

## Medições por covariância de vórtices turbulentos dos fluxos de calor latente, sensível, momentum e CO<sup>2</sup> sobre o reservatório da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una – PA.

*Eddy covariance measurements of latent heat, sensible heat, momentum and CO<sup>2</sup> fluxes on the reservoir of the Hydroelectric Plant Curuá-Una - PA.*

Roseilson Souza do Vale<sup>\*1,2</sup>, Raoni Aquino Silva de Santana<sup>1,2</sup>, Júlio Tóta da Silva<sup>3</sup>, Scott Dennis Miller<sup>4</sup>, Rodrigo Augusto Ferreira de Souza<sup>5</sup>, Giórgio Arlan da Silva Picanço<sup>6</sup>, Ana Carla dos Santos Gomes<sup>3</sup>, Raphael Pablo Tapajós<sup>2</sup>, Mário Rodrigues Pedreiro<sup>7</sup>

<sup>1,3,6</sup> Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém, PA, Brasil

roseilsondovale@gmail.com; raoniass@gmail.com; rpablotapajos@gmail.com

<sup>2</sup>Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, AM, Brasil

roseilsondovale@gmail.com; raoniass@gmail.com

<sup>4</sup> Centro de Pesquisas em Ciências Atmosféricas, Universidade do Estado de Nova York, Albany (NY), EUA

smiller@albany.edu

<sup>5</sup> Departamento de Meteorologia, Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, AM, Brasil

souzaraf@gmail.com

<sup>7</sup> Setor de Operação, Eletronorte – UHE Curuá-Una, Santarém, Pará (PA), Brasil

mario.pedreiro@eletronorte.gov.br

### Resumo

*Medidas dos fluxos de calor latente, sensível, momentum e CO<sup>2</sup> foram realizadas no período de 15 a 26 de junho de 2015 sobre o reservatório da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una (PA). O sistema de fluxo está localizado a montante do canal principal do reservatório com altura de 3 m acima da superfície da água, instalado em uma estrutura flutuante. A Usina Hidrelétrica de Curuá-Una foi a primeira usina construída na Amazônia e está em funcionamento a quase 40 anos. Durante sua instalação, a vegetação ao redor do canal do rio não foi retirada, o que levou a grandes emissões de gases de efeito estufa para atmosfera. A velocidade do vento foi considerável para manter uma mistura turbulenta mecanicamente. O fluxo de calor latente apresentou correlação significativa com a velocidade do vento ( $r = 82\%$ ). Como consequência do efeito combinado da mistura turbulenta gerada termicamente e mecanicamente os fluxos de calor latente e sensível foram positivos durante todo o período investigado e a camada superficial atmosférica manteve-se instável. O fluxo de CO<sup>2</sup> foi predominantemente negativo (84%) caracterizando o reservatório como sumidouro de CO<sup>2</sup>.*

*Palavras-chave:* Fluxo, turbulência, vento.

### Abstract

*Flux measurements of latent heat, sensible heat, momentum, and CO<sup>2</sup> were performed from 15 to 26 June 2015 on the reservoir of the hydroelectric plant Curuá-Una (PA). The flux system is located upstream of the main channel of the reservoir and installed at 3 m above the water surface on a floating structure. The hydroelectric plant Curuá-Una was the first plant built in the Amazonia and it is in operation for almost 40 years. During installation, the vegetation around the river channel was not removed, which led to large emissions of greenhouse gases into the atmosphere. The wind speed was important to maintain turbulent mixing mechanically. Latent heat flux showed significant correlation with the wind velocity ( $r = 82\%$ ). As a result of the combined effect of turbulent mixing generated thermally and mechanically, the latent and sensible heat fluxes were positive throughout the investigation period and the atmospheric surface layer remained unstable. The CO<sup>2</sup> flow was predominantly negative (84%), characterizing the reservoir as a CO<sup>2</sup> sink.*

*Keywords:* Flux, turbulence, wind

## 1 Introdução

A camada limite superficial (CS) é caracterizada pela turbulência induzida através de forçantes que atuam, sobretudo em seu contorno inferior e que determinam a existência de gradientes verticais de temperatura, umidade e velocidade do vento, dentre outras grandezas (Marques Filho *et al.*, 2008). Sobre corpos d'água, a profundidade da camada limite pode variar lentamente no espaço e no tempo. Devido a grande capacidade térmica da água, sua temperatura superficial muda muito pouco ao longo do ciclo diurno, o que significa que pode absorver grandes quantidades de calor do sol com poucas mudanças de temperatura (Stull, 1988). Os processos turbulentos na CS desempenham um importante papel no transporte de *momentum*, calor sensível e latente na atmosfera (Monin and Yaglom, 1971) e a sua estrutura em superfícies homogêneas horizontalmente são bem conhecidas (Kaimal and Wyngaard, 1990). Recentemente, alguns estudos têm investigado a influência dos processos físicos na troca de massa, *momentum* e energia sobre corpos d'água (Richey *et al.*, 2002, MacIntyre *et al.*, 2010, Kemenes *et al.*, 2011, Rasera *et al.*, 2013).

