorge Machado Damázio
Centro de Pesquisas de Energia Elétrica



Prof. Dr. Maurício Felga Gobbi
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 11 de julho de 2014.

Epígrafe

Quando eu vim do sertão,
seu môço, do meu Bodocó
A malota era um saco
e o cadeado era um nó
Só trazia a coragem e a cara
Viajando num pau-de-arara
Eu penei, mas aqui cheguei
.....

Luiz Gonzaga - Pau de arara

Agradecimentos

À minha esposa e à minha filha o amor. Não é fácil conviver com pesquisadores, principalmente aqueles que tentam fazer do seu trabalho a reconstrução de si mesmos.

Aos meus pais e à minha irmã a solidez dos afetos.

Ao meu orientador professor Dr. Nelson Luís da Costa Dias a maneira cuidadosa com que me ensinou a fazer pesquisa e aos importantes direcionamentos que ultrapassam a realização deste trabalho e que contribuíram de maneira enriquecedora para minha formação profissional, acadêmica e pessoal. Agradeço também as oportunidades, inclusive a de trabalhar no projeto BALCAR - CEPEL, do qual surgiu este trabalho.

Às pessoas que também trabalharam no projeto BALCAR e que comigo participaram da instalação da estação micrometeorológica, da manutenção da estação e do monitoramento ambiental no reservatório de Itaipu: Nelson Dias, Dornelles Vissotto, Bianca Luhm, Lucas Hoeltgebaum, Tomás Chor e Sr. Matias da cidade de Missal. Só foi possível manter uma estação micrometeorológica operando durante um ano em uma ilha remota da segunda maior hidrelétrica do mundo devido ao esforço, determinação e competência desta equipe.

Ao professor Dr. Jorge Machado Damázio e ao professor Dr. Maurício Felga Gobbi a avaliação, as contribuições e observações dadas ao trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná (PPGEA-UFPR) a oportunidade do desenvolvimento desta pesquisa, e ao projeto BALCAR - CEPEL o financiamento da pesquisa.

Aos pesquisadores do Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental (LEMMA): Diana Cancelli, Einara Zahn, Lucas Hoeltgebaum, Tomás Chor, Bianca Luhm, Tiago Osório, Thiago Azenha, prof. Ricardo Almeida, prof. Mauricio Gobbi, prof. Dornelles Vissotto, prof. Nelson Dias, prof^a Cynara Cunha. É uma honra trabalhar com pessoas tão dedicadas à ciência.

Por fim, agradeço aos amigos que conheci durante o mestrado, Tiago Osório e Thiago Azenha, a parceria nesta jornada.

Sumário

1	Introdução	15
2	Fundamentação Teórica	17
2.1	Camada Limite Atmosférica	17
2.2	Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov	18
2.3	Troca de gases na interface ar-água	19
2.4	O Método das Covariâncias Turbulentas	21
3	Revisão Bibliográfica	24
3.1	GEE em reservatórios de Usinas Hidrelétricas	24
3.2	Técnicas de medições de fluxos	28
3.3	Medições de fluxos de GEE com o MCT em superfícies líquidas	30
3.4	Controle de qualidade dos dados medidos pelo MCT	33
3.5	<i>Footprint</i>	35
4	Metodologia	37
4.1	Local de estudo	37
4.2	Estação micrometeorológica	41
4.3	Processamento dos dados	45
4.4	<i>Footprint</i>	53
5	Resultados	57
5.1	Análise de <i>footprint</i>	58

5.2	Variáveis meteorológicas e temperatura da água	60
5.3	Fluxos Turbulentos	62
5.3.1	Calor sensível e Latente	62
5.3.2	CO ₂	63
5.3.3	Correção WPL	76
6	Conclusões e Recomendações	79
7	Apêndice	81
	Referências Bibliográficas	83

Lista de Tabelas

4.1	Número de serial dos sensores GMP343 utilizados neste trabalho.	43
5.1	Datas em que a estação micrometeorológica operou.	57
5.2	Número de fluxos disponíveis em cada mês depois do controle de qualidade (C.Q.) e análise de <i>footprint</i>	61
5.3	Fluxos médios dos meses de monitoramento.	74
5.4	Comparação entre os fluxos de dióxido de carbono medidos pelo MCT apresentados na literatura.	75
5.5	Comparação entre os fluxos de dióxido de carbono medidos em reservatórios com as câmaras flutuantes apresentados na literatura.	75
5.6	Fração entre a correção WPL e o fluxo medido pelo analisador de CO ₂ dos períodos de medição de 16 a 20 de março, 12 a 16 de agosto e 04 a 08 de outubro.	78

Lista de Figuras

2.1	Divisão da Camada Limite atmosférica sobre a interface da água e do ar.	18
2.2	Diagrama conceitual da camada turbulenta e da subcamada difusiva na interface ar-água quando a concentração do gás na água é menor do que no ar.	20
2.3	Volume de controle para dedução dos fluxos turbulentos do MCT. . .	22
4.1	Localização da estação micrometeorológica no reservatório da hidrelétrica de Itaipu.	38
4.2	Mapa anterior a construção da hidrelétrica indicando a localização da estação micrometeorológica, à esquerda, e, à direita, imagem georreferenciada da ilha em que a estação micrometeorológica foi instalada.	39
4.3	Mapa temático de uso da terra do lado esquerdo e mapa de classificação do reservatório do lado direito, adaptados do trabalho de Stivari et al. (2005) e Filho et al. (2011), respectivamente.	40
4.4	Ilha do reservatório da hidrelétrica de Itaipu em que a estação micrometeorológica foi instalada, e o ângulo do vento cujas medições foram descartadas por haver vegetação.	40
4.5	Configuração do conjunto rápido na estação micrometeorológica. . . .	41
4.6	Configuração do conjunto lento na estação micrometeorológica.	42
4.7	Configuração dos analisadores de dióxido de carbono, GMP's 343, na grameira de Tijucas do Sul - PR.	43
4.8	Intercomparação dos dados medidos pelos sensores GMP's 343.	44
4.9	Correção das medições dos sensores GMP 343.	45

4.10	Boia para medição de temperatura da água, à esquerda, e sistema de armazenamento dos dados medidos pelo sensor de temperatura, à direita.	46
4.11	Sistema de medição de temperatura da água acoplado na boia SIMA I, à esquerda, e a estação micrometeorológica quando sua base coincide com o nível do reservatório, à direita.	46
4.12	Amostras de 30 minutos de medições da componente transversal (v) da velocidade do vento selecionada no controle de qualidade, gráfico superior, e descartada no controle de qualidade, gráfico inferior. . . .	47
4.13	Amostras de 30 minutos de medições da densidade molar de CO_2 selecionada para o cálculo dos fluxos, gráfico superior, e descartada do cálculo dos fluxos, gráfico inferior.	48
4.14	Amostras de meia hora de dados de densidade molar de CO_2 com <i>spike</i> , gráfico superior, e após a remoção do <i>spike</i> , no gráfico inferior.	49
4.15	Gráficos de covariância entre o analisador de CO_2 e um termopar: amostras defasadas à esquerda, e em fase, à direita.	50
4.16	Retas de regressão linear para o cálculo das flutuações de CO_2 : amostra descartada, à esquerda, e amostra selecionada para o cálculo dos fluxos, à direita.	52
4.17	Exemplos de <i>footprint</i> 1D para $z_m = 2,5$ m e $z_m = 3,5$ m sobre a água, $z_0 = 0,0001$ m, nas condições de $L = -0,3$ m e $\bar{U} = 3,5$ m/s.	54
4.18	Exemplo de um <i>footprint</i> 2D para uma medição a $z_m = 3,5$ m sobre a água, $z_0 = 0,0001$ m, nas condições de $L = -0,3$ m e $\bar{U} = 3,5$ m/s, à esquerda, e representação da área da ilha por 3 seções de elipses, à direita.	55
4.19	Modelo de crescimento da ilha em função do nível do reservatório.	56
5.1	Nível do reservatório e altura dos sensores de resposta rápida em relação ao nível do reservatório.	58
5.2	Média dos <i>footprints</i> dos fluxos monitorados nos períodos em que o nível do reservatório estava acima de 219 (a), entre 218 — 219 metros (b), 217—218 (c) e 216—217 metros (d).	59

5.3	Médias diárias da temperatura da água, do ar, da concentração de CO ₂ no ar, da pressão e da umidade específica do ar, e precipitação acumulada diária.	62
5.4	Rosa dos ventos dos horários diurnos, à esquerda, e noturnos, à direita, do período de monitoramento.	63
5.5	Médias horárias do fluxo de calor sensível dos períodos de medição.	64
5.6	Médias horárias do fluxo de calor latente dos períodos de medição.	64
5.7	Histograma de $\zeta = z/L$	65
5.8	Fluxos de CO ₂ contra o ângulo da direção do vento.	65
5.9	Fluxos de CO ₂ e radiação solar média do período de monitoramento contra o horário do dia.	67
5.10	Fluxos de CO ₂ , calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em fevereiro e março de 2013.	68
5.11	Fluxos de CO ₂ , calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em abril, julho, agosto e setembro de 2013.	69
5.12	Fluxos de CO ₂ , calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em setembro, outubro e novembro de 2013.	70
5.13	Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 16 ao dia 20 de março de 2013.	71
5.14	Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 12 ao dia 16 de agosto de 2013.	72
5.15	Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 4 ao dia 8 de outubro de 2013.	72
5.16	Diagramas de dispersão do fluxo de CO ₂ contra o fluxo de calor sensível, à esquerda, e contra o fluxo de calor latente, à direita.	73
5.17	Fluxos médios mensais de CO ₂ do período noturno, diurno e das 24h.	74
5.18	Diagramas de dispersão do fluxo de CO ₂ sem a correção WPL contra o fluxo de calor sensível, à esquerda, e do fluxo de CO ₂ contra o fluxo de calor sensível, à direita.	76
5.19	Comparação entre os fluxos de CO ₂ , a correção WPL e os fluxos de CO ₂ sem a correção WPL.	77

Resumo

Tem havido um esforço considerável para se estimar as emissões de gases de efeito estufa em reservatórios de usinas hidrelétricas no Brasil, em parte devido a sua importância na matriz de geração de energia do país. Entre os métodos utilizados para se medir o fluxo desses gases na escala dos ecossistemas, o Método das Covariâncias Turbulentas (MCT) é amplamente utilizado. Sobre superfícies líquidas, entretanto, a sua aplicação é mais difícil, devido, entre outros fatores, à exigência de uma plataforma de medição estável, fornecimento de energia e dificuldades logísticas. Neste trabalho, relata-se medições de fluxos de gases de efeito estufa com o MCT em reservatórios de hidrelétricas, em que os fluxos de dióxido de carbono foram medidos durante o ano de 2013 (10 meses com lacunas, 174 dias no total) no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu. Devido às medições contínuas dos fluxos com esta tecnologia foi possível determinar a sazonalidade e o ciclo diário do fluxo de dióxido de carbono em um canal do reservatório localizado na zona de transição, em que se constatou uma predominância de fluxos negativos no período diurno e positivos no período noturno do verão, outono e primavera, e de fluxos negativos em ambos os períodos do inverno. Os maiores efluxos de CO₂ de todo o período de monitoramento foram na primavera, enquanto que no inverno ocorreu a maior fixação desse gás no reservatório. Os fluxos de CO₂ medidos em Itaipu são comparáveis aos fluxos medidos pelo MCT em lagos naturais reportados na literatura. Ao longo de todo o período de medição o reservatório fixou, em média, 0,783 μmol m⁻²s⁻¹ de CO₂ da atmosfera.

Palavras-chave: Gases de Efeito Estufa, Método de Covariâncias Turbulentas, Reservatórios, Fluxo de Dióxido de Carbono.

Abstract

There has been a considerable effort to estimate greenhouse gas (GHG) emissions by hydroelectric reservoirs in Brazil, partly due to their importance in the country's energy generation matrix. Among the methods that have been used to measure the flux of those gases at the ecosystem scale, the Eddy Covariance Method (EC) is widely used. For lake environments, however, its application is more difficult due, among other factors, to the requirement of a stable measuring platform, energy supply and logistical difficulties. In this work, we report an effort to make interseasonal measurements of the CO₂ flux across the water-air interface of a lake with the EC method. In this study, the CO₂ flux was measured during 2013 (10 months with gaps, 174 days in total) at Itaipu lake, in Southern Brazil (1460 km²). Due to the possibility of making more or less continuous measurements with the EC method, it was possible to determine the seasonality and the daily cycle of the carbon dioxide fluxes in the reservoir. We found more diurnal fixation and nocturnal emission in Summer, Autumn and spring, and more fixation throughout the 24-hour cycle during the winter. The highest CO₂ emission rates were measured in spring, and the largest fixation rates during winter. The order of magnitude of the fluxes measured in this work was comparable with the values reported in the literature. Overall, the reservoir was a sink of CO₂, with a mean value of 0,783 μmol m⁻²s⁻¹ over all valid measurements.

Key-words: Greenhouse Gas, Eddy Covariance, Reservoirs, Carbon Dioxide Fluxes.

1 Introdução

As mudanças climáticas globais são um dos maiores problemas ambientais da atualidade. É praticamente um consenso no meio científico que o aumento na temperatura média global junto à superfície, verificadas em registros meteorológicos das últimas décadas, ocorreram devido ao aumento da concentração de gases de efeito estufa na troposfera. Grandes esforços têm sido realizados para identificar as fontes desses gases e quantificar a magnitude dessas emissões. Neste contexto, este trabalho tem o intuito de colaborar com as pesquisas desta área, apresentando os fluxos de dióxido de carbono medidos no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu durante o ano de 2013.

Os principais gases de efeito estufa (GEE) são o vapor de água e o dióxido de carbono. O vapor de água é o gás que mais produz aquecimento da atmosfera. No entanto, mesmo havendo formação de água como produto de muitos processos antrópicos que emitem dióxido de carbono e metano, as atividades humanas têm pouca influência sobre a quantidade desse gás na atmosfera, pois sua concentração é determinada pela dinâmica da atmosfera e sua interação com a superfície. Já o dióxido de carbono vem sendo significativamente incrementado à atmosfera pelas atividades antrópicas, e o seu único sumidouro permanente é a deposição em águas profundas dos oceanos e/ou a precipitação na forma de carbonato de cálcio insolúvel.

O metano também é um importante gás de efeito estufa, pois sua molécula é 25 vezes mais eficiente em absorver radiação infra vermelha (IV) do que o dióxido de carbono. No entanto, o metano é facilmente oxidado em dióxido de carbono, cuja concentração na atmosfera tem aumentado 80 vezes mais do que o metano. Até o momento, estima-se que o metano tenha produzido perto de um terço do aquecimento global gerado pelo dióxido de carbono (Solomon et al., 2007).

Atualmente sabe-se que as principais fontes de gases de efeito estufa são a queima de combustíveis fósseis e as mudanças de uso da terra, tal como modificações

da fauna e da flora terrestre e marinha. No processo de queima dos combustíveis fósseis os gases de efeito estufa são lançados diretamente à atmosfera. Já as alterações no uso da terra afetam tanto a troca dos gases de efeito estufa entre a superfície e a atmosfera quanto o clima diretamente; por exemplo, superfícies cobertas por vegetação exercem um importante efeito sobre a absorção e reflexão da luz solar, que estão relacionadas com os fluxos superficiais de calor latente e calor sensível nos diversos ecossistemas terrestres.

Os reservatórios de usinas hidrelétricas têm sido relatados na literatura como possíveis fontes importantes de gases de efeito estufa, principalmente aqueles formados sobre áreas com vegetação. Nesses ambientes, o carbono estocado na biomassa submersa e nos sedimentos acumulados no leito do reservatório é biodecomposto principalmente em dióxido de carbono e metano, que posteriormente podem ser lançados à atmosfera.

Há diversas técnicas para medir os fluxos de gases de efeito estufa em reservatórios. O método utilizado neste trabalho é o Método de Covariâncias Turbulentas (MCT). Embora o MCT seja o método padrão para medições de fluxos de gases traço na escala dos ecossistemas (IHA, 2010), as técnicas mais utilizadas para medição dos fluxos desses gases sobre corpos hídricos são as câmaras flutuantes para medição do fluxo difusivo na superfície do corpo hídrico, e os funis submersos para medição de bolhas de gases de efeito estufa formadas nos reservatórios. No MCT mede-se os fluxos desses gases em uma estação micrometeorológica, possibilitando a detecção dos fluxos emitidos tanto por difusão molecular na superfície do corpo hídrico quanto pelas bolhas dos gases, não sendo possível a separação entre eles.

O presente trabalho foi organizado da seguinte maneira: no capítulo 2 apresenta-se uma fundamentação teórica dos aspectos básicos abordados neste trabalho. No capítulo 3 faz-se uma revisão bibliográfica dos avanços no conhecimento da formação dos gases de efeito estufa em reservatórios e das medições dos fluxos desses gases em superfícies líquidas. No capítulo 4 há uma descrição do local de estudo e dos procedimentos utilizados para estimativa dos fluxos apresentados neste trabalho, no capítulo 5 estão as análises dos fluxos de dióxido de carbono medidos no reservatório de Itaipu, e, por fim, no capítulo 6 estão as conclusões obtidas nessas análises.

2 Fundamentação Teórica

Neste capítulo introduz-se os conceitos básicos abordados neste trabalho com ênfase nos processos de transferência de gases na interface da água com o ar e na medição desses gases na atmosfera. Para isso, este capítulo foi estruturado iniciando com uma descrição da região da atmosfera onde as medições desses gases foram realizadas neste trabalho, seção 2.1. Na seção 2.2 está uma teoria que descreve os processos físicos dessa região da atmosfera, a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov. Na seção 2.3 há uma descrição dos fatores que influenciam os fluxos de gases na interface ar/água e os processos físicos dessa transferência, e no capítulo 2.16 demonstra-se a técnica de medição de fluxos utilizada neste trabalho.

2.1 Camada Limite Atmosférica

A Camada Limite Atmosférica (CLA) está situada na baixa troposfera e é diferenciada das outras regiões da atmosfera por suas características físicas e químicas influenciadas pela superfície terrestre. Sua altura varia em função da fricção do ar com a superfície e da troca de energia da superfície com a atmosfera, podendo chegar a até 2 km.

A CLA é geralmente subdividida em camadas, mas essa subdivisão varia de acordo com o autor. Para este trabalho, adotou-se a divisão da CLA de Garratt (1992), que está ilustrada na figura 2.1 sobre a superfície da água. Nessa figura, h é a altura da camada limite atmosférica e z_0 o comprimento de rugosidade aerodinâmico.

A região de interesse deste trabalho está nos primeiros 5 a 10% da altura da CLA, região conhecida por camada superficial (CS) ou camada inercial. Esta camada é caracterizada por uma turbulência de pequena escala bem desenvolvida que promove uma mistura praticamente homogênea dos constituintes atmosféricos, fazendo com que os fluxos verticais de calor, *momentum* e massa sejam aproxima-

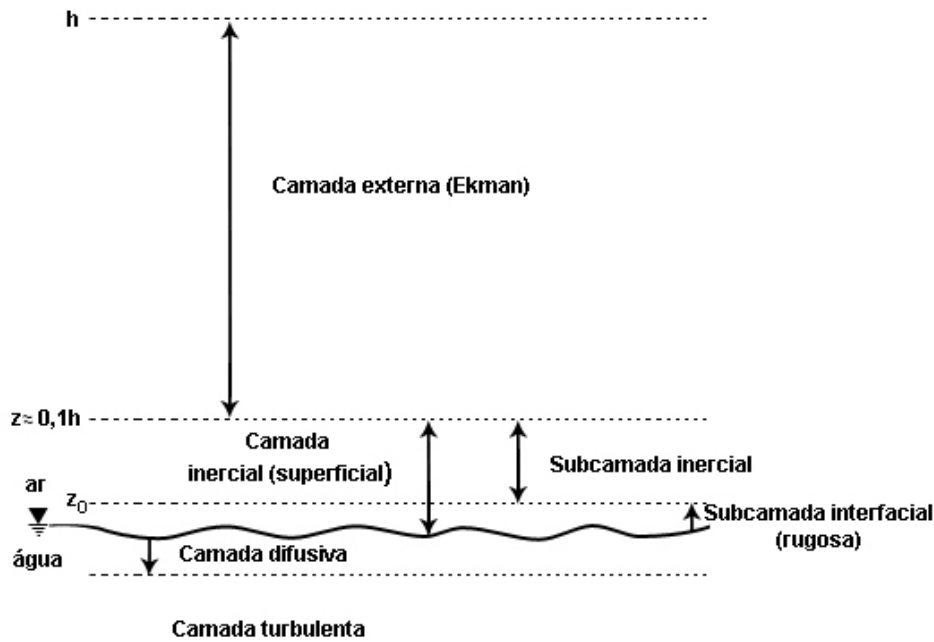


Figura 2.1: Divisão da Camada Limite atmosférica sobre a interface da água e do ar.

mente constantes com a altura. A camada superficial é comumente subdividida em subcamada inercial e subcamada interfacial ou camada rugosa.

A subcamada interfacial (camada rugosa) é controlada pelas características da superfície, cuja espessura depende das dimensões dos elementos de rugosidade da superfície. O escoamento atmosférico nesta camada é completamente irregular e as trocas de calor e massa entre a superfície e a atmosfera ocorrem por difusão molecular. Já a subcamada inercial é conhecida por apresentar um perfil logarítmico da velocidade do vento quando a atmosfera está em condições neutras.

As características físicas da camada limite superficial têm sido de considerável interesse aos micrometeorologistas para encontrarem uma teoria adequada para uma descrição quantitativa da média e da estrutura da turbulência nesta camada. Atualmente, a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) vem sendo amplamente aplicada.

2.2 Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

A teoria de similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) se refere à camada superficial da atmosfera sob a hipótese de que, nela, a turbulência é horizontalmente homogênea, aproximadamente estacionária e de que os fluxos turbulentos médios e as características da turbulência desta camada dependem somente de quatro va-

riáveis independentes: altura acima da superfície (z), cisalhamento do escoamento na superfície (τ_0/ρ), fluxo de calor cinemático na superfície ($H_0/\rho c_p$) e da variável de empuxo, g/T_0 . Essas variáveis são tradicionalmente combinadas na variável de estabilidade de Obukhov

$$\zeta = \frac{z}{L_0}, \quad (2.1)$$

em que

$$L_0 = \frac{-(\tau_0/\rho)^{3/2}}{\kappa(g/T_0)(H_0/\rho c_p)} \quad (2.2)$$

é uma escala de comprimento conhecida por comprimento de Monin-Obukhov. Na equação 2.2, ρ é a densidade do ar, τ_0 é o fluxo de *momentum*, κ é a constante de Von Kármán, H_0 é o fluxo de calor sensível, c_p é o calor específico do ar, g a aceleração da gravidade e T_0 é a temperatura do ar.

O parâmetro ζ indica a magnitude relativa da produção de energia cinética turbulenta por empuxo e por atrito. Quando L_0 é negativo a CLA está em condições instáveis, quando L_0 é positivo a CLA está em condições estáveis, quando L_0 tende ao infinito a CLA está em condições neutras, e quando L_0 é zero o regime de turbulência passa a ser conhecido como de convecção livre, ou seja, o fluxo turbulento não sofre influência mecânica.

2.3 Troca de gases na interface ar-água

A troca de gases na interface ar/água é influenciada tanto por fatores físicos quanto por fatores químicos. Os fatores físicos que influenciam a troca dos gases são a difusão turbulenta e a difusão molecular do gás. O transporte turbulento move os gases dissolvidos no corpo hídrico para as proximidades da fronteira aquosa, onde há uma camada em que a turbulência é atenuada devido às propriedades viscosas da fronteira dos dois meios. Nesta camada, o transporte difusivo do gás é dominante, e sua espessura depende da difusividade, solubilidade e reatividade do gás em questão (Bade, 2009). Na figura (2.2) há um diagrama conceitual da camada turbulenta e da camada difusiva.

Os fatores químicos influenciam a troca de gás entre o ar e a água promovendo o gradiente de concentração entre esses ambientes. Esse gradiente pode ser induzido pela mudança na temperatura, pressão ou salinidade, que influencia a solubilidade do gás, ou pelos processos químicos ou biológicos que produzem ou consomem o gás. A

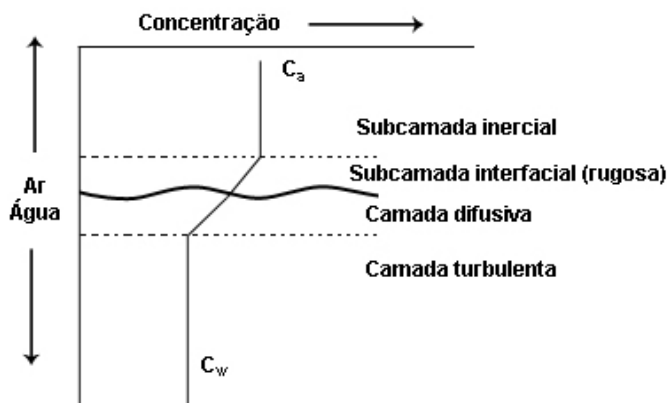
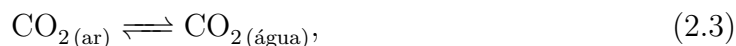


Figura 2.2: Diagrama conceitual da camada turbulenta e da subcamada difusiva na interface ar-água quando a concentração do gás na água é menor do que no ar.

solubilidade do dióxido de carbono em água diminui com o aumento da temperatura da água e da salinidade, e aumenta com o aumento da pressão atmosférica.

