

**Universidade Federal de Juiz de Fora
Programa de Pós-Graduação em Ecologia**

Felipe Rust de Carvalho

**Fluxo de CO₂ e CH₄ em uma lagoa tropical (Pantanal, Brasil) com
gradiente de turbidez**

**JUIZ DE FORA
2015**

**Universidade Federal de Juiz de Fora
Programa de Pós-Graduação em Ecologia**

Felipe Rust de Carvalho

**Fluxo de CO₂ e CH₄ em uma lagoa tropical (Pantanal, Brasil) com
gradiente de turbidez**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ecologia da Universidade Federal de Juiz de Fora, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ecologia Aplicada a Conservação e Manejo de Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Fábio Roland

JUIZ DE FORA
2015

Ficha catalográfica elaborada através do programa de geração automática da Biblioteca Universitária da UFJF, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Rust, Felipe.

Fluxo de CO₂ e CH₄ em uma lagoa tropical (Pantanal, Brasil) com gradiente de turbidez / Felipe Rust de Carvalho – 2015.

85 p.

Orientador: Fábio Roland

Dissertação (Mestrado em Ecologia) – Universidade Federal de Juiz de Fora, Instituto de Ciências Biológicas. Programa de Pós Graduação em Ecologia, Juiz de Fora, 2015.

1. Fluxo de carbono. 2. Pantanal. 3. Sinhá Mariana. I. Roland, Fábio , orient. II. Título.

FELIPE RUST DE CARVALHO

FLUXO DE CO₂ E CH₄ EM UMA LAGOA TROPICAL (PANTANAL,
BRASIL) COM GRADIENTE DE TURBIDEZ.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ecologia da Universidade Federal de Juiz de Fora, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ecologia Aplicada a Conservação e Manejo de Recursos Naturais.

BANCA EXAMINADORA

Dr^a. Raquel Fernandes Mendonça
Uppsala University

Prof. Dr. Marcos Paulo Figueiredo de Barros
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Fabio Roland (Orientador)
Universidade Federal de Juiz de Fora

“Quiet people have the loudest minds.”

Stephen Hawking

Agradecimentos

Sou grato a todos que estiveram comigo ao longo de mais esta etapa da minha vida.

Agradeço ao meu orientador Fábio Roland, que sempre buscou me ensinar, colocando seu grande conhecimento à minha disposição. Por ter me acolhido nos últimos 6 anos e por ter sido sempre compreensivo. Obrigado pelos momentos de reflexão, aprendizado e descontração.

Ao Felipe Pacheco, que além de amigo, me ajudou indescritivelmente no meu crescimento científico. Obrigado por sua grande paciência, seu suporte intelectual, moral e pela grande ajuda que me levou à conclusão deste trabalho com êxito.

Também não posso deixar de agradecer ao Nathan Barros, que me acolheu como aluno desde o início e me deu a oportunidade de crescer profissionalmente. E ainda, por me acolher na sua casa na Holanda e pelo conhecimento compartilhado.

À Sarian Kosten e ao Nathan Barros, que me supervisaram durante minha estadia na RadBoud University e que contribuíram muito para minha formação como mestre.

À Raquel Mendonça, por sempre me ajudar e acreditar no meu potencial e por ter aceitado prontamente em contribuir com este trabalho.

À Marcela Miranda, por todas as conversas e por todos os conselhos.

Ao amigo Ralf Aben, pelos grandes momentos de descontração na sala dos Limnotrons e por me ajudar com o inglês. Ao Marcos Paulo por se disponibilizar tão prontamente a contribuir com este trabalho.

Agradeço também aos outros amigos do Laboratório de Ecologia Aquática (Mari Câmara, Anderson Freitas, Mika, Lúcia, Lú Vidal, Yoyo², Caique, Rafael Almeida, Papel, Gladson, Malafaia, Placiano, Tábata, Michele, Fran, Nara, Bianchi, Mari Mello e Maíra) pelos ótimos momentos no lab! Agradeço principalmente à Natalinha e a Simoninha por ter revisado a dissertação.

À Vera Huszar, pela prontidão e pelas inúmeras conversas e discussões sobre Sinhá Mariana. A todos os pesquisadores envolvidos no projeto CNPq

453919/2012. (Simoni Loverde, Nestor Mazzeo, Caco, Jeater, Caique, Valdeci e Franco) que possibilitaram e auxiliaram a realização das coletas no Pantanal. Registro aqui também meus sinceros agradecimentos ao amigo Anderson Gripp (Taf), pela ajuda na época da minha qualificação e em outros momentos do mestrado e à família Brazilian Top Team - JF, meu anti-drepressivo diário! Agradeço também à minha família, pelo amor e apoio em todas as dificuldades que eu enfrentei nos últimos anos. À minha namorada Mayrinha, pelo amor compartilhado, pela alegria, companhia e paciência em muitos instantes. Aos pais da minha namorada, pelo enorme apoio e por estarem sempre preocupados com o andamento da dissertação. E por último agradeço a Deus, pelo ar que respiramos e por ter criado aquele paraíso chamado Pantanal ☺ .

Resumo:

Ecossistemas de água doce (rios, lagos e reservatórios) desempenham um papel essencial na ciclagem de carbono nos continentes. Esses ambientes são fontes significantes de gases de efeito estufa (GEE) para a atmosfera, principalmente de gás carbônico (CO_2) e metano (CH_4). Apesar do aumento do número de estimativas, a dinâmica e o controle das emissões naturais de GEE em ambientes aquáticos ainda é pouco estudada, especialmente nos trópicos. O objetivo geral da dissertação foi estimar os fluxos de CO_2 e CH_4 em uma lagoa tropical rasa com gradiente de turbidez. O trabalho foi realizado na lagoa Sinhá Mariana (MT), uma lagoa pantaneira com a ocorrência de duas regiões hidrológicas distintas; a lagoa é ligada ao rio Mutum de águas claras, pobre em material em suspensão, e baixa turbidez e ao rio Cuiabá de águas túrbidas, que apresenta alta taxa de material em suspensão. Duas coletas foram realizadas no ambiente, caracterizando os períodos hidrológicos de águas altas e águas baixas. A variação temporal, espacial e o pulso de inundação mostraram serem fatores importantes no fluxo de CO_2 , que variou de $-4,95 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ a $282 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ nos períodos amostrados e diferenças significativas foram observadas entre um período e outro, com maiores emissões no período de águas altas ($142 \pm 40 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e menores nas águas baixas ($2,3 \pm 11,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Além disso, os fluxos de CO_2 foram significativamente maiores nas proximidades do rio Mutum e menores na região túrbida e intermediária da lagoa, em ambos os períodos. Diferentemente, o fluxo total de CH_4 , embora estimado apenas nas águas altas, registrou os maiores valores médios na região de maior turbidez da lagoa ($10,9 \pm 6,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), seguido pela região intermediária ($5,1 \pm 3,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e pela região influenciada pela água clara ($2,5 \pm 1,4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). A ebulição foi o principal processo de emissão de CH_4 , responsável por 78% do fluxo total. O gradiente de turbidez registrado ao longo da lagoa pareceu ter sido um fator determinante na dinâmica do fluxo tanto de CO_2 quanto do CH_4 . Os dados deste trabalho reforçam a necessidade da amostragem espacial dos fluxos de CH_4 e CO_2 em lagos tropical, além de reforçar que estes fluxos podem ser controlados principalmente pela turbidez e pelo pulso de inundação (CO_2).

Palavras-chave: Fluxo de Carbono, Pantanal, Turbidez, Lagoa Sinhá Mariana

Abstract:

Freshwater ecosystems (lakes, rivers and reservoirs) play an essential role in carbon cycling in the continents. These environments are significant sources of greenhouse gases (GHG), especially carbon dioxide (CO₂) and methane (CH₄), to the atmosphere. Despite the increase in the number of estimates, the natural GHG emissions dynamics in aquatic environments is still poorly studied, especially in the tropics. The general aim of this work was to estimate the CO₂ and CH₄ fluxes in a shallow tropical lake with turbidity gradient. The work was conducted in the Sinhá Mariana lake (MT), a wetland lake with the occurrence of two distinct hydrological regions; the lake is connected to the Mutum river (clear water), poor in suspended material with low turbidity, and connected to the Cuiabá River (turbid waters), which features high rate of suspension material. Samples were taken for characterizing the hydrological periods of high and low water. The temporal, spatial variation and the flood pulse shoed to be important factors affecting the CO₂ flux, which ranged from -4.95 mmol m⁻² d⁻¹ to 282 mmol m⁻² d⁻¹. Significant differences were observed from one period to another, with higher emissions during high waters (142 ± 40 mmol m⁻² d⁻¹) and lower in the low water (2.3 ± 11.5 mmol m⁻² d⁻¹). In addition, the CO₂ flux was significantly higher near the Mutum river and lower in the turbid region, in both periods. The total CH₄ flux, although estimated only in high waters, showed the highest mean rates in the higher turbidity region of the lake (10.9 ± 6.9 mmol m⁻² d⁻¹), followed by the intermediate region (5.1 ± 3.9 mmol m⁻² d⁻¹) and the area influenced by clear water (2.5 ± 1.4 mmol m⁻² d⁻¹). The ebullition flux was the main CH₄ emission pathway, responsible for 78% of the total flux. The turbidity gradient observed along the lake appeared to have been a determining factor in the flux dynamics of both CO₂ and CH₄. This study data reinforce the need for spatial sampling of CH₄ and CO₂ fluxes in tropical lakes, in addition to reinforcing that these fluxes can be controlled by turbidity and by the flood pulse (CO₂).

Keywords: Carbon Flux, Pantanal, Turbidity, Sinhá Mariana lake.

Lista de figuras:

- Figura 1:** Especificação Relativa (%) de dióxido de carbono (CO_2), bicarbonato (HCO_3^-), e carbonato (CO_3^{2-}) na água em função do pH. O exemplo dado é para uma condição a 20°C e condutividade elétrica de $250\ \mu\text{S cm}^{-1}$. Figura modificada de PEDERSEN, *et al.* (2013). 22
- Figura 2.** Variação da cota e pluviosidade no rio Cuiabá próxima à cidade Barão de Melgaço no período de setembro de 1993 a setembro de 2013 (Agência Nacional das Águas). 26
- Figura 3.** Localização da lagoa Sinhá Mariana, Pantanal de Barão de Melgaço, Mato Grosso. 27
- Figura 4.** Gradiente de turbidez na lagoa Sinhá Mariana no período de águas altas 28
- Figura 5.** Aparato usado para medir CO_2 dissolvido continuamente na água. Figura modificada de COLE e PRAIRIE (2009). 31
- Figura 6.** Mapa representando as estações de coleta de CH_4 difusivo. 32
- Figura 7.** (a) Amostragem da pCH_4 feita diretamente utilizando o método “*headspace*” e (b) as câmaras estáticas utilizadas na coleta. 33
- Figura 8.** Funis exemplificando um *transect* e mapa com os transectos de coleta de CH_4 ebulitivo. Os transectos 1 e 2 estão localizados na região turbida da lagoa, os transectos 3 e 4 na região intermediária e o transecto 5 na região de águas claras. 34
- Figura 9.** Esquema mostrando como as amostras de CH_4 foram transferidas através de seringas para os frascos preenchidos com água supersaturada com sal. 35
- Figura 10.** Pluviosidade (mm) nos meses de setembro de 2012 e março de 2013. Em destaque o período de coleta em ambos os períodos. 43
- Figura 11.** Perfis de temperatura e oxigênio dissolvido nos diferentes compartimentos da lagoa nos períodos de águas baixas (setembro de 2012) e águas altas (março de 2013). 45
- Figura 12.** Boxplot do fluxo de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2}\text{ d}^{-1}$) nos períodos de águas baixas e águas altas. As letras A e B representam diferenças significativas das médias através de teste estatístico (ANOVA ONE-WAY). 46

Figura 13. Mapa da variação espacial do fluxo de CO₂ expresso por um gradiente de cor obtido a partir de interpolação dos dados medidos utilizando os procedimentos estatísticos 47

Figura 14. Relação entre os fluxos e CH₄ medidos diretamente nas câmaras (CA) com as calculadas pela lei de Fick. A linha pontilhada mostra a relação linear 1:1 esperada entre as duas variáveis. 49

Figura 15. Estações de coleta de CH₄ difusivo (A) e (B) seus respectivos fluxos (mmol m⁻² d⁻¹) médios no final da amostragem de 30 minutos. 50

Figura 16. Boxplot do fluxo de CH₄ difusivo (mmol m⁻² d⁻¹) e comparação das médias através de teste estatístico (ANOVA ONE-WAY). Letras diferentes representam diferenças estatísticas. 51

Figura 17. Fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) nos transectos amostrados. Os transectos T1 e T2 estão localizados na região turbida da lagoa, os transectos T3 e T4 na região intermediária e o transecto T5 na região clara. 52

Figura 18. (A) Fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) nos transectos em relação à profundidade. (B) Relação entre o fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) e a profundidade (m). 52

Figura 19. Boxplot representando o fluxo de CH₄ total (mmol m⁻² d⁻¹) nas diferentes regiões da lagoa Sinhá Mariana no período de águas altas. Letras diferentes representam diferenças estatísticas. 53

Figura 20. Contribuição do fluxo ebulitivo e difusivo de CH₄ para o fluxo total de CH₄ nas diferentes regiões da lagoa Sinhá Mariana. 54

Figura 21. Regressões entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise no período estudado. A linha pontilhada azul representa a média. 56

Figura 22. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo. Onde p = nível de significância e r² = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média. 56

Figura 23. Correlações entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas baixas. A linha pontilhada azul representa a média. 58

Figura 24. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas baixas. *p* é o nível de significância e *r*² é o coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média. 59

Figura 25. Correlações entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas altas. A linha pontilhada azul representa a média. 59

Figura 26. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas altas. *p* = nível de significância e *r*² = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média. 60

Figura 27. Correlações entre o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas altas. A linha pontilhada azul representa a média. 61

Figura 28. Correlação entre o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas altas. *p* = nível de significância e *r*² = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média. 62

Lista de Tabelas:

Tabela 1: Relação de variáveis limnológicas analisadas nas duas coletas realizadas no Logo Sinhá Mariana.	30
Tabela 2: Constantes para o cálculo de solubilidade do CH ₄ e do CO ₂ ..	36
Tabela 3: Coeficientes para o cálculo do número de Schmidt do CH ₄ e do CO ₂	38
Tabela 4. Médias e desvios padrões (DP) observados para as variáveis ambientais: temperatura da água, temperatura do ar, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, saturação do oxigênio, carbono orgânico total e dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento nos períodos de águas baixas (A) e águas altas (B).	44
Tabela 5. Médias e medianas observadas para o fluxo de CO ₂ (mmol m ⁻² d ⁻¹) nos períodos de águas baixas (AB) e águas altas (AA). Letras iguais indicam diferenças não significativas.	47
Tabela 6. Fluxos de CH ₄ difusivo obtidos através das câmaras (CA) e a partir dos cálculos da Lei de Fick (Fick) em cada estação de coleta.....	48
Tabela 7. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, , carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise. Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r ² é o coeficiente de determinação.	55
Tabela 8. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, , carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise nos períodos de águas baixas e altas. Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r ² é o coeficiente de determinação. O software JMP não informa o r ² das variáveis não selecionadas.	58
Tabela 9. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise baseado no fluxo difusivo de CH ₄ . Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r ² é o coeficiente	

de determinação. O software JMP não informa o r^2 das variáveis não selecionadas. 61

Tabela 10. Fluxos totais médios de CO_2 e CH_4 em outros ecossistemas aquáticos. Os fluxos estão em $\text{ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$; O “-“ sem informação. 73

SUMÁRIO

1. Introdução	16
1.1. Gases de efeito estufa e águas continentais no ciclo do carbono 16	
1.2. Fontes e vias de emissão de GEE na coluna d'água	17
1.3. Fatores que influenciam na concentração e na emissão de GEE 19	
1.4. Emissões de GEE em ambientes tropicais.....	23
1.5. Objetivos	24
1.6. Hipótese	25
2. Metodologia	25
2.1. Área de estudo	25
2.2. Amostragem	30
2.3. Coleta dos gases.....	31
2.3.1. Pressão Parcial de Gás Carbônico para as estimativas de fluxo difusivo	31
2.3.2. Pressão parcial de Metano para as estimativas de fluxo difusivo pelo método de Fick e pela aproximação linear.....	31
2.3.3. Coleta de bolhas para cálculo do fluxo ebulitivo de metano.	33
2.4. Cálculos dos fluxos de CO ₂ e CH ₄	35
2.4.1. Estimativa dos fluxos de CO ₂ e CH ₄ pela lei de Fick (Fluxo Difusivo). 35	
2.4.2. Cálculo da concentração de CH ₄ nas amostras iniciais de água a partir das concentrações de CH ₄ no <i>headspace</i>	38
2.4.3. Estimativas dos fluxos de CH ₄ pela aproximação linear (fluxo difusivo) 40	
2.4.4. Estimativa dos fluxos de CH ₄ ebulitivo:	41
2.5. Análise de dados:	41
3. Resultados	42
3.1. Variáveis ambientais	42
3.2. Variação espacial e temporal do fluxo de CO ₂	46
3.3. Variação espacial do fluxo de CH ₄	48

3.4.	Regressões	54
4.	Discussão	62
4.1.	Fluxos de CO ₂ e CH ₄	62
4.2.	Características das águas de Sinhá Mariana e fluxo de GEE ...	65
4.3.	Fluxos de CO ₂ e CH ₄ no gradiente de turbidez	66
4.4.	Fatores que influem na emissão de CO ₂ e CH ₄	68
4.5.	Comparação com outros estudos e ambientes e estimativa do fluxo anual de carbono na lagoa Sinhá Mariana	72
5.	Conclusão	75
6.	Referências	76

1. Introdução

1.1. Gases de efeito estufa e águas continentais no ciclo do carbono

Os gases de efeito estufa (GEE) encontrados na atmosfera, como dióxido de carbono (CO_2), vapor d'água, metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) têm a capacidade de absorver a radiação solar infravermelha (calor) que é refletida pela superfície terrestre. Esse fenômeno é conhecido como Efeito Estufa, ocorrência importante que regula a temperatura do planeta, permitindo a vida. No entanto, desde a revolução Industrial, o aumento na produção destes gases, produto principalmente da queima de combustíveis de origem fóssil, tem levado a uma tendência de aumento das temperaturas globais (HOUGHTON 2005).

No contexto mundial, o aumento das emissões de GEE contribui para o balanço global de carbono (C), além de representar uma forte preocupação ambiental. Apesar da pequena área, ecossistemas de água doce (rios, lagos e reservatórios) desempenham um papel essencial na ciclagem de carbono nos continentes (DOWNING, *et al.* 2006). Esses ambientes são fontes significantes de GEE para a atmosfera, principalmente de dióxido de carbono (CO_2) (RAYMOND, *et al.* 2013) e CH_4 (BASTVIKEN, *et al.* 2011). Ao mesmo tempo, estes sistemas são capazes de sequestrar mais carbono orgânico (CO) nos seus sedimentos do que todo o oceano (AUFDENKAMPE, *et al.* 2011, BATTIN, *et al.* 2009, COLE, *et al.* 2007, TRANVIK, *et al.* 2009). Desta forma, ecossistemas de água doce podem causar um efeito significativo no balanço de carbono regional e global. Em ecossistemas boreais, por exemplo, em média 50% do CO lixiviado do solo para o ambiente aquático flui para os sedimentos ou para a atmosfera, não atingindo o oceano (ALGESTEN, *et al.* 2004). Globalmente, a emissão e o sequestro de carbono por ecossistemas de água doce são estimados em 2 Pg C por ano (TRANVIK, *et al.* 2009), quantidade similar ao sequestro anual líquido de carbono por vegetação terrestre (1,4 Petagramas de C). No entanto, o conhecimento acerca do ciclo de carbono nos continentes ainda é incompleto. Um melhor entendimento dos fluxos de carbono em ambientes aquáticos é indispensável para o desenvolvimento de modelos globais de ciclagem de carbono e do efeito destes processos sobre o clima.

1.2. Fontes e vias de emissão de GEE na coluna d'água

Dentre os GEE, o CO₂ e o CH₄ se destacam. O CO₂ compõe atualmente 391 ppm da atmosfera (STOCKER 2013) e o CH₄ que, apesar de sua concentração atmosférica ser de apenas 1,8 ppm, possui um potencial de aquecimento global (Global-Warming Potential – GWP) 28 vezes maior que o do CO₂ para um horizonte de tempo de 100 anos (IPCC 2013).

As trocas desses gases entre a atmosfera e a água são processos dinâmicos. Quando águas continentais tornam-se supersaturadas em relação à atmosfera, ocorre a liberação de gases. Tanto o CO₂ quanto o CH₄ são produtos da decomposição do carbono orgânico pela ação de bactérias. A decomposição, por sua vez, gera CO₂ na presença de oxigênio e CH₄ em ambientes anóxicos, como o fundo de lagos onde há dominância de bactérias (Archaea) metanogênicas, embora a metanogênese também pode ser observada em regiões com condições aeróbicas (KARL, *et al.* 2008). Em ecossistemas aquáticos continentais, o CO é proveniente principalmente de: i) fixação do carbono inorgânico por produtores primários aquáticos (fitoplâncton, perifiton, plantas aquáticas) e, ii) da entrada de carbono terrestre (solo e plantas).

A emissão de CO₂ e CH₄ pode acontecer por três principais vias: primeiro, os gases podem difundir da água para a atmosfera, seguindo um gradiente de concentração, regulado pela turbulência da água. O fluxo difusivo de gases na interface água-atmosfera é dependente da existência de gradiente de concentração entre estes dois compartimentos (água-atmosfera) e do coeficiente de trocas gasosas k (m d⁻¹). Uma saturação de 100% do gás na água indica que a fase aquosa está em equilíbrio com a atmosfera. Valores menores e maiores indicam, respectivamente, subsaturação e supersaturação, resultando no fluxo do gás em uma das direções, de modo a atingir o equilíbrio. O coeficiente de trocas gasosas k depende da turbulência da água próximo à superfície (ZAPPA, *et al.* 2007) e é frequentemente calculado através de uma relação empírica com a velocidade do vento (COLE e CARACO 1998). O fluxo difusivo pode também ser medido diretamente usando câmaras estáticas ou flutuantes (KEMENES, *et al.* 2007).

A segunda via de emissão está mais relacionada ao CH₄. Uma vez que sua solubilidade na água é muito baixa, o CH₄ rapidamente forma bolhas, as quais são emitidas para a atmosfera após passar pela coluna de água. Esta emissão por bolhas é chamada de ebulição. A ebulição pode ser a via de emissão de CH₄ dominante em lagos rasos (OSTROVSKY, *et al.* 2008). Parte das bolhas pode se dissolver na coluna d'água durante o transporte até a superfície, e o CH₄ dissolvido pode tanto ser oxidado a CO₂ por bactérias metanotróficas, como ser emitido via difusão (GUERIN, *et al.* 2006). DELSONTRO, *et al.* (2010) estimaram que cerca de 30% de todo o conteúdo de uma bolha de CH₄ pode ser dissolvido na água a medida que as bolhas se desprendem do sedimento. Portanto, o fluxo de ebulição deve ser relacionado principalmente à taxa líquida de produção de metano nos sedimentos (ou seja, a taxa bruta de produção de metano menos o potencial de oxidação do mesmo) e da pressão hidrostática que tem que ser superados para que as bolhas possam deixar o sedimento.

Uma terceira via de emissão também estritamente relacionada com o CH₄ pode ser feita pelo transporte através do parênquima de plantas aquáticas (JAIN, *et al.* 2004). Essas plantas são classificadas em 5 grupos funcionais: submersas livres (permanecem flutuando sob a coluna d'água), submersas enraizadas (enraizada, restringirem-se ao contato com a coluna d'água), flutuantes (flutuam livremente na superfície da água), emersas (enraizadas no sedimento, porém suas folhas estão em contato com a atmosfera) e de folha-flutuante (enraizadas no sedimento e com folhas flutuando na superfície d'água) (ESTEVES 2011). Desse modo, nem todas as espécies contribuem para a emissão de CH₄ de forma semelhante e quando se considera este aspecto. Geralmente as mais importantes são as plantas emersas e de folhas flutuantes, já que ambas possuem contínuo contato com o compartimento-estoque de nutrientes e produtor de metano (sedimento) e a atmosfera.

