

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS



EMISSÃO DE GASES DE CARBONO EM ECOSISTEMAS AQUÁTICOS
SUBTROPICAIS CONTINENTAIS: DE PADRÕES LOCAIS A
MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Rafael Siqueira Souza

Tese de doutorado submetida ao Programa de
Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental da Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

Orientador: David L.M. da Motta Marques

Porto Alegre - RS

Julho de 2014

**EMISSÃO DE GASES DE CARBONO EM ECOSSISTEMAS AQUÁTICOS
SUBTROPICAIS CONTINENTAIS: DE PADRÕES LOCAIS A
MUDANÇAS CLIMÁTICAS**

Rafael Siqueira Souza

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Orientador: David L.M. da Motta Marques

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Juan Martin Bravo

Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH/UFRGS

Prof. Dr. Fabio Roland

Universidade Federal do Juiz de Fora- UFJF

Prof. Dr. Carlos Ruberto Fragoso Junior

Universidade Federal de Alagoas – UFAL

Porto Alegre - RS

Julho de 2014

Agradecimentos

Ao meu orientador, Prof David da Motta Marques, pela oportunidade e pelo apoio no desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Cintia Bertacchi Uvo e Lars-Anders Hansson pela especial atenção no período de inverno constante na Universidade de Lund, Suécia.

Aos técnicos do IPH pela amizade e suporte no desenvolvimentos dos trabalhos de campo e em laboratório.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro.

Aos meus amigos pelos momentos de trabalho e descontração.

À minha família, meus pais, irmãos, sobrinho, avós e tios pelo apoio durante toda minha caminhada.

À minha esposa Graziela, que esteve ao meu lado nos momentos mais difíceis, pelo companherismo e carinho.



“Everything should be made as simple as possible, but not simpler”

Albert Einstein

“The model is never wrong. The modeler often is”

Ray Walton, UCL Mathematician and (part-time) Statistician (Un. Florida)

Resumo

Lagos, reservatórios e a rede de drenagem são importantes compartimentos na ciclagem global do carbono, atuando como relevantes reguladores dos fluxos entre o ambiente terrestre e os oceanos. Dependendo de características específicas de cada sistema, como morfologia, estado trófico e conectividade com a bacia de drenagem, esses sistemas podem operar como fontes ou sumidouros de CO₂ e/ou CH₄ em diferentes escalas de tempo e espaço. Os sistemas subtropicais são amplamente distribuídos e caracterizados por relevantes peculiaridades devido à marcante variabilidade sazonal da temperatura e precipitação, porém ainda são fortemente subrepresentados na literatura sobre CO₂ e CH₄ em águas naturais. Incertas também são as possíveis alterações de longo prazo no metabolismo e fluxos de gases de carbono em um cenário de mudanças climáticas.

Na presente tese, o objetivo foi avaliar a relação entre a pressão parcial de CO₂ (pCO₂) e CH₄ (pCH₄) e fluxos na interface (difusão e ebulição) com potenciais fatores direcionadores em sistemas subtropicais (estratificação vertical, estado trófico, lançamentos de esgotos, carbono orgânico, hidrologia superficial e subterrânea, pluviosidade e temperatura). Além disso, a tese procurou estimar os impactos nos fluxos internos e na interface ar-água de carbono devido às mudanças climáticas previstas por modelos atmosféricos. O delineamento da tese incluiu coletas em sistemas subtropicais com distintas morfologias e estados tróficos, focando na variabilidade espacial e temporal de CO₂ e CH₄. Experimentos numéricos através de um modelo matemático bidimensional baseado em processos foram conduzidos para contribuir ao entendimento dos fluxos de carbono e avaliar os efeitos dos cenários de mudanças climáticas.

Um resultado consistente foi a persistência da supersaturação de CO₂ com significativa heterogeneidade espacial na bacia do arroio Capivara, caracterizada por um forte gradiente de uso e ocupação do solo. No trecho rural, a supersaturação pode estar associada principalmente à contribuição de CO₂ no fluxo subterrâneo. No trecho urbano, ocorre um significativo incremento na pCO₂ e FCO₂, em razão do subsídio de carbono orgânico de lançamentos brutos de esgotos domésticos. A alcalinidade autóctone gerada por processos anaeróbicos ou alóctone oriunda dos despejos de esgotos pode também contribuir para a geração de CO₂ no trecho urbano.

Os estudos realizados em um reservatório eutrófico e profundo mostraram uma forte dependência da morfologia do sistema e sazonalidade da temperatura sobre os fluxos difusivos e ebulitivos de CO₂ e CH₄. O reservatório comportou-se como um sumidouro do CO₂ atmosférico, ainda que com uma tendência para operar na heterotrofia durante os períodos mais frios e nos pontos mais rasos. O sistema comporta-se esporadicamente como uma fonte de metano por difusão nos pontos mais rasos, possivelmente devido aos processos de metanotrofia na camada oxigenada do reservatório nos pontos mais profundos. Os fluxos ebulitivos, possivelmente associados ao carbono orgânico autóctone, foram controlados pela profundidade e sazonalidade da temperatura. Considerando a idade do reservatório, os fluxos médios por bolhas são compatíveis com projeções empíricas disponíveis. O elevado tempo de residência do reservatório pode contribuir para a acumulação de matéria orgânica no sistema e, assim, atuar positivamente sobre os fluxos de carbono na interface ar-água observados.

Ao longo de um período de 10 anos, a pCO₂ apresentou intenso dinamismo na lagoa Mangueira, comportando-se como fonte e sumidouro de CO₂ em diferentes escalas temporais e espaciais. A ação dos ventos sobre a superfície parecer ser o principal regulador pCO₂, podendo atuar tanto na injeção de CO₂ para o lago, como na degaseificação e mistura do sistema, atenuando assim variações locais de pCO₂, principalmente, aquelas observadas no monitoramento intensivo e

reproduzidas por modelagem matemática entre as zonas litorâneas (mais rasas) e pelágica (mais profunda). Além disso, indícios sugerem que o fluxo de água subterrânea rico em CO₂ e os sedimentos ricos em carbonatos podem ser relevantes fatores direcionadores do pCO₂ em lagos rasos, sustentando os fluxos na interface ar-água.

Segundo os experimentos numéricos realizados, os cenários de mudanças climáticas também podem influenciar positivamente tanto o comportamento autotrófico durante o verão, antecipando a depleção de CO₂ na transição primavera verão, quanto o comportamento heterotrófico nos meses mais frios, devido ao favorecimento dos processos de conversão de carbono pela elevação da temperatura e maior incremento de CO₂ da atmosfera.

Como conclusão, a presente tese disponibiliza fortes indícios de que sistemas subtropicais mantêm um elevado e variável desequilíbrio de CO₂ e CH₄, indicando que a variabilidade espacial e temporal dos fluxos de CO₂ e CH₄ deve ser levada em conta nas estimativas globais e locais. Além disso, os sistemas devem ser estudados separadamente, pois possuem particularidades que resultam em imensas diferenças nos fluxos de CO₂ e CH₄ na interface, mesmo situados em uma mesma zona climática. Esta tese demonstra que o uso integrado de dados de campo com modelos matemáticos complexos representa uma potente linha metodológica para não somente estudo sobre balanço de carbono, mas também de uma maneira geral em limnologia, capaz de integrar informações de campo discretas para serem utilizadas na previsão de cenários.

Abstract

Lakes, freshwater reservoirs and streams are important compartments in global carbon cycling, acting as relevant regulators of carbon fluxes between the terrestrial environment and oceans. Depending on the specific characteristics of each system, such as morphology, trophic status and watershed connectivity, these systems can operate as sources or sinks of CO₂ and CH₄ to the atmosphere at different time and space scale. The subtropical systems are widely distributed and characterized by relevant peculiarities due to the strong seasonal variability in temperature and precipitation, but are still subrepresented in literature on regarding CO₂ and CH₄ fluxes in natural waters. Besides that, there is a special gap on how climate change can affects the lakes metabolism and gas fluxes in long term.

In this thesis, the aim was to evaluate the relationship between the partial pressure of CO₂ (pCO₂) and CH₄ (pCH₄) and fluxes at the air-water interface (diffusion and ebullition), and the potential drivers in subtropical lake systems (vertical stratification, trophic state, wastewater discharges, organic carbon, surface and groundwater hydrology, rainfall and temperature). Moreover, the thesis assessed the impacts on carbon fluxes due to climate changes scenarios predicted by atmospheric models. The thesis is based on monitoring of different subtropical systems respect to morphology and trophic state, which focused on spatial and temporal variability of CO₂ and CH₄. Numerical experiments using a two-dimensional mathematical based-process model were conducted to contribute to the understanding of carbon fluxes and evaluate the effects of climate change scenarios.

A consistent finding was the persistence supersaturation of CO₂ with relevant spatial heterogeneity along the Capivara stream, which is characterized by a strong use and cover soil gradient. Within non-developed basin (upper Capivara), supersaturation may be mainly associated to the contribution of CO₂ in the groundwater flow. Along the develop basin, occurs a significant increase in pCO₂ and FCO₂ due to the high availability of organic carbon in the wastewater discharges. The alkalinity autochthonous, generated by anaerobic processes, allochthonous in the sewage might also contribute to the CO₂ generation within lower Capivara.

The investigation carried out in an eutrophic and deep reservoir showed a strong dependence of ebullitivos and diffusive fluxes of CO₂ and CH₄ on morphology and seasonality of temperature. The reservoir behaved as a sink of CO₂ atmospheric, although with a tendency to operate as an heterotrophic system during colder periods and in littoral zones. The system behaves as a sporadic source of methane for diffusion in shallow zones, possibly due to the methanotrophic processes through the oxic layer, mainly, at the deepest stations. The ebullitivos fluxes, possibly associated with autochthonous organic carbon, were controlled by the depth and temperature seasonality. Considering the age of the reservoir, the average fluxes by bubbling were consistent to the empirical estimates. The high residence time of the Faxinal reservoir can contribute to the accumulation of organic matter in the system and thus act positively to the carbon fluxes observed at the air-water interface.

Over the period of 10 years, pCO₂ showed intense dynamism in Lake Mangueira, behaving as a source as a sink of CO₂ at different temporal and spatial scales. The action of wind on the surface appear to be the main regulator of pCO₂, and can operate in both injection into the lake and in degassing of CO₂, thus reducing local variations in pCO₂, especially those observed with intensive monitoring and reproduced by the model between littoral (shallow) and pelagic (deeper) zones. Moreover, evidence suggests that the input of groundwater rich in CO₂ from the

soil and sediments rich in carbonate may be relevant drivers of $p\text{CO}_2$ in shallow lakes, supporting the fluxes at the air-water interface.

According to the numerical experiments, the climate change scenarios may positively influence both the autotrophic metabolism during the summer, anticipating the depletion of CO_2 in the spring transition, and heterotrophic metabolism in the colder months due to the increase of conversion processes carbon by elevated temperature and higher increase of CO_2 from the atmosphere. Thus, Lake Mangueira can experiment a higher seasonal amplitude in partial pressure of CO_2 . Subtropical lakes with lower buffer capacity and not limited by nutrients might experiment strong sazonal variation in pH, trending to acidiphication in the winter, and hard water combined with eutrophication in the summer.

In conclusion, this thesis provides strong evidence that subtropical systems maintain a high and variable unbalance of CO_2 and CH_4 , indicating that the spatial and temporal variability of the CO_2 and CH_4 fluxes should be taken into account in the global and local balances. Furthermore, the systems must be studied separately because they have characteristics that result in huge differences in the CO_2 and CH_4 fluxes at the air-water interface, despite of situated in the same climatic zone. This thesis demonstrates that the integration of data field and complex mathematical models is a powerful methodological approach not just on carbon balance studies, but also, in general, in limnology, which is able to integrate discrete monitoring to be further used in forecasting scenarios.

Lista de Figuras

- Figura 1.1. Esquema do balanço global anual de energia na Terra. 49% (168 W.m⁻²) da radiação solar incidente é absorvida pela superfície. Esse calor é retornado para a atmosfera como calor sensível, evaporação (calor latente) e radiação térmica infravermelha. A maior parcela da radiação é absorvida pela atmosfera, que por sua vez emite radiação nas duas direções (para cima e para baixo). A radiação perdida para o espaço é originada no topo das nuvens e regiões da atmosfera mais frias do que a superfície. Isso causa o efeito estufa. Fonte: IPCC (2007) p.1
- Figura 1.2. Relação entre as concentrações atmosféricas de CO₂ (acima) e CH₄ (abaixo) e a força radioativa correspondente ao longo dos últimos 10.000 anos e desde 1750 (em destaque). As medições foram obtidas a partir de testemunhos de gelo (símbolos com diferentes cores para os diferentes estudos) e amostras atmosféricas (linhas vermelhas). Fonte: IPCC (2007) p.2
- Figura 1.3. À esquerda são mostradas as alterações observadas na (a) temperatura média global da superfície terrestre; (b) média global da elevação do nível do mar a partir de dados de marégrafo (azul) e satélite (vermelho) e (c) cobertura de neve do Hemisfério Norte para março-abril. As curvas suavizadas representam valores médios decenais, enquanto que os círculos indicam valores anuais. As áreas sombreadas são os intervalos estimados com base em uma análise abrangente das incertezas conhecidas (a e b) e nas séries temporais (c). À direita são mostradas as previsões dos cenários de mudanças climáticas com base em modelos de circulação global. Extraído de Houghton et al. (2001) p.3
- Figura 1.4. Fluxos líquidos do carbono através dos ecossistemas aquáticos continentais, incluindo emissões antropogênicas. Os valores indicam fluxos entre compartimentos (preto) ou taxas de conversão dentro do compartimento (vermelho); em Pg C.ano⁻¹; sinais negativos indicam perdas para a atmosfera. Fluxos brutos da atmosfera para o ambiente terrestre e oceanos, e componentes naturais (Nat) e antropogênicos (Ant) da produção primária líquida (consumo líquido de carbono pela fotossíntese) são mostrados para o ambientes terrestre e oceanos. Fonte: Battin et al. (2009) p.5
- Figura 1.5. Diagrama simplificado do ciclo do carbono em ambientes aquáticos. p.7
- Figura 2.1. Localização da bacia do arroio Capivara e das seções de monitoramento da qualidade da água no gradiente de uso e ocupação do solo na bacia (Fonte: Souza et al. 2011). p.20
- Figura 2.2. Variação temporal da temperatura da água (superior) e do fluxo de base (inferior) durante o período nas seções de amostragem da bacia do arroio Capivara. Linhas em verdes identificam os pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana. p.25
- Figura 2.3. Variação temporal para Fósforo Total (FT), Nitrogênio total (NT), Oxigênio dissolvido (OD), condutividade e turbidez nas 6 seções de amostragem da bacia do Capivara. Ao lado, são mostrados gráficos box-plot com os valores máximos, mínimos, médios (círculos cinza), e percentis 25%, 50% e 75%. Linhas em verdes identificam os pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana. p.28
- Figura 2.4. Variação temporal para Carbono Inorgânico Dissolvido (CID), Carbono Orgânico Dissolvido (COD), alcalinidade e pH nas 6 seções de amostragem da bacia do Capivara. Ao lado, são mostrados gráficos box-plot com os valores máximos, mínimos, médios, e percentis 25%, 50% e 75%. Linhas em verdes identificam os p.31

- pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana. p.32
- Figura 2.5. Média e Desvio-padrão da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) e fluxo de na interface ar-água (FCO₂) ao longo do gradiente climático (A), espacial (B e C) durante o período de monitoramento nas 6 seções de amostragem na bacia do arroio Capivara. p.32
- Figura 3.1. Localização do Reservatório Faxinal (3,1 km²) e sua bacia de drenagem. p.51
- Figura 3.2. Batimetria do reservatório Faxinal com a localização dos pontos de amostragem (projeção UTM-22S). p.52
- Figura 3.3. Variabilidade da precipitação e nível (a) e perfis verticais de temperatura (b) e da saturação de oxigênio dissolvido (c) no ponto mais profundo, próximo ao barramento (F4). No gráfico superior são localizadas as campanhas ao longo do período. p.58
- Figura 3.4. Perfis verticais de (a) fósforo solúvel reativo (SRP), (b) nitrogênio inorgânico dissolvido (NID) e (c) clorofila *a* no ponto mais profundo próximo ao barramento. p.59
- Figura 3.5. Perfis verticais de (a) carbono orgânico particulado (POC), (b) orgânico dissolvido (DOC) e (c) inorgânico dissolvido (DIC) no ponto mais profundo próximo ao barramento. p.60
- Figura 3.6. Perfis verticais de (a) CO₂ e (b) CH₄ dissolvidos no ponto mais profundo próximo ao barramento. p.61
- Figura 3.7. Variabilidade dos fluxos difusivos de CO₂ e CH₄ no reservatório Faxinal. Os fluxos de CO₂ são mostrados em termos da mediana (linha pontilhada) e percentis 10 e 90% (banda cinza). p.64
- Figura 3.8. Relação entre os fluxos ebulitivos de CH₄ (escala logarítmica) e a temperatura do ar (a) e entre os fluxos ebulitivos e a profundidade (b) nos pontos de amostragem (círculos indicam o fluxo médio e traços indicam o valor máximo obtido no ponto). p.65
- Figura 3.9. Relação entre fluxos ebulitivos e idade do lago para os reservatórios brasileiros. O círculo vermelho indica o reservatório Faxinal segundo os dados obtidos até o momento. (Extraído de Santos et al. 2008) p.71
- Figura 4.1. Sistema hidrológico do Taim e Lagoa Mangueira situados no município de Santa Vitória do Palmar, extremo sul do Brasil (Rodrigues et al. 2011). p.83
- Figura 4.2. Localização dos pontos amostrais (esquerda) e batimetria da lagoa Mangueira (direita). p.85
- Figura 4.3. Padrão sazonal de precipitação ($M \pm DP$) e velocidade dos ventos no período (M) entre 2001 e 2010. p.89
- Figura 4.4. Mediana e percentis 25% e 75% das variáveis ambientais na lagoa Mangueira – período 2001-2011. Diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) entre as seções de amostragem (MS, MC, MN) e no gradiente sazonal (verão, outono, inverno e verão) são representadas por diferentes letras. p.92
- Figura 4.5. Série temporal e curva de permanência da pressão de saturação de CO₂ para o período entre 2001 a 2011 no ponto de amostragem NORTE (superior), CENTRO (centro) e SUL (inferior) da lagoa Mangueira. A linha vermelha representa a pressão de CO₂ na atmosfera (380 uatm). p.93

- Figura 4.6. Mediana e percentis 25% e 75% para $p\text{CO}_2$ e FCO_2 na lagoa Mangueira – período 2001-2011. Diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) entre as seções de amostragem (MS, MC, MN) e no gradiente sazonal (verão, outono, inverno e verão) são representadas por diferentes letras. A linha vermelha no gráfico para $p\text{CO}_2$ representa a pressão de CO_2 na atmosfera (380 uatm). p.94
- Figura 4.7. Variabilidade do perfil vertical no ponto central da lagoa Mangueira para $p\text{CO}_2$, temperatura e clorofila a, e variação temporal da precipitação, vento, secchi e fluxo de CO_2 no período 2010-2011. Os pontos pretos indicam os pontos de amostragem no perfil de profundidade. p.97
- Figura 4.8. Heterogeneidade espacial de $p\text{CO}_2$ na lagoa Mangueira nas campanhas sazonais realizadas no período 2010-2011 em 19 pontos amostrais. p.98
- Figura 4.9. Série temporal dos balanços anuais dos fluxos de CO_2 no período 2001-2011 (barras) e variáveis ambientais (linhas pontilhadas, médias anuais para precipitação e temperatura do ar,). À direita é mostrada a correlação entre as séries (* $p < 0,05$). p.99
- Figura 4.10. Balanço anual dos fluxos de CO_2 para os anos de 2010 e 2011 para diferentes densidades amostrais. p.100
- Figura 5.1. Estrutura esquemática do modelo IPH-ECO, mostrando a diferenciação espacial que pode ser levada em conta entre lago e banhado (Fragoso 2009). p.114
- Figura 5.2. Diagrama esquemático da grade computacional utilizada no módulo hidrodinâmico. Considere h sendo a profundidade a partir de um nível de referência, η a elevação da superfície da água e u , v e w as componentes da velocidade da água nas direções x , y e z , respectivamente (Modificado de Casulli & Cheng, 1992). p.115
- Figura 5.3. Estrutura simplificada do modelo IPH-ECO (fração do lago). Os blocos em duplo são modelados por compartimentos compostos por peso seco e nutrientes (P, N e Si). Três grupos funcionais de fitoplâncton podem ser definidos: cianobactérias, diatomáceas e algas verdes. As macrófitas aquáticas podem ser divididas em enraizadas, não enraizadas, flutuantes e emergentes. Os peixes omnívoros e planctívoros têm dois estágios de vida: juvenil e adulto. As setas sólidas representam os fluxos de massa e as setas tracejadas denotam relações empíricas (o sinal de menos indica uma influência negativa na transparência da água, caso contrário positiva) (Modificado de Janse 2005). p.117
- Figura 5.4. Modificações nos compartimentos de matéria orgânica realizadas no modelo IPH-ECO. À esquerda é mostrado o compartimento de *detritus* até então utilizado para a representação da matéria orgânica. À direita são mostrados os 4 novos compartimentos de matéria orgânica no modelo: matéria orgânica dissolvida lábil (MODL), dissolvida refratária (MODR), particulada lábil (MOPL) e particulada refratária (MOPR). p.121
- Figura 5.5. Fluxograma do modelo conceitual para representação do *loop* microbiano (grupo de bactérias genérico) no modelo IPH-ECO v2.0. p.122
- Figura 5.6. Processos e fluxos entre os compartimentos de carbono orgânico dissolvido e particulado (lábil e refratária) e a biota aquática. Os fluxos são representados por uma cinética 1ª ordem mediados por constantes cinéticas (k) e velocidade de sedimentação (v). p.124

- Figura 5.7. Processos e fluxos simulados no modelo para bacterioplâncton. O parâmetro Y representa a eficiência de conversão de substrato em biomassa. O modelo para bacterioplâncton foi adaptado de Chapra (1997). Os fluxos são representados por uma cinética 1ª ordem mediados por constantes cinéticas (k) e velocidade de sedimentação (v). p.125
- Figura 5.11. Processos e fluxos para a representação do carbono inorgânico dissolvido no modelo IPH-ECO v.2.0. Os fluxos são representados por uma cinética 1ª ordem mediados por constantes cinéticas (k). p.129
- Figura 5.12. Processos e fluxos simulados no modelo IPH-ECO v2.0 para metano. Os fluxos são representados por uma cinética 1ª ordem mediados por constantes cinéticas (k). p.131
- Figura 6.1. Modelo conceitual para as aplicações do modelo IPH-ECO na lagoa Mangueira. p.141
- Figura 6.2. Modelo numérico da batimetria da Lagoa Mangueira no *grid* utilizado no modelo IPH-ECO. p.142
- Figura 6.3. Localização da região de estudo e célula da grade dos MCGs (na cor laranja) onde os resultados são obtidos. p.144
- Figura 6.4. Comparação entre os dados observados (mediana, círculos verdes, e percentis 10 e 90) e simulados na lagoa Mangueira para: a) temperatura da água, b) oxigênio dissolvido, c) ortofosfatos, d) nitrogênio amoniacal, e) nitratos, f) clorofila *a*, g) pressão parcial de CO_2 e h) pH. Etapa de ajuste: período 2001-2006. Etapa de validação: período 2001-2007. p.151
- Figura 6.5. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO_2 na Lagoa Mangueira: (a) verão de 2002 e (b) inverno de 2002. p.153
- Figura 6.6. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO_2 na Lagoa Mangueira: (a) verão de 2003 e (b) inverno de 2003. p.153
- Figura 6.7. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO_2 na Lagoa Mangueira: (a) transição primavera-verão de 2003 e (b) inverno de 2004. p.154
- Figura 6.8. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO_2 na Lagoa Mangueira: (a) transição primavera-verão de 2004 e (b) outono de 2005. p.154
- Figura 6.9. Estatísticas das projeções mensais (Mediana, P90, P10) da pressão parcial de CO_2 na lagoa Mangueira nos cenários A2 e B2, para o futuro próximo (intervalo de 30 anos centrado em 2030) e para o futuro longo (intervalo de 70 anos centrado em 2070), considerando o conjunto de modelos climáticos. A linha vermelha representa o cenário atual ou de referência. p.156
- Figura 6.10. Comparação entre o cenário atual e cenários de mudanças climáticas dos fluxos de carbono entre os compartimentos: GPP (produção primária), R (respiração), RF (respiração do fitoplâncton), RB (mineralização, DOM- \rightarrow CO₂), SED (fluxo de CO₂ do sedimento), FCO₂ Source (fluxo evasivo) e FCO₂ Sink (fluxo invasivo). P.157

Lista de Tabelas

Tabela 2.1. Média (M), desvio-padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) das variáveis ambientais monitoradas durante o período de jun/2007 a jun/2008 nas 6 seções de amostragem do arroio Capivara e afluentes.	p.24
Tabela 2.2. Análise de Variância (ANOVA) entre os trechos urbano e rural.	p.26
Tabela 2.3. Coeficiente de correlação de Pearson para o relacionamento entre as variáveis ambientais monitoradas (* $p < 0,05$). Com exceção de pH e FCO ₂ , as demais variáveis foram log-transformadas.	p.33
Tabela 2.4. Pressão parcial (pCO ₂) e Fluxos de CO ₂ para alguns rios do mundo.	p.41
Tabela 3.1. Coeficiente de correlação de Spearman para o relacionamento entre as variáveis ambientais monitoradas (* $p < 0,01$). Com exceção de pH, as demais variáveis foram log-transformadas.	p.63
Tabela 4.1. Média, desvio padrão (DP), valores mínimos (min) e máximos (max) de pCO ₂ , FCO ₂ e das variáveis ambientais medidas na lagoa Mangueira no período 2001-2010 nos pontos sul (MS), central (MC) e norte (MN).	p.91
Tabela 4.2. Correlação de Spearman entre pCO ₂ e FCO ₂ e as variáveis ambientais (* $p < 0,05$).	p.95
Tabela 4.3. Comparação de pCO ₂ e FCO ₂ (valores médios) com outros lagos em diferentes zonas climáticas.	p.102
Tabela 5.1. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica do COP e COD.	p.123
Tabela 5.2. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de bactérias em termos carbono.	p.126
Tabela 5.3. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de fitoplâncton em termos de carbono.	p.126
Tabela 5.4. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de macrófitas aquáticas em termos de carbono.	p.127
Tabela 5.5. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para representar a dinâmica do peso seco e carbono de peixes e zooplâncton.	p.128
Tabela 5.6. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para representar a dinâmica de carbono inorgânico dissolvido.	p.128
Tabela 5.7. Equações diferenciais no modelo IPH-ECO v.2.0 para representar a dinâmica de metano na coluna d'água.	p.131
Tabela 6.1. Modelos acoplados atmosfera-oceano de circulação geral utilizados no SCENGEN versão 5.3.	p.146

Abreviaturas e Símbolos

A = biomassa de fitoplâncton

ALK = alcalinidade

B = biomassa de bactérias

C = carbono

CH₄ = metano

CH_{4(b)} = metano como bolha

CH_{4(d)} = metano dissolvido

Chl_a = clorofila *a*

CO₂ = dióxido de carbono

CO₃²⁻ = íon carbonato

Cond = condutividade da água

CV = coeficiente de correlação

DIC = carbono inorgânico dissolvido

DOC = carbono orgânico dissolvido

DP = desvio padrão

DW = peso seco

FCO₂ = fluxo difusivo de CO₂ na interface ar-água

FCH₄ = fluxo difusivo de CH₄ na interface ar-água

CO₂ E CH₄ = gases do efeito estufa

H⁺ = íon hidrogênio

HCO₃⁻ = íon bicarbonato

IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change

K₁ = coeficiente de dissolução do ácido carbônico – CO₂ = HCO₃⁻

K₂ = coeficiente de dissolução do ácido carbônico – HCO₃⁻ = CO₃²⁻

K_d = coeficiente de atenuação da luz

K_hCH₄ = coeficiente de dissolução de Henry para o metano

K_hCO₂ = coeficiente de dissolução de Henry para o dióxido de carbono

K_w = coeficiente de dissolução da água

K_x = coeficiente de trocas gasosas

M = biomassa de macrófitas

MOD = matéria orgânica dissolvida

MODL = matéria orgânica dissolvida lábil

MODR = matéria orgânica dissolvida refratária

MOP = matéria orgânica particulada

MOPL = matéria orgânica particulada lábil

MOPR = matéria orgânica particulada refratária

N = nitrogênio

NID = nitrogênio inorgânico dissolvido

NT = nitrogênio total

OD = oxigênio dissolvido

OH⁻ = íon hidroxila

P = fósforo

P₁₀ = percentil 10%

P₉₀ = percentil 90%

PAR = Radiação Fotossintética Ativa

PELD = Programa de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração

POC = carbono orgânico particulado

PROSAB = Programa de Saneamento do CNPQ e FINEP

PT = Fósforo Total

Q = Vazão hidráulica

S_c = Coeficiente de Schmidt

SHT = Sistema Hidrológico do Taim

Si - sílica

SRP = Fósforo Solúvel Reativo

SST = Sólidos Suspensos Totais

T = temperatura

TOC = carbono orgânico total

Turb = Turbidez

U₁₀ = Velocidade do vento a 10 m de altura

UV = radiação ultravioleta

Y=eficiência de conversão de substrato em biomassa

Z = biomassa de zooplâncton

Sumário

Apresentação

Capítulo 1. Introdução.....	1
1.1. Efeito Estufa, Dinâmica Global do Carbono e Ecossistemas Aquáticos.....	1
1.2. Objetivo Geral, Questões e Estrutura da Tese.....	8
PARTE I – ESTUDOS <i>IN SITU</i>	15
Capítulo 2. Persistente evasão de CO₂ em um arroio rural-urbano e sua relação com a qualidade da água e ocupação do solo.....	16
INTRODUÇÃO	16
MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
Área de estudo.....	18
Delineamento amostral e medições de campo.....	20
Análises químicas.....	22
Pressão parcial na água (pCO ₂) e Fluxo na interface ar-água.....	22
Análise estatística.....	24
RESULTADOS.....	24
Regime hidrológico e térmico.....	28
Variáveis limnológicas.....	36
Carbono - Concentrações, pressão parcial e fluxos na interface ar-água.....	39
DISCUSSÕES.....	39
Variabilidade espacial de pCO ₂ e FCO ₂	39
Importância da contribuição alóctone e autóctone de alcalinidade para o fluxo de CO ₂	39
Sazonalidade das pressões parciais e fluxos de CO ₂	39
Referências.....	39
Capítulo 3. Variabilidade espacial e temporal das emissões de gases do efeito estufa (CO₂ e CH₄) em um reservatório profundo subtropical.....	45
INTRODUÇÃO.....	46
MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
Área de estudo.....	50
Delineamento amostral e medições de campo.....	51
Medição da concentração de CO ₂ e CH ₄ na coluna d'água e fluxos na interface ar-água.....	53
Análises químicas e limnológicas.....	56
Análises dos dados.....	56
RESULTADOS.....	56
Balanço hídrico, Padrão de Estratificação Térmica e de Oxigênio Dissolvido.....	59
Dinâmica de nutrientes dissolvidos e clorofila-a.....	60
Concentrações de Carbono Orgânico, CO ₂ e CH ₄ na coluna água.....	64
Fluxos Difusivos.....	64
Fluxos Ebulitivos.....	66
DISCUSSÕES.....	66
Emissões de CO ₂	69
Emissões de CH ₄	72