Com relação aos fatores químicos e biológicos de produção e consumo de dióxido de carbono, esse gás é consumido biologicamente no corpo hídrico pela fotossíntese e produzido pela respiração biológica e durante a biodecomposição de matéria orgânica. Já no caso da produção e do consumo químico do gás, um processo bastante importante que ocorre no corpo hídrico é dado pelo sistema carbonato, que está resumido na sequência.

Dada a transferência do dióxido de carbono entre o ar e o corpo hídrico,



este gás reage com a água através de duas reações:



e



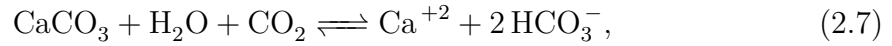
que depende do pH do corpo hídrico. A reação 2.4 ocorre em pH ácido, enquanto que a reação 2.5 ocorre em pH alcalino. De fato, a concentração do ácido carbônico (H_2CO_3) e do bicarbonato (HCO_3^-) em água,



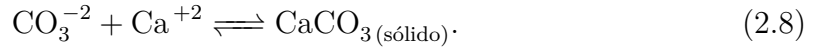
depende da concentração dos íons hidrogênio em água.

A reação 2.4 é relativamente lenta, mas a reação 2.5 é rápida, promovendo o consumo de CO_2 em água e com isso aumentando o gradiente de concentração entre a água e o ar.

O gradiente de concentração de CO_2 entre o ar e a água é bastante acentuado em corpos hídricos com alta produtividade, pois na fotossíntese há tanto o consumo direto do CO_2 do corpo hídrico quanto um aumento no pH devido a este consumo. Além disso, no corpo hídrico com pH alto ($> \sim 8,5$) e com rochas carbonatadas ou com substrato rico em carbonato,



o Ca^{2+} reage com o carbonato e o produto, carbonato de cálcio, é precipitado:



A precipitação do carbonato de cálcio é considerado um dos sumidouros permanentes do dióxido de carbono.

2.4 O Método das Covariâncias Turbulentas

A técnica baseia-se na medição dos movimentos turbulentos da atmosfera e dos constituintes que esses movimentos transportam, num determinado ponto do espaço. Especificamente, para esta técnica deve-se medir, ao longo do tempo, a componente vertical da velocidade do vento e a concentração do escalar que se deseja obter o fluxo, tal como temperatura, concentração de vapor de água, concentração de dióxido de carbono, e outros.

Para melhor interpretação dos fluxos medidos pelo MCT, os fluxos turbulentos medidos pelo método estão deduzidos matematicamente a seguir, tomando-se como base o volume de controle ilustrado na figura (2.3). Assim, aplicou-se a equação do balanço integral de massa para uma determinada grandeza extensiva, M_x , que pode ser massa de CO_2 , massa de CH_4 , massa de vapor de água, entre outras.

Note na figura que três superfícies estão representadas por $S1$, $S2$ e $S3$, L está representando o comprimento do volume de controle e b a largura, z_a é a altura dos sensores e \mathcal{F} é o fluxo de massa através da superfície paralela a $S3$ que contabiliza todas as fontes da determinada grandeza em questão dentro volume de controle.

A equação do balanço integral de massa é

$$\mathcal{F} = \frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_x dV + \oint_S \rho_x (\vec{n} \cdot \vec{U}) dS. \quad (2.9)$$

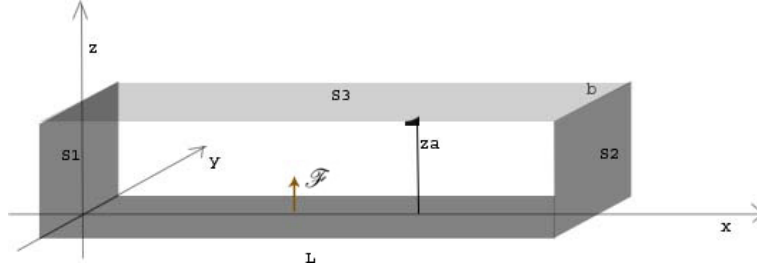


Figura 2.3: Volume de controle para dedução dos fluxos turbulentos do MCT.

onde \vec{n} é o vetor unitário normal a dS e U são as componentes u , v e w da velocidade do vento. Aplicando essa equação ao volume de controle representado na figura (2.3) e considerando um escoamento médio que só ocorre em x , obtém-se

$$\overline{\mathcal{F}} = \int \frac{\partial \overline{\rho_x}}{\partial t} dV - \int \overline{\rho_x} \overline{u} dS_1 + \int \overline{\rho_x} \overline{u} dS_2 + \int \overline{\rho_x} \overline{w} dS_3. \quad (2.10)$$

Note que as áreas das superfícies $S1$ e $S2$ são iguais; portanto, ao considerar um escoamento homogêneo e unidirecional em x , os termos de advecção de massa da superfície $S1$ e $S2$ se anulam. Além disso, considerando que a concentração do escalar dentro do volume de controle não varia significativamente durante o período médio do escoamento, elimina-se o termo transiente da equação. Desta forma, a equação (2.10) se reduz a

$$\frac{\overline{\mathcal{F}}}{bL} = \overline{\rho_x w} \Big|_{(z=z_a)} \quad (2.11)$$

cujos fluxos $\frac{\overline{\mathcal{F}}}{bL}$ pode ser representado por uma única variável, F .

A equação (2.12) é a equação padrão do método de covariâncias turbulentas para o fluxo por unidade de área de um determinado escalar:

$$F = \overline{\rho_x w} \Big|_{(z=z_a)}. \quad (2.12)$$

Para incluir as flutuações turbulentas na equação (2.12) aplica-se a decomposição de Reynolds, que é dada por:

$$a = \bar{a} + a' \quad (2.13)$$

em que a é uma variável qualquer.

O subscrito ($z = z_a$) da equação (2.12) foi omitido do desenvolvimento seguinte para simplificação das equações. Desta forma, aplicando a decomposição de

Reynolds à equação (2.12) obtém-se:

$$F = \overline{(\rho_x + \rho'_x)(\bar{w} + w')} \quad (2.14)$$

$$= \overline{\rho_x \bar{w}} + \overline{\rho_x w'} + \overline{\rho'_x \bar{w}} + \overline{\rho'_x w'} \quad (2.15)$$

De acordo com os postulados de Reynolds, a média das flutuações de uma variável turbulenta é zero, $\overline{\rho'_x w'} = 0$ e $\overline{\rho'_x \bar{w}} = 0$. Logo, a equação é simplificada a

$$F = \overline{\rho_x \bar{w}} + \overline{\rho'_x w'}. \quad (2.16)$$

O termo $\overline{\rho_x \bar{w}}$ da equação 2.16 poderia ser anulado devido à hipótese de um escoamento unidirecional em x , mas este termo é mantido para se inserir uma correção conhecida por correção WPL, Webb-Pearman-Leuning, que contabiliza uma velocidade vertical inferior à precisão dos anemômetros sônicos, que é produzida pela flutuação da densidade do ar associada à transferência de vapor e calor sensível da superfície (Webb et al., 1980).

3 Revisão Bibliográfica

Este capítulo foi dividido em 5 seções. Na primeira seção há um histórico das medições dos fluxos de gases de efeito estufa (GEE) em reservatórios de Usinas Hidrelétricas e os avanços obtidos no conhecimento do processo de geração e emissão desses gases nesses ambientes. Na seção seguinte, seção 3.2, há uma descrição comparativa do Método de Covariâncias Turbulentas (MCT) com a técnica mais utilizada para medição de gases de efeito estufa em reservatórios, câmaras flutuantes. Na seção 3.3 estão os trabalhos que utilizaram o MCT em superfícies líquidas e na seção 3.4 os procedimentos utilizados nesses trabalhos para garantia da qualidade dos fluxos estimados pelo método. Por fim, na seção 3.5, há uma descrição da técnica utilizada para estimar a área fonte dos fluxos medida pelos sensores do MCT.

3.1 GEE em reservatórios de Usinas Hidrelétricas

O primeiro estudo publicado sobre a emissão de gases de efeito estufa (GEE) em reservatórios de usinas hidrelétricas foi o de Rudd et al. (1993). Eles mediram a concentração dos gases metano e oxigênio em função da profundidade em um reservatório do Canadá e compararam o perfil obtido com os de lagos naturais produtivos. Rudd et al. (1993) notaram que os perfis eram bastante diferentes e que as taxas de decomposição biológica eram maiores nas profundidades que tinham sido recentemente alagadas.

Observados esses resultados, os autores conjecturaram que em um período de 50 anos após a inundação 60% da biomassa alagada seria decomposta em, aproximadamente, 10% metano e 90% dióxido de carbono. Além disso, supuseram que esses gases poderiam ser comparados ao se multiplicar o fluxo de metano por um fator de 60.

Utilizando essas hipóteses, Rudd et al. (1993) estimaram a emissão de gases de efeito estufa por unidade de energia produzida de duas usinas hidrelétricas do

Canadá e obtiveram resultados que os levaram a concluir que a emissão de gases de efeito estufa por unidade de energia produzida de usinas hidrelétricas pode ser significativa em relação à de usinas termoelétricas de combustíveis fósseis.

O trabalho de Rudd et al. (1993) foi bastante debatido e correções metodológicas foram sugeridas, tais como o fator de 60 utilizado para comparação dos gases, que atualmente é conhecido por índice de aquecimento global (GWP - Global Warming Potential). O índice GWP é uma medida do potencial de aquecimento da atmosfera por um gás de efeito estufa em relação ao potencial do dióxido de carbono em um dado período de tempo (Solomon et al., 2007). Atualmente, o valor 25 é utilizado pelo IPCC para obtenção do fluxo de metano relativo ao dióxido de carbono para um período de aquecimento equivalente a 100 anos (Solomon et al., 2007).

Depois do trabalho de Rudd et al. (1993), diversas pesquisas relacionadas à emissão de gases de efeito estufa em reservatórios foram publicadas, e a ideia de que as usinas hidrelétricas são fontes de energia totalmente limpa teve que ser revista. Nessas novas pesquisas houve um consenso de que os reservatórios emitem gases de efeito estufa, mas a quantidade emitida ainda é objeto de debate na literatura.

De acordo com Galy-Lacaux et al. (1997), no processo de decomposição da vegetação submersa nos reservatórios, o carbono estocado na biomassa é transformado em gás e posteriormente transferido à atmosfera. Nas regiões mais profundas do reservatório, a baixa disponibilidade de oxigênio favorece a formação de metano e gás sulfídrico, enquanto que nas regiões de maior disponibilidade de oxigênio há, principalmente, formação de dióxido de carbono. Galy-Lacaux et al. (1997) investigaram a emissão desses gases durante a formação do reservatório da usina hidrelétrica Petit Saut na Guiana Francesa. A área do reservatório era coberta por vegetação e seu preenchimento iniciou-se em janeiro de 1994 e alcançou seu nível máximo em julho de 1995. As medições foram realizadas de janeiro de 1994 a dezembro de 1995, estendendo-se por alguns meses após o preenchimento do reservatório.

Galy-Lacaux et al. (1997) notaram que as emissões de sulfeto de hidrogênio não eram relevantes em comparação com as emissões de dióxido de carbono e metano, sendo que as emissões de gás carbônico aumentaram com o tempo e o efluxo desse gás no corpo hídrico ocorria, principalmente, por difusão molecular. O fluxo de metano para atmosfera foi dominante apenas no primeiro ano de alagamento. Posteriormente essa emissão reduziu-se com o tempo. Segundo Galy-Lacaux et al. (1997), o metano é oxidado em dióxido de carbono, e, por conseguinte, há um decréscimo

na concentração de O_2 do corpo hídrico. Essa desoxigenação do corpo hídrico é um impacto ambiental negativo que pode se estender por diversos anos.

Galy-Lacaux et al. (1997) também monitoraram a emissão de gases de efeito estufa a jusante da barragem. As medições indicaram que as concentrações dos gases diminuía com a distância a jusante, sendo que o metano é principalmente emitido no canal de fuga da barragem por desgaseificação da água que passa pela turbina.

Soumis et al. (2004) também constataram emissões de gases de efeito estufa pela desgaseificação da água nas turbinas de hidrelétricas. Eles notaram que as concentrações a montante da barragem eram muito maiores do que as concentrações a jusante, e também atribuíram essa diferença de concentração à desgaseificação do corpo hídrico quando este passa pela turbina.

Soumis et al. (2004) monitoraram o fluxo difusivo de dióxido de carbono e de metano em seis reservatórios de usinas hidrelétricas dos Estados Unidos. Eles identificaram que para pH abaixo de 8 havia efluxo de dióxido de carbono e para pH acima de 8 havia fixação de dióxido de carbono. Dos reservatórios monitorados, em quatro deles havia fixação de dióxido de carbono nos períodos diurnos, e nos outros dois só havia emissão desse gás. Mesmo havendo absorção de dióxido de carbono, quando se considerava o fluxo difusivo e a desgaseificação, os reservatórios agiam como uma apreciável fonte de metano e dióxido de carbono para atmosfera.

Um trabalho que investigou as emissões de usinas hidrelétricas brasileiras foi o de dos Santos et al. (2006). Eles compararam a emissão de dióxido de carbono e metano de diversos reservatórios de usinas hidrelétricas do Brasil com emissões de termoelétricas fictícias com mesma capacidade de geração de energia. Os resultados indicaram que as emissões das hidrelétricas com menor densidade de energia (produção de energia por unidade de área do reservatório) podem ser comparáveis às emissões de termoelétricas, mas, em geral, os reservatórios das usinas hidrelétricas emitem, por unidade de energia gerada, bem menos gases de efeito estufa para atmosfera do que as termoelétricas, tal como nos reservatórios das usinas hidrelétricas de Itaipu, Segredo, Xingó, entre outras, que foram relacionadas como hidrelétricas de maior densidade de energia.

Rosa et al. (2003) também investigaram as emissões de gases de efeito estufa de reservatórios de hidrelétricas. Eles monitoraram as emissões de dióxido de carbono e metano em reservatórios brasileiros situados na Amazônia. Dois dos reservatórios eram Samuel e Tucuruí, localizados em Rondônia e Pará, respectivamente.

Nesses dois reservatórios eles observaram que o metano era sempre emitido, enquanto que o dióxido de carbono era emitido e absorvido pelos reservatórios. Além disso, observaram que havia mais emissão de metano nos locais de maior profundidade dos reservatórios. Por outro lado, essa emissão também era maior em áreas sazonalmente expostas à atmosfera devido à biodegradação de vegetais e seres vivos que colonizavam a área, e à exposição ao oxigênio da matéria orgânica que estava alagada.

Outra variável observada por Rosa et al. (2003) correlacionada com os fluxos de CO_2 e CH_4 era a intensidade do vento. Eles enfatizaram a importância de se analisar o efeito do vento sobre a emissão dos gases, pois o vento é um forçante da emissão dos gases para atmosfera devido à agitação mecânica da água, e propicia oxigenação das regiões mais profundas do reservatório, inibindo a metanogênese.

Analisando os dois reservatórios citados e mais o reservatório de Curuá-Una e de Balbina, também localizados na Amazônia, Rosa et al. (2003) notaram decaimento das emissões de metano com a idade dos reservatórios, enquanto que a emissão de dióxido de carbono não apresentou variação significativa com o tempo. Rosa et al. (2004) também observaram essa baixa correlação, e comentaram que isso acontece porque além da biodecomposição da biomassa alagada, novas cargas de carbono são aportadas ao reservatório pela bacia de drenagem e também há produção de matéria orgânica no próprio lago, tal como o fitoplâncton. Já o metano é principalmente gerado pela biodecomposição da matéria orgânica nas profundidades anóxicas do lago.

Embora Rosa et al. (2003) e Rosa et al. (2004) não tenham observado decaimento dos fluxos de CO_2 com a idade do reservatório, muitos autores observam que em geral as emissões de CO_2 e CH_4 são maiores nos primeiros anos do reservatório. De fato, Barros et al. (2011) verificaram essa correlação ao analisar a emissão de 85 reservatórios globalmente distribuídos, cuja soma das áreas correspondia a 20% da área de todos os reservatórios de hidrelétricas existentes. Eles encontraram correlação entre as emissões dos gases estufa e a latitude, e entre as emissões dos gases e a idade do reservatório, em que as maiores taxas de emissão eram dos reservatórios localizados nas regiões mais próximas dos trópicos. Entretanto, também observaram algumas exceções, em que alguns dos reservatórios monitorados estavam fixando carbono da atmosfera por estarem eutrofizados, e, nesses casos, a fixação de carbono independia da idade do reservatório e da latitude de localização.

Segundo Mendonca et al. (2012), os reservatórios são grandes acumuladores de carbono sedimentado, pois há aporte de carbono da bacia de drenagem, dos organismos fotossintetizantes, da fauna e flora que colonizam áreas de alagamento, entre outros. Embora a matéria orgânica que se encontra nas regiões de maior profundidade do reservatório possa servir de alimento para organismos biodecompositores que geram metano, a taxa de sedimentação de matéria orgânica nos reservatórios é geralmente superior às taxas de emissão de carbono para atmosfera. Além disso, eles argumentam que na ausência do reservatório a matéria orgânica transportada pelo rio é mais exposta ao oxigênio, e com isso, maiores concentrações de CO₂ seriam emitidas para a atmosfera.

Um trabalho que levou em consideração o aporte de matéria orgânica pelos rios afluentes para estimar o fluxo de gases estufa de reservatórios brasileiros é o de Ometto et al. (2013). Eles monitoraram as emissões de dióxido de carbono e metano de oito reservatórios durante 3 anos, 2003 a 2007. Sete dos oito reservatórios estavam localizados em região de Bioma Cerrado e um deles de Bioma de Floresta Atlântica, situado na cidade de Rezende - RJ. Ometto et al. (2013) observaram que as emissões de gases estufa por energia produzida decrescia com a idade do reservatório, com exceção dos reservatórios que recebiam grande aporte de matéria orgânica oriunda de esgotos de cidades.

Ometto et al. (2013) analisaram os gases emitidos pelos reservatórios a jusante e a montante da barragem. Eles notaram que a maior parte das emissões ocorria no lago dos reservatórios, a montante da barragem. A jusante da barragem, a emissão do primeiro quilômetro de rio representava menos do que 30% da emissão total dos gases de efeito estufa dos reservatórios. Por fim, Ometto et al. (2013) também concluíram que as emissões de gases de efeito estufa por unidade de energia produzida por hidrelétricas é significativamente menor quando comparadas com fontes de energia geradas por combustíveis fósseis.

3.2 Técnicas de medições de fluxos

Há diversas técnicas para se medir o fluxo dos gases traços nos ambientes. A técnica de medição direta desses gases na escala dos ecossistemas é conhecida pelo Método das Covariâncias Turbulentas (MCT). Este método vêm sendo amplamente utilizado sobre superfícies rígidas, tal como plantações, florestas, banhados, áreas urbanas, etc. (Xu e Baldocchi, 2004; Lewicki et al., 2007; Suni et al., 2003; Hatala

et al., 2012). Entretanto, a dificuldade em se fixar os equipamentos necessários para aplicação da técnica, e a necessidade do fornecimento de energia contínua ao sistema, fazem com que pesquisadores optem por outras técnicas em locais de estudo remotos e logisticamente complicados. Assim, as medições dos fluxos de gases de efeito estufa em reservatórios têm sido realizadas principalmente com câmaras flutuantes (Zhu et al., 2012; Rosa et al., 2003; Ometto et al., 2013), que é um método simples de ser aplicado e de baixo custo (Kutzbach et al., 2007).

Basicamente, as câmaras flutuantes são recipientes com uma face aberta colocada na interface ar/água. Desta forma, monitora-se as mudanças nas concentrações do dióxido de carbono dentro da câmara com o tempo para estimar o fluxo difusivo desse gás na superfície da água (Cole et al., 2010). Embora esta técnica venha sendo amplamente aplicada, as câmaras têm sido criticadas por alterar a turbulência próximo da superfície da água (Richey et al., 2002; Guerin et al., 2007) e também porque as medições pontuais e esporádicas realizadas com esta técnica são geralmente extrapoladas a todo o corpo hídrico e para um longo período de tempo (Vesala et al., 2006).

Em contraste com as medições com câmaras flutuantes, o MCT oferece a oportunidade de medir direta e continuamente o fluxo dos gases traços sem afetar a transferência natural do gás entre a água e a atmosfera, pois as medições são realizadas na atmosfera por uma estação micrometeorológica.

De maneira geral, o MCT consiste em medir as flutuações turbulentas de velocidade e de concentração no ar para então obter o fluxo turbulento via equação (2.16). As frequências das medições são geralmente de 10 ou 20 Hz, e as variáveis amostradas são promediadas em um determinado período de tempo, que deve ser grande o suficiente para a convergência das estatísticas, mas não tão grande a ponto de sofrer com a não estacionariedade inerente, na atmosfera, ao ciclo diurno. A prática comum é amostrar e promediar a turbulência atmosférica sobre períodos de 30 a 60 min (Baldocchi, 2003).

Os fluxos medidos pelo MCT são comumente chamados de fluxos turbulentos, pois são calculados pela covariância entre a flutuação turbulenta da velocidade vertical e a flutuação turbulenta do escalar em questão, equação 2.16. Assim, os fluxos obtidos são de toda a pista de vento que alcança os sensores, região denominada por *footprint* (Schuepp et al., 1990).

A utilização do MCT depende de diversas hipóteses para que as medições representem adequadamente a superfície de interesse. Por exemplo, considera-se que o escoamento está completamente desenvolvido e em estado estacionário, que na horizontal o escoamento é homogêneo, e que a velocidade média vertical do vento é próxima de zero. Além disso, uma vez que o MCT depende da mistura turbulenta do ar, essa técnica não obtém boas medições em condições de baixa turbulência ou turbulência intermitente, normalmente associadas à estratificação térmica estável da atmosfera (IHA, 2010).

Em relação às câmaras, as principais vantagens do MCT é que não há perturbação da interface ar/água, as medições podem ser realizadas continuamente e cobrem uma grande área de fluxo (Vesala et al., 2006). No entanto, a imobilidade é uma das principais desvantagens do método quando o problema em questão requer a estimativa dos fluxos sobre uma área muito maior que a área de alcance dos sensores utilizados no MCT (Duchemin et al., 1999).

3.3 Medições de fluxos de GEE com o MCT em superfícies líquidas

O método de medição das covariâncias turbulentas é amplamente utilizado para se medir os fluxos de carbono na natureza. Em corpos hídricos, esse método tem sido bastante utilizado para se medir evaporação e fluxos de calor sensível, mas há poucas publicações na literatura da aplicação deste método para medições de fluxos de gases de efeito estufa nesses ambientes, principalmente em reservatórios de usinas hidrelétricas, onde a técnica mais utilizada é a medição com câmaras flutuantes.

Uma aplicação do método de medição de covariâncias turbulentas em lagos naturais foi a de Anderson et al. (1999), que utilizaram o MCT para medir os fluxos de CO₂ em um lago natural de 37,09 ha de área localizado em Minnesota, Estados Unidos. A estação micrometeorológica foi instalada no meio do lago e a 1,2 metros acima deste. Em um período de 3 anos, Anderson et al. (1999) mediram os fluxos de CO₂ em 5 semanas do verão, 5 semanas de outono e 5 semanas da primavera. Os fluxos foram diferentes para as diferentes estações do ano, em que observaram que após o degelo do lago, na primavera, os fluxos de CO₂ eram grandes e diminuíram exponencialmente num período de duas semanas, enquanto que no verão o lago geralmente fixava dióxido de carbono da atmosfera.

Vesala et al. (2006) também utilizaram o MCT sobre um lago natural. Com este método eles mediram o fluxo de quantidade de movimento, calor latente, calor sensível e de dióxido de carbono em um pequeno lago do sul da Finlândia. Na época de sua publicação, os autores comentaram a escassez de medições de covariâncias turbulentas para estimar os fluxos de dióxido de carbono em lagos, e afirmaram que só havia na literatura os trabalhos de Eugster et al. (2003) e Anderson et al. (1999), sendo que Vesala et al. (2006) realizaram as medições mais longas, até então, do fluxo de CO₂ nesses ambientes.