1.3. Fatores que influenciam na concentração e na emissão de GEE

Fatores físicos, químicos e biológicos podem influenciar as emissões de CO₂ e CH₄ da água para a atmosfera. Dentre os fatores que influem na emissão de GEE que devem ser considerados estão a temperatura, o vento, a precipitação (ciclo hidrológico), a profundidade da coluna da água (pressão hidrostática), a estratificação da coluna d'água, a quantidade e a qualidade da matéria orgânica estocada no ambiente, a concentração de oxigênio dissolvido (OD), os nutrientes e o pH. Será apresentada, a seguir, uma visão geral de alguns processos e fatores que podem influenciar as emissões e concentrações de GEE em ambientes aquáticos.

Temperatura e Vento

A temperatura da coluna d'água pode afetar diretamente os processos de produção, consumo e os fluxos de CO₂ e CH₄ em áreas alagadas. Por exemplo, processos metabólicos, como a respiração e produção primária, são amplificados com o aumento da temperatura, sendo que a resposta ao aquecimento é mais pronunciada em taxas de respiração (SAND-JENSEN, *et al.* 2007), desta forma pode ocorrer principalmente o aumento da produção de CO₂ em condições mais quentes (KOSTEN, *et al.* 2010). Em relação ao CH₄ já foi observado que a produção biológica de CH₄ é dependente da temperatura, com uma temperatura ótima para a produção em torno de 30 °C (BOONE 2000). De fato, as emissões de carbono são mais elevadas em áreas alagadas tropicais localizados em latitudes menores (BARROS, *et al.* 2011, CRILL 1990).

O vento exerce grande impacto sobre os fluxos de CO₂ e CH₄, influenciando na turbulência da coluna d'água e esta está diretamente ligada à velocidade de transferência dos gases na interface água-atmosfera (WANNINKHOF 1992). Além disso, fortes ventos também podem transportar compostos dissolvidos e causar a mistura da coluna d'água, modificando a estratificação térmica e química do ambiente, fornecendo por exemplo, oxigênio dissolvido para o hipolímnio permitindo a oxidação do CH₄ em CO₂ pelas bactérias metanotróficas (BASTVIKEN, *et al.* 2004).

Precipitação, estratificação e profundidade

A precipitação pode variar em intensidade e em frequência de um ano para outro. Tal variabilidade pode gerar diferentes tipos de padrões sazonais, permitindo a inundação periódica de áreas ricas em matéria orgânica e a mudança de intensidade dos processos ambientais que ocorrem na coluna d'água destes ambientes (RYBAK 2001). Outro fator importante que está diretamente relacionado com a precipitação é a profundidade da coluna d'água, que interfere principalmente no fluxo ebulitivo de CH_4 . Uma maior profundidade pode agir como atenuante no desprendimento das bolhas produzidas no sedimento, já que a pressão hidrostática exercida é maior em ambientes mais profundos (BASTVIKEN, *et al.* 2004). Uma vez que o nível da água diminui, a emissão de CH_4 pode ser maior, já que o CH_4 estocado torna-se menos solúvel com a diminuição da pressão hidrostática e é emitido através de bolhas (ROSENQVIST, *et al.* 2002). Além disso, o aumento da profundidade pode favorecer a estratificação da coluna d'água. A produção e o acúmulo de gases são maiores quando há estratificação devido a formação de um hipolímio anóxico. ENGLE e MELACK (2000) demonstraram em um lago amazônico que a concentração de CH_4 aumenta com a estratificação da coluna d'água e diminui com a ocorrência da mistura dessas camadas estratificadas.

Matéria orgânica

A quantidade de matéria orgânica é um fator importante para a produção de GEE, em reservatórios (ST LOUIS, *et al.* 2000), sendo que sua decomposição representa uma parte significativa na produção de GEE (KRAMER, *et al.* 2004). Desta maneira, ambientes com mais aporte de material orgânico podem produzir mais GEE em comparação a ambientes mais pobres em matéria orgânica (MATSON e HARRISS 1995). Porém, a qualidade da matéria orgânica disponível também é um fator importante, pois algumas moléculas são mais refratárias e de difícil decomposição (GUDASZ, *et al.* 2012).

Oxigênio dissolvido

A presença ou não de oxigênio é um fator fundamental na produção de GEE. Tanto o CO_2 quanto o CH_4 são produtos da decomposição da matéria orgânica pela ação de bactérias. A decomposição gera CO_2 na presença de oxigênio e as condições anóxicas são muito favoráveis para a produção de CH_4 (metanogênese) (BASTVIKEN, *et al.* 2004). A produção de metano é otimizada em ambientes completamente reduzidos, livres de oxigênio, onde as bactérias metanogênicas apresentam máxima população. Além disso, a presença de oxigênio favorece a existência de bactérias metanotróficas, que podem usar a energia do CH_4 e oxidá-lo em CO_2 , (BASTVIKEN, *et al.* 2008).

Nutrientes

As emissões de GEE podem ser alteradas com elevados níveis de nitrogênio e fósforo, pois a taxa de produção primária depende diretamente da quantidade disponível desses nutrientes (ESTEVES 2011, PACHECO, *et al.* 2014). Em áreas alagadas eutrofizadas uma grande quantidade de matéria orgânica fixada pela fotossíntese é reciclada como CO_2 em águas óxicas e CH_4 em condições anóxicas. Em contra partida, a alta produção primária durante o verão pode reduzir as emissões para a atmosfera por meio da fixação de CO_2 durante o dia, tornando lagos eutróficos subsaturados, transformando-os em sumidouro de CO_2 . No entanto, a maior parte deste carbono, no final, pode ser processado e emitido para a atmosfera (ST LOUIS, *et al.* 2000).

pH

Quando um ambiente alagado está dentro de um intervalo de pH neutro, esta variável parece não afetar a metanogênese. Organismos metanogênicos habitam preferencialmente substratos com pH próximo à neutralidade, variando entre 6,4 e 7,8, mas uma pequena alteração no pH dentro deste intervalo pode afetar a composição das substâncias disponíveis para o processo (WANG, *et al.* 1993) Quando um menor pH é encontrado, a metanogênese acetatotrófica (Eq. 1) (FERRY 1992) parece ser dominante e, quando um pH mais elevado é

observado, a metanogênese hidrogenotrófica é favorecida (Eq. 2). Nenhum padrão claro foi observado entre pH e as taxas de oxidação de CH₄, as comunidade bacterianas (metanotróficas) provavelmente são adaptadas a diferentes intervalos de pH (BASTVIKEN, *et al.* 2008).

via Acetatotrófica:



via Hidrogenotrófica:



Em relação ao CO₂, as emissões, bem como as suas concentrações dissolvidas, diminuem quando o pH aumenta, levando geralmente a valores negativos de emissões (absorção de CO₂) em pH maior do que 8,5 (básico), neste pH a formação de bicarbonato e carbonato são favorecidas em relação ao CO₂ dissolvido, levando a uma subsaturação deste gás que promove a absorção do CO₂ atmosférico (PEDERSEN, *et al.* 2013). A um pH 7, menos da metade do carbono inorgânico dissolvido está presente na forma de CO₂

(Figura 1).

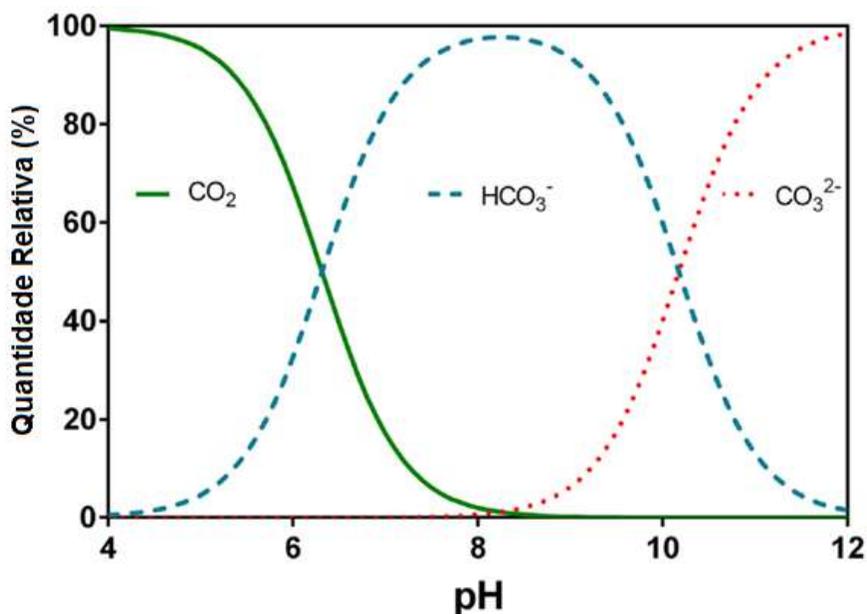


Figura 1: Especiação Relativa (%) de dióxido de carbono (CO₂), bicarbonato (HCO₃⁻), e carbonato (CO₃²⁻) na água em função do pH. O exemplo dado é para uma condição a 20 ° C e condutividade elétrica de 250 μS cm⁻¹. Figura modificada de PEDERSEN, *et al.* (2013).

1.4. Emissões de GEE em ambientes tropicais

Apesar do aumento do número de medições, as emissões naturais de ambientes aquáticos ainda são pouco estudadas, especialmente nos trópicos (BASTVIKEN, *et al.* 2010). As emissões de gases oriundas de lagos tropicais podem ser até 400% maior do que as emissões de lagos temperados e boreais (BASTVIKEN, *et al.* 2004). Além disso, nas estimativas de emissões atuais faltam informações sobre o fluxo ebulitivo (fluxo de bolha dos sedimentos para a coluna d'água) (BASTVIKEN, *et al.* 2010). Em ambientes aquáticos sujeitos ao pulso de inundação, a emissão de CH₄ por ebulição pode ser uma importante via de perda para atmosfera, podendo corresponder a até 90% da emissão total deste gás (MARANI e ALVALA 2007). Vale ressaltar ainda, que o potencial de aquecimento global de uma molécula de metano é 28 vezes maior do que uma molécula de CO₂ em um horizonte de tempo de 100 anos (IPCC 2013). Portanto, estudos com maiores amostragens em regiões alagadas tropicais e maior quantificação de metano por ebulição podem ser uma maneira eficiente de chegar a melhores estimativas sobre emissões globais de GEE.

O bioma Pantanal é a maior área alagada da América do Sul, possuindo aproximadamente 140.000 km² considerando a área máxima sujeita à inundação (incluindo lagoas permanentes, canais de rios e planícies alagadas) (JUNK, *et al.* 2014). A maioria dos lagos do Pantanal é conectada a rios e influenciada pelo pulso de inundação. Tal fato representa um equilíbrio dinâmico na estrutura destes sistemas (JUNK, *et al.* 1989 , NEIFF 1990). Esses lagos são caracterizados por serem rasos e apresentarem elevada produtividade primária e alta temperatura, condições que podem favorecer a produção e a emissão de GEE (BASTVIKEN, *et al.* 2010). Além disso, as emissões de reservatórios de usinas hidrelétricas mostram que existem consideráveis emissões de GEE oriundos de áreas recentemente inundadas (BARROS, *et al.* 2011). Portanto, isso indica que as áreas inundadas sazonalmente nos trópicos são importantes em termos de emissões de CO₂ e CH₄ (FRANKENBERG, *et al.* 2008).

A maioria dos estudos sobre as emissões de carbono em áreas alagadas foram realizadas nas áreas inundáveis da Amazônia (ABRIL, *et al.* 2014, BALLESTER e DOS SANTOS 2001, BELGER, *et al.* 2011, DEVOL 1994,

MELACK, *et al.* 2004, RUDORFF, *et al.* 2011), mas outras áreas potencialmente importantes, como o Pantanal, têm recebido menos atenção. Existem trabalhos relatando altas emissões de CH₄ nessas áreas, mesmo se comparado com as emissões da bacia amazônica (BASTVIKEN, *et al.* 2010, MARANI e ALVALA 2007), mas os fatores que regulam essa emissão nesses ambientes são difíceis de determinar e estudos que abordam esses assuntos são escassos.

As últimas estimativas da área total da bacia pantaneira mostram que o Pantanal é a maior área alagada da América do Sul (MARANI 2007) e, apesar disso, poucos estudos foram conduzidos sobre o assunto até o momento. Sabendo-se disso, esta dissertação soma informações importantes sobre os principais fatores que controlam a emissão de GEE nesses ambientes e consequentemente ajudar a melhorar as estimativas das emissões de carbono nesta região.

1.5. Objetivos

O objetivo geral da dissertação foi estimar os fluxos de CO₂ e CH₄ em uma lagoa tropical rasa com gradiente de turbidez.

Objetivos específicos:

- (i) Avaliar a variabilidade espacial dos fluxos de CO₂ e CH₄ ao longo do gradiente de turbidez.
- (ii) Avaliar a variabilidade do fluxo de CO₂ ao longo do gradiente de turbidez entre nos períodos de águas baixas e águas altas.
- (iii) Avaliar a influência de diferentes variáveis ambientais e limnológicas nos fluxos de CO₂ e CH₄.
- (iv) Comparar os fluxos de CO₂ e CH₄ encontrados na lagoa Sinhá Mariana com outros estudos de ecossistemas aquáticos disponíveis na literatura.

1.6. Hipótese

Espera-se que a influência dos dois rios (Mutum e Cuiabá) com diferentes características de águas (claras e turbida) determinem diferentes níveis de emissões de CO₂ e CH₄ na lagoa Sinhá Mariana, proporcionando uma variabilidade espacial na emissão destes GEE ao longo de seu eixo principal.

2. Metodologia

2.1. Área de estudo

O bioma Pantanal está localizado nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e é uma extensa área inundada (~ 140.000 km²). Trata-se de uma grande depressão intracontinental, drenada pelo rio Paraguai (JUNK, *et al.* 2014). Esta área contém um grande número de lagoas rasas que são controladas pela flutuação do nível de água sazonalmente (Figura 2). A complexa hidrografia da região, juntamente com a heterogeneidade geomorfológica, molda um mosaico de paisagens com diferentes condições hidrológicas. O clima da região é quente e úmido durante o verão e seco durante o inverno (Koppen aw), com um total anual de precipitação variando de 800 a 1.600 mm e uma temperatura média anual de 27° C (PCBAP 1997).

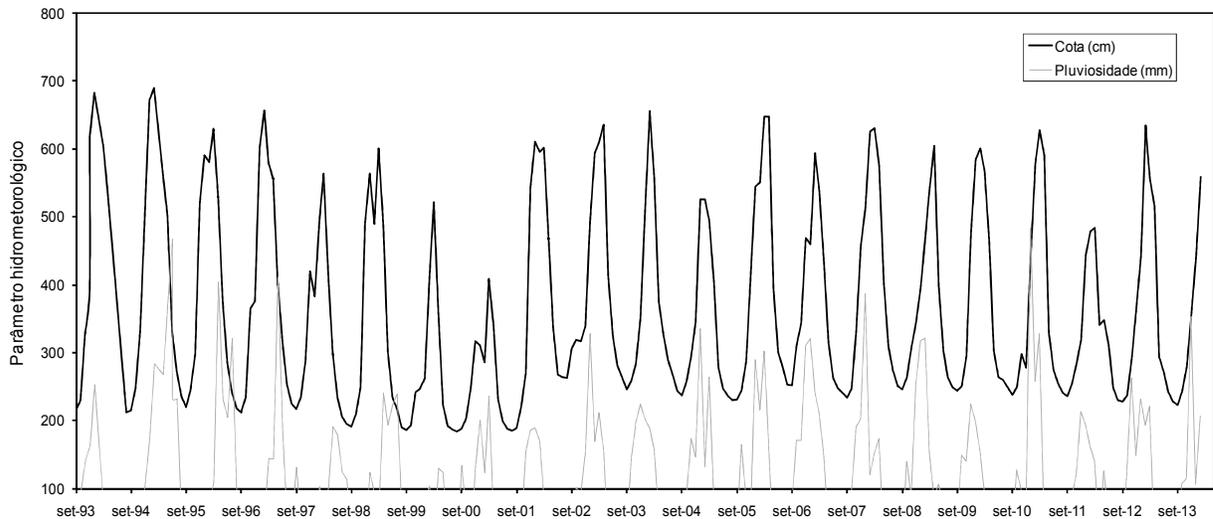


Figura 2. Variação da cota e pluviosidade no rio Cuiabá próxima à cidade Barão de Melgaço no período de setembro de 1993 a setembro de 2013 (Agência Nacional das Águas).

A lagoa Sinhá Mariana (Figura 3) está localizada na região dos municípios de Santo Antônio de Leverger e Barão de Melgaço ($16^{\circ}19'51''S - 55^{\circ}53'22''W$), na margem esquerda do rio Cuiabá, à jusante da cidade de Barão de Melgaço. Situa-se na unidade geomorfológica Planícies e Pantanaís do Mato Grosso, caracterizadas como áreas de acumulação inundáveis do tipo pouco úmido, úmido e áreas de planícies lacustres e planície flúvio-lacustre (ALVARENGA, *et al.* 1984). A lagoa tem formato alongado com comprimento máximo de 8,75 km, largura máxima de 2,67 km, profundidade máxima de 4,8 m, profundidade média de 3,6 m e área de 11,3 km² (PINTO-SILVA 1980). Considerando as concentrações de clorofila, a lagoa Sinhá Mariana é um sistema mesotrófico, entretanto eutrófico se levadas em conta as concentrações de fósforo total, sendo nitrogênio o principal nutriente limitante ao crescimento da comunidade fitoplanctônica (LOVERDE e HUSZAR 2007).

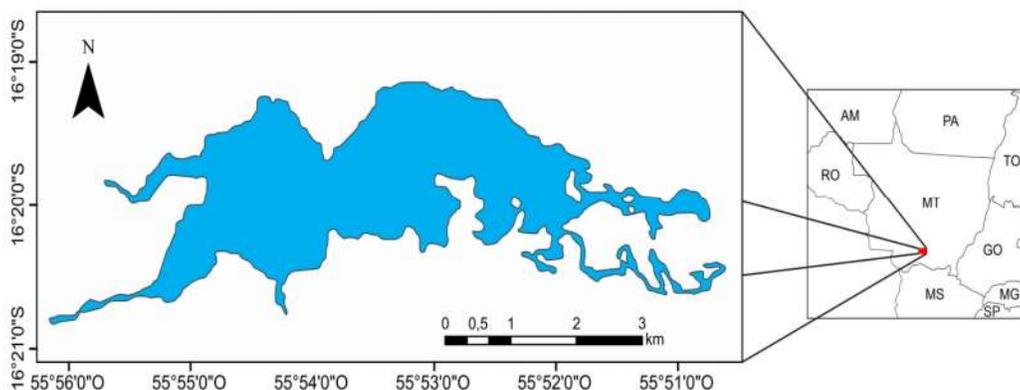


Figura 3. Localização da lagoa Sinhá Mariana, Pantanal de Barão de Melgaço, Mato Grosso.

A lagoa Sinhá Mariana é alimentada principalmente pelas águas claras do rio Mutum, com baixa concentração de material em suspensão e dissolvido e, na porção oposta à entrada do rio Mutum, a lagoa Sinhá Mariana mantém-se ligada às águas turbidas do rio Cuiabá nos períodos da estiagem e de cheia. Nas águas altas, ela também está ligada às águas turbidas da Lagoa Chacororé. Como consequência, a lagoa Sinhá Mariana apresenta um forte gradiente de turbidez (inorgânica) em seu eixo principal de leste (rio Mutum) para oeste (rio Cuiabá) (Figura 4).

A diferença entre as características das águas estão ligadas à origem dos rios. Ao longo dos seus 828 km, o rio Cuiabá, principal corpo d'água da bacia hidrográfica sinônima, drena uma área de aproximadamente de 29.000 km² até as proximidades da cidade de Barão de Melgaço (PRIANTE 2000). Segundo a FEMA (1995), a bacia é dividida como Alto, Médio e Baixo (Pantanal) de acordo com a homogeneidade de cada região. As áreas do planalto apresentam domínio de relevo movimentado e formações geológicas areníticas, sendo mais suscetível ao desenvolvimento da erosão. A Baixada Cuiabana compreende a região mais urbanizada da bacia, uma área de depressão que fica entre as partes mais altas do planalto e o início da planície inundável. O relevo pouco movimentado, praticamente plano, característico da Depressão Cuiabana, aliado aos solos rasos, dificulta a erosão (SALOMÃO 1999). Entretanto, a industrialização, o desmatamento e urbanização, juntamente com a intensificação das atividades agrícolas, vêm causando vários tipos de erosão e produzindo elevadas taxas de sedimentação nessa região

(LIMA 2001). Já no baixo curso, na região do Pantanal, a partir da cidade de Barão de Melgaço, o rio Cuiabá insere-se totalmente na Formação Pantanal, constituída de sedimentos arenosos e sílticos (DEL'ARCO 1982). A planície pantaneira encontra-se ameaçada pelo assoreamento dos sedimentos transportados pelo rio Cuiabá, provenientes da erosão observada em porções mais frágeis da bacia e do desbarrancamento do rio Cuiabá e afluentes (LIMA 2001).

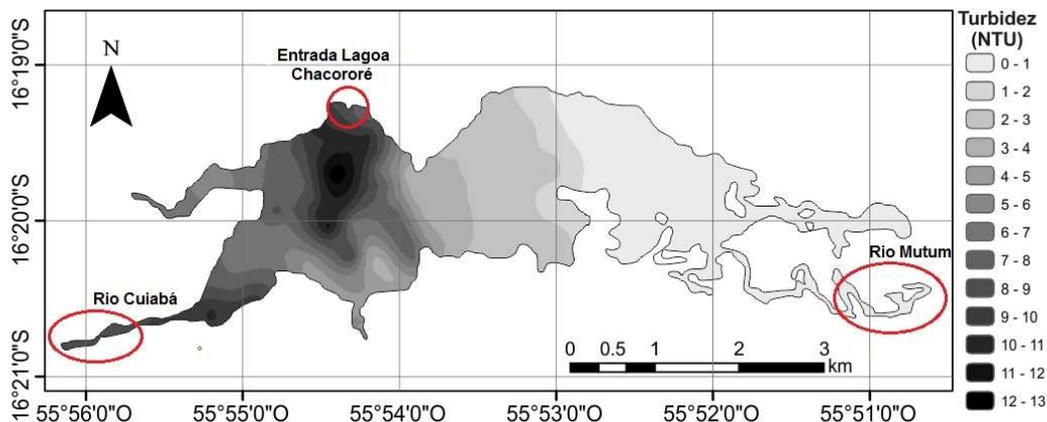


Figura 4. Gradiente de turbidez na lagoa Sinhá Mariana no período de águas altas

Diferentemente, o rio Mutum drena uma área menor, sua nascente está localizada aproximadamente 100 km de sua foz na lagoa Sinhá Mariana. O rio Mutum tem sua nascente em regiões onde predominam areias quartzosas (NUNES e DA SILVA 2005), sendo caracterizada por baixos teores de argila, de matéria orgânica e sendo pobre em trocas de cátions e ânions (JACOMINE 1995).

Em consequência das diferenças entre as características dos tipos das águas de seus rios formadores, a lagoa Sinhá Mariana foi dividida em 3 regiões: região de águas túrbidas (influência do rio Cuiabá), região intermediária (zona de transição) e região de águas claras (influência do rio Mutum). Em ambos os períodos hidrológicos o gradiente de turbidez foi nítido (Figura 4), devido a isso, o critério utilizado para a divisão das regiões foi baseado nos valores de turbidez observados e na posição geográfica das estações. Nas águas baixas, as estações com valores maiores que 55 NTU foram classificadas como túrbidas, a região intermediária esteve na faixa entre 25 e 54 NTU e as estações com valores menores que 25 NTU foram

classificadas como águas claras. Divisão semelhante foi realizada nas águas altas, entretanto os valores de turbidez foram menores, as estações com valores maiores que 7 NTU foram classificadas como túrbidas, a região intermediária esteve na faixa entre 2 e 6 NTU e as estações com valores menores que 2 NTU foram classificadas como águas claras.

2.2. Amostragem

Foram realizadas coletas em dois períodos (setembro de 2012 e março de 2013), caracterizando os períodos hidrológicos de águas baixas e águas altas, respectivamente. A relação de variáveis ambientais e limnológicas analisadas em cada coleta, bem como os métodos utilizados, estão apresentadas na tabela 1.

Tabela 1: Relação de variáveis limnológicas analisadas nas duas coletas realizadas no Logo Sinhá Mariana.