CONCLUSÕES.....	72
Referências.....	
Capítulo 4. Variabilidade de longo prazo na pressão parcial de CO₂ em um lago raso subtropical – 10 anos de observações.....	79
INTRODUÇÃO.....	80
MATERIAIS E MÉTODOS.....	82
Área de estudo.....	82
Delineamento amostral e medições de campo.....	84
Análise das amostras.....	86
Estimativa da Pressão Parcial e Fluxos de CO ₂	86
Análise dos dados.....	88
RESULTADOS.....	89
Variáveis ambientais.....	89
Pressão parcial e fluxos de CO ₂ na interface ar-água.....	93
DISCUSSÕES.....	101
Comparação com outros lagos.....	101
Heterogeneidade especial.....	102
Variabilidade sazonal dos fluxos de CO ₂	104
Contribuição do Fluxo Subterrâneo para o pCO ₂ na lagoa.....	105
CONCLUSÕES.....	105
Referências.....	106
PARTE II –MODELAGEM ECOLÓGICA E MUDANCAS CLIMÁTICAS	110
Capítulo 5. Modelagem Ecológica da Produção de Gases do Efeito Estufa – Modelo IPH-ECO 2.0.....	111
Introdução.....	114
Modelo IPH-ECO.....	120
Visão geral das modificações no modelo IPH-ECO.....	121
Processos e fluxos dos compartimentos abióticos e bióticos do carbono orgânico.....	122
Fluxos e processos dos Gases do Efeito Estufa (CO ₂ e CH ₄).....	132
Referências.....	
Capítulo 6. Previsão dos efeitos das mudanças climáticas na dinâmica do carbono de um lago raso subtropical: Implicações para a emissão de CO₂	136
INTRODUÇÃO.....	137
MÉTODOS.....	140
Área de estudo.....	140
Configuração das aplicações.....	140
Discretização e simplificação do sistema.....	141
Entradas do modelo.....	142
Ajuste do modelo IPH-ECO.....	143
Avaliação dos efeitos das mudanças climáticas nos fluxos de CO ₂ e processos internos.....	143
Seleção dos cenários de emissão.....	144
Definição dos modelos climáticos utilizados.....	145
RESULTADOS.....	148
Ajuste do modelo.....	148
Padrões Espaciais e Temporais na pressão parcial de CO ₂	152

<i>Cenários de Mudanças Climáticas.....</i>	155
DISCUSSÕES.....	158
<i>Ajuste e desempenho do modelo.....</i>	158
<i>Heterogeneidade espacial de CO₂ na lagoa.....</i>	159
<i>Implicações das mudanças climáticas para as emissões de CO₂</i>	160
CONCLUSÕES.....	163
Referências.....	163
Capítulo 7. Regulação Espaço-Temporal e Implicações das Mudanças Climáticas na	168
Emissão de CO₂ e CH₄ em Ecossistemas Aquáticos Subtropicais	

1. Introdução

1.1. Efeito Estufa, Dinâmica do Carbono e Ecossistemas Aquáticos

O dióxido de carbono (CO_2) e metano (CH_4) são importantes gases que ocorrem naturalmente na atmosfera. A força radioativa desses elementos tem um papel fundamental no controle do fluxo de energia entre o ambiente terrestre, atmosfera e o meio exterior. Essa regulação ocorre por meio da retenção do calor pelos gases que compõem a atmosfera, devido à absorção da radiação infravermelha refletida ou produzida pela Terra (Figura 1.1). Esse mecanismo, conhecido como “Efeito Estufa”, é um fenômeno natural e essencial para o desenvolvimento da vida no planeta, já que é responsável pela manutenção da temperatura média global em torno de 18°C (IPCC 2007). Por essa razão, dentre outros, CO_2 e CH_4 têm sido convenientemente chamados de gases do efeito estufa (GEE).

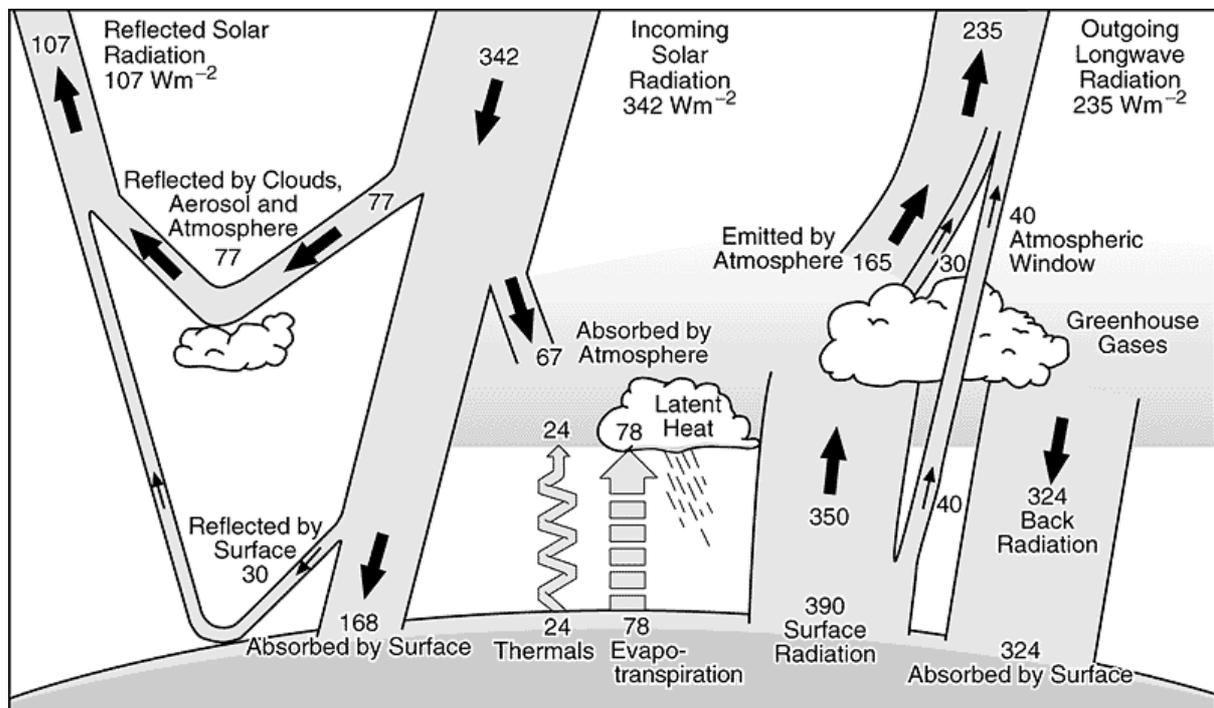


Figura 1.1. Esquema do balanço global anual de energia na Terra. 49% (168 W.m^{-2}) da radiação solar incidente é absorvida pela superfície. Esse calor é retornado para a atmosfera como calor sensível, evaporação (calor latente) e radiação térmica infravermelha. A maior parcela da radiação é absorvida pela atmosfera, que por sua vez emite radiação nas duas direções (para cima e para baixo). A radiação perdida para o espaço é originada no topo das nuvens e regiões da atmosfera mais frias do que a superfície. Isso causa o efeito estufa. Fonte: IPCC (2007)

Na última década, pesquisas paleoclimáticas têm sugerido uma sincronia entre os aumentos naturais nas concentrações de CO_2 e CH_4 na atmosfera e períodos distintos de aquecimento global ao longo da história geológica da Terra (Kump 2002). O mesmo pareamento é observado

nos registros de força radioativa da atmosfera (Figura 1.2). Esses indícios têm sido utilizados para sustentar a tese do relacionamento entre o aquecimento global e a emissão de CO₂ e CH₄.

Séries temporais recentes revelam que os níveis de CO₂ na atmosfera (~380 ppm) são significativamente superiores à variabilidade natural (~250-280 ppm) estimada para os últimos 10.000 anos (Figura 1.2). No mesmo período, as concentrações de CH₄ na atmosfera também aumentaram drasticamente, mostrando uma variação de 0,7 ppm para 1,9 ppm (Figura 1.2). Depois do CO₂, metano é o principal gás traço responsável pelo aquecimento global (~14%; Forster et al. 2007). Apesar de estar presente em uma concentração significativamente inferior na atmosfera, o potencial de aquecimento global de cada molécula de CH₄ é 25 vezes superior do que uma única molécula de dióxido de carbono (Forster et al. 2007).

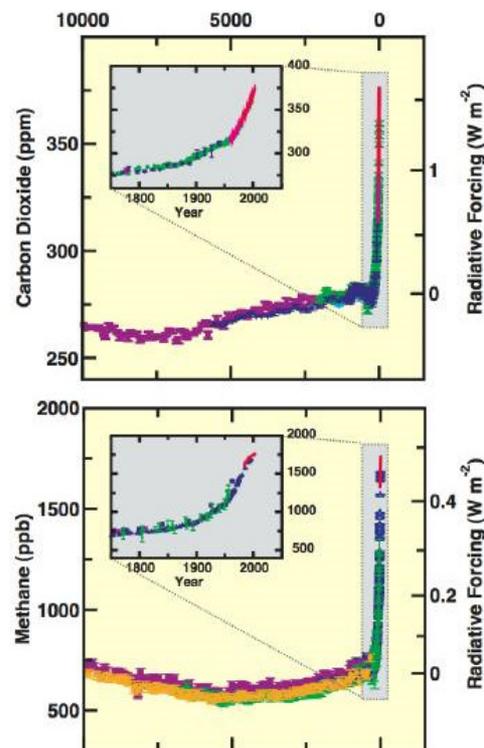


Figura 1.2. Relação entre as concentrações atmosféricas de CO₂ (acima) e CH₄ (abaixo) e a força radioativa correspondente ao longo dos últimos 10.000 anos e desde 1750 (em destaque). As medições foram obtidas a partir de testemunhos de gelo (símbolos com diferentes cores para os diferentes estudos) e amostras atmosféricas (linhas vermelhas). Fonte: IPCC (2007)

O atual período de aquecimento global e a elevação sistemática da concentração de CO₂ e CH₄ na atmosfera têm sido vinculados às emissões antropogênicas originadas pela queima de combustíveis fósseis a partir da Revolução Industrial (IPCC 2007). Nesse período, evidências têm mostrado que a elevação da temperatura tem sido acompanhada também do aumento do nível do mar e redução da cobertura de gelo (Figura 1.3). De acordo com o Painel

Intergovernamental sobre Mudança do Clima (IPCC 2007), previsões climáticas baseadas em modelos de circulação global (*CGM – Circulation Global Models*) têm sugerido que a falta de ações adequadas para o controle de emissões antropogênicas de CO_2 e CH_4 nas próximas décadas poderá provocar uma elevação da temperatura de 1,4 a 5,8°C no final deste século (Figura 1.3, Houghton et al. 2001). Diante desse recente paradigma, sérios esforços têm sido realizados para reduzir as emissões de CO_2 e CH_4 , bem como aprofundar o conhecimento a respeito dos fluxos de carbono entre os diversos compartimentos da paisagem. Nesse contexto, o desenvolvimento de pesquisas com o objetivo de se conhecer as emissões de CO_2 e CH_4 em ambientes terrestres e aquáticos tem sido sistematicamente estimulado (Conrad 1996; Segers 1998; Tremblay et al. 2005; UNESCO/IHA 2011). Além disso, novas tecnologias que auxiliem na mitigação e previsão de médio e longo prazo das fontes antropogênicas de CO_2 e CH_4 têm se tornado um dos principais desafios nas estratégias de desenvolvimento sustentável (UNESCO/IHA 2011).

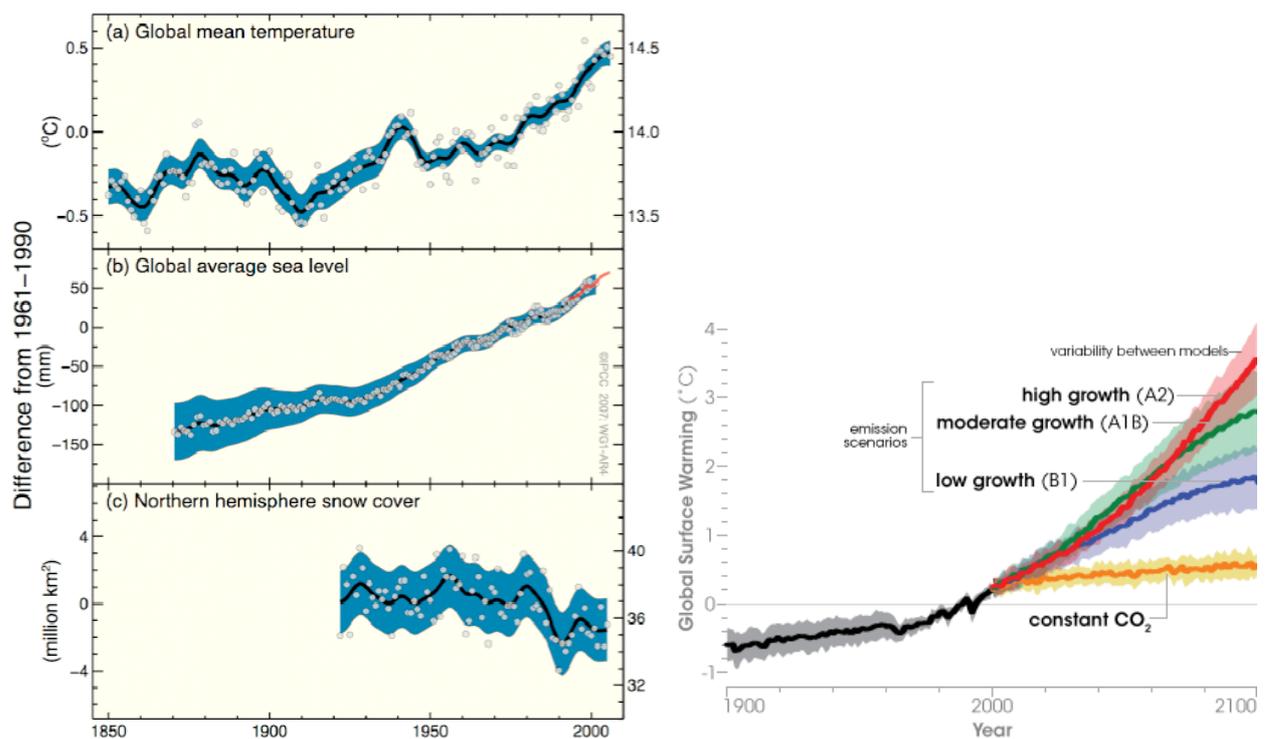


Figura 1.3. À esquerda são mostradas as alterações observadas na (a) temperatura média global da superfície terrestre; (b) média global da elevação do nível do mar a partir de dados de marégrafo (azul) e satélite (vermelho) e (c) cobertura de neve do Hemisfério Norte para março-abril. As curvas suavizadas representam valores médios decenais, enquanto que os círculos indicam valores anuais. As áreas sombreadas são os intervalos estimados com base em uma análise abrangente das incertezas conhecidas (a e b) e nas séries temporais (c). À direita são mostradas as previsões dos cenários de mudanças climáticas com base em modelos de circulação global. Extraído de Houghton et al. (2001).

Ecosistemas aquáticos continentais, incluindo lagos, reservatórios e a rede de drenagem, têm sido identificados como importantes compartimentos na ciclagem global do carbono (Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009). Lagos e reservatórios, particularmente, convergem e mobilizam uma grande quantidade do carbono gerado na bacia hidrográfica através da sua rede de drenagem (Knoppers 1994). Assim, apesar de abrangerem uma pequena parcela da superfície terrestre (em torno de 3%, Downing et al. 2006), esses sistemas têm sido considerados grandes armazenadores e transformadores do carbono alóctone devido, respectivamente, aos processos de sedimentação e, principalmente, mineralização do carbono e produção de CO₂ e CH₄ (Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009; Williamson et al. 2009). Nesse contexto, diversos estudos têm evidenciado que lagos e reservatórios apresentam concentrações de CO₂ acima da saturação, atuando portanto como fontes de CO₂ e CH₄ para atmosfera (Kling et al. 1991; Cole et al. 1994; Cole e Caraco 1998; Abril et al. 2005; Rosa et al. 2004; Duarte e Prairie 2005; Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009; Marotta et al. 2009a). Além do processo evasivo, têm sido sugerido também que lagos e reservatórios podem depositar anualmente mais carbono orgânico nos sedimentos do que os oceanos (Dean e Gorham 1998). O acúmulo do carbono orgânico nos sedimentos de lagos e reservatórios possui papel fundamental no fluxo de CO₂ e CH₄, pois subsidiam os fluxos difusivos e ebulitivos, sobretudo, nas zonas rasas de lagos e reservatórios recentes (Santos et al. 2008). Por outro lado, estudos com o enfoque em ambientes lóticos têm evidenciado que a rede de drenagem pode representar o principal conduto de ligação entre o CO₂ respirado pelo solo e vegetação terrestre via escoamento subsuperficial para atmosfera (Kling et al. 1991; Palmer 2001; Richey et al. 2002; Battin et al. 2008). A persistente condição de supersaturação de CO₂ em rios e estuários é especialmente destacada em relação a lagos e reservatórios (Duarte e Prairie 2005).

Sendo assim, ao contrário da hipótese de neutralidade assumida para ambientes aquáticos continentais em modelos globais de carbono, tem sido proposto agora que lagos, reservatórios e rios são compartimentos extremamente ativos na ciclagem do carbono global (Cole et al. 2007). Em termos quantitativos, estimativas atuais sugerem que ecossistemas aquáticos continentais transportam, mineralizam e sedimentam cerca de 2,7 Pg C/ano (Tranvik et al. 2009, Figura 1.4). Este fluxo é similar ao carbono de origem antropogênica fixado pelo ambiente terrestre (2.8 Pg C/ano, Battin et al. 2009). Logo, esses ambientes podem contabilizar por uma porção substancial do carbono perdido oriundo da queima antropogênica de combustíveis fósseis e, portanto, contribuir para a regulação das mudanças climáticas (Cole et al. 2007, Williamson et al. 2009). Além disso, sistemas aquáticos podem funcionar como importantes indicadores de alterações no

clima (Williamson et al. 2009; Adrian et al. 2009). Entretanto, estimativas de previsão dos efeitos das mudanças climáticas em lagos e reservatórios, principalmente, com um viés de emissão de CO₂ e CH₄ ainda são limitadas.

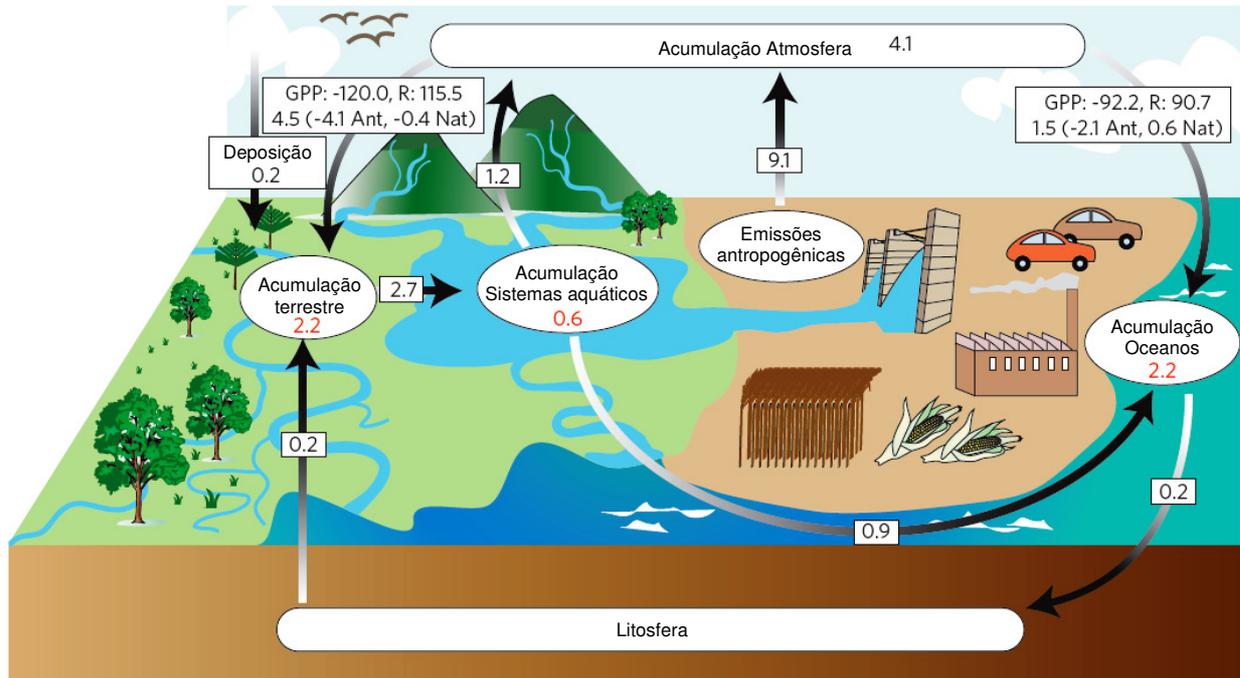


Figura 1.4. Fluxos líquidos do carbono através dos ecossistemas aquáticos continentais, incluindo emissões antropogênicas. Os valores indicam fluxos entre compartimentos (preto) ou taxas de conversão dentro do compartimento (vermelho); em Pg C.ano⁻¹; sinais negativos indicam perdas para a atmosfera. Fluxos brutos da atmosfera para o ambiente terrestre e oceanos, e componentes naturais (Nat) e antropogênicos (Ant) da produção primaria líquida (consumo líquido de carbono pela fotossíntese) são mostrados para o ambientes terrestre e oceanos. Fonte: Battin et al. (2009)

Estimativas globais ainda apresentam importantes lacunas, pois carecem de uma melhor representação espacial de sistemas situados em extensas regiões geográficas de clima tropicais e subtropicais, com grande relevância para ciclo do carbono e representatividade na superfície terrestre (Downing et al. 2006). Essas regiões apresentam regimes de temperatura, incidência solar, precipitação e produção terrestre na bacia de drenagem diferentes de zonas temperadas (Luyssaert et al. 2007), as quais ainda são fortemente subrepresentados na literatura científica para CO₂ e CH₄ (St Louis et al. 2000; Cole et al. 2007; Sobek et al. 2005; Werhli 2011). O clima subtropical, especialmente, possui uma sazonalidade bem definida, caracterizando-se por um regime térmico intermediário entre a zona tropical e a temperada. Logo, estimativas mais acuradas das emissões globais de ecossistemas aquáticos continentais e um melhor entendimento sobre as mudanças climáticas passam por reduzir a lacuna de dados relacionados aos

ecossistemas tropicais e subtropicais (Cole et al. 2007; Sobek et al. 2007; Werhli 2011). Iniciativas com o objetivo de estimar os fluxos de fixação, evasão e armazenamento do carbono nesses ambientes são de especial relevância no contexto de mudanças no clima, pois contribuem para a quantificação das fontes e sumidouros de carbono na biosfera, a fim de se reduzirem as incertezas envolvidas nos balanços globais de carbono.

Como já mencionado, ecossistemas aquáticos continentais representam um relevante vetor adicional na ciclagem do carbono terrestre através do fluxo de CO₂ e CH₄ na interface com a atmosfera até então ignorado nos modelos globais (Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009), mas que merecem atenção especial visando o apropriado gerenciamento das emissões antropogênicas e mitigação das mudanças climáticas (Battin et al. 2009) ou estratégias de adaptação às mesmas. Nesse contexto, a crescente demanda por energia e por abastecimento para os diversos fins, sobretudo nos países em desenvolvimento, impõe um desafio nas próximas décadas quanto à mitigação e controle de fontes antropogênicas de CO₂ e CH₄ oriundas de novos lagos artificiais. Nos últimos anos, embora reservatórios de hidrelétricas tenham centralizado a atenção em torno do debate a respeito do seu potencial de aquecimento global em relação a outras alternativas de energia (Fearnside 2004, 2005, 2006; Rosa et al. 2004, 2006; Santos et al. 2006), deve ser enfatizado que reservatórios para outros fins representam a maior parcela dos lagos existentes, e tendem a aumentar sem quaisquer especulações de alternativas concorrentes. Segundo Tremblay et al. (2005), 71% dos reservatórios para um único uso são utilizados para irrigação, recreação, abastecimento, navegação e controle de cheias, enquanto que apenas 20% estão relacionados à produção de energia. Estimativas de emissões de CO₂ e CH₄ de reservatórios (Barros et al. 2011) sugerem que hidrelétricas respondem por apenas 16% das emissões de CO₂ e CH₄ de todos os reservatórios construídos. Portanto, esforços devem ser direcionados no desenvolvimento de ferramentas de previsão dos impactos sobre o fluxo de carbono na bacia hidrográfica e emissão de CO₂ e CH₄ considerando as características locais de cada novo empreendimento (IHA/UNESCO 2010). Além disso, especialmente no âmbito nacional, investigações para o conhecimento das emissões antropogênicas de lagos artificiais já em operação devem ser estimuladas, visando a elaboração de inventários mais abrangentes das emissões de CO₂ e CH₄.

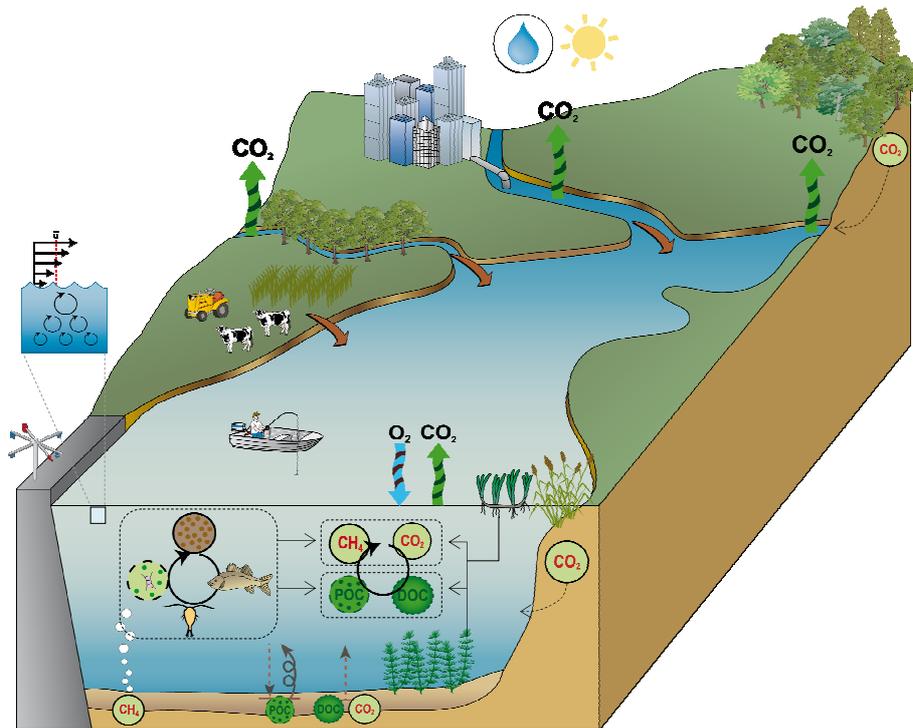


Figura 1.5. Diagrama simplificado do ciclo do carbono em ambientes aquáticos.

