

## Artigo Técnico

# Concentração e fluxo de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório hidrelétrico de Balbina (AM)

*CO<sub>2</sub> concentration and flux in hydroelectric reservoir of Balbina (AM)*

Roseilson Souza Vale<sup>1</sup>, Raoni Aquino Santana<sup>2</sup>, Júlio Tóta<sup>3</sup>,  
Scott Miller<sup>4</sup>, Rodrigo Souza<sup>5</sup>, Rardiles Branches<sup>6</sup>, Newton Lima<sup>7</sup>

## RESUMO

O reservatório de Balbina (59° 28' 50" W, 1° 53' 25" S), localizado próximo à cidade de Manaus, Amazonas, na Amazônia Central, é o segundo maior reservatório hidrelétrico em área localizado na Bacia Amazônica. Nesse reservatório foram realizadas medições de CO<sub>2</sub> em alta frequência (10 Hz), do fluxo de CO<sub>2</sub> com analisador de gás por infravermelho (IRGA) acoplado a uma câmara flutuante, e de variáveis meteorológicas, com uma boia instrumentada a 2 m da superfície do lago. A concentração média de CO<sub>2</sub> foi de 392 e 426 ppm para o dia e a noite, respectivamente, e a taxa de emissão média diária, de 40,427±24,040 μmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. A acumulação da concentração de CO<sub>2</sub> sobre o lago à noite, além da respiração, mostra ter sido afetada por baixas velocidades do vento e convecção do lado da água, processos físicos que trazem altas concentrações de CO<sub>2</sub> para a superfície e a presença de brisa terrestre. Os fluxos não apresentaram diferenças estatisticamente significantes com as variáveis meteorológicas e foram consideravelmente mais baixos do que os encontrados em um estudo anterior para o mesmo lago. No entanto, os valores concordam com os encontrados em outros estudos em lagos tropicais amazônicos e outros reservatórios.

**Palavras-chave:** variáveis meteorológicas; CO<sub>2</sub>; brisa.

## ABSTRACT

The reservoir Balbina (59° 28' 50W, 1° 53' 25" S), located near the city of Manaus, Amazonas, in Central Amazônia, Brazil, is the second largest hydroelectric reservoir in an area located in the Amazon Basin. In this reservoir, CO<sub>2</sub> measurements were performed at high frequency (10 Hz), CO<sub>2</sub> flux with gas analyzer infrared (IRGA) coupled to a floating chamber and meteorological variables with a buoy instrumented to 2 m from the lake surface. The average CO<sub>2</sub> concentration was 392 and 426 ppm for the day and night, respectively, and the daily average emission rate was 40.427±24.040 μmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>. The accumulation of CO<sub>2</sub> in the lake overnight, beyond respiration, shows to be affected by low wind speeds, waterside convection, physical processes involving high concentrations of CO<sub>2</sub> for the surface and the presence of land breeze. The fluxes show no statistically significant difference with the meteorological variables and were considerably lower than a previous study for the same lake. However, the values are in agreement with other studies in Amazonian tropical lakes and other reservoirs.

**Keywords:** meteorological variables; CO<sub>2</sub>; breeze.

## INTRODUÇÃO

Assim como os oceanos, as águas interiores exercem um papel fundamental nos ciclos regional e global do carbono (COLE *et al.*, 1994, 2007; RICHEY *et al.*, 2002). Na Amazônia, o efluxo de CO<sub>2</sub> proveniente de águas interiores é comparável à taxa de carbono armazenado nas árvores da Floresta Amazônica (PHILLIPS *et al.*, 1998) e muito maior do que o carbono exportado pela Amazônia para os oceanos (RICHEY *et al.*, 2002). Mais recentemente, lagos de reservatórios, em particular

nos trópicos, têm sido identificados como fontes de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> (GALY-LACAUX *et al.*, 1999; ABRIL *et al.*, 2005; GUÉRIN *et al.*, 2006, 2007; KEMENES; FORSBERG; MELACK, 2007, 2011).

Saint Louis *et al.* (2000) estimaram que a área superficial dos reservatórios tropicais é de aproximadamente 6.10<sup>5</sup> km<sup>2</sup> e que em torno de 70% dos fluxos de CO<sub>2</sub> dos reservatórios globais ocorreram de reservatórios tropicais, apesar desses representarem apenas 40% da área da superfície global. Por outro lado, pouco se sabe, em longo prazo, sobre o

<sup>1</sup>Mestre em Clima e Ambiente pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e Universidade do Estado do Amazonas (INPA-UEA). Professor do Curso de Ciências Atmosféricas do Instituto de Engenharia e Geociências da Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) - Santarém (PA), Brasil.

<sup>2</sup>Mestre em Clima e Ambiente pelo Instituto de Engenharia e Geociências da UFOPA - Santarém (PA), Brasil.

<sup>3</sup>Doutor em Clima e Ambiente pelo Instituto de Engenharia e Geociências da UFOPA - Santarém (PA), Brasil.

<sup>4</sup>Doctor of Philosophy in Engineering in Atmospheric Sciences Research Center of State University of New York - Albany (NY), United States of America.

<sup>5</sup>Doutor em Meteorologia pela Escola Superior de Tecnologia da UEA - Manaus (AM), Brasil.

<sup>6</sup>Graduado em Engenharia Física pelo Instituto de Engenharia e Geociências da UFOPA - Santarém (PA), Brasil.