O monitoramento de Vesala et al. (2006) foi realizado por uma estação micrometeorológica instalada na margem do lago que operou continuamente do mês de abril a novembro de 2003, período em que a superfície do lago estava descongelada. Seus resultados indicaram que o lago agia como uma fonte de carbono para a atmosfera, com efluxo que variava de 0,2 a 0,4 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

As medições no site de Vesala et al. (2006) continuaram sendo realizadas e os resultados foram publicados por Huotari et al. (2011). Neste artigo está a maior campanha de medição de dióxido de carbono em lagos pelo MCT (5 anos de medições sobre o lago). Durante esse período Huotari et al. (2011) observaram uma dinâmica anual padrão do fluxo de CO₂ entre o lago e a atmosfera, em que muito do CO₂ era emitido para atmosfera no final do verão e durante o outono, enquanto que na primavera e no meio do verão observaram fluxos pequenos e alguns períodos de fixação de dióxido de carbono no lago.

Segundo Eugster et al. (2003), a troca de gás entre o ar e a água é mediada pela turbulência gerada pelo cisalhamento do vento, pela mistura convectiva da água gerada pela perda de calor na superfície, pela precipitação, e pelo movimento de quebra das ondas formadas no lago. Sabendo disso de antemão, Eugster et al. (2003) investigaram os fluxos de CO₂ pelo MCT em dois lagos, em condições de tempo que lhes permitiram analisar os processos que regulavam o fluxo desse gás na ausência de ventos fortes.

Eugster et al. (2003) realizaram três campanhas de monitoramento. A primeira campanha durou dois dias e a estação micrometeorológica foi instalada na margem do lago Toolike no Alaska. A segunda campanha também foi no lago Toolike e durou 5 dias, mas os equipamentos foram instalados no centro do lago sobre uma boia ancorada. Já a terceira campanha de monitoramento foi no lago Soppen-

see na Suíça e cobriu 3 dias de monitoramento com equipamentos montados em uma boia ancorada no centro do lago.

Eugster et al. (2003) notaram que os fluxos de CO_2 eram maiores quando havia turbulência no corpo hídrico associada a sua desestratificação térmica. Além disso, eles observaram correlação negativa entre os fluxos de CO_2 e a diferença entre a temperatura do ar e da água. Geralmente havia emissão de dióxido de carbono no lago quando a temperatura da água era maior do que a do ar, e fixação de CO_2 no lago para temperatura do ar maior do que da água. Estes fluxos eram da mesma ordem de grandeza dos fluxos apresentados no trabalho de Vesala et al. (2006).

No trabalho de Jonsson et al. (2008), fluxos de dióxido de carbono medidos pelo MCT em um lago na Suécia foram comparados com os fluxos obtidos pelo modelo de transferência de massa de Cole e Caraco (1998). Para isso eles realizaram medições simultâneas dos fluxos de CO_2 com ambas as técnicas e compararam os fluxos obtidos com medições de carbono inorgânico dissolvido no lago e com a estimativa do balanço de carbono de todo o lago. Seus resultados indicaram que o MCT dá uma estimativa mais acurada dos fluxos de CO_2 do que a estimativa dos fluxos com o modelo. Além disso, durante o período de medição de Jonsson et al. (2008), do dia 17 de junho de 2005 a 15 de outubro de 2005, eles observaram que o fluxo de dióxido de carbono era maior em condições de ventos fortes e quando a temperatura da água do lago era maior do que a temperatura do ar.

Outro trabalho que utilizou o MCT sobre um lago foi o de Guerin et al. (2007), que investigaram os fluxos de CO_2 no reservatório da hidrelétrica de Petit-Saut na Guiana Francesa. Os fluxos obtidos com o MCT reportados nesse trabalho foram de apenas 24 horas de medições em uma estação instalada na margem do lago da hidrelétrica. O principal objetivo da utilização do Método de Medição de Covariância Turbulentas por Guerin et al. (2007) foi validar as medições realizadas com as câmaras flutuantes. Por meio de uma comparação entre a média diária do fluxo de CO_2 obtidas por ambos os métodos, eles verificaram que a diferença entre os fluxos era de 30%. Segundo Guerin et al. (2007), 30% é um intervalo de erro geralmente aceito para as medições com as câmaras.

De acordo com Eugster et al. (2011), a maior parte do carbono inorgânico presente em águas alcalinas está na forma de bicarbonato e carbonato, e não como CO_2 . Logo, eles afirmam que as emissões de dióxido de carbono são menores do que as emissões de metano em águas alcalinas. Tendo isso em vista, Eugster et al. (2011)

mediram apenas os fluxos de CH_4 em um reservatório de uma hidrelétrica localizada na Suíça. Eles utilizaram o MCT, e observaram que os fluxos de CH_4 eram maiores quando a temperatura da água era maior, e que estes diminuía quando o nível de água no reservatório aumentava.

O Método de Medição de Covariâncias Turbulentas tem sido amplamente utilizado para estudar o aquecimento global. Na literatura, encontram-se trabalhos que utilizam esse método para investigar tanto o fluxo dos gases de efeito estufa quanto o possível impacto do aquecimento global no meio ambiente. Nessa segunda linha de pesquisa, Liu et al. (2009) e Blanken et al. (2000) utilizaram esse método para medir os fluxos de calor sensível e latente em reservatórios, e com isso estimar o balanço de energia e a taxa de evaporação desses ambientes. A partir destas medições Liu et al. (2009) observaram que alterações nas frentes frias como resultado do aquecimento global poderiam conduzir para uma substancial mudança no balanço de energia e no balanço hidrológico das regiões com numerosos corpos hídricos. Já Blanken et al. (2000), constataram que em um ano de El Niño, em que a temperatura do ar estava 4°C acima do normal, a evaporação do reservatório foi significativamente maior; logo, eles concluíram que um aumento da temperatura global poderia alterar a magnitude e a sazonalidade da evaporação dos lagos.

3.4 Controle de qualidade dos dados medidos pelo MCT

Uma etapa importante no cálculo dos fluxos pelo MCT é o tratamento e seleção dos dados medidos. Essa etapa é fundamental porque podem ocorrer falhas de instrumentação, condições atmosféricas adversas à aplicação do método (chuvas intensas, descargas elétricas, intermitência da turbulência), medições de fluxos de superfícies adjacentes a superfície de interesse, entre outras situações que podem gerar informações que não condizem com a realidade ou com o que se pretende medir.

Na literatura há diversas técnicas para seleção dos dados utilizados no processamento dos fluxos. O método utilizado por Anderson et al. (1999) foi a inspeção visual dos dados medidos, e a rejeição das amostras de dados que tinham mais do que 100 picos de medições discrepantes, também conhecidos por *spikes*. Além disso,

Anderson et al. (1999) rejeitaram os dados cujo perfil do coespectro divergia do coespectro idealizado de Kaimal et al. (1972)¹.

Para garantir a qualidade dos fluxos medidos, Liu et al. (2009) substituíram os dados brutos que excediam $\pm 5\sigma$ das médias das amostras de meia hora por uma interpolação linear. Já Eugster et al. (2003) removeram os picos de medições que estavam fora do intervalo $\pm 3\sigma$ da média da amostra de 30 minutos dos dados brutos, e rejeitaram os fluxos de *momentum* positivo. Eles alegaram que as medições que apresentaram fluxos de *momentum* positivo não eram da superfície de interesse. Esse último critério eliminou 28% dos dados medidos em um dos lagos analisados e 6% do outro lago.

Assim como comentado na seção 3.2, o MCT pressupõe um escoamento estacionário. Para verificar se os fluxos foram medidos em condições que atendiam à hipótese da estacionariedade, Jonsson et al. (2008), Vesala et al. (2006) e Eugster et al. (2011) reduziram as médias das covariâncias de 30 minutos para blocos de 5 minutos. Assim, eles compararam os fluxos obtidos nas médias de 5 minutos com o correspondente fluxo de 30 minutos. Se os fluxos das médias de 5 minutos tivessem uma diferença menor do que 30% dos fluxos de 30 minutos, o critério de estacionariedade era atendido, caso contrário os fluxos das médias de 30 minutos eram descartados.

É importante frisar que há procedimentos de controle de qualidade nos dados medidos pelo MCT específicos para cada ambiente. Assim, existem procedimentos de controle de qualidade de medições sobre florestas e outras superfícies que não são apropriados para as medições sobre o lago, tal como a filtragem de medições associadas a velocidades de fricção abaixo de um determinado valor. Segundo Vesala et al. (2012), um aparente baixo valor da velocidade de fricção pode ser erroneamente interpretado como baixa mistura turbulenta em medições sobre lagos, pois nesses ambientes a convecção é um importante forçante da mistura turbulenta.

Além dos procedimentos de controle de qualidade sobre as medições, é necessário checar se as medições da estação micrometeorológica são da superfície de interesse. A área fonte de fluxos de alcance dos sensores é conhecida por *footprint*, e essa área pode ser estimada por modelos matemáticos.

¹Kaimal et al. (1972) obtiveram uma equação empírica que descreve o perfil do coespectro em condições da atmosfera que atendem à Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov.

Vesala et al. (2006) utilizaram o MCT para estimar os fluxos de um lago localizado na Finlândia. Utilizando um modelo de *footprint*, Vesala et al. (2006) rejeitaram 62% de todos os fluxos medidos pela estação micrometeorológica porque eles identificaram que esses fluxos não vinham da superfície do lago.

O modelo de *footprint* utilizado por Vesala et al. (2006) indicou que o *footprint* da região de estudo era pequeno por causa da turbulência gerada pela floresta que circundava o lago, mas comentaram que em grandes corpos d'água o *footprint* tende a ser extenso devido ao baixo nível de turbulência mecânica.

Outra interação água-terra que pode influenciar o fluxo de CO₂ medido pelos sensores é o processo de advecção do CO₂ das áreas circundantes ao lago. Para evitar essa interferência, Vesala et al. (2006) reduziram o tempo das médias das covariâncias de 30 minutos para 5 minutos para os locais onde o *footprint* alcançava uma área próxima da margem do lago. Eugster et al. (2003) introduziram essa técnica ao realizarem uma análise dos coespectros do fluxo de CO₂, em que observaram um fluxo elevado em uma região de baixa frequência que divergia do coespectro idealizado de Kaimal et al. (1972). Ao transformarem a escala de frequência para uma escala de número de onda, observaram que os fluxos de baixa frequência eram de um comprimento de onda da ordem da distância da estação à margem do lago. Esses autores consideraram que tais anomalias nas baixas frequências dos coespectros eram indicativas de advecção, e que as medições estavam provavelmente sendo afetadas pela respiração da floresta que circundava o lago. Assim, Vesala et al. (2006) reduziram as médias das covariâncias de 30 minutos para 5 minutos nas medições do período diurno e observaram que os coespectros melhoravam significativamente em comparação com o coespectro idealizado.

Os fluxos apresentados por Vesala et al. (2006) foram calculados de apenas 33% de todos os dados medidos, pois 62% dos fluxos eram de uma direção do vento inadequada para se investigar os fluxos do lago, 6% não passaram pelo critério de qualidade e em 9% dos dados ocorreram interrupções em algumas das medições.

3.5 *Footprint*

Para utilização do experimento de Medições das Covariâncias Turbulentas é necessário estimar a área fonte dos fluxos medidos pelos equipamentos. De acordo com Burba (2001) essa área é conhecida por *footprint*, e é variável com a altura das

medições, rugosidade da superfície e estabilidade atmosférica. Vale a pena ressaltar que na palavra “fonte” incluem-se os fluxos negativos.

Na literatura há inúmeros modelos que estimam o *footprint*. Um dos mais antigos e bastante simples é o modelo de Schuepp et al. (1990). Este modelo é uma solução analítica da equação da difusão e é utilizado para previsão do *footprint* em condições da atmosfera próximas da neutralidade.

Outro modelo analítico utilizado para estimar o *footprint* em condições neutras da atmosfera é o de Gash (1986), que é um modelo euleriano e considera o campo de velocidade do vento homogêneo. Este modelo e o modelo de citado anteriormente, (Schuepp et al., 1990), foram tomados como base para o desenvolvimento de modelos eulerianos analíticos mais complexos, tal como o modelo de *footprint* apresentado por Hsieh et al. (2000), o qual estima o *footprint* para diferentes níveis de estabilidade da atmosfera, rugosidade do terreno e altura de medição.

A equação que estima os fluxos dos escalares (F) pode ser escrita como:

$$F = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(x, y) f(x, y) dy dx, \quad (3.1)$$

em que S é o fluxo da superfície no ponto (x, y) e f é o quanto este ponto contribui para o fluxo medido na torre, que quando integrado é denominado *footprint*.

Em geral, os modelos de *footprint* analíticos consideram um fluxo superficial constante (S_0) para solução da equação 3.1. Essa simplificação limita a aplicação desses modelos a superfícies homogêneas. Portanto, em diversos trabalhos, modelos de *footprint* resolvidos numericamente são utilizados para estimar a área fonte dos fluxos em diversas condições da atmosfera e em superfícies heterogêneas, tal como o modelo lagrangiano de Hsieh e Katul (2009).

O menor custo computacional dos modelos analíticos é um importante fator a ser levado em consideração nos experimentos de MCT, tendo em vista que nos experimentos com MCT as medições são contínuas e em alta frequência, ou seja, há uma quantidade de dados consideravelmente grande para o processamento dos fluxos. Desta forma, algumas técnicas foram desenvolvidas para utilização dos modelos analíticos em condições não consistentes com os pressupostos subjacentes a estes modelos (Gockede et al., 2004); por exemplo, com o método de desfragmentação do fluxo “Flux Fragment Method” (FFM) (Kirby et al., 2008) é possível utilizar os modelos de *footprint* analíticos em superfícies heterogêneas.

4 Metodologia

O presente trabalho refere-se ao estudo dos fluxos turbulentos de dióxido de carbono medidos pelo Método de Covariâncias Turbulentas (MCT) no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu. O objetivo central do trabalho é examinar a variação sazonal e o ciclo diário do fluxo turbulento de CO_2 no reservatório, e comparar os fluxos medidos no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu com fluxos apresentados na bibliografia.

Neste capítulo há uma descrição do local de estudo, seção 4.1, dos sensores utilizados para aplicação do MCT, seção 4.2, dos procedimentos realizados para o processamento dos fluxos turbulentos, seção 4.3, e do método utilizado para estimativa da área fonte dos fluxos medidos pelos sensores do MCT, seção 4.4.

4.1 Local de estudo

O reservatório de Itaipu está localizado na porção central do vale do rio Paraná na fronteira do Paraguai com o Brasil. Segundo Stivari et al. (2005), o represamento do rio Paraná ocorreu em dois estágios; o primeiro em novembro de 1982, em que a superfície do lago alcançou 206 metros acima do nível do mar, e no segundo estágio, em junho de 1984, a superfície do lago atingiu o nível final de 220 metros, ocupando uma área total de 1460 km^2 .

Para estimar os fluxos de dióxido de carbono no reservatório de Itaipu, uma estação micrometeorológica foi instalada em uma ilha do reservatório localizada nas proximidades da cidade de Missal do Estado do Paraná. As coordenadas geográficas da ilha são latitude $-25^\circ 03' 25,72''$ e longitude $-54^\circ 24' 33,67''$, e a altitude em relação ao mar é de 220 m. A localização da estação pode ser vista na figura 4.1, em que estão três imagens do reservatório em uma sequência que amplia a região da estação micrometeorológica, da esquerda para direita. Nela estão destacadas algu-



Figura 4.1: Localização da estação micrometeorológica no reservatório da hidrelétrica de Itaipu.

mas cidades, a barragem, a estação e algumas distâncias da estação às margens do reservatório.

Na figura 4.2 estão duas imagens da região da estação micrometeorológica, à esquerda está um mapa com resolução espacial de 1:50.000 do ano de 1980, anterior a construção da hidrelétrica, que pode ser encontrado na *homepage* do Instituto de Terras Cartografia e Geociências do Paraná (<http://www.itcg.pr.gov.br/>). À direita dessa figura está uma imagem do Google mapas que foi georreferenciada com o programa *Quantum Gis* utilizando o mapa da esquerda. Com o mapa georreferenciado é possível verificar a profundidade do reservatório na região da estação micrometeorológica, que é de aproximadamente 20 metros.

Dois trabalhos encontrados na literatura que produziram informações úteis para este trabalho são o de Filho et al. (2011) e o de Stivari et al. (2005). Stivari et al. (2005) desenvolveram um mapa temático do uso de terra no entorno do reservatório por meio de imagens de satélite que está no lado esquerdo da figura 4.3, e Filho et al. (2011) classificaram o reservatório de Itaipu de acordo com sua hidrodinâmica, imagem do lado direito da figura 4.3.

Segundo Stivari et al. (2005), os principais usos da terra na vizinhança do reservatório são: 28% de floresta, 30% de área de agricultura e 34% de área de pastagem, sendo que as áreas de floresta estão principalmente concentradas no lado Paraguaio.



Figura 4.2: Mapa anterior a construção da hidrelétrica indicando a localização da estação micrometeorológica, à esquerda, e, à direita, imagem georreferenciada da ilha em que a estação micrometeorológica foi instalada.

É bem aceito pela comunidade científica que ao longo do eixo principal dos reservatórios, do rio à barragem, é possível discernir três zonas que variam em suas propriedades físicas, químicas e biológicas, que são as zonas Fluvial, de Transição e Lacustre. Essas zonas são assim classificadas pelo fluxo de entrada de água e seu tempo de residência médio. Em geral, o tempo de residência aumenta enquanto que os nutrientes e os materiais suspensos na água diminuem com a proximidade da barragem. Na imagem do lado direito da figura 4.3 estão essas três regiões classificadas por Filho et al. (2011).

Sabendo que o tempo de residência e a concentração de nutrientes são as principais controladoras da produtividade do fitoplâncton, Filho et al. (2011) investigaram o grau de eutrofização do reservatório de Itaipu ao longo de sua extensão com medições de 1986 a 2007. Os resultados dos Índices de Estado Trófico indicaram um estado de mesotrofia para as zonas fluvial e de transição e oligotrofia para a zona lacustre do reservatório.

Em alguns meses das medições realizadas neste trabalho, parte da ilha ficou exposta à atmosfera e com isso houve formação de vegetação. Nos meses em que se observou essa vegetação, as medições do ângulo da direção do vento correspondente às áreas com vegetação na ilha foram descartadas do cálculo dos fluxos. Na terceira imagem da figura 4.4, da esquerda para direita, está o setor da ilha que apresentou vegetação, cujo ângulo era de -3° a 122° em relação ao eixo norte.

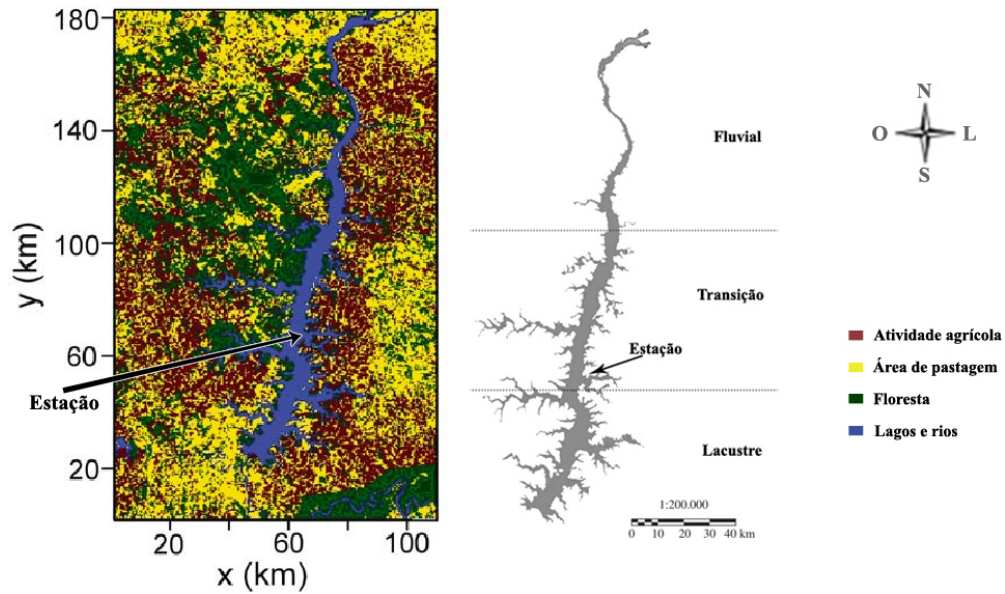


Figura 4.3: Mapa temático de uso da terra do lado esquerdo e mapa de classificação do reservatório do lado direito, adaptados do trabalho de Stivari et al. (2005) e Filho et al. (2011), respectivamente.



Figura 4.4: Ilha do reservatório da hidrelétrica de Itaipu em que a estação micrometeorológica foi instalada, e o ângulo do vento cujas medições foram descartadas por haver vegetação.

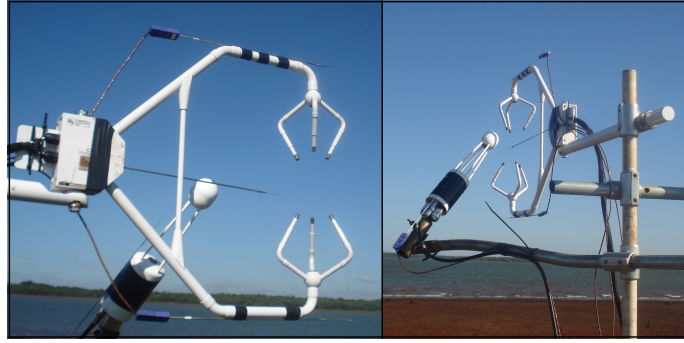


Figura 4.5: Configuração do conjunto rápido na estação micrometeorológica.

4.2 Estação micrometeorológica

A estação micrometeorológica foi fixada em uma ilha do reservatório na altitude de 219 metros em relação ao mar. Os sensores instalados na estação podem ser divididos em dois grupos: um grupo denominado conjunto rápido, que são os sensores capazes de medir as flutuações das concentrações turbulentas, e outro grupo denominado conjunto lento, que são os sensores que medem com frequência incapaz de detectar as flutuações turbulentas. Os sensores do conjunto lento são necessários tanto para a análise dos dados quanto para o cálculo dos fluxos, cujos cálculos estão descritos na seção seguinte, seção 4.3.

No conjunto rápido as medições foram realizadas a 20 Hz e os sensores instalados foram: um anemômetro sônico CSAT3 (*Campbell Scientific*) configurado para medir as três componentes da velocidade do vento (m s^{-1}) e a temperatura sônica ($^{\circ}\text{C}$); um analisador de gases LI7500 (*Licor*) configurado para medir concentração de dióxido de carbono (mmol m^{-3}), concentração de vapor de água (mmol m^{-3}) e pressão (hPa); e quatro termopares FW03 (*Campbell Scientific*) configurados para medir temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

Os sensores CSAT3 e LI7500 foram posicionados a 3,76 m acima da base da estação. No sensor CSAT3 três termopares foram acoplados acima, abaixo e no centro do caminho sônico, e no sensor LI7500 um termopar foi acoplado no centro do caminho óptico. A configuração dos sensores pode ser vista na Figura 4.5.

De acordo com o manual do fabricante do analisador de CO_2 e H_2O , LI7500 da *LI-COR Biosciences*, há dois componentes principais para calibração desse sensor: o primeiro é determinar os valores dos coeficientes de calibração e o segundo é configurar o zero e a concentração máxima possível de ser medida por esse sensor. Na



Figura 4.6: Configuração do conjunto lento na estação micrometeorológica.

calibração de fábrica essas duas etapas são realizadas. No entanto, recomenda-se que o zero e a concentração máxima possível de ser medida pelo LI7500 sejam frequentemente ajustadas. Já os coeficientes de calibração podem ser mantidos por diversos anos. Neste trabalho, ambos os procedimentos de calibração foram realizados em dois sensores LI7500 que foram substituídos ao longo do período de monitoramento. O primeiro sensor foi calibrado em janeiro de 2013 e o segundo sensor em abril de 2013.

No conjunto lento as medições foram realizadas a 0,1 Hz e os sensores utilizados foram: quatro sondas de dióxido de carbono GMP343 (*Vaisala*) configuradas para medir concentração de dióxido de carbono (ppm); uma sonda de temperatura e umidade relativa CS500 (*Campbell Scientific*) configurada para medir temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa do ar (%); um barômetro 61302V (*Young*) configurado para medir pressão (hPa); um piranômetro SP LITE (*Kipp & Zonen*) configurado para medir radiação (Wm^{-2}); e um pluviômetro (*MRI*) configurado para medir precipitação da chuva (mm).

Dois GMP343 foram posicionados a 1,77 m acima da base da estação e os outros dois a 3,66 m. O CS500 foi instalado em uma altura de 2,85 m acima da base da estação, o barômetro a 1,73 m, o piranômetro a 2,67 m e o pluviômetro a 3,00 m. Na Figura (4.6) é possível ver a configuração espacial do conjunto lento.

Os dados do conjunto rápido eram enviados a um sistema de aquisição de dados (*datalogger*) da *Campbell Scientific* CR23X, equipamento que realiza a leitura analógica dos sensores de modo ordenado e sincronizado, e posteriormente eram convertidas em leituras digitais para um *netbook* que armazenava os dados em arquivos com 10 minutos de dados. Já os dados do conjunto lento eram armazenados em um outro *datalogger* CR23X.