Variável	Unidade	Método/Equipamento
Temperatura	°C	Sonda YSI 6920
Condutividade	mS cm ⁻¹	
Oxigênio Dissolvido	mg L ⁻¹	
pH	-	
Turbidez	NTU	
Carbono Orgânico Total (COT)	mg L ⁻¹	TOC <i>analyser</i> , Phoenix 8000
Carbono Orgânico Dissolvido (COD)	mg L ⁻¹	
Transparência	m	Disco de <i>Secchi</i>
Nitrogênio Total (NT)	mg L ⁻¹	Espectrofotometria (APHA, 2005)
Fósforo Total (PT)	mg L ⁻¹	
Clorofila a	mg L ⁻¹	Fluorímetro, FD-570
Pluviosidade	mm	Estação meteorológica, Vantage Pro2
Vento	m/s	Anemômetro, AD-250
Pressão Parcial de CO ₂ (pCO ₂)	µatm	IRGA EGM-4, PP-System
Pressão Parcial de CH ₄ (pCH ₄)*	µatm	Cromatografo, Bruker GC-450
[CO ₂]	µM	Weiss 1974
[CH ₄]	µM	Wiesenburg e Guinasso 1979
Fluxo de CO ₂	mmol m ⁻² d ⁻¹	Cole e Caraco 1998
Fluxo de CH ₄ *	mmol m ⁻² d ⁻¹	Bastviken et al. 2004

* Dados não coletado em setembro de 2012.

Todas as amostras foram coletadas na superfície (0,5 metros de profundidade). As amostras para a análise de nutrientes totais (NT, PT) foram armazenadas em frascos de polietileno de alta densidade (Nalgene) e imediatamente congeladas. A amostra para a análise do COT foi adicionada à *vials* de vidro de 40 ml e acidificado para preservação com ácido fosfórico concentrado. Amostras de COD também sofreram o mesmo procedimento após a filtração em membranas de fibra de vidro com porosidade de 1,2 µm.

A clorofila *a* foi quantificada *in vivo* através de um fluorímetro de campo. A temperatura, o pH, o oxigênio dissolvido, a condutividade e a turbidez foram medidas *in situ* através de uma sonda multiparamétrica (Sonda YSI), o vento, através de um anemômetro e a pluviosidade, com auxílio de uma estação meteorológica localizada 1 metro acima da superfície da coluna d'água.

2.3. Coleta dos gases

2.3.1. Pressão Parcial de Gás Carbônico para as estimativas de fluxo difusivo

A pressão parcial do CO₂ (pCO₂) foi estimada na água em cerca de 100 pontos ao longo da lagoa, usando um equilibrador (Figura 5) (COLE, *et al.* 1994, COLE e PRAIRIE 2009). O gás foi imediatamente mensurado através de um analisador de gás por infravermelho (IRGA —Infrared Gas Analyser EGM-4).

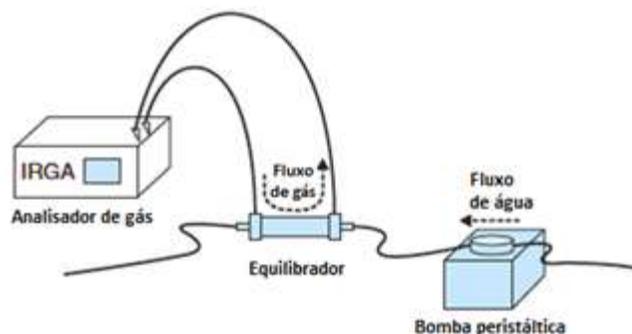


Figura 5. Aparato usado para medir CO₂ dissolvido continuamente na água. Figura modificada de COLE e PRAIRIE (2009).

2.3.2. Pressão parcial de Metano para as estimativas de fluxo difusivo pelo método de Fick e pela aproximação linear.

Os pontos de amostragem das medições espaciais do fluxo difusivo de CH₄ foram distribuídos em 10 estações (Figura 6) localizadas de modo a representar toda a extensão da lagoa. Foram feitas amostragens nas áreas

litorâneas e limnéticas tanto na influência de água turbida, clara, como na zona de mistura.

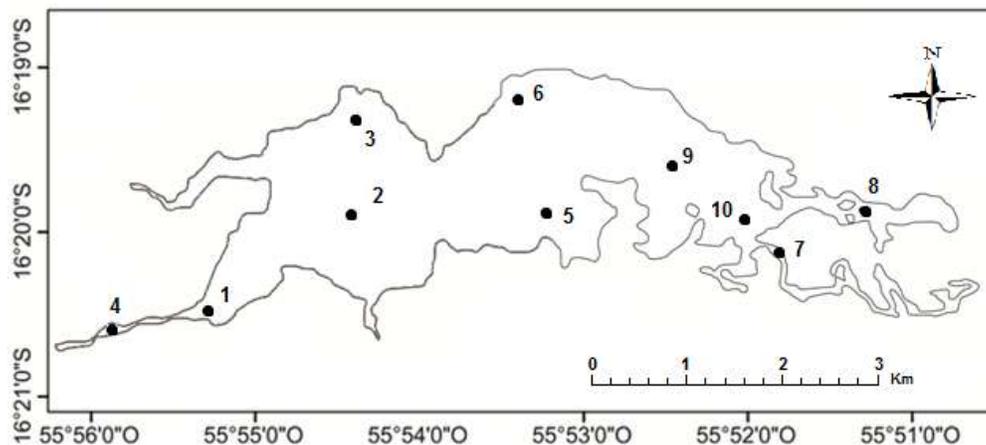


Figura 6. Mapa representando as estações de coleta de CH₄ difusivo.

Para a estimativa do fluxo difuso pela lei de Fick, a amostragem da pCH₄ foi feita diretamente usando o método “*headspace*” (COLE, *et al.* 1994, HESSLEIN 1991). Para a extração do *headspace*, foi utilizada uma seringa preenchida com 60 ml de água da lagoa, onde 20 ml dessa água foram expelidas da seringa e completadas com 20 ml de ar atmosférico. A mistura “40-20” foi agitada vigorosamente por 1 minuto, de modo que o gás atingisse o equilíbrio entre a interface água-atmosfera no interior da seringa. O *headspace* de ar criado foi transferido para uma nova seringa (Figura 7a).

Diferentemente, a coleta da pCH₄ para a estimativa do fluxo difuso pela aproximação linear foi feita através de 3 câmaras estáticas (Figura 7b), colocadas sobre a superfície do espelho de água. Foram feitas retiradas de amostras em 0, 10, 20 e 30 minutos (KEMENES, *et al.* 2007). Cada câmara possuía uma torneira de três vias que se comunicava com as torneiras conectadas nas seringas. Em cada estação foi retirada uma amostra inicial do ar (30 mL de ar coletados logo acima das câmaras).

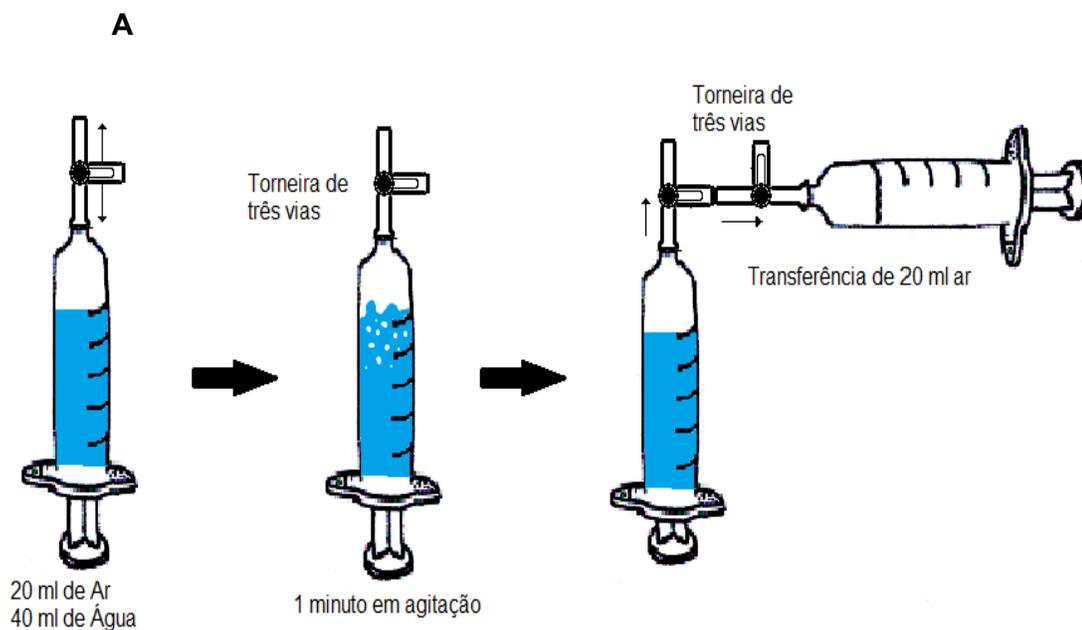


Figura 7. (a) Amostragem da $p\text{CH}_4$ feita diretamente utilizando o método "headspace" e (b) as câmaras estáticas utilizadas na coleta.

2.3.3. Coleta de bolhas para cálculo do fluxo ebulitivo de metano

Para a mensuração do fluxo de bolhas de CH_4 , foram utilizados 4 funis, cada um com 0,7 m de diâmetro e 0,6 m de altura, dispostos em transecto e apoiados para amostragem de 24 horas (Figura 8). Foram amostrados 5 sítios

ao longo da lagoa (figura 8) onde a profundidade máxima da coluna de água não ultrapassasse 4 metros (ABRIL, *et al.* 2005) e no mínimo 0,7 m de profundidade para ser possível realizar a coleta de bolhas de gases, pois os funis ficavam totalmente imersos na água. Cada funil possuía uma garrafa acoplada na parte superior conectada a uma torneira de três vias para possibilitar a transferência do gás logo após da coleta.

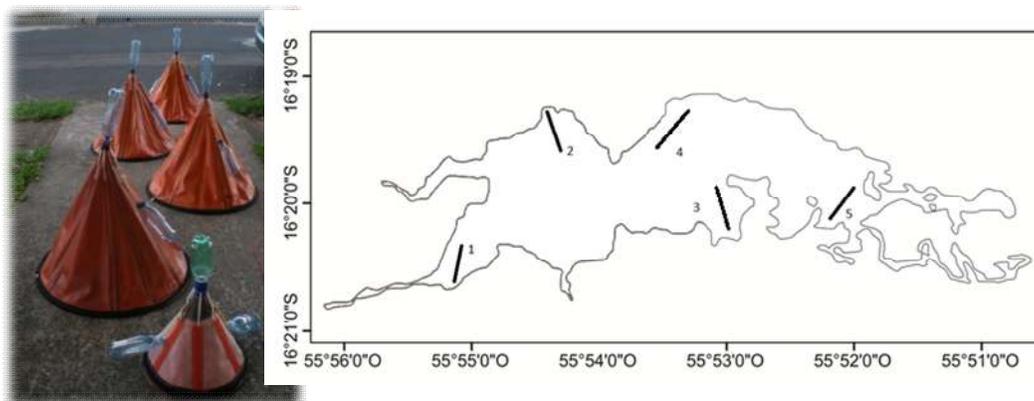


Figura 8. Funis exemplificando um *transect* e mapa com os transectos de coleta de CH₄ ebulitivo. Os transectos 1 e 2 estão localizados na região turbida da lagoa, os transectos 3 e 4 na região intermediária e o transecto 5 na região de águas claras.

Cada amostra de gás capturada, tanto pelo método “*headspace*”, pelas câmaras (fluxo difusivo), quanto pelos funis (fluxo de bolhas) foi transferida por uma seringa de 60 mL para frascos injetáveis de vidro do tipo penicilina hermeticamente fechados com solução salina supersaturada (ABRIL, *et al.* 2005, KEMENES, *et al.* 2007, UNESCO/IHA. 2009) (Figura 9). Posteriormente, no laboratório, as amostras foram quantificadas através da cromatografia gasosa. Com auxílio de uma seringa, 1 mL do *headspace* da amostra foi injetada no cromatográfico gasoso com um *looping* de 500 µL. Para as análises, foi utilizado gás de arraste N₂, coluna a 50 °C, injetor a 200 °C e detector por ionização por chama (FID) a 300 °C.

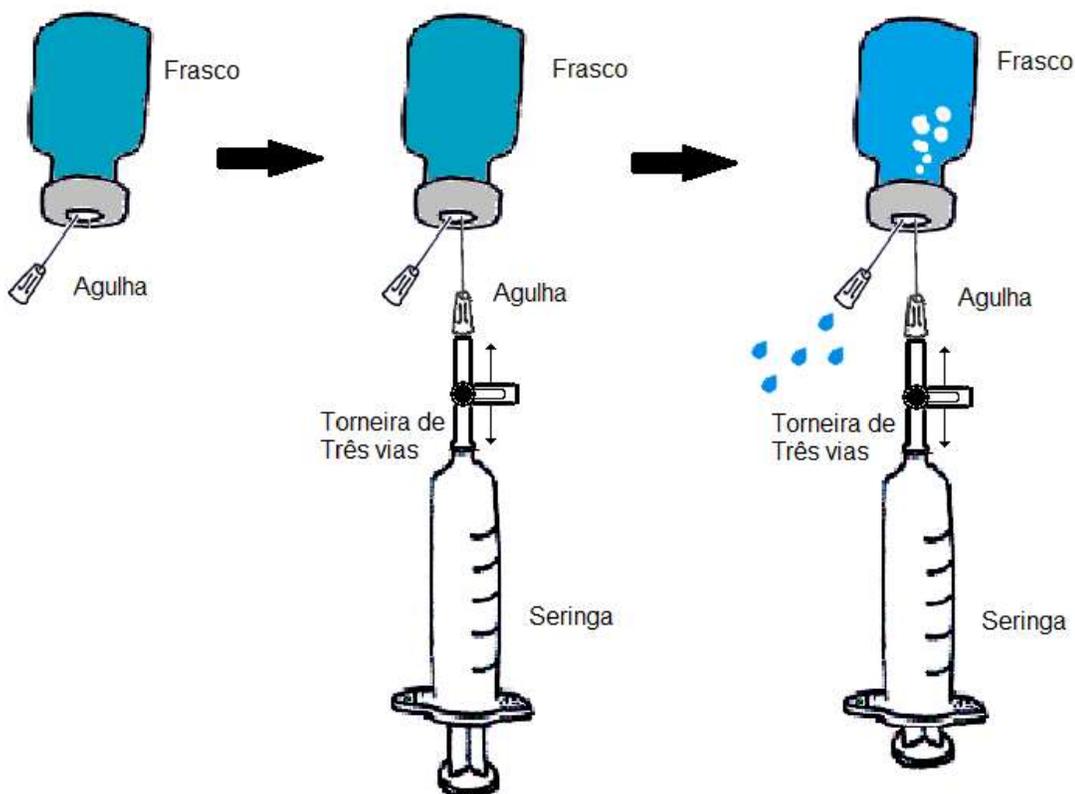


Figura 9. Esquema mostrando como as amostras de CH_4 foram transferidas através de seringas para os frascos preenchidos com água supersaturada com sal.

2.4. Cálculos dos fluxos de CO_2 e CH_4

2.4.1. Estimativa dos fluxos de CO_2 e CH_4 pela lei de Fick (Fluxo Difusivo).

A taxa de transferência difusiva dos gases da fase líquida para a gasosa foi calculada partir da segunda lei de Fick, dada pela equação Eq. 3:

$$F = k \cdot (C_{\text{H}_2\text{O}} - C_{\text{sat}}) \quad (\text{Eq.3})$$

Onde, F é o fluxo do gás ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$), k representa a velocidade de transferência do gás (m/d), $C_{\text{H}_2\text{O}}$ é a concentração do gás na água (mmol/m^3) e C_{sat} é a concentração do gás na água que estaria em equilíbrio com a atmosfera (mmol/m^3) (COLE e CARACO 1998).

A partir da lei de Henry, utilizando a concentração do gás na atmosfera amostrada em cada ponto de coleta (P_g) e o coeficiente de solubilidade (K_h) dos respectivos gases de acordo com a temperatura no momento da coleta, foi determinada a concentração de equilíbrio (C_{sat}) (Eq. 4).

$$C_{sat} = K_h \cdot P_g \quad (\text{Eq. 4})$$

O coeficiente de solubilidade (K_h) de um determinado gás foi calculado de acordo com WEISS (1970) (Eq. 5) dado por:

Solubilidade de um gás em dada temperatura

$$\ln K_h = A1 + A2(100/T) + A3(100/T)^2 \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde K_h é o coeficiente de solubilidade ($M \text{ atm}^{-1}$), T é a temperatura (K), $A1$, $A2$ e $A3$ são constantes para determinado gás (**Tabela 2**)

Tabela 2: Constantes para o cálculo de solubilidade do CH_4 e do CO_2

Constante	CO_2 (moles/l.atm) (WEISS 1970)	CH_4 (moles/l.atm) (WIESENBURG e GUINASSO 1979)
A1	-58,0931	-68,8862
A2	90,5069	101,4956
A3	22,2940	28,7314

O cálculo das concentrações de CO_2 na água ($C_{\text{H}_2\text{O}}$ para o CO_2) foi feito a partir de Eq. 4, sendo K_h o coeficiente de solubilidade do CO_2 e P_g o valor obtido pelo IRGA. Os valores das concentrações de CH_4 na água foram obtidos a partir do método de *headspace* que será detalhado no tópico 2.4.2.

A velocidade de transferência do gás (k) é dependente da velocidade do vento, uma vez que k é conhecido para um gás e temperatura, pode ser

corrigida e calculada para qualquer outro gás e temperatura por relação dos números de Schmidt (JAHNE, *et al.* 1987), o k real é dado pela seguinte equação (Eq. 6):

$$k = k_{600} \cdot (Sc/600)^{-0.5} \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde, k_{600} (Eq. 7) é a velocidade de transferência em cm.h^{-1} , de um gás normalizada para o número de Schmidt 600 ($Sc = 600$, para o CO_2 , a 20°C) e Sc (Eq. 8) é o número de Schmidt (WANNINKHOF 1992), em determinada temperatura da água.

$$k_{600} = 2,07 + 0,21 U_{10}^{1,7} \quad (\text{Eq. 7})$$

$$Sc = A - B_t + C_t^2 - D_t^3 \quad (\text{Eq. 8})$$

Onde U_{10} é a velocidade do vento a 10 m de altura. Como a velocidade do vento foi medida a 1 m, usa-se as equações apresentadas em SMITH (1985) (Equação 9 e 10) para estimar a velocidade do vento a 10 m (U_{10}). A, B, C e D são coeficientes de difusão para determinado gás (tabela 3) e T é a temperatura (graus Celsius) da água de cada ponto no momento da coleta.

$$U_{10} = U_z \left(\frac{10}{z} \right)^n \quad (\text{Eq. 9})$$

$$n = \frac{[0,37 - 0,088 \ln U_z]}{[1 - 0,088 \ln(z/10)]} \quad (\text{Eq. 10})$$

Onde, U_z é a velocidade do vento medida em cada ponto amostrado e z é a altura que o vento foi mensurado.

Tabela 3: Coeficientes para o cálculo do número de Schmidt do CH_4 e do CO_2

Constante	CO_2 (Wanninkhof, 1992)	CH_4 (Wanninkhof, 1992)
A	1911,1	1897,8
B	118,11	114,28
C	3,4527	3,2902
D	0,041320	0,039061

2.4.2. Cálculo da concentração de CH_4 nas amostras iniciais de água a partir das concentrações de CH_4 no *headspace*

Para possibilitar o cálculo do fluxo de CH_4 pela lei de Fick, é necessário conhecer a concentração de CH_4 nas amostras iniciais da água. Essa concentração foi calculada através da determinação da concentração de CH_4 no espaço de ar (*headspace*) utilizando a lei dos gases ideais (Eq. 11) conjuntamente com as leituras efetuadas no cromatógrafo gasoso (CG). Portanto, a fim de calcular a concentração inicial de CH_4 na água, a quantidade de moles de CH_4 na amostra de ar inicial (n_{ar}) e na amostra inicial de água (n_{tot}) foi determinada. n_{ar} foi calculada por:

$$n_{ar} = \frac{P.V}{R.T} \quad (\text{Eq. 11})$$

Onde n_{ar} é o número de moles de CH_4 na amostra de ar, V é o volume da amostra (0,030L), R é a constante do gás (0,082056 L atm K⁻¹ moles⁻¹), T é a temperatura do ar (K) e P é a pressão parcial do CH_4 na amostra inicial do ar (atm). Para calcular a pressão parcial do CH_4 a seguinte formula (Eq. 12) foi utilizada:

$$P = P_{tot} \cdot ppm_{amostra} \cdot 10^{-6} \quad (\text{Eq. 12})$$

Onde $\text{ppm}_{\text{amostra}}$ é a concentração (ppm) do CH_4 na amostra de ar que foi obtido pelo CG e P_{tot} é a pressão atmosférica (atm) do ar no local. A pressão atmosférica do local (P_{tot}) varia de acordo com a altitude, que pode ser calculado através da equação (Eq. 13):

$$P_{\text{tot}} = 101325 \cdot (1 - 2,25577 \cdot 10^{-5} \cdot h)^{5,25588} \quad (\text{Eq. 13})$$

Onde, h é altitude do local em relação ao mar (m).

Na amostra de água inicial o número de moles é dividido em duas partes, (1) *headspace* de gás (n_g) e (2) *headspace* de água ($n_{\text{H}_2\text{O}}$), que em conjunto é igual à quantidade de moles de CH_4 na amostra de água (n_{tot}). Para o cálculo do n_g foram utilizadas as equações 11 e 12, onde: n_g é a quantidade de moles no *headspace* de gás da amostra de água (moles), V é o volume do *headspace* do gás na seringa (0,020 L), T é a temperatura da água (K), P é a pressão parcial do CH_4 no *headspace* do gás na amostra inicial da água (atm) e $\text{ppm}_{\text{amostra}}$ é a concentração (ppm) do CH_4 no *headspace* de gás da amostra de água que foi obtido pelo CG.

Para o cálculo no $n_{\text{H}_2\text{O}}$ foi utilizada a seguinte equação (Eq. 14):

$$n_{\text{H}_2\text{O}} = C_{\text{H}_2\text{O}} \cdot V_{\text{H}_2\text{O}} \quad (\text{Eq. 14})$$

Onde $n_{\text{H}_2\text{O}}$ é o número de moles no *headspace* da água na amostra inicial e $V_{\text{H}_2\text{O}}$ é o volume de água no *headspace* (0,040L) e $C_{\text{H}_2\text{O}}$ concentração de CH_4 na água (M)

Para calcular a concentração de CH_4 na água ($C_{\text{H}_2\text{O}}$) foi utilizada a lei de Henry (Eq. 15):

$$C_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{H}_2\text{Ohead}} \cdot K_h \quad (\text{Eq. 15})$$

Onde C_{H_2O} é a concentração de CH_4 na água (M), $P_{H_2O_{head}}$ é a pressão parcial do CH_4 do gás na amostra inicial da água (atm) e K_h é a constante de Henry (M atm⁻¹). Reescrevendo as equações 14 e 15, temos a equação 16:

$$n_{H_2O} = P_{H_2O_{head}} \cdot K_h \cdot V_{H_2O} \quad (\text{Eq. 16})$$

O número total de moles na amostra inicial de água (n_{tot}) é dado (Eq 17) por:

$$n_{tot} = n_g + n_{H_2O} \quad (\text{Eq. 17})$$

Finalmente, a concentração de CH_4 inicial da água é calculada pela equação (18):

$$C_{\text{Inicial-H}_2\text{O}} = \frac{n_{tot} - n_{ar}}{V_{H_2O}} \quad (\text{Eq. 18})$$

2.4.3. Estimativas dos fluxos de CH_4 pela aproximação linear (fluxo difusivo)

O fluxo de CH_4 pelo método linear foi calculado a partir das concentrações de CH_4 adquiridas ao longo de 30 minutos nas câmaras estáticas e a Equação 19 (IHA 2010).

$$F = (V/A) \cdot (dC/dt) \cdot ((p \cdot F_1) / (R \cdot (273,15 + T))) \quad (\text{Eq. 19})$$

Onde F é o fluxo (mmol m⁻² d⁻¹), V é o volume da câmara (m³), A é a área da câmara (m²), dC é a diferença na concentração do gás no início e no final dos 30 minutos, dT é o tempo que a câmara ficou na água (30 minutos), P é a pressão atmosférica (kPa), F_1 é o fator de conversão de minutos para dia (1440), R é a constante do gás (8.3144 JK⁻¹mole⁻¹) e T é a temperatura (° C).