<sup>7</sup>Doutor em Clima e Ambiente da Universidade Luterana do Brasil (ULBRA) - Manaus (AM), Brasil.

**Endereço para correspondência:** Roseilson Souza Vale - Universidade Federal do Oeste do Pará, Rua Vera Paz, s/n, Campus Tapajós - Instituto de Engenharia e Geociências - Salé - 68035-110 - Santarém (PA), Brasil - E-mail: roseilsondovale@gmail.com

**Recebido:** 20/11/14 - **Aceito:** 01/06/16 - **Reg. ABES:** 143032

balanço de carbono dos reservatórios individuais e o destino da matéria orgânica inundada após captação (ABRIL *et al.*, 2005). A taxa de emissão de CO<sub>2</sub> do reservatório de Balbina, usando câmara flutuante, foi medida variando de 343 a 8.529 mgC.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>, devido, quase que exclusivamente, a fluxos difusivos (KEMENES; FORSBERG; MELACK, 2011).

Os fluxos difusivos dependem do gradiente de concentração entre a superfície da água e a atmosfera, o que, no caso do CO<sub>2</sub>, é principalmente controlado pela sua concentração na superfície da água e pela velocidade de transferência, *k*. Os fluxos difusivos de CO<sub>2</sub> podem ser medidos diretamente ou calculados a partir da concentração da superfície da água e do ar se o *k* é conhecido (GUÉRIN *et al.*, 2006). As técnicas de medição de fluxos diretos podem ser por: correlação de vórtices turbulentos (McGILLIS *et al.*, 2001), acumulação de vórtices (ZEMMELINK *et al.*, 2004), câmara flutuante (FRANKIGNOULLE, 1988) e fluxo gradiente (KRAUS & BUSINGER, 1994).

Os fluxos de troca de gases e o *k* podem variar muito entre os diferentes tipos de ambientes. Em lagos, os principais fatores físicos que controlam essas mudanças nos fluxos são o vento, a temperatura e a convecção penetrativa (WANNINKHOF, 1992; COLE & CARACO, 1998; MACINTYRE; EUGSTER; KLING, 2001). O transporte e a dispersão de gases são frequentemente e extremamente afetados pelos sistemas de ventos locais, tais como as brisas (MOURA *et al.*, 2004; BIERMANN *et al.*, 2013).

As concentrações de gases na camada de mistura dependem não somente do fluxo por meio da interface água-ar, mas também do transporte ascendente para a camada de mistura da termoclina, águas profundas ou hipolimnio, e dos sedimentos (CRILL *et al.*, 1988). A mistura provocada pelo vento e os movimentos convectivos, devido à perda de calor na superfície da água, podem causar entranhamento de águas, com diferentes concentrações para a camada de mistura, e processos como a ressurgência, que também transporta gases dissolvidos (MACINTYRE; WANNINKHOF; CHANTON, 1995).

Os objetivos do estudo foram: investigar o ciclo diurno da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a camada superficial logo acima da superfície da água (com um sensor de alta frequência), medir *in situ* o fluxo de CO<sub>2</sub> (com uma câmara flutuante conectada a um analisador de gás por infravermelho — IRGA), estabelecer relações experimentais entre vento, precipitação, umidade relativa e temperatura do ar (com dados de concentração e fluxo de CO<sub>2</sub>) e identificar os fatores físicos que influenciam nessas medidas.

## METODOLOGIA

### Área de estudo

A Usina Hidrelétrica de Balbina foi construída na Amazônia Central, em 1987, pelo barramento do Rio Uatumã, no município de Presidente

Figueiredo, distante 155 km ao norte de Manaus, Amazonas. O reservatório de Balbina (Figura 1) é o segundo maior reservatório hidrelétrico localizado na Amazônia (59° 28' 50" W, 1° 53' 25" S) com área inundada média de 1.770 km<sup>2</sup>, profundidade média de 10 m e tempo de residência de aproximadamente 12 meses (KEMENES; FORSBERG; MELACK, 2007, 2011). A climatologia apresenta o máximo da estação chuvosa nos meses de março, abril e maio e estação menos chuvosa nos meses de agosto e setembro.

### Experimento de campo

O experimento de campo foi realizado entre os dias 15 e 20 de julho de 2013, durante a estação de transição (chuvosa para seca). Medidas de fluxos diretos de CO<sub>2</sub> foram realizadas com câmara flutuante de um pequeno barco em cinco diferentes pontos a montante e um ponto a jusante da barragem da usina. Dados meteorológicos foram coletados por meio de uma boia ancorada no canal principal do lago do reservatório.

Os dados utilizados para a análise de concentração de CO<sub>2</sub> (durante 32 horas) foram coletados nos dias 18 e 19 de julho com o auxílio de um IRGA (Li-7500 A, Li-Cor, USA), com amostragem de 10 Hz. Os dados de concentração foram relacionados com dados de umidade relativa e temperatura do ar medidos pela boia meteorológica.

### Câmara flutuante

O método utilizado para as medidas diretas da concentração de CO<sub>2</sub> na interface água-atmosfera foi o de câmara flutuante associada a um IRGA (Li-840, Li-Cor, USA) (FRANKIGNOULLE, 1988). A pressão parcial do gás contida no ar foi medida pelo IRGA conectado à câmara flutuante (18 L, 0,13 m<sup>2</sup> e design retangular) por uma bomba de sucção de 1,2 L.min<sup>-1</sup>. Para evitar problemas com a umidade, as amostras de ar que saem da câmara passam por um tubo com sílica gel antes de chegar ao IRGA. O IRGA foi calibrado no início da campanha passando-se pelo sensor uma amostra de nitrogênio com fluxo constante de 1 mL.s<sup>-1</sup>.