Figura 4.7: Configuração dos analisadores de dióxido de carbono, GMP's 343, na grameira de Tijucas do Sul - PR.

Tabela 4.1: Número de serial dos sensores GMP343 utilizados neste trabalho.

Sensor	Número de serial
1	G1120006
2	G1120007
3	G1030010
4	G1120008

O *netbook* foi posteriormente substituído por um Mini PC MT 1000 da marca *Urmet DARUMA* devido ao seu alto consumo de energia elétrica. No dia 22 de julho de 2013 o *netbook* foi substituído por esse mini computador e duas novas baterias de automóvel foram acrescentadas ao sistema, totalizando 7 baterias de automóvel ligadas a 3 placas solares.

Antes da instalação dos analisadores de dióxido de carbono do conjunto lento na estação de Itaipu, esses sensores foram instalados em uma estação localizada em uma grameira na cidade de Tijucas do Sul - PR, alinhados equidistantes ao solo como pode ser visto na figura 4.7. Assim, as medições foram intercomparadas para verificar se eram compatíveis.

Na figura 4.8 estão os diagramas utilizados para intercomparação desses sensores, e na tabela 4.1 estão os sensores e seus números de seriais.

Nota-se na figura 4.8 que há diferenças nas concentrações medidas pelos sensores, principalmente quando a intercomparação era com o sensor 3. Na tabela 4.1 se pode observar que o sensor 3 é o único que não segue a sequência do número de serial, indicando que foi produzido em data diferente dos outros sensores. De fato, esse equipamento foi o único comprado em data diferente.

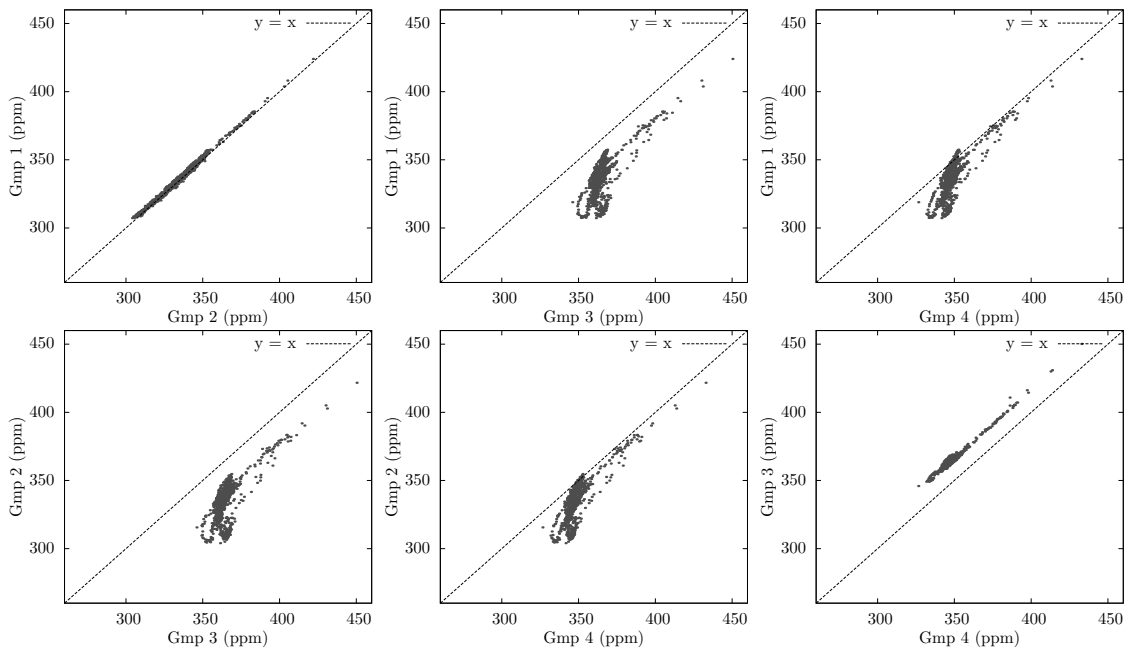


Figura 4.8: Intercomparação dos dados medidos pelos sensores GMP's 343.

Observa-se na figura 4.8 que as concentrações medidas pelos sensores 1 e 2 eram praticamente iguais. Portanto as concentrações relativas ao sensor 1 foram utilizadas para correção das concentrações medidas pelos sensores 3 e 4. Para isso, plotou-se as concentrações medidas pelo sensor 1 contra as concentrações medidas pelo sensor 3, sendo que os dados do sensor 1 foram colocados no eixo y e os dados do sensor 3 no eixo x , com isso calculou-se uma regressão linear cujo coeficiente angular (m) e linear (l) foram utilizados para corrigir os dados do sensor 3 da seguinte maneira: $y = m[\text{CO}_2]_{\text{sensor 3}} + l$. O mesmo procedimento foi realizado para correção do sensor 4. As correções dos dados medidos estão representadas na figura 4.9.

Além da estação micrometeorológica, desenvolveu-se um sistema simples para medição da temperatura da água na superfície e a 25 cm de profundidade.

O sensor utilizado para medição de temperatura é o BetaTherm 100K6A Thermistor - L108 da *Campbell Scientific*. Este sensor pode ser utilizado na água, no ar e no solo. Dois desses sensores foram acoplados a uma boia náutica para medir a temperatura na superfície da água e a 25 cm de profundidade. Na parte superior da boia, uma tela com tiras de um material reflexivo foi fixada para bloquear a radiação solar. Para armazenar os dados medidos pelos sensores de temperatura utilizou-se o *datalogger* CR23X da *Campbell Scientific* protegido por uma caixa plástica e

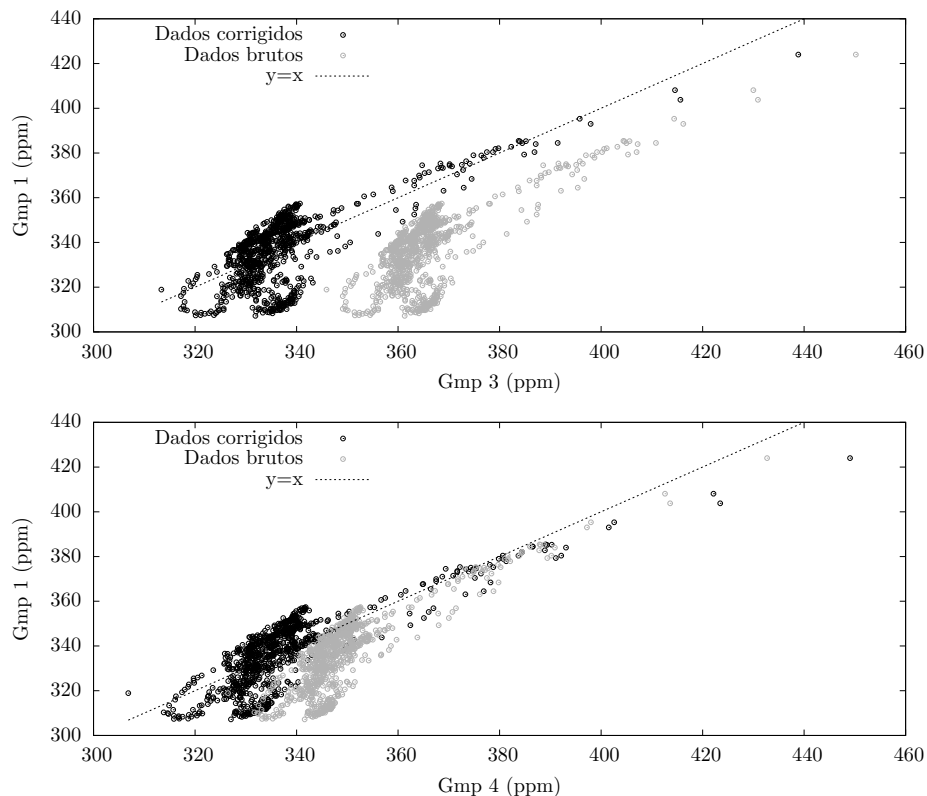


Figura 4.9: Correção das medições dos sensores GMP 343.

alimentado por uma bateria de motocicleta de 12 V e 6 Ah. O sistema pode ser visto na figura 4.10.

O sistema de medição de temperatura da água foi fixado na boia SIMA I do lago de Itaipu, figura 4.11, cuja localização era latitude $-25^{\circ} 01' 49,93''$ e longitude $-54^{\circ} 25' 30,37''$.

4.3 Processamento dos dados

Assim como já foi mencionado nesse texto, para utilização do Método de Medição de Covariâncias Turbulentas é necessário realizar um controle de qualidade nos dados medidos pela estação micrometeorológica. Neste trabalho, o controle de qualidade foi realizado durante todas as etapas do processamento dos dados. Assim, o processo de seleção dos dados está comentado neste texto com a descrição das etapas do processamento.

A primeira etapa do processamento foi agrupar os dados do conjunto rápido em arquivos com 30 minutos de dados porque os fluxos estimados neste trabalho foram de amostras de dados de 30 minutos. Nota-se que os fluxos medidos nos tra-



Figura 4.10: Boia para medição de temperatura da água, à esquerda, e sistema de armazenamento dos dados medidos pelo sensor de temperatura, à direita.



Figura 4.11: Sistema de medição de temperatura da água acoplado na boia SIMA I, à esquerda, e a estação micrometeorológica quando sua base coincide com o nível do reservatório, à direita.

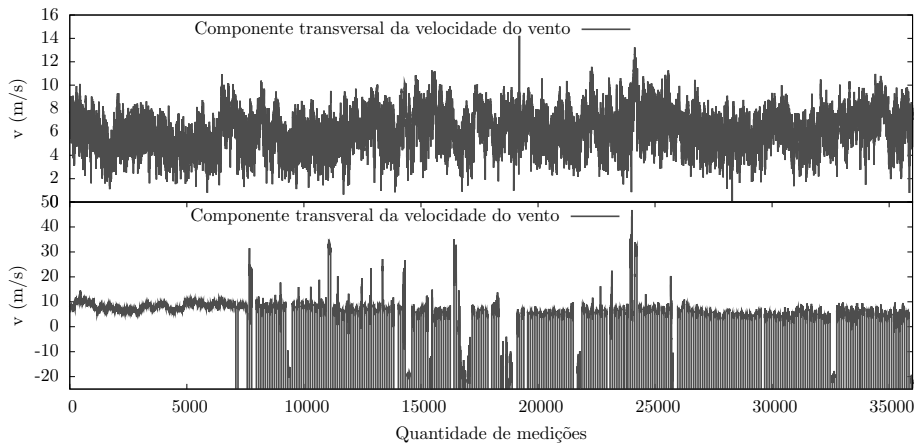


Figura 4.12: Amostras de 30 minutos de medições da componente transversal (v) da velocidade do vento selecionada no controle de qualidade, gráfico superior, e descartada no controle de qualidade, gráfico inferior.

balhos apresentados na revisão bibliográfica deste texto também foram de amostras de 30 minutos de dados.

É bastante comum encontrar nesses arquivos de dados falhas de medições, medições com valores muito superiores ao restante dos dados (*spikes*), amostras de dados cuja reta de regressão linear contra o tempo diverge significativamente dos dados medidos, etc. Logo, as variáveis dispostas nos arquivos de dados de meia hora foram plotadas para inspeção visual. Nesta etapa, as medições de densidade molar de CO_2 , densidade molar de H_2O e velocidade do vento foram verificadas para seleção das amostras de dados de 30 minutos. Já no caso das outras medições do conjunto rápido, foram analisadas para verificar se havia necessidade de substituir os dados utilizados no cálculo dos fluxos por dados obtidos por outro sensor, pois havia medições iguais realizadas por sensores sobressalentes.

Na figura 4.12 estão plotados dois exemplos de arquivos de dados de 30 minutos. O primeiro, de cima para baixo, é um exemplo de uma boa amostra de medições da componente v da velocidade do vento, enquanto que o segundo gráfico é de uma amostra de dados de 30 minutos com medições prejudicadas pela chuva.

Na figura 4.13 estão os dados das medições da densidade de CO_2 referentes às medições da figura 4.12. Nota-se que a amostra que apresentou problemas de medições tem um perfil de medições de CO_2 que não atende o critério de estacionariedade para o cálculo dos fluxos. Esse critério será melhor compreendido na etapa *linear detrending*. Já a amostra de dados que apresentou boas medições na figura

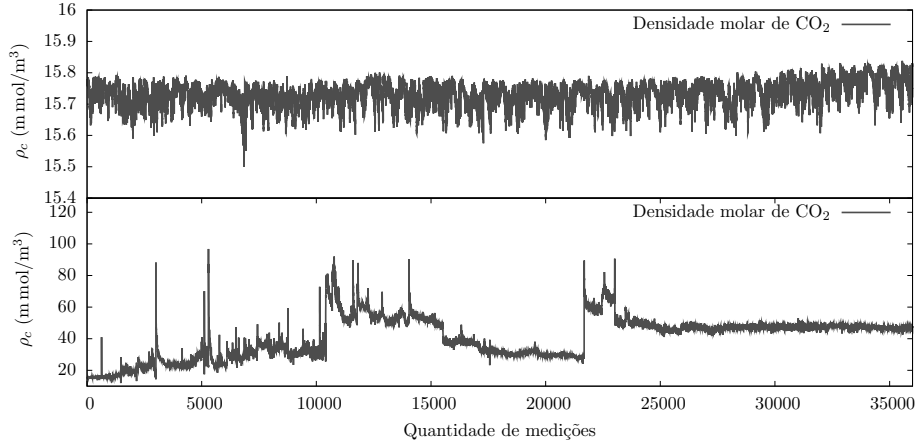


Figura 4.13: Amostras de 30 minutos de medições da densidade molar de CO_2 selecionada para o cálculo dos fluxos, gráfico superior, e descartada do cálculo dos fluxos, gráfico inferior.

4.12, também apresentou boas medições na densidade de CO_2 , como pode ser visto na parte superior da figura 4.13.

Em algumas amostras de dados observaram-se *spikes*. Segundo Vickers e Mahrt (1996), os *spikes* são, geralmente, resultados de erros eletrônicos no sistema de monitoramento e aquisição, e também de interferências da chuva no anemômetro sônico e/ou analisador de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Portanto, é importante que esses dados sejam removidos para que eles não influenciem o fluxo da amostra de dados. Neste trabalho, os *spikes* foram eliminados por um filtro auto-recursivo linear de ordem 1 (Dias, 2013), que é a solução da equação diferencial

$$\frac{d\bar{a}}{dt} + \frac{1}{P}\bar{a} = \frac{1}{P}a(t) \quad (4.1)$$

na forma discretizada:

$$\bar{a}_{n+1} = \frac{\Delta t}{P}a_{n+1} + \left(1 - \frac{\Delta t}{P}\right)\bar{a}_n, \quad (4.2)$$

em que \bar{a} é a média móvel e P é a “janela” do filtro, que, obviamente, deve ser menor do que o tamanho da amostra, que é de 30 minutos neste trabalho, e maior do que o intervalo entre as medições, Δt , do conjunto rápido, que é de 0,05 segundos neste trabalho. Este filtro foi utilizado para substituir os dados de magnitude superior a $\pm 5\sigma$ de uma “janela” $P = 5$ minutos pelo valor médio dos dados da janela, e para identificar as amostras de dados com mais do que 50 *spikes*. As amostras de dados com mais do que 50 *spikes* foram descartadas do cálculo dos fluxos.

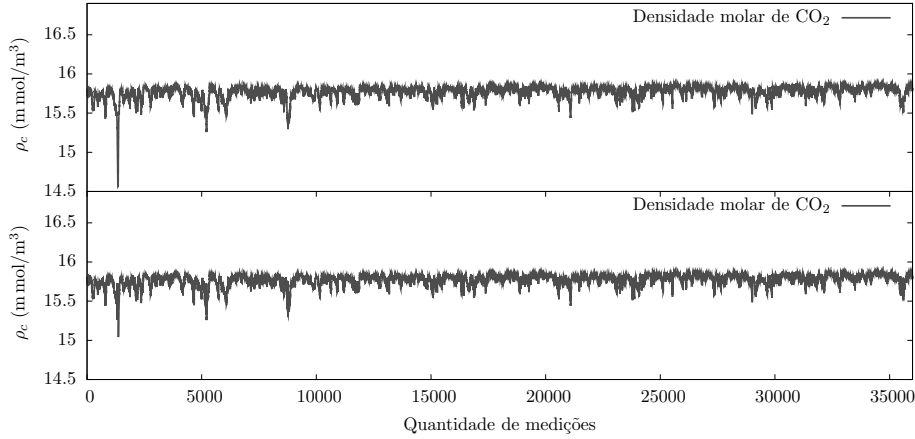


Figura 4.14: Amostras de meia hora de dados de densidade molar de CO₂ com *spike*, gráfico superior, e após a remoção do *spike*, no gráfico inferior.

Na figura 4.14 estão dois gráficos da mesma amostra de dados. No gráfico superior observa-se um *spike* bem definido na amostra de dados, e no gráfico inferior observa-se a remoção do *spike* quando se utilizou a rotina de remoção de *spikes*.

De acordo com o manual dos sensores LI7500 e CSAT3, é possível que a transmissão dos dados medidos pelo sensor ao sistema de armazenamento pode atrasar no tempo. Assim, para que todas as medições estejam no mesmo tempo, verificou-se a defasagem desses sensores em relação ao termopar que foi disposto no meio do caminho sônico do CSAT por uma análise de covariância. A covariância entre a amostra dos dados x com a amostra dos dados y é dada por:

$$S_{xy}(k) = \frac{\sum_{i=0}^{n-1-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})}{n}. \quad (4.3)$$

Plotando os valores encontrados para a covariância em função de k , o pico ou o vale da covariância deve estar localizado em $k = 0$. Caso isso não aconteça, sabe-se que existe uma defasagem entre o conjunto de dados, que é indicada pela posição do pico ou do vale em relação à origem ($k = 0$).

Essa etapa foi utilizada para verificar se havia defasagem entre o CSAT3 e o termopar, e entre o LI7500 e o termopar. As amostras de dados que apresentaram defasagem foram corrigidas adiantando k medições do LI7500 em relação ao termopar e k medições do CSAT3 em relação ao termopar.

Nos gráficos da figura 4.15 há um exemplo de amostra de covariância com defasagem em dois intervalos de medições, e à direita da figura 4.15 um exemplo de amostra de covariância sem defasagem.

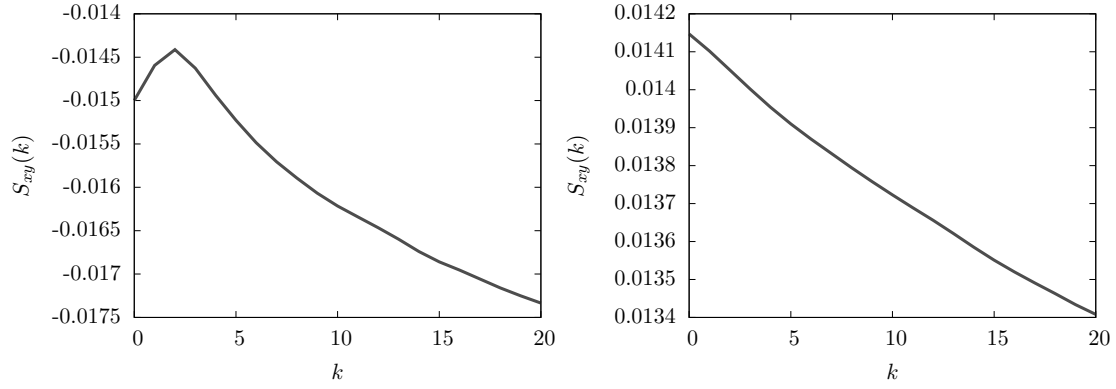


Figura 4.15: Gráficos de covariância entre o analisador de CO₂ e um termopar: amostras defasadas à esquerda, e em fase, à direita.

Para minimizar o efeito da inclinação da superfície e do possível desnivelamento do anemômetro sônico, duas rotações tridimensionais nas componentes da velocidade do vento foram aplicadas para anular a velocidade horizontal (na transversal) e a velocidade vertical do vento (Finnigan et al., 2003). Logo, as componentes da velocidade do vento do sistema de coordenadas x_0 , y_0 e z_0 fixo do anemômetro sônico foram rotacionadas para um novo sistema de coordenadas da seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\alpha\cos\beta & \cos\beta\text{sen}\alpha & -\text{sen}\beta \\ -\text{sen}\alpha & \cos\alpha & 0 \\ \cos\alpha\text{sen}\beta & \text{sen}\alpha\text{sen}\beta & \cos\beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_0 \\ v_0 \\ w_0 \end{bmatrix}.$$

Os ângulos α e β são calculados por

$$\alpha = + \arctg\left(\frac{\overline{v_0}}{\overline{u_0}}\right), \quad (4.4)$$

$$\beta = - \arctg\left(\frac{\overline{w_0}}{\sqrt{\overline{u_0^2} + \overline{v_0^2}}}\right). \quad (4.5)$$

No novo sistema de coordenadas temos

$$\overline{\mathbf{u}} = (\overline{u}, 0, 0). \quad (4.6)$$

Nos escoamentos turbulentos os processos que são dependentes do tempo e do espaço podem ser decompostos em uma média (\overline{a}) e em uma flutuação (a'). Este procedimento é chamado de Decomposição de Reynolds e pode ser escrito da seguinte forma

$$a = \overline{a} + a'. \quad (4.7)$$

O valor médio da equação 4.7 pode ser calculado de várias maneiras: médias de bloco, médias móveis, médias probabilísticas (*ensemble averages*) e *linear detrending* (Dias, 2013). Neste trabalho, aplicou-se o *linear detrending* para estimar as flutuações turbulentas.

Aplicar *linear detrending* consiste em calcular uma reta de regressão linear na amostra de dados para obter as flutuações turbulentas em torno desta reta. Para isso, rearranja-se a equação 4.7 da seguinte forma:

$$a' = a - \bar{a}, \quad (4.8)$$

onde a é o dado instantâneo e \bar{a} é o ponto da reta de regressão referente ao dado instantâneo.

Nesta etapa do trabalho fica evidente o motivo pelo qual foram removidas as amostras de dados cujas medições apresentaram perfis que divergiam de uma reta, tal como no gráfico da parte inferior da figura 4.13. Assim, para se utilizar o *linear detrending* é importante que se selecionem os perfis de dados adequados para este método, tendo em vista que é a partir da reta de regressão linear que são encontradas as flutuações turbulentas. Na figura 4.16 estão plotadas duas amostras de densidade de CO₂ com as retas de regressão linear. Nessas figuras se nota a importância da seleção das amostras de dados.

Na imagem à esquerda da figura 4.16 observam-se medições realizadas em condições de não estacionariedade do escoamento atmosférico, pois os valores da densidade de CO₂ variavam significativamente na amostra de dados de 30 minutos. Jonsson et al. (2008), Vesala et al. (2006) e Eugster et al. (2011) identificavam essas amostras reduzindo as amostras de dados de 30 minutos a amostras de 5 minutos para comparação do valor dos fluxos dessas amostras, conforme descrito na revisão bibliográfica deste trabalho. No presente trabalho, realizou-se uma inspeção visual extensiva e também fez-se uso do filtro autorrecursivo linear, descrito anteriormente, para identificar as amostras com mais do que 50 valores de dados divergindo em $\pm 5\sigma$ de uma média móvel de 5 minutos. Ao visualizar as amostras selecionadas com suas retas de regressão linear, observou-se que o método empregado neste trabalho foi bastante eficaz na seleção dessas amostras.

O fluxo de CO₂ é medido por um analisador de gás infravermelho que amostra a densidade molar do CO₂ (mol/unidade de volume). Em princípio, a mudança na densidade molar pode ocorrer ao adicionar moléculas e remover moléculas do volume

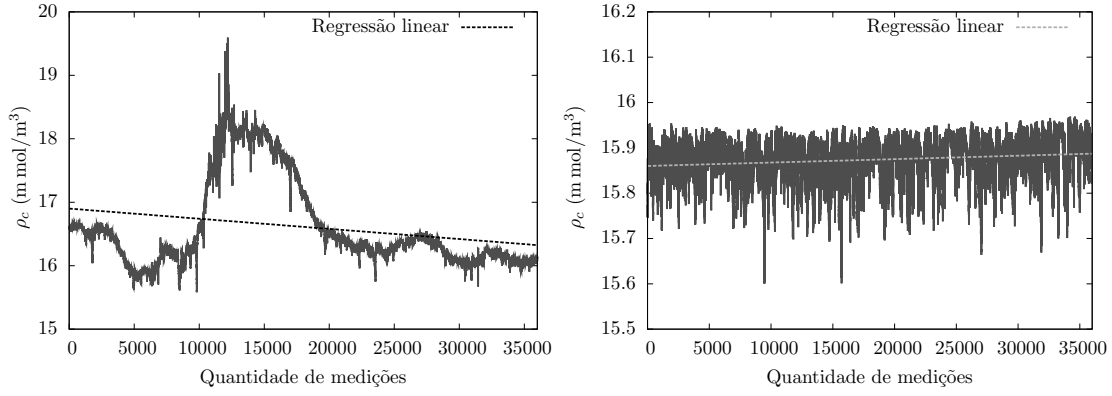


Figura 4.16: Retas de regressão linear para o cálculo das flutuações de CO_2 : amostra descartada, à esquerda, e amostra selecionada para o cálculo dos fluxos, à direita.

de controle, ou pela mudança no tamanho do volume de controle, que ocorre quando a pressão, a temperatura e a umidade mudam na atmosfera (Baldocchi, 2003).