2.4.4. Estimativa dos fluxos de CH₄ ebulitivo:

Os fluxos de metano oriundo de bolhas e captado pelos funis para a atmosfera foram calculados a partir da concentração no headspace dos frascos de penicilina amostrados ao final do tempo de permanência dos funis na lagoa, dado pela Equação 20:

$$F = \frac{C}{A.t} \quad (\text{Eq. 20})$$

Onde F (mmol m⁻² d⁻¹) é o fluxo de gás oriundo de bolhas, A (m²) é a área de captação das bolhas pelo funil, C é a quantidade de mols de CH₄ capturada pelos funis e t (h) é o tempo.

2.5. Análise de dados:

Para a avaliação de comportamentos temporais (CO₂) e a análise de diferenças entre os fluxos (CO₂ e CH₄) entre as diferentes regiões estudadas, os dados foram separados em diferentes conjuntos e foi feita a comparação entre as médias obtidas para cada conjunto. Os conjuntos de dados quando não apresentaram distribuição normal foram logaritmizados, portanto, para fins de comparação, todos os dados foram analisados de forma paramétrica. A avaliação da hipótese de que as médias dos conjuntos são estatisticamente iguais foi testada através da aplicação do método de Análise de Variância (ANOVA), a hipótese nula assumida é de que não existe diferença significativa entre os conjuntos. Quando a hipótese nula entre os conjuntos foi rejeitada, aplicou-se o teste de Tukey para determinar a existência de diferenças significativas entre as médias dos conjuntos. Em todas as comparações entre médias realizadas nesse trabalho, assumiu-se um nível de significância de 5% ($\alpha = 0,05$) para a validação das hipóteses estatísticas assumidas. Todos os gráficos e as análises foram desenvolvidas com a ajuda do software SigmaPlot (versão 12.0).

A relação dos fluxos de CO₂ e CH₄ difusivo com as variáveis ambientais foram testadas usando-se uma regressão múltipla, (StepWise - nível de

significância de 5%). Os gráficos e as análises das regressões foram realizados com o auxílio do software JMP (Versão 7.0).

Mapas foram criados para representar a distribuição espacial dos fluxos de CO₂. Foi utilizado o método de análise de variogramas para descrever a correlação espacial entre as amostras e para interpolar os dados espacialmente (método da krigagem; BAILEY e GATRELL (1995)). Os variogramas empíricos foram ajustados aos diferentes modelos matemáticos usando o critério de informação de Akaike (AIC, AKAIKE (1974) para avaliar o melhor ajuste. O modelo que melhor se ajustou para os fluxos de CO₂ foi o Gaussiano. O melhor modelo de variograma foi usado para a interpolação por krigagem ordinária. Utilizou-se o software Spring (CAMARA 1996) versão 5.1.8 para realizar a análise espacial e para produzir os mapas de fluxo de CO₂.

3. Resultados

3.1. Variáveis ambientais

Todas as variáveis ambientais apresentaram distribuição normal ($p > 0,05$). A pluviosidade total nos meses de setembro de 2012 e março de 2013 foram 24,5 e 222 mm, respectivamente. Entretanto, durante a coleta, foram registradas precipitações apenas no dia 25 (16,5 mm) nas águas baixas e nos dias 25 (24 mm) e 26 (6,7 mm) nas águas altas (Figura 10).

Além da pluviosidade foram determinados valores médios das variáveis abióticas de interesse para cada região da lagoa (túrbida, intermediária e clara). A tabela 4 apresenta as médias obtidas nos períodos de águas baixas e águas altas dos parâmetros: temperatura da água, temperatura do ar, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, saturação do oxigênio, carbono orgânico total e dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento. Também é apresentada a média global dos períodos. Segundo a análise de variância (ANOVA) e a aplicação do teste de Tukey, as variáveis profundidade, oxigênio dissolvido, carbono orgânico dissolvido, turbidez e condutividade foram diferentes entre os períodos. Vale

ressaltar, ainda, que em ambos os períodos a turbidez e a condutividade foram maiores na região túrbida da lagoa.

O oxigênio dissolvido na coluna d'água diminuiu com a profundidade e foi observada formação de hipolímnio anóxico na zona túrbida da lagoa no período das águas altas. A Figura 11 mostra os perfis de oxigênio dissolvido e temperatura em cada compartimento da lagoa, tanto no período de águas baixas como no período de águas altas.

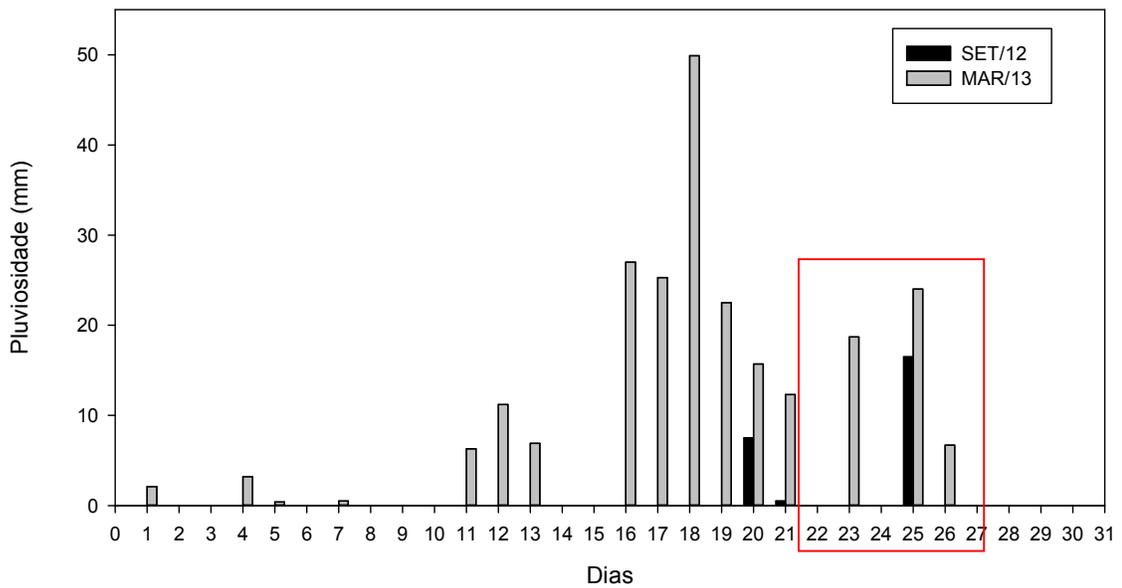


Figura 10. Pluviosidade (mm) nos meses de setembro de 2012 e março de 2013. Em destaque o período de coleta em ambos os períodos.

Tabela 4. Médias e desvios padrões (DP) observados para as variáveis ambientais: temperatura da água, temperatura do ar, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, saturação do oxigênio, carbono orgânico total e dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento nos períodos de águas baixas (A) e águas altas (B).

A				
Águas baixas				
Parâmetros	Túrbida (n = 55) Média (± DP)	Intermediária (n = 27) Média (± DP)	Clara (n = 22) Média (± DP)	Média global (n = 104) Média (± DP)
Temp. água (°C)	30,4 ± 1,9	31,4 ± 1,7	31,6 ± 2,0	31,0 ± 1,9
Temp. ar (°C)	36 ± 2,3	35,9 ± 2,4	33,2 ± 2,6	35,4 ± 2,6
Profundidade (m)	0,9 ± 0,4	0,8 ± 0,3	0,9 ± 0,5	0,9 ± 0,4
Transparência (m)	0,2 ± 0,003	0,3 ± 0,1	0,4 ± 0,2	0,3 ± 0,1
Clha in vivo (ug/L)	2,0 ± 0,4	1,2 ± 0,5	1,5 ± 0,9	1,7 ± 0,7
Condutividade (uS/cm)	13,5 ± 10,6	6,1 ± 2,1	5,5 ± 2,2	9,9 ± 8,7
Turbidez (NTU)	71,2 ± 14,3	32,1 ± 10,6	25,5 ± 16,5	51,4 ± 25,3
pH	6,9 ± 0,4	6,6 ± 0,2	6,3 ± 0,3	6,7 ± 0,4
OD (mg/L)	5,7 ± 1,0	6,7 ± 0,4	6,1 ± 0,4	6,0 ± 0,8
OD (%)	76,4 ± 13,8	90,1 ± 5,8	83,1 ± 7,4	81,4 ± 12,4
Vento (m/s)	1,1 ± 0,6	1,2 ± 0,9	1,2 ± 0,8	1,2 ± 0,7
DOC (mg/L)	5,2 ± 0,1	4,8 ± 0,08	4,4 ± 0,3	4,8 ± 0,4
TOC (mg/L)	6,9 ± 1,6	6,7 ± 0,07	6,3 ± 0,7	6,6 ± 1,0
NT (µgN/L)	1069 ± 188	1002 ± 175	753 ± 90	929 ± 207
PT (µgP/L)	116 ± 26	155 ± 128	66 ± 5,8	104 ± 62

B				
Águas altas				
Parâmetros	Túrbida (n = 53) Média (± DP)	Intermediária (n = 26) Média (± DP)	Clara (n = 19) Média (± DP)	Média global (n = 98) Média (± DP)
Temp. água (°C)	29,5 ± 1,7	30,0 ± 1,7	29,7 ± 1,5	29,7 ± 1,7
Temp. ar (°C)	26,7 ± 1,2	28,8 ± 2,4	29,0 ± 0,8	27,7 ± 1,9
Profundidade (m)	3,4 ± 0,5	3,6 ± 0,7	3,5 ± 0,5	3,5 ± 0,6
Transparência (m)	0,8 ± 0,3	1,7 ± 0,3	1,9 ± 0,3	1,3 ± 0,6
Clha in vivo (ug/L)	1,0 ± 0,2	1,3 ± 0,4	0,9 ± 0,3	1,1 ± 0,3
Condutividade (uS/cm)	49 ± 15,7	19,3 ± 5,0	16,5 ± 5,6	34,8 ± 19,6
Turbidez (NTU)	12,9 ± 6,9	3,2 ± 1,1	1,9 ± 0,6	8,2 ± 7,2
pH	6,8 ± 0,3	6,3 ± 0,3	5,8 ± 0,3	6,5 ± 0,4
OD (mg/L)	2,8 ± 0,7	3,4 ± 0,7	2,4 ± 0,7	2,9 ± 0,8
OD (%)	36,2 ± 10,7	46,3 ± 10,2	30,6 ± 10,6	37,8 ± 11,8
Vento (m/s)	1,0 ± 0,5	0,4 ± 0,4	0,8 ± 0,6	0,8 ± 0,6
DOC (mg/L)	4,4 ± 0,1	5,8 ± 0,3	6,7 ± 0,5	5,6 ± 1,0
TOC (mg/L)	5,4 ± 0,9	7,4 ± 1,2	7,9 ± 0,7	6,8 ± 1,4
NT (µgN/L)	1066 ± 39	1483 ± 84	1399 ± 52	1283 ± 192
PT (µgP/L)	131 ± 133	60 ± 29	51 ± 15	85 ± 89

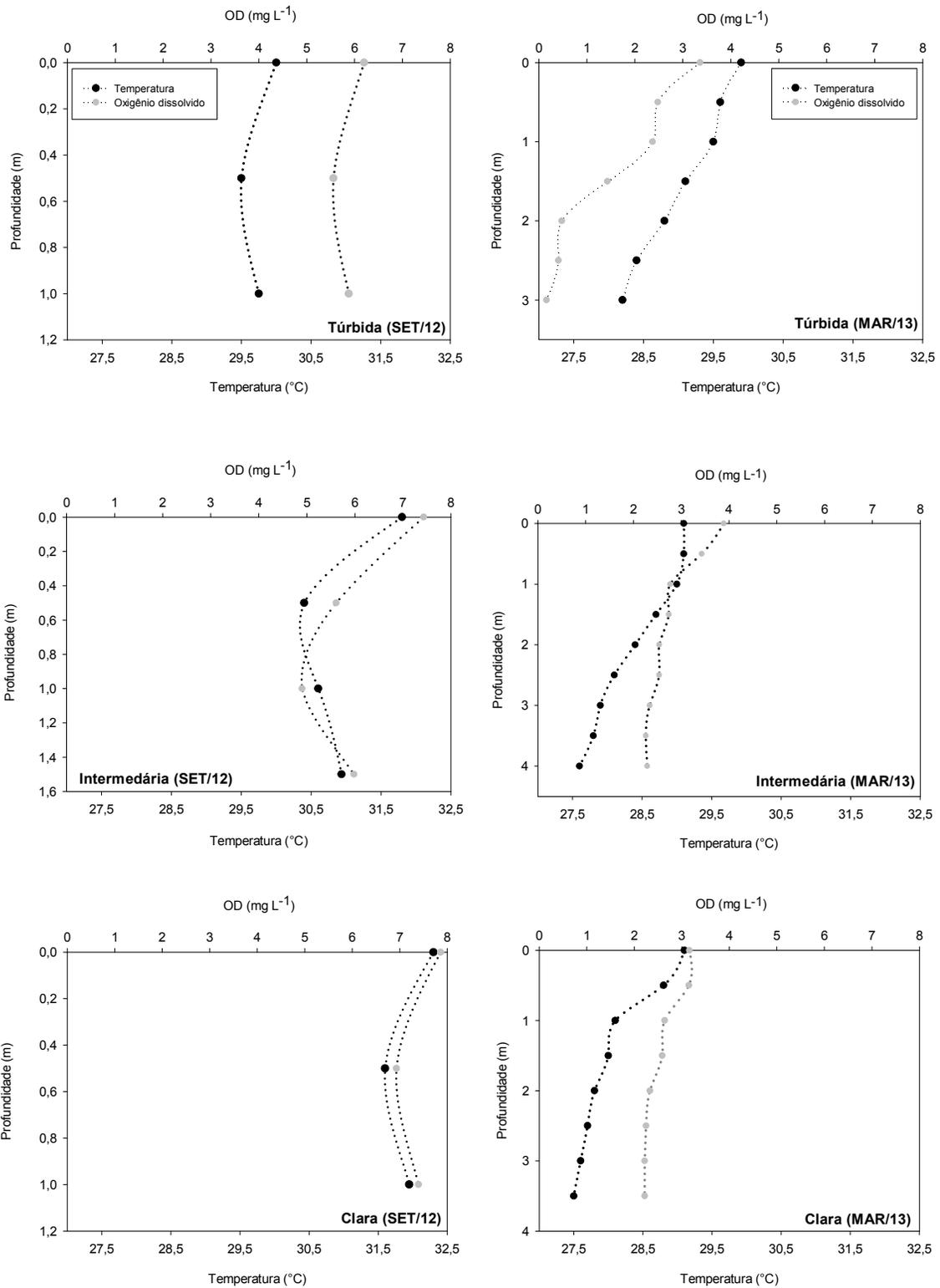


Figura 11. Perfis de temperatura e oxigênio dissolvido nos diferentes compartimentos da lagoa nos períodos de águas baixas (setembro de 2012) e águas altas (março de 2013).

3.2. Variação espacial e temporal do fluxo de CO₂

Os fluxos de CO₂ variaram de -4,95 mmol m⁻² d⁻¹ a 282 mmol m⁻² d⁻¹ nos períodos amostrados e diferenças significativas foram observadas entre os períodos de amostragem, com maiores valores médios nas águas altas (142 ± 40 mmol m⁻² d⁻¹) e menores nas águas baixas (2,3 ± 11,5 mmol m⁻² d⁻¹) (Figura 12). Fluxos negativos representam sequestro de CO₂ pela coluna d'água.

Espacialmente, diferenças significativas foram observadas entre as regiões túrbida e clara. Nas águas baixas (Figura 13) os valores médios do fluxo de CO₂ foram significativamente maiores nas proximidades do rio Mutum (região clara, 6,8 ± 7,5 mmol m⁻² d⁻¹) e menores na zona túrbida e intermediária da lagoa (0,81 ± 2,6 e -0,86 ± 1,1 mmol m⁻² d⁻¹, respectivamente). Vale ressaltar ainda que, apesar da entrada da lagoa Chacororé se localizar na área túrbida da lagoa, os fluxos de CO₂ foram semelhantes ao encontrado na área sob influência do Rio Mutum. No período de águas altas (Figura 13), a lagoa Sinhá Mariana também apresentou maiores valores nas regiões influenciadas pelas águas claras do rio Mutum e na entrada da lagoa Chacororé, porém com valores mais elevados. A tabela 5 apresenta os valores médios e medianos por área, bem como as diferenças estatísticas.

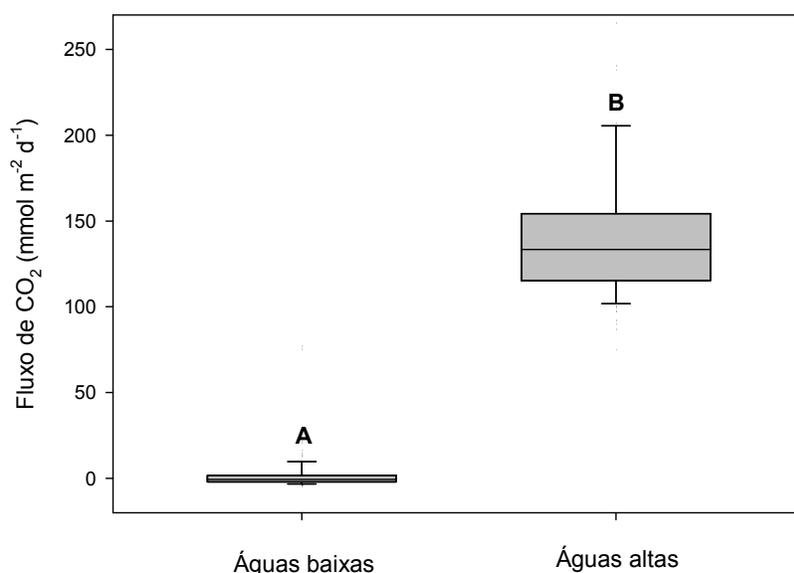


Figura 12. Boxplot do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) nos períodos de águas baixas e águas altas. As letras A e B representam diferenças significativas das médias através de teste estatístico (ANOVA ONE-WAY).

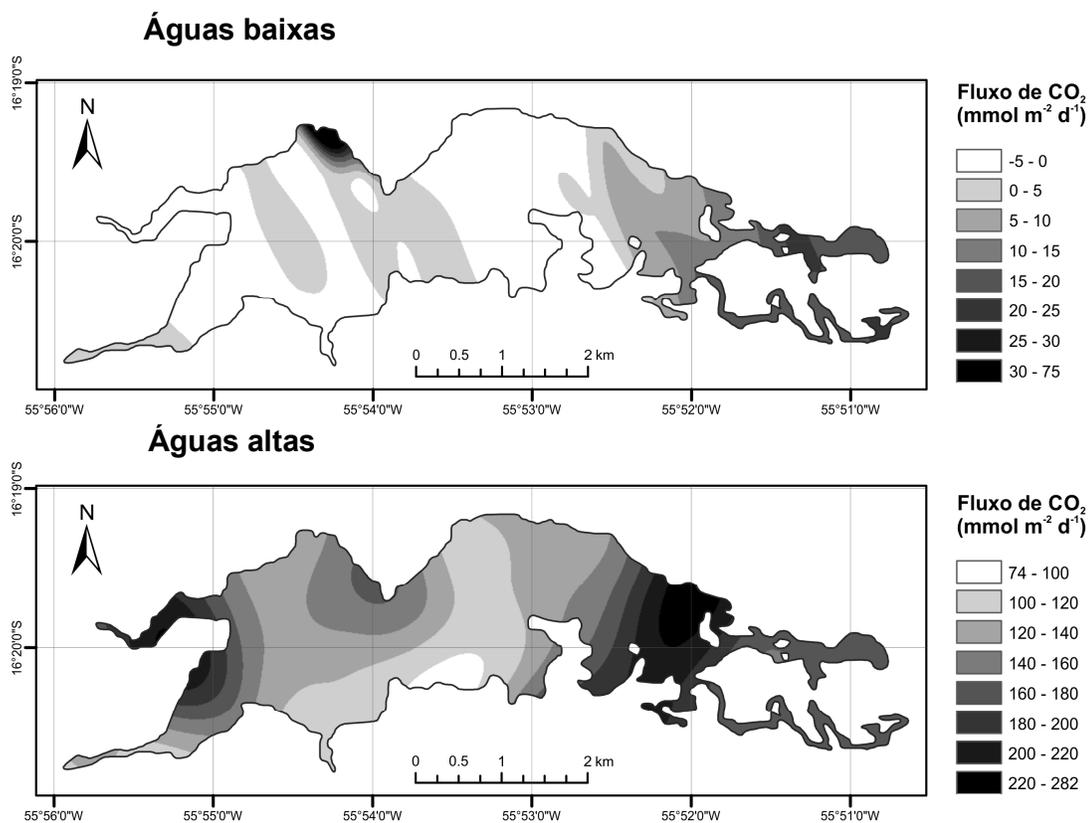


Figura 13. Mapa da variação espacial do fluxo de CO₂ expresso por um gradiente de cor obtido a partir de interpolação dos dados medidos utilizando os procedimentos estatísticos da krigagem ordinária, nos períodos de águas baixas e águas altas.

Tabela 5. Médias e medianas observadas para o fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) nos períodos de águas baixas (AB) e águas altas (AA). Letras iguais indicam diferenças não significativas.

Área	Período	Fluxo CO ₂ (média ± dp)	Mediana	ANOVA (Tukey, p < 0,05)
Túrbida (n = 55)	AB	-0,8 ± 2,6	-1,4	A
Intermediária (n = 27)	AB	-0,9 ± 1,2	-0,6	A
Clara (n = 22)	AB	6,6 ± 7,5	7,6	B
Túrbida (n = 53)	AA	143,7 ± 37,7	136	C
Intermediária (n = 26)	AA	115,5 ± 21,7	110	D
Clara (n = 19)	AA	175,1 ± 41,7	165	E

3.3. Variação espacial do fluxo de CH₄

○ Fluxo Difusivo

Os valores dos fluxos obtidos através das câmaras e a partir dos cálculos da Lei de Fick em cada estação de coleta estão representados na tabela 6. Em todos os casos os valores encontrados nas câmaras foram superiores aos observados pela Lei de Fick (ANOVA, Tukey; $p < 0,05$). O fluxo calculado pela Lei de Fick teve fraca correlação com a emissão medida pelas câmaras estáticas ($n=10$, $r^2 = 0,52$; $p < 0,05$) (Figura 14). Provavelmente, a baixa correlação entre os fluxos medidos com as câmaras estáticas e os calculados pela lei de Fick ocorreu porque, embora sejam regulados pela diferença da concentração de gás encontrado na água e na atmosfera, os fluxos por difusão são também dependentes de outros fatores externos que não são levados em consideração pela Lei de Fick (Ver em Discussão). Por este motivo, todos os fluxos difusivos apresentados nesta dissertação são baseados nos mensurados a partir das câmaras.

Tabela 6. Fluxos de CH₄ difusivo obtidos através das câmaras (CA) e a partir dos cálculos da Lei de Fick (Fick) em cada estação de coleta.

Estação	Fluxo de CH ₄ CA (mmol m ⁻² d ⁻¹)	Fluxo de CH ₄ Fick (mmol m ⁻² d ⁻¹)
P1	1,98	0,27
P2	2,61	0,83
P3	2,40	0,75
P4	1,19	0,10
P5	2,04	0,56
P6	0,91	0,21
P7	1,35	0,03
P8	1,09	0,40
P9	0,80	0,35
P10	0,89	0,36

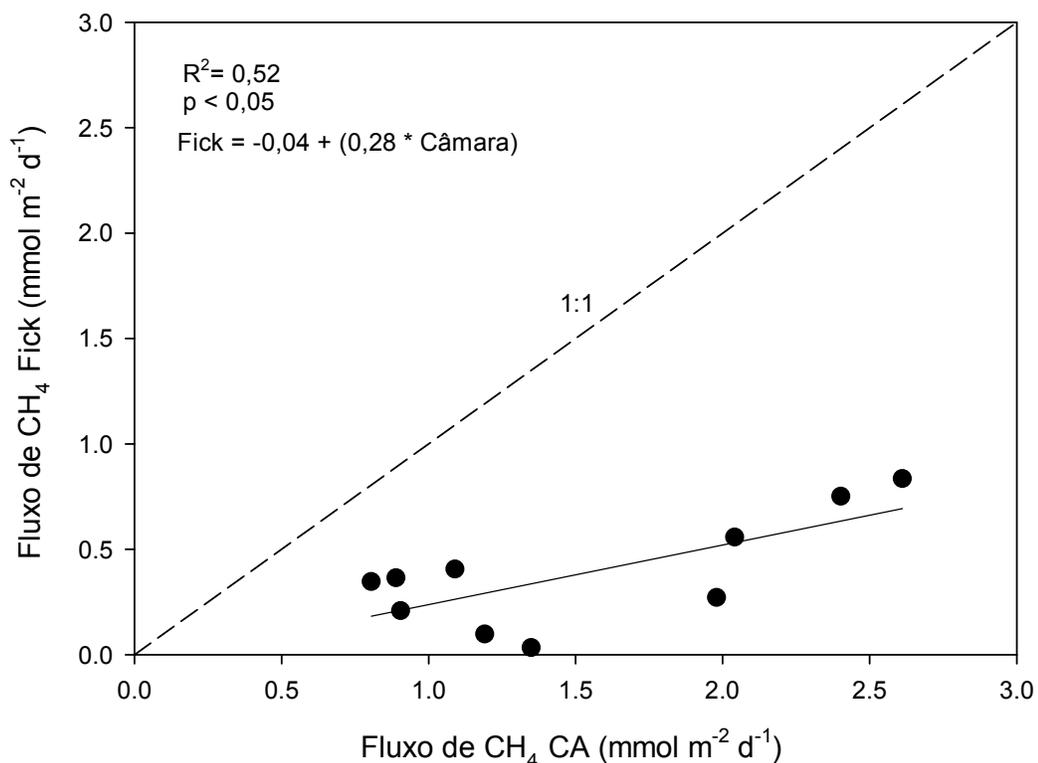


Figura 14. Relação entre os fluxos e CH₄ medidos diretamente nas câmaras (CA) com as calculadas pela lei de Fick. A linha pontilhada mostra a relação linear 1:1 esperada entre as duas variáveis.