As condições de escoamento na natureza são tipicamente turbulentas e é de conhecimento que a turbulência desempenha um importante papel nos processos de transferência junto à difusão molecular. Os vórtices turbulentos e sua vorticidade relacionada na interface água-ar aumenta a taxa de transferência e são comumente os mecanismos de forçante dominantes que intensificam o fluxo gasoso. Muitos pesquisadores tem tentado estudar os processos de transferência gasosa relacionado à turbulência na interface água-ar (Herlina, 2005, Zappa *et al.*, 2007).

São quatro as principais técnicas para o cálculo de fluxos a partir de medições atmosféricas: a) covariância direta (eddy correlation), b) dissipativo inercial, c) perfil e d) *bulk* aerodinâmico. Fairall e Larsen (1986) usaram dados de alta frequência de propriedades turbulentas atmosféricas para inferir fluxos de *momentum*, calor sensível e calor latente de uma plataforma sobre o oceano usando o método dissipativo inercial. MacGillis *et al.* (2004) realizaram medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> com

plataformas flutuantes durante o GasEx-2001 usando o método da covariância direta, *bulk* e perfil. Guérin *et al.* (2006) investigaram o fluxo de CO<sub>2</sub> no reservatório de Petit-Saut usando o método das covariâncias. Garrat (1972) analisou as flutuações das componentes da velocidade e da temperatura em diferentes níveis sobre a superfície da água e inferiu fluxos de *momentum* e calor. Poucas medições diretas dos fluxos de massa, *momentum* e energia tem sido realizado usando a técnica da covariância de vórtices turbulentos (MCT) sobre lagos tropicais (Polsenaere *et al.*, 2013, Guérin *et al.*, 2007)

O objetivo deste estudo é analisar os fluxos de calor latente, sensível, *momentum* e CO<sub>2</sub> acima do reservatório da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una usando o MCT e o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov. O estudo é realizado no período de transição entre as estações chuvosa e seca. Esses são os primeiros resultados de um projeto que realizará medidas micrometeorológicas de alta e baixa frequência sobre o reservatório durante um ano. O entendimento das interações na interface água-ar e os controles ambientais nos processos de troca de massa, energia e *momentum* na superfície de corpos d'água são necessários para quantificar suas influencias no tempo e no clima.

## 2 Material e Método

### 2.1. Área de Estudo

A represa da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una foi a primeira a ser construída na Amazônia começando a funcionar em 1977, localizada 80 km a sudoeste de Santarém – PA. O reservatório recebe suas águas pelo Rio Curuá-Una e seus afluentes, rios Moju, Mojuí dos Campos e Poraquê. Como a vegetação não foi retirada antes do fechamento da barragem, as áreas adjacentes ao antigo leito do rio, estão cobertas com árvores mortas em decomposição (Junk *et al.*, 1981). A Figura 1 mostra a localização da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una e os flutuantes de alimentação solar e os sensores de medição micrometeorológicos.



Figura 1 - Localização da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una, na cidade de Santarém – Pa (Figura A). Na Figura B temos a estrutura flutuante instrumentada com o sistema de fluxo e o flutuante de alimentação com painéis solares na Figura C

## 2.2 Análise das variáveis micrometeorológicas

As medidas turbulentas foram realizadas a 3m de altura sobre a lâmina d'água para as componentes da velocidade do vento ( $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$ ), temperatura ( $T'$ ) e concentração de CO<sub>2</sub> com taxa de amostragem de 10Hz (Anemômetro sônico e termômetro CSAT3A – Campbell Scientific, Inc e EC150 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O open-path Gas Analyser, respectivamente). O período de amostragem foi do dia 15 a 26 de junho de 2015. Os dados foram tratados com remoção de spikes, tendência e filtro passa alta. A evolução temporal dos parâmetros micrometeorológicos na CS foi obtida para uma janela de tempo de 30 minutos.