Tratando-se dos fluxos de CO_2 em função de sua densidade molar, a equação 2.16 pode ser reescrita como

$$F = \overline{\rho_c} \overline{w} + \overline{\rho'_c w'}. \quad (4.9)$$

Sobre uma superfície com troca ativa de calor e vapor de água, tal como o lago, a transferência destes elementos promovem uma flutuação na densidade do ar que induz uma velocidade vertical muito pequena para ser detectada pelo anemômetro sônico. Segundo Webb et al., esta velocidade vertical pode ser contabilizada pela correção WPL, levando-se em consideração a flutuação da temperatura do ar (T) e a densidade da umidade (ρ_v):

$$F_c = \overline{w} \overline{\rho_c} + \overline{w' \rho'_c}, \quad (4.10)$$

$$= \left\{ -\frac{\overline{w' \rho'_s}}{\overline{\rho_s}} \right\} \overline{\rho_c} + \overline{w' \rho'_c}, \quad (4.11)$$

$$= \overline{\rho_c} (1 + \mu \overline{r_v}) \frac{\overline{w' T'}}{\overline{T}} + \mu \overline{r_c} \overline{w' \rho'_v} + \overline{w' \rho'_c}, \quad (4.12)$$

e para o fluxo de vapor de água a expressão é:

$$E = \overline{w} \overline{\rho_v} + \overline{w' \rho'_v}, \quad (4.13)$$

$$= (1 + \mu \overline{r_v}) \left[\overline{w' \rho'_v} + \overline{\rho_v} \frac{\overline{w' T'}}{\overline{T}} \right], \quad (4.14)$$

onde \bar{r}_c é a razão de mistura para o CO₂, \bar{r}_v é a razão de mistura para o vapor d'água e μ é a relação entre a constante de gás úmido e a constante de ar seco, que são:

$$\bar{r}_c = \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_s}, \quad (4.15)$$

$$\bar{r}_v = \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_s}, \quad (4.16)$$

$$\mu = \frac{R_v}{R_s}. \quad (4.17)$$

Temos que $R_s = 0,28705 \text{ kJkmol}^{-1}\text{K}^{-1}$ e $R_v = 0,46152 \text{ kJkmol}^{-1}\text{K}^{-1}$. A massa específica do ar seco não é um dado medido pelos sensores que estão na estação micrometeorológica. Logo, foi calculada por

$$\bar{\rho}_s = \frac{\bar{p} - \bar{\rho}_v R_v \bar{T}}{R_s \bar{T}}. \quad (4.18)$$

O fluxo de calor sensível e de *momentum* foram obtidos pelas equações:

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad \text{e} \quad (4.19)$$

$$\tau = -\overline{\rho u'w'}, \quad (4.20)$$

respectivamente, onde c_p é o calor específico do ar e ρ é a densidade do ar. A partir do fluxo de *momentum* obteve-se a velocidade de fricção (u_*),

$$u_* = (\tau)^{1/2}, \quad (4.21)$$

que por sua vez foi utilizada para reescrever a equação do comprimento de Obukhov, equação 2.2, da seguinte maneira:

$$L = -\frac{\bar{T}u_*^3}{\kappa g \overline{w'T'_v}}, \quad (4.22)$$

onde κ é a constante de von Kármán, g a aceleração da gravidade e T_v a temperatura do ar medida pelo anemômetro sônico.

4.4 Footprint

No presente trabalho o modelo analítico de Hsieh et al. (2000) foi utilizado para estimar o *footprint*. Esse modelo é capaz de estimar o *footprint* em diferentes níveis de estabilidade da atmosfera, rugosidade do terreno e altura de medição. O modelo de *footprint* de Hsieh et al. (2000) é dado por

$$f(x, z_m) = \frac{1}{\kappa^2 x^2} D z_u^P |L|^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{\kappa^2 x} D z_u^P |L|^{1-P}\right), \quad (4.23)$$

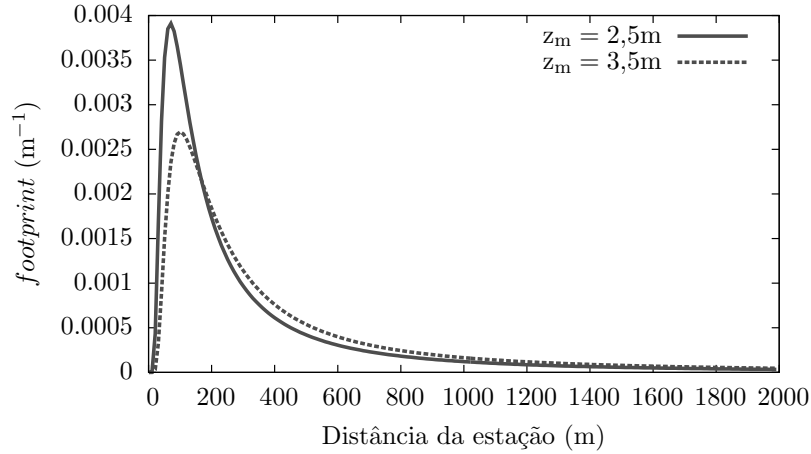


Figura 4.17: Exemplos de *footprint* 1D para $z_m = 2,5\text{ m}$ e $z_m = 3,5\text{ m}$ sobre a água, $z_0 = 0,0001\text{ m}$, nas condições de $L = -0,3\text{ m}$ e $\bar{U} = 3,5\text{ m/s}$.

em que $\kappa = 0,4$ é a constante de von Kármán, e D e P são constantes de similaridade que variam com a estabilidade atmosférica: para condições instáveis da atmosfera $D = 0,28$ e $P = 0,59$, para condições neutras e próximas de neutras $D = 0,97$ e $P = 1$, e para condições estáveis da atmosfera $D = 2,44$ e $P = 1,33$.

z_u é uma escala de comprimento definida por

$$z_u = z_m \left[\ln \left(\frac{z_m}{z_0} \right) - 1 + \frac{z_0}{z_m} \right]. \quad (4.24)$$

Dois exemplos da distribuição deste modelo de *footprint* 1D sobre a água, $z_0 = 0,0001\text{ m}$, nas condições de $L = -0,39\text{ m}$ e $\bar{U} = 4,52\text{ m/s}$ estão na figura 4.17; um para a altura de medição $z_m = 2,5\text{ m}$ e outro para $z_m = 3,5\text{ m}$.

Para estimar a área fonte dos fluxos o modelo de *footprint* 1D foi distribuído lateralmente pela distribuição gaussiana de Gryning et al. (1987):

$$f_{(2D)}(x, y, z_m) = \frac{f(x, z_m)}{(2\pi)^{1/2} \sigma_y} \exp \left(- \frac{y^2}{2\sigma_y^2} \right), \quad (4.25)$$

em que $\sigma_y = \left(\frac{y}{\bar{U}} \right) \sigma_v$, sendo que \bar{U} é a velocidade média do vento e σ_v é a média das flutuações da velocidade do vento na direção perpendicular à direção do vento.

O modelo de *footprint* 2D foi aplicado em todos os fluxos de CO_2 , respeitando a direção do vento destes fluxos. Para isso, rotacionava-se a área de *footprint* de cada fluxo para sua respectiva direção do vento por meio da matriz de rotação:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & -\text{sen}(\theta) \\ \text{sen}(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_m \\ y_m \end{bmatrix}, \quad (4.26)$$

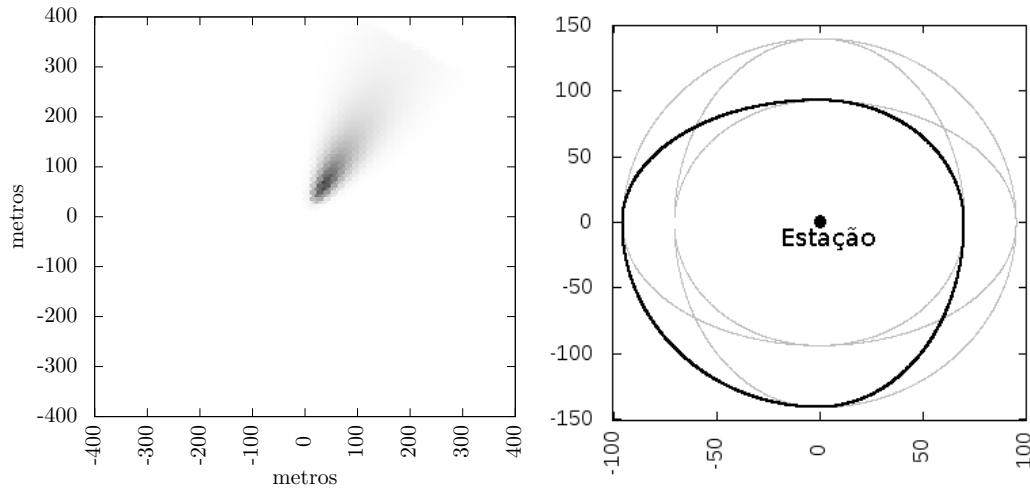


Figura 4.18: Exemplo de um *footprint* 2D para uma medição a $z_m = 3,5$ m sobre a água, $z_0 = 0,0001$ m, nas condições de $L = -0,3$ m e $\bar{U} = 3,5$ m/s, à esquerda, e representação da área da ilha por 3 seções de elipses, à direita.

em que θ é o ângulo da direção do vento, x_m e y_m são as coordenadas do *footprint* não rotacionadas e x e y são as coordenadas do *footprint* rotacionadas. Em seguida, as novas coordenadas da grade rotacionada eram interpoladas bilinearmente para uma grade regular, e, por fim, essas grades regulares eram promediadas para se obter a distribuição geral do *footprint* durante o período de monitoramento.

Na figura 4.18 está o *footprint* da altura $z_m = 3,5$ m da figura (4.17) distribuído lateralmente com direção do ângulo do vento de 30° .

Nos níveis mais baixos do reservatório uma ilha se formava em torno da estação micrometeorológica. Para avaliar a influência da ilha no *footprint* da estação, desenvolveu-se um modelo de crescimento de área de ilha em função do nível do reservatório com três elipses conjugadas para representar a área da ilha, como pode se ver na figura 4.18.

Tendo em vista que no nível mais baixo do reservatório, 216 metros, as distâncias da estação aos extremos da ilha na direção norte, sul, leste e oeste eram 95, 140, 70 e 93 metros, respectivamente, e no nível de 219 metros não havia ilha, estimou-se os semi-eixos da elipse em função do nível do reservatório por meio de uma simples semelhança de triângulos, como demonstrado na figura (4.19).

Na figura (4.19), Dm é a distância da estação ao extremo da ilha no nível de 216 metros, e De é o semi-eixo da elipse e NR o nível do reservatório. Logo, para

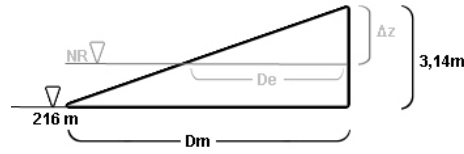


Figura 4.19: Modelo de crescimento da ilha em função do nível do reservatório.

encontrar o semi-eixo da elipse em alguma direção (De), faz-se

$$\begin{aligned}\Delta z &= 3,14 - (NR - 216), \\ \frac{De}{Dm} &= \frac{\Delta z}{3,14}.\end{aligned}\quad (4.27)$$

Nos níveis do reservatório abaixo de 219 metros havia duas superfícies em torno da estação, superfície da ilha e superfície do lago. Portanto, foi necessário estimar a rugosidade da superfície heterogênea para obter o *footprint* da estação. A técnica empregada neste trabalho foi um método iterativo com a equação utilizada por Hutjes et al. (2010),

$$z_{0ef} = e^{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(z_{0i})}, \quad (4.28)$$

onde se adotou $z_{0\text{água}} = 0,0001$ m para a superfície da água e $z_{0\text{ilha}} = 0,05$ m para a superfície da ilha, ambos os valores obtidos em Panofsky e Dutton (1984).

Na primeira iteração o *footprint* é estimado com a rugosidade da superfície da água para obter a quantidade n de pontos de grade de cada uma das superfícies dentro da área de *footprint*. A partir destes valores, obtém-se um nova rugosidade, z_{0ef} , pela equação 4.28. As iterações são repetidas até que a diferença entre o z_{0ef} da iteração anterior e o novo comprimento de rugosidade seja insignificante para um comprimento de rugosidade ($\Delta z_0 = 10^{-6}$ m neste trabalho).

5 Resultados

Na tabela 5.1 estão as datas das medições dos fluxos turbulentos e a quantidade de dias monitorados. Nota-se que não há medições nos meses de maio e junho. Nesses meses o sistema autônomo de fornecimento de energia não foi capaz de alimentar a estação micrometeorológica. Portanto, foi necessário reconfigurar esse sistema para evitar interrupções nas medições. Após as modificações no sistema de armazenamento e fornecimento de energia a estação operou continuamente, veja a quantidade de dias com medições do mês de julho em diante nesta tabela.

Durante o período de medições, o nível do reservatório e, conseqüentemente, a altura da estação micrometeorológica em relação à água, variaram. Na figura 5.1 estão plotadas as variações do nível do reservatório e as variações da altura dos sensores de resposta rápida em relação ao nível do reservatório. Os dados do nível do reservatório foram fornecidos por Itaipu e são medições realizadas às 24h.

Observa-se na figura 5.1 que a base da estação estava submersa do dia 15/03/2013 ao dia 01/11/2013, enquanto que nos outros dias a base da estação estava mais alta do que o nível do reservatório. Conforme comentado anteriormente,

Tabela 5.1: Datas em que a estação micrometeorológica operou.

Mês	Data e hora inicial	Data e hora final	Dias monitorados
Dezembro 2012	07/12/2012 - 19:00	24/12/2012 - 11:10	18
Janeiro 2013	23/01/2013 - 10:20	25/01/2013 - 09:30	3
Fevereiro 2013	27/02/2013 - 10:50	05/03/2013 - 17:40	7
Março 2013	12/03/2013 - 10:20	20/03/2013 - 17:20	9
Abril 2013	03/04/2013 - 10:50	13/04/2013 - 18:00	11
Maio 2013	————	————	0
Junho 2013	————	————	0
Julho 2013	24/07/2013 - 01:20	31/07/2013 - 23:50	8
Agosto 2013	01/08/2013 - 00:20	31/08/2013 - 23:50	31
Setembro 2013	01/09/2013 - 00:20	30/09/2013 - 23:50	30
Outubro 2013	01/10/2013 - 22:40	31/10/2013 - 23:40	31
Novembro 2013	01/11/2013 - 00:10	30/11/2013 - 15:00	30

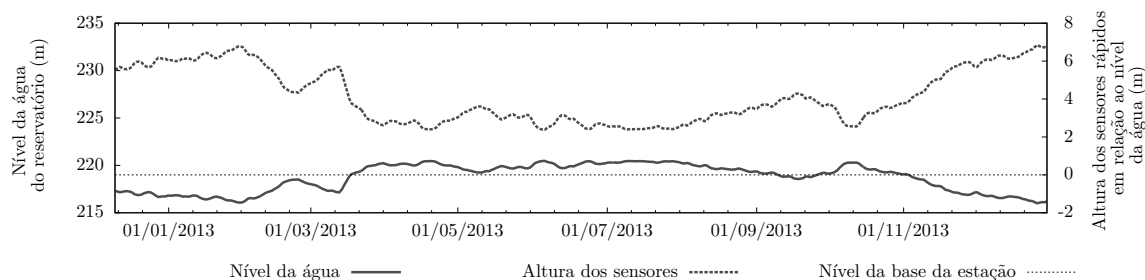


Figura 5.1: Nível do reservatório e altura dos sensores de resposta rápida em relação ao nível do reservatório.

quando o nível do reservatório estava mais baixo do que o nível da base da estação surgia uma área de ilha em torno da estação que variava em função do nível do reservatório.

É importante monitorar a área da ilha e a altura da estação micrometeorológica para se identificar a área fonte dos fluxos medidos pela estação (*footprint*). A seguir está a análise de *footprint* do período de monitoramento.

5.1 Análise de *footprint*

A análise de *footprint* foi realizada para selecionar os fluxos turbulentos cuja fonte era a superfície da água. As possíveis fontes de interferência nos fluxos medidos eram as margens do reservatório e a ilha que se formava ao redor da estação micrometeorológica nos níveis mais baixos do reservatório. Além disso, nos níveis mais baixos do reservatório, 216–218 m, houve formação de vegetação no setor da direção do vento de -3° a 122° em relação ao eixo norte, indicado na figura 4.4.

Os fluxos provenientes da direção do vento da vegetação foram descartados e o modelo de *footprint* foi aplicado para quatro diferentes períodos de medições que diferiram no nível do reservatório: (a) acima de 219 m; (b) 218–219 m; (c) 217–218 m e (d) 216–217 m. As imagens dos *footprints* estão na figura 5.2, em que as curvas de nível estão delineando as áreas de 90%, 70% e 50% dos *footprints*, e a linha pontilhada mais grossa do centro do mapa está representando o tamanho da ilha no nível *mais baixo* dos intervalos selecionados.

Nos meses sem ilha a altura dos sensores variou de 2,2 metros a 3,76 metros, enquanto que nos meses com ilha a altura dos sensores variou de 3,5 metros a 6,4 metros. Embora a área de *footprint* seja proporcional à altura dos sensores, não se observa uma maior distância do alcance máximo do *footprint* nos períodos com ilha.

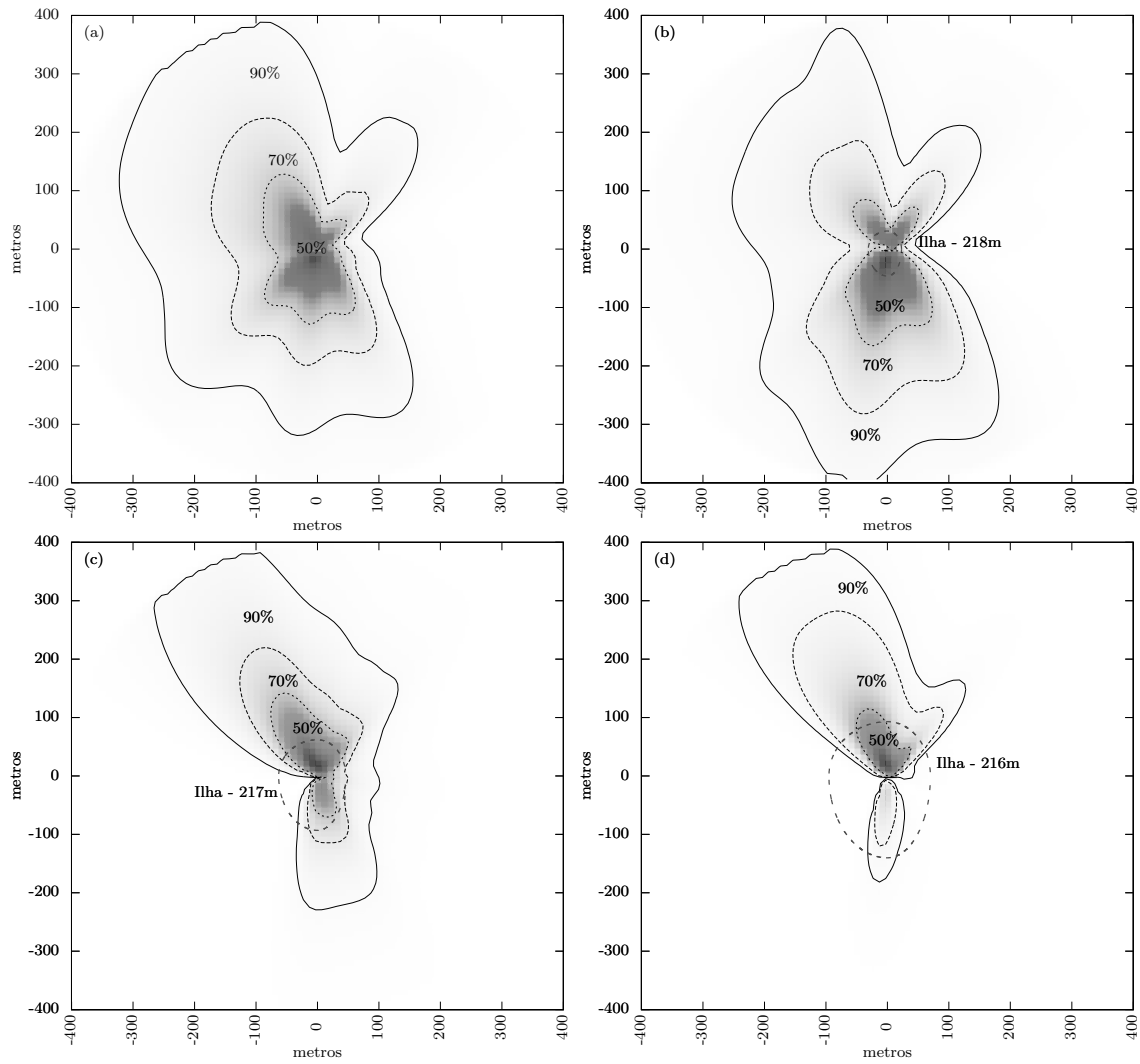


Figura 5.2: Média dos *footprints* dos fluxos monitorados nos períodos em que o nível do reservatório estava acima de 219 (a), entre 218 — 219 metros (b), 217—218 (c) e 216—217 metros (d).

Isso ocorreu porque no período sem ilha mais medições foram realizadas, abrangendo uma maior quantidade de condições da atmosfera do que nos outros períodos de monitoramento. 61,14% dos fluxos foram medidos no nível do reservatório acima de 219 metros, sem ilha, 21,5% nos níveis entre 218–219 m, 12,41% nos níveis entre 217–218 m, e 4,95% nos níveis entre 216–217 m.

Nota-se na figura 5.2 que as maiores distâncias do *footprint* eram inferiores às distâncias da estação às margens do reservatório. Logo, não havia influência da superfície das margens do reservatório nos fluxos medidos. Com relação às áreas de ilha, nos níveis 216–218 m do reservatório a ilha era relativamente grande em comparação com a área de *footprint*, enquanto que nos níveis acima de 218 metros a área de ilha era bem inferior à área de *footprint*. Portanto, apenas os fluxos medidos nos níveis do reservatório superiores a 218 metros estão sendo considerados neste trabalho, o que implica no descarte de 17,36% dos fluxos processados.

Assim como comentado na revisão bibliográfica deste trabalho, Eugster et al. (2003) e Vesala et al. (2006) analisaram os espectros dos fluxos de CO₂ quando a distância máxima do *footprint* estava próxima/sobre as margens do reservatório. No presente trabalho o *footprint* era consideravelmente menor do que as distâncias da estação às margens; portanto, esta análise não foi realizada.

A quantidade dos fluxos medidos após a seleção pelo controle de qualidade (C.Q.) e após a seleção na análise de *footprint* está disposta na tabela 5.2.

5.2 Variáveis meteorológicas e temperatura da água

Na figura 5.3 estão plotadas as médias diárias da temperatura da água, do ar, da pressão atmosférica, da concentração de CO₂ no nível de 3,67 m em relação à base da estação e da umidade específica do ar, e a precipitação acumulada diária. As linhas horizontais abaixo do gráfico indicam os períodos que os sensores não operaram, ou que foram rejeitados nos procedimentos de controle de qualidade e na análise de *footprint*.

As médias diárias da temperatura do ar estão dentro do intervalo 10–30 °C, e, como esperado, as médias diárias da temperatura da superfície da água variaram dentro de um intervalo menor, 20–30 °C. Nota-se que no inverno e na primavera há grandes flutuações da temperatura do ar e da pressão atmosférica. Esses eventos estão associados a passagens de sistemas climáticos típicos dessa época do ano.

Tabela 5.2: Número de fluxos disponíveis em cada mês depois do controle de qualidade (C.Q.) e análise de *footprint*.