Todos os fluxos difusivos de CH₄ foram positivos, variaram de 0,8 mmol m⁻² d⁻¹ a 2,61 mmol m⁻² d⁻¹ entre as regiões amostradas e diferenças significativas foram observadas entre as regiões túrbida e clara, com fluxo médio global de $1,53 \pm 0,67$ mmol m⁻² d⁻¹. Os fluxos apresentados na figura 15 são constituídos pelas médias dos fluxos obtidos pelas 3 câmaras em cada estação depois do tempo final de 30 minutos. Os maiores valores médios foram observados na área de influência das águas túrbidas do rio Cuiabá e os menores na área de influenciada pelo rio Mutum (ANOVA, Tukey; $p > 0,05$) (Figura 16).

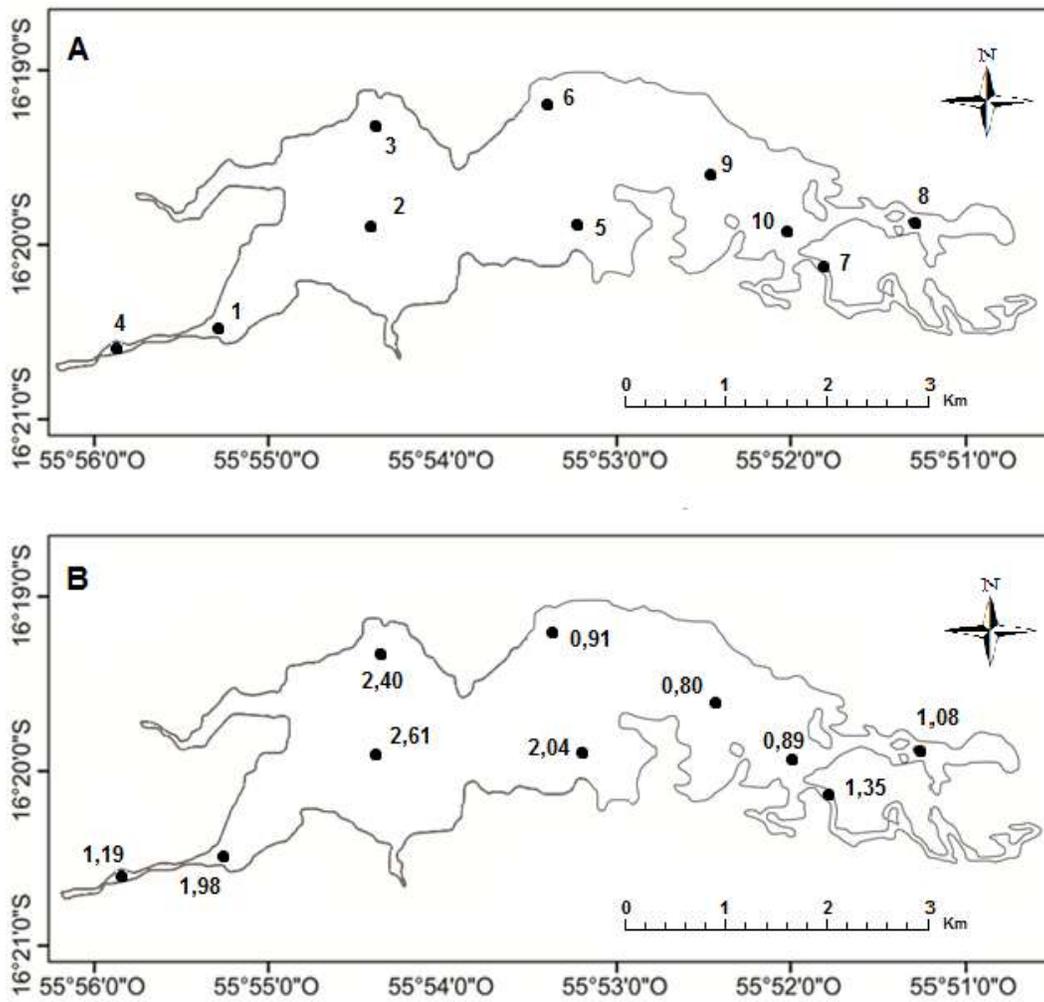


Figura 15. Estações de coleta de CH₄ difusivo (A) e (B) seus respectivos fluxos (mmol m⁻² d⁻¹) médios no final da amostragem de 30 minutos.

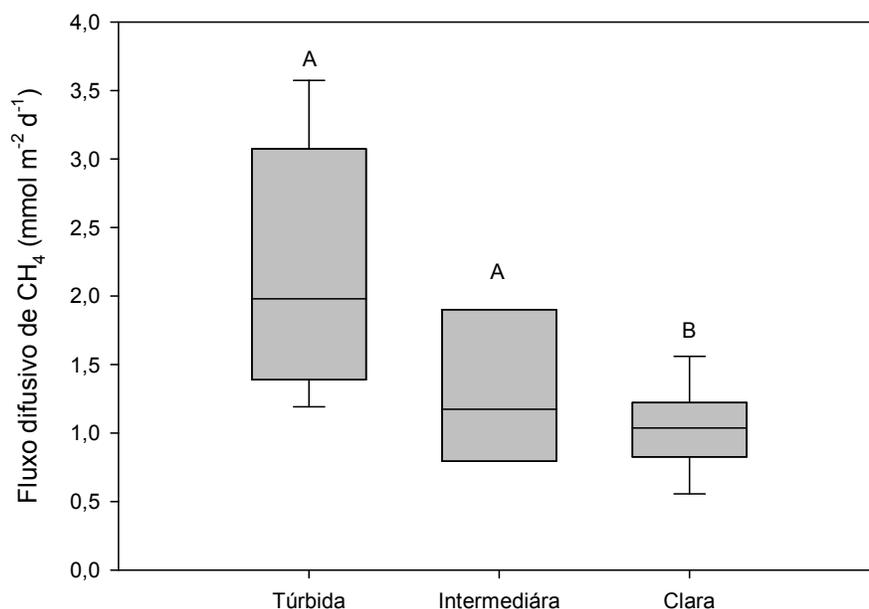


Figura 16. Boxplot do fluxo de CH₄ difusivo (mmol m⁻² d⁻¹) e comparação das médias através de teste estatístico (ANOVA ONE-WAY). Letras diferentes representam diferenças estatísticas.

○ Fluxo Ebulitivo

Diferentemente do fluxo difusivo, o fluxo ebulitivo de CH₄ apresentou valores maiores, além de uma maior variabilidade (de 0 a 16,85 mmol m⁻² d⁻¹). Os maiores valores médios foram nos transectos T1 e T2 (5,6 ± 5,8 e 12,1 ± 5,8 mmol m⁻² d⁻¹, respectivamente) localizados na região de águas túrbidas e os menores valores no transecto T5 (1,49 ± 1,1 mmol m⁻² d⁻¹) localizado na área de influência das águas claras do rio Mutum (Figura 17). Relação indireta significativa entre os fluxos por bolhas e a profundidade do local da coleta foram observadas (n= 20, r = 0,92 p < 0,05), com uma faixa de profundidade variando entre 1 e 4 metros (Figura 18a e 18b).

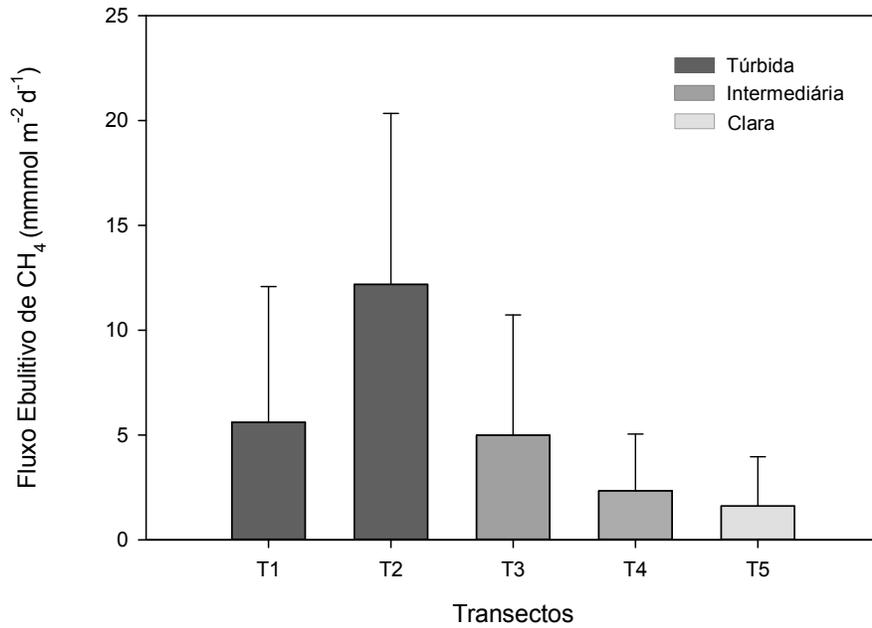


Figura 17. Fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) nos transectos amostrados. Os transectos T1 e T2 estão localizados na região túrbida da lagoa, os transectos T3 e T4 na região intermediária e o transecto T5 na região clara.

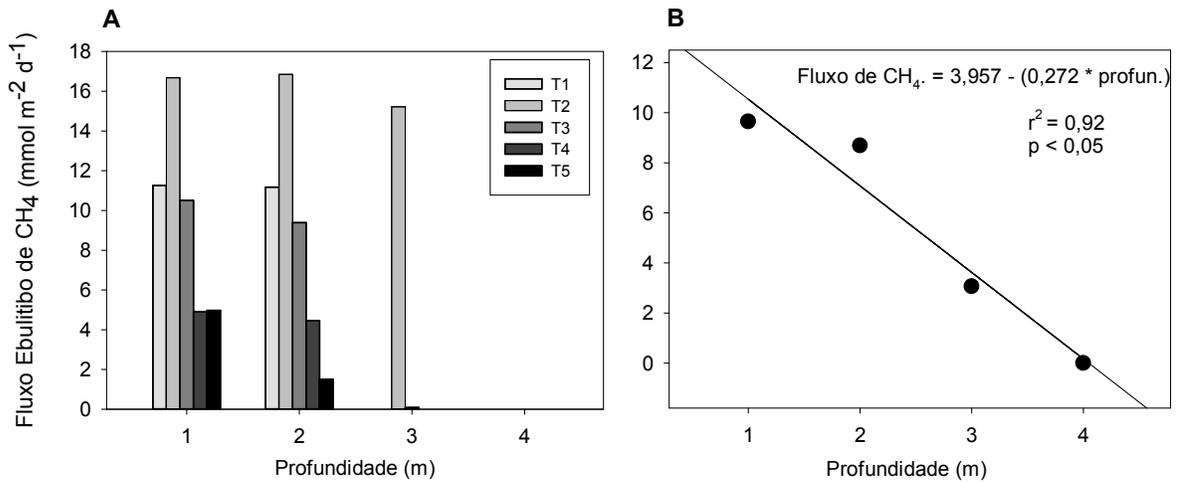


Figura 18. (A) Fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) nos transectos em relação à profundidade. (B) Relação entre o fluxo ebulitivo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) e a profundidade (m).

○ Fluxo total de CH₄

O fluxo total de CH₄ médio (n=30) foi de $6,9 \pm 6,25 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (mediana de $1,4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Entre os compartimentos, os maiores valores médios foram observados na região de maior turbidez da lagoa ($10,9 \pm 6,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), seguido pela região intermediária ($5,1 \pm 3,9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) e pela região influenciada por águas claras ($2,5 \pm 1,4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). A análise de variância (ANOVA) e a aplicação do teste de Tukey indicaram diferenças significativas entre a região túrbida em relação à região intermediária e clara (Figura 19). A ebulição foi o principal processo de emissão de CH₄, responsável por 78% do fluxo total. Levando em consideração os compartimentos, a emissão de CH₄ por ebulição foi responsável por 81% na região túrbida, 71% na região intermediária e 59% na região de águas claras (Figura 20)

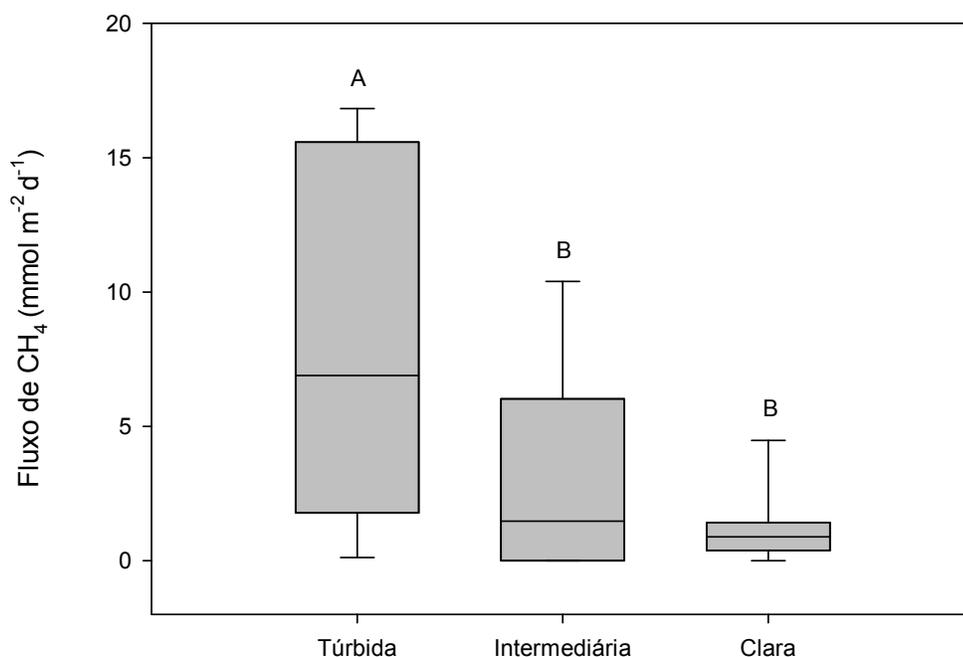


Figura 19. Boxplot representando o fluxo de CH₄ total ($\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) nas diferentes regiões da lagoa Sinhá Mariana no período de águas altas. Letras diferentes representam diferenças estatísticas.

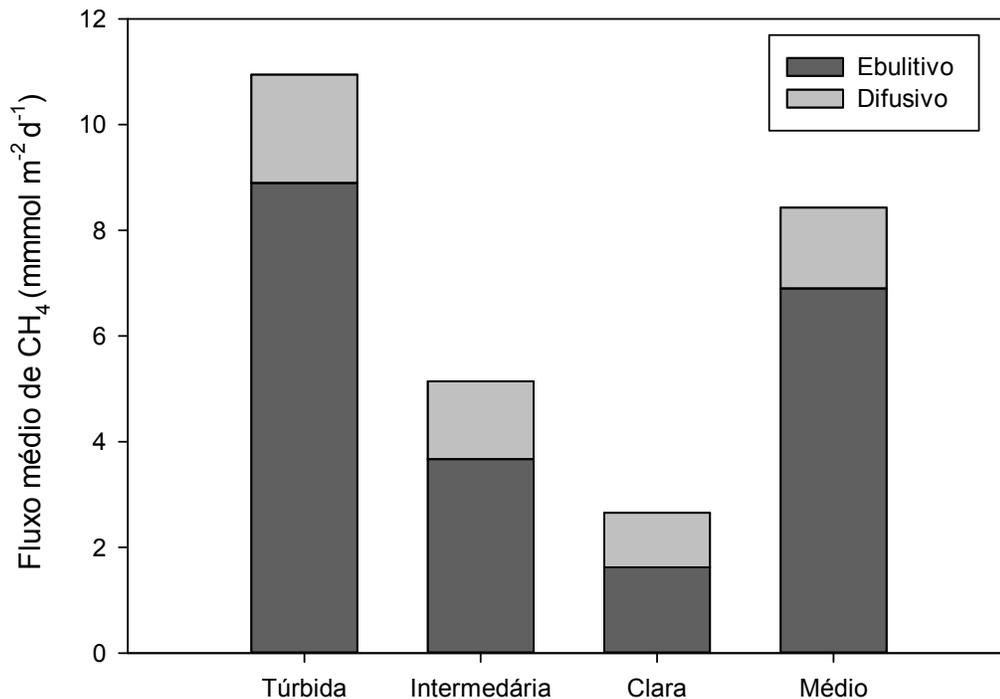


Figura 20. Contribuição do fluxo ebulitivo e difusivo de CH₄ para o fluxo total de CH₄ nas diferentes regiões da lagoa Sinhá Mariana.

3.4. Regressões

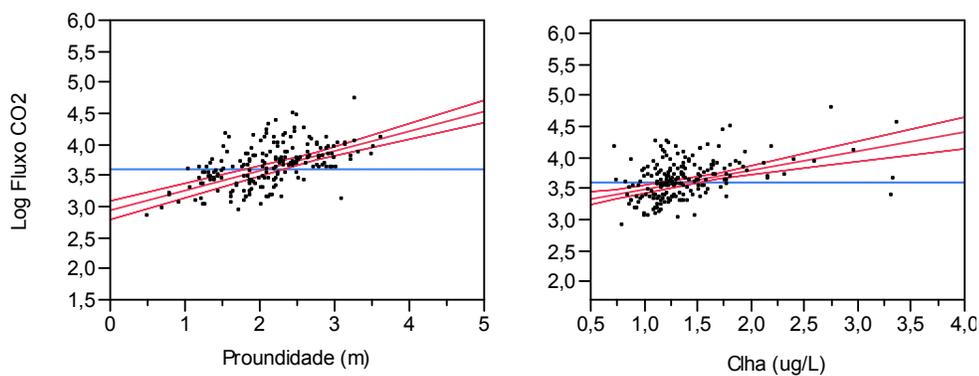
A existência de relações entre os fluxos de CO₂ e CH₄ e as variáveis ambientais e limnológicas medidas foram investigadas através de regressões múltiplas.

A tabela 7 mostra as variáveis selecionadas pela regressão Stepwise com base nos fluxos de CO₂ nos períodos de águas altas e águas baixas. As variáveis: profundidade ($r^2 = 0,94$; $p < 0,0001$), clorofila *a* ($r^2 = 0,95$; $p < 0,0001$), condutividade ($r^2 = 0,95$; $p = 0,0001$) e vento ($r^2 = 0,95$; $p = 0,0149$), estiveram positivamente correlacionados com o fluxo de CO₂. Já o oxigênio dissolvido ($r^2 = 0,84$; $p < 0,0001$) e a turbidez ($r^2 = 0,92$; $p < 0,0001$), estiveram negativamente correlacionados (Figura 20). Conjuntamente essas variáveis explicam 96% do fluxo de CO₂ no período estudado (Figura 21), regida pela equação 21 do modelo gerado.

$$\text{Fluxo de } CO_2 = 4,44 + (0,28 \cdot \text{prof.}) + (0,36 \cdot \text{Chla}) + (0,007 \cdot \text{Cond.}) + (-0,01 \cdot \text{Turb.}) + (-0,34 \cdot \text{OD}) + (0,06 \cdot \text{Vento}) \quad (\text{Eq. 21})$$

Tabela 7. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, , carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise. Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r^2 é o coeficiente de determinação. O software JMP não informa o r^2 das variáveis não selecionadas.

Parâmetros	r^2	p
Temp. água (°C)	-	0,3
Profundidade (m)	0,94	< 0,0001
Pluviosidade (mm)	-	0,2
Clha (ug/L)	0,95	< 0,0001
Condutividade (uS/cm)	0,95	0,0001
Turbidez (NTU)	0,92	< 0,0001
pH	-	0,44
OD (mg/L)	0,84	< 0,0001
Vento (m/s)	0,95	0,0149
DOC (mg/L)	-	0,15
NT (µgN/L)	-	0,68
PT (µgP/L)	-	0,14



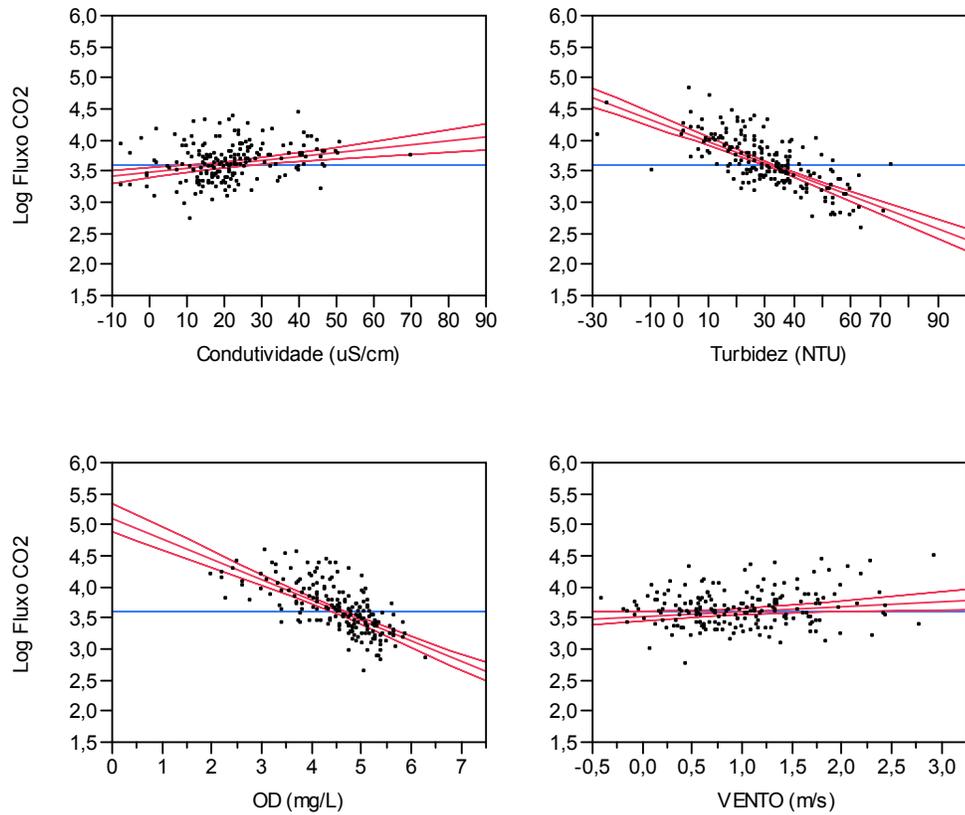


Figura 21. Regressões entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis seleccionadas pela regressão Stepwise no período estudado. A linha pontilhada azul representa a média.

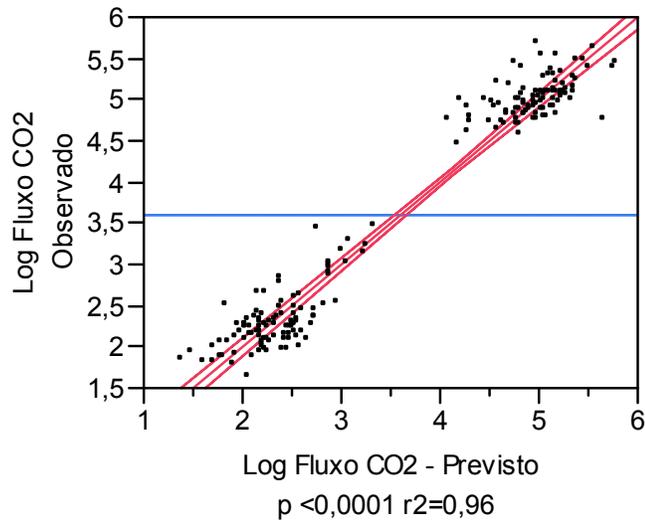


Figura 22. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo. Onde p = nível de significância e r² = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média.