As medidas foram realizadas com o barco ancorado, com 4 cm da câmara dentro da coluna de água e presa por uma corda ao barco. Para as medidas do fluxo de CO<sub>2</sub>, utilizou-se um circuito fechado entre o IRGA e a câmara, com duração de 10 a 15 minutos. Antes da medição do fluxo, a câmara foi mantida alguns minutos (até a leitura do analisador de gás estabilizar) acima da superfície da água, para limpar todo o sistema com ar ambiente da superfície e determinar a pressão parcial do gás. A câmara foi então colocada na superfície da água, momento em que o aumento inicial ou a diminuição linear da concentração do gás atmosférico na câmara nos deram a direção e a magnitude do fluxo. O critério para aceitação da medição foi que a concentração inicial na câmara fosse próxima da atmosférica e que os dados apresentassem um crescimento/decaimento linear com coeficiente de correlação superior a 0,90. Os dados de fluxo foram aceitos ou rejeitados de acordo com o procedimento de Lambert e Fréchet (2004).

## Variáveis meteorológicas

Uma boia foi instrumentada com uma estação HOBO U30, com operação telemétrica via tecnologia GSM, e os dados enviados para o servidor HOBOLink da Rede de Mudanças Climáticas da Amazônia (Remclam), de responsabilidade da Universidade do Estado do Amazonas (UEA). A boia ficou em operação durante toda a campanha a uma altura de 2 m entre os sensores e a lâmina d'água. As variáveis meteorológicas utilizadas pela boia foram: temperatura do ar, velocidade e direção do vento, umidade relativa e precipitação pluviométrica. Para os dados de precipitação, calculou-se a soma da quantidade acumulada a cada hora. Os dados de umidade relativa e temperatura foram amostrados a cada cinco minutos.

As medidas de velocidade do vento foram ajustadas para 10 m acima da superfície da água ( $U_{10}$ ), de acordo com Amorcho e DeVries (1980), utilizando a Equação 1,

$$U_z = U_{10} [1 - C_{10}^{0.5} k^{-1} \ln(10/z)] \quad (1)$$

Em que:

$C_{10}$ : coeficiente de arrasto da superfície para o vento a 10 m (0,013);

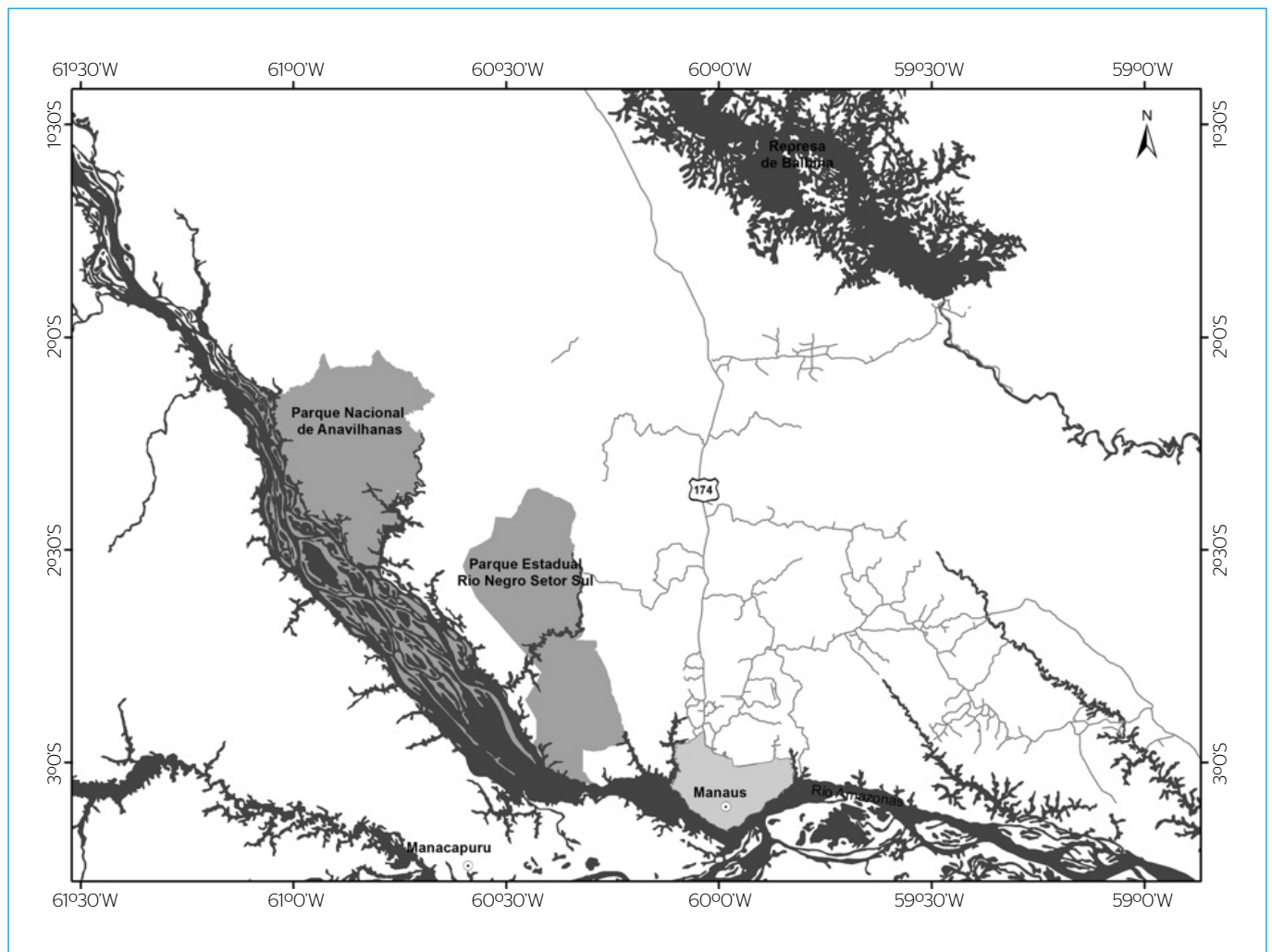
$\kappa$ : constante de von Karman (0,41);