Apesar de alguns estudos sugerirem um padrão global nas emissões de CO_2 e CH_4 ao longo do gradiente climático (Marotta et al. 2009a; Barros et al. 2011; Kosten et al. 2010), esses fluxos dependem de uma dinâmica complexa entre diversos processos internos e fluxos com a bacia de drenagem (Figura 1.5), além de características específicas de cada sistema como, principalmente, morfologia (Staeher et al. 2011; Bastviken et al. 2004) e estoques de carbono no solo e vegetação no caso de lagos artificiais (Kelly et al. 1997). O balanço entre produção primária e respiração tem sido apontado como o principal regulador da evasão de CO_2 para a atmosfera (Cole et al. 2007). Enquanto a produção primária é afetada pela disponibilidade de nutrientes, luz e temperatura (Wetzel 2001) (controle ascendentes), e pela estrutura da cadeia trófica (Schindler 1997; Cole et al. 2000; Marotta et al. 2010) (controle descendente), a respiração do sistema pode ser fortemente subsidiada pelo carbono alóctone (Pace et al. 2004; Carpenter et al. 2001; Duarte e Prairie 2005). Nesse contexto, lançamentos de esgotos domésticos *in natura* nos corpos d'água – cenário comum em metrópoles de países em desenvolvimento – podem intensificar o metabolismo aquático heterotrófico, resultando na persistente supersaturação de CO_2 na coluna d'água, pois aumentam excessivamente a quantidade de carbono orgânico à heterotrofia e reduzem a disponibilidade de radiação solar à autotrofia (Frankignoulle et al. 1996; Hellings et al. 2001; Gupta et al. 2009). Outros processos físico-químicos podem também contribuir para a

regulação das emissões incluindo: fluxo subsuperficial saturado em CO₂ (Kling 1991; Hope et al. 1994), estratificação térmica (Ford et al. 2002; Marotta et al. 2009b) e foto-oxidação (Graneli et al. 1996; Amado et al. 2007). Além disso, é reconhecido que alterações na temperatura e precipitação podem desempenhar um papel fundamental nos processos entre os sistemas terrestre e aquático, na dinâmica das comunidades aquáticas e para o metabolismo geral de ecossistemas aquáticos em diferentes escalas temporais (Tranvik et al. 2009). Assim, entender a variabilidade espacial e temporal dos processos internos e a sua relação com os aportes da bacia de drenagem é de suma importância para prever como e quando ecossistemas aquáticos responderão a alterações climáticas e hidrológicas. No entanto, poucas iniciativas têm sido feitas até o momento para elucidar e quantificar os efeitos das mudanças climáticas no metabolismo e emissão de CO₂ e CH₄ de sistemas aquáticos com abordagem integrada que considere esta complexidade.

Modelos matemáticos complexos que integrem os diversos processos e fluxos envolvidos, e a variabilidade de forçantes climáticas surgem como importantes ferramentas da ciência moderna. Modelos têm sistematicamente sido reconhecidos pela sua função em práticas direcionadas para o entendimento científico e ao gerenciamento de ecossistemas aquáticos (Trolle et al. 2012). O desenvolvimento de ferramentas numéricas tem apresentado uma evolução rápida na área de ecossistemas aquáticos, em particular desde a década de 1990, com o crescimento da tecnologia computacional, aumento das necessidades para a gestão quantitativa dos ambientes aquáticos e um desejo de abordagens mais quantitativas em Ecologia Aquática e na gestão dos recursos hídricos, em especial, na qualidade da água (Jørgensen 2010; Trolle et al. 2010). Apesar dos esforços que têm sido realizados nessa área, a emissão de gases do efeito estufa têm sido tratada de maneira isolada em modelos simples, e uma abordagem de ecossistema integrada com a bacia de drenagem ainda é requerida.

1.2. Objetivo Geral, Questões e Estrutura da Tese

O objetivo geral desta tese de doutorado foi contribuir para o entendimento da dinâmica de CO₂ e CH₄ em ecossistemas aquáticos continentais subtropicais. Através de atividades de monitoramento e modelagem matemática este trabalho estudou os possíveis reguladores da heterogeneidade espacial e temporal da dinâmica do carbono em sistemas subtropicais de morfologia e estado trófico distintos. Um adicional objetivo foi prever os efeitos das mudanças climáticas sobre a emissão de CO₂ e CH₄ pela aplicação de um modelo complexo baseado em processos. O foco principal desta tese, portanto, é nos fluxos de CO₂ e CH₄ entre as águas

superficiais e atmosfera, e estimular o desenvolvimento de estudos que integrem monitoramento e modelagem matemática (hidrológica-hidrodinâmica-ecológica).

No contexto da dinâmica do carbono, emissão de gases do efeito estufa (CO_2 e CH_4) e mudanças climáticas em sistemas aquáticos continentais subtropicais, os objetivos desta tese estão contidos nas seguintes questões científicas gerais:

Q1- Variabilidade dos fluxos

Qual é a dinâmica espacial e temporal de produção de CO_2 e CH_4 em lagoas rasas e reservatórios profundos subtropicais e em que condições de contorno uma lagoa rasa ou reservatório é heterotrófico ou produtor líquido?

Q2- Fatores Reguladores

A estrutura trófica e hidrodinâmica são determinantes na produção de CO_2 e CH_4 e qual é a importância do carbono alóctone para a produção desses gases?

Q3- Modelagem e Mudança Climática

Alterações climáticas previstas pelo IPCC podem promover alterações na dinâmica trófica e produção de CO_2 e CH_4 e é possível quantificar e prever os fluxos desses gases e sua sazonalidade utilizando modelos matemáticos complexos?

A tese não tem por objetivo responder a todas as questões gerais elencadas acima. Essas questões serviram apenas de pano de fundo para o trabalho. Sendo assim, com a finalidade de se atingirem os objetivos, as seguintes atividades foram realizadas:

- 1) Monitoramento limnológico e dos fluxos CO_2 e/ou CH_4 na interface ar-água nos seguintes ambientes: bacia hidrográfica do arroio Capivara, reservatório Faxinal e lagoa Mangueira.
- 2) Desenvolver uma rotina matemática no modelo IPH-ECO que considere os fluxos de carbono na cadeia trófica, conectividade com a bacia de drenagem e atmosfera.
- 3) Calibrar e validar o modelo matemático para os sistemas estudados.
- 4) Simular os cenários de mudanças climáticas previstos pelo IPCC para a zona subtropical.

Portanto, a presente tese de doutorado representa um conjunto de estudos, os quais foram realizados no âmbito de diferentes projetos de pesquisa. Sendo assim, a tese está estruturada em capítulos ou manuscritos de artigos da seguinte forma: Parte (I) Estudos de campo e Parte (II) Modelagem Matemática. Cada capítulo possui objetivos específicos com o intuito de subsidiar os questionamentos gerais nos quais a tese está inserida. Nesse contexto, foram delineados os seguintes capítulos:

Capítulo 2. Persistente evasão de CO₂ em um arroio rural-urbano e sua relação com a qualidade da água e ocupação do solo. Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões da variabilidade espacial e temporal das pressões parciais e fluxos de CO₂ na rede de drenagem da bacia urbana do arroio Capivara, situada em Porto Alegre. O objetivo deste estudo foi avaliar os efeitos dos lançamentos de esgotos no metabolismo e produção de CO₂. Estas investigações foram realizadas no âmbito do PROSAB/CNPQ – Drenagem Urbana (atividade 1).

Capítulo 3. Variabilidade espacial e temporal das emissões de gases do efeito estufa (CO₂ e CH₄) em um reservatório profundo subtropical. Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões da variabilidade espacial e temporal das emissões difusivas e ebulitivas de CO₂ e CH₄ no reservatório Faxinal, um lago profundo eutrófico monomítico. Este projeto foi financiado pelo CNPQ através do Edital Universal 2009 (atividade 1).

Capítulo 4. Variabilidade de longo prazo na pressão parcial de CO₂ em um lago raso subtropical – 10 anos de observações. Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões da variabilidade espacial e temporal da pressão parcial e fluxos de CO₂ na Lagoa Mangueira, um lago raso subtropical oligo-mesotrófico, durante os 10 anos de observações no âmbito do projeto PELD (Pesquisas Ecológicas de Longa Duração). Neste estudo, o objetivo principal foi investigar os fatores reguladores, magnitude e variabilidade sazonal das pressões parciais de CO₂ e fluxos diufusivos na interface ar-água (atividades 1 e 3).

Capítulo 5. Modelagem Ecológica da Produção de Gases do Efeito Estufa – Modelo IPH-ECO 2.0. Neste capítulo são apresentadas as modificações realizadas no modelo IPH-ECO para simulação da dinâmica do carbono e gases do efeito estufa em lagos e reservatórios (atividade 2).

Capítulo 6. Previsão dos efeitos das mudanças climáticas na dinâmica do carbono de dois lagos subtropicais de morfologia distintas: Implicações para a emissão de CO₂ E CH₄. Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões da modelagem matemática da lagoa Mangueira. O objetivo desse capítulo foi apresentar a aplicabilidade do modelo matemático para a integração dos dados de campo, representação dos processos de fluxos do carbono em lagos e reservatórios, e avaliar os potenciais efeitos das mudanças climáticas nas emissões de CO₂ (atividades 3 e 4). Este estudo foi desenvolvido no âmbito do projeto de pesquisa financiado pelo CNPq (Edital Universal 2009) intitulado “Impacto das mudanças climáticas em ambientes fluviais e lacustres do Rio Grande do Sul”.

Referências

- Abril, G., Guérin, F., Richard, S., et al. 2005. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year-old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana). *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB4007.
- Adrian, R., O'Reilly, C.M., Zagarese, H., et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnol. Oceanogr.* 54, 2283-2297.
- Amado, A.M., Cotner, J.B., Suhett, A.L., et al. 2007. Contrasting interactions mediate dissolved organic matter decomposition in tropical aquatic ecosystems. *Aquatic Microbial Ecology*, 49, 25-34.
- Barros, N., Cole, J.J., Tranvik, L.J. 2011. Carbon emission from hydroelectric reservoir linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 4, 593-596.
- Bastviken, D., Cole, J.J., Pace, M., Tranvik, L. 2004. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB4009.
- Battin, T.J., et al. 2008. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Nature Geoscience*, 1, 95-100.
- Battin, T.J., Luysaert, S., Kaplan, L.A., et al. 2009. The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2, 598-600.
- Carpenter, S.R., et al. 2001. Trophic cascades, nutrients, and lake productivity: whole-lake experiments. *Ecological Monographs*, 71, 163-186.
- Cole, J.J., Caraco, N.F., Kling, G.W., Kratz, T.K. 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface water of lakes. *Science*, 265, 1568-70.
- 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*, 43, 647-656.
- Cole, J.J., et al. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10, 171-184.

- Cole, J.J., Pace, M.L., Carpenter, S.R., Kitchell, J.F. 2000. Persistence of net heterotrophy in lakes during nutrient addition and food web manipulations. *Limnology and Oceanography*, 45, 1718-1730.
- Conrad, R. 1996. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO, CH₄, OCS, N₂O, and NO). *Microbiol. Rev.*, 60, 609-640.
- Dean, W.E., Gorham, E. 1998. Magnitude and Significance of Carbon Burial in Lakes, Reservoirs, and Peatlands. USGS Staff - Published Research. Paper 299.
- Downing, J.A. et al. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 51, 2388-2397.
- Duarte, C.M., Prairie, Y.T. 2005. Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO₂ emissions from aquatic ecosystems. *Ecosystems*, 8, 862-870.
- Fearnside, P.M. 2004. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provide a springboard for rethinking a supposedly “clean” energy source. *Climate Change*, 66, 1-8.
- Fearnside, P.M. 2006. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: reply to Rosa et al. *Climate Change*, 75, 103-109.
- Fearnside, P.M., 2005. Do hydroelectric dams mitigate global warming? The case of Brazil’s Curuá -Una Dam. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 10, 675-691.
- Ford, P.W., Boon, P.I., Lee, K. 2002. Methane and oxygen dynamics in a shallow floodplain lake: the significance of periodic stratification. *Hydrobiologia*, 485, 97-110.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., et al. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Frankignoulle, M., Bourge, I., Wollast, R. 1996. Atmospheric CO₂ fluxes in a highly polluted estuary (the Scheldt). *Limnol. Oceanogr.* 41, 365-369.
- Granéli, W., Lindell, M., Tranvik, L. 1996. Photo-oxidative production of dissolved inorganic carbon in lakes of different humic content. *Limnol Oceanogr*, 41, 698-706.
- Gupta, G.V.M., et al. 2009. CO₂ Supersaturation and Net Heterotrophy in a Tropical Estuary (Cochin, India): Influence of Anthropogenic Effect. *Ecosystems*, 12, 1145-1157.
- Hellings, L., Dehairs, F., Van Damme, S., Baeyens, W. 2001. Dissolved inorganic carbon in a highly polluted estuary (the Scheldt). *Limnology and Oceanography*, 46, 1406-1414.
- Hope, D., Billett, M.F., Cresser, M.S. 1994. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes. *Environmental Pollution*, 84, 301-324.
- Houghton, R.A., Woodwell, G.M. 1989. Global Climatic-Change. *Scientific American*, 260, 36-44.
- IPCC 2007. *Climate change 2007: The physical science basis*, p. 18.
- Jørgensen, S.E. 2010. A review of recent developments in lake modelling. *Ecological Modelling*, 221, 689-692.
- Kelly, C.A. et al. 1997. Increases in fluxes of greenhouse gases and methyl mercury following flooding of an experimental reservoir. *Environmental Science and Technology*, 31, 1334-1344.

- Kling, G.W., Kipphut, G.W., Miller C.M., 1991. Artic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: Implications for Tundra carbon budgets. *Science*, 251, 298-301.
- Knoppers, B. 1994. Aquatic primary production in coastal lagoons, p. 243-286. *In* B. Kjerfve [ed.], *Coastal lagoon processes*. Elsevier.
- Kosten, S., Roland, F., Motta-Marques, D.M.L., Van Nes, E.H., Mazzeo, N., Sternberg, L.S.L., Scheffer, M., Cole, J.J. 2010. Climate-dependent CO₂ emissions from lakes, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB2007.
- Kump, L.R. 2002. Reducing uncertainty about carbon dioxide as a climate driver. *Nature*, 419, 188-190.
- Luyssaert, S., et al. 2007. CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forests derived from a global database. *Global Change Biology*, 13, 2509-2537.
- Marotta, H., Duarte, C.M., Meirelles-Pereira, F., Bento, L., Esteves, F.A., Enrich-Prast, A. 2010. Long-term CO₂ variability in two shallow tropical lakes experiencing episodic eutrophication and acidification events. *Ecosystems*, 13, 382-392.
- Marotta, H., Duarte, C.M., Sobek, S., Enrich-Prast, A. 2009a. Large CO₂ disequilibria in tropical lakes. *Global Biogeochem Cycles*, 23, GB4022.
- Marotta, H., Paiva, L.T., Petrucio, M.M. 2009b. Changes in thermal and oxygen stratification pattern coupled to CO₂ outgassing persistence in two oligotrophic shallow lakes of the Atlantic Tropical Forest, Southeast Brazil. *Limnology*, 10,195-202.
- Mooij, W.M., Trolle, D., Jeppesen, E., et al. 2010. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. *Aquatic Ecology*, 44, 633-667.
- Pace, M.L. et al. 2004. Whole-lake carbon-13 additions reveal terrestrial support of aquatic food webs. *Nature*, 427, 240-243.
- Palmer, S.M., Hope, D., Billett, M.F., et al. 2001. Sources of organic and inorganic carbon in a headwater stream: Evidence from carbon isotope studies. *Biogeochemistry*, 52,321-338.
- Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K. et al. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416, 617-620.
- Rosa, L.P., dos Santos, M.A., Matvienko, B., dos Santos, E.O., Sikar, E. 2004. Greenhouse gases emissions by hydroelectric reservoirs in tropical regions. *Climate Change*, 66, 9-21.
- Rosa, L.P., dos Santos, M.A., Matvienko, B., Sikar, E., dos Santos, E.O. 2006. Scientific errors in the Fearnside comments on greenhouse gas emissions (GHG) from hydroelectric dams and response to his political claiming. *Climate Change*, 75, 91-102.
- Santos, M.A., Rosa, L.P., Sikar, B., Sikar, E., Santos, E., 2006. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, 34, 481-488.
- Santos, M.A.; Rosa, L.P.; Matvienko, B. et al, 2008. Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. *Oecol. Bras.* 12, 116-129.
- Schindler, D.E., Carpenter, S.R., Cole, J.J., Kitchell, J.F., Pace, M.L. 1997. Influence of food web structure on carbon exchange between lakes and the atmosphere. *Science*, 277, 248-251.
- Segers, R. 1998. Methane production and methane consumption: a review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, 41, 23-51.
- Sobek, S., Tranvik, L.J., Cole, J.J. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, 1-10.

- Sobek, S., Tranvik, L.J., Prairie, Y.T., Kortelainen, P., Cole, J.J. 2007. Patterns and regulation of dissolved organic carbon: An analysis of 7,500 widely distributed lakes. *Limnology and Oceanography*, 52, 1208-1219.
- St. Louis, V., Kelly, C. A., Duchemin, E., Rudd, J. e Rosenberg, D., 2000. Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate. *BioScience*, 50, 766-775.
- Staehr, P.A., Baastrup-Spohr, L., Sand-Jensen, K., Stedmon, C. 2011. Lake metabolism scales with lake morphometry and catchment conditions. *Aquatic Science*, 74, 155-169.
- Tranvik, L.J., Downing, J.A., Cotner, J.B. et al. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2298-2314.
- Tremblay, A., Varfalvy, L., Roehm, C., Garneau, M. 2005. Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Springer, Berlin, Germany.
- Trolle, D., D.P. Hamilton, C.A. Pilditch, I.C. Duggan, E. Jeppesen, 2011. Predicting the effects of climate change on trophic status of three morphologically varying lakes: Implications for lake restoration and management. *Environmental Modelling and Software*, 26, 354-370.
- Trolle, D., et al. 2012. A community-based framework for aquatic ecosystem models. *Hydrobiologia*, 683, 25–34.
- UNESCO/IHA, 2010. In: Goldenfum, J. A. (Ed.). GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoir. IHA, London, UK.
- Wehrli, B., 2011. Renewable but not carbon-free. *Nature Geoscience*, 4, 585-586.
- Wetzel, R.G. 2001. *Limnology: Lake and river ecosystems*. 3rd ed. Academic Press, San Diego, CA. p 1006.
- Williamson, C.E., Saros, J.E., Vincent, W.F., Smol, J.P. 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2273-2282.

PARTE I – Estudos *in situ*

Fluxos na Interface Ar-Água e Processos Internos



Reservatório Faxinal (Fonte: arquivo pessoal)

2. Persistente evasão de CO₂ em um arroio rural-urbano e sua relação com a qualidade da água e ocupação do solo

Resumo

Sistemas fluviais representam importantes compartimentos na ciclagem global do carbono. Além do reconhecido papel de exportação do carbono orgânico total e carbono inorgânico dissolvido, recentes descobertas têm sugerido que a evasão de CO₂ na interface ar/água em rios e estuários representa um relevante vetor adicional na ciclagem global do carbono. No entanto, existe uma carência de estudos que abordem o fluxo de carbono em pequenas bacias urbanas levando em conta a heterogeneidade espacial. Neste capítulo foram estudadas as emissões de CO₂ ao longo de uma pequena bacia hidrográfica com forte gradiente de uso e ocupação do solo de montante (não-urbanizada) para jusante (urbanizada). A área de estudo foi a bacia do arroio Capivara, situada no município de Porto Alegre/RS. Durante o período de um ano foram realizadas campanhas amostrais quinzenais em 6 seções de monitoramento, contemplando as distintas tipologias de uso do solo. Os resultados mostraram que a evasão de CO₂ é persistente ao longo do ano em todos os pontos da bacia hidrográfica. Ao mesmo tempo, os resultados evidenciaram padrões espacial e temporais distintos quanto aos fluxos de CO₂ com a atmosfera. O trecho urbano do arroio Capivara apresentou fluxos significativamente superiores aos fluxos obtidos para o trecho não-urbanizado. O estudo mostrou fortes indícios de que o lançamento de esgotos domésticos representa um importante contribuição que subsidia os fluxos de CO₂, enquanto que na porção superior da bacia, não-urbanizada, o escoamento subterrâneo pode ser o principal responsável pela condição de supersaturação. Os resultados sugerem que pequenos cursos d'água podem ser importantes processadores do carbono alóctone, sobretudo em áreas urbanas submetidas à lançamentos de esgotos domésticos *in natura*. O estudo evidencia que estimativas da emissão de CO₂ baseadas em medições isoladas no tempo e espaço podem decorrer em erros nos balanços locais e globais das emissões em bacias hidrográficas.

Palavras-chave: emissão de CO₂, cursos d'água, bacias urbanas, lançamento de esgotos brutos

INTRODUÇÃO

Sistemas fluviais representam importantes compartimentos na ciclagem global do carbono (Kling et al. 1991, Hope et al. 1994, Cole e Caraco 2001, Duarte e Prairie 2005). Através da rede de drenagem ocorre a conectividade de diversos componentes terrestres, incluindo solos e água subterrânea, com a atmosfera, lagos e oceanos (Battin et al. 2008). Além do reconhecido papel de exportação do carbono orgânico total e carbono inorgânico dissolvido terrestres gerados nas bacias hidrográficas para os oceanos (Richey et al. 2002, Battin et al. 2008), recentes descobertas têm sugerido que a evasão de CO₂ na interface ar/água em rios e estuários representa um relevante vetor adicional na ciclagem global do carbono (Raymond et al. 1997, Cole e Caraco 2001, Richey et al. 2002, Tranvik et al. 2009, Butman e Raymond 2011). Estas evidências contradizem a hipótese de neutralidade de sistemas fluviais, a qual estaria sendo relacionada à origem recalcitrante da matéria orgânica terrestre (Battin et al. 2008). Ao contrário disso, tem sido proposto que o carbono derivado da bacia de drenagem é um importante integrador de processos entre o ambiente terrestre e aquático que subsidia a condição de heterotrofia líquida e a evasão de CO₂ para a atmosfera de ecossistemas fluviais (Battin et al. 2008, Cole e Caraco 2001, Richey et al. 2002).

A pressão parcial de CO₂ na rede de drenagem reflete o efeito combinado de diversos processos de conversão de carbono *in-situ* e processos biogeoquímicos externos resultantes do ecossistema terrestre a montante (Richey et al. 2002, Yao et al. 2007). Logo, sistemas fluviais que drenam áreas com distintas características físicas e influenciados em diferentes graus por atividades antropogênicas podem apresentar grande heterogeneidade espacial e temporal na pressão parcial e fluxos de CO₂ na interface ar-água (Gupta et al. 2009, Guo et al. 2011, Li et al. 2011), principalmente aos seguintes fluxos: (1) produção e transporte de CO₂ do solo; (2) respiração e mineralização *in situ* da matéria orgânica; (3) fotossíntese pela plantas aquáticas e fitoplâncton e (4) difusão de CO₂ na interface ar/água (Cole e Caraco 2001, Jones et al. 2003, Hope et al. 2004, Mayorga et al. 2005, Johnson et al. 2008). Diversos estudos têm atribuído a persistente condição de supersaturação de rios pelo resultado combinado dos dois primeiros processos (Kling et al. 1991, Cole e Caraco 2001, Jones et al. 2003), ou seja, o fluxo de água subterrânea enriquecido com CO₂ resultante da respiração do solo, suplementado pela decomposição dentro do sistema da matéria orgânica alóctone (terrestre). Investigações em sistemas tropicais e temperados têm observado que a relevância destes processos é alterada ao longo do gradiente longitudinal: nas cabeceiras o CO₂ fluvial tem origem principalmente do CO₂ respirado no solo, enquanto que no trecho inferior o CO₂ fluvial é originado predominantemente por processos autóctones de

respiração subsidiados pela matéria orgânica alóctone (Dawson et al. 2004, Johnson et al. 2008). Concomitantemente, outros fatores climáticos como precipitação e temperatura podem atuar na regulação das emissões de CO₂ metabolismo de rios operando diferentes escalas de tempo (Yao et al. 2007, Zeng e Masiello 2010, Butman e Raymond 2011, Yuan et al. 2011; Li et al. 2011). Existem evidências também de que rios e estuários são receptores de elevadas cargas orgânicas e nutrientes oriundos de atividades antropogênicas que podem atuar positivamente para a heterotrofia líquida e evasão de CO₂ (Frankignoulle e Wollast 1996, Raymond et al. 2000, Wang et al. 2007, Raymond et al. 2008, Gupta et al. 2009). Esse cenário é potencialmente visto em bacias urbanas de países em desenvolvimento como o Brasil, onde os efluentes domésticos *in natura* são direcionados diariamente à rede de drenagem. Apesar disso, existe uma lacuna na literatura a respeito das mudanças no metabolismo e emissão de CO₂ de pequenos rios urbanos submetidos a fortes gradientes espaciais de ocupação do solo.

Estimativas recentes sugerem que grandes rios e estuários representam cerca 0,35 PgC.ano⁻¹, quase a metade das emissões de CO₂ de ecossistemas aquáticos continentais para a atmosfera (0,75 PgC.ano⁻¹, Cole et al. 2007). Entretanto, é reconhecido nesta estimativa a carência de informações de fluxo de CO₂ em pequenos sistemas fluviais e em zonas de cabeceira de bacias hidrográficas. Pequenas bacias hidrográficas são provavelmente mais supersaturados em CO₂ do que grandes rios (Finlay 2003) e somados podem representar uma significativa fonte de CO₂ para atmosfera (Rasera et al. 2008). Uma posterior revisão (Tranvik et al. 2009) sugere que a emissão de pequenos rios pode alcançar 0,32 Pg.ano⁻¹, quase que igualando a estimativa anterior para rios e estuários somados. Além disso, até o momento, a grande maioria dos sistemas fluviais estudados correspondem a rios e estuários situados na zona temperada. Este fato agrega uma segunda fonte de discrepância nas estimativas globais dos fluxos de CO₂ com relação a representatividade global dos sistemas fluviais considerados. Richey et al. (2002) estimou que os rios tropicais da bacia Amazônica podem estar emitindo 0,5 PgC.ano⁻¹, superando as estimativas globais de evasão de CO₂ para rios e estuários já calculadas. Estudos em sistemas subtropicais, no entanto, têm sido limitados às regiões costeiras da Ásia sujeitas, particularmente, ao clima monçônico, que é caracterizado por verões chuvosos e invernos secos (Zhai et al. 2005, 2007, Yao et al. 2007, Guo et al. 2009, Gupta et al. 2009, Yuan et al. 2011, Li et al. 2011). O clima subtropical do sul do Brasil é marcado por uma forte sazonalidade na temperatura e, em menor grau, de precipitação. O inverno tende a ser mais chuvoso, enquanto o verão representa o período de estiagem. Logo, investigações da dinâmica espacial e sazonal do carbono e fluxos de CO₂ em

pequenas bacias hidrográficas submetidas a distintos padrões de ocupação do solo ainda demandam um melhor conhecimento, especialmente em climas subtropicais.

Neste estudo, foram estudadas as variabilidades espaciais e sazonais da pressão parcial e fluxos de CO₂ para a atmosfera na bacia do arroio Capivara, situada no município de Porto Alegre/RS. A rede de drenagem nessa bacia é submetida a um forte gradiente espacial de uso e ocupação de montante (rural) para jusante (urbana). Este trabalho procurou enfatizar como a dinâmica dos fluxos e o metabolismo do sistema variam ao longo do canal principal devido às mudanças no padrão de ocupação do solo na bacia hidrográfica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

As atividades de monitoramento foram conduzidas na bacia hidrográfica do arroio Capivara, localizada na zona sul do município de Porto Alegre/RS (Figura 2.1). A área total da bacia é de 12,48 km², e o comprimento do canal principal é de 7,0 km, aproximadamente. A bacia está situada na zona subtropical, com temperaturas médias mensais variando de 10°C (agosto) a 30°C (janeiro). Embora as precipitações ocorram ao longo de todo o ano, os meses de inverno (jun-set) abrangem as maiores médias mensais de chuva, e os meses de verão (dez-mar) apresentam os menores índices pluviométricos mensais. A precipitação média anual é de 1.300 mm (Menegat et al 2009).

A bacia do arroio Capivara é caracterizada por possuir áreas distintas quanto ao processo de urbanização. A porção leste da bacia, trecho superior, possui uma densidade populacional significativamente inferior que a sua porção oeste, trecho inferior da bacia hidrográfica. Na primeira, as áreas vegetadas e cursos d'água que preservam a configuração natural das seções são predominantes na paisagem. O uso do solo é predominantemente rural, sendo constatada a presença de pequenas áreas cultivadas e pastagens. À medida que se aproxima da foz, a ocupação é intensificada, sobretudo nas margens dos cursos d'água, sendo acompanhada da ausência de cobertura de rede de esgotos domésticos, além da intensificação do processo de canalização da rede de drenagem. Na parte inferior da bacia a ocupação do solo é intensiva, sendo seu uso predominantemente comercial e residencial.

O arroio Capivara é tributário direto do lago Guaíba, manancial responsável pelo abastecimento de água bruta para a população de Porto Alegre (~1.500.000 hab). O lago Guaíba é receptor de forma direta ou indireta, por seus tributários, dos esgotos domésticos gerados no município.

Porto Alegre possui um índice de tratamento de esgotos de somente 25%, aproximadamente (Menegat et al 2009). O lago Guaíba é também o destino final das contribuições de esgotos domésticos e industriais gerados nos municípios inseridos na sua bacia de drenagem. O lago é um sistema raso e eutrófico. Eventos críticos de floração de algas são comuns no lago nos períodos mais quentes (dezembro-março). A elevada turbidez e temperaturas baixas limitam o surgimento de florações nas demais estações do ano (abril-novembro).

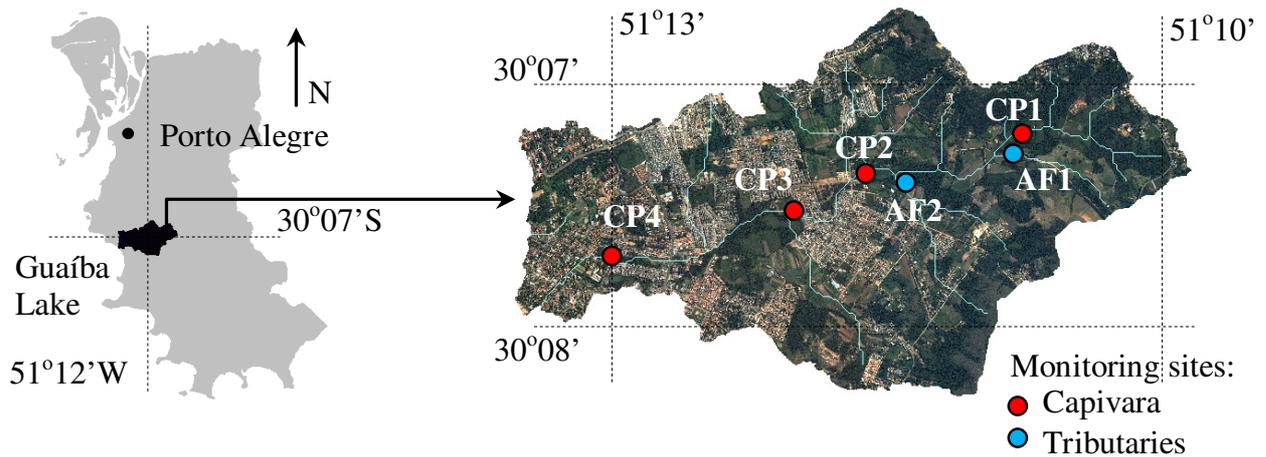


Figura 2.1. Localização da bacia do arroio Capivara e das seções de monitoramento da qualidade da água no gradiente de uso e ocupação do solo na bacia (Fonte: Souza et al. 2011).