Mês	Qtde de dias medidos	Qtde de fluxos		
		Medidos	Após C.Q.	Após análise de <i>footprint</i>
Dezembro 2012	18	864	615	0
Janeiro 2013	3	144	79	0
Fevereiro 2013	2	96	67	55
Março 2013	10	480	474	206
Abril 2013	11	528	323	220
Mai 2013	0	0	0	0
Junho 2013	0	0	0	0
Julho 2013	8	384	320	320
Agosto 2013	31	1488	1119	1119
Setembro 2013	30	1440	934	934
Outubro 2013	31	1488	1053	1053
Novembro 2013	30	1440	1155	480

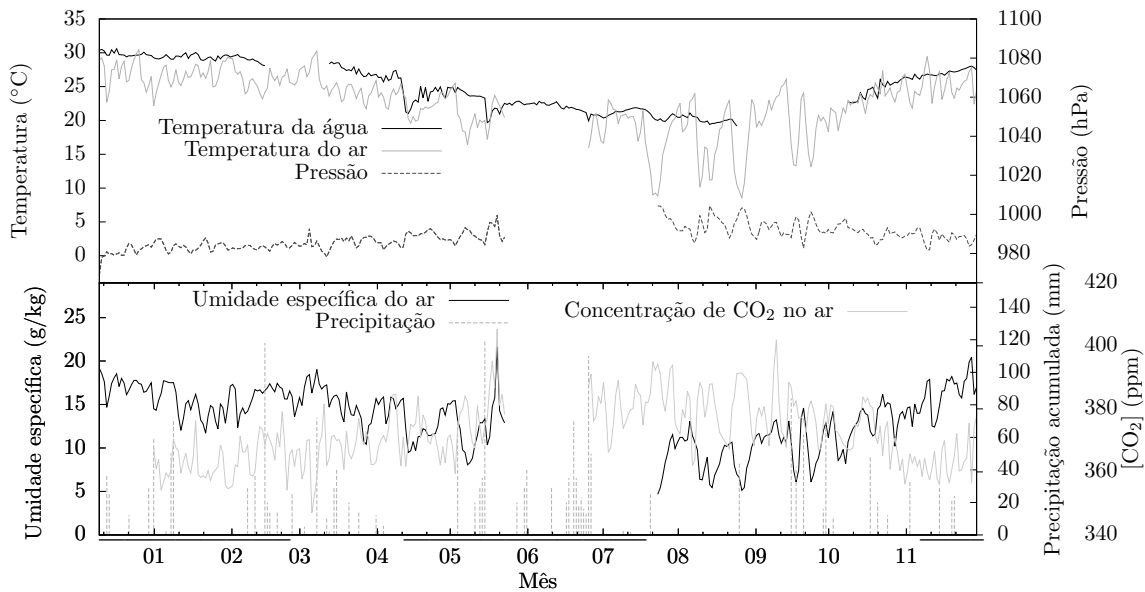


Figura 5.3: Médias diárias da temperatura da água, do ar, da concentração de CO_2 no ar, da pressão e da umidade específica do ar, e precipitação acumulada diária.

Com relação à concentração de dióxido de carbono na atmosfera apresentada na figura 5.3, nota-se que no inverno essa concentração foi maior do que nas outras épocas do ano. Segundo Libes (2009), isso ocorre porque no verão a absorção desse gás por vias biológicas, ou seja, por plantas e algas, é mais intensa, enquanto que no inverno, a atividade biológica decai e, conseqüentemente, há decréscimo da remoção de CO_2 da atmosfera.

A rosa dos ventos dos horários noturnos e diurnos dos dados relativos às medições que passaram pelo controle de qualidade e análise de *footprint* estão na figura 5.4. As direções mais frequentes em ambas as rosas dos ventos são de norte e sul, sem dúvida refletindo o efeito topográfico da orientação do lago. Não há diferenças significativas nas rosas dos dois períodos, apenas alguma incidência de vento proveniente da direção oeste durante a noite. Já no caso da direção leste, onde a margem do lago está mais próxima da estação (veja a figura 4.1), há pouca incidência de vento.

5.3 Fluxos Turbulentos

5.3.1 Calor sensível e Latente

Os fluxos de calor sensível e latente, H e LE , no lago não são o principal objetivo deste trabalho, mas são importantes por diversas razões; as duas razões mais

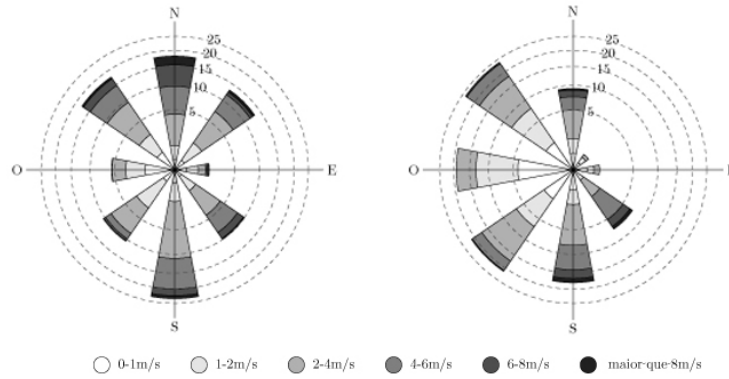


Figura 5.4: Rosa dos ventos dos horários diurnos, à esquerda, e noturnos, à direita, do período de monitoramento.

importantes são o efeito da estabilidade atmosférica via variável de estabilidade de Obukhov, ζ , e o uso de H e LE na correção WPL, equação (4.10). As médias horárias destes dois fluxos dos meses de monitoramento estão apresentadas nas figuras 5.5 e 5.6, respectivamente. É importante frisar que o número total de fluxos é diferente em cada mês, o que afeta a acurácia das médias apresentadas. Ainda assim, as figuras 5.5 e 5.6 fornecem uma maneira conveniente de resumir as características dos fluxos.

As características mais notáveis de H são seus baixos valores em comparação com outras superfícies (típico de superfície de água), e o fato que seus valores são frequentemente positivos durante o dia, com valores negativos à noite e no final da tarde em alguns meses. Na média, LE é positivo durante todo o período de 24 horas, com os maiores valores ocorrendo de dia e ao redor do meio dia, algumas vezes com um segundo pico à tarde.

A figura 5.7 mostra o histograma da variável de estabilidade de Obukhov ζ . 65% das medições foram em condições instáveis da atmosfera, e a grande maioria das medições ocorreram no intervalo mostrado, $-1 \leq \zeta \leq +1$, que são bastantes típicos das condições encontradas na camada superficial da atmosfera.

5.3.2 CO₂

A primeira análise desta seção é dos fluxos de CO₂ contra o ângulo da direção do vento, figura 5.8, para complementar a análise de *footprint*. Os fluxos foram classificados em medições diurnas e noturnas para verificar se havia interferência das áreas de vegetação que circundava o lago, que eram de campos agrícolas e de florestas

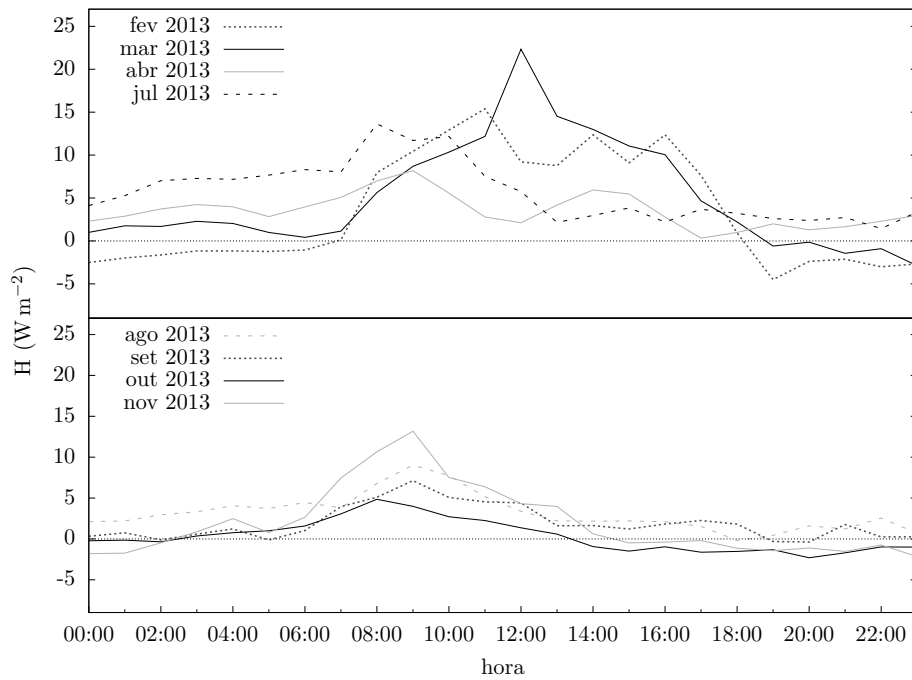


Figura 5.5: Médias horárias do fluxo de calor sensível dos períodos de medição.

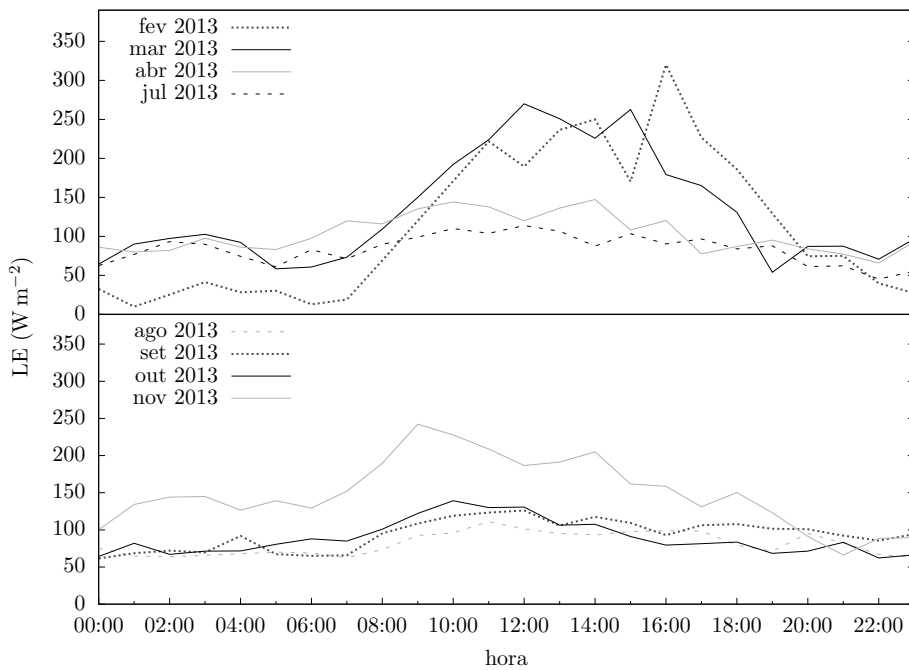


Figura 5.6: Médias horárias do fluxo de calor latente dos períodos de medição.

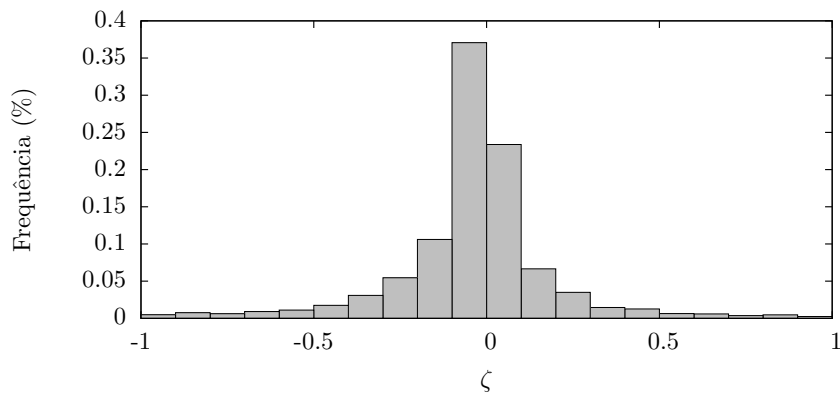


Figura 5.7: Histograma de $\zeta = z/L$.

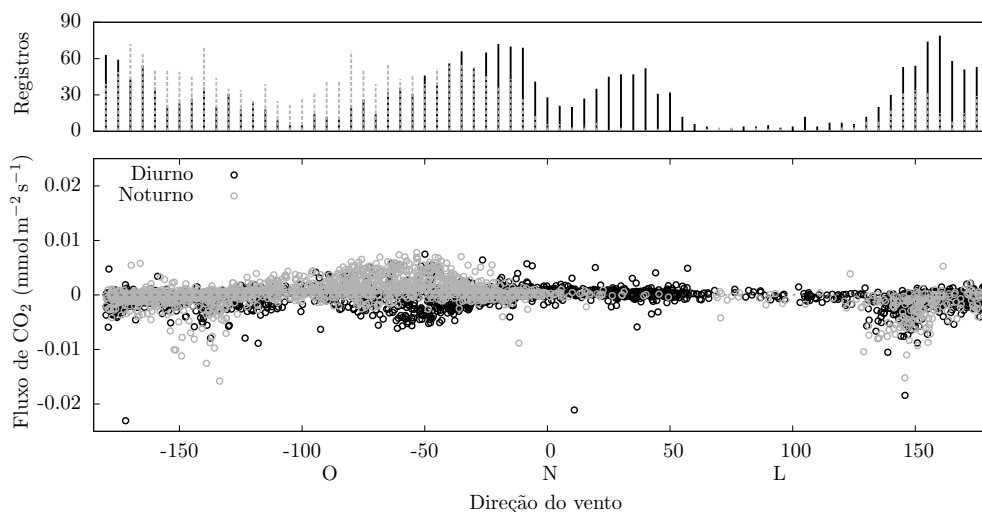


Figura 5.8: Fluxos de CO_2 contra o ângulo da direção do vento.

ciliares (ver figura 4.1 e 4.3), tendo em vista que o ciclo diário do fluxo de dióxido de carbono dessas áreas é bem definido pela fotossíntese.

Nesta figura se nota uma forte evidência de que os fluxos apresentados neste trabalho não estão sendo afetados pela advecção local das margens do reservatório, pois há fluxos negativos (fixação de dióxido de carbono) noturnos, o que diverge significativamente do comportamento esperado para os fluxos de CO_2 em terra, nas áreas que circundam o lago. Além disso, assim como já foi observado na figura 5.2, há poucas medições de fluxos na direção do vento mais próxima das margens do reservatório.

Com o intuito de identificar o ciclo diário do fluxo de dióxido de carbono nos diferentes meses de monitoramento, plotou-se na figura 5.9 os fluxos de dióxido de carbono, e as médias horárias desses fluxos e da radiação solar contra a hora do dia.

Nesta figura se observa uma provável atividade fotossintética no período diurno dos meses de fevereiro, março, outubro e novembro, pois os fluxos negativos de maior magnitude ocorriam nos horários com maior intensidade da radiação solar.

No mês de abril os fluxos oscilaram entre positivos e negativos em todos os horários do dia. Em julho, agosto e setembro, observa-se que a radiação solar incidente é bastante inferior em comparação com os outros meses de medição. Nesses meses a maior parte dos fluxos é negativa, e a magnitude dos fluxos negativos é maior no período noturno. Essa maior quantidade de fluxos negativos nos meses mais frios pode estar associada às maiores concentrações de dióxido de carbono no ar (veja a figura 5.3).

Para melhor observar o comportamento dos fluxos ao longo dos dias de monitoramento, plotou-se o fluxo de dióxido de carbono, a velocidade do vento e o fluxo de calor sensível contra o horário e o dia de monitoramento nas figuras 5.10, 5.11 e 5.12. Novamente, nota-se nestas figuras que nos meses mais quentes (fevereiro, março, abril, final de outubro e novembro) a radiação solar era a variável que mais influenciava os fluxos de dióxido de carbono, pois, em geral, o dióxido de carbono era fixado no reservatório no período diurno e emitido no período noturno.

Nos meses mais frios (julho, agosto e setembro), a variável que mais influenciou os fluxos de dióxido de carbono foi a intensidade da velocidade do vento, pois quanto maior era essa variável maior era a absorção de dióxido de carbono e maior era o fluxo de calor sensível no reservatório. Após esse período constatou-se os fluxos de menores magnitudes nas três primeiras semanas de outubro em comparação com todo o período de monitoramento, veja a figura 5.12. Nessas três semanas de outubro nem a velocidade do vento nem a radiação solar influenciavam os fluxos de dióxido de carbono significativamente. Observa-se no gráfico 5.3 que nesse período a concentração de CO_2 no ar estava decrescendo até que atingiu uma concentração média que pouco variou nas semanas seguintes.

Nas figuras 5.13, 5.14 e 5.15 plotou-se os fluxos e as variáveis medidas na estação meteorológica contra alguns dos períodos de monitoramento que apresentaram os padrões identificados nas análises anteriores. Nas figuras 5.13, 5.14 e 5.15 estão estas análises para os dias 16 a 20 de março, 12 a 16 de agosto e 04 a 08 de outubro, respectivamente. O nível 2 de medição da concentração de dióxido de carbono é de 3,67 metros em relação à base da estação e o nível 1 de 1,77 metros.

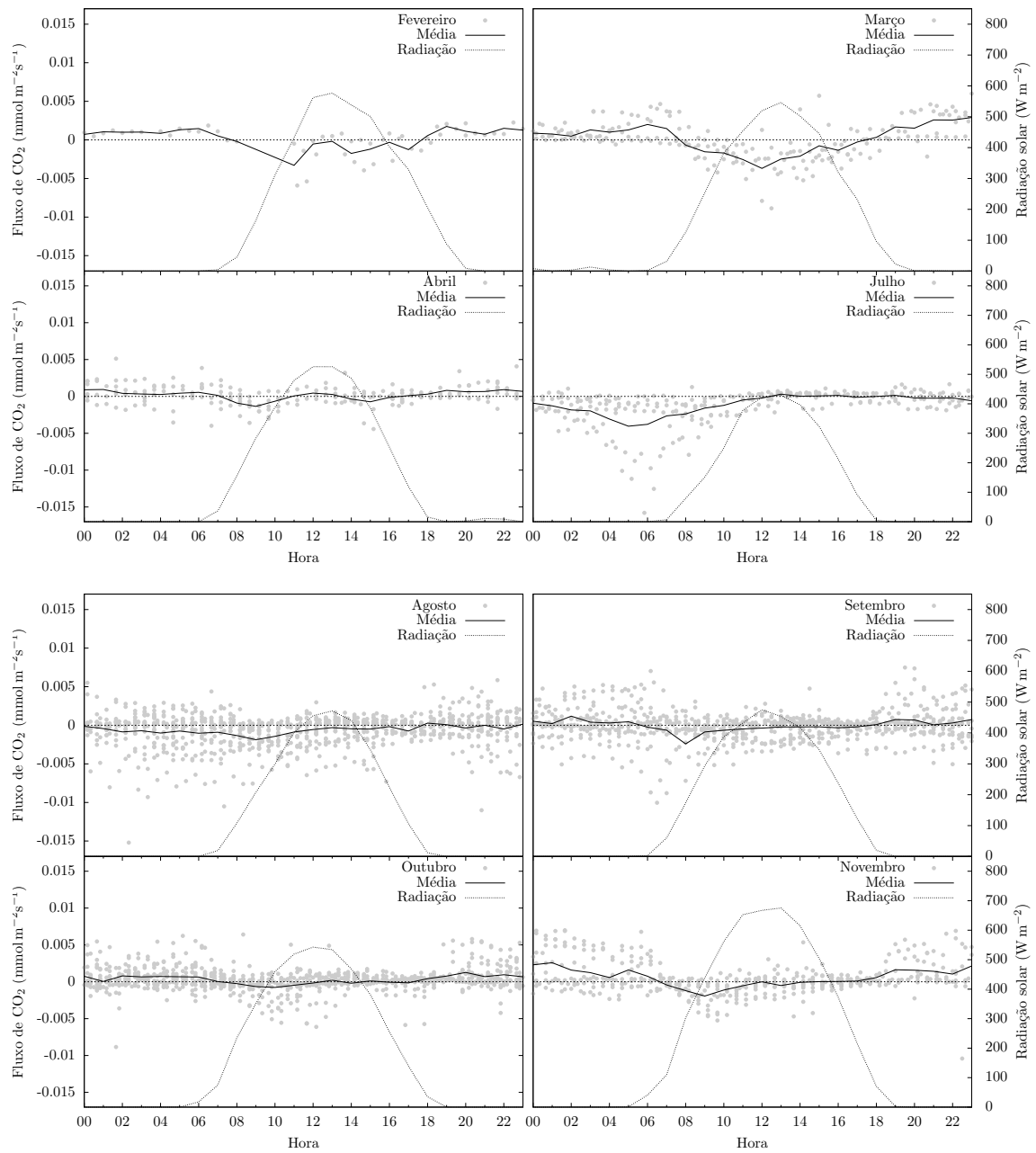


Figura 5.9: Fluxos de CO₂ e radiação solar média do período de monitoramento contra o horário do dia.

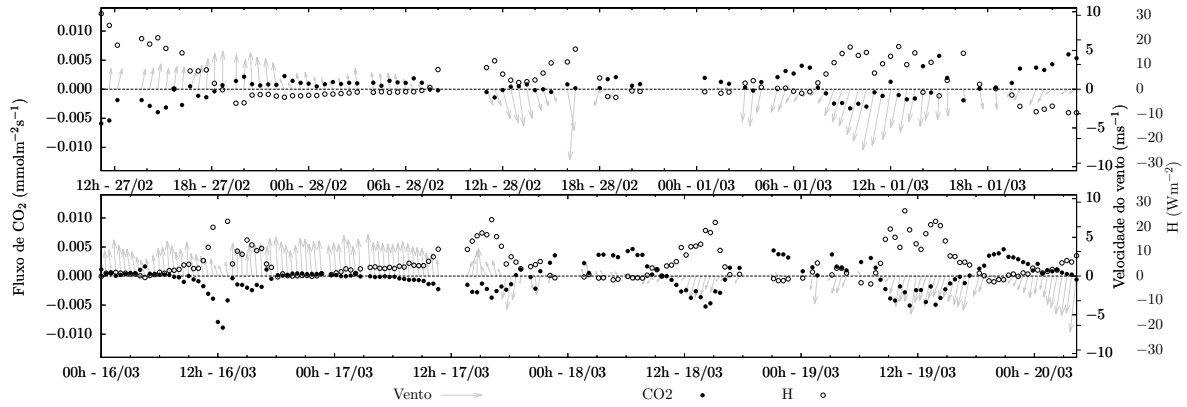


Figura 5.10: Fluxos de CO_2 , calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em fevereiro e março de 2013.

No período apresentado na figura 5.13 era a radiação solar que controlava a variação dos fluxos de dióxido de carbono, pois quanto maior era a radiação maior era a fixação desse gás no reservatório. Com relação à concentração de CO_2 nos dois níveis, no nível superior (nível 2) a concentração era geralmente maior do que no nível inferior (nível 1), mas nos horários em que se constatou efluxos de CO_2 o gradiente de concentração diminuiu e nos horários em que se constatou fixação de CO_2 o gradiente de concentração aumentou. É importante frisar que neste trabalho não se pretendeu analisar detalhadamente os gradientes de concentração de CO_2 na atmosfera.

Nos meses mais frios ocorreram alguns episódios de grandes variações da temperatura e da pressão atmosférica. Um desses períodos foi plotado na figura 5.14, em que se constatou velocidades do vento intensas e contínuas que provocaram fluxos de calor latente, calor sensível e de dióxido de carbono de maior magnitude no reservatório. O que geralmente se vê na literatura é o vento forçando a emissão dos fluxos de CO_2 no corpo hídrico (Jonsson et al., 2008), mas o vento também atua forçando a absorção desse gás, pois o que determina o sentido do fluxo é o gradiente de concentração entre a água e o ar. Observa-se que os fluxos negativos de CO_2 estão de acordo com o gradiente de concentração de dióxido de carbono no ar, que está indicando um deslocamento descendente deste gás. Além disso, nota-se que a concentração de CO_2 na atmosfera era maior nesse período, provavelmente devido à queda da temperatura do ar e ao aumento da pressão atmosférica.

Na figura 5.15 realizou-se a mesma análise que a do gráfico anterior, mas para o mês em que se constatou fluxos de dióxido de carbono com as menores magnitudes.