$z$ : altura da medida da velocidade do vento acima da superfície da água.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Concentração de CO<sub>2</sub>

A concentração de CO<sub>2</sub> a cada 5 minutos, durante 32 horas, apresentou média de 392 e 426 ppm para o dia e a noite, respectivamente (Figura 2). De acordo com a Figura 2, é possível verificar o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> durante o período da noite e uma diminuição abrupta por volta das 8 h. Durante a noite, o resfriamento radiativo à superfície proporciona uma camada estável termodinamicamente, com uma inversão de temperatura que leva à diminuição ou à ausência de mistura e, consequentemente, ao acúmulo da concentração de CO<sub>2</sub> sobre a superfície do lago.



**Figura 1** - Localização da represa da Usina Hidrelétrica de Balbina, no município de Presidente Figueiredo, Amazonas, a 192 km de Manaus.

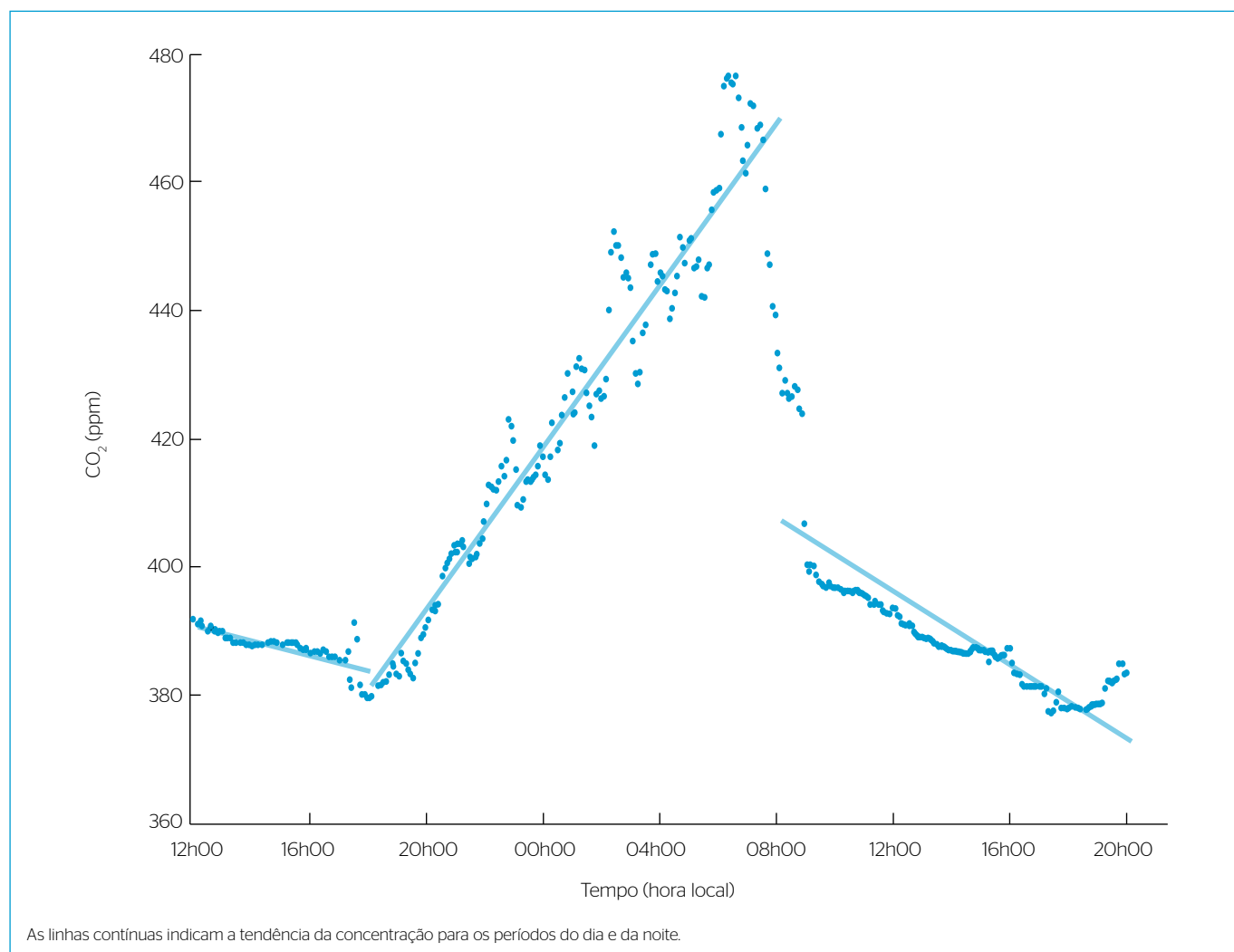
A presença de vento com maior intensidade no período do dia provoca mais mistura, o que justifica a menor concentração durante o dia e o aumento durante a noite, devido à diminuição ou à ausência de turbulência. Durante o dia, a fotossíntese realizada pelas algas absorve boa parte do  $\text{CO}_2$  dentro da coluna da água. Por volta das 8 h (Figura 2), a concentração de  $\text{CO}_2$  diminui drasticamente, devido ao aquecimento da camada de mistura pela luz solar, aumentando, assim, a mistura sobre o lago.