Delineamento amostral e medições de campo

O monitoramento da bacia do arroio Capivara foi realizado durante o período entre jun/2007 a jul/2008. As campanhas de amostragem da qualidade da água foram realizadas quinzenalmente em 6 seções da bacia hidrográfica: 4 pontos no arroio Capivara ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo (CP1, CP2, CP3 e CP4), e 2 pontos em tributários (AF1 e AF2). As seções CP1 e CP2, bem como os tributários monitorados situam-se na área não-urbanizada da bacia, enquanto as seções CP3 e CP4 situam-se na área urbanizada (Figura 2.1). As coletas foram conduzidas durante condições de vazão de base nos cursos d'água da bacia hidrográfica.

Em campo foram realizadas as medições para temperatura da água, oxigênio dissolvido, pH, condutividade, salinidade, turbidez e ORP por sonda multiparâmetro de qualidade da água (YSI 6600). Foram tomadas amostras para análise em laboratório de alcalinidade, nutrientes (parcelas orgânicas e inorgânicas), carbono orgânico dissolvido (DOC) e carbono inorgânico dissolvido (DIC) e sólidos. As amostras foram armazenadas e conservadas seguindo protocolos apropriados (Mackereth et al. 1989; Jepsen e Christoffersen 1987; APHA 1999). Durante as campanhas foram realizadas medições de vazão nas seções de amostragem através de ADCP.

Análises químicas

Formas nitrogenadas (Nitrogênio total, Amônia, Nitrito, Nitrato) e formas fosfatadas (Fósforo total, fósforo hidrolisável, fósforo reativo) foram determinadas de acordo com Mackereth et al (1989) e usando um espectrofotômetro Varian Cary 1-E. A concentração de sólidos (sólidos totais, sólidos totais fixos, sólidos totais voláteis, sólidos totais suspensos, sólidos suspensos fixos, sólidos suspensos voláteis) foi determinada por método gravimétrico (APHA 1999). A alcalinidade foi medida através do método titulométrico de Gran (Wetzel e Likens 2000). Para carbono as medições foram realizadas para amostras filtradas (filtros Whatman GF/F com porosidade de 0,45 um) em Analisador de Carbono Orgânico Total (Shimadzu TOC-VCPH). As clorofilas a, b e c e também feofitinas foram quantificadas através do método de extração fria com etanol e leitura em espectrofotômetro a 630, 664, 665 e 647nm, corrigidos da leitura da turbidez a 750nm (Jespersen e Christoffersen 1987).

Pressão parcial na água (pCO_2) e Fluxo na interface ar-água

A pressão parcial de CO_2 foi calculada indiretamente a partir das medições de DIC e pH (Stumm e Morgan 1996) após correções para temperatura e força iônica. A força iônica foi estimada a partir dos valores de condutividade da água medida em campo utilizando o seguinte fator de conversão (Snoeyink e Jenkins 1980):

$$FI \approx 1,6 \times 10^{-5} \cdot Cond \quad (2.1)$$

onde FI é a força iônica e $Cond$ é a condutividade da água medida em $\mu S/cm$.

A pressão parcial de CO_2 (pCO_2) na água foi calculada com base na Lei de Henry segundo a seguinte equação:

$$pCO_2^w = \frac{\alpha_0 DIC}{K_H} \quad (2.2)$$

onde α_0 corresponde a fração de DIC na forma de CO_2 e K_H é a constante de dissolução de CO_2 expressa em mole $L^{-1} atm^{-1}$ corrigida pela temperatura conforme a equação (Weiss 1974):

$$\ln K_H(CO_2) = -58.0931 + 90.5069 \left(\frac{100}{T_k} \right) + 22.294 \ln \left(\frac{T_k}{100} \right) \quad (2.3)$$

O fluxo de CO_2 (FCO_2 ; $g C m^{-2} d^{-1}$) entre a atmosfera e o lago é estimado através da seguinte equação (MacIntyre et al. 1995):

$$FCO_2 = k_x(pCO_2^{atm} - pCO_2^w) \quad (2.4)$$

onde pCO_2 é a pressão parcial de CO_2 na atmosfera (380 ppm), pCO_2^w é a pressão parcial de CO_2 estimada para a camada superficial do lago, k_x é o coeficiente de transferência de massa, em $cm.h^{-1}$

O coeficiente de trocas gasosas foi calculado pela seguinte relação empírica proposta originalmente por O'Connor e Dobbins (1958) para rios, e normalizada para o número de Schmidt de 600 por Borges et al. (2004):

$$k_x = 1.719w \times 0.5h - 0.5 \quad (2.5)$$

onde w é a velocidade de corrente ($cm.s^{-1}$) e h é a profundidade (m).

Análise estatística

A diferença no gradiente sazonal e entre os pontos amostrais foi testada através da análise de variância (ANOVA). As variáveis foram categorizadas em verão, outono, inverno e primavera para a avaliação sazonal, e em urbano e rural para a análise espacial. O coeficiente de correlação de Pearson (nível de significância, $p < 0,01$) foi utilizado para avaliar a influência das variáveis climáticas, hidrológicas e de qualidade da água sobre a pressão parcial e fluxos de CO_2 calculados.

RESULTADOS

Durante o período do estudo foram realizadas 22 campanhas com medição de vazão nas 6 seções de amostragem situadas ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo da bacia do arroio Capivara. A Tabela 2.1 resume os resultados obtidos com base na média, desvio padrão e coeficiente de variação das variáveis limnológicas, vazão, pressão parcial de CO₂ e fluxos de CO₂.

Regime hidrológico e térmico

Ao longo do período amostral foram registradas oscilações sazonais marcantes tanto no fluxo de base quanto na temperatura da água (Figura 2.2). As vazões mais baixas foram observadas nas campanhas realizadas nos meses de dezembro a abril, abrangendo a estação de verão e transição com o outono. Por outro lado, os valores máximos do fluxo de base na bacia hidrográfica foram medidos durante os meses mais chuvosos (inverno), com destaque para julho, agosto e setembro, principalmente no ano de 2007. A vazão na seção de jusante (CP4), situada na porção urbana da bacia, variou de 0,064 m³/s (mar/08) a 0,650 m³/s (jul/08). O coeficiente de variação foi superior a 1,0 em todas as seções de amostragem durante o período amostral.

Em contraste, a temperatura da água mostrou um comportamento oposto em relação ao fluxo de base. Em termos médios, a amplitude térmica durante o período amostral foi de 14°C, variando de 12°C (jun/07) a 26°C (fev/08). O gradiente espacial observado entre as seções pode ser, em parte, atribuído à variação climática ao longo das campanhas de amostragem. As coletas foram realizadas durante o turno da manhã (das 8:00 às 12:00 am), de montante para jusante na bacia hidrográfica.

Tabela 2.1. Média (M), desvio-padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) das variáveis ambientais monitoradas durante o período de jun/2007 a jun/2008 nas 6 seções de amostragem do arroio Capivara e afluentes.

Pontos		Q	T	Cond	Turb	OD	pH	ALK	NT	PT	SST	DIC	DOC	Chla	pCO ₂	FCO ₂
Área rural																
<i>Canal Principal</i>																
CP1	M	0.0157	16.83	0.17	23.69	9.76	7.07	31.09	2.24	0.77	61.48	9.18	3.57	1.56	4293	1.54
	DP	0.0156	2.77	0.08	15.06	2.29	0.51	11.23	1.24	0.75	29.24	5.94	1.26	2.08	4131	1.27
	CV	0.99	0.16	0.49	0.64	0.24	0.07	0.36	0.56	0.98	0.48	0.65	0.35	1.33	0.96	0.82
CP2	M	0.0553	18.10	0.23	28.03	8.76	6.99	40.54	2.92	0.91	62.33	11.91	4.24	2.08	5150	3.09
	DP	0.0621	3.18	0.10	25.27	1.94	0.33	14.19	1.41	0.87	32.58	5.63	1.40	1.62	3313	2.44
	CV	1.12	0.18	0.46	0.90	0.22	0.05	0.35	0.48	0.95	0.52	0.47	0.33	0.78	0.64	0.79
<i>Tributários</i>																
AF1	M	0.0067	17.35	0.24	40.57	9.41	7.09	46.17	2.56	1.79	60.14	12.79	4.88	0.86	4731	1.10
	DP	0.0089	2.87	0.13	21.08	2.10	0.30	10.67	1.45	3.95	29.36	6.39	1.43	1.09	3872	0.90
	CV	1.34	0.16	0.54	0.52	0.22	0.04	0.23	0.57	2.20	0.49	0.50	0.29	1.27	0.82	0.82
AF2	M	0.0147	18.63	0.30	12.20	7.91	6.96	58.14	5.35	3.59	61.24	14.62	4.17	1.13	6292	2.46
	DP	0.0175	3.10	0.13	10.62	2.21	0.32	11.92	2.72	5.01	34.70	11.32	1.91	1.16	4824	1.67
	CV	1.18	0.17	0.45	0.87	0.28	0.05	0.20	0.51	1.40	0.57	0.77	0.46	1.02	0.77	0.68
Área urbana																
<i>Canal principal</i>																
CP3	M	0.1146	19.41	0.42	40.14	5.07	7.02	94.84	10.87	6.43	55.87	19.45	5.34	1.71	13179	14.68
	DP	0.1044	3.86	0.19	23.48	2.86	0.61	27.83	6.28	7.17	24.54	16.19	1.90	1.17	17992	23.06
	CV	0.91	0.20	0.45	0.58	0.56	0.09	0.29	0.58	1.12	0.44	0.83	0.36	0.69	1.37	1.57
CP4	M	0.2013	19.61	0.54	32.64	4.08	6.97	132.79	15.52	8.65	100.95	23.41	5.85	1.16	9626	10.56
	DP	0.1550	3.78	0.26	19.30	2.60	0.21	28.36	7.16	9.49	42.62	19.00	2.84	0.75	8891	12.39
	CV	0.77	0.19	0.48	0.59	0.64	0.03	0.21	0.46	1.10	0.42	0.81	0.49	0.65	0.92	1.17

Legenda: Q – vazão, m³/s; T – temperatura da água (C); Cond – Condutividade (mS/cm); OD – oxigênio dissolvido (mg/L); ALK – alcalinidade (mg/L); Turb – turbidez (NTU); NT – nitrogênio total (mg/L); FT – fósforo total (mg/L); SST – sólidos suspensos totais (mg/L); DIC – carbono inorgânico total (mg/L); DOC – carbono orgânico dissolvido (mg/L); Chla – clorofila a (µg/L); pCO₂ – pressão parcial de CO₂ (µatm); FCO₂ – fluxos de CO₂ na interface ar-água (gC/m².d).

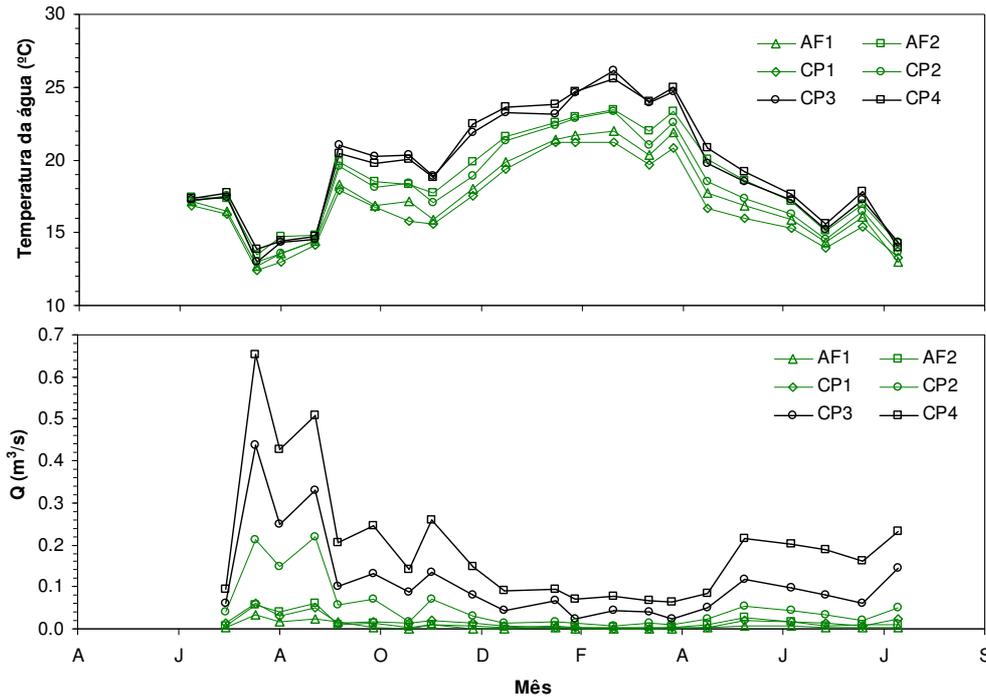


Figura 2.2. Variação temporal da temperatura da água (superior) e do fluxo de base (inferior) durante o período nas seções de amostragem da bacia do arroio Capivara. Linhas em verdes identificam os pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana.

Variáveis limnológicas

De um modo geral, as variáveis limnológicas apresentaram uma significativa variabilidade espacial ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo. A Figura 2.3 mostra a variação temporal e espacial de algumas das variáveis limnológicas medidas. Na Tabela 2.2 é apresentada a análise de variância (ANOVA) dos dados. Os resultados foram categorizados segundo a localização da seção de amostragem no gradiente de uso do solo na bacia de drenagem (rural vs urbano).

Fósforo total (PT) mostrou uma significativa variação (Tabela 2.2) entre os pontos amostrais situados nas áreas rural e urbana da bacia do Capivara. As concentrações médias variaram entre $0,77 \text{ mg.L}^{-1}$ (CP1) e $8,65 \text{ mg.L}^{-1}$ (CP4) ao longo do perfil longitudinal no canal principal. A variabilidade sazonal, principalmente entre verão e inverno, foi bastante marcante para fósforo total (ANOVA; $F_{3,126}=23,44$; $p<0,01$). Os valores máximos foram observados durante os meses de verão em todas as seções (Figura 2.3). Claros períodos de transição durante a primavera de 2007 (elevação) e outono de 2008 (queda) foram observados. Fósforo total mostrou uma correlação significativa positiva com a temperatura da água ($r=0,76$; $p<0,01$; Tabela 2.3) e negativa com o OD ($r=-0,62$; $p<0,01$; Tabela 2.3). Ortofosfatos (P-PO_4)

seguiu o mesmo padrão espacial e temporal. Em termos médios, as concentrações oscilaram entre 0,59 mg.L⁻¹ (CP1) e 5,89 mg.L⁻¹ (CP4) no gradiente de uso e ocupação.

Nitrogênio total (NT) apresentou uma maior variabilidade temporal em todas as seções (Figura 2.3). NT não acompanhou a forte sazonalidade observada para FT durante o período amostral, embora tenha resultado em uma diferença sazonal significativa (ANOVA; F_{3,126}=4,93; p<0,01). A variação no gradiente rural-urbano foi também consistente ao longo do trecho monitorado, considerando todas as campanhas amostrais (Tabela 2.2). Esta variável oscilou, em média, entre 2,24 mg.L⁻¹ (CP1) e 15,51 mg.L⁻¹ (CP4) ao longo do arroio Capivara. Nitrogênio amoniacal (N-NH₄) seguiu a mesma tendência espacial e temporal, variando entre 0,70 mg.L⁻¹ a 10,71 mg.L⁻¹, em média. Por outro lado, nitrato (N-NO₃) não seguiu qualquer tendência particular durante o período de estudo (Tabela 2.2). N-NO₃ oscilou em média entre 0,61 mg.L⁻¹ (AF1) a 1,18 mg.L⁻¹ (CP4).

SST mostrou um significativo gradiente positivo de montante para jusante na bacia hidrográfica (Tabela 2.2), variando em média entre 68,59 mg.L⁻¹ e 107,27 mg.L⁻¹ durante o período entre os pontos amostrais. A turbidez apresentou uma tendência de queda durante os meses de verão (ANOVA; F_{3,126}=9,12; p<0,01), o que resultou em uma correlação positiva com a vazão de base na bacia hidrográfica (r=0,30; p<0,01; Tabela 2.3). Por outro lado, essa mesma variável não apresentou uma tendência clara ao longo gradiente de uso do solo na bacia (Tabela 2.2), variando entre 61 NTU (AF1) e 41 NTU (CP4).

Tabela 2.2. Análise de Variância (ANOVA) entre os trechos urbano e rural.

Variáveis	Bacia Rural (R)		Bacia Urbana (U)		ANOVA R vs U
	(CP1-CP2-AF1-AF2)		(CP3-CP4)		
TP (mg.L ⁻¹)	1,77	N=88	7,54	N=44	F=30,6; p<0.01
NT (mg.L ⁻¹)	3,27	N=88	13,19	N=44	F=145,8; p<0.01
OD (mg.L ⁻¹)	8,96	N=88	4,58	N=44	F=95,09; p<0.01
Cond (mS.cm ⁻¹)	0,23	N=88	0,48	N=44	F=62,74; p<0.01
ALK (mg.L ⁻¹)	43,98	N=68	113,81	N=34	F=207,14; p<0.01
pH	7,03	N=88	6,99	N=44	F=0,22; p=0,64
SST (mg.L ⁻¹)	61,30	N=84	93,71	N=42	F=47,4; p<0.01
Turbidez (NTU)	26,12	N=88	36,39	N=44	F=6,28; p=0,045
DIC (mg.L ⁻¹)	12,12	N=88	21,43	N=44	F=17,77; p<0.01
DOC (mg.L ⁻¹)	4,22	N=88	5,59	N=44	F=14,51; p<0.01
Clorofila-a (ug.L ⁻³)	1,41	N=64	1,43	N=32	F=0,0075; p=0,93
pCO ₂ (µatm)	5117	N=88	11402	N=44	F=15,87; p<0.01
FCO ₂ (gC.m ⁻² .d ⁻¹)	0,56	N=84	3,46	N=42	F=28,31; p<0.01

Alcalinidade e condutividade também apresentaram uma significativa variação espacial ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo na bacia (Tabela 2.2). Na média, os valores

variaram de 31,08 mg CaCO₃.L⁻¹ (CP1) a 132,78 mg CaCO₃.L⁻¹ (CP4), e 169 uS.cm⁻¹ (CP1) a 543 uS.cm⁻¹ (CP4), respectivamente. A elevada alcalinidade, sobretudo na porção urbana da bacia, revela uma elevada capacidade de tamponamento do curso d'água. Neste contexto, pH não apresentou qualquer tendência clara ao longo do período amostral e entre as seções de coleta (Tabela 2.2). Os valores de pH oscilaram entre 6,13 e 8,64.

Em oposição às variáveis mencionadas acima, o oxigênio dissolvido mostrou uma depleção significativa entre os pontos amostrais localizados na área rural e urbana da bacia (Tabela 2.2 e Figura 2.3). A saturação de OD oscilou em média entre 42,12 % (CP4) e 100,35% (CP1). Em termos de concentração, OD variou em média entre 4,08 mg.L⁻¹ e 9,76 mg.L⁻¹. A variabilidade sazonal de OD também apresentou significância estatística ao longo do período amostral (ANOVA; F_{3,126}=5,49; p<0,01). Durante os meses mais quentes (verão), houve uma aparente tendência de queda nas concentrações de OD em todas as seções de amostragem, independente do gradiente de uso do solo na bacia.

Em termos médios, clorofila *a* variou entre 0,85 mg.m⁻³ (AF1) a 2,08 mg.m⁻³ (CP2) nas seções durante o período amostral. Embora não tenha mostrado nenhuma tendência particular, esta variável foi positivamente correlacionada com a temperatura da água (r=0,32; p<0,01; Tabela 2.3) e fósforo total (r=0,32; p<0,01; Tabela 2.3).

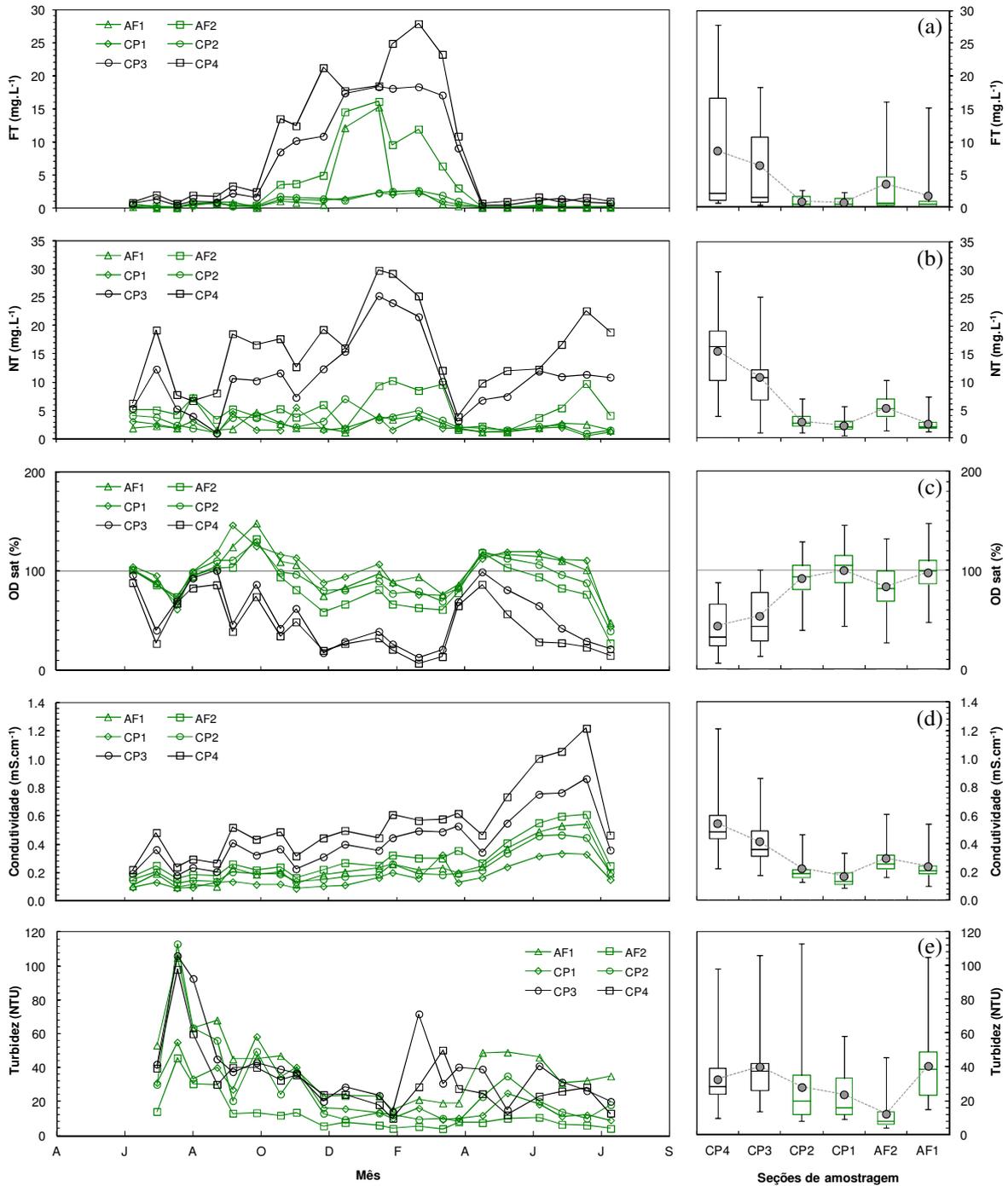


Figura 2.3. Variação temporal para Fósforo Total (FT), Nitrogênio total (NT), Oxigênio dissolvido (OD), condutividade e turbidez nas 6 seções de amostragem da bacia do Capivara. Ao lado, são mostrados gráficos box-plot com os valores máximos, mínimos, médios (círculos cinza), e percentis 25%, 50% e 75%. Linhas em verdes identificam os pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana.

Carbono - Concentrações, pressão parcial e fluxos na interface ar-água

A mesma significativa variação espacial foi observada nas concentrações de DIC e DOC ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo na bacia do arroio Capivara (Tabela 2.2). As concentrações de DIC variaram em média entre 9,18 mg.L⁻¹ (CP1) e 23,40 mg.L⁻¹ (CP4). Os resultados indicaram também um efeito da sazonalidade com significância estatística ao longo do período amostral (ANOVA; $F_{3,126}=12,19$; $p<0,01$). Uma tendência de elevação nos valores de DIC foi observada durante os meses mais quentes, abrangendo o período de verão e os meses de transição primavera-verão e verão-outono. Desta forma, obteve-se uma correlação positiva significativa entre DIC e a temperatura da água ($r=0,55$; $p<0,01$; Tabela 2.3) e entre DIC e fósforo total ($r=0,64$; $p<0,01$; Tabela 2.3). Em oposição, uma correlação negativa com o oxigênio dissolvido foi observada durante o período ($r=-0,40$; $p<0,01$; Tabela 2.3). DIC não mostrou correlação significativa com clorofila *a*.

As concentrações de DOC flutuaram em média entre 3,57 mg.L⁻¹ (CP1) e 5,85 mg.L⁻¹ (CP4). Assim como o efeito do gradiente de ocupação do solo (Tabela 2.2), a sazonalidade também foi significativa entre verão e inverno para DOC (ANOVA, $F_{3,126}=4,00$, $p<0,01$). DOC mostrou correlação positiva significativa com PT, NT e DIC, e negativa com OD (Tabela 2.3).

De uma maneira geral, os resultados mostram uma condição de supersaturação de CO₂ em todas as seções amostrais no arroio Capivara e afluentes para todas as campanhas de amostragem (Figura 2.4). Considerando as 132 amostras, somente em 4 delas a pressão de CO₂ foi inferior à pressão de CO₂ na atmosfera (380 ppm), representando apenas 3% do total amostrado.

Assim como para DIC e DOC, a pCO₂ acompanhou a tendência observada ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo na bacia (Tabela 2.2, Figura 2.4). Na porção rural da bacia, pCO₂ variou entre 96 e 19.543 µatm, correspondendo a 0,25 e 51 vezes a pCO₂ no ar, respectivamente. Nos pontos localizados dentro da área urbana da bacia, os níveis de pCO₂ foram consistentemente mais elevados, oscilando entre 98 a 65.057 µatm (0,25 e 169 vezes a pCO₂^{ar}). Embora esta tendência de montante para jusante tenha sido estatisticamente significativa para pCO₂ na análise de todo o período amostral, deve-se salientar que o gradiente rural-urbano foi mais evidente durante os meses mais quentes. Neste período, foi claro o descolamento das pressões de CO₂ nos pontos localizados na área urbana da bacia em relação à porção rural, sobretudo, na seção CP4 (Figura 2.4). A oscilação sazonal na pressão

parcial de CO₂ foi estatisticamente significativa para pCO₂ (ANOVA, F_{3,126}=3.99, p<0.01). Enquanto no verão foram observados de uma maneira geral os maiores valores de pCO₂, no restante do período foi observada uma queda na pCO₂ acompanhada de um menor gradiente espacial (montante-»jusante).

Os resultados dos fluxos de CO₂ (FCO₂) na interface ar-água representaram o efeito combinado dos padrões espaciais e temporais observados para pCO₂ e das características hidráulicas das seções de medição durante o período estudado. Neste sentido, o coeficiente de trocas gasosas (k), estimado a partir das características do escoamento (Q, h), variou entre as seções de amostragem e ao longo do período amostral, seguindo a tendência sazonal e espacial observada para o fluxo de base medido nas seções durante as campanhas. Em média os valores variaram de 4,05 a 0,62 cm.h⁻¹ no gradiente longitudinal do arroio Capivara. Sazonalmente, para a seção CP4, por exemplo, o coeficiente variou de 13,27 cm.h⁻¹, no inverno, a 0,79 cm.h⁻¹, na condição de vazão de base medida durante o verão.

A diferença entre área urbana e rural foi estatisticamente significativa para os fluxos de CO₂ na interface. Os valores de emissão flutuaram em média de 3,35 a 4,08 gC/m²/d entre as seções localizadas na porção urbana da bacia, e de 0,30 a 0,88 gC/m²/d entre seções localizadas dentro do trecho rural do canal principal. A sazonalidade dos fluxos também foi considerada estatisticamente consistente (ANOVA, F_{3,126}=3.99, p<0.01). Os fluxos mais elevados foram observados na seção CP3, situada na zona de transição rural-urbana da bacia, no final da primavera e início do verão, atingindo o valor máximo de 25,56 gC/m²/d no final de nov/08. Durante o período seguinte não houve uma tendência clara no fluxo de CO₂ ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo na bacia.