Os fluxos turbulentos de calor sensível (H), latente (LE), momentum ( $\tau$ ) e CO<sub>2</sub> foram calculados pelo MCT. Os fluxos foram calculados a partir da covariância entre o respectivo e escalar e a componente vertical da velocidade do vento ( $w$ ). As equações são mostradas abaixo, respectivamente:

$$H = \rho_a c_{pa} \overline{\theta' w'} \quad (1)$$

$$LE = L \rho_a \overline{q' w'} \quad (2)$$

$$F_c = \overline{c' w'} \quad (3)$$

onde  $\rho_a$  (kg.m<sup>-3</sup>) é a densidade do ar,  $c_{pa} = 1004$  J.kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> o calor específico do ar a pressão constante e  $L = 2500$  J.kg<sup>-1</sup> o calor latente de vaporização da água.  $\theta'$ ,  $w'$ ,  $q'$  e  $c'$  representam os desvios das médias temporal da temperatura potencial (K), velocidade vertical do vento (m.s<sup>-1</sup>) e a razão de mistura do vapor d'água (mmol.mol<sup>-1</sup>) e CO<sub>2</sub> (mg.m<sup>-3</sup>) e  $F_c$  é o fluxo de CO<sub>2</sub>.

A determinação do parâmetro de estabilidade de Obukhov ( $\zeta$ ) foi determinado por:

$$\zeta = z/L \quad (4)$$

onde  $z$  é altura dos sensores ( $z = 3$  m) e a escala de comprimento de Monin-Obukhov

$$L = - \frac{u^{*3}}{\kappa(g/T_0)(\theta' w')} \quad (5)$$

Na equação 4,  $u^*$  é a velocidade de fricção (m.s<sup>-1</sup>) e  $\kappa$  é a constante de Von Kármán,  $g$  a aceleração da gravidade (m.s<sup>-2</sup>) e  $T_0$  é a temperatura do ar (K). O parâmetro  $\zeta$  indica a magnitude relativa da produção de energia cinética turbulenta por empuxo e atrito. Foram corrigidas as incertezas na concentração de CO<sub>2</sub> devido a mudanças na densidade do ar causado por variações da temperatura e vapor d'água, conhecido como efeito Webb (Webb *et al.*, 1980).

## 3 Resultados e Discussões

A Figura 2 exhibe os fluxos de LE e H e sua comparação com a velocidade do vento,  $\tau$ , CO<sub>2</sub> e o parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov, respectivamente. O pico diário de LE (12 - 16h) corresponde com os picos diários da velocidade do vento ( $r = 82\%$ ,  $p < 0,05$ ) (Figura 2A). Percebe-se que a evaporação consistente (perda de calor latente) e o fluxo de calor sensível positivo ocorreram tanto durante o dia como a noite. Para o período investigado, o ciclo diário de LE foi sempre maior do que H, com a maior diferença entre LE e H no período de 08 às 20h. O aumento na velocidade do vento leva a uma mistura turbulenta gerada mecanicamente, e o aumento na velocidade de fricção como indicado pelo aumento em  $\tau$  (Figura 2B). O vento retira energia térmica da superfície da água, diminuindo H e a temperatura da superfície da água, e aumenta a evaporação e consequentemente LE.

O máximo de H ocorre no começo da manhã (07 - 08h) e o mínimo no fim da tarde (16 - 17h) (Figura 2A). Essas variações diurnas em H correspondem fortemente às variações diurnas na diferença entre a temperatura da superfície da água e do ar, ou seja, o máximo da diferença entre temperatura da água e do ar no começo da manhã e o mínimo no fim da tarde (Liu *et al.*, 2009). Uma comparação entre H e  $\zeta$  (Figura 2A e

2C), podemos perceber que o período máximo (mínimo) de H coincide com o período de maior instabilidade (neutralidade). Consequentemente, a instabilidade da CS promove trocas turbulentas de H e LE e a CS neutra faz com que a superfície do reservatório não atue (ou atue pouco) como fonte de energia térmica. Nossos resultados para os fluxos de LE e H estão de acordo com lago de várzea amazônico estudado por Polsenaere *et al.* (2013) e sobre um reservatório subtropical no Mississippi por Liu *et al.* (2009.)