O fluxo de  $\text{CO}_2$  depende principalmente do gradiente de concentração entre a superfície da água e o ar e da transferência física ou energia turbulenta nessa interface (MACINTYRE; WANNINKHOF; CHANTON, 1995). Uma vez que em lagos a fonte dominante de turbulência na superfície da camada limite aquosa é controlada pelo vento (COLE & CARACO, 1998), sua magnitude contribui diretamente para o aumento ou diminuição do fluxo de  $\text{CO}_2$  na interface água-ar.

Outra evidência observada para a explicação do aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  sobre o lago durante a noite é a ocorrência de brisa

terrestre, ou seja, ventos predominantes na direção floresta-lago (sul). Essa brisa de floresta é rica em  $\text{CO}_2$  devido à respiração da floresta à noite. As Figuras 3A e 3B evidenciam a presença de brisa de lago (direção lago-floresta) e brisa terrestre (direção floresta-lago) e seus efeitos sobre a concentração de  $\text{CO}_2$ . O principal fator que determina o modelo de circulação do ar sobre a região de um lago é o efeito térmico entre as superfícies líquida e terrestre, o que, por sua vez, gera uma diferença de pressão e, conseqüentemente, conduz um fluxo líquido de ar em uma ou outra direção. A presença de brisa sobre o lago do reservatório de Balbina foi encontrada também nos estudos de Moura et al. (2004), que investigaram o efeito das brisas do lago sobre a concentração de ozônio.

O vento, para o período da noite das 18 h do dia 18 de julho até as 6 h do dia 19 (ou dia seguinte) apresentou valores de 0,3 a 3,0  $\text{m.s}^{-1}$ . Durante a campanha observou-se a formação de nevoeiros sobre a superfície do lago após o pôr do sol (18 h), o que é justificado pelos altos valores de umidade relativa, aproximadamente 100%. Em condições de ventos muito



**Figura 2** - Concentração de  $\text{CO}_2$  com amostragem de 10 Hz, com média de 5 minutos, durante 32 horas, sobre o lago do reservatório.

baixos ( $<3 \text{ m.s}^{-1}$ ) ou ausência de ventos, a troca de CO<sub>2</sub> no lago pode ser controlada principalmente por movimentos convectivos causados pela perda de calor que ocorre, por exemplo, quando a superfície da água é mais quente do que o ar logo acima (MACINTYRE; WANNINKHOF; CHANTON, 1995).

Sun *et al.* (1998) investigaram o transporte de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e ozônio pela turbulência e circulações locais e verificaram que a brisa terrestre noturna desempenha um papel importante no balanço regional de CO<sub>2</sub> na região de lago. Eugster e Siegrist (2000) investigaram a influência da advecção noturna de CO<sub>2</sub> sobre as medições de fluxo de CO<sub>2</sub> sobre uma área de platô entre duas montanhas. O estudo revelou que durante o início da noite, quando o balanço de energia torna-se negativo, o escoamento de ar frio rico em CO<sub>2</sub> começa a sofrer advecção ao longo dos vales dos rios. Durante a primeira metade da noite, a camada de ar rica em CO<sub>2</sub> aumentou de profundidade, alcançando sua profundidade máxima logo após a meia-noite, e permaneceu relativamente constante até o amanhecer. Depois do amanhecer, o perfil vertical de CO<sub>2</sub> foi novamente bem misturado. Reis e Barbosa (2014) relatam a importância da escala diurna para a dinâmica de lagos tropicais. Segundo esse estudo, a pressão parcial de CO<sub>2</sub> e o fluxo de CO<sub>2</sub> foram significativamente diferentes entre o dia e a noite e identificou-se a heterotrofia e emissão de CO<sub>2</sub> durante a noite, enquanto durante o dia não houve emissão significativa.