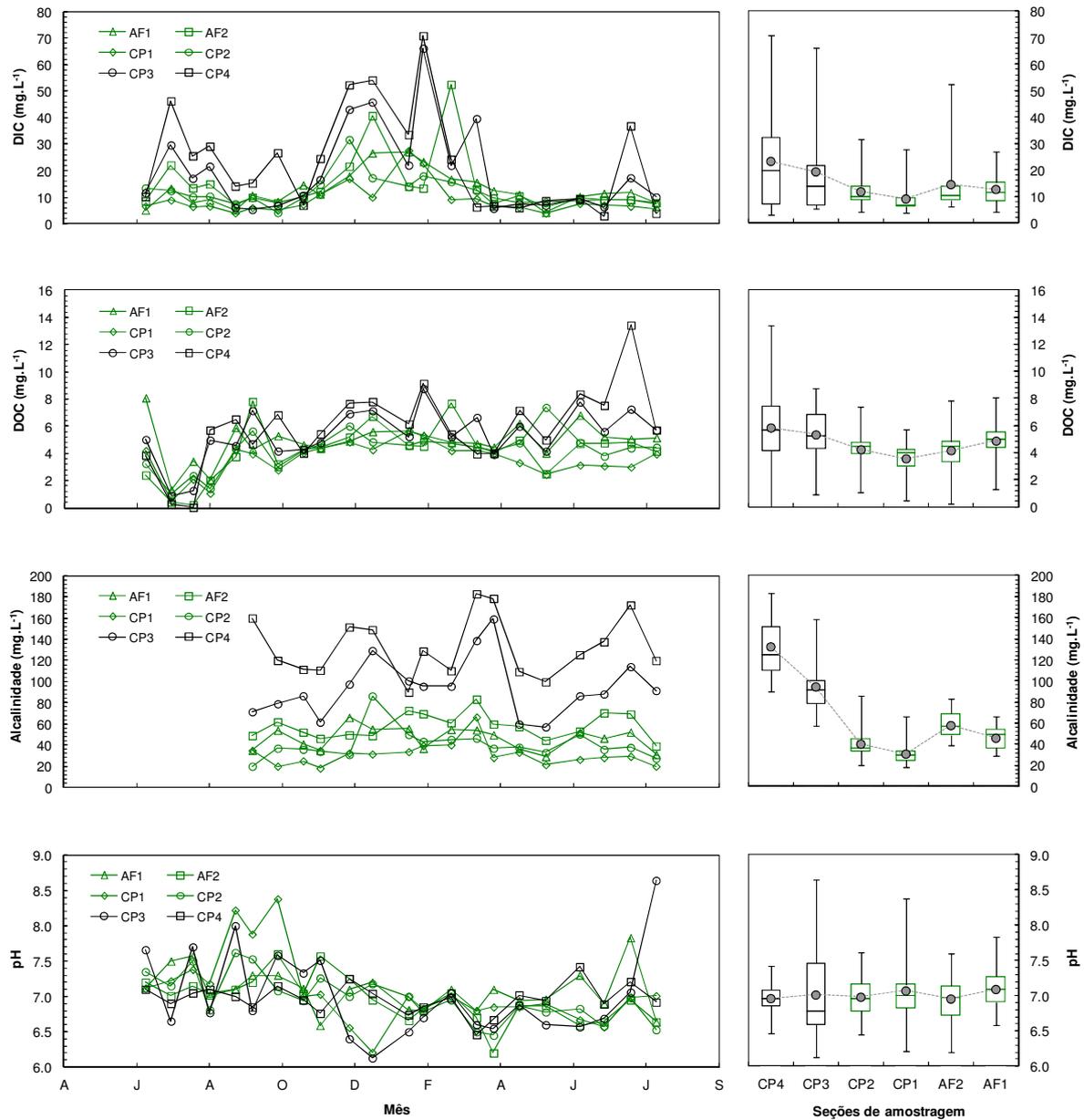


Figura 2.4. Variação temporal para Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC), Carbono Orgânico Dissolvido (DOC), alcalinidade e pH nas 6 seções de amostragem da bacia do Capivara. Ao lado, são mostrados gráficos box-plot com os valores máximos, mínimos, médios, e percentis 25%, 50% e 75%. Linhas em verdes identificam os pontos localizados na área rural e as linhas pretas pontos na zona urbana.

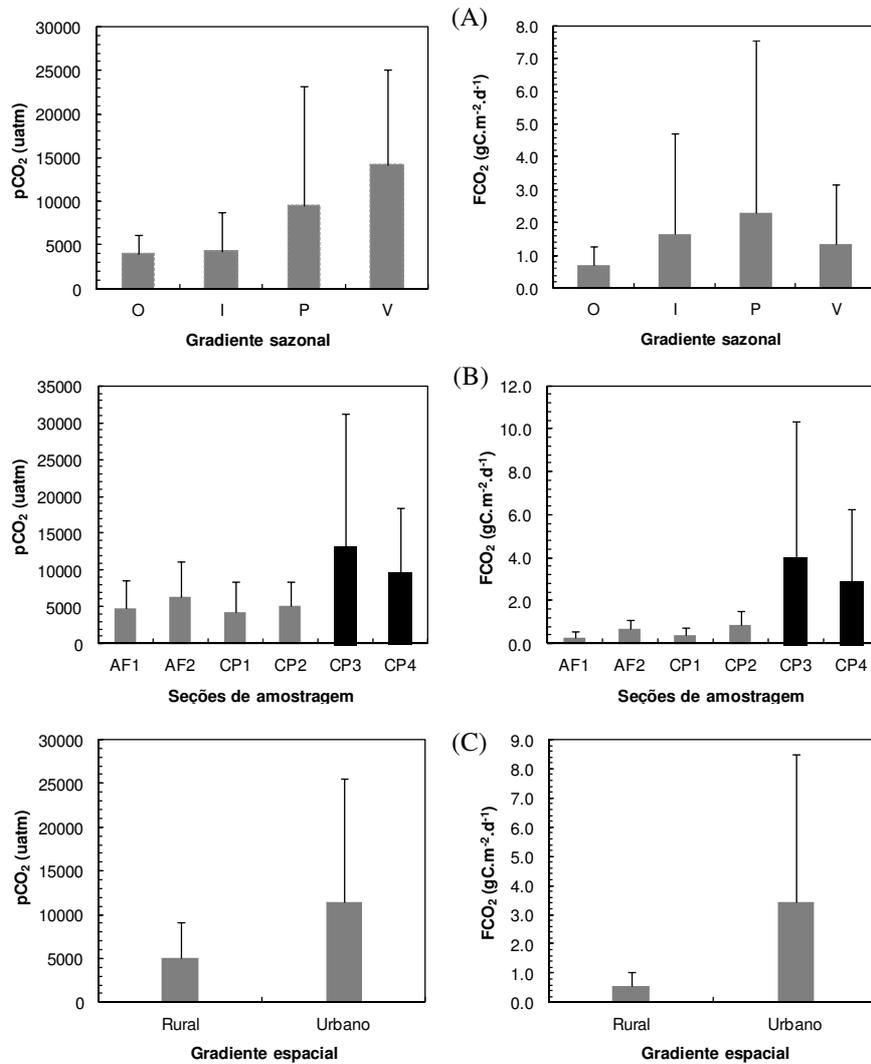


Figura 2.5. Média e Desvio-padrão da pressão parcial de CO₂ (pCO₂) e fluxo de na interface ar-água (FCO₂) ao longo do gradiente climático (A), espacial (B e C) durante o período de monitoramento nas 6 seções de amostragem na bacia do arroio Capivara.

Tabela 2.3. Coeficiente de correlação de Pearson para o relacionamento entre as variáveis ambientais monitoradas (*p<0,05). Com exceção de pH e FCO₂, as demais variáveis foram log-tranformadas.

Variáveis	Q	T	Cond	OD	pH	ALK	Turb	NT	FT	SST	DIC	DOC	Chla	pCO ₂	FCO ₂
Q	-														
T	-0.06	-													
Cond	0.47*	0.07	-												
OD	-0.46*	-0.36*	-0.49*	-											
pH	0.05	-0.19	-0.08	0.08	-										
ALK	0.45*	0.49*	0.72*	-0.70*	-0.03	-									
Turb	0.30*	-0.10	0.09	-0.06	0.24*	0.12	-								
NT	0.55*	0.42*	0.55*	-0.73*	0.03	0.79*	0.08	-							
FT	0.17	0.76*	0.13	-0.62*	-0.14	0.59*	-0.01	0.63*	-						
SST	0.37*	0.33*	0.50*	-0.61*	0.00	0.65*	0.06	0.55*	0.39*	-					
DIC	-0.05	0.55*	0.03*	-0.40*	-0.05	0.33*	-0.11	0.41*	0.64	0.45*	-				
DOC	0.24*	0.25*	0.45*	-0.49*	0.00	0.56*	0.11	0.56*	0.38*	0.55*	0.63*	-			
Chla	0.19	0.32*	-0.17	-0.02	-0.05	0.01	0.02	0.10	0.30*	-0.06	0.05	-0.09	-		
pCO₂	-0.08	0.54*	0.05	-0.30*	-0.74*	0.24*	-0.23*	0.25*	0.54*	0.28*	0.69*	0.39*	0.07	-	
FCO₂	0.28*	0.20	0.11	-0.34*	-0.31*	0.28*	0.10	0.33*	0.32*	0.32*	0.40*	0.27*	-0.08	0.47*	-

Legenda: Q – vazão, T – temperatura da água, Cond – Condutividade, OD – oxigênio dissolvido, ALK – alcalinidade, Turb – turbidez, NT – nitrogênio total, FT – fósforo total, SST – sólidos suspensos totais, DIC – carbono inorgânico total, DOC – carbono orgânico dissolvido, Chla – clorofila a, pCO₂ – pressão parcial de CO₂, FCO₂ – fluxos de CO₂ na interface ar-água.

DISCUSSÃO

Variabilidade espacial de pCO_2 e FCO_2

A maioria dos estudos de fluxo de CO_2 em sistemas fluviais situados em zonas temperadas (Abril e Wollast 1995; Raymond et al. 1997, 2000; Cole e Caraco 2001; Finlay 2003; Silvennoinen 2008), tropicais (Richey et al. 2002; Mayorga et al. 2005; Johnson et al. 2008; Rasera et al. 2008; Davidson et al. 2010) e subtropicais (Cai e Wang 1998; Yao et al. 2007; Zeng e Masiello, 2010; Li et al. 2011) têm evidenciado uma condição de supersaturação em relação ao CO_2 atmosférico, sendo estes sistemas caracterizados como relevantes fontes de CO_2 para a atmosfera. Os resultados obtidos neste estudo estão em linha com as investigações até então desenvolvidas, pois de um modo geral a supersaturação de CO_2 e o comportamento heterotrófico do arroio Capivara e afluentes monitorados foi persistente ao longo do período amostral em todas as seções no gradiente de uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica.

A condição de supersaturação de CO_2 em sistemas fluviais é determinada principalmente pela dinâmica de processos e fluxos alóctones dependentes da hidrologia, tipologias do solo, rochas e uso e cobertura do terreno na bacia de drenagem, tais como: dissolução de rochas, mineralização da matéria orgânica do solo, respiração das raízes das plantas terrestres e subsidio de matéria orgânica dissolvida da bacia de drenagem (Hope et al. 1994; Hope et al. 2004; Wang et al. 2007; Yao et al. 2007; Johnson et al. 2008). Sob esta perspectiva espacial integradora dos processos na bacia de drenagem, os resultados obtidos neste estudo mostraram uma forte influência do marcante gradiente de uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica do arroio Capivara na variabilidade espacial e magnitude da pressão parcial de CO_2 e fluxos na interface com o ar.

A bacia hidrográfica do arroio Capivara é caracterizada pela presença de duas áreas distintas quanto à ocupação do solo: bacia rural ou não-urbanizada (trecho superior) e bacia urbana (trecho inferior). Na cabeceira da bacia, o predomínio de áreas permeáveis e a presença de vegetação ripária tendem a manter naturalmente um elevado grau de conectividade lateral entre os ecossistemas terrestre e aquáticos (Gomi et al. 2002). Neste sentido, a supersaturação de CO_2 naquela porção pode estar sendo suportada pelo CO_2 gerado nos processos respiratórios das raízes e mineralização do conteúdo orgânico do solo, sendo este transportado através do fluxo subterrâneo até a rede de drenagem. Diversos estudos em sistemas fluviais subtropicais, tropicais e temperados têm sugerido estes mecanismos como sendo determinantes para a dinâmica do CO_2 aquático, principalmente, em zonas de cabeceiras de bacias hidrográficas (por

exemplo, Cole e Caraco 2001; Hope et al. 2004; Mayorga 2005; Johnson et al. 2008; Davidson et al. 2010). Outros processos que podem explicar a condição de supersaturação neste trecho correspondem à dissolução de DIC do leito rochoso sobre o qual o escoamento ocorre rapidamente na cabeceira do arroio Capivara a montante da seção CP1, e a mineralização de folhas que alcançam o leito dos rios oriundas da vegetação ciliar. Segundo Finlay (2003), sistemas aquáticos estreitos e com vegetação ripária abundante, como a rede de drenagem da bacia rural do arroio Capivara, são prováveis receptores de maiores cargas de matéria orgânica terrestre oriunda de folhas por unidade de fluxo.

Por outro lado, tem sido sugerido que os processos de produção de CO₂ mencionados não seriam suficientes para manter a condição heterotrófica a jusante na rede de drenagem (Butman e Raymond 2011). A manutenção da persistente evasão de CO₂ dos sistemas fluviais nos trechos inferiores estaria, portanto, dependente do processo de respiração *in situ* subsidiada ou pelo DOC alóctone nas áreas de cabeceira, relativamente mais persistente, ou por novas entradas laterais de DOC lábil nos trechos de jusante na bacia (Del Giorgio e Pace 2008), levando a um declínio da relação DIC:DOC no sistema de montante para jusante (Johnson et al. 2008). No trecho inferior do arroio Capivara a pressão antrópica sobre o sistema fluvial ocorre através da canalização do curso d'água (seção aberta) e afluentes (condutos de microdrenagem), ausência de vegetação ripária, ocupação das margens, despejos de esgotos domésticos brutos diretamente no arroio ou por ligações irregulares na microdrenagem, e uma consistente incremento de área impermeável na bacia hidrográfica. No que se refere aos fluxos e processos de carbono, estas intervenções podem atuar positivamente ou negativamente para a condição de supersaturação de CO₂ no sistema fluvial.

O incremento significativo de áreas impermeáveis conduz à diminuição de dois importantes fluxos de CO₂ para o sistema fluvial: (1) redução do fluxo subsuperficial e o aumento do escoamento superficial, produzindo um efeito de diluição do CO₂ no sistema devido à carência de CO₂ no escoamento pluvial (Zeng e Masiello 2010), e (2) redução da contribuição do carbono alóctone fotossinteticamente fixado pela vegetação terrestre. A canalização do arroio Capivara no perímetro urbano interrompe drasticamente a conectividade lateral com o fluxo subsuperficial. Apenas sob esta perspectiva, a pressão de CO₂ e os fluxos na interface ar-água poderiam decair em direção a foz (Jones et al. 2003), ao ponto que uma transição do metabolismo heterotrófico para autotrófico poderia ser constatada no gradiente de uso do solo na bacia do arroio Capivara. Ao contrário disso, os resultados obtidos evidenciam uma elevação significativa ao longo do gradiente longitudinal nos fluxos e pressão parcial de CO₂,

sugerindo que apesar da abrupta desconectividade com o ecossistema terrestre, outros processos desencadeados pelo lançamento permanente de esgotos podem estar subsidiando os fluxos de CO₂ no trecho urbano do arroio Capivara.

A rápida mineralização da matéria orgânica lábil presente nos esgotos domésticos pode representar um importante caminho metabólico de formação de CO₂ no sistema. Outros estudos enfatizam que o constante fornecimento de matéria orgânica lábil ao longo dos rios é imprescindível para suportar a respiração no sistema de montante para jusante (Raymond e Bauer 2001; Del Giorgio e Pace 2008). No trecho de apenas 900 metros, entre as seções CP2 e CP3, que marca a transição da bacia rural para a bacia urbana, é constatada *in loco* o confinamento do curso d'água com a presença de contribuições significativas de esgotos domésticos. Este fato reflete-se na queda brusca dos níveis de oxigênio dissolvido, caracterizando um zona de hipoxia dentro do trecho urbano, sugerindo um ambiente de intensa respiração bacteriana. No caso em estudo, apesar de óbvia a contribuição permanente de esgotos cloacais neste trecho do arroio Capivara, a contribuição relativa do DOC e POC, bem como da zona bentônica para o metabolismo do sistema não é facilmente caracterizada através dos dados disponíveis.

A ausência de um forte gradiente espacial (rural-urbano) para DOC pode indicar que as taxas de mineralização são similares às taxas de reposição de novo DOC, principalmente no trecho sob influência de lançamentos de esgotos domésticos, resultando na baixa variabilidade ao longo do sistema (Del Giorgio e Pace 2008). Esta hipótese pode explicar a baixa correlação entre pCO₂ e DOC e entre pCO₂ e OD. Assim, a contribuição de DOC na porção superior da bacia derivada preferencialmente do ambiente terrestre e, desta forma, relativamente mais antigo e de menor labilidade, estaria sendo responsável em parte pela manutenção das concentrações de DOC ao longo do perfil longitudinal do arroio Capivara.

Estudos indicam que um baixo valor de C:N é um bom indicador da biodisponibilidade do carbono orgânico (Hunt et al. 2000; Kalbitz et al. 2000; Stepanauskas et al. 2002; Benner 2003), possuindo uma forte relação com fontes antropogênicas (Marcé et al. 2008). A labilidade da MO, estimada pela razão C:N, possuiu uma tendência de queda marcante ao longo do gradiente rural-urbano, variando em média de 10,0 (rural) para 3,5 (urbana). Valores de C:N acima de 15 indicam uma forte influência da MO do ecossistema terrestre (Kendall et al. 2001; MacKnight et al. 2001), enquanto valores abaixo de 4 são excepcionais e devem ser atribuídos à influência de despejos ricos em compostos nitrogenados como esgotos domésticos (Werner et al. 1989). Estes valores para o arroio Capivara sinalizam para uma mudança significativa da

labilidade da matéria orgânica ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica motivada pelo aporte de esgotos domésticos, subsidiando os fluxos de CO₂ no trecho urbano. A manutenção de concentrações de OD próximas da saturação nas seções situadas no trecho não-urbanizado do arroio Capivara e afluentes reforça a hipótese de que o DOC observado na zona rural da bacia é semi-lábil, ou que pelo menos é incompatível com o tempo de residência do sistema naquela porção da bacia.

Alguns estudos têm especulado a respeito da importância relativa da biomassa bacteriana livre e aderida ao material orgânico particulado (POC) para o metabolismo geral de rios (Finlay et al. 1992; Del Giorgio et al. 2006; Del Giorgio e Pace 2008), sugerindo que POC pode ser um importante componente na respiração do ecossistema (Del Giorgio e Pace 2008). A ausência de dados diretos disponíveis de POC limitam a análise do papel deste compartimento para o metabolismo geral do sistema. Entretanto, com base nos resultados de sólidos suspensos voláteis observa-se a mesma significativa elevação nas seções situadas no trecho urbano da bacia (resultados não mostrados). Enquanto na porção rural as concentrações médias foram de 20,0 mg.L⁻¹, no trecho urbano a concentração média é elevada para 30,0 mg.L⁻¹, na seção CP3, e 35,0 mg.L⁻¹ na seção CP4. A relação SSV/DOC por si só somada ao incremento da concentração de SSV no gradiente rural-urbano podem indicar que o metabolismo geral do sistema possa estar sendo mediado pelo material orgânico particulado e a biomassa bacteriana aderida, e que uma fração menor do metabolismo esteja sendo regulada pelo DOC e biomassa bacteriana livre. É reconhecido, entretanto, que investigações adicionais baseadas em experimentos de respiração bacteriana separando fisicamente as frações são necessárias.

Uma terceira possível explicação para a significativa mudança na pressão parcial de CO₂ ao longo do gradiente rural-urbano refere-se à parcela da respiração bentônica. Sistemas aquáticos rasos permitem uma maior acumulação de matéria orgânica no sedimento, podendo representar relevantes fluxos de CO₂ para a atmosfera (Torgersen e Branco 2008). O arroio Capivara caracteriza-se por ser um sistema extremamente raso. A profundidade máxima observada durante o período amostral foi de apenas 0,40 metros na seção CP4 do canal principal. Este fato combinado com a elevada parcela de material particulado lábil nos esgotos domésticos lançados *in natura* sugerem que a zona bentônica possa estar representando um significativo *hotspot* funcionando não somente como fonte de CO₂ e sumidouro do OD da coluna d'água, mas inclusive como fonte autóctone de DOC através de processos de solubilização da matéria orgânica lábil sedimentada (Del Giorgio e Pace 2008) e de POC para o trecho a jusante através da ressuspensão durante eventos de elevado fluxo (Findlay et al. 1998; Hopkinson et al. 1998).

Importância da contribuição alóctone e autóctone de alcalinidade para o fluxo de CO₂

Um outro ponto importante nos resultados foi o forte gradiente espacial de alcalinidade, evidenciando para um significativo aporte autóctone ou alóctone de alcalinidade no sistema. Na presença de alcalinidade, pode ocorrer o sequestro do CO₂ derivado da respiração para a formação de bicarbonato, atuando negativamente sobre o fluxo de CO₂ (Raymond et al. 2000). Em sistemas poluídos a variabilidade da alcalinidade pode estar conectada com as condições de oxigenação do sistema, devido à regulação de processos anaeróbicos. Abril e Frankignoulle (2001) observaram na bacia de Scheldt, uma bacia altamente poluída na Bélgica, uma elevação significativa na alcalinidade quando a saturação de oxigênio dissolvido foi inferior a 20%, sugerindo para o desencadeamento de processos anaeróbicos que produzem alcalinidade por consumir H⁺, tais como: denitrificação, metanogênese, redução do manganês (IV), ferro (III) e sulfato. A amonificação também pode representar um importante mecanismo gerador de alcalinidade em ambientes antropizados (Abril e Frankignoulle 2001). Este mesmo padrão espacial foi observado ao longo do gradiente de uso e ocupação do solo na bacia do Capivara. Enquanto a alcalinidade aumentou significativamente no trecho urbano, OD apresentou tendência inversa, resultando em uma consistente correlação negativa entre estas variáveis. Nas seções situadas no trecho urbano do arroio Capivara, especialmente durante o verão, foi observada uma saturação de OD abaixo de 20%, fato que sugere um provável desencadeamento de processos anóxicos tanto no sedimento quanto na coluna d'água. Processos anaeróbicos podem estar ocorrendo também nos condutos de esgotos que interceptam a rede de drenagem, contribuindo com águas saturadas em CO₂ e de elevada alcalinidade (Guisasola et al. 2008). Os resultados obtidos indicam que a amônia representou em média cerca de 80% do nitrogênio total durante os meses de verão (não mostrado), sugerindo para um elevada atividade de amonificação dos compostos orgânicos nitrogenados presentes nos esgotos domésticos.

Além de processos *in situ*, fontes antropogênicas de alcalinidade podem representar também um sumidouro para o CO₂ biogênico (Zeng e Masiello 2010). Detergentes presentes nas águas residuárias podem contribuir significativamente para a elevação da alcalinidade e fósforo total, devido à presença de íons carbonatos e fosfatados, respectivamente (Jungermann e Silberman 1971). Fósforo inorgânico dissolvido (FID) representou em média em torno de 60% do fósforo total, alcançando 90% no período de verão no trecho urbano (não mostrado). Alcalinidade seguiu a mesma tendência sazonal e espacial, mostrando uma consistente correlação positiva com fósforo total, sugerindo para uma forte contribuição antropogênica de carbonatos através de detergentes e produtos de limpeza em geral. Sendo assim, fontes externas de alcalinidade ou

geradas por processos internos que consomem H^+ podem estar subsidiando a formação de bicarbonatos e o sequestro do CO_2 biogênico. Estes mesmos processos podem estar sendo responsáveis pelo efeito de tamponamento do pH. Caso esta alcalinidade não estivesse presente no sistema um cenário de acidificação no trecho urbano do arroio Capivara provavelmente poderia ser severamente constatado.

Sazonalidade das pressões parciais e fluxos de CO_2

A sazonalidade observada tanto na pressão parcial quanto nos fluxos de CO_2 pode ser explicada também por fatores climáticos tais como temperatura e precipitação. Temperatura é o principal fator limitante para as taxas decomposição e respiração em sistemas aquáticos (Kling et al, 1991) e no solo (Hope et al, 1992). A precipitação, por sua vez, pode controlar pCO_2 através de dois mecanismos concorrentes e competitivos: (1) efeito positivo, aumento da exportação de CO_2 e DOC do solo para a rede de drenagem (Yao et al. 2007), e (2) efeito negativo, aumento da vazão e da velocidade de trocas gasosas no rio (Ho et al. 1997). O efeito de diluição pode ser responsável pelo relacionamento negativo entre precipitação e pCO_2 observado durante eventos chuvosos (Yao et al. 2007; Zeng e Masiello 2010) e ao longo de estações chuvosas (Yao et al. 2007). Por outro lado, em termos anuais, tem sido sugerida uma relação positiva entre precipitação anual e fluxo de CO_2 de rios, provavelmente por conta do maior aporte do CO_2 e DOC do solo para rede de drenagem (Butman and Raymond 2011). A significativa correlação obtida entre temperatura da água e pCO_2 sugere que a temperatura foi o principal regulador da variabilidade sazonal de CO_2 , indicando uma aceleração dos processos respiratórios *in-situ* e no solo durante o verão. Embora o padrão sazonal de pCO_2 esteja consistente com estudos prévios (Richey et al. 2002; Yao et al. 2007; Raymond et al. 2007; Zeng e Masiello 2010), nestes casos a elevação de pCO_2 no verão é atribuída ao aumento das chuvas neste período. Diferentemente, o clima subtropical no qual está localizada a área de estudo caracteriza-se em geral por verões mais secos (dez-mar) e invernos mais chuvosos (jun-set). O fluxo de base, por sua vez, não apresentou uma correlação significativa com pCO_2 e FCO_2 . Embora a vazão tenha variado como resposta às variações sazonais de precipitação na região durante o período amostral, a escolha por tentar isolar as campanhas de amostragem da histerese causada pelos eventos chuvosos contribuiu para que a vazão de base não representasse uma relação consistente sobre a dinâmica de CO_2 . Em termos sazonais, contudo, a baixa pluviosidade durante o verão indica para uma maior permanência da água no solo. Este fato somado a elevada temperatura sugere para um incremento da concentração de CO_2 no solo e, conseqüentemente, contribuindo para a elevação do CO_2 na rede de drenagem. De forma inversa, durante o período de inverno, o efeito

de diluição combinado com as baixas temperaturas provavelmente regularam a concentração e fluxos de CO₂ no arroio Capivara e afluentes.

A variação espacial e sazonal dos fluxos de CO₂ no arroio Capivara e afluentes se devem aos fatores que controlam a pCO₂ discutidos e as características hidráulicas da rede de drenagem, as quais definiram o coeficiente trocas gasosas. O último foi responsável pela mudança no padrão sazonal entre pCO₂ e FCO₂. Durante a primavera a temperatura é elevada gradativamente e o fluxo de base, ao contrário, inicia um declínio em direção ao verão. Este fato explica a mudança sazonal nos fluxos de CO₂, enquanto pCO₂ foi superior no verão, FCO₂ possuiu seu pico na primavera. Comparando com outros rios, os fluxos estimados para o arroio Capivara e afluentes monitorados são compatíveis com outros sistemas subtropicais e tropicais e alguns rios temperados (Tabela 2.4). Nesse contexto, deve-se ressaltar que o coeficiente de trocas gasosas dos estudos citados foi estimado por equações baseadas na velocidade do vento, com exceção de Cai e Wang (1998), o que pode ser uma fonte de incerteza nas comparações.

Tabela 2.4. Pressão parcial (pCO₂) e Fluxos de CO₂ para alguns rios do mundo.

Sistema	pCO ₂ (uatm)	k (cm.h ⁻¹)	Fluxo CO ₂ (MgC.ha ⁻¹ .ano ⁻¹)	Referência
Tropical				
Amazonas (principal)	4350±1900	9.58±3.75	8.3±2.4	Richey et al. (2002)
Amazonas (afluentes)	5000±3300	5±2.08	-	
Ji-Paraná	-	-	2.27±47.80	Rasera et al (2008)
Subtropical				
Yangtze River	3954	8	13.32	Li et al. (2011)
Xijiang River	2600	8-15	8.3-15.6	Yao et al. (2007)
Changjiang River	343-921	3.8-19.5	1.03-6.26	Zhai et al. (2007)
Satilla River Estuary	420-5475	12.5	18 a >30.6	Cai e Wang (1998)
Buffalo Bayou	3014±603	2.59-4.18	3.25±1.65	Zeng e Masiello (2010)
Spring Creek	4214±843	2.31-3.78	5.31±2.40	Zeng e Masiello (2010)
Arroio Capivara				
<i>Rural</i>	5116±850	1.36±0.30	2.05±0.38	Este estudo
<i>Urbano</i>	11402±4177	3.59±0.95	12.62±5.44	Este estudo
Temperado				
Temmesjoki River	110-16080	12.5-15.8	3.65-18.25	Silvennoinen et al. (2008)
Scheldt River	550-5700	13.5±4.9	2.19-52.56	Frankignoulle e Wollast (1996)
Hudson River	1070±867	1.54-4.1	0.7-1.62	Raymond et al. (1997)
York River	1125±403	4.7	0.53-0.75	Raymond et al. (2000)
Artico				
Kuparuk	812±177	-	0.52±0.07	Kling et al. (1991)
Hershey	845±182	-	0.56±0.19	Kling et al. (1991)
Mt. Roche	369	-	0.06	Kling et al. (1991)
Oksrukuyik	418	-	0.10	Kling et al. (1991)

Conclusões

Os resultados obtidos neste estudo indicaram uma relevante condição de supersaturação e fluxos de CO₂ na interface ar-água em um sistema fluvial subtropical submetido a um forte gradiente de uso e ocupação do solo na bacia de drenagem. Conforme mostrado, uma persistente heterotrofia foi observada ao longo dos trechos rural e urbano da bacia do arroio Capivara. A variabilidade espacial e temporal do metabolismo geral do sistema e a evasão de CO₂ é resultante de uma série de processos dinâmicos que ocorrem na coluna d'água e sedimentos, influenciados por atividades antropogênicas e características naturais da bacia de drenagem. É reconhecido a necessidade de investigações adicionais baseadas em assinaturas isotópicas para avaliar a representatividade de cada processo e fluxo sobre a consistente evasão de CO₂. Os resultados deste estudo enfatizam o impacto de fontes antropogênicas sobre a qualidade da água em bacias urbanas sem adequada infraestrutura de coleta e tratamento de esgotos, com consequências relevantes para o metabolismo geral do sistema. Este cenário é comum em bacias urbanas do Brasil, assim como em muitos países em desenvolvimento de uma maneira geral. Os resultados obtidos indicam que pequenas bacias urbanas situadas em clima tropical e subtropicais podem representar importantes fluxos não somente de CO₂ para atmosfera, como também de DOC e DIC, os quais não apresentam conectividade com o ecossistema terrestre. Logo, estimativas globais de evasão de CO₂ de sistemas fluviais carentes de dados de pequenos rios tropicais e subtropicais situados em áreas de intensa atividade antropogênica podem estar sendo subestimadas.