Também foram realizadas regressões múltiplas para observar a relação do fluxo de CO₂ com as variáveis ambientais e limnológicas em cada período hidrológico. A tabela 8 mostra as variáveis selecionadas pela regressão Stepwise baseado nos fluxos de CO₂ em cada período amostrado (águas baixas e águas altas). A variável clorofila *a* ($r^2 = 0,48$; $p < 0,0001$) esteve positivamente correlacionada com o fluxo de CO₂ nas águas baixas, já a turbidez ($r^2 = 0,52$; $p < 0,0001$), o pH ($r^2 = 0,45$; $p = 0,01$), e o oxigênio dissolvido ($r^2 = 0,61$; $p < 0,0001$) estiveram negativamente correlacionados (Figura 22), conjuntamente, essas variáveis explicam 61% do fluxo de CO₂ no período de águas baixas (Figura 23), regida pela equação 22 do modelo.

Nas águas altas, a temperatura da água ($r^2 = 0,79$; $p < 0,0001$) e o vento ($r^2 = 0,47$; $p > 0,0001$) estiveram positivamente correlacionados com o fluxo de CO₂, já a condutividade ($r^2 = 0,84$; $p < 0,0001$) e o oxigênio dissolvido ($r^2 = 0,73$; $p < 0,0001$) estiveram negativamente correlacionados (Figura 24). Segundo o modelo da regressão múltipla essas variáveis explicam 85% do fluxo de CO₂ nas águas altas (Figura 25), regida pela equação 23 do modelo gerado.

$$\begin{aligned} \text{Fluxo de CO}_2 = & 4,97 + (0,37 \cdot Chla) + (0,02 \cdot Cond.) + (-0,01 \cdot Turb.) + \\ & (-0,24 \cdot pH) + (-0,18 \cdot OD) \end{aligned} \quad (\text{Eq. 22})$$

$$\begin{aligned} \text{Fluxo de CO}_2 = & 4,78 + (0,041 \cdot Temp_{H_2O}) + (-0,11 \cdot Cond.) + (-0,17 \cdot OD) + \\ & (0,30 \cdot Vento) \end{aligned} \quad (\text{Eq. 23})$$

Tabela 8. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, , carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise nos períodos de águas baixas e altas. Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r^2 é o coeficiente de determinação. O software JMP não informa o r^2 das variáveis não selecionadas.

Parâmetros	Águas baixas		Águas Altas	
	r^2	p	r^2	p
Temp. água (°C)	-	0,59	0,79	> 0,0001
Profundidade (m)	-	0,16	-	0,06
Pluviosidade (mm)	-	0,23	-	0,21
Clha (ug/L)	0,48	> 0,0001	-	0,78
Condutividade (uS/cm)	*	0,07	0,84	> 0,0001
Turbidez (NTU)	0,52	> 0,0001	-	0,34
pH	0,45	0,01	-	0,9
OD (mg/L)	0,61	> 0,0001	0,73	> 0,0001
Vento (m/s)	-	0,08	0,47	> 0,0001
DOC (mg/L)	-	0,71	-	0,058
NT ($\mu\text{gN/L}$)	-	0,8	-	0,12
PT ($\mu\text{gP/L}$)	-	0,36	-	0,055

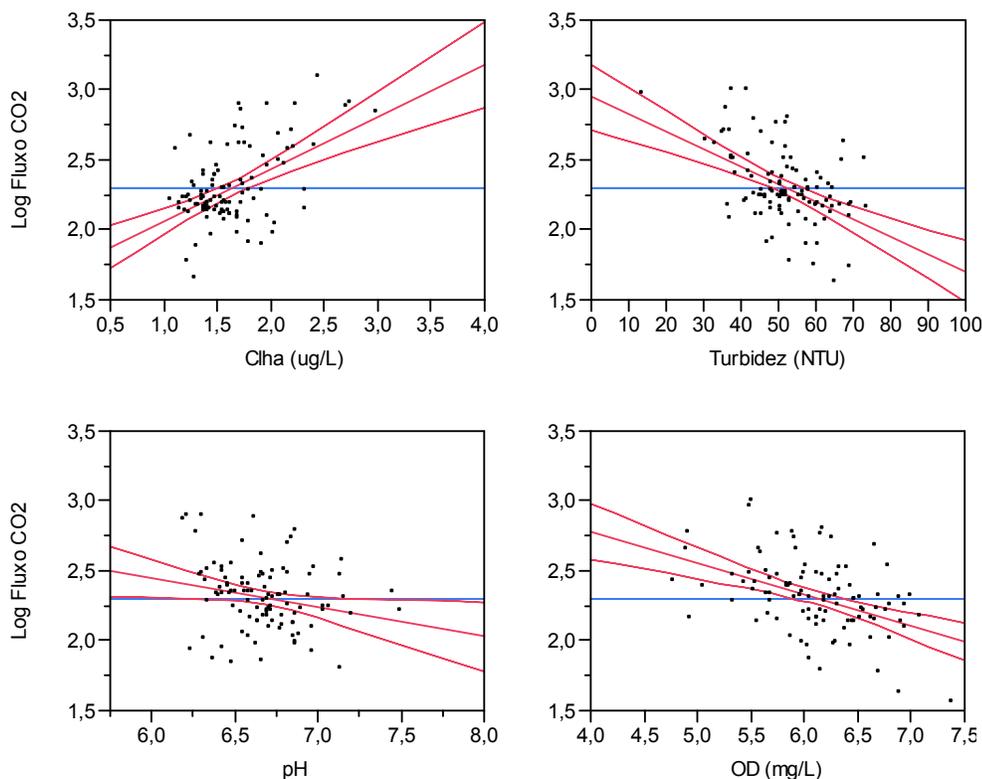


Figura 23. Correlações entre o log do fluxo de CO_2 ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas baixas. A linha pontilhada azul representa a média.

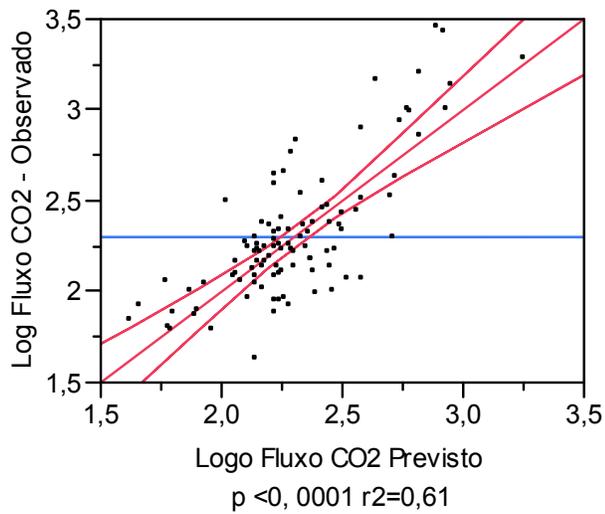


Figura 24. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas baixas. p é o nível de significância e r² é o coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média.

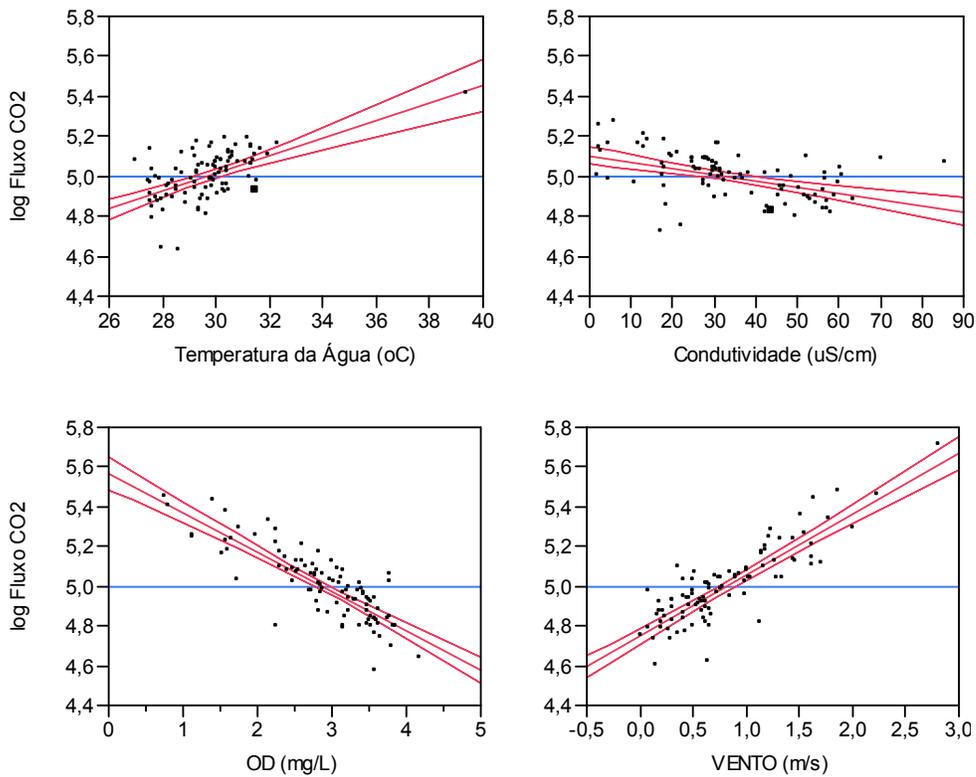


Figura 25. Correlações entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas altas. A linha pontilhada azul representa a média.

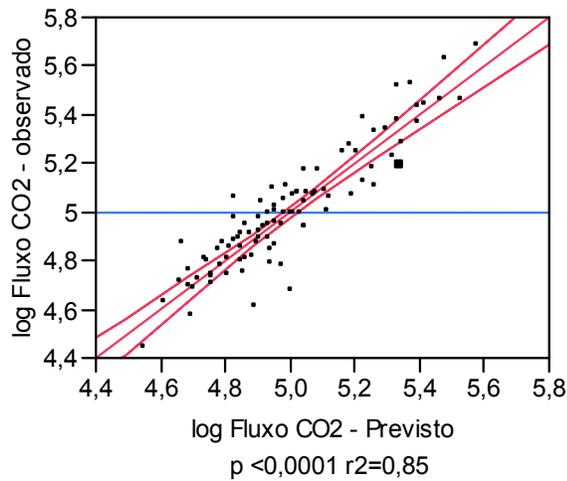


Figura 26. Correlação entre o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o log do fluxo de CO₂ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas altas. p = nível de significância e r^2 = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média.

A relação entre as variáveis ambientais e limnológicas medidas e o fluxo difusivo de CH₄ também foi investigada através de regressões múltiplas. A tabela 9 mostra as variáveis selecionadas pela regressão Stepwise baseado no fluxo de CH₄ estimado no período de águas altas (março/13). A pluviosidade ($r^2 = 0,79$; $p = 0,03$), esteve positivamente correlacionado com o fluxo difusivo de CH₄, já o oxigênio dissolvido ($r^2 = 0,57$; $p = 0,004$), esteve negativamente correlacionado (Figura 26). Conjuntamente essas variáveis explicam 79% do fluxo difusivo de CH₄ no período amostrado (Figura 27), regida pela equação 24 do modelo gerado.

$$\text{Fluxo de CH}_4 = 2,94 + (-0,72 \cdot OD) + (0,03 \cdot \text{Pluviosdidade}) \quad (\text{Eq. 24})$$

Tabela 9. Resultado da seleção das variáveis, temperatura da água, profundidade, transparência, clorofila, condutividade, turbidez, pH, oxigênio dissolvido, carbono orgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total e vento pela regressão Stepwise baseado no fluxo difusivo de CH₄. Variáveis selecionadas estão em negrito, p é o nível de significância e r² é o coeficiente de determinação. O software JMP não informa o r² das variáveis não selecionadas.

Parâmetros	r ²	p
Temp. água (°C)	-	0,53
Profundidade (m)	-	0,99
Pluviosidade (mm)	0,79	0,03
Clha (ug/L)	-	0,1
Condutividade (uS/cm)	-	0,85
Turbidez (NTU)	-	0,99
pH	-	0,22
OD (mg/L)	0,57	0,004
Vento (m/s)	-	0,06
DOC (mg/L)	-	0,87
NT (µgN/L)	-	0,78
PT (µgP/L)	-	0,66

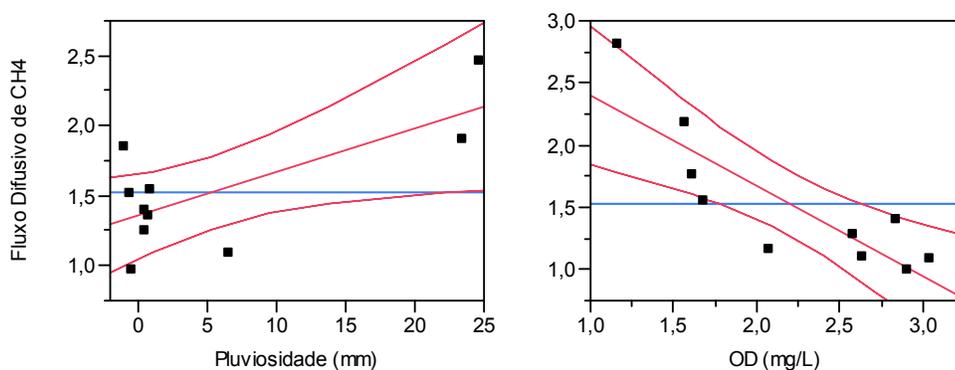


Figura 27. Correlações entre o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) e as respectivas variáveis selecionadas pela regressão Stepwise para o período de águas altas. A linha pontilhada azul representa a média.

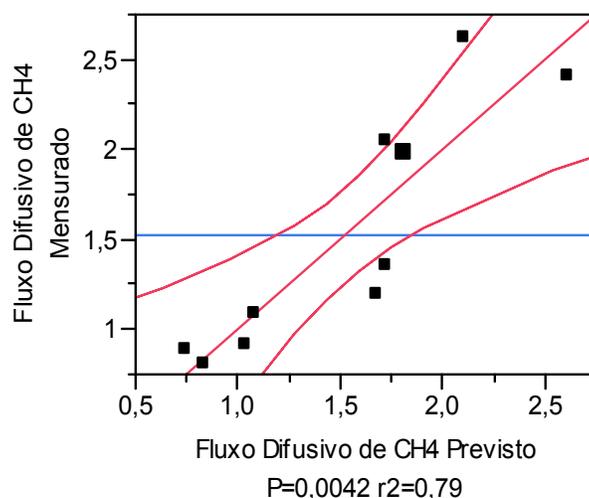


Figura 28. Correlação entre o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) observado e o fluxo de CH₄ (mmol m⁻² d⁻¹) previsto pelo modelo para o período de águas altas. p = nível de significância e r² = coeficiente de determinação. A linha pontilhada azul representa a média.

4. Discussão

4.1. Fluxos de CO₂ e CH₄

Os resultados deste estudo indicaram uma diferença significativa entre os fluxos de CO₂ nos períodos de águas baixas e altas, assim como encontrado por RUDORFF, *et al.* (2011) em uma área alagada na bacia Amazônica. Onde nas águas altas o fluxo de CO₂ foi 1,5 vezes maior que o encontrado no período de águas baixas, entretanto, a diferença encontrada entre os períodos na lagoa Sinhá Mariana foi superior (64 vezes). Segundo HAMILTON, *et al.* (1995), o metabolismo de um ecossistema aquático pantaneiro é, em sua maioria, heterotrófico, pois a soma dos processos que consomem oxigênio dissolvido é maior do que a produtividade de algas e de plantas vasculares submersas, transformando esses ecossistemas em fontes de CO₂ para atmosfera. Entretanto, na lagoa Sinhá Mariana, essa condição heterotrófica foi observado apenas no período de águas altas, com baixas concentrações de oxigênio dissolvido e supersaturação de CO₂ na coluna d'água.

Contrariamente, no período de águas baixas, a maior parte da lagoa Sinhá Mariana apresentou condições autotróficas, com uma coluna d'água oxigenada, sequestrando CO₂ da atmosfera. Sequestro de CO₂ nas águas baixas foi também observado por PINTO-SILVA e GIRARD (2001) nos lagos Buritizal e Recreio, localizados no Pantanal Norte. Essa diferença de metabolismo e dos fluxos provavelmente está ligada ao pulso de inundação. No período de águas altas o entorno da lagoa é inundado, favorecendo a entrada de material alóctone no sistema e, dessa maneira, aumentando a disponibilidade de matéria orgânica para ser respirada pela biota. Por outro lado, nas águas baixas, a lagoa sofre menos influência dos rios Cuiabá e Mutum, propiciando menor contribuição de matéria orgânica alóctone e menores níveis de turbidez, melhorando as condições para produtividade primária do fitoplâncton e das macrófitas submersas (*Egeria najas*; Huszar - comunicação pessoal) e, conseqüentemente, menores concentrações de CO₂ na coluna de água.

Estes dados são importantes para observar a significativa diferença entre os períodos hidrológicos, salientando a necessidade de se considerar essas diferenças em extrapolações espaços-temporais de emissão de CO₂ para o bioma Pantanal.

Em relação ao fluxo de CH₄, os valores médios do fluxo difusivo de CH₄ (1,5 mmol m⁻²d⁻¹) encontrados neste estudo foram próximas aos fluxos encontrados por MARANI (2007) no período de águas altas em um estudo em áreas alagadas no Pantanal Sul (1,1 mmol m⁻²d⁻¹). Entretanto, os fluxos encontrados no presente trabalho foram inferiores àqueles citados pelo mesmo estudo para o período de águas baixas (0,6 mmol m⁻²d⁻¹) e por BASTVIKEN, *et al.* (2010) que registraram para o mesmo período um fluxo médio de 0,7 mmol m⁻²d⁻¹ em expedições pelo Pantanal. Provavelmente, essa diferença está ligada ao período hidrológico em que o fluxo foi estimado. Valores superiores dos fluxos nas águas altas podem estar relacionados a uma maior profundidade e conseqüente maior pressão hidrostática, dificultando a chegada das bolhas de CH₄ oriundas do sedimento à atmosfera e aumentando a sua dissolução na coluna d'água (DELSONTRO, *et al.* 2010). E, baixas concentrações de oxigênio dissolvido na coluna d'água que proporcionam condições favoráveis à metanogênese e desfavoráveis para a metanotrofia (BASTVIKEN, *et al.* 2008).

Outro ponto importante acerca do fluxo difusivo de CH₄ foi à diferença entre os fluxos obtidos pela Lei de Fick e pelas câmaras estáticas. Uma correlação fraca entre as duas metodologias foi observada, com maiores fluxos obtidos pelas câmaras estáticas. Basicamente, o fluxo de gases entre a interface água-atmosfera é dependente da diferença nas concentrações do gás dissolvido encontrado na coluna d'água e na atmosfera. Entretanto, outros fatores externos podem afetar significativamente esse fluxo. A turbulência da coluna d'água parece ser um dos principais fatores controladores do fluxo de gases dissolvidos na interface água-atmosfera (ZAPPA, *et al.* 2007). O vento, a precipitação e a velocidade da corrente podem afetar diretamente a turbulência da coluna d'água (BORGES, *et al.* 2004, GUERIN, *et al.* 2007, WANNINKHOF 1992). No caso do lago Sinhá Mariana, a turbulência da coluna d'água pode ser um dos principais fatores controladores do fluxo de gases dissolvidos na interface água-atmosfera, pois uma grande corrente de água foi observada na superfície da lagoa devido à influência da entrada do rio Mutum no sistema, principalmente nas águas altas. Entretanto, como não existem estudos sobre a hidrodinâmica do lago Sinhá Mariana, o cálculo da velocidade de troca gasosa (k_{600}) usado na fórmula de fluxo de gases dissolvido pela lei de Fick leva em consideração apenas a turbulência provocada pela velocidade do vento. Portanto, apenas 28% do fluxo difusivo de CH₄ são explicados pela turbulência promovida pelo vento, o restante pode ser influência de outros fatores que controlam a turbulência na superfície d'água, como a precipitação e a dinâmica da corrente de entrada do rio no sistema.

Apesar da estimativa do fluxo de CH₄ ter sido executada apenas no período de águas altas. De maneira geral, a contribuição do fluxo oriundo das bolhas de CH₄ (78%) e o fluxo total de CH₄ (6,85 mmol m⁻² d⁻¹) foram semelhantes ao encontrado por MARANI (2007), que estimou o fluxo de CH₄ tanto nas águas baixas como nas águas altas, e por BASTVIKEN, *et al.* (2010) que estimou o fluxo apenas no período de águas baixas. A contribuição do fluxo ebulitivo encontrada por MARANI (2007) foi entre 67% e 90%, com o fluxo médio total de 7,25 mmol m⁻² d⁻¹, e ao comparar os fluxos ebulitivo e total entre os períodos (águas baixas e altas), não foi identificada variação significativa. BASTVIKEN, *et al.* (2010) encontraram uma contribuição de 90% do fluxo ebulitivo e uma média total do fluxo de 8,8 mmol m⁻² d⁻¹ com amostragem

apenas nas águas baixas. A semelhança dos valores de fluxos entre os períodos amostrados sugerem que, diferentemente do CO₂, o fluxo ebulitivo e total de CH₄ parece não variar muito ao longo dos períodos hidrológicos no Pantanal.

4.2. Características das águas de Sinhá Mariana e fluxo de GEE

A lagoa Sinhá Mariana, apesar de apresentar apenas 11 km², possui um significativo gradiente de turbidez. Isso é possível, pois a lagoa está conectada com rios que possuem águas com características distintas. Segundo, Pinto e Silva (1980), a lagoa é conectada com as águas túrbidas do rio Cuiabá e no lado oposto, com as águas pretas do rio Mutum, entretanto é sabido que essa classificação da cor da água levando em consideração suas características físico-químicas foi realizada por Sioli (1956 & 1984) para os sistemas localizados na bacia Amazônica, dividindo-os em rios de água preta, rios de água branca e rios de água clara. Embora essa classificação esteja clara para os sistemas amazônicos, uma classificação para os tipos de águas dos sistemas pantaneiros ainda não foi definida (Huszar - comunicação pessoal).

De acordo com nossos dados, as águas do rio Cuiabá possui características semelhantes às águas brancas da bacia Amazônica, nossos resultados indicaram alto valor de turbidez, condutividade, nutrientes e um pH neutro. Em contraste, as águas oriundas do Rio Mutum, apresentaram baixos teores de material suspenso e dissolvido e, como consequência disso, uma baixa turbidez e alta transparência. Portanto, diferentemente do trabalho de PINTO-SILVA (1980) que considera a água do rio Mutum como águas pretas, decidimos aqui, nomeá-las como águas claras, pois suas características limnológicas são mais próximas a este tipo de água encontrada na bacia Amazônica. Pois, além da alta transparência, não foi observado alto teor de substâncias húmicas (Loverde, dados não publicados) e, comparando com a parte túrbida da lagoa, o teor de substâncias húmicas foi próximo em ambas as regiões. Por fim, outra característica que aproxima às águas do rio Mutum com as águas claras descritas por Sioli foi a faixa observada do pH; águas claras da bacia amazônica possuem águas ligeiramente ácidas com pH variando de 5 a

7, a faixa do pH do rio Mutum variou nos períodos amostrados variou de 5,3 a 6,8.

Fluxos de GEE em sistemas com diferentes tipos de águas são pouco conhecidas, escassos estudos mostram a relação da hidrologia dos rios com as emissões de GEE. SAWAKUCHI, *et al.* (2014) avaliaram a emissão de CH₄ em diversos rios da bacia amazônica com diferentes tipos de água. Os autores encontraram diferença significativa entre as águas claras (média 4,6 mmol m⁻² d⁻¹) em relação aos rios de água branca (0,7 mmol m⁻² d⁻¹) e água preta (0,4 mmol m⁻² d⁻¹), que foram estatisticamente semelhantes. Em contrapartida, os resultados desta dissertação sugerem menores fluxos de CH₄ em ambientes com águas claras em relação a ambientes com águas turbidas. De maneira semelhante, alguns estudos da emissão de metano em florestas alagáveis da bacia do rio Negro (BELGER, *et al.* 2011, MELACK, *et al.* 2004, ROSENQVIST, *et al.* 2002) e em lagos amazônicos de águas claras (FIGUEIREDO-BARROS 2008) também encontraram fluxos inferiores aos encontrados nas várzeas do rio Solimões (águas com alta turbidez) (CICERONE e OREMLAND 1988, DEVOL 1994).