### Fluxo de CO<sub>2</sub>

O fluxo de CO<sub>2</sub> medido variou de 0,055 a 1,238  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , com valor médio de  $0,467 \pm 0,27 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . Os fluxos foram consideravelmente baixos, quando comparados com outros estudos realizados

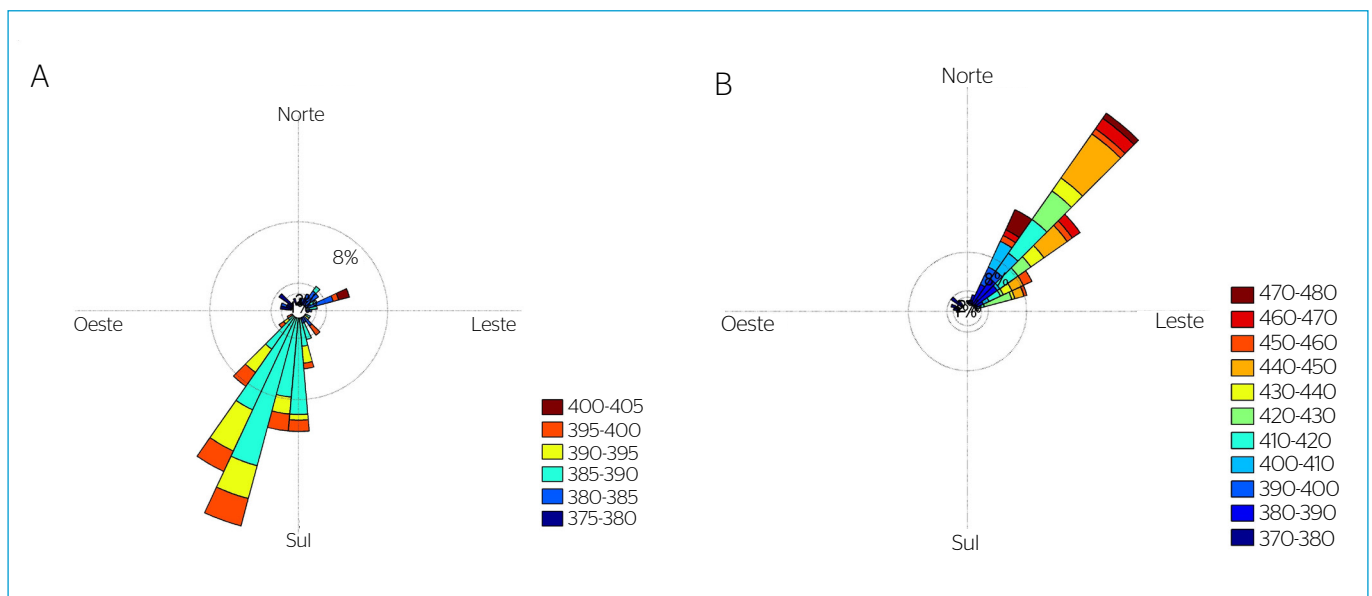
em Balbina e em outros reservatórios tropicais (Tabela 1). Os fluxos medidos neste experimento não apresentaram correlações estatísticas significativas com as variáveis meteorológicas. Os valores encontrados por Kemenes, Forsberg e Melack (2011), usando a mesma metodologia, para o fluxo de CO<sub>2</sub> para o reservatório de Balbina foram próximos aos encontrados por Lima *et al.* (2002) para Tucuruí e Samuel e consideravelmente mais elevados do que os valores encontrados por Duchemin *et al.* (2000) para Curuá-Una e por este estudo.

A taxa de emissão média diária para o reservatório de Balbina foi de  $40.427 \pm 24.040 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ . Esse valor é muito próximo dos  $44.000 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$  encontrados por Rudorff *et al.* (2011) para o lago de várzea do Curuai durante o período de vazante. O lago grande do Curuai apresenta uma área inundada que varia de 850 a 2.274 km<sup>2</sup>, muito parecida com a dimensão do lago do reservatório de Balbina.

**Tabela 1** - Dados de fluxo médio de CO<sub>2</sub>, área e idade dos principais estudos realizados em reservatórios tropicais.

Reservatório	Fluxo médio ( $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ )	Área (km <sup>2</sup> )	Idade (anos)
Balbina*	0,467	1.770	25
Balbina <sup>a</sup>	3,665	1.770	25
Tucuruí <sup>b</sup>	3,568	2.430	30
Samuel <sup>b</sup>	2,797	550	25
Curuá-Una <sup>c</sup>	0,761	200	37
Petit-Saut <sup>d</sup>	1,253	365	20

\*resultados deste estudo; <sup>a</sup>Kemenes, Forsberg e Melack (2011); <sup>b</sup>Lima *et al.* (2002); <sup>c</sup>Duchemin *et al.* (2000); <sup>d</sup>Abril *et al.* (2005).



**Figura 3** - Evidências do efeito de brisa no lago de Balbina sobre a concentração de CO<sub>2</sub>. (A) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> diurna (brisa de lago); e (B) direção do vento versus concentração de CO<sub>2</sub> noturna (brisa terrestre).

As medições de fluxos de CO<sub>2</sub> realizadas por Duchemin *et al.* (2000) no Reservatório de Curuá-Una não apresentaram diferenças na emissão difusiva média entre o período de águas altas e baixas no reservatório. O valor encontrado (65.909 μmol.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>) por Duchemin *et al.* (2000) para o fluxo médio diário de CO<sub>2</sub> para o Reservatório de Curuá-Una também apresenta boa concordância com o valor encontrado neste estudo.

Medições feitas em um lago de latitudes altas, usando *eddy covariance*, revelaram altos fluxos noturnos em relação aos diurnos (FCO<sub>2noite</sub> ≈ 0,2 μmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> e FCO<sub>2dia</sub> ≈ 0,02 μmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>). Os altos fluxos noturnos de CO<sub>2</sub> podem ser explicados com o aumento da velocidade de transferência (*k*) devido à convecção do lado da água. Se o fluxo de CO<sub>2</sub> não é medido durante a noite, quando a convecção do lado da água é normalmente gerada, períodos de potencial fluxo elevado de CO<sub>2</sub> podem ser perdidos e as estimativas da quantidade total de CO<sub>2</sub> liberados pelos lagos para a atmosfera serão tendenciosas (PODGRAJSEK; SAHLÉE; RUTGERSSON, 2016).