Referências

- Abril, G., Frankignoulle, M. 2001. Nitrogen-alkalinity interactions in the highly polluted Scheldt basin (Belgium). *Water Research*, 35, 844-850.
- APHA 1995. Standard methods for examination of water and wastewater (Washington, American Public Health Association).
- Battin, T.J. et al. 2008. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Nature Geoscience*, 1, 95-100.
- Benner R. 2003. Molecular indicators of the bioavailability of dissolved organic matter. In: Findlay SEG, Sinsabaugh RL, Eds. *Aquatic ecosystems. Interactivity of dissolved organic matter*. San Diego, CA: Academic Press. pp 121–37.
- Borges, A.V., et al. 2004. Gas transfer velocities of CO₂ in three European estuaries (Randers Fjord, Scheldt, and Thames). *Limnology Oceanography*, 49, 1630-1641.
- Butman, D., Raymond, P.A. 2011. Significant efflux of carbon dioxide from streams and rivers in the United States. *Nature Geoscience*, 1-4.
- Cai, W.-J., Wang, Y. 1998. The chemistry, fluxes, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia. *Limnol. Oceanogr.*, 43, 657-668.

Cole, J.J., et al. 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes, *Science*, 265, 1568-1570.

Cole, J.J., Caraco, N.F., 2001. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Marine and Freshwater Research*, 52, 101-110.

Davidson E. A. et al. 2010. Dissolved CO₂ in small catchment streams of eastern Amazonia: A minor pathway of terrestrial carbon loss. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-6.

Dawson, J.J.C., et al. 2004. Sources and sinks of aquatic carbon in a peatland stream continuum. *Biogeochemistry*, 70, 71-92.

Del Giorgio, Pace, M.L., Fischer, D. 2006. Relationship of bacterial growth efficiency to spatial variation in bacterial activity in the Hudson River. *Aquat. Microb. Ecol.*, 45, 55-67.

Duarte, C. M., Prairie, Y. T. 2005. Prevalence of Heterotrophy and Atmospheric CO₂ Emissions from Aquatic Ecosystems. *Ecosystems*, 8, 862-870.

Findlay, S., Sinsabaugh, R.L., Fischer, D.T., Franchini, P. 1998. Sources of dissolved organic carbon supporting planktonic bacterial production in the tidal freshwater Hudson River. *Ecosystems*, 1, 227-239.

Findlay, S., Pace, M. L., Lint, D., Howe, K. 1992. Bacterial metabolism of organic carbon in the tidal freshwater Hudson Estuary. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 89, 147-153.

Finlay, J.C. 2003. Controls of streamwater dissolved inorganic carbon dynamics in a forested watershed. *Biogeochemistry*, 62, 231-252.

Frankignoulle, M., Bourge, I., Wollast, R. 1996. Atmospheric CO₂ fluxes in a highly polluted estuary (the Scheldt). *Limnol. Oceanogr.*, 41, 365-369.

Frankignoulle, M. et al. 1998, Carbon dioxide emission from European estuaries, *Science*, 282, 434- 436.

Gomi, T., et al. 2002. Understanding processes and downstream linkages of headwater systems, *BioScience*, 52, 905-916.

Guisasola, A., Haas, D., Keller, J., Yuan, Z. 2008. Methane formation in sewer systems. *Water Research*, 42, 1421-1430.

Guo, X., Dai, M., Zhai, W., Chen, B. 2009. CO₂ flux and seasonal variability in a large subtropical estuarine system, the Pearl River Estuary, China. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-14.

Guo, L., Cai, Y., Belzile, C., Macdonald, R. 2011. Sources and export fluxes of inorganic and organic carbon and nutrient species from the seasonally ice-covered Yukon River, *Biogeochemistry*, 107, 186-206.

Gupta, G.V.M. et al. 2009. CO₂ Supersaturation and Net Heterotrophy in a Tropical Estuary (Cochin, India): Influence of Anthropogenic Effect. *Ecosystems*, 12, 1145-1157.

Hope, D., Billett, M.F., Cresser, M.S. 1994. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes. *Environmental Pollution*, 84, 301-324.

Hope, D., et al. 2004. Variations in dissolved CO₂ and CH₄ in a first-order stream and catchment: an investigation of soil-stream linkages. *Hydrological Processes*, 18, 3255-3275.

Hopkinson, C.S., Giblin, A.E., Garritt, R.H. et al. 1998. Influence of the benthos on growth of planktonic estuarine bacteria. *Aquat. Microb. Ecol.*, 18, 108-118.

- Hunt, A.P., Parry, J.D., Hamilton-Taylor, J. 2000. Further evidence of elemental composition as an indicator of the bioavailability of humic substances to bacteria. *Limnol Oceanogr*, 45,237-241.
- Jespersen, A.-M.; Christoffersen, K. 1987. Measurements of chlorophyll-a from phytoplankton using ethanol as extraction solvent. *Archiv für Hydrobiologie*, 109, 445-454.
- Johnson, M.S., et al. 2008. CO₂ efflux from Amazonian headwater streams represents a significant fate for deep soil respiration. *Geophysical Research Letters*, 35, L17401.
- Jones, J. B., Stanley, E.H., Mulholland, P.J. 2003. Long-term decline in carbon dioxide supersaturation in river across the contiguous United States. *Geophysical Research Letters*, 30, 1495.
- Jungermann, E., Silberman, H. C. 1971. Carbonate and Phosphate Detergent Builders: Their Impact on the Environment. *Journal of the American oil Chemistis Society*, 49, 481-484.
- Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J.H. et al. 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Sci*, 165, 277-304.
- Kendall, C., Silva, S.R., Kelly, V.J. 2001. Carbon and nitrogen isotopic compositions of particulate organic matter in four large river systems across the United States. *Hydrol Process*, 15, 1301-1346.
- Kling, G. W., Kipphut, G. W., Miller C. M. 1991. Artic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: Implications for Tundra carbon budgets. *Science*, 251, 298-301.
- Li, S. Y. et al. 2011. Daily CO₂ partial pressure and CO₂ outgassing in the upper Yangtze River basin: a case study of Longchuanjiang, China. *Biogeoscience Discuss.*, 8, 10645-10676.
- MacIntyre, S., et al. 1995. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments, in *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*, edited by P. A. Matson and R. C. Harriss, pp. 52– 97, Blackwell Sci., Cambridge, Mass.
- Mackereth, F.J.H., Heron, J., Talling, J.F. 1989. *Water analysis: some revised methods for limnologists*. 2nd ed. Freshwater Biological Association.
- Marcé, R., Moreno-Ostos, H., López, P., Armengol, J. 2008. The Role of Allochthonous Inputs of Dissolved Organic Carbon on the Hypolimnetic Oxygen Content of Reservoirs. *Ecosystems*, 11, 1035-1053.
- Mayorga, E. et al. 2005. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazon rivers. *Nature Letters*, 436, 538-541.
- McKnight, D.M., Hood, E., Klapper, L. 2003. Trace organic moieties of dissolved organic material in natural waters. Findlay SEG, Sinsabaugh RL, eds. *Aquatic ecosystems. Interactivity of dissolved organic matter*. San Diego, CA: Academic Press. pp. 71–96.
- Menegat, R. (Coord.). 2006. *Atlas Ambiental de Porto Alegre*. 3^oed Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 256p.
- O'Connor, D.J., Dobbins, W.E. 1958. Mechanism of reaeration in natural streams. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 123, 641-684.
- Rasera, M.F.F.L., Ballester, M.V.R., Krusche, A.V., et al. 2008. Estimating the surface area of small rivers in the southwestern Amazon and their role in CO₂ outgassing, *Earth Interact.*, 12, 1-16.
- Raymond, P.A., Caraco, N.F., Cole, J.J. 1997. Carbon dioxide concentration and atmospheric flux in the Hudson River. *Estuaries*, 20, 381–390.

- Raymond, P.A., Bauer, J.E., Cole, J.J. 2000. Atmospheric CO₂ evasion, dissolved inorganic carbon production, and net heterotrophy in the York River estuary. *Limnology and Oceanography*, 45, 1707-1717.
- Raymond, P.A., Bauer, J.E., 2001. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 409, 497-500.
- Raymond, P. A., et al., 2008. Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from Mississippi River. *Nature*, 451, 449-452.
- Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K., et al. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂, *Nature*, 416, 617-620.
- Silvennoinen, H., Likanen, A., Rintala, J., Martikainen, P.J. 2008. Greenhouse gas fluxes from the eutrophic Temmesjoki River and its Estuary in the Liminganlahti Bay (the Baltic Sea). *Biogeochemistry*, 90, 193-208.
- Snoeyink VL, Jenkins D. 1980. *Water chemistry*. New York: Wiley. p 476 p.
- Souza, R.S., Motta Marques, D., Silveira, A. 2011. Trends Simulation of Water Quality in an urban-rural basin using a process-based model. 12nd International Conference on Urban Drainage, Porto Alegre/Brazil.
- Stepanauskas, R., Jørgensen, N.O.G., Eigaard, O.R., et al. 2002. Summer inputs of riverine nutrients to the Baltic sea: bioavailability and eutrophication relevance. *Ecol Monogr*, 72, 579-597.
- Stumm, W., Morgan, J.J. 1996. *Aquatic Chemistry*, vol. 3. John Wiley and Sons, New York, pp. 1022.
- Torgersen, T., Branco, B. 2008. Carbon and oxygen fluxes from a small pond to the atmosphere: temporal variability and the CO₂/O₂ imbalance. *Water Resource*, 44, W02417.
- Tranvik, L. J., et al. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate, *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2298-2314.
- Wang F., et al. 2007. Human impact on the historical change of CO₂ degassing flux in River Changjiang. *Ceochemical Transactions*, 8, 1-10.
- Weiss, R.F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry* 2, 203–215.
- Werner, U., Stohr, U., Hees, N. 1989. Biogas plants in animal husbandry. Lengerich: Deutsches Zentrum für Entwicklungstechnologien (GTZ). pp. 153.
- Wetzel, R., Likens, G.E. 2000. *Limnological Analyses* (New York, Springer-Verlag).
- Yao, G., et al. 2007. Dynamics of CO₂ partial pressure and CO₂ outgassing in the lower reaches of the Xijiang River, a subtropical monsoon river in China, *Science of the Total Environment*, 376, 255-266.
- Yuan X.-C., et al. 2011. Influence of seasonal monsoons on net community production and CO₂ in subtropical Hong Kong coastal waters. *Biogeosciences*, 8, 289-300.
- Zeng, F.-W., Masiello, C.A. 2010. Sources of CO₂ evasion from two subtropical rivers in North America. *Biogeochemistry*, 100, 211-225.
- Zhai, W., Dai, M., Guo, X. 2007. Carbonate system and CO₂ degassing fluxes in the inner estuary of Changjiang (Yangtze) River, China. *Marine Chemistry*, 107, 342-356.

3. Variabilidade espacial e temporal das emissões de gases do efeito estufa (CO₂ e CH₄) em um reservatório profundo subtropical

Resumo

Reservatórios têm sido identificados como relevantes fontes de gases do efeito estufa (GEE), metano (CH₄) e dióxido de carbono (CO₂), para a atmosfera em sistemas regidos por diferentes condições climáticas. A baixa representatividade climática dos sistemas amostrados e a negligência da variabilidade espacial e temporal das emissões impõem incertezas nas estimativas globais das emissões. Neste estudo foram monitorados os fluxos ebulitivos e difusivos de CO₂ e CH₄ no reservatório Faxinal, Caxias do Sul/RS. O reservatório é utilizado para o abastecimento público, sendo classificado como eutrófico e profundo. O objetivo do estudo foi de avaliar a influência do regime térmico, morfologia, conectividade com a bacia de drenagem e outras variáveis limnológicas na regulação dos fluxos de CO₂ e CH₄ ao longo de um ano. O delineamento amostral contemplou 6 pontos no reservatório no gradiente de profundidades. Fluxos ebulitivos foram capturados através de funis invertidos, enquanto os fluxos difusivos foram calculados através da diferença de concentração dos gases entre o ar e a água. Os resultados mostraram que o reservatório Faxinal é autotrófico durante o verão e heterotrófico durante o inverno para CO₂. Os fluxos difusivos de CO₂ variaram entre -0,95 e 0,40 mol/m².d. A oxidação do metano no epilímnio aeróbio foi possivelmente responsável pela ausência de fluxos difusivos de CH₄ durante a maior parte do período de monitoramento. Os fluxos de metano ocorreram predominantemente por borbulhamento, mostrando uma relação direta com a profundidade em razão da pressão hidrostática. Esses fluxos foram também sensivelmente regulados pela sazonalidade da temperatura do clima subtropical, favorecido também pela matéria orgânica autóctone de origem fitoplanctônica. Os resultados demonstraram que a variabilidade espacial e sazonal deve ser levada em conta na estimativa global das emissões de GEE de ecossistemas aquáticos. A regulação da temperatura sobre os processos de produção primária e mineralização sugere que em um cenário de aquecimento os fluxos ebulitivos podem ser intensificados no reservatório Faxinal.

Palavras-chave: gases do efeito estufa (GEE), reservatório, borbulhamento, difusão

INTRODUÇÃO

Reservatórios são sistemas aquáticos antropogênicos que determinam bruscas perturbações ao meio ambiente natural. Além do notável impacto sobre o regime hidrológico a jusante na bacia hidrográfica, pelo menos nas últimas duas décadas reservatórios têm sido identificados como relevantes fontes de gases do efeito estufa (GEE), metano (CH₄) e dióxido de carbono (CO₂), para a atmosfera em sistemas regidos por diferentes condições climáticas (Rudd 1993; Galy-Lacaux et al. 1997, 1999; Fearnside 1997, 2002; St Louis et al. 2000; Huttunen et al. 2002; Rosa et al. 1996, 2002, 2004; Soumis et al. 2004; Sikar et al. 2005; Tremblay et al. 2004, Bodaly et al. 2004; Abril et al. 2005; Guérin, 2006; Ramos et al. 2006; Kemenes et al. 2007; Lima et al. 2008; Diem et al. 2008; Barros et al. 2011; Demarty et al. 2001; Wehrli 2011), podendo desta maneira afetar também o balanço térmico atmosférico (Cole et al. 2007; Williamson et al. 2009; Wehrli 2011). Estimativas preliminares sugerem que reservatórios podem representar 7% do potencial total de aquecimento global de fontes antropogênicas, emitindo cerca de 321 TgC/ano (St Louis et al. 2000). Estas evidências tomam particular relevância nos casos de reservatórios de hidrelétricas, a medida que esta alternativa de produção de energia é, de longa data, considerada uma fonte de energia limpa e, portanto, livre de emissão de CO₂ e CH₄ (Wang et al. 2011). Ao contrário disso, em alguns casos, observações têm sugerido que as emissões brutas de reservatórios por unidade de geração de energia podem ser comparáveis às emissões de termoelétricas (Rudd 1993; Delmas et al. 2001; Fearnside 2004). Atualmente, esta posição é bastante controversa e tem sido tema de intenso debate na comunidade científica, especialmente, no âmbito nacional (Rosa et al. 2004; Santos et al. 2006).

Em uma recente revisão Barros et al. (2011) estimou que a parcela de emissões de CO₂ e CH₄ apenas de reservatórios hidrelétricos pode ser inferior ao que se tem especulado. Segundo estimativas com dados de 85 hidrelétricas as emissões de CO₂ e CH₄ correspondem a 51 TgC/ano (48 TgC/ano como CO₂ e 3 TgC/ano como CH₄), o que em termos percentuais representa somente 16% das emissões de todos lagos artificiais e 4% das emissões globais de ecossistemas aquáticos continentais. Neste sentido, percebe-se que esforços devem ser direcionados também para a quantificação de emissões de reservatórios utilizados para outros fins como, por exemplo, controle de enchentes, abastecimento público, irrigação, recreação e aquacultura, principalmente diante do eminente crescimento populacional e de demanda hídrica em países emergentes como o Brasil nas próximas décadas.

É reconhecido que estas estimativas globais de emissões de reservatórios apresentam ainda muitas limitações e enormes incertezas devido não somente à representatividade amostral

utilizada, mas inclusive à baixa abrangência climática e aos diferentes métodos de quantificação, sugerindo que as emissões globais de reservatórios possam estar sendo subestimadas (St Louis et al. 2000; Soumis et al. 2004; Cole et al. 2007; Wehrli 2011). Neste contexto, a carência de estudos em reservatórios tropicais e subtropicais é especialmente destacada, visto que estes ecossistemas apresentam importante representatividade em escala global (Downing et al. 2006) e relevantes peculiaridades em relação ao alto conteúdo de matéria orgânica, desenvolvimento de um hipolíminio anóxico, alta incidência solar e elevadas temperaturas (St Louis et al. 2000; Marotta 2008; Demarty e Bastien 2011). Logo, avaliar o papel de reservatórios subtropicais na emissão global de CO₂ e CH₄ e explorar os mecanismos dinâmicos responsáveis pelos fluxos são necessárias e valiosas.

Em reservatórios os processos de produção, consumo e os fluxos na interface ar-água de CO₂ e CH₄ apresentam padrões distintos. Metano é produzido pela degradação da matéria orgânica dissolvida lábil por bactérias metanogênicas em ambientes anaeróbicos (Borrel et al. 2011), os quais são geralmente encontrados no sedimento e hipolíminio de reservatórios (Casper et al. 2000; Rychla et al. 2011). CO₂ é produzido essencialmente pela respiração de organismos heterotróficos e autotróficos situados no sedimento e ao longo da coluna d'água (Kalff 2001). CH₄ dissolvido torna-se disponível nas camadas superiores do reservatório para oxidação aeróbica por bactérias extremamente eficientes conhecidas como metanotróficas (Utsumi e Nojiri, 1998; Dumestre et al. 1999; Guérin e Abril 2007; Borrel et al. 2011). Este processo é máximo na camada em que CH₄ e O₂ coexistem na zona de transição anóxica-óxica, onde menos de 10% do CH₄ produzido pode ascender através do oxiclina (Casper et al. 2000). CO₂ é assimilado exclusivamente pela comunidade autotrófica preferencialmente no epilíminio de reservatórios por meio do processo de produção primária, o qual está associada com a disponibilidade de luz e nutrientes (Kalff 2001). Estes processos representam os principais caminhos metabólicos de alteração na pressão parcial de CO₂ e CH₄ em reservatórios. Dependendo da magnitude das concentrações desses gases no sedimento e na coluna d'água – e de particularidades das estruturas hidráulicas de saída – fluxos difusivos, ebulitivos e emissões de jusante representam as principais rotas de troca de CO₂ e CH₄ com a atmosfera em reservatórios (Casper et al. 2000; UNESCO/IHA 2010; Barros et al. 2011; Demarty e Bastien 2011). O processo difusivo dependerá do gradiente de concentrações de CO₂ e CH₄ dissolvidos na interface água-ar e de variáveis físicas como vento e precipitação (Demarty e Bastien 2011). A baixa solubilidade do CH₄ (65 vezes menor que o CO₂ na água; Lide, 2007) combinada com altas taxas de produção no sedimento e baixa difusão ascendente, determinam a acumulação e

supersaturação do gás, levando à formação de bolhas e posterior desprendimento para a coluna d'água (St Louis et al. 2000; Bastviken et al. 2004; DelSontro et al. 2010, 2011). Os fluxos de jusante estão relacionadas com as emissões na barragem e a jusante dela, incluindo os processos de desgaseificação (*degassing*) – fluxos difusivos associados com a turbulência nas turbinas e vertedores – e também emissões difusivas e ebulitivas no trecho de rio a jusante do barramento (Abril et al. 2005; Guérin et al. 2006; Roehm e Tremblay 2006). Os fluxos ebulitivos podem resultar em altas emissões de CH₄, já que representam uma passagem direta do CH₄ através da coluna d'água para a atmosfera sem sofrer oxidação biológica (Bastviken et al. 2004). Contudo, esses fluxos têm sido pouco documentados na literatura, sendo considerados as principais lacunas nas estimativas globais de CO₂ e CH₄ de reservatórios (Wehrli 2011).

A variabilidade temporal e espacial nas emissões de CO₂ e CH₄ dentro de reservatórios e entre distintos sistemas se deve a uma série de fatores reguladores. Em reservatórios, é esperada uma relação direta entre a magnitude dos fluxos de CO₂ e CH₄ na superfície e a quantidade e labilidade da matéria orgânica que é inundada após ao enchimento (St Louis et al. 2000; Mathews et al. 2005; Santos et al. 2008; Tranvik et al. 2009; Demarty e Bastien 2011). Desta maneira, diferentes tipologias de vegetação podem resultar em variações espaciais nas emissões dentro de um mesmo lago ou entre reservatórios com características de cobertura do solo distintas (Roland et al. 2010). Com a idade, estudos têm evidenciado uma tendência geral de declínio nas emissões de CO₂ e CH₄ (Abril et al 2005; Santos et al. 2008; Barros et al. 2011), já que a matéria orgânica lábil, como folhas, deve ser degradada mais rápido em relação ao carbono mais recalcitrante do solo (Kelly et al. 1997). Sugere-se que em 10 anos reservatórios temperados podem atingir os fluxos observados em lagos naturais (Tremblay et al. 2005). Por outro lado, no caso de regiões mais quentes, o tempo para restauração dos níveis naturais deve ser mais longo por causa de fatores como temperatura e contribuição alóctone (Abril et al 2005, Santos et al. 2008). Nessa transição, assim como em lagos naturais, tem sido atribuída à matéria orgânica alóctone e autóctone a função de subsidiar o carbono orgânico para a manutenção dos fluxos de CO₂ e CH₄ para a atmosfera (Cole et al. 2007). Sob esta perspectiva, o estado trófico pode atuar positivamente na produção de CH₄ no sedimento e hipolímio (Casper et al. 2000; Casper 1992; Huttunen et al. 2003; Xing et al. 2005; Adams 2005; Juutinen et al. 2008) devido à relação entre a sedimentação do sêston autóctone (carbono lábil) com a taxa de produção primária. A estrutura da cadeia trófica pode também regular as emissões de CO₂ e CH₄. Estudos mostram evidências de que produção de CH₄ é superior em sistemas em que a herbivoria é dominada pela comunidade zooplânctônica comparada com situações em que peixes

planctívoros controlam a produção primária (Rychla et al. 2011). Enquanto a produção de CH₄ é mais sensível à disponibilidade de matéria orgânica autóctone lábil no sedimento e hipolíminio, a geração de CO₂ é potencialmente subsidiada pelo carbono alóctone (Huttunen et al. 2003) e oxidação do metano na coluna d'água (Guerin e Abril 2007). Da perspectiva de conectividade com a bacia de drenagem, particularmente em reservatórios, os fluxos de tributários podem formar correntes de densidade alinhadas à antiga calha do rio, resultando em uma contribuição direta com o hipolíminio anóxico do sistema, encurtando assim o trajeto do carbono orgânico alóctone para subsidiar a geração de CO₂ e CH₄ (Marcé et al. 2008; Roland et al. 2010). A variabilidade hidrológica e regras de operação do reservatório podem influenciar o tempo de residência do sistema, o qual tem demonstrado ser positivamente relacionado com a emissão de CO₂ e CH₄ (Abril et al. 2005). A morfologia do reservatório também é determinante sobre as emissões na interface ar-água. O fluxo ebulitivo será o caminho principal de ascensão em zonas litorâneas e rasas de reservatórios (Ostrovsky et al. 2008; DelSontro 2010, 2011), devido à menor pressão hidrostática, enquanto o fluxo difusivo é predominante nas zonas pelágicas e mais profundas (Abril et al. 2005; McGinnis et al. 2006). Em geral, ambientes com profundidades acima de 20,0 m inibem o desprendimento das bolhas devido à pressão hidrostática (Santos et al. 2008).

A temperatura é um importante regulador das taxas de decomposição da matéria orgânica e respiração da biota aquática na zona pelágica e sedimentos (Kling 1991; Gudas et al. 2010; Thanh Duc et al. 2010), mostrando direta relação com a emissão de CO₂ e CH₄ ao longo do gradiente climático (St Louis et al. 2000; Kosten et al. 2010; Barros et al. 2011). Reservatórios tropicais tendem a apresentar maiores fluxos CO₂ em relação à sistemas temperados e muito maiores de CH₄ devido aos fluxos ebulitivos (St Louis et al. 2000). A variabilidade anual da temperatura é também um importante condicionador do padrão térmico do reservatório. Em sistemas subtropicais, poucos estudos têm explorado a influência de ciclos sazonais de estratificação térmica e mistura no reservatório na emissão de gases do efeito estufa, como por exemplo, Eckert e Conrad (2007) e Chanudet et al. (2011). No Brasil, especialmente, a maioria das investigações de CO₂ e CH₄ em reservatórios (Rosa et al. 2002, 2004; Santos et al. 2005) – que sustentam em grande parte o conhecimento de fluxos desses gases em sistemas tropicais (Demarty e Bastien 2011) – foi realizado em reservatórios profundos situados em regiões de temperaturas elevadas o ano todo, estabelecendo uma estratificação térmica persistente. Além disso, de uma maneira geral, a variabilidade espacial das emissões principalmente em sistemas dentríticos e com diversas entradas tem sido pouco explorada. Neste contexto, investigações a

respeito da variabilidade espacial e temporal em reservatórios subtropicais submetidos a diferentes condições de temperatura e estabilidade da coluna d'água demandam um melhor conhecimento.

No presente capítulo foram estudadas as variabilidades temporal e espacial dos fluxos difusivos e ebulitivos dos gases do efeito estufa (CO₂ e CH₄) em um reservatório profundo subtropical eutrófico com 20 anos de existência. As atividades desenvolvidas foram: quantificar as emissões dos fluxos difusivos e ebulitivos na interface ar-água do reservatório; avaliar a variabilidade sazonal e espacial dos fluxos; e avaliar o relacionamento dos fluxos medidos com a morfologia do lago, idade, balanço hídrico e estrutura térmica do reservatório.

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

O reservatório do Faxinal (21°05'00'' S; 51°03'30'' W) é o principal sistema de abastecimento de água de Caxias do Sul (63,3% de uma população total de 400.000 habitantes). O reservatório construído em 1992 situa-se na localidade de Ana Rech, distrito-sede do município de Caxias do Sul (Figura 3.1). O lago possui uma área superficial de 3,1 km² na cota 698 m em relação ao nível do mar. O lago é formado pelos seguintes cursos d'água: arroios Faxinal, Herval e Alegre, totalizando uma bacia de drenagem com área de 1.588,40 km². O sistema é caracterizado como profundo ($z_{\max}=30$ m), eutrófico (TP = 29,4 µg/L e clorofila *a* 15 µg/L – média anual no epilímnio) e monomítico quente. Durante 7 meses do ano o reservatório mostra-se estratificado com hipolímnio anóxico, enquanto no inverno é constatada a mistura completa do sistema. O clima regional é subtropical de altitude sem estação seca (Cfa type; Koppen 1936) com uma temperatura média anual 16°C e precipitação anual entre 1.800 e 2.200 mm (Becker et al. 2008).

A vegetação original da área de drenagem e inundada pelo barramento pertence à região fitoecológica Floresta Ombrófila Mista, atualmente com pequenas propriedades com policultura, além de pequenas áreas destinadas ao pastoreio. Os solos da região são de pouca profundidade, distróficos, pedregosos e muito suscetíveis à erosão. A unidade geomorfológica na qual está localizado o sistema do reservatório do Faxinal é denominada Planalto dos Campos Gerais, subdivisão do Planalto das Araucárias.