O fluxo médio diurno de CO<sub>2</sub> sobre o reservatório apresentou valor máximo de 0,05 mg.m<sup>-2</sup> por volta das 00h e valor mínimo de - 0,1 mg.m<sup>-2</sup> as 05h (Figura 2C). O fluxo manteve-se predominantemente (84%) negativo para o período investigado, o que significa que o reservatório comporta-se como um sumidouro de CO<sub>2</sub> na maior parte do ciclo diário. Um comportamento similar foi encontrado por McGillis *et al.* (2001) usando MCT sobre o oceano Atlântico Norte. A transferência gasosa água-ar é tipicamente parametrizada em termos da velocidade de transferência e a diferença de concentração através da interface água-ar (McGillis *et al.*, 2001). A velocidade de transferência é comumente parametrizada como função da velocidade média do vento (Wanninkhof, 1992, Cole e Caraco, 1998, Crusius e Wanninkhof, 2003). Durante o período de fortes ventos (10 - 18h), o fluxo de CO<sub>2</sub> para dentro do reservatório flutuou em torno de - 0,06 mg.m<sup>-2</sup> ( $r = - 36\%$ ,  $p < 0,05$ ) e uma aparente variabilidade de 12h entre a 00 - 08h e 08 - 20h.

Os fluxos positivos, sentido reservatório-atmosfera, ocorreram no período noturno (Figura 2C). Isto pode estar relacionado ao fato da dependência da velocidade de transferência do CO<sub>2</sub> com a profundidade da camada de mistura da água que é sensível à perda de calor (MacIntyre *et al.*, 2001). A velocidade de transferência é significativamente reforçada por uma grande profundidade da camada de mistura, este reforço aumenta quando o resfriamento da superfície aumenta (Rutgersson e Smedman, 2010). Esse resfriamento máximo ocorre no período noturno, quando temos a maior perda de calor sensível da superfície do reservatório (Figura 1A). A diminuição na profundidade da camada de mistura da água leva a um rápido equilíbrio da concentração do

CO<sub>2</sub> da água com atmosfera, conduzindo a taxas mais baixas de fluxo.

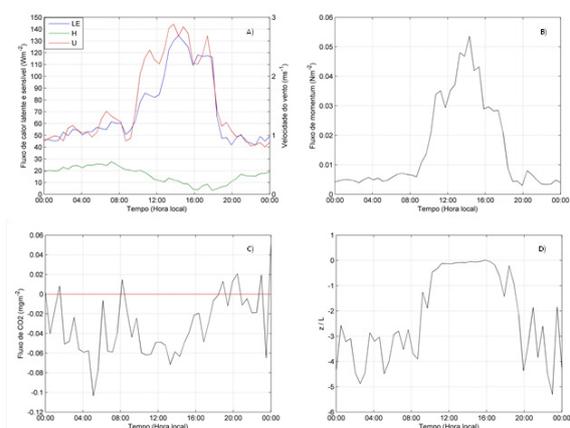


Figura 2 - Fluxos de ciclo diário sobre o reservatório da UHE de Curuá-Una no período de 15 a 26 de junho de 2015: A) Fluxos de calor latente, sensível ( $W.m^{-2}$ ) e velocidade do vento ( $m.s^{-2}$ ), B) Fluxo de momentum ( $N.m^{-2}$ ), C) Fluxo de CO<sub>2</sub> ( $W.m^{-2}$ ) e D) parâmetro de estabilidade ( $\zeta = z/L$ )

## 4 Conclusão

Neste estudo medimos os fluxos de calor latente, sensível, momentum e CO<sub>2</sub> no período de 15 a 26 de junho de 2015 sobre o reservatório da Usina Hidrelétrica de Curuá-Una (PA). Nesse período, os fluxos de calor sensível e latente foram sempre positivos e o fluxo de calor latente apresentou correlação significativa com a velocidade do vento ( $r = 82\%$ ). O fluxo de CO<sub>2</sub> foi predominantemente negativo, indicando que o reservatório está retirando CO<sub>2</sub> da atmosfera e fixando no reservatório. As condições atmosféricas sobre o reservatório foram de instabilidade, dominada pela forçante mecânica do vento durante o dia e a noite pela emissão de radiação da superfície da água.

## Agradecimentos

Agradecemos as Agências de fomento à pesquisa CAPES e FAPEAM, ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente e o apoio logístico da UFOPA e ELETRONORTE.