Nossos resultados vão de encontro ao fato de que reservatórios tropicais (amazônicos e não amazônicos) e temperados apresentam uma correlação negativa entre as emissões de CO<sub>2</sub> tanto com a idade (SAINT LOUIS *et al.*, 2000) quanto com a latitude do reservatório (BARROS *et al.*, 2011). Isso pode ser justificado pelo fato de que as medidas de fluxo, apesar de sua variabilidade espacial, não representam muito bem toda a imensa área do reservatório; outra razão é que as medidas não representam todo o ciclo diurno e ignorar essa variação pode levar a falsas avaliações e conclusões (REIS & BARBOSA, 2014).

## CONCLUSÃO

Medições *in situ* diretas da concentração e do fluxo de CO<sub>2</sub> foram realizadas sobre o lago do reservatório da Usina Hidrelétrica de Balbina com um sensor de alta frequência e uma câmara flutuante, respectivamente. Os fluxos não apresentaram significância estatística com as variáveis meteorológicas e foram consideravelmente mais baixos do que os encontrados por um estudo realizado usando o mesmo método e para o mesmo reservatório. No entanto, os valores corroboram outros estudos realizados em lagos amazônicos e outros reservatórios tropicais.

Além da respiração do lago, o aumento na concentração noturna de CO<sub>2</sub> pode ter sido afetado pelas baixas velocidades do vento e pelo aumento do fluxo de CO<sub>2</sub> da superfície da água, devido à turbulência induzida pela convecção do lado da água e pelos processos físicos que trazem altas concentrações de CO<sub>2</sub> do fundo para a superfície do lago. Outro fator importante observado é que a brisa terrestre parece influenciar o acúmulo de CO<sub>2</sub> sobre a superfície do lago, pois sua concentração foi maior (426 ppm) quando o vento sopra da floresta no período noturno.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a logística da Universidade do Estado do Amazonas (UEA), a ajuda técnica de Trindade, A. e aos revisores, pelas sugestões na melhoria do manuscrito.

## REFERÊNCIAS

- ABRIL, G.; GUÉRIN, F.; RICHARD, S.; DELMAS, R.; GALY-LACAU, C.; GOSSE, P.; TREMBALY, A.; VARFALVY, L.; SANTOS, M. A.; MATVIENKO, B. (2005) CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> emissions and carbon imbalance in a 10 years old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana). *Global Biogeochemical Cycles*, v. 19, n. 4, GB4007.
- AMOROCHO, J. & DEVRIES, J.J. (1980) A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, n. 1, p. 433-442.
- BARROS, N.; COLE, J.J.; TRANVIK, L.J.; PRAIRIE, Y.T.; BASTVIKEN, D.; HUSZAR, V.L. M.; GIORGIO, P.; ROLAND, F. (2011) Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, v. 4, p. 593-596.
- BIERMANN, T.; BABEL, W.; MA, W.; CHEN, X.; THIEM, E.; MA, Y.; FOKEN, T. (2013) Turbulent flux observations and modelling over a shallow lake and a wet grassland in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 116, n. 1-2, p. 301-316.
- COLE, J.J.; CARACO, N.F.; KLING, G.W.; KRATZ, T.K. (1994) Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, v. 265, n. 5178, p. 1568-1570.
- COLE, J.J.; PRAIRIE, Y.T.; CARACO, N.F.; McDOWELL, W.H.; TRANVIK, L.J.; STRIEGL, R.G.; DUARTE, C.M.; KORTELAJINEN, P.; DOWNING, J.A.; MIDDLEBURG, J.J.; MELACK, J. (2007) Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, v. 10, n. 1, p. 172-185.
- COLE, J.J. & CARACO, N.F. (1998) Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnology and Oceanography*, v. 43, n. 4, p. 647-656.
- CRILL, P.M.; BARLETT, K.B.; WILSON, J.O.; SEBACHER, D.I.; HARRIS, R.C.; MELACK J.M.; MACINTYRE, S.; LESACK, L.; SMITH-MORRILL, L. (1998) Tropospheric methane from an Amazonian floodplain lake. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, n. D2, p. 1564-1570.