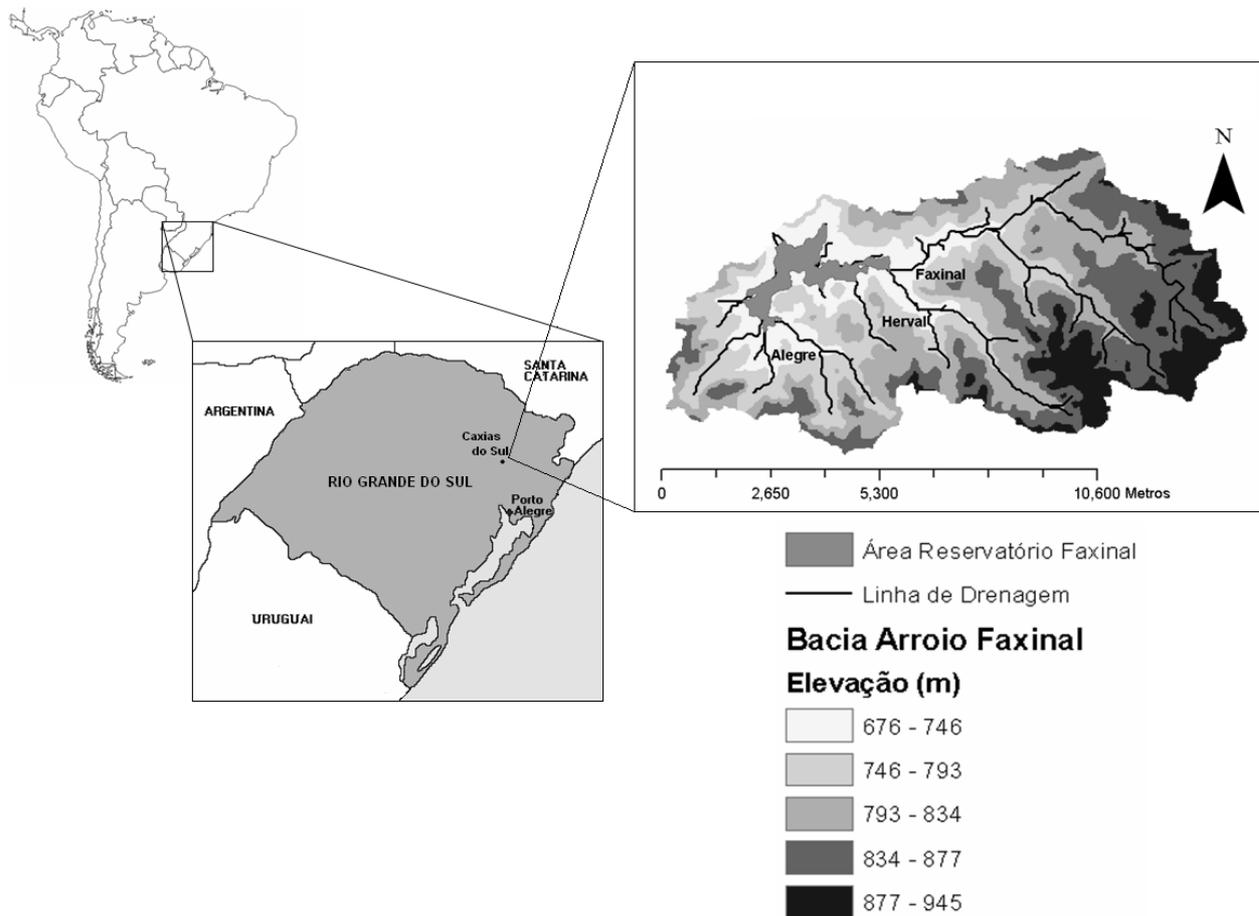


Figura 3.1. Localização do Reservatório Faxinal (3,1 km²) e sua bacia de drenagem.

Delineamento amostral e medições de campo

O monitoramento no reservatório Faxinal e na sua bacia de drenagem foi realizado durante 12 meses com frequência amostral mensal em 8 pontos de coleta. Os pontos de amostragem (Figura 3.2) foram distribuídos ao longo do gradiente de profundidades do braço Faxinal (4 pontos) e Alegre (2 pontos). Os tributários Faxinal e Herval também foram amostrados em seções a montante do reservatório. Essas seções foram adotadas por abrangerem juntamente uma bacia de drenagem que corresponde a 65% da área de contribuição total do reservatório Faxinal. A entrada dos arroios Faxinal e Herval ocorre quase que de forma concentrada no principal braço do reservatório (fluxo no sentido leste-oeste).

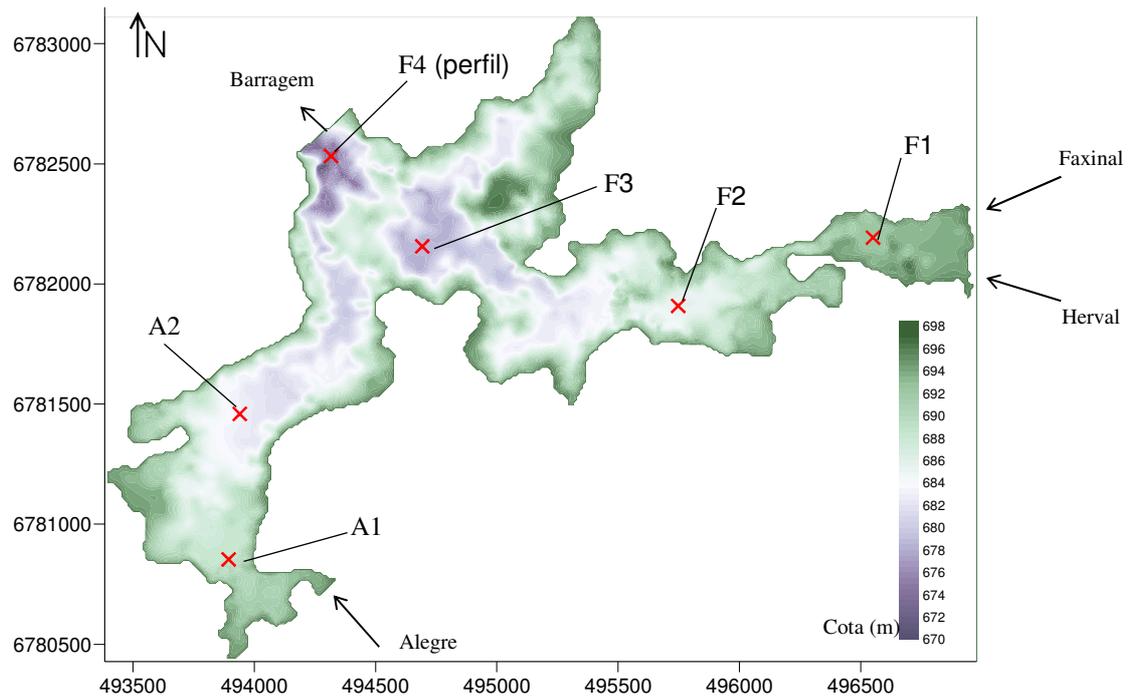


Figura 3.2. Batimetria do reservatório Faxinal com a localização dos pontos de amostragem (projeção UTM-22S).

Em campo, o perfil de temperatura, oxigênio dissolvido, pH, condutividade foi medido com sonda multiparâmetro YSI. No lago as medições com a sonda foram realizadas para todos os pontos em intervalos de 1 metro, da superfície ao fundo do lago. A transparência da água foi estimada com o disco de Secchi. O coeficiente de atenuação da luz (K_d) foi estimado a partir de medições com sensor PAR (LI-COR). O nível d'água no reservatório é registrado diariamente por régua localizada junto à estrutura de tomada d'água do reservatório próximo ao ponto F4.

Amostras superficiais (entre 0 e 0,5 metros) foram tomadas para análise em laboratório de gases dissolvidos (CO_2 e CH_4), nutrientes inorgânicos, carbono orgânico e inorgânico (TOC, DOC e DIC), alcalinidade, clorofila *a*, biomassa de fitoplâncton, zooplâncton, ciliados, flagelados e bacterioplâncton. No ponto mais profundo (F4), próximo ao barramento, foram coletadas amostras em 5 pontos do perfil vertical, cujas profundidades são definidas com base no perfil térmico medido. Para a condição de estratificação térmica, foi adotado o seguinte critério: 2 pontos no epilíminio, 1 pontos no metalímino e 2 pontos no hipolíminio. As coletas são realizadas com garrafa Van Dorn (2L). As amostras foram armazenadas e conservadas seguindo protocolos apropriados (Mackereth et al. 1989; Jepsen e Christoffersen 1987; APHA 1999; Wetzel e Likens 2000; UNESCO/IHA 2010).

Medição da concentração de CO₂ e CH₄ na coluna d'água e fluxos na interface ar-água

Diversas técnicas para quantificação dos fluxos de CO₂ e CH₄ na superfície de reservatórios têm sido propostas. Câmaras estáticas flutuantes, por exemplo, têm sido empregadas para estimar o fluxo difusivo de CO₂ e CH₄ na interface ar-água de reservatórios (Duchemin et al. 1999; Matthews et al. 2003; Soumis et al. 2004; Abril et al, 2005; Santos et al. 2006). O fluxo é calculado através da taxa linear de acumulação do gás dentro das câmaras durante um determinado intervalo de tempo. O fluxo difusivo de CO₂ e CH₄ tem sido expressivamente estimada também utilizando o método da camada limite fina ou superficial (*Thin Boundary Layer-TBL*) (MacIntyre et al. 1995; Kelly et al. 1997; Demarty et al. 2011). Este método requer o conhecimento do gradiente de concentração de CO₂ ou CH₄ na interface água-ar e do coeficiente de trocas gasosas específico do gás corrigido pela temperatura. O gradiente de concentração expressa a diferença entre a medida da pressão parcial do gás dissolvido na água e a pressão de saturação do gás na água em relação à atmosfera. O coeficiente de troca gasosa pode simplesmente ser derivado de equações empíricas dependentes da velocidade do vento ou com base em experimentos através da medição da taxa de remoção de gases inertes (SF₆, por exemplo; Cole e Caraco 1998) da superfície da água. Ao contrário do vento, modelos de turbulência também têm sido propostos para a estimativa do coeficiente de troca gasosa (Vachon et al. 2010). Técnicas até então utilizadas na medição de fluxos de CO₂ e CH₄ entre florestas e a atmosfera como estações meteorológicas equipadas com sensores infravermelhos têm sido empregadas em reservatórios (Kelly et al. 1997; Larzilliere et al. 2005). O fluxo de desprendimento de bolhas acima do sedimento e a parcela que é emitida na superfície do reservatório podem ser medidos por funis invertidos (Rosa et al. 2002; Abril et al. 2007; DelSontro et al. 2010). Em zonas rasas e sem vento, funis de menores dimensões têm sido empregados para medição do fluxo ebulitivo logo acima do sedimento (Huttunen et al. 2001). Mais recentemente técnicas acústicas tem isso testadas para a detecção de borbulhamento ao longo da coluna d'água (McGinnis et al. 2006; Ostrovsky, 2008; DelSontro et al. 2011). Câmaras flutuantes automatizadas (medição contínua) podem ser utilizadas para estimar ambos os fluxos, difusivos e ebulitivos (Rosa et al 2002).

Vários estudos têm comparado as técnicas de medição sobretudo aquelas utilizadas para medição de fluxos difusivos, relatando vantagens de desvantagem de cada método (Kelly et al. 1997, Cole e Caraco 1998, Duchemin et al. 1999; Matthews et al. 2003). No entanto, nenhuma técnica tem sido considerada como a ideal para quantificação de um determinado fluxo ou processo, sendo reconhecida a necessidade de mais pesquisas sob diferentes condições climáticas. Na prática, os

métodos escolhidos para determinar os fluxos são ditados por condições específicas do local de amostragem. Zonas protegidas, como áreas de remanso, favorecem a utilização de câmaras por causa da velocidade do vento baixa. Por outro lado, as câmaras são muitas vezes difíceis de serem implantadas em trechos abertos com ventos intensos, e por isso o método da camada fina fronteira é considerado mais apropriado (St. Louis et al. 2000).

No presente estudo, as medições de CO₂ e CH₄ foram conduzidas segundo protocolos recomendados por UNESCO/IHA 2010. O método da camada limite fina foi utilizado para estimar os fluxos difusivos a partir das pressões parciais de CO₂ e CH₄ (pCO₂ e pCH₄) na camada superficial, temperatura da água medida em campo e velocidade do vento (estação meteorological convencional do INMET em Caxias do Sul). De acordo com MacIntyre et al. (1995), o cálculo do fluxo requer a conversão das pressões parciais em concentração. Assim, CO₂ e CH₄ na água (CO_{2(w)} e CH_{4(w)}) são obtidos das respectivas pressões parciais (pCO₂ e pCH₄) usando as seguintes equações:

$$CO_{2(w)} = K_{H(CO_2)} \cdot pCO_2$$

$$CH_{4(w)} = K_{H(CH_4)} \cdot pCH_4$$

com $K_{H(CO_2)}$ e $K_{H(CH_4)}$ determinadas de acordo com as seguintes equações, respectivamente:

$$\ln K_o(CH_4) = -115,6477 + 155,5756 \left(\frac{100}{T_K} \right) + 65,2553 \ln \left(\frac{T_K}{100} \right) - 6,1698 \ln \left(\frac{T_K}{100} \right) \quad \text{Weiss (1974)}$$

$$\ln K_o(CO_2) = -58,0931 + 90,5069 \left(\frac{100}{T_K} \right) + 22,294 \ln \left(\frac{T_K}{100} \right) \quad \text{Lide (2007)}$$

onde $K_{H(CO_2)}$ e $K_{H(CH_4)}$ são as respectivas constantes de partição de CO₂ e CH₄ na água em função da temperatura da amostra (em kelvin), em mole⁻¹.atm⁻¹. O fluxo difusivo de CO₂ e CH₄ é calculado pela seguinte equação:

$$Fluxo = k_x (C_{(w)} - C_{(a)})$$

onde C_(a) é a concentração de saturação do gás na água e k_x é o coeficiente de transferência de massa (cm.h⁻¹), dado pela seguinte relação:

$$k_x = k_{600} \left(\frac{S_C}{600} \right)^{-x}$$

onde x é igual a 0,66 para velocidade do vento menor que 3,0 m/s e igual a 0,5 para velocidade do vento superior a 3,0 m/s; Sc é o número de Schmidt para CO_2 e CH_4 , o qual é dependente da temperatura (em Celsius) de acordo com seguinte equação (Wanninkhof, 1992):

$$S_c(CO_2) = 1911,1 - 118,11T + 3,4527T^2 - 0,04132T^3$$

$$S_c(CH_4) = 1897,8 - 114,28T + 3,2902T^2 - 0,03906T^3$$

e k_{600} é estimado a partir da velocidade do vento medido a 10,0 m acima da superfície do lago (U_{10}) de acordo com Cole e Caraco (1998):

$$k_{600} = 2,07 + (0,215U_{10}^{1,7})$$

A quantificação dos fluxos ebulitivos foi realizada através de amostradores do tipo funis invertidos. Foram utilizados seis funis invertidos, um por ponto amostral. Os funis possuem diâmetro de 1,0 metro e são equipados com bóias, ancoras e uma seringa graduada equipada com válvula de 3-vias na extremidade superior. Os funis permaneceram imersos nos locais de amostragem durante 24 horas. Após este período, o gás foi coletado através de uma agulha e transportado em um vacuntainer de 10ml (BD Vacuntainer®). Na ocasião da coleta o volume de gás retido na seringa foi registrado. As amostras foram analisadas em laboratório para CO_2 e CH_4 dentro de 24 horas em cromatógrafo gasoso SRI-TOGA.

Para quantificação dos gases dissolvidos na coluna d'água foram coletadas amostras superficiais e no perfil vertical (ponto mais profundo) em frascos de vidro de 60 ml. Em seguida, os frascos foram lacrados com tampa de borracha e fita veda-rosca. Sulfato de mercúrio foi adicionado nas amostras para interromper a atividade biológica. Em laboratório, as medições de CO_2 e CH_4 foram realizadas em cromatógrafo líquido SRI-TOGA.

As amostras de carbono foram lidas em Analisador de Carbono Orgânico Total (Shimadzu TOC-VCPH), sendo lidos diretamente o CI (Carbono Inorgânico, DIC) e o CT (Carbono Total, que é igual a $CI + CO$, sendo o CO o carbono orgânico). A diferença entre CT e CI é o TOC nas amostras brutas e o DOC nas amostras filtradas (filtros Whatman GF/F com porosidade de 0,45 μm).

Análises químicas e limnológicas

Formas nitrogenadas (Nitrogênio total, Amônia, Nitrito, Nitrato) e formas fosfatadas (Fósforo total, fósforo hidrolisável, fósforo reativo) foram determinadas de acordo com Mackereth et al.

(1989) e usando um espectrofotômetro Varian Cary 1-E. Sílica (silicato) foi quantificada através de método fotométrico em kit específico (Si Merck Spectroquant® kit para silicatos – ácido silicífico).

A concentração de sólidos (sólidos totais, sólidos totais fixos, sólidos totais voláteis, sólidos totais suspensos, sólidos suspensos fixos, sólidos suspensos voláteis) foi determinada por método gravimétrico (APHA 1999). A alcalinidade foi obtida através do método titulométrico de Gran (Wetzel & Likens, 2000).

Os parâmetros cor, turbidez e teor de compostos húmicos da água (amostra filtrada) foram estimados pela absorvância em espectrofotômetro (Varian Cary 1-E) a 430, 750 e pela razão 250:365nm, sendo esta considerada uma proporção entre compostos de baixo e alto peso molecular (Strome & Miller, 1978).

As clorofilas a, b e c e também feofitinas foram quantificadas através do método de extração fria com etanol (90%) e leitura em espectrofotômetro a 630, 664, 665 e 647nm, corrigidos da leitura da turbidez a 750nm (Jespersen & Christoffersen, 1987).

Análises dos dados

A análise de causa-efeito entre os fluxos de CO₂ E CH₄ e as variáveis bióticas e abióticas foi realizada através da correlação não-paramétrica de Spearman com nível de significância de 0,01 ($p < 0,01$). A análise foi realizada no software Statistica 7.0. Os perfis verticais de OD e temperatura da água foram interpolados linearmente utilizando o software Surfer 8.0. A mediana e os percentis P90 e P10 foram utilizados para demonstrar a variabilidade do perfil vertical das demais variáveis no ponto mais profundo. Nesses casos, os perfis verticais de campanhas durante o verão (estratificação térmica presente) e durante o inverno (estratificação térmica ausente) foram destacados.

RESULTADOS

Balanço hídrico, Padrão de Estratificação Térmica e de Oxigênio Dissolvido

As 13 campanhas realizadas registraram diferentes combinações de condições climáticas no reservatório e na sua bacia de contribuição do Faxinal (Figura 3.3). Durante o período de monitoramento o reservatório atravessou dois períodos de déficit hídrico: (1) na transição primavera-verão, entre os meses out/2011 a jan/2013, e (2) na transição outono-inverno, entre os

meses de abril e julho de 2012 (Figura 3.3a). Nesses períodos a demanda hídrica para abastecimento somada às perdas por evaporação foram superiores à oferta hídrica da bacia hidrográfica e precipitação direta, levando a um rebaixamento do nível d'água no sistema de 1,7m e 3,0m, respectivamente, em relação à cota do vertedor. Durante os 12 meses de medições no reservatório, o sistema apresentou vertimento apenas em 3 meses. A estiagem no inverno foi mais severa, elevando o tempo de residência do sistema.

A estratificação térmica no reservatório foi presente de nov/2011 a mai/2012 (Figura 3.3b). Durante as campanhas de junho (C7) e julho (C8) a estratificação térmica desapareceu. Um perfil térmico mais homogêneo foi verificado com temperaturas variando entre 13,5°C no hipolíminio e 15°C no epilíminio. A inversão térmica e mistura completa do sistema ocorreu entre as campanhas C7 e C8, após a temperatura do ar atingir 1,6 °C no dia 8 de junho. Nos meses subsequentes, gradativamente, um processo de estabilização da coluna d'água foi sendo constatado. Nos meses de outubro e novembro de 2012 novamente registrou-se uma estratificação térmica consistente. Durante a estratificação a temperatura mínima no hipolíminio atingiu 11,5 °C e a máxima no epilíminio foi de 25°C. Sob o efeito da estratificação a termoclina flutuou em torno da profundidade de 5,0 m. De uma maneira geral, o epilíminio possuiu uma profundidade média de 4,0 m, enquanto que o limite inferior do metalíminio variou em torno da profundidade 9,0 metros.

O epilíminio foi bem oxigenado ($OD_{sat} > 60\%$) e o hipolíminio mostrou uma depleção de oxigênio ao longo de todo o período de monitoramento (Figura 3.3c). O limite entre as zonas óxica/anóxica variou entre 3,0 m em maio e 9,0 m em setembro de 2012. Durante o período de inversão térmica o perfil de oxigênio não mostrou uma homogeneização do perfil como constatado para temperatura.

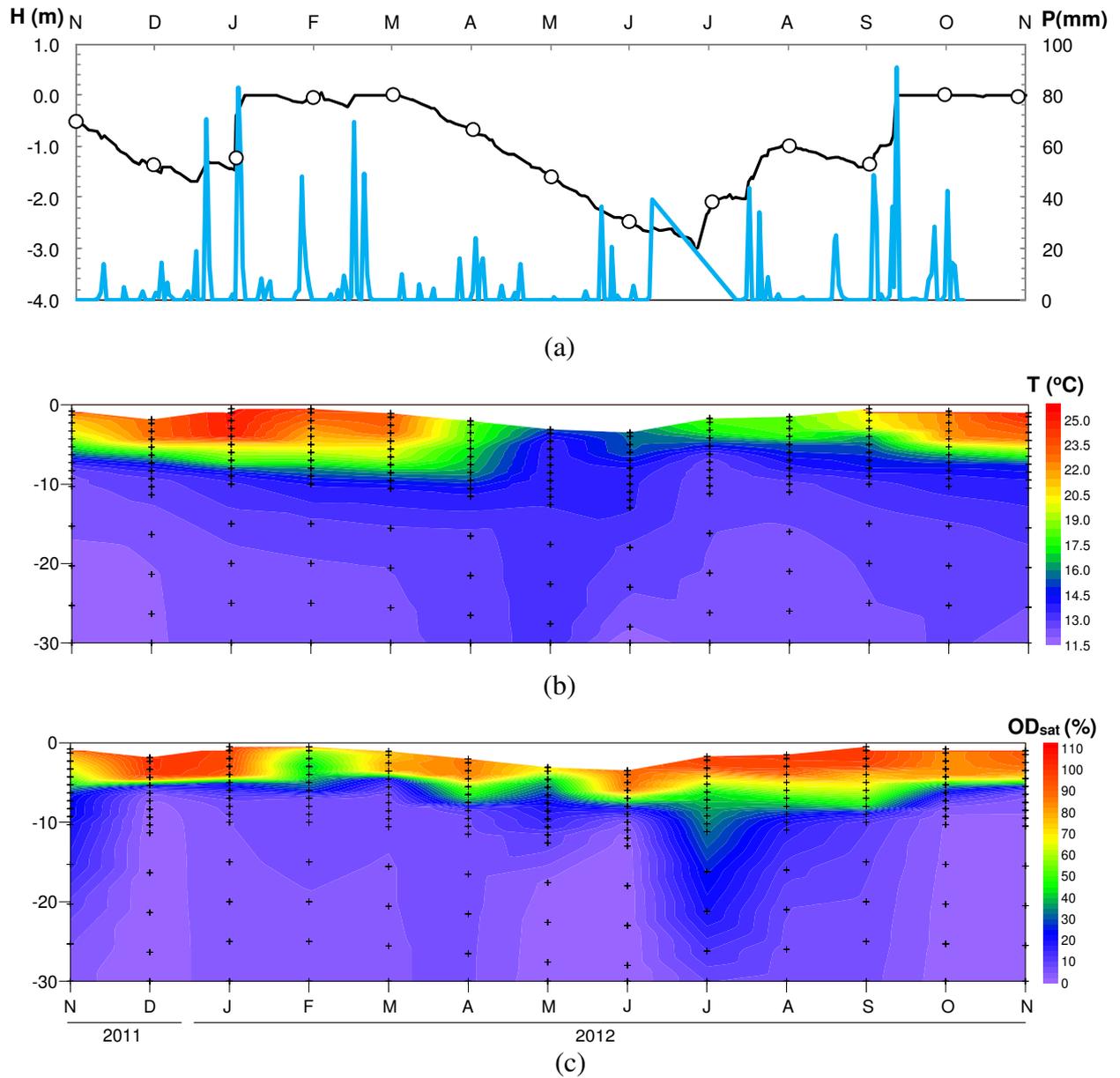


Figura 3.3. Variabilidade da precipitação e nível (a) e perfis verticais de temperatura (b) e da saturação de oxigênio dissolvido (c) no ponto mais profundo, próximo ao barramento (F4). No gráfico superior são localizadas as campanhas ao longo do período.

Dinâmica de nutrientes dissolvidos e clorofila-a

A concentração de fósforo solúvel reativo (SRP) apresentou uma maior dispersão no hipolíminio do reservatório em relação à camada do epilíminio (Figura 3.4a). Durante o verão de 2012 foi registrada uma acumulação no hipolíminio, alcançando no final do período concentrações cerca de 3 vezes maiores do que as registradas no epilíminio (0,017 mg/L em mar/2012). Esta estratificação do perfil para SRP permaneceu até a mistura do sistema. Nas campanhas seguintes à quebra da estratificação, um perfil vertical homogêneo com concentrações mais baixas (0,003 mg/L) foi observado. O mesmo padrão de acumulação no hipolíminio foi verificado para NID durante os meses de verão (Figura 3.4b). Para o mesmo período destacado, NID no hipolíminio (prof = 10,0 m) atingiu o dobro da concentração observada no epilíminio (0,110 mg/L em mar/2012). Neste caso, a dispersão dos resultados foi similar ao longo do perfil de profundidades.

Como esperado as concentrações e a dispersão nos resultados de clorofila *a* mostraram um decaimento significativo ao longo do perfil de profundidades (Figura 3.4c). No gradiente sazonal, chl-*a* apresentou uma elevação nos meses de transição da primavera para o verão, atingindo uma densidade máxima de 30,0 µg/l no epilíminio no final de jan/2012. Nos meses seguintes foi verificado um declínio na concentração de clorofila *a*, permanecendo em torno de 10,0 µg/l. Durante a inversão térmica um segundo pico menos intenso (18,0 µg/L) foi observado. Após a mistura, as concentrações de clorofila na camada superficial permaneceram abaixo de 10,0 µg/L.

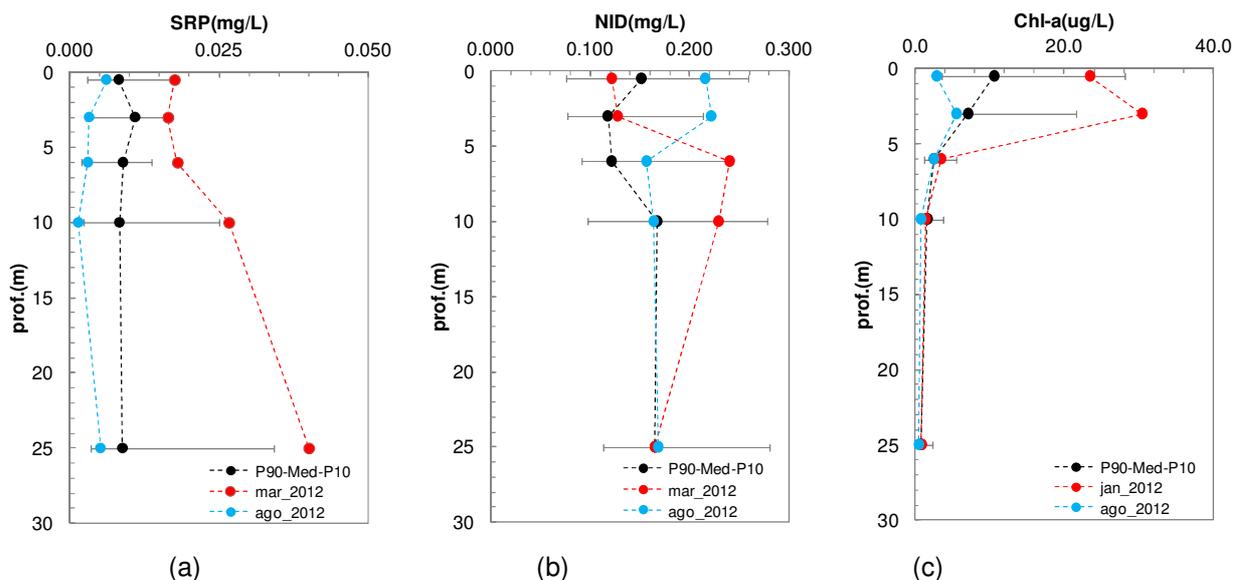


Figura 3.4. Perfis verticais de (a) fósforo solúvel reativo (SRP), (b) nitrogênio inorgânico dissolvido (NID) e (c) clorofila *a* no ponto mais profundo próximo ao barramento.

Concentrações de Carbono Orgânico, CO₂ e CH₄ na coluna água

Os perfis de carbono inorgânico e orgânico, de uma maneira geral, mostraram padrões distintos durante o período monitorado (Figura 3.5). Em média, as concentrações de DOC mantiveram-se em torno de 5,0 mg/l no epilíminio, variando entre 2,0 e 6,0 mg/l em todo o perfil vertical. As concentrações de DOC foram levemente superiores no epilíminio em relação ao hipolíminio no período do verão (Figura 3.5b). Uma inversão desse padrão foi observada após a quebra da estratificação térmica (ago-2012). POC apresentou uma variabilidade bastante superior ao longo do perfil vertical, principalmente, na camada do epilíminio. O valor máximo no epilíminio foi observado durante o verão, seguindo a oscilação da concentração de clorofila no sistema (Figura 3.5a). Após a quebra da estratificação térmica (ago-2012) um perfil homogêneo com concentrações próximas a 3,0 mg/L foi observado.

Uma tendência inversa foi observada para DIC (Figura 3.5c). Assim como para DOC, a maior parcela dos resultados variou em uma faixa reduzida entre 2,5 e 6,0 mg/l. Por outro lado, as menores concentrações foram observadas no epilíminio (4,0 mg/l, em média) principalmente durante o verão. Assim como observado para os nutrientes inorgânicos, DIC mostrou uma acumulação no hipolíminio durante o período de verão e outono, atingindo 7,38 mg/l em mai/2012. Após a inversão (campanha C8, junho/2012) um perfil homogêneo com concentrações em torno de 3,0 mg/l foi observado.