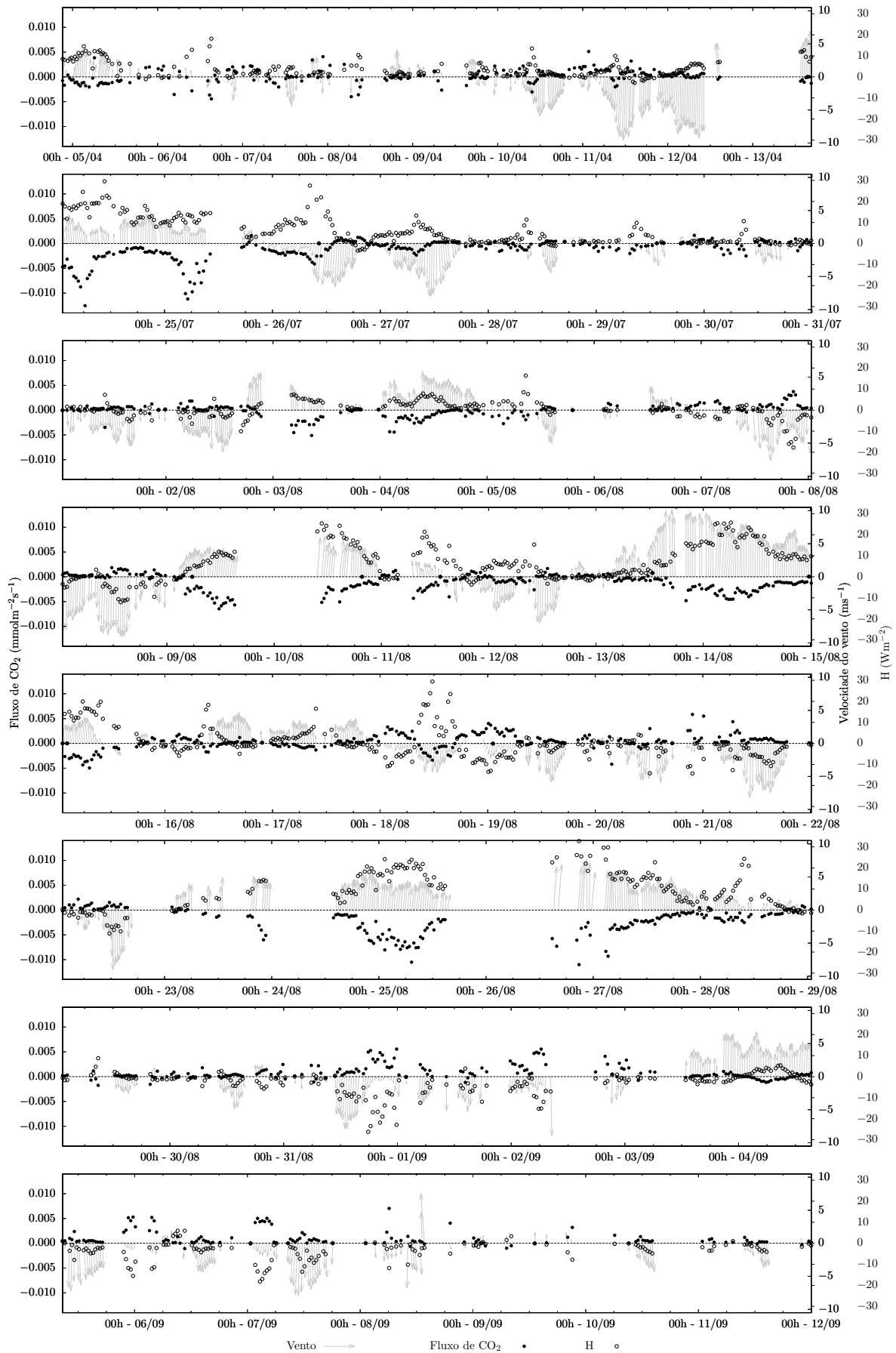


Figura 5.11: Fluxos de CO_2 , calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em abril, julho, agosto e setembro de 2013.

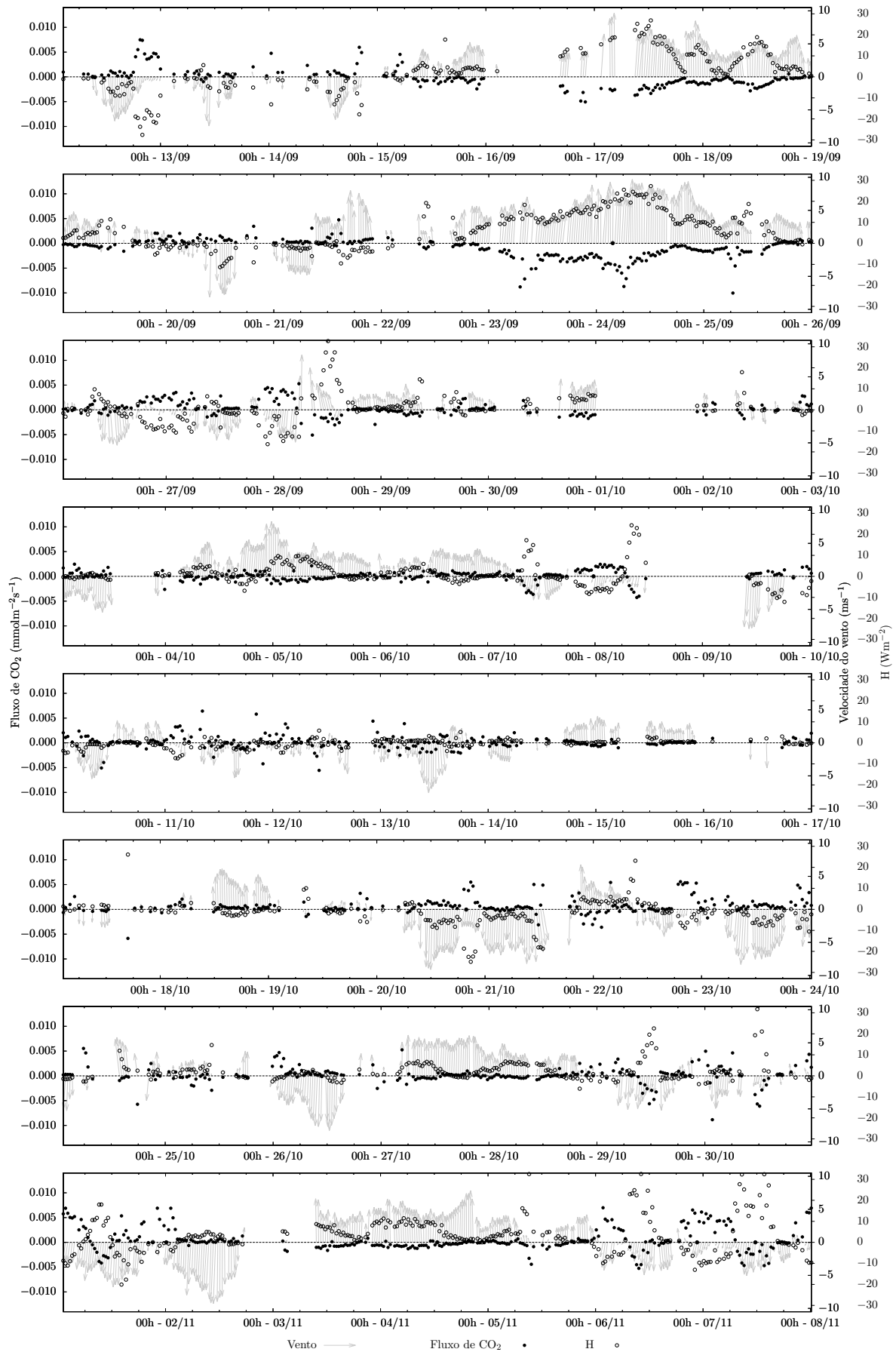


Figura 5.12: Fluxos de CO₂, calor sensível e velocidade do vento dos dias medidos em setembro, outubro e novembro de 2013.

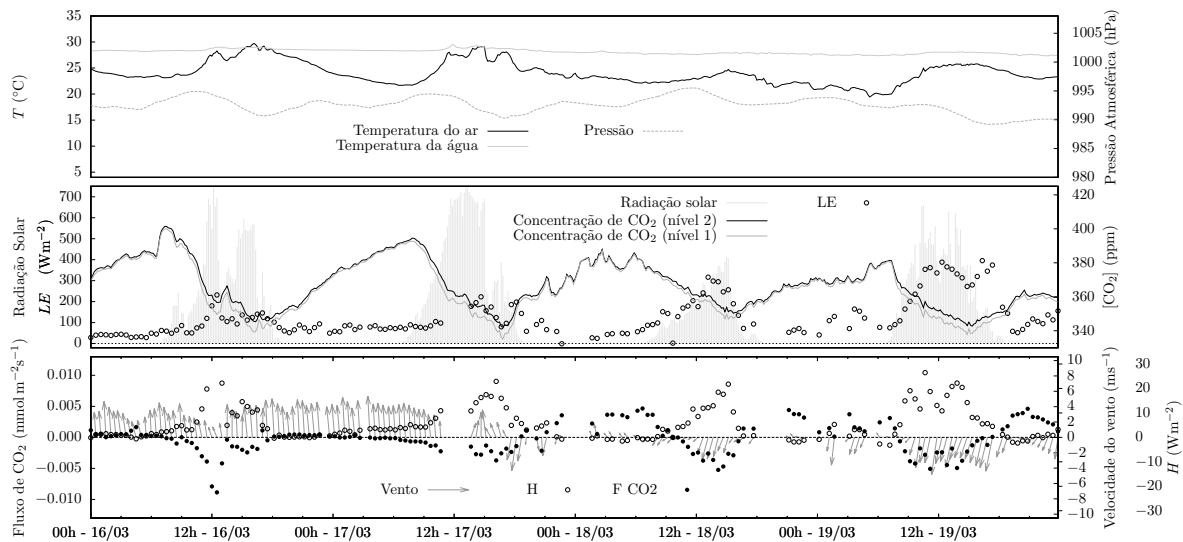


Figura 5.13: Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 16 ao dia 20 de março de 2013.

Observa-se que os fluxos dos dias apresentados na figura 5.15 pouco variavam com a radiação solar e com a intensidade da velocidade do vento. A concentração de CO_2 na atmosfera nesses dias era geralmente menor do que essa concentração no período apresentado na figura 5.14 e semelhante ao período apresentado na figura 5.13. Na figura 5.12 se vê que os fluxos dos dias que sucedem o período apresentado na figura 5.15 permanecem com o mesmo comportamento até que a radiação solar passe a controlar o fluxo de CO_2 , como ocorre na figura 5.13.

As condições deste lago promoveram uma correlação negativa bastante acentuada entre o fluxo de dióxido de carbono e o fluxo de calor sensível (ver figura 5.16). Neste lago, essa correlação ocorreu porque nos meses mais quentes havia fixação de dióxido de carbono no reservatório no período diurno e emissão no período noturno, sendo que o oposto ocorria com o fluxo de calor sensível. Além disso, nos meses mais frios ambos os fluxos variavam em sentidos opostos em função da intensidade da velocidade do vento. Já no caso do fluxo de calor latente, este fluxo não apresentou essa correlação porque seu valor era sempre positivo, coincidindo com os períodos de efluxos de dióxido de carbono (figura 5.16).

Eugster et al. (2003) e Jonsson et al. (2008) também constataram uma correlação entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de dióxido de carbono, mas a correlação deles tinha o sentido oposto da correlação apresentada na figura 5.16. Vale a pena observar que ambos os autores comentaram essa correlação citando a diferença entre

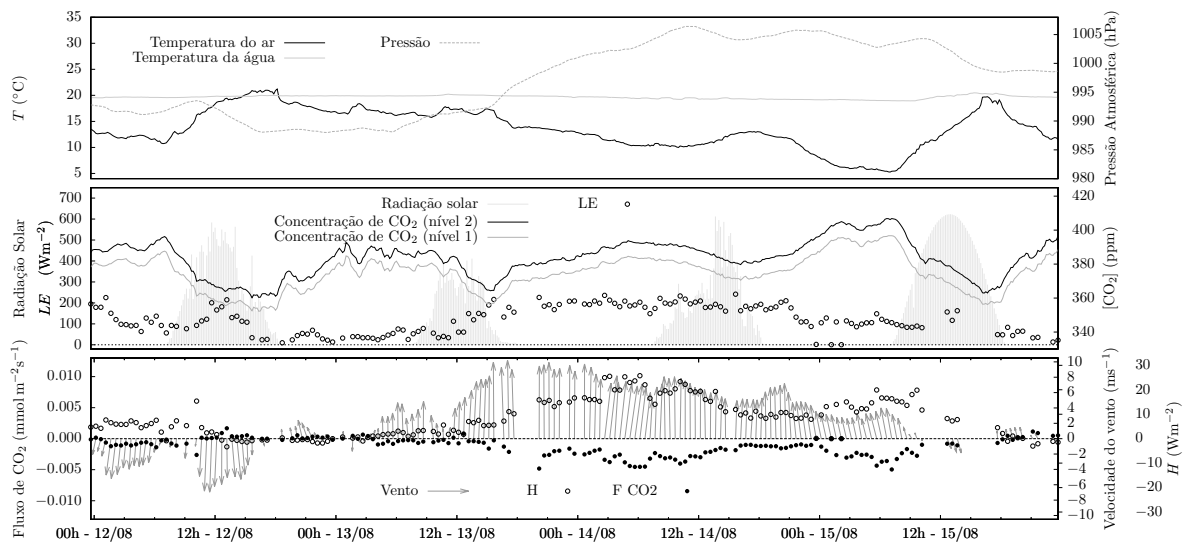


Figura 5.14: Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 12 ao dia 16 de agosto de 2013.

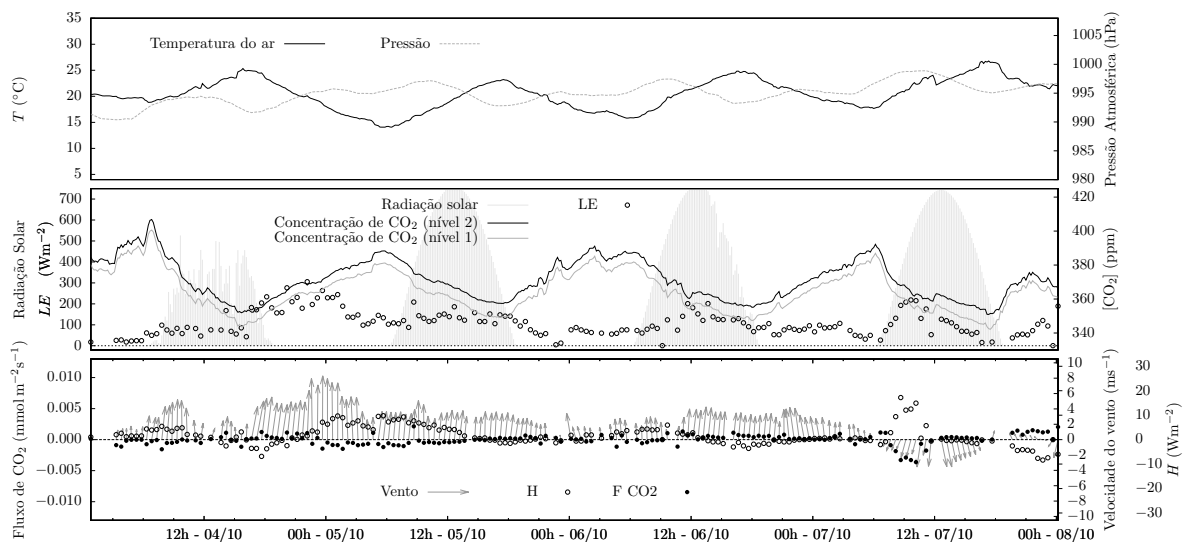


Figura 5.15: Fluxos e variáveis medidas na estação micrometeorológica do dia 4 ao dia 8 de outubro de 2013.

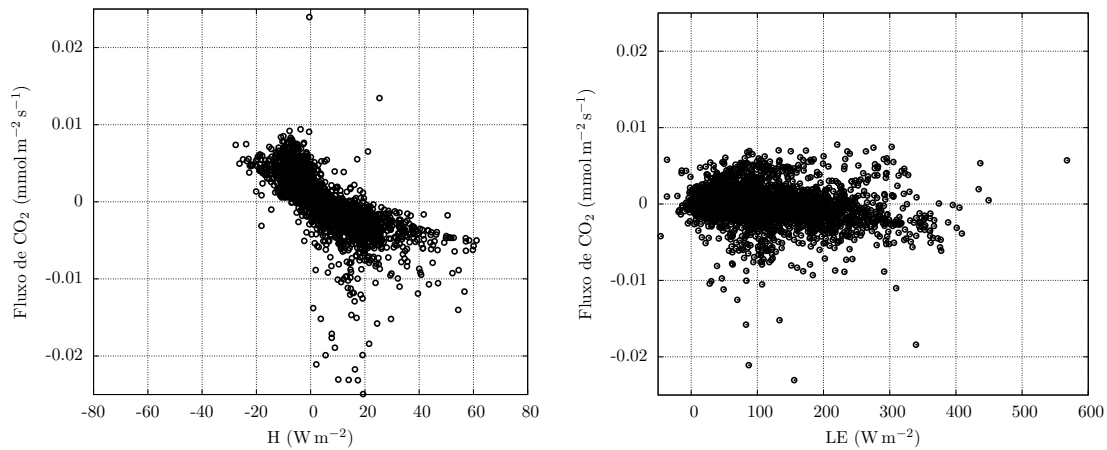


Figura 5.16: Diagramas de dispersão do fluxo de CO₂ contra o fluxo de calor sensível, à esquerda, e contra o fluxo de calor latente, à direita.

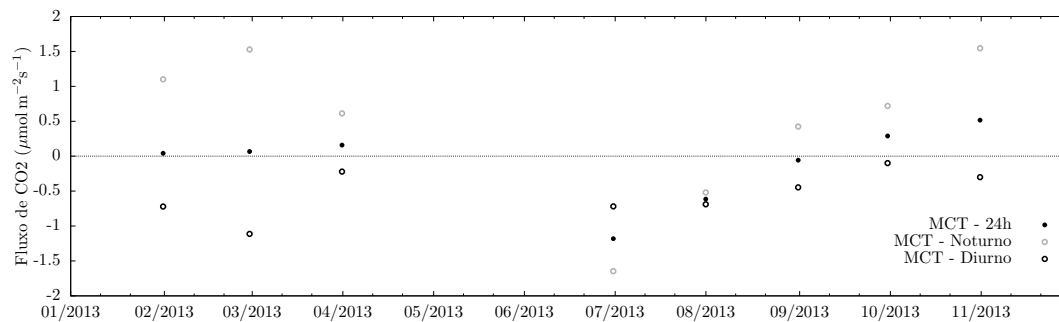
a temperatura do ar e da água com o fluxo de dióxido de carbono. Dada essa correlação, Eugster et al. (2003) enfatiza a importância da mistura convectiva no corpo hídrico aos fluxos de CO₂, pois essa mistura altera a temperatura do corpo hídrico e conseqüentemente o fluxo de calor sensível, e, no caso deles, promove a emissão dos fluxos de CO₂.

Na tabela 5.3 e na figura 5.17 estão os fluxos médios mensais de CO₂ separados em fluxos medidos no período diurno, noturno e em ambos os períodos. Observa-se que as médias desses fluxos concordaram com os padrões observados nas análises anteriores, pois os fluxos médios no verão, outono e primavera eram negativos no período diurno e positivos no período noturno. Nota-se que os efluxos eram maiores do que a absorção diurna nessas estações do ano. No inverno os fluxos eram sempre negativos, tanto no período noturno quanto no período diurno, o que promoveu um fluxo de dióxido de carbono médio de módulo superior aos fluxos médios das outras estações. De maneira geral ocorreu mais fixação de dióxido de carbono no reservatório do que emissão.

Nas tabelas 5.4 e 5.5 apresenta-se os fluxos de CO₂ de alguns trabalhos encontrados na literatura. Dos trabalhos apresentados nestas tabelas, Vesala et al. (2006) e Huotari et al. (2011) foram os únicos que realizaram medições suficientes para identificar a sazonalidade dos fluxos de CO₂ no lago. Eles não mediram no inverno porque o lago estudado nesse trabalho estava congelado. As emissões mais altas ocorreram no final do verão e durante o outono, enquanto que na primavera

Tabela 5.3: Fluxos médios dos meses de monitoramento.

Mês	Fluxos médios ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)		
	Diurno	Noturno	24h
Fevereiro 2013	-0,721	1,100	0,041
Março 2013	-1,113	1,528	0,067
Abril 2013	-0,221	0,613	0,159
Julho 2013	-0,719	-1,646	-1,181
Agosto 2013	-0,689	-0,520	-0,615
Setembro 2013	-0,447	0,424	-0,057
Outubro 2013	-0,099	0,720	0,289
Novembro 2013	-0,300	1,546	0,516
Todos os meses	-4,309	3,766	-0,783

Figura 5.17: Fluxos médios mensais de CO_2 do período noturno, diurno e das 24h.

e verão os fluxos eram pequenos, sendo que no verão também se constatou fluxos negativos devido à fotossíntese no lago.

No presente trabalho, os maiores efluxos de CO_2 ocorreram na primavera, e a maior fixação desse gás ocorreu no inverno. No verão e outono os fluxos de CO_2 eram fixados no período diurno e emitidos no período noturno, o que gerou um fluxo médio mensal de módulo inferior aos fluxos de CO_2 medidos nas outras estações do ano (figura 5.17).

Os fluxos de CO_2 apresentados neste trabalho são comparáveis aos fluxos medidos pelo MCT em lagos naturais reportados na literatura, ver tabela 5.4, mas os fluxos negativos medidos no reservatório de Itaipu foram maiores. Com relação aos fluxos medidos em reservatórios apresentados por dos Santos et al. (2006), os fluxos de CO_2 medidos no reservatório de Miranda, Barra Bonita, Xingó, Samuel e Tucuruí eram maiores que os fluxos medidos em Itaipu, tabela 5.5. Ainda na tabela 5.5, os fluxos reportados por Soumis et al. (2004) foram medidos no período diurno. Nesse período, os fluxos de Itaipu eram semelhantes aos fluxos dos reservatórios de New Melones na Califórnia-EUA e de Dworshak em Idaho-EUA, em que só havia fixação de dióxido de carbono.

Tabela 5.4: Comparação entre os fluxos de dióxido de carbono medidos pelo MCT apresentados na literatura.

Trabalho	Ecosistema	Fluxos de CO ₂ ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)
(Anderson et al., 1999)	Lago natural de 0,3709 km ² de área, Minnesota - EUA	-0,3 a 2,7
(Vesala et al., 2006) e (Huotari et al., 2011)	Lago natural de 0,041 km ² de área, Finlândia	0,2 a 0,4
(Jonsson et al., 2008)	Lago natural de 3,8 km ² de área, Minnesota - EUA	4,6 a 1,35
(Eugster et al., 2003)	Lago natural de 1,5 km ² de área, Alaska	-0,42 a 1,25
Este trabalho	Reservatório de Itaipu, Paraná - BR	-1,65 a 1,55

Tabela 5.5: Comparação entre os fluxos de dióxido de carbono medidos em reservatórios com as câmaras flutuantes apresentados na literatura.

Trabalho	Reservatório, Estado	Área (km ²)	Fluxos de CO ₂ ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)
(dos Santos et al., 2006) †	Miranda, Minas Gerais	50,6	1,3 e 5,99
Reservatórios do Brasil	Três Marias, Minas Gerais	1040	-0,04 e 0,62
	Barra Bonita, São Paulo	312	1,69 e 0,40
	Segredo, Paraná	82	1,26 e 0,16
	Xingó, Alagoas e Sergipe	60	2,59 e 0,64
	Samuel, Rondônia	559	2,13 e 1,79
	Tucuruí, Pará	2430	0,003 e 1,71
	Itaipu	1460	0,32 e -0,23
	Serra da Mesa	1784	0,35 e 1,04
(Soumis et al., 2004) ‡	F. D. Roosevelt, Washington	306	-0,22 a 0,07
Reservatórios dos EUA	Dworshak, Idaho	37	-0,59 a -0,19
	Wallula, Oregon	157	-0,43 a 0,28
	Shasta, California	77	0,09 a 0,56
	Oroville, California	34	0,07 a 0,64
	New Melones, California	38	-0,89 a -0,07
Este trabalho	Reservatório de Itaipu, Paraná	1460	-1,65 a 1,55

† - Foram duas campanhas de medição, na primeira, em 1998, obtiveram os primeiros fluxos da coluna *Fluxos de CO₂*, e na segunda campanha, em 1999, obtiveram os segundos fluxos desta coluna.

‡ - As medições foram realizadas em setembro de 2001 no período diurno. Nesse trabalho observou-se que para pH>8 havia absorção de dióxido de carbono no reservatório e para pH<8 emissão desse gás.

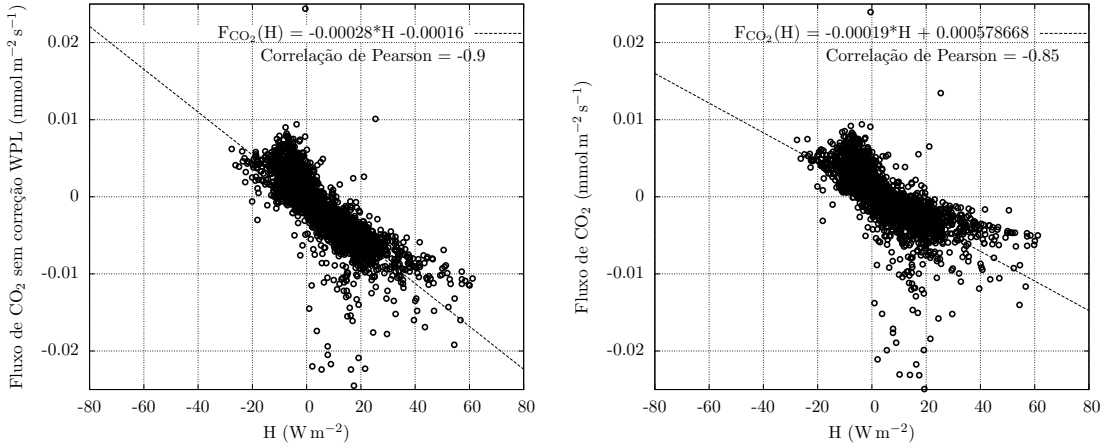


Figura 5.18: Diagramas de dispersão do fluxo de CO₂ sem a correção WPL contra o fluxo de calor sensível, à esquerda, e do fluxo de CO₂ contra o fluxo de calor sensível, à direita.