- DUCHEMIN, E.; LUCOTTE, M.; CANUEL, R.; QUEIROZ, A. G.; ALMEIDA, D.C.; PEREIRA, H. C.; DEZINCOURT, J. (2000) Comparison of greenhouse gas emissions from an old tropical reservoir with those from other reservoirs worldwide. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v. 27, p. 1391-1395.
- EUGSTER, W. & SIEGRIST, F. (2000) The influence of nocturnal CO<sub>2</sub> advection on CO<sub>2</sub> flux measurements. *Basic and Applied Ecology* v. 1, n. 2, p. 177-188.
- FRANKIGNOULLE, M. (1988) Field measurements of air-sea CO<sub>2</sub> exchange. *Limnology and Oceanography*, v. 33, n. 3, p. 313-322.
- GALY-LACAUX, C.; DELMAS, R.; KOUADIO, G.; RICHARD, S.; GOSSE, P. (1999) Long-Term greenhouse emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 13, n. 2, p. 503-517.
- GUÉRIN, F.; ABRIL, G.; RICHARD, S.; BURBAN, B.; REYNOUARD, C.; SEYLER, P.; DELMAS, R. (2006) Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: Significance of downstream rivers. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 21, p. L21407.
- GUÉRIN, F.; ABRIL, G.; SERÇA, D.; DELON, C.; RICHARD, S.; DELMAS, R.; TREMBLAY, A.; VARFALVY, L. (2007) Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems*, v. 66, n. 1-4, p. 161-172.
- KEMENES, A.; FORSBERG, B.R.; MELACK, J.M. (2007) Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 12, p. L12809.
- KEMENES, A.; FORSBERG, B.R.; MELACK, J.M. (2011) CO<sub>2</sub> emissions from a tropical hydroelectric reservoir (Balbina, Brazil). *Journal of Geophysical Research*, v. 116, n. G3, p. G03004.
- KRAUS, E. B. & BUSINGER, J.A. (1994). *Atmosphere-Ocean Interaction*. New York: Oxford.
- LAMBERT, M. & FRÉCHETTE, J.L. (2004). Analytical techniques for measuring fluxes of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> from hydroelectric reservoirs and natural water bodies. In: TREMBLAY, A.; VARFALVY, L.; ROEHM, C.; GARNEAU, M. (Eds) *Greenhouse gas emissions - fluxes and processes: hydroelectric reservoirs and natural environments*. New York: Springer. p. 37-60.
- LIMA, I.B.; VICTORIA, R.L.; NOVO, E.M.L.M.; FREIGL, B.J.; BALLESTER, M.V. R.; OMETTO, J.P. (2002) Methane, carbon dioxide and nitrous oxide emissions from two Amazonian reservoirs during high water table. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie*, v. 28, p. 438-442.
- MACINTYRE, S.; WANNINKHOF, R.; CHANTON, J.P. (1995) Trace gas exchange across air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: HARRIS, R.C. & MATSON, P.A. (Eds). *Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water*. Cambridge: Blackwell Science Ltd. p. 52-97.
- MACINTYRE, S.; EUGSTER, W.; KLING, G.W. (2001) The critical importance of buoyancy flux for gas flux across the air-water interface. In: DONELAN, M.A.; DRENNAN, W.M.; SALTZMAN, E.S.; WANNINKHOF, R. *Gas transfer at water surfaces*. Washington, DC: American Geophysical Union. p. 135-139.
- MOURA, M.A.L.; MEIXNER, F.X.; TREBS, I.; LYRA, R.F.F.; ANDREAE, M.O.; FILHO, M.F.N. (2004) Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. *Acta Amazônica*, v. 34, n. 4, p. 605-611.
- MCGILLIS, W.R.; EDSON, J.B.; HARE, J.E.; FAIRALL, C.W. (2001) Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, n. C8, p. 16729-16745.
- PHILLIPS, O.L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N.; LAURANCE, W.F.; NÚÑEZ, P.V.; VÁSQUEZ, R.M.; LAURANCE, S.G.; FERREIRA, L.V.; STERN, M.; BROWN, S.; GRACE, J. (1998) Changes in the carbon balance of tropical forests: evidence from long-terms plots. *Science*, v. 282, n. 5388, p. 439-442.
- PODGRAJSEK, E.; SAHLÉE, E.; RUTGERSSON, A. (2015) Diel cycle of lake-air CO<sub>2</sub> flux from a shallow lake and the impact of waterside convection on the transfer velocity. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 120, n. 1, p. 29-38.
- REIS, P.C.J. & BARBOSA, F.A.R. (2014) Diurnal sampling reveals significant variation in CO<sub>2</sub> emission from a tropical productive lake. *Brazilian Journal of Biology*, v. 74, n. 3, Supl. 1, p. S113-S119.
- RICHEY, J.E.; MELACK, J.M.; AUFDENKAMP, A.K.; BALLESTER, V.M.; HESS, L.L. (2002) Outgassing from amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, v. 416, n. 6881, p. 617-620.
- RUDORFF, C.M.; MELACK, J.M.; MACINTYRE, S.; BARBOSA, C.C.F.; NOVO, E.M.L.M. (2011) Seasonal and spatial variability of CO<sub>2</sub> emission from a large floodplain lake in the lower Amazon. *Journal of Geophysical Research*, v. 116, n. G4, p. G04007.
- SAINT LOUIS, V.; KELLY, C.; DUCHEMIN, E.; RUDD, J.W.M.; ROSENBERG, D.M. (2000) Reservoir surface as sources of greenhouse gases to the atmosphere: a global estimate. *BioScience*, v. 50, n. 9, p. 766-775.
- SUN, J.; DESJARDINS, R.; MAHRT, L.; MACPHERSON, I. (1998) Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D20, p. 25873- 25885.
- WANNINKHOF, R. (1992) Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. C5, p. 7373-7382.
- ZEMMELINK, H.J.; GIESKES, W.W.C.; KLAASSEN, W.; BEUKEMA, W.J.; DE GROOT, H.W.; DE BAAR, H.J.W.; HINTSA, E.J.; MCGILLIS, W.R.; DACEY, J.W.H. (2004) Relaxed eddy accumulation measurements of the sea-to-air transfer of dimethyl sulfide over the northeastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. C1, p. C01025.