A comparação das emissões em ambientes com diferentes tipos de águas parece ser relevante. Uma vez que, o aumento da amostragem desses sistemas pode ajudar a melhorar as estimativas de emissão de CH₄ regionais e globais. Além disso, esse conhecimento ainda pode ser útil para contribuir para o melhor entendimento dos fatores que controlam os fluxos de CO₂ e CH₄.

4.3. Fluxos de CO₂ e CH₄ no gradiente de turbidez

Como dito anteriormente, a lagoa Sinhá Mariana possui um significativo gradiente de turbidez, resultando numa grande heterogeneidade ao longo de sua área. O fluxo de CO₂ e CH₄ variou significativamente nesse gradiente de turbidez, sendo encontrado um padrão inverso entre fluxos. O fluxo de CO₂ foi maior quando a turbidez era menor e o fluxo de CH₄ foi maior quando turbidez era maior. A variabilidade espacial dentro do lago pode ser mais importante do que as diferenças entre lagos no Pantanal (BASTVIKEN, *et al.* 2010).

Nas águas baixas a maior parte da lagoa se portou como um sumidouro de CO₂, sendo a produtividade primária das regiões turbida e intermediária maior que a respiração planctônica (Huszar, dados não publicados), enquanto a região influenciada por águas claras se portou como fonte de CO₂ para atmosfera. Nas águas altas, o fluxo de CO₂ também foi significativamente maior na região influenciada pelas águas claras do rio Mutum e menores no restante da lagoa, porém os valores registrados foram superiores aos encontrados no outro período e não foi observado sequestro de CO₂ em nenhuma região da lagoa. Já o fluxo de CH₄, nessa mesma época, na região de águas turvas, foi 4,3 vezes maior do que o fluxo na região de águas claras e 2 vezes maior em relação à região intermediária. Portanto, o fluxo de CO₂ foi significativamente maior na região de águas claras da lagoa e o CH₄ apresentou uma dinâmica inversa, com maiores fluxos na região turbida.

Os maiores valores de fluxo de CH₄ na região com influência das águas turvas, provavelmente está ligado à quantidade de material em suspensão encontra naquela região da lagoa e a disponibilidade de oxigênio na coluna d'água. Analisando o perfil de oxigênio das águas altas realizado durante o período de coleta, foi observada hipoxia na coluna d'água em todas as regiões da lagoa. Entretanto, apenas o hipolimnio da região turbida encontrava-se anóxico no momento da coleta. Uma vez que a metanogênese é intensificada na ausência de oxigênio dissolvido, o fluxo de CH₄ foi maior na região anóxica. Este mesmo padrão já foi observado por BALLESTER e DOS SANTOS (2001) no sudeste do Brasil e por DEVOL, *et al.* (1988) na Amazônia. Além disso, a contribuição do fluxo por bolhas na região turbida foi de 81%, enquanto na região clara, onde o oxigênio poderia estar limitando a metanogênese, foi de apenas 59%. Outro fator que deve ser destacado, é que a respiração aeróbica do sedimento foi significativamente maior na região de águas claras se comparado com a região turbida (24,55 mgC m⁻² h⁻¹ e 11,47 mgC m⁻² h⁻¹, respectivamente; (CARDOSO 2014). Os dados sugerem que, a respiração aeróbica foi maior na região clara (maior produção de CO₂) e a respiração anaeróbica (maior produção de CH₄) foi maior na região turbida.

A anoxia observada próximo ao sedimento da região de águas turvas, provavelmente estava relacionada com a presença do material em suspensão nesta região. A maior concentração de material em suspensão contribui

potencialmente com a estratificação térmica e química da coluna d'água. Além disso, a disponibilidade de luz no fundo é um fator limitante para a produtividade primária, e esta, ficou restrita ao primeiro metro de profundidade na região turbida. A atenuação da luz pelo material em suspensão limita a zona eufótica a uma pequena fração da coluna d'água, de modo que a limitação da luz é um dos principais fatores que controlam a produção fitoplanctônica (CLOERN 1987). De fato, a transparência da coluna d'água foi menor na região turbida o que pode ter propiciado condições anóxicas no fundo. Em contra partida, a luz parece ter atingido toda a coluna na região intermediária e clara da lagoa, propiciando uma coluna de água homogênea e oxigênica.

Outro fator que pode estar relacionado com a anoxia encontrada na região turbida é a qualidade da matéria orgânica disponível para a decomposição. Segundo NEDWELL (1984), a metanogênese pode ser intensamente limitada pela natureza refratária da matéria orgânica, pois esse processo consome substratos orgânicos de pequeno tamanho molecular (ZINDER 1993). A região turbida da lagoa está conectada com a maior parte da área de drenagem da planície de inundação (bacia hidrográfica do Rio Cuiabá) e dessa maneira, pode-se atribuir uma decomposição da matéria orgânica já na bacia de drenagem que é maximizada pela decomposição na própria lagoa. O uso do solo na bacia de drenagem é, muitas vezes, altamente correlacionado com as concentrações de nutrientes e de algas, conforme foi mostrado em sete reservatórios subtropicais (BURFORD, *et al.* 2007). Uma bacia de drenagem como a do rio Cuiabá, que apresenta grande remoção da vegetação, por exemplo, torna suas margens mais suscetíveis à erosão, aumentando o aporte de material terrestre para o ambiente aquático.

4.4. Fatores que influem na emissão de CO₂ e CH₄

Alguns fatores que poderiam influenciar nas concentrações e nos fluxos de CO₂ e CH₄ foram mensurados conjuntamente. A regressão Stepwise selecionou algumas variáveis ambientais e limnológicas que mais se relacionaram com o fluxo desses gases no período estudado. As variáveis profundidade, clorofila a, turbidez, temperatura, condutividade, oxigênio dissolvido, vento e pH tiveram forte relação com o fluxo de CO₂ e CH₄.

Foi observada uma relação significativa entre a profundidade da coluna d'água e o fluxo de CO₂, com maiores fluxos registrados nas águas altas, período em que o lago se encontrava mais profundo. Isso pode estar relacionado com o efeito do pulso de inundação, onde uma boa parte do entorno da lagoa é inundada aumentando a disponibilidade de matéria orgânica, havendo mais substrato para respiração e decomposição. Em relação ao CH₄, não foram identificadas relações significativas entre a profundidade e o fluxo difusivo de CH₄, entretanto a profundidade mostrou ter influência na liberação de bolhas. BASTVIKEN, *et al.* (2004), registraram relações significativas entre os fluxos e a profundidades em trabalhos com medidas realizadas entre 0,1 a 15 metros, com a taxa de emissão de bolhas e a profundidade da coluna d'água fortemente anti-correlacionadas. KELLER e STALLARD (1994) observaram que a ocorrência de bolhas é menor em locais mais profundos que 9 metros, sendo a pressão hidrostática um dos principais fatores que controlam a liberação dessas bolhas, ou seja, uma maior coluna d'água pode aumentar a pressão hidrostática e impedir a formação e o desprendimento da bolha. A faixa de profundidade amostrada em Sinhá Mariana variou de 1 a 4 metros, porém foi detectado fluxo ebulitivo apenas em locais com profundidade menor que 3 metros. BASTVIKEN, *et al.* (2010) também encontraram relação negativa entre o fluxo de CH₄ e a profundidade, que variou de 0,5 a 3 metros. Entretanto, além da profundidade, os autores citam que à proximidade da margem pode ter sido um fator importante, devido à maior disponibilidade de matéria orgânica lábil da vegetação aquática.

O vento e a pluviosidade parecem ser dois dos principais fatores que influem na dinâmica da turbulência da superfície da água da lagoa Sinhá Mariana, poucas quantidades de vento e de precipitação podem modificar drasticamente o perfil da coluna d'água. A pluviosidade pareceu não interferir no fluxo de CO₂, porém o vento esteve relacionado positivamente com esse fluxo. Já o fluxo difusivo de CH₄ foi positivamente relacionado com a pluviosidade e não teve relação com a velocidade do vento. O vento e a pluviosidade têm fortes efeitos negativos na estratificação e estabilidade da coluna de água, influenciando a distribuição vertical desses gases. A estratificação pode isolar a camada inferior do lago da atmosfera, impedindo o

equilíbrio e promovendo o consumo de oxigênio e o acúmulo de gases como CO₂ e CH₄ no fundo.

Em alguns sistemas aquáticos, a clorofila *a* é relacionada negativamente com o fluxo de CO₂ (ABRIL, *et al.* 2014, PACHECO, *et al.* 2015), pois algas plantônicas tendem a retirar CO₂ da coluna d'água durante a fotossíntese. Entretanto, foi observada uma relação positiva entre o fluxo de CO₂ e clorofila *a* na lagoa de Sinhá Mariana o que contraria as inferências em estudos prévios. Em geral, lagoas pantaneiras mesmo que possuem organismos fotossintéticos, a forte demanda de oxigênio pela respiração aeróbica pode consumir todo o oxigênio fotossintético, diminuindo a concentração de oxigênio dissolvido e aumentando a concentração de CO₂ (HAMILTON, *et al.* 1995). Os maiores fluxos de CO₂ foram registrados na região de águas claras da lagoa, que possui baixa concentração de material em suspensão e alta disponibilidade de luz, possibilitando um ambiente propício para a comunidade fitoplanctônica, além disso, esse grupo também pode liberar CO₂ através de sua própria decomposição e respiração (FORSBERG 1985). Entretanto, é improvável que elas tenham uma influência significativa sobre as concentrações e fluxos de CO₂ e CH₄. A concentração média de CH₄ e CO₂ na coluna d'água da lagoa nas águas altas foram 11 e 15 vezes maior do que o valor de saturação atmosférica (0,5 uM e 182 uM), respectivamente, indicando uma dominância do metabolismo heterotrófico nesse período. Portanto, provavelmente essa atividade metabólica é sustentada por fontes alóctones de energia, como a matéria orgânica drenada para dentro do sistema.

Embora a condutividade e a turbidez não sejam parâmetros que influenciam diretamente nos fluxos de CO₂, em geral, estas variáveis estiveram correlacionados negativamente com o fluxo de CO₂. Ambas as variáveis são consideradas conservativas e determinísticas para os dois tipos de água em Sinhá Mariana. Como foi observada diferença nos fluxos de CO₂ nos dois tipos de água (turbida e clara), os valores de condutividade e turbidez podem ser usados como forma indireta para estimar o fluxo aproximado de CO₂ em Sinhá Mariana.

O oxigênio dissolvido foi uma das variáveis mais importantes que influenciou o fluxo dos gases estudados nesta dissertação. A presença ou não de oxigênio é um fator fundamental na produção de CO₂ e CH₄, esses gases

são resultado da decomposição da matéria orgânica, o CO₂ na presença de oxigênio e o CH₄ na sua ausência. Na lagoa Sinhá Mariana o oxigênio dissolvido (OD) se relacionou negativamente tanto com o fluxo de CO₂ e CH₄, para o CO₂ era necessário o consumo de OD para a sua produção, já o CH₄ necessitava de ausência de OD para a sua formação.

O pH pareceu não limitar a produção de CH₄. Uma maior produção de CH₄ ocorre entre os valores de pH 6,0 e 7,7 (YANG e CHANG 1998). Nossas observações na lagoa Sinhá Mariana registraram variação entre 5,4 e 7,9 do pH medido próximo à superfície da água. Contudo, cerca de 90% das medidas apresentaram pH entre 6,1 e 7,7 com apenas 9% das medidas inferior a pH 6,0 (que foram observadas na região de águas claras da lagoa). Em geral, a variação do pH ficou dentro da faixa considerada ótima para as metanogênicas. Diferentemente, o pH observado nas águas baixas, principalmente na região influenciadas pelas águas claras se mostrou negativamente relacionado com o fluxo de CO₂, ou seja, maior fluxo de CO₂ em águas mais ácidas. Vale ressaltar, que o pH mais ácidos favorecem a produção de CO₂ (PEDERSEN, *et al.* 2013).

A temperatura influenciou positivamente o fluxo de CO₂ nas águas altas. Este período se caracteriza por se apresentar mais quente em relação ao período de águas baixas. Segundo KOSTEN, *et al.* (2010), temperaturas mais elevadas podem ser favoráveis à produção de CO₂.

Outro fator que poderia influenciar no fluxo de CO₂ e CH₄ era a presença de macrófitas aquáticas (JAIN, *et al.* 2004). Diferenças no fluxo desses gases foram observadas em diversos estudos entre áreas alagadas abertas e áreas cobertas por macrófitas aquáticas, incluindo no Pantanal (BARTLETT, *et al.* 1990, BASTVIKEN, *et al.* 2004, BASTVIKEN, *et al.* 2010, CHRISTENSEN, *et al.* 2003, DEVOL, *et al.* 1988, HAMILTON, *et al.* 1995). De acordo com DEVOL, *et al.* (1988) e CHRISTENSEN, *et al.* (2003), o transporte através da vegetação aquática ocorre quando esta é ligada aos sedimentos pelas raízes e é dependente da densidade de plantas. No Pantanal, a vegetação cobre grandes extensões das áreas alagadas, entretanto na lagoa Sinhá Mariana a vegetação predominante é flutuante (*Eichhornia crassipes*; Huszar – comunicação pessoal), assim a influência de macrófitas aquáticas no transporte desses gases pode ser minimizada.

4.5. Comparação com outros estudos e ambientes e estimativa do fluxo anual de carbono na lagoa Sinhá Mariana

A lagoa Sinhá Mariana, assumindo todas as vias de troca de gases entre a coluna d'água e a atmosfera, emitiu em média $864 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ como CO_2 e $82,2 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ como CH_4 . Baseando nos fluxos de todas as regiões amostradas, sendo CO_2 nos períodos de águas baixas e águas altas e de CH_4 somente nas águas altas, a lagoa emitiu aproximadamente $316 \text{ ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ como CO_2 e $30,1 \text{ ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ como CH_4 . Apesar da estimativa anual do fluxo total de CH_4 ser baseada apenas em amostragem no período de águas altas, os valores foram semelhantes aos valores encontrados por (MARANI 2007), que estimou um fluxo médio total de CH_4 de $32 \text{ ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, levando em consideração médias nos períodos de águas altas e baixas e BASTVIKEN, *et al.* (2010) estimaram $36 \text{ ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ no períodos de águas baixas. Além disso, como mencionado anteriormente no item 4.1 os valores de fluxo de metano observados por Marani (2007) não apresentaram diferenças significativas entre os períodos de águas altas e baixas.

Estimativas sobre CO_2 no pantanal são escassas, um dos poucos estudos que calcularam o fluxo de CO_2 (HAMILTON, *et al.* 1995) em lagos e áreas alagáveis, estimou um fluxo de $293 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Extrapolando esse valor anualmente, estima-se que $1286 \text{ ton C km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ são emitidos como CO_2 , valor superior ao encontrados nesse estudo e aos valores encontrados em outras áreas alagáveis tropicais (Tabela 10). Essa diferença pode ser atribuída pela diferença metodológica de coleta e propriamente do cálculo do fluxo, pois foram amostrados apenas áreas com alta densidade de vegetação aquática e a concentração de CO_2 foi obtida indiretamente pelos valores de pH e do carbono inorgânico dissolvido (CID). Ainda, a estimativa do fluxo foi realizada através da concentração do gás dissolvido na água usando a metodologia "stagnant film model" (LISS e SLATER 1974).

Em geral, o fluxo de CH_4 mensurado neste trabalho, foi semelhante aos encontrados em outros ambientes tropicais, como em áreas alagadas naturais da Amazônia (BARTLETT, *et al.* 1988, BELGER, *et al.* 2011, MELACK, *et al.* 2004), reservatórios de hidroelétricas amazônicas (Barros *et al.* 2011) e nas

proximidades do rio Orinoco na Venezuela (SMITH, *et al.* 2000). Porém superiores em relação aos ambientes temperados (BARTLETT, *et al.* 1989), boreais (TREMBLAY, *et al.* 2005, WHITING e CHANTON 2001) e reservatórios de hidroelétricas tropicais não amazônicos (BARROS, *et al.* 2011). Diferentemente, o fluxo de CO₂ foi inferior aos encontrados em regiões amazônicas (BARROS, *et al.* 2011, BELGER, *et al.* 2011, ROSENQVIST, *et al.* 2002, RUDORFF, *et al.* 2011) (Tabela 10), entretanto se levarmos em conta apenas o fluxo de CO₂ estimado com valores obtidos no período de águas altas (622 ton C km⁻² ano⁻¹), os valores se assemelham.

Tabela 10. Fluxos totais médios de CO₂ e CH₄ em outros ecossistemas aquáticos. Os fluxos estão em ton C km⁻² ano⁻¹; O “-“ sem informação.

Sistema	Fluxo (ton C km ⁻² ano ⁻¹)		Referência
	CH ₄	CO ₂	
Amazônia ¹	21,0	770	Belger et al 2010
Amazônia ²	-	1453	Rudorf et al 2011
Amazônia ³	-	830	Rosenqvist et al 2002
Amazônia ⁴	32,1	-	Bartlett et al., 1988
Amazônia ⁴	30,3	-	Melack et al., 2004
Rio Orinoco ⁵	31,2	-	Smith et al., 2000
Reservatório ⁶ Tropical Amazônico	41,6	547	Barros et al 2011
Reservatório ⁶ Tropical não Amazônico	14,0	219	Barros et al 2011
Pantanal ⁷	64,0	1286	Hamilton 1995
Pantanal ⁸	32,0	-	Marani 2007
Pantanal ⁹	36,0	-	Bastviken 2010
Pantanal¹⁰	30,1	316	Este estudo
Temperado ¹¹	18,8	-	Barlett et al 1989
Temperado ¹²	-	199	Cole & Caraco 2001
Temperado ¹³	-	-3285	Whiting & Chanton 2001
Boreal ¹⁴	3,1	257	Tremblay et al 2005

¹ Fluxos medidos em áreas alagadas do médio rio Negro/AM

² Fluxo medido no Lago Grande de Curuai/PA

³ Fluxo medido em áreas alagadas na Amazônia Central

⁴ Fluxo medido em diversos habitats amazônicos.

⁵ Fluxo medido em diversos habitats ao longo do rio Orinoco

⁶ Reservatórios de hidroelétricas

⁷ Fluxos medidos em áreas alagadas com presença de macrófitas aquáticas

⁸ Fluxo medido em lagoas e planícies alagadas no Pantanal

⁹ Fluxo medido em diversos habitats no Pantanal

¹⁰ Fluxos medidos na Lagoa Sinhá Mariana, Pantanal

¹¹ Fluxo medido em áreas alagada Geórgia/EUA

¹² Fluxo medido no Rio Hudson/EUA

¹³ Fluxo medido em áreas alagadas Virginia/EUA

¹⁴ Fluxos medidos em lagos localizados em British-Columbia/Canadá

Levando em consideração o carbono equivalente ($28 \times \text{CH}_4$; IPCC 2013), a lagoa Sinhá Mariana emitiu $1068 \text{ ton C}_{\text{eq}} \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e, ainda, se consideramos uma área média de 11 km^2 , a lagoa Sinhá Mariana emite por ano $0,011 \text{ Tg C}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$.

MARANI (2007) e BASTVIKEN, *et al.* (2010) apresentaram as primeiras estimativas para emissão de metano no Pantanal. O fluxo anual médio obtido variou pouco entre estes trabalhos. MARANI (2007), analisando tanto áreas de lagos e áreas com vegetação, estimaram o fluxo para a bacia pantaneira em aproximadamente $28,4 \text{ Tg C}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$ considerando a área total de $31\,561 \text{ km}^2$. Já BASTVIKEN, *et al.* (2010) estimaram o fluxo anual de CH_4 em $39,8 \text{ Tg C}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$, usando uma área inundada diferente (38.880 km^2 ; Hamilton, 2002). Entretanto, as estimativas de fluxo por m^2 nos dois estudos foram semelhantes. Se estimarmos o fluxo anual médio para a bacia pantaneira com os dados deste estudo, encontramos $37,7 \text{ Tg C}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$ e $46,5 \text{ Tg C}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente, para cada uma das áreas utilizadas nos estudos supracitados. O fato da adição do fluxo de CO_2 à extrapolação tornou a estimativa ligeiramente superior aos encontrados nesses estudos. No entanto, subtraindo os valores de CO_2 e utilizando apenas o fluxo de C_{eq} como CH_4 , encontramos valores semelhantes, respectivamente para ambas as áreas, $26,6 \text{ TgC}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$ e $32,7 \text{ TgC}_{\text{eq}} \text{ ano}^{-1}$, pois o fluxo total de CH_4 por m^2 foi relativamente semelhantes nos três estudos. Isso mostra a importância de incluir também o CO_2 na estimativa de emissão de carbono da bacia pantaneira, pois o mesmo adicionou aproximadamente 30% a mais de carbono equivalente à estimativa.

Entretanto, a estimativa como a do presente estudo para toda a bacia pantaneira pode envolver muita incerteza. Não obstante, a estimativa precisa ser feita, pois ajudam a indicar a contribuição de uma determinada área alagada no fluxo global de carbono e sua influência no balanço atmosférico. Para estimativas em escala regional de grandes áreas e complexas, como o Pantanal, é necessária a caracterização da variabilidade anual, sazonal e espacial dos fluxos de carbono, bem como a dinâmica de seus comportamentos em diferentes ambientes.

De acordo com MARANI (2007), as últimas estimativas da área total da bacia pantaneira mostram que o Pantanal é a maior área alagada da América

do Sul, superando a área alagada da planície amazônica. Apesar dos poucos estudos realizados no Pantanal, quando se compara tanto o fluxo médio por área, quanto à emissão regional anual, os resultados têm indicado que o Pantanal pode ser uma das áreas alagadas mais importantes em relação ao fluxo de carbono para atmosfera do planeta.

5. Conclusão

Os resultados dessa dissertação mostraram que a influência dos dois rios (Mutum e Cuiabá) com diferentes características de águas (claras e turbida) foram importantes para os níveis de emissões de CO₂ e CH₄ na lagoa Sinhá Mariana. Dessa forma, a hipótese deste trabalho foi aceita. A variabilidade espacial dos fluxos de CH₄ e CO₂ dentro da lagoa Sinhá Mariana foi significativa, e isso estava relacionado com a influência dos rios formadores da lagoa, que se diferem principalmente pelos níveis de turbidez. Além disso, a variação temporal e o pulso de inundação mostraram serem fatores importantes no fluxo de CO₂ e dentre as vias de transporte de gás para a atmosfera. As bolhas foram a principal via de liberação de CH₄ para a atmosfera.

A quantidade de oxigênio dissolvido na coluna d'água mostrou ser uma das principais variáveis que influenciaram os fluxos, com regiões consideradas mais anóxicas apresentando maiores fluxos de CH₄ e ambientes considerados mais óxicos apresentando maiores fluxos de CO₂.

A comparação do fluxo por área com o fluxo obtido para outras áreas alagadas do planeta mostrou que lagoa Sinhá Mariana, apesar da sua pequena extensão, tem um alto fluxo de carbono por m² e extrapolando esse fluxo para todo o Pantanal, que permanece alagado durante grande parte do ano, coloca-o como um dos maiores contribuintes naturais de carbono para a atmosfera do planeta.

Sabendo a importância da planície do Pantanal para o balanço global de carbono é necessário superar as dificuldades logísticas, que é o principal fator limitante para que se executem estudos mais abrangentes neste bioma. É necessário estender as medidas das outras regiões, estimarem tanto a dinâmica do CO₂ quanto do CH₄ e dar continuidade das medidas dos fluxos ao

longo do tempo. Na medida em que estudos nesta área avançarem, uma estimativa mais precisa do fluxo de carbono no Pantanal se tornará possível.

6. Referências

ABRIL, G., GUERIN, F., RICHARD, S., DELMAS, R., GALY-LACAUX, C., GOSSE, P., TREMBLAY, A., VARFALVY, L., DOS SANTOS, M. A., MATVIENKO, B., 2005, "Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana)". *Global Biogeochemical Cycles*, v. 19, n. 4, pp.

ABRIL, G., MARTINEZ, J. M., ARTIGAS, L. F., MOREIRA-TURCQ, P., BENEDETTI, M. F., VIDAL, L., MEZIANE, T., KIM, J. H., BERNARDES, M. C., SAVOYE, N., DEBORDE, J., SOUZA, E. L., ALBERIC, P., DE SOUZA, M. F. L., ROLAND, F., 2014, "Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands". *Nature*, v. 505, n. 7483, pp. 395-+.

AKAIKE, H., 1974, "A New Look at the Statistical Model Identification". *{IEEE} Transactions on Automatic Control*, v. 19, n. 6, pp. 716-723.