5.3.3 Correção WPL

Vale a pena observar na equação do fluxo de CO₂, equação 4.10, que o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente estão inseridos no cálculo do fluxo de CO₂ pela correção WPL. Nota-se nesta equação que esses fluxos são somados aos fluxos medidos pelo analisador de CO₂, $\overline{w'\rho'_c}$, e que seus coeficientes na equação são sempre positivos. Portanto, uma correlação negativa entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de CO₂ medido pelo analisador de CO₂ atenua a magnitude dos fluxos. Observe na figura 5.18 o efeito da correção WPL nos fluxos de dióxido de carbono.

Para analisar a importância da correção WPL nos fluxos de dióxido de carbono plotou-se na figura 5.19 os fluxos com a correção WPL, $\overline{w\rho_c} + \overline{w'\rho'_c}$, sem a correção WPL, $\overline{w'\rho'_c}$, e a correção WPL, $\overline{w\rho_c}$, dos fluxos médios horários dos períodos selecionados na análise das figuras 5.13, 5.14 e 5.15. Além disso, as frações entre as correções WPL e os fluxos turbulentos, $\overline{w\rho_c}/\overline{w'\rho'_c}$, das médias horárias dos períodos selecionados estão dispostas na tabela 5.6.

A correção WPL é sempre positiva porque os fluxos de calor latente são positivos, como pode se observar na figura 5.6 e 5.16. Logo, quando o fluxo de dióxido de carbono é negativo a correção WPL atenua a magnitude do fluxo de CO₂, veja os fluxos médios horários do período diurno do mês de março e os fluxos médios horários do mês de agosto na figura 5.19. Já no caso dos fluxos positivos de CO₂, a correção aumenta a magnitude desses fluxos, como pode se observar no período noturno do mês de março.

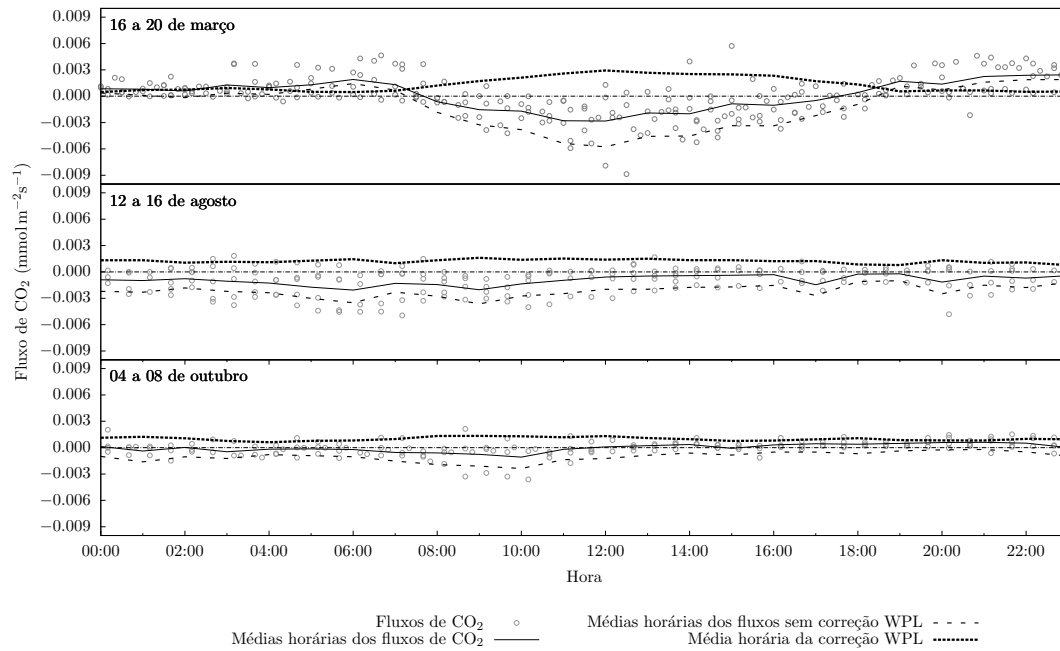


Figura 5.19: Comparação entre os fluxos de CO₂, a correção WPL e os fluxos de CO₂ sem a correção WPL.

Ainda na mesma figura, nota-se que em outubro os fluxos de CO₂ eram geralmente, em módulo, menores que a correção WPL. Nesses casos, a correção WPL alterou o sinal do fluxo corrigido, que passam a ser identificados como emissão de CO₂ ao invés de absorção de CO₂. Tais fluxos são as frações entre a correção WPL e $\overline{w'\rho'_c}$ de valor superior a 100% apresentados na tabela 5.6.

Liebenthal e Foken (2003) também avaliaram a importância da correção WPL nos fluxos médios de dióxido de carbono. A área de medição era um campo de pastagem, e seus resultados indicaram que os fluxos médios de dióxido de carbono foram reduzidos em 25-30% tanto no período noturno quanto no período diurno após aplicação da correção WPL. No presente trabalho, a correção WPL era maior, pois as medições foram realizadas sobre um lago subtropical, onde a evaporação é consideravelmente maior e o fluxo de dióxido de carbono de magnitude consideravelmente menor do que os fluxos de CO₂ do campo de pastagem do trabalho de Liebenthal e Foken (2003).

Neste trabalho, a correção WPL variava de 32,83% a 188% do valor do fluxo medido pelo analisador de CO₂, $\overline{w'\rho'_c}$, no período diurno (tabela 5.6), e de 26,48% a 471,62% de $\overline{w'\rho'_c}$ do período noturno. Observa-se na tabela 5.6 e na figura 5.19, que a correção WPL é superior a 100% do valor de $\overline{w'\rho'_c}$ apenas nos menores valores de

Tabela 5.6: Fração entre a correção WPL e o fluxo medido pelo analisador de CO₂ dos períodos de medição de 16 a 20 de março, 12 a 16 de agosto e 04 a 08 de outubro.

Hora	$(\overline{w \rho_c} / \overline{w' \rho'_c}) \times 100$			Hora	$(\overline{w \rho_c} / \overline{w' \rho'_c}) \times 100$		
	16-20/03	12-16/08	04-08/10		16-20/03	12-16/08	04-08/10
00:00	128,79	59,81	112,99	12:00	50,88	70,67	107,12
01:00	486,85	57,45	76,16	13:00	58,28	76,30	125,42
02:00	471,62	57,77	102,58	14:00	55,73	76,01	157,52
03:00	273,85	52,17	62,01	15:00	74,20	77,74	90,65
04:00	367,09	46,61	78,30	16:00	69,46	79,68	161,87
05:00	61,95	42,34	84,57	17:00	77,69	26,31	188,51
06:00	32,83	41,18	78,67	18:00	144,75	77,51	157,59
07:00	90,07	43,20	64,31	19:00	47,59	78,39	231,23
08:00	65,86	47,90	69,03	20:00	91,58	53,48	331,08
09:00	52,88	44,13	63,53	21:00	41,32	68,64	383,90
10:00	55,55	50,41	54,50	22:00	26,48	60,44	205,01
11:00	48,02	61,45	85,99	23:00	28,12	64,56	101,57

$\overline{w' \rho'_c}$. Vale a pena observar que quando $\overline{w \rho_c}$ é 100% de $\overline{w' \rho'_c}$, a correção WPL está contribuindo com 50% do valor do fluxo de dióxido de carbono.

6 Conclusões e Recomendações

Este trabalho foi realizado no âmbito do projeto BALCAR, contribuindo com uma base de dados para o esforço conjunto de se entender e quantificar as emissões de gases de efeito estufa em reservatórios de Usinas Hidrelétricas. Neste sentido, o presente trabalho teve como objetivo aplicar o Método de Covariâncias Turbulentas para se medir continuamente os fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e fluxo de calor sensível no reservatório da Usina Hidrelétrica de Itaipu durante o ano de 2013. A observação contínua dos fluxos constituiu uma oportunidade de se identificar a sazonalidade e o ciclo diário dos fluxos de CO_2 no reservatório.

Em termos de emissão e absorção de dióxido de carbono, os ciclos diários dos fluxos medidos no verão, outono e primavera eram semelhantes, em que se constatou uma predominância de fluxos negativos no período diurno e positivos no período noturno. Os fluxos noturnos de CO_2 dessas estações do ano eram geralmente de maior magnitude do que os fluxos diurnos, o que gerou um fluxo médio mensal positivo nos meses destas estações.

No inverno se constatou uma predominância de fluxos negativos em ambos os períodos. Nessa estação do ano os fluxos eram fortemente influenciados pela intensidade da velocidade do vento. Já no verão, outono e primavera, havia pouca influência da intensidade da velocidade do vento nos fluxos de CO_2 , sendo que a radiação solar era a variável que mais influenciava esses fluxos.

De maneira geral, os fluxos de CO_2 variaram no intervalo de $\pm 0,02 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, sendo que houve mais emissão desse gás no período noturno e mais fixação no período diurno. No entanto, a média do todo o período de monitoramento indicou mais fixação de dióxido de carbono no reservatório do que emissão. Tais fluxos eram comparáveis a fluxos medidos com o MCT em lagos naturais reportados na literatura.

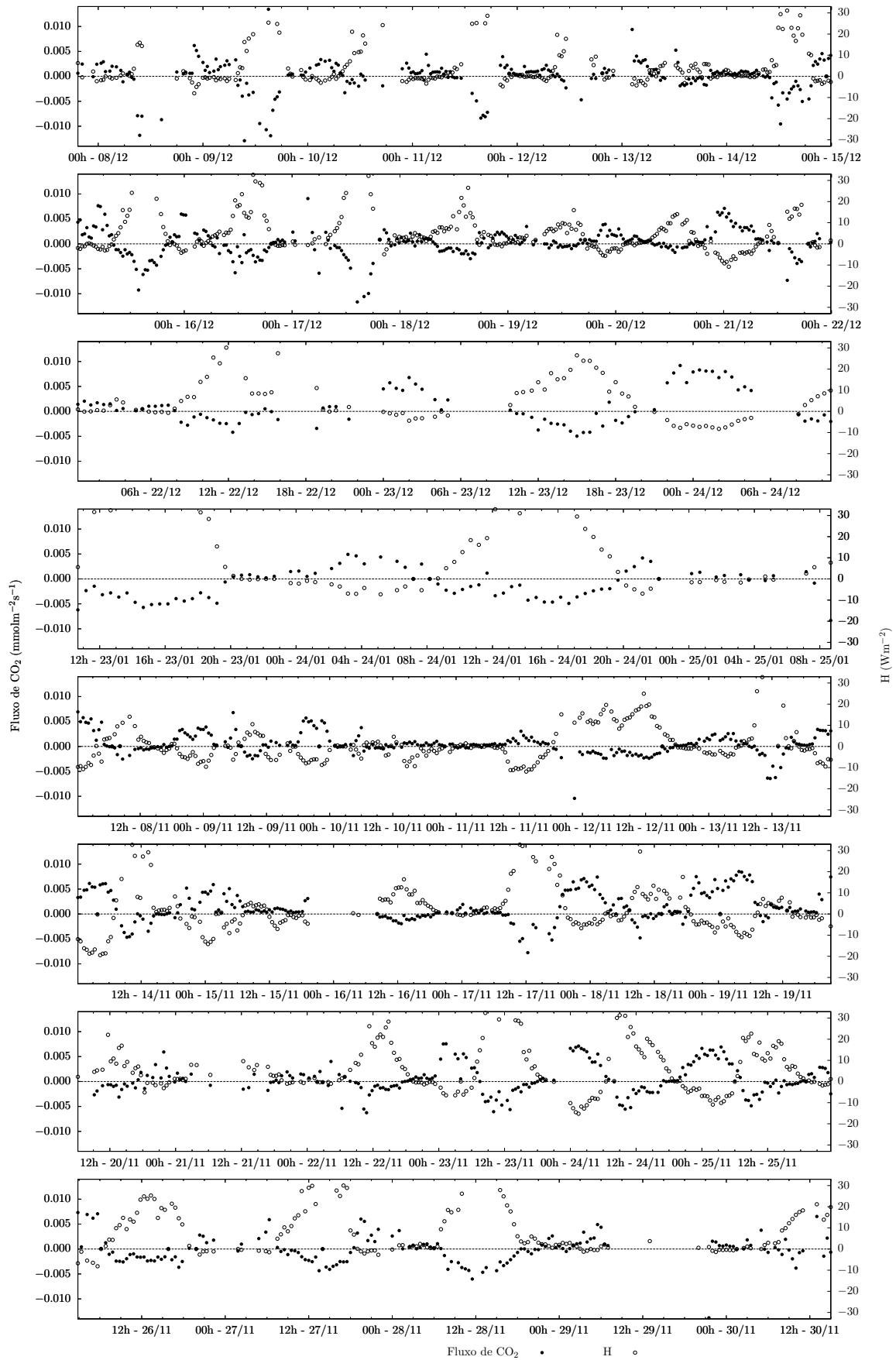
Os fluxos de CO_2 medidos neste trabalho apresentaram uma correlação negativa bastante acentuada com fluxo de calor sensível. Essa correlação atenuou a magnitude dos fluxos de CO_2 devido à correção algébrica desses fluxos introduzida pela correção WPL. Observou-se que a correção WPL foi de fundamental importância no cálculo dos fluxos turbulentos de dióxido de carbono, pois se constatou uma contribuição que variou em 20%—85% no valor do fluxo de CO_2 .

Durante o desenvolvimento deste trabalho surgiram algumas questões que poderão servir de base a novos estudos. Uma delas está relacionada com o *footprint* da estação micrometeorológica, em que neste trabalho foi necessário descartar cerca de 18% de todos os fluxos medidos devido à composição do *footprint*, que era da superfície da ilha da estação e da água do lago. Assim como foi comentado na Revisão Bibliográfica deste trabalho, existem modelos numéricos de *footprint* e técnicas de desfragmentação de fluxos que poderiam ser utilizadas para recuperação destes dados. Uma outra linha de pesquisa que poderia ser desenvolvida com as medições deste trabalho, seria a aplicação do método de fluxos de gradientes para a estimativa do fluxo de CO_2 , que se trata de um método de menor custo que também poderia ser utilizado nestes ambientes para a estimativa dos fluxos de gases de efeito estufa.

Para trabalhos em que se pretende estimar os fluxos de gases de efeito estufa em superfícies líquidas com o MCT, recomenda-se que se realize as mesmas medições deste trabalho somadas as medições do pH do corpo hídrico e da concentração de CO_2 na superfície do corpo hídrico. Essas medições adicionais permitiriam a comparação dos fluxos com esses dados limnológicos e também permitiriam estimar os fluxos de CO_2 com a técnica de transferência de massa.

7 Apêndice

Neste capítulo estão dispostos os fluxos de dióxido de carbono e calor sensível que foram descartados na análise de *footprint* (seção 5.1). Na análise de *footprint* verificou-se que esses fluxos eram provenientes tanto da superfície do lago quanto da superfície da ilha que surgia em torno da estação micrometeorológica. Esses fluxos estão dispostos na figura 7, que totalizam 17% de todos os fluxos medidos.



Referências Bibliográficas

- Anderson, D. E., Striegl, R. G., Stannard, D. I., e Michmerhuizen, C. M. (1999). Estimating lake-atmosphere CO₂ exchange. *Limnol. Oceanogr.*, 44:988—1001.
- Bade, D. L. (2009). *Gas Exchange at the Air-Water Interface*, capítulo 6, páginas 70—78. Elsevier.
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9:479—492.
- Barros, N., Cole, J. J., Tranvik, L. J., Prairie, Y. T., Bastviken, D., Huszar, V. L. M., del Giorgio, P., e Roland, F. (2011). Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 31:593—596.
- Blanken, P. D., Rouse, W. R., Culf, A. D., Spence, C., Boudreau, L. D., Jasper, J. N., Kochtubajda, B., Schertzer, W. M., Marsh, P., e Versegny, D. (2000). Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Water Resources Research*, 36:1069—1077.
- Burba, G. (2001). Illustration of flux footprint estimates affected by measurement height, surface roughness, and thermal stability. *World Meteorological Organization publication*, 1074:77—87.
- Cole, J. J., Bade, D. L., Bastviken, D., Pace, M. L., e de Bogert, M. V. (2010). Multiple approaches to estimating air-water gas exchange in small lakes. *Limnology and Oceanography: Methods*, 8:285—293.
- Cole, J. J. e Caraco, N. F. (1998). Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆. *Limnol. Oceanogr.*
- Dias, N. L. (2013). *Estado da Arte em Ciclo do Carbono em Reservatórios*, capítulo 7, páginas 192—234. Brasil, Ministerio de Minas e Energia.

- dos Santos, M. A., Rosa, L. P., Sikar, B., Sikar, E., e dos Santos, E. O. (2006). Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, 34:481—488.
- Duchemin, E., Lucotte, M., e Canuel, R. (1999). Comparison of Static Chamber and Thin Boundary Layer Equation Methods for Measuring Greenhouse Gas Emissions from Large Water Bodies. *Environmental Science & Technology*, 33:350—357.
- Eugster, W., DelSontro, T., e Sobek, S. (2011). Eddy covariance flux measurement confirm extreme CH₄ emissions from a Swiss hydropower reservoir and resolve their short-term variability. *Biogeosciences*, 8:2815—2831.
- Eugster, W., Kling, G., Jonas, T., McFadden, J. P., Wuest, A., MacIntyre, S., e III, F. S. C. (2003). CO₂ exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: Importance of convective mixing. *Journal of Geophysical Research*, 108:1—16.
- Filho, R. R., Junior, M. P., e Pereira, J. (2011). Itaipu Reservoir limnology: eutrophication degree and the horizontal distribution of its limnological variables. *Brazilian Journal of Biology*, 71:889—902.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., e Cleugh, H. A. (2003). A re-evaluation of long-term flux measurement techniques Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107:1—48.
- Galy-Lacaux, C., Delmas, R., Jambert, C., Dumestre, J.-F., Labroue, L., Richard, S., e Gosse, P. (1997). Gaseous emissions and oxygen consumption in hydroelectric dams: A case study in French Guyana. *Global Biogeochemical Cycles*, 11:471—483.
- Garratt, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Gash, J. H. C. (1986). A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary Layer Meteorology*, 35:409—413.
- Gockede, M., Rebmann, C., e Foken, T. (2004). A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites. *Agricultural and forest meteorology*, 127:175—188.

- Gryning, S. E., Holtslag, A. A. M., Irwin, J. S., e Sivertsen, B. (1987). Applied dispersion modelling based on meteorological scaling parameters. *Atmospheric Environment*, 21:79—89.
- Guerin, F., Abril, G., Serca, D., Delon, C., Richard, S., Delmas, R., Tremblay, A., e Varfalvy, L. (2007). Gas transfer velocities of CO₂ and CH₄ in a tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems*, 66:161—172.
- Hatala, J. A., Detto, M., Sonnentag, O., Deverel, S. J., Verfaillie, J., e Baldocchi, D. D. (2012). Greenhouse gas (CO₂, CH₄, H₂O) fluxes from drained and flooded agricultural peatlands in the Sacramento - San Joaquin Delta. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 150:1—18.
- Hsieh, C.-I. e Katul, G. (2009). The Lagrangian stochastic model for estimating footprint and water vapor fluxes over inhomogeneous surfaces. *Int J Biometeorol*, 53:87—100.
- Hsieh, C.-I., Katul, G., e wen Chi, T. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, 23:765—772.
- Huotari, J., Ojala, A., Peltomaa, E., Nordbo, A., Launiainen, S., Pumpanen, J., Rasilo, T., Hari, P., e Vesala, T. (2011). Long-term direct CO₂ flux measurements over a boreal lake: Five years of eddy covariance data. *Geophysical Research Letters*.
- Hutjes, R. W. A., Vellinga, O. S., Gioli, B., e Miglietta, F. (2010). Dis-aggregation of airborne flux measurements using footprint analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150:966—983.
- IHA (2010). *GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoirs*. The International Hydropower Association.
- Jonsson, A., Aberg, J., Lindroth, A., e Jansson, M. (2008). Gas transfer rate and CO₂ flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden. *Journal of Geophysical Research*.
- Kaimal, J. C., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., e Cote, O. R. (1972). Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Journal of the Royal Meteorological Society*, 98:563—589.

- Kirby, S., Dobosy, R., Williamson, D., e Dumas, E. (2008). An aircraft-based data analysis method for discerning individual fluxes in a heterogeneous agricultural landscape. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148:481—489.
- Kutzbach, L., Schneider, J., Sachs, T., Giebels, M., Nykanen, H., Shurpali, N. J., Martikainen, P. J., Alm, J., e Wilmking, M. (2007). CO₂ flux determination by closed-chamber methods can be seriously biased by inappropriate application of linear regression. *Biogeosciences*, 4:1005—1025.
- Lewicki, J. L., Fisher, M. L., e Hilley, G. E. (2007). Six-week time series of eddy covariance CO₂ flux at Mammoth Mountain, California: Performance evaluation and role of meteorological forcing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171:178—190.
- Libes, S. M. (2009). *Introduction to Marine Biogeochemistry*. Academic Press.
- Liebenthal, C. e Foken, T. (2003). On the significance of the Webb Correction to Fluxes. *Boundary - Layer Meteorology*, 109:99—106.
- Liu, H., Zhang, Y., Liu, S., Jiang, H., Sheng, L., e Williamson, Q. L. (2009). Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *Journal of Geophysical Research*, 114:D04110.
- Mendonca, R., Kosten, S., Sobek, S., Barros, N., Cole, J. J., Tranvik, L., e Roland, F. (2012). Hydroelectric carbon sequestration. *Nature Geoscience*, 5:838—840.
- Ometto, J. P., Cimblaris, A. C., dos Santos, M. A., Rosa, L. P., Abe, D., Tudisi, J. G., Stech, J. L., Barros, N., e Roland, F. (2013). Carbon emission as a function of energy generation in hydroelectric reservoirs in Brazilian dry tropical biome. *Energy Policy*, 58:109—116.
- Panofsky, H. A. e Dutton, J. A. (1984). *Atmospheric Turbulence - Models and Methods for Engineering Applications*. John Wiley & Sons.
- Richey, J. E., Melack, J. M., Aufdenkampe, A. K., Ballester, V. M., e Hess, L. L. (2002). Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416:617—620.

- Rosa, L. P., dos Santos, M. A., Matvienko, B., dos Santos, E. O., e Sikar, E. (2004). Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. *Climatic Change*, 66:9—21.
- Rosa, L. P., dos Santos, M. A., Matvienko, B., Sikar, E., Lourenco, R. S. M., e Menezes, C. F. (2003). Biogenic gas production from major Amazon reservoirs, Brazil. *Hydrological processes*, 17:1443—1450.
- Rudd, J. W. M., Harris, R., Kelly, C. A., e Hecky, R. E. (1993). Are Hydroelectric Reservoirs Significant Sources of Greenhouse Gases? *Ambio*, 22:246—248.
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. Y., Macpherson, J. I., e Desjardins, R. L. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary Layer Meteorology*, 50:355—373.
- Solomon, S., Manning, D. Q. M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., e (eds.), H. M. (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Soumis, N., Duchemin, E., Canuel, R., e Lucotte, M. (2004). Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States. *Global Biogeochemical Cycles*, 18:GB3022.
- Stivari, S. M. S., de Oliveira, A. P., e Soares, J. (2005). On the Climate Impact of the Local Circulation in the Itaipu Lake Area. *Climatic Change*, 72:103—121.
- Suni, T., Berninger, F., Markkanen, T., Keronen, P., Rannik, U., e Vesala, T. (2003). Interannual variability and timing of growing-season CO₂ exchange in a boreal forest. *Journal of Geophysical Research*, 108:1—8.
- Vesala, T., Eugster, W., e Ojala, A. (2012). *Eddy Covariance Measurements over Lakes*, capítulo 15, páginas 365—376. Springer Science.
- Vesala, T., Huotari, J., Rannik, U., Suni, T., Smolander, S., Sogachev, A., Launiainen, S., e Ojala, A. (2006). Eddy covariance measurements of carbon exchange and latent and sensible heat fluxes over a boreal lake for a full open-water period. *Journal of Geophysical Research*, 111:D11101.
- Vickers, D. e Mahrt, L. (1996). Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14:512—526.

- Webb, E. K., Pearman, G. L., e Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *J. R. Met. Soc.*, 106:85—100.
- Xu, L. e Baldocchi, D. (2004). Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology*, 123:79—96.
- Zhu, D., Chen, H., Zhu, Q., Wu, Y., e Wu, N. (2012). High Carbon Dioxide Evasion from an Alpine Peatland Lake: The Central Role of Terrestrial Dissolved Organic Carbon Input. *Water Air Soil Pollut*, 223:2563—2569.