## Referências

COLE, J. J. AND CARACO, N. F (1998). Atmospheric exchange of carbon dioxide in a

- low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnol. Oceanogr.*, 43, p. 647-656, 1998.
- CRUSIUS, J. E WANNINKHOF, R. (2003). Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. *Limnology and Oceanography*, 48, 1010 – 1017.
- FAIRALL, C. W. E LARSEN, S. E. (1986). Inertial-Dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface. *Boundary-Layer Meteorol.* v. 34, p. 287 – 301.
- GARRAT, J. R. (1972). Studies of turbulence in the surface layer over water (Lough Neagh). Part II. Production and dissipation of velocity and temperature fluctuations. *Quart. J. R. Met. Soc.* v. 98, p. 642 – 657.
- 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. *J. Geophys. Res.* v. 33, L21407.
- GUÉRIN, F., ABRIL, G., SERÇA, D., DELON, C., RICHARD, S., DELMAS, R. A. E TREMBLAY, V. 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*, 66, 161–172.
- HERLINA, VON. (2005). Gas transfer at the air-water interface in a turbulent flow environment. PhD Tesis. ISSN 1439-4111. Universitätsverlag Karlsruhe.
- JUNK, J. W., ROBERTSON, B. A., DARWICH, A. J., VIEIRA, I. (1981). Investigações limnológicas e ictiológicas em Curuá-Uma, a primeira represa hidrelétrica na Amazônia Central. *Acta Amazônica*, v. 11(4), p. 689 – 716.
- KAIMAL, J. C. E WYNGAARD, J. C. (1990). The Kansas and Minnesota experiments. *Boundary Layer Meteorology*, v. 50, n. 1 - 4, p. 31-47, 1990.
- 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*, 116, G03004.
- LIU, H., ZHANG, Y., LIU, S., JIANG, H., SHENG, L. E WILLIAMS, Q. L. (2009). Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *J. Geophys. Res.* v. 114, D04110.
- MACINTYRE, S., EUGSTER, W. E KLING, W. (2001). The critical importance of buoyance flux for gas flux across the air-water interface. In: *Gas transfer at water surfaces*, edited by M. A. Donelan, W. M. Drennan, E. S. Saltzman and R. Wanninkhof. AGU.
- MACINTYRE, S., JONSSON, A., JANSSON, M., ABERG, J., TURNEY, D. E. E MILLER, S. D. (2010). Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake. *Geophysical Research Letters*, 37, doi:10.1029/2010GL044164.
- MARQUES FILHO, E. P., SÁ, L. D. A., KARAM, H. A., ALVALÁ, R. C. S., SOUZA, A., PEREIRA, M. M. R. (2008). Atmospheric surface layer characteristics of turbulence above the Pantanal wetland regarding the similarity theory. *Agric. Forest Meteorol.* 148, p. 883-892.
- MCGILLIS, W. R., EDSON, J. B., HARE, J. E., FAIRALL, C. W. (2001). Direct covariance air-sea CO<sub>2</sub> fluxes. *J. Geophys. Res.* v. 106, p. 16.729 – 16.745.
- MCGILLIS, W. R., EDSON, J. B., ZAPPA, C. J., WARE, J. D., MCKENNA, S. P., TERRAY, E. A., ET AL. (2004). Air-sea CO<sub>2</sub> exchange in the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 109:C08S02.
- MONIN, A. S. E YAGLOM, A. M. (1971). *Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence*. Massachusetts: MIT, p 769.
- Polsenaere, P.; Deborde, J.; Detandt, G.; Vidal, L. O.; Pérez, M. A. P.; Marieu, V. and Abril, G. Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 40, p. 1-7, 2013.
- RASERA, M. F. F. L.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. E.; BALLESTER, M. V. R.; VICTÓRIO, R. L. Spatial and seven amazonian rivers. *Biogeochemistry*, 116, p. 241-259, 2013.

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 CO<sub>2</sub>. *Science*, 416, 617 – 620.

RUTGERSSON, A. E SMEDMAN, A. (2010). Enhanced air-sea CO<sub>2</sub> transfer due to water-side convection. *Journal of Marine Systems*, v. 80, p. 125 – 134.

STULL, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer.

WANNINKHOF, R. (1992). Relationship between gas exchange and wind speed over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 7373 – 7381.

WEBB, E. K., PEARMAN, G. I. E LEUNING, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, 85 – 100.

ZAPPA, C. J., MCGILLIS, W. R., RAYMOND, P. A., EDSON, J. B., HINTSA, E. J., ZEMMELINK, H. J., DACEY, J. W., HO, D. T. (2007). Environmental turbulent mixing controls on air-water gas exchange in marine and aquatic systems. *J. Geophys. Res.* v. 34, L10601.