ALGESTEN, G., SOBEK, S., BERGSTROM, A. K., AGREN, A., TRANVIK, L. J., JANSSON, M., 2004, "Role of lakes for organic carbon cycling in the boreal zone". *Global Change Biology*, v. 10, n. 1, pp. 141-147.

ALVARENGA, S. M., BRASIL, A. E., PINHEIRO, R., KÜX, H. J. H., 1984, "Estudo Geomorfológico aplicado à bacia do Alto Rio Paraguai e Pantanaís Mato-grossenses. ". *Boletim Técnico. Série Geomorfológica. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, RJ.*, v., n. pp. 89-187.

AUFDENKAMPE, A. K., MAYORGA, E., RAYMOND, P. A., MELACK, J. M., DONEY, S. C., ALIN, S. R., AALTO, R. E., YOO, K., 2011, "Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere". *Frontiers in Ecology and the Environment*, v. 9, n. 1, pp. 53-60.

BAILEY, T. C., GATRELL, A. C., 1995, "Interactive spatial data analysis ". *Longman Higher Education, Harlow*, v., n. pp.

BALLESTER, M. V. R., DOS SANTOS, J. E., 2001, "Biogenic gases in tropical floodplain river". *Brazilian Archives of Biology and Technology*, v. 44, n. 2, pp. 141-147.

BARROS, N., COLE, J. J., TRANVIK, L. J., PRAIRIE, Y. T., BASTVIKEN, D., HUSZAR, V. L. M., DEL GIORGIO, P., ROLAND, F., 2011, "Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude". *Nature Geoscience*, v. 4, n. 9, pp. 593-596.

BARTLETT, D. S., BARTLETT, K. B., HARTMAN, J. M., HARRISS, R. C., SEBACHER, D. I., PELLETIER-TRAVIS, R., DOW, D. D., BRANNON, D. P., 1989, "Methane emissions from the Florida Everglades: Patterns of variability in a regional wetland ecosystem". *Global Biogeochemical Cycles*, v. 3, n. 4, pp. 363-374.

BARTLETT, K. B., CRILL, P. M., BONASSI, J. A., RICHEY, J. E., HARRISS, R. C., 1990, "Methane flux from the Amazon River floodplain: Emissions during rising water". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 95, n. D10, pp. 16773-16788.

BARTLETT, K. B., CRILL, P. M., SEBACHER, D. I., HARRISS, R. C., WILSON, J. O., MELACK, J. M., 1988, "Methane flux from the central Amazonian floodplain". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 93, n. D2, pp. 1571-1582.

BASTVIKEN, D., COLE, J., PACE, M., TRANVIK, L., 2004, "Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate". *Global Biogeochemical Cycles*, v. 18, n. 4, pp.

BASTVIKEN, D., COLE, J. J., PACE, M. L., VAN DE BOGERT, M. C., 2008, "Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole-lake budgets and CH₄ emissions". *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, v. 113, n. G2, pp.

BASTVIKEN, D., SANTORO, A. L., MAROTTA, H., PINHO, L. Q., CALHEIROS, D. F., CRILL, P., ENRICH-PRAST, A., 2010, "Methane emissions from Pantanal, South America, during the low water season: toward more comprehensive sampling". *Environmental Science & Technology*, v. 44, n. 14, pp. 5450-5455.

BASTVIKEN, D., TRANVIK, L. J., DOWNING, J. A., CRILL, P. M., ENRICH-PRAST, A., 2011, "Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink". *Science*, v. 331, n. 6013, pp. 50.

BATTIN, T. J., LUYSSAERT, S., KAPLAN, L. A., AUFDENKAMPE, A. K., RICHTER, A., TRANVIK, L. J., 2009, "The boundless carbon cycle". *Nature Geoscience*, v. 2, n. 9, pp. 598-600.

BELGER, L., FORSBERG, B. R., MELACK, J. M., 2011, "Carbon dioxide and methane emissions from interfluvial wetlands in the upper Negro River basin, Brazil". *Biogeochemistry*, v. 105, n. 1-3, pp. 171-183.

BOONE, D., 2000, "Biological Formation and Consumption of Methane". In: KHALIL, M. (ed.), *Atmospheric Methane*, 4, Springer Berlin Heidelberg

BORGES, A., VANDERBORGH, J.-P., SCHIETTECATTE, L.-S., GAZEAU, F., FERRÓN-SMITH, S., DELILLE, B., FRANKIGNOULLE, M., 2004, "Variability of the gas transfer velocity of CO₂ in a macrotidal estuary (the Scheldt)". *Estuaries*, v. 27, n. 4, pp. 593-603.

BURFORD, M. A., JOHNSON, S. A., COOK, A. J., PACKER, T. V., TAYLOR, B. M., TOWNSLEY, E. R., 2007, "Correlations between watershed and reservoir characteristics, and algal blooms in subtropical reservoirs". *Water Research*, v. 41, n. 18, pp. 4105-4114.

CAMARA, G. S., RICARDO CARTAXO MODESTO DE; FREITAS, UBIRAJARA MOURA DE; GARRIDO, JUAN 1996, "Spring: Integrating remote sensing and gis by object-oriented data modelling". *Computers & Graphics*, v. 20, n. 3, pp. 395-403.

CARDOSO, S., 2014, "Sedimentos aquáticos: sumidouros permanentes ou estoques temporários de carbono?". *Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ecologia, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ*, v., n. pp.

CHRISTENSEN, T. R., EKBERG, A., STRÖM, L., MASTEPANOV, M., PANIKOV, N., ÖQUIST, M., SVENSSON, B. H., NYKÄNEN, H., MARTIKAINEN, P. J., OSKARSSON, H., 2003, "Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands". *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 7, pp. 1414.

CICERONE, R. J., OREMLAND, R. S., 1988, "Biogeochemical aspects of atmospheric methane". *Global Biogeochemical Cycles*, v. 2, n. 4, pp. 299-327.

CLOERN, J. E., 1987, "Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries". *Continental Shelf Research*, v. 7, n. 11-12, pp. 1367-1381.

COLE, J. J., CARACO, N. F., 1998, "Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆". *Limnology and Oceanography*, v. 43, n. 4, pp. 647-656.

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, pp. 1568-1570.

COLE, J. J., PRAIRIE, Y., 2009, "Dissolved CO₂". *In: Encyclopdia of Inland Waters. (ed Likens GE), Elsevier.*, v., n. pp.

COLE, J. J., PRAIRIE, Y. T., CARACO, N. F., MCDOWELL, W. H., TRANVIK, L. J., STRIEGL, R. G., DUARTE, C. M., KORTELAJNEN, P., DOWNING, J. A., MIDDELBURG, J. J., MELACK, J., 2007, "Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget". *Ecosystems*, v. 10, n. 1, pp. 171-184.

CRILL, P. M., 1990, "Latitudinal differences in methane fluxes from natural wetlands. ". *D.Adams; S. Seitzinger; P.M. Crill (Eds.), Cycling of reduced gases in the hydrosphere.*, v. vol. E, n. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart., pp.

DEL'ARCO, J. D. E. A., 1982, "Geologia". In; BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL, v. Folhas SE21 e SE20. Rio de Janeiro: (Levantamento de recursos naturais, 27), n. pp. p.25-160.

DELSONTRO, T., MCGINNIS, D. F., SOBEK, S., OSTROVSKY, I., WEHRLI, B., 2010, "Extreme Methane Emissions from a Swiss Hydropower Reservoir: Contribution from Bubbling Sediments". *Environmental Science & Technology*, v. 44, n. 7, pp. 2419-2425.

DEVOL, A. H., RICHEY, J. E., CLARK, W. A., KING, S. L., MARTINELLI, L. A., 1988, "Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain". *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 93, n. D2, pp. 1583-1592.

DEVOL, A. H. R., J. E.; FORSBERG, B. R. AND MARTINELLI, L. A., 1994, "Environmental methane in the Amazon River floodplain". In-*Global Wetlands: old world and new*, v. ed. W. J. Mitsch.. Elsevier Sci. 151-165, n. pp.

DOWNING, J. A., PRAIRIE, Y. T., COLE, J. J., DUARTE, C. M., TRANVIK, L. J., STRIEGL, R. G., MCDOWELL, W. H., KORTELAJINEN, P., CARACO, N. F., MELACK, J. M., MIDDELBURG, J. J., 2006, "The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments". *Limnology and Oceanography*, v. 51, n. 5, pp. 2388-2397.

ENGLE, D., MELACK, J. M., 2000, "Methane emissions from an Amazon floodplain lake: Enhanced release during episodic mixing and during falling water". *Biogeochemistry*, v. 51, n. 1, pp. 71-90.

ESTEVEZ, F. A., 2011, "Fundamentos de Limnologia. ". Editora Interciência. Rio de Janeiro, Brasil., v. (3ª Ed.). n. p. 790., pp.

FEMA, 1995, "Caracterização hidrográfica do Estado de Mato Grosso: relatório preliminar. Cuiabá,MT, FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE (Mato Grosso) ". *Relatório preliminar*, v., n. pp. 537p.

FERRY, J. G., 1992, "Methane from Acetate". *Journal of Bacteriology*, v. 174, n. 17, pp. 5489-5495.

FIGUEIREDO-BARROS, M. P., 2008, "Efeito da variabilidade espaço-temporal e bioturbação por invertebrados bentônicos na concentração e emissão de metano (CH₄) em ecossistemas aquáticos continentais". *Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ecologia, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ*, v., n. pp.

FORSBERG, B. R., 1985, "The Fate of Planktonic Primary Production". *Limnology and Oceanography*, v. 30, n. 4, pp. 807-819.

FRANKENBERG, C., BERGAMASCHI, P., BUTZ, A., HOUWELING, S., MEIRINK, J. F., NOTHOLT, J., PETERSEN, A. K., SCHRIJVER, H., WARNEKE, T., ABEN, I., 2008, "Tropical methane emissions: A revised view from SCIAMACHY onboard ENVISAT". *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. 15, pp.

GUDASZ, C., BASTVIKEN, D., PREMKE, K., STEGER, K., TRANVIK, L. J., 2012, "Constrained microbial processing of allochthonous organic carbon in boreal lake sediments". *Limnology and Oceanography*, v. 57, n. 1, pp. 163-175.

GUERIN, 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, pp.

GUERIN, F., ABRIL, G., SERCA, D., DELON, C., RICHARD, S., DELMAS, R., TREMBLAY, A., VARFALVY, L., 2007, "Gas transfer velocities of CO₂ and CH₄ in a tropical reservoir and its river downstream". *Journal of Marine Systems*, v. 66, n. 1-4, pp. 161-172.

HAMILTON, S. K., SIPPEL, S. J., MELACK, J. M., 1995, "Oxygen depletion and carbon dioxide and methane production in waters of the Pantanal wetland of Brazil". *Biogeochemistry*, v. 30, n. 2, pp. 115-141.

HESSLEIN, H. R., M.; KELLY C.; RAMLAL P.; HALLARD, K. A. , 1991, "Carbon Dioxide Pressure in Surface Waters of Canadian Lakes". *American Society of Civil Engineers*, v., n. pp. 413-431.

HOUGHTON, R. A., 2005, "Aboveground forest biomass and the global carbon balance". *Global Change Biology*, v. 11, n. 6, pp. 945-958.

IHA, 2010, "Greenhouse gas emissions related to freshwater reservoirs: Guidelines on GHG Measurement.". *UNESCO/IHA*, v., n. pp.

IPCC, 2013, "IPCC Climate Change ". *Synthesis Report (eds Pachauri, R. K. & Reisinger, A.)* v., n. pp.

JACOMINE, P. K. T. E. A., 1995, "Guia para identificação dos principais solos do estado de Mato Grosso. Cuiabá-MT". *SEPLAN/PNUD/PRODEAGRO*, v., n. pp.

JAHNE, B., HEINZ, G., DIETRICH, W., 1987, "Measurement of the Diffusion-Coefficients of Sparingly Soluble Gases in Water". *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 92, n. C10, pp. 10767-10776.

JAIN, N., PATHAK, H., MITRA, S., BHATIA, A., 2004, "Emission of methane from rice fields - A review". *Journal of Scientific & Industrial Research*, v. 63, n. 2, pp. 101-115.

JUNK, W. J., BAYLEY, P. B., SPARKS, R. E., 1989 "The flood pulse concept in river-floodplain systems. ". *Canadian Journal of Fishers and Aquatic*, v. 106, n. pp. 110-127.

JUNK, W. J., PIEDADE, M. T. F., LOURIVAL, R., WITTMANN, F., KANDUS, P., LACERDA, L. D., BOZELLI, R. L., ESTEVES, F. A., DA CUNHA, C. N.,

MALTCHIK, L., SCHONGART, J., SCHAEFFER-NOVELLI, Y., AGOSTINHO, A. A., 2014, "Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection". *Aquatic Conservation-Marine and Freshwater Ecosystems*, v. 24, n. 1, pp. 5-22.

KARL, D. M., BEVERSDORF, L., BJORKMAN, K. M., CHURCH, M. J., MARTINEZ, A., DELONG, E. F., 2008, "Aerobic production of methane in the sea". *Nature Geosci*, v. 1, n. 7, pp. 473-478.

KELLER, M., STALLARD, R. F., 1994, "Methane Emission by Bubbling from Gatun Lake, Panama". *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 99, n. D4, pp. 8307-8319.

KEMENES, A., FORSBERG, B. R., MELACK, J. M., 2007, "Methane release below a tropical hydroelectric dam". *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 12, pp.

KOSTEN, S., ROLAND, F., MARQUES, D. M. L. D., VAN NES, E. H., MAZZEO, N., STERNBERG, L. D. L., SCHEFFER, M., COLE, J. J., 2010, "Climate-dependent CO₂ emissions from lakes". *Global Biogeochemical Cycles*, v. 24, n. pp.

KRAMER, M. G., SOLLINS, P., SLETTEN, R. S., 2004, "Soil carbon dynamics across a windthrow disturbance sequence in southeast Alaska". *Ecology*, v. 85, n. 8, pp. 2230-2244.

LIMA, E. B. N. R., 2001, "Modelagem Integrada para Gestão da Qualidade da Água na Bacia do Rio Cuiabá". *Tese de Doutorado, Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ*, v., n. pp.

LISS, P. S., SLATER, P. G., 1974, "Flux of Gases across the Air-Sea Interface". *Nature*, v. 247, n. 5438, pp. 181-184.

LOVERDE, S. M., HUSZAR, V. L. M., 2007, "Phytoplankton ecological responses to the flood pulse in a Pantanal lake, Central Brazil". *Acta Limnol. Bras.*, v. 19(2), n. pp. 117-130.

MARANI, L., 2007, "Estudo da emissão de metano no pantanal sul matogrossense.". *Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, INPE, São José dos Campos, SP*, v., n. pp.

MARANI, L., ALVALA, P. C., 2007, "Methane emissions from lakes and floodplains in Pantanal, Brazil". *Atmospheric Environment*, v. 41, n. 8, pp. 1627-1633.

MATSON, P. A., HARRISS, R. C., 1995, "Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water". *Wiley-Blackwell*, v., n. pp. 408.

MELACK, J. M., HESS, L. L., GASTIL, M., FORSBERG, B. R., HAMILTON, S. K., LIMA, I. B. T., NOVO, E. M. L. M., 2004, "Regionalization of methane

emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing". *Global Change Biology*, v. 10, n. 5, pp. 530-544.

NEDWELL, D. B., 1984, "The Input and Mineralization of Organic-Carbon in Anaerobic Aquatic Sediments". *Advances in Microbial Ecology*, v. 7, n. pp. 93-131.

NEIFF, J. J., 1990, "Ideas for an Ecological Interpretation of the Parana". *Interciencia*, v. 15, n. 6, pp. 424-441.

NUNES, J. R. S., DA SILVA, C. J., 2005, "Variáveis limnológicas sob estandes de *Eichhornia crassipes* (Mart) Solms, no sistema de baías Chacororé-Sinhá Mariana, Pantanal de Mato Grosso, UNICiências, vol. 9, 2005, ". *UNICiências*, v. 9, n. pp. 9-30.

OSTROVSKY, I., MCGINNIS, D. F., LAPIDUS, L., ECKERT, W., 2008, "Quantifying gas ebullition with echosounder: the role of methane transport by bubbles in a medium-sized lake". *Limnology and Oceanography-Methods*, v. 6, n. pp. 105-118.

PACHECO, F. S., ROLAND, F., DOWNING, J. A., 2014, "Eutrophication reverses whole-lake carbon budgets". *Inland Waters*, v. 4, n. 1, pp. 41-48.

PACHECO, F. S., SOARES, M. C. S., ASSIREU, A. T., CURTARELLI, M. P., ROLAND, F., ABRIL, G., STECH, J. L., ALVALA, P. C., OMETTO, J. P., 2015, "The effects of river inflow and retention time on the spatial heterogeneity of chlorophyll and water-air CO₂ fluxes in a tropical hydropower reservoir". *Biogeosciences*, v. 12, n. 1, pp. 147-162.

PCBAP, 1997, "Plano de conservação da Bacia do Alto Paraguai – PCBAP: Projeto Pantanal, Programa Nacional do Meio Ambiente". *Brasília: Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal*, v. 3, n. pp.

PEDERSEN, O., COLMER, T. D., SAND-JENSEN, K., 2013, "Underwater photosynthesis of submerged plants - recent advances and methods". *Frontiers in Plant Science*, v. 4, n. pp.

PINTO-SILVA, V., 1980, "Variações Diurnas de Fatores Ecológicos em Quatro Lagoas Naturais do "Pantanal Mato-grossense" e seu estudo comparativo com dois lagos da Amazônia Central e um lago Artificial (Represa do Lobo, "Broa"". *São Carlos, SP. (dissertação)*, v. 281f. UFSCar, n. pp.

PINTO-SILVA, V., GIRARD, P., 2001, "Estimated fluxes of CO₂ between Brazilian Pantanal shallow lakes and the atmosphere". *Int Ver Theor Angew*, v. 27, n. pp. 1451-1453.

PRIANTE, R., APOITIA, L., MARASCHIN, L., ARRUDA, G., NASCIMENTO, O., MATOS, E., COUTO, L., LONDON, C., LOTUFO, L., CAMPOS, S., NOQUELLI, L., PINHEIRO, N., MUSIS, C., 2000, "Qualidade de água de bacia do rio Cuiabá, da nascente até exutório Porto Cercado - Pantanal Poconé, Mato

Grosso". *III Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal - Os desafios do novo milênio*, v., n. pp.

RAYMOND, P. A., HARTMANN, J., LAUERWALD, R., SOBEK, S., MCDONALD, C., HOOVER, M., BUTMAN, D., STRIEGL, R., MAYORGA, E., HUMBORG, C., KORTELAINEN, P., DURR, H., MEYBECK, M., CIAIS, P., GUTH, P., 2013, "Global carbon dioxide emissions from inland waters". *Nature*, v. 503, n. 7476, pp. 355-359.

ROSENQVIST, A., FORSBERG, B. R., PIMENTEL, T., RAUSTE, Y. A., RICHEY, J. E., 2002, "The use of spaceborne radar data to model inundation patterns and trace gas emissions in the central Amazon floodplain". *International Journal of Remote Sensing*, v. 23, n. 7, pp. 1303-1328.

RUDORFF, C. M., MELACK, J. M., MACINTYRE, S., BARBOSA, C. C. F., NOVO, E. M. L. M., 2011, "Seasonal and spatial variability of CO₂ emission from a large floodplain lake in the lower Amazon". *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 116, n. G4, pp. G04007.

RYBAK, J., 2001, "Long-term and seasonal dynamics of nutrient export rates from lake watersheds of diversified land cover pattern". *International Association of Theoretical and Applied Limnology, Vol 27, Pt 5, Proceedings*, v. 27, n. pp. 3132-3136.

SALOMÃO, F. X. T., 1999, "Rio Cuiabá: A Geologia e a Problemática da Erosão e do Assoreamento". In: FERREIRA, M. S. F. D., (Org.), *O Rio Cuiabá como Subsídio para a Educação Ambiental, cap. 2, Cuiabá – MT, EdUFMT.*, v., n. pp.

SAND-JENSEN, K., PEDERSEN, N. L., SONDERGAARD, M., 2007, "Bacterial metabolism in small temperate streams under contemporary and future climates". *Freshwater Biology*, v. 52, n. 12, pp. 2340-2353.

SAWAKUCHI, H. O., BASTVIKEN, D., SAWAKUCHI, A. O., KRUSCHE, A. V., BALLESTER, M. V. R., RICHEY, J. E., 2014, "Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget". *Global Change Biology*, v. 20, n. 9, pp. 2829-2840.

SMITH, L., LEWIS, W., JR., CHANTON, J., CRONIN, G., HAMILTON, S., 2000, "Methane emissions from the Orinoco River floodplain, Venezuela". *Biogeochemistry*, v. 51, n. 2, pp. 113-140.

SMITH, S. V., 1985, "Physical, chemical and biological characteristics* of CO₂ gas flux across the air-water interface". *Plant, Cell & Environment*, v. 8, n. 6, pp. 387-398.

ST LOUIS, V. L., KELLY, C. A., DUCHEMIN, E., RUDD, J. W. M., ROSENBERG, D. M., 2000, "Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: A global estimate". *Bioscience*, v. 50, n. 9, pp. 766-775.

STOCKER, T. F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S. K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX AND P.M. MIDGLEY., 2013, "IPCC, :Summary for Policymakers". *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, v., n. pp.

TRANVIK, L. J., DOWNING, J. A., COTNER, J. B., LOISELLE, S. A., STRIEGL, R. G., BALLATORE, T. J., DILLON, P., FINLAY, K., FORTINO, K., KNOLL, L. B., KORTELAINEN, P. L., KUTSER, T., LARSEN, S., LAURION, I., LEECH, D. M., MCCALLISTER, S. L., MCKNIGHT, D. M., MELACK, J. M., OVERHOLT, E., PORTER, J. A., PRAIRIE, Y., RENWICK, W. H., ROLAND, F., SHERMAN, B. S., SCHINDLER, D. W., SOBEK, S., TREMBLAY, A., VANNI, M. J., VERSCHOOR, A. M., VON WACHENFELDT, E., WEYHENMEYER, G. A., 2009, "Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate". *Limnology and Oceanography*, v. 54, n. 6, pp. 2298-2314.

TREMBLAY, A., THERRIEN, J., HAMLIN, B., WICHMANN, E., LEDREW, L., 2005, "GHG Emissions from Boreal Reservoirs and Natural Aquatic Ecosystems". In: TREMBLAY, A., VARFALVY, L., ROEHM, C., GARNEAU, M. (ed.), *Greenhouse Gas Emissions — Fluxes and Processes*, 9, Springer Berlin Heidelberg

UNESCO/IHA., 2009 "The UNESCO/IHA measurement specification guidance for evaluating the GHG status of man-made freshwater reservoirs.". *UNESCO/IHA greenhousegas (GHG) research project.*, v., n. pp.

WANG, Z. P., DELAUNE, R. D., PATRICK, W. H., MASSCHELEYN, P. H., 1993, "Soil Redox and pH Effects on Methane Production in a Flooded Rice Soil". *Soil Science Society of America Journal*, v. 57, n. 2, pp. 382-385.

WANNINKHOF, R., 1992, "Relationship between Wind-Speed and Gas-Exchange over the Ocean". *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 97, n. C5, pp. 7373-7382.

WEISS, R. F., 1970, "The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater". *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, v. 17, n. 4, pp. 721-735.

WHITING, G. J., CHANTON, J. P., 2001, "Greenhouse carbon balance of wetlands: methane emission versus carbon sequestration". *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, v. 53, n. 5, pp. 521-528.

WIESENBURG, D. A., GUINASSO, N. L., 1979, "Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water". *Journal of Chemical & Engineering Data*, v. 24, n. 4, pp. 356-360.

YANG, S. S., CHANG, H. L., 1998, "Effect of environmental conditions on methane production and emission from paddy soil". *Agriculture Ecosystems & Environment*, v. 69, n. 1, pp. 69-80.

ZAPPA, C. J., MCGILLIS, W. R., RAYMOND, P. A., EDSON, J. B., HINTSA, E. J., ZEMMELINK, H. J., DACEY, J. W. H., HO, D. T., 2007, "Environmental turbulent mixing controls on air-water gas exchange in marine and aquatic systems". *Geophysical Research Letters*, v. 34, n. 10, pp.

ZINDER, S. H., 1993, "Physiological ecology of methanogens". *In: Methanogenesis: Ecology, Physiology, Biochemistry & Genetics (ed. G. FJ). Chapman & Hall Inc.*, v., n. pp. 128-206.