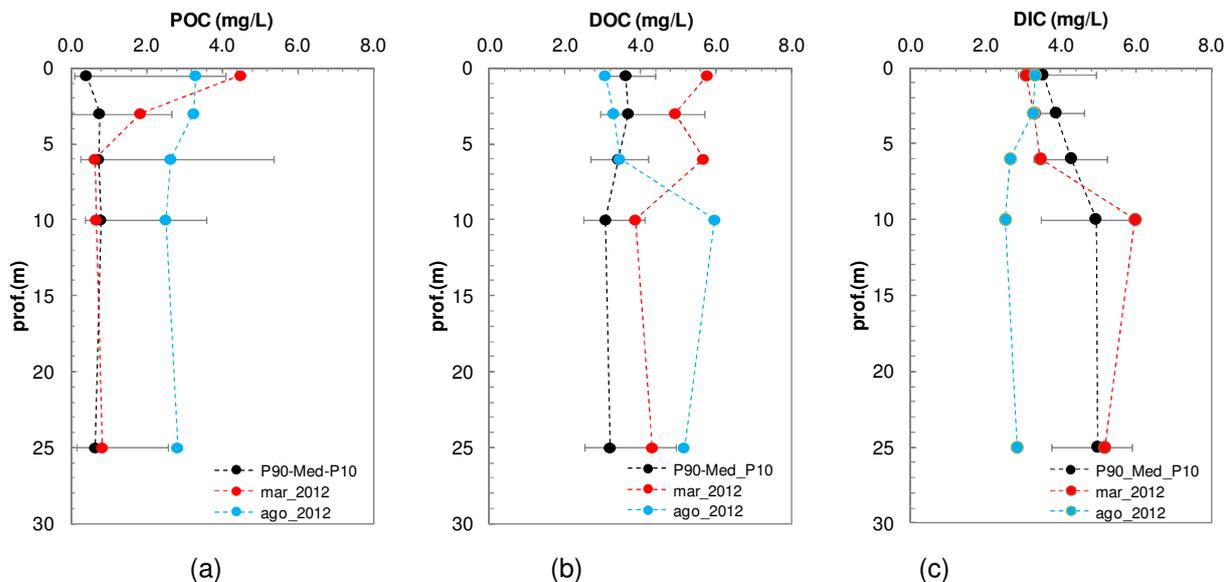


Figura 3.5. Perfis verticais de (a) carbono orgânico particulado (POC), (b) orgânico dissolvido (DOC) e (c) inorgânico dissolvido (DIC) no ponto mais profundo próximo ao barramento.

As pressões parciais de CO₂ e CH₄ dissolvido na coluna d'água mostraram uma clara tendência de elevação ao longo do perfil de profundidades, relevando também uma estratificação dos gases dissolvidos durante o período sob o efeito da estratificação térmica.

No epilímnio a pressão parcial de CO₂ manteve-se abaixo da saturação (380 ppm) em grande parcela das observações, variando entre 105 e 450 µatm. Abaixo dos 10,0 m de profundidade, de uma maneira geral, predominou no reservatório uma condição de supersaturação de CO₂, com pressões parciais variando entre 300 e 1033 µatm. pCO₂ mostrou correlações positivas significativas com pCH₄, DIC, NT:NP e POC, enquanto que uma relação inversa foi verificada para temperatura, OD, pH e clorofila (Tabela 3.1).

CH₄ dissolvido não foi detectado no epilímnio no ponto mais profundo. No hipolímnio CH₄ variou entre 0 e 2185 µatm. Nos pontos de amostragem mais rasos na cabeceira do braço Faxinal (pontos F1, prof=5,0m, e F2, prof=10,0m) CH₄ dissolvido foi detectado na camada superficial após a inversão térmica do reservatório, alcançando pressões parciais de 733 e 630 uatm, respectivamente. pCH₄ mostrou correlações negativas significativas com temperatura, OD, pH e clorofila (Tabela 3.1).

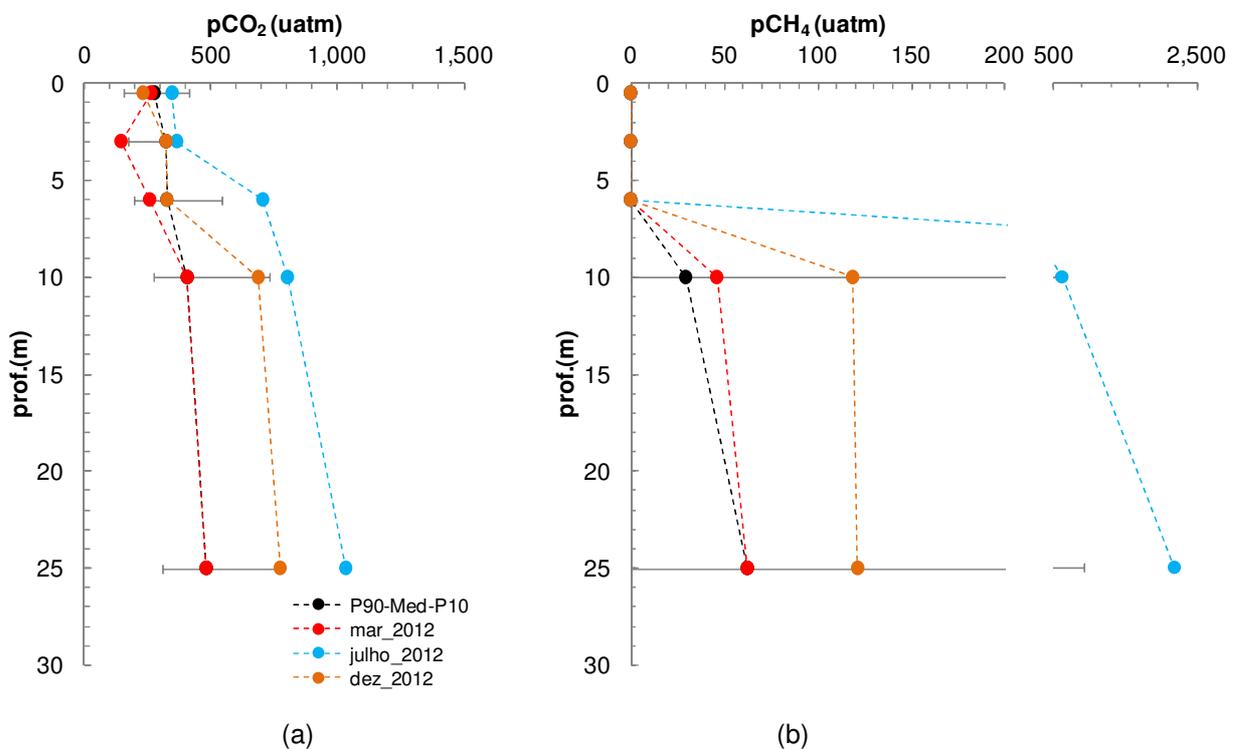


Figura 3.6. Perfis verticais de (a) CO₂ e (b) CH₄ dissolvidos no ponto mais profundo próximo ao barramento.

Uma semana após a inversão térmica (campanha 8 realizada em 05/jul/2012) os perfis de CO₂ e CH₄ mantiveram-se estratificados, atingindo no hipolíminio os valores máximos no período, atingindo 1033 µatm e 2185 µatm, respectivamente. Nas duas campanhas seguintes, CH₄ não foi observado ao longo do perfil vertical. Ao longo da primavera foi constatada novamente uma acumulação de metano no hipolíminio. No mesmo período, CO₂ mostrou uma suave estratificação no meio do inverno (C9-ago/2012). Uma gradativa acumulação de CO₂ no hipolíminio com o fortalecimento da estratificação do gás foi observada até o final do período de observação no final da primavera de 2012.

Tabela 3.1. Coeficiente de correlação de Spearman para o relacionamento entre as variáveis ambientais monitoradas (*p<0,01). Com exceção de pH, as demais variáveis foram log-transformadas.

	T	OD	pH	ALK	Cor	SST	FT	NT	NT/NP	Chla	DOC	DIC	POC	pCO ₂	pCH ₄
T	1.00														
OD	0.61*	1.00													
pH	0.58*	0.80*	1.00												
ALK	-0.33*	-0.09	-0.20	1.00											
Cor	-0.39*	-0.47*	-0.49*	0.17	1.00										
SST	0.11	0.05	0.06	0.14	0.08	1.00									
FT	0.18	-0.06	0.10	0.05	0.09	0.08	1.00								
NT	-0.21	-0.15	-0.11	0.09	-0.01	0.25*	0.08	1.00							
NT/NP	-0.29*	-0.11	-0.18	0.02	-0.08	0.09	-0.69*	0.60*	1.00						
Chla	0.59*	0.70*	0.64*	-0.26*	-0.38*	-0.12	0.05	-0.29*	-0.26*	1.00					
DOC	0.32*	-0.08	0.06	-0.27*	-0.05	-0.13	0.35*	0.09	-0.16	0.19	1.00				
DIC	-0.22	-0.33*	-0.11	0.00	0.15	0.04	0.03	0.01	-0.04	-0.19	0.11	1.00			
POC	-0.16	0.02	0.02	0.14	-0.17	0.28*	-0.08	0.56*	0.41*	-0.30*	-0.12	0.15	1.00		
pCO₂	-0.68*	-0.41*	-0.32*	0.28*	0.20	-0.09	-0.15	0.36*	0.36*	-0.32*	-0.07	0.31*	0.31*	1.00	
pCH₄	-0.48*	-0.51*	-0.39*	0.23	0.53	0.13	0.19	0.15	-0.05	-0.48*	0.03	0.34*	0.07	0.42*	1.00

Legenda: T – temperatura da água, OD – oxigênio dissolvido, ALK – alcalinidade, SST – Sólidos Suspensos Totais, FT – fósforo total, NT – nitrogênio total, Chla – clorofila a, DOC – carbono orgânico dissolvido, DIC – carbono inorgânico total, POC – carbono orgânico particulado, pCO₂ – pressão parcial de CO₂, pCH₄ – pressão parcial de CH₄.

Fluxos Difusivos

O reservatório Faxinal comportou-se predominantemente como um sumidouro do CO₂ atmosférico ao longo de todo o período de amostragem. A evasão de CO₂ ocorreu principalmente no período de quebra na estratificação térmica e no final do período monitorado, na transição primavera-verão. Nesses períodos uma maior variabilidade espacial nos fluxos foi também observada. As taxas de transferência para CO₂ variaram de 2,36 a 6,26 cm/h. Os fluxos difusivos de CO₂ variaram entre -0,95 e 0,40 mol/m².d. O reservatório Faxinal comportou-se como fonte de CH₄ para a atmosfera por difusão somente em uma única campanha após a inversão térmica nos pontos F1 (0,05 mol/m².d) e F2 (0,04 mol/m².d) no braço Faxinal (Figura 3.7).

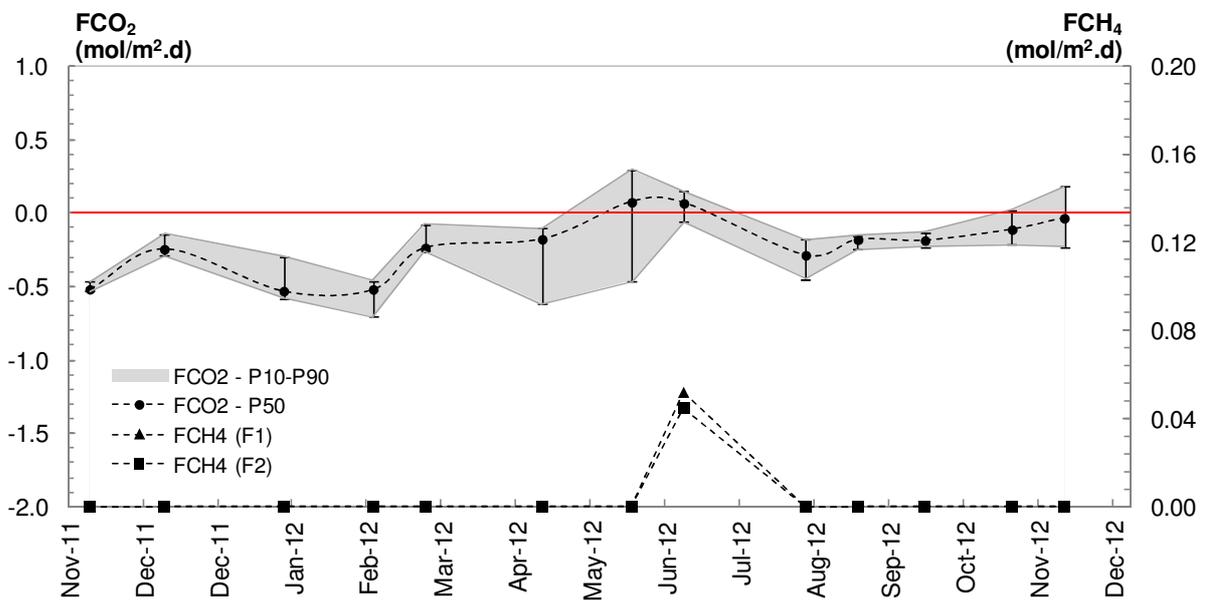
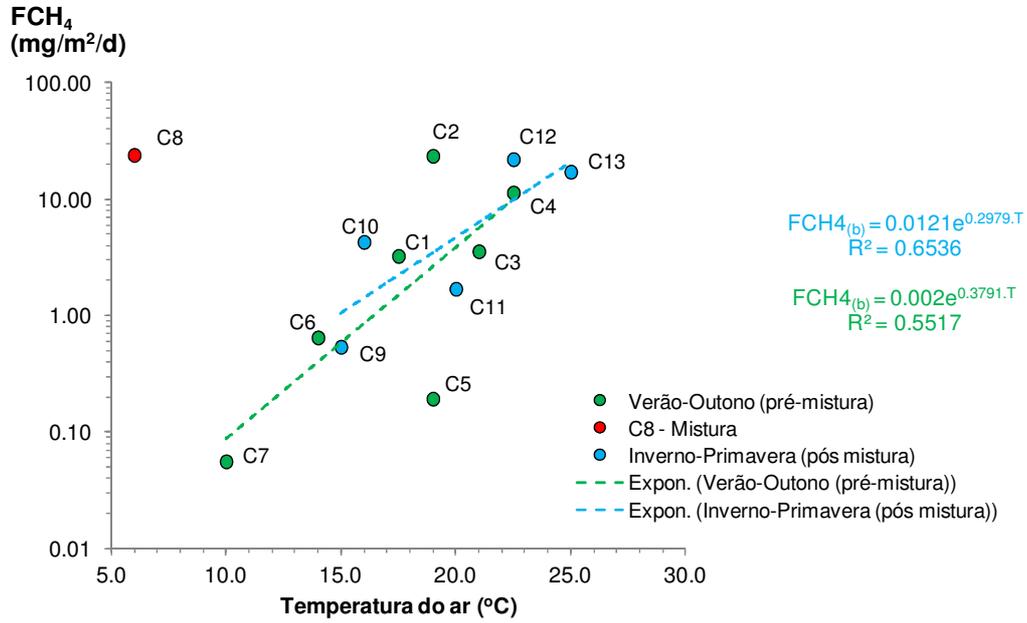


Figura 3.7. Variabilidade dos fluxos difusivos de CO₂ e CH₄ no reservatório Faxinal. Os fluxos de CO₂ são mostrados em termos da mediana (linha pontilhada) e percentis 10 e 90% (banda cinza).

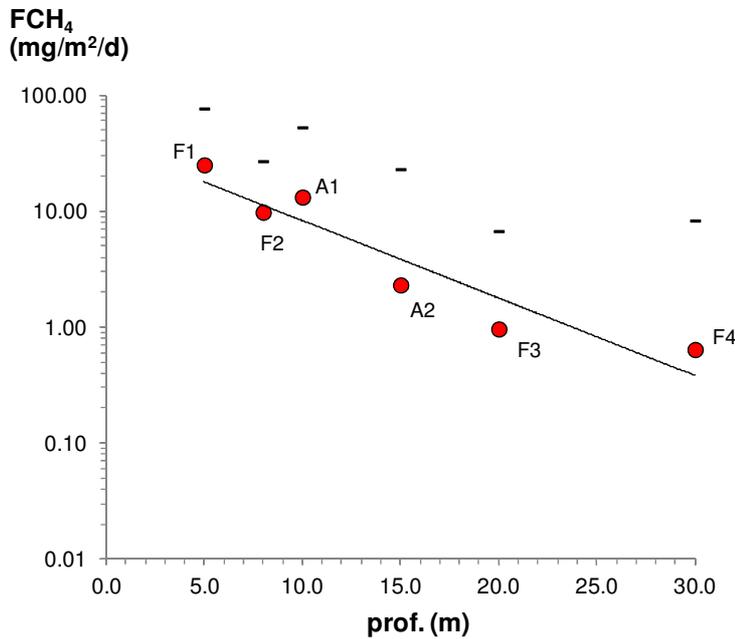
Fluxos Ebulitivos

Os fluxos ebulitivos capturados pelos funis invertidos resultaram em uma emissão média de 8,57 mgCH₄/m².d ao longo do período simulado. O borbulhamento no reservatório Faxinal mostrou uma correlação direta com a temperatura do ar (Figura 3.8a). Um decaimento no fluxo ebulitivo médio foi observado na transição verão-inverno em 2012 (C1-C7). Ao contrário disso, durante a transição inverno-verão foi observado uma contínua elevação nos fluxos médios de metano por bolhas. Na campanha C8, logo após a mistura do sistema, foi observada uma alta taxa de

borbulhamento ($23,76 \text{ mgCH}_4/\text{m}^2.\text{d}$) mesmo com a temperatura do ar próxima a 5°C , fora do padrão geral constatado.



(a)



(b)

Figura 3.8. Relação entre os fluxos ebulitivos de CH_4 (escala logarítmica) e a temperatura do ar (a) e entre os fluxos ebulitivos e a profundidade (b) nos pontos de amostragem (círculos indicam o fluxo médio e traços indicam o valor máximo obtido no ponto). Legenda: C1 a C13 significa o valor médio do fluxo de bolhas considerando os 6 pontos de amostragem nas campanhas 1 a 13.

Especialmente os fluxos ebulitivos mostraram uma relação direta com a profundidade (Figura 3.8b). Nos pontos mais profundos (pontos F3, F4 e A2) o volume de gás armazenado nas seringas foi mais baixo ou não houve acumulação na maioria das campanhas. Os volumes mais expressivos foram observados nos pontos mais rasos, localizados no início do reservatório (pontos F1, F2 e A2).

Em média, no ponto mais raso (F1) as seringas continham 43% de CH₄, e as bolhas viajaram <3,0 metros antes de serem coletadas pelos funis invertidos. Nesse ponto, em somente uma campanha (set-12) não foi observado a acumulação de gás nas seringas. Ao contrário disso, no ponto mais profundo (F4) as seringas continham 3,94% de CH₄, as bolhas viajaram >20,0 metros, e em somente 3 campanhas foi observado gás no coletor.

DISCUSSÕES

Emissões de CO₂

Os resultados para emissões difusivas de CO₂ obtidos nesse estudo revelaram que o reservatório Faxinal possui um comportamento predominantemente autotrófico, funcionando como um sumidouro do CO₂ atmosférico na maior parte do período de monitoramento, podendo operar durante o período mais frio na heterotrofia e comportar-se como uma fonte de CO₂ em algumas zonas. O comportamento predominantemente autotrófico observado para o reservatório Faxinal está de acordo com outros estudos que indicam que lagos eutróficos funcionam como sumidouros do CO₂ atmosféricos (Balmer & Downing 2011; Gu et al. 2011; Xing et al. 2005).

Vários fatores incluindo temperatura, nutrientes, produção primária e DOC têm sido utilizados para explicar a variação de pCO₂ em lagos e reservatórios. Os resultados obtidos nesse estudo evidenciaram uma forte correlação inversa com a temperatura da água, indicando não somente uma regulação sobre o balanço entre produção primária e respiração, mas também um condicionamento do padrão térmico do reservatório. Embora alguns estudos tenham mostrado uma relação direta entre pCO₂ e temperatura no gradiente climático (Marotta et al. 2009; Kosten et al. 2010), a variabilidade sazonal parece não seguir o mesmo padrão, provavelmente devido a diferentes mecanismos que operam em um único lago autotrófico (produção primária) e monomítico (estratificação térmica).

A elevada concentração de nutrientes, especialmente, fósforo total, regula a produção primária que, por sua vez, atua na redução da pressão parcial de CO₂ na superfície de lagos e reservatórios (Cole et al. 2000). Durante o período de estratificação térmica, as elevadas temperaturas e

luminosidade podem favorecer a autotrofia (depleção do CO₂) no epilíminio, e a heterotrofia (supersaturação de CO₂) principalmente nas zonas mais profundas, onde a decomposição da matéria orgânica supera a produção primária (Boehrer & Schultze 2008, Marotta et al. 2009).

Clorofila é frequentemente utilizada como um indicador para a produção primária em lagos. Elevadas concentrações de clorofila indicam intensa produção primária e fotossíntese na coluna d'água, podendo resultar na depleção do CO₂ na água (Balmer & Downing 2011). De fato, os resultados obtidos para o reservatório Faxinal indicaram uma correlação negativa significativa entre clorofila e pCO₂. Durante quase todo o período os níveis de clorofila mantiveram-se entre 10,0 e 20,0 mg/L, com picos de 30,0 mg/L no meio do verão. Essa variação representa aproximadamente o limiar para que sejam notadas florações aparentes em lagos (Bachmann & Jones 1974). Quando a produção primária é alta, a linha de base da respiração é insignificante, resultando em uma regulação pela atividade algal nas trocas gasosas de CO₂ na interface com o ar (delGiorgio et al. 1999). A recíproca relação entre pCO₂ e OD, o qual mostrou uma supersaturação principalmente durante o verão, é esperada em razão do consumo de CO₂ e produção de O₂ pelos produtores primários (Balmer & Downing 2011; Kortelainen et al. 2006). Portanto, a produção primária regulada pela sazonalidade da temperatura é provavelmente o principal fator para a variabilidade de pCO₂ observada no epilíminio do reservatório Faxinal.

A relação entre NT:NP foi positivamente relacionada com pCO₂ no reservatório Faxinal. A proporção entre esses nutrientes em lagos é fortemente dirigida pelo uso do solo para a agricultura na bacia de drenagem (Arbuckle & Downing 2001). De fato, o uso do solo na bacia do Faxinal é predominantemente agrícola (Becker et al. 2008). A mesma relação entre NT:NP e pCO₂ foi obtida em uma análise para 131 lagos localizados em bacias agrícolas (Balmer & Downing 2011). Segundo os autores, lagos com baixo N:P possuem a tendência de apresentarem também baixas concentrações de CO₂ e são, portanto, prováveis sumidouros do CO₂ atmosférico.

A carga externa de carbono orgânico dissolvido tem sido utilizada como um causador da elevada taxa de pCO₂ em lagos. Geralmente, o aumento de pCO₂ é relacionado com elevadas concentrações de DOC (Sobek et al. 2005; Hanson et al. 2006). Vários estudos conduzidos em lagos temperados sugerem que um lago é heterotrófico quando DOC excede ~ 6,0mg/l (Carignan et al. 2000; Prairie et al. 2002; Hanson et al. 2006). O reservatório Faxinal, mostrou concentrações abaixo desse limiar ao longo de todo o período, suportando a conclusão de que a baixa concentração de pCO₂ no epilíminio pode ser atribuída à baixa concentração de DOC no sistema. No entanto, mesmo a supersaturação de CO₂ observada no hipolíminio não foi relacionada com a concentração de DOC, o qual se manteve consistentemente abaixo do limiar

de 6,0 mg/L. Se DOC fosse um relevante fator regulador para a elevação de $p\text{CO}_2$ no hipolímnio do reservatório, seria esperado uma correlação significativa entre essas duas variáveis. De fato, o reservatório foi pouco influenciado por sua bacia de drenagem em razão do grande período de estiagem durante o monitoramento.

Diversas linhas de evidências indicam que a supersaturação no hipolímnio é causada pela mineralização do carbono particulado no reservatório Faxinal no sedimentos e hipolímnio, ao invés de relacionada ao carbono dissolvido. Lagos eutróficos são caracterizados por um elevado fluxo de sedimentação de carbono orgânico particulado (POC) e intenso ciclo biogeoquímico do carbono na interface sedimento-água (Eckert & Conrad 2007). Diversos estudos têm demonstrado uma relação direta entre as emissões de CO_2 e o estado trófico do lago, principalmente devido à contribuição dos sedimentos (Huttunen 2003; Kortelainen et al. 2006). No hipolímnio anóxico em lagos estratificados, metanogênese e a redução de sulfatos são processos terminais chave para a mineralização anaeróbica do carbono (Capone and Kiene 1988). No lago Mendota nos Estados Unidos, por exemplo, aproximadamente 54% do fluxo de sedimentação de POC é retornado como metano (Fallon et al. 1980), enquanto que no lago Loosdrecht na Holanda, a metanogênese mineralizou 75% da entrada de POC (Sinke et al. 1992). Os resultados obtidos indicaram uma correlação significativa entre $p\text{CO}_2$ e POC, e POC foi inversamente relacionado com clorofila, sugerindo para uma relação de causa efeito entre essas variáveis.

Durante o período de estratificação térmica, a elevada produção primária no epilímnio funcionou como um filtro para o fluxo difusivo de CO_2 do hipolímnio. No entanto, durante o período mais frio, com a queda da produtividade o sistema apresentou uma tendência para a heterotrofia e fluxos evasivos foram observados em alguns pontos. A regulação da temperatura sobre a produção primária, elevando a importância da respiração no balanço de CO_2 pode explicar esse comportamento no reservatório Faxinal. Além disso, durante a quebra da estratificação térmica, a liberação de CO_2 no hipolímnio e a rápida oxidação de CH_4 na camada óxica podem ter contribuído para a elevação da pressão de CO_2 no período (Eckert & Conrad 2007, Guerin & Abril 2007). Nesse contexto, a correlação significativa direta entre $p\text{CH}_4$ e $p\text{CO}_2$ pode indicar que a oxidação anaeróbica ou aeróbica do metano dissolvido pode ter sido um importante fluxo de CO_2 no sistema.

Emissões de CH₄

Os resultados mostraram uma acumulação de CH₄ dissolvido no hipolíminio durante o período de estratificação térmica, apresentando uma clara tendência de elevação das concentrações em direção ao sedimento. Esses resultados obtidos no perfil vertical mais profundo evidenciam que a camada do sedimento e a zona de interface com a água sob condições anóxicas ao longo de todo o período de investigação representa um local de intensa decomposição da matéria orgânica por bactérias metanogênicas responsáveis pela produção de metano no reservatório Faxinal, o qual é transportado por difusão turbulenta para as camadas superiores do reservatório (Bellido et al. 2011). A elevada concentração de metano no hipolíminio provavelmente é resultado do subsídio de POC autóctone oriundo da produção primária do fitoplâncton no epilíminio do reservatório (Eckert & Conrad 2007). Outros estudos têm demonstrado que em sistemas eutróficos como o reservatório Faxinal os sedimentos representam o principal compartimento para a geração de gases do efeito estufa, sendo subsidiados pela intensa produção primária (Kortelainen et al. 2006; Huttunen 2003; Xing et al 2005; Chanudet et al. 2011). Em razão da idade do reservatório sugere-se que a biomassa inundada não possui mais um papel principal no subsídio de matéria orgânica para a produção de gases do efeito estufa no reservatório Faxinal.

Em condições óxicas CH₄ é oxidado para CO₂ por bactérias metanotróficas, reduzindo substancialmente o fluxo difusivo de metano para a atmosfera (Utsumi et al. 1998; Guerin & Abril 2007). Em reservatórios estratificados a atividade metanotrófica é maior na interface zona óxica-anóxica (Rudd & Campbell 1974; Harrits & Hanson 1990). Nesse contexto, os resultados obtidos mostraram uma ausência de metano na grande maioria das observações na camada superficial, evidenciando para uma possível elevada taxa de oxidação do CH₄ dissolvido na interface anóxica-óxica. Além disso, a oxidação do metano conduz a geração de CO₂ e ao aumento da pressão parcial de CO₂ na camada superficial (Casper et al. 2000). Ao contrário disso, os resultados obtidos para CO₂ mostraram concentrações abaixo da saturação, evidenciando a elevada produção primária no epilíminio do reservatório. Apesar da oxidação, emissões difusivas de CH₄ foram esporádicas no reservatório Faxinal, sendo concentradas nos pontos mais rasos durante o processo de mistura do reservatório em razão da maior proximidade com os sedimentos.

Os fluxos ebulitivos foram a principal rota de perda de metano para atmosfera no reservatório Faxinal. Os resultados obtidos evidenciaram que esses fluxos são controlados sazonalmente pela variabilidade da temperatura e especialmente pela morfologia do sistema. A formação de metano via metanogenesis é sensível a temperatura (Zimov et al. 1997; Than Duc et al. 2010). A

conexão entre temperatura e metanogênese no sedimentos e solos tem sido bem documentada e a relação entre eles variam de linear a exponencial (p.e. Bubier et al. 1995; Crill et al. 1988; Wilson et al. 1989). Os maiores fluxos ebulitivos foram observados nas zonas rasas próximas das entradas no reservatório, onde a temperatura no sedimento é mais próxima da temperatura do ar. Como comentado anteriormente para CO₂, é proposto que os fluxos ebulitivos no reservatório Faxinal são consequência da rápida sedimentação do sêston lábil e aporte orgânico da bacia de drenagem nesses pontos, conduzindo a uma excepcional taxa de metanogênese no sedimento, supersaturação e subsequente ebulição. O distúrbio físico da coluna d'água e sedimentos nas zonas rasas devido à quebra da estratificação térmica pode explicar a emissão ebulitiva extrema de metano na campanha realizada após mistura do reservatório.

Uma forte heterogeneidade espacial foi observada nos fluxos ebulitivos no reservatório Faxinal. No gradiente de profundidades os resultados mostraram uma clara tendência de queda dos fluxos de bolhas com a elevação da profundidade. Esse padrão nos fluxos ebulitivos é consistente com outros estudos (McGinnis et al. 2006; Santos et al. 2008; Del Sontro et al. 2010) que mostram que em pontos profundos (acima de 20 metros) é bastante atenuado devido ao processo de dissolução ao longo da ascensão da bolha. Esse processo pode contribuir para a acumulação de metano no hipolíminio nos pontos mais profundos. Nesse contexto, a influência do rebaixamento do nível do reservatório sobre o processo ebulitivo no reservatório Faxinal pode ter sido encoberto pela regulação térmica, já que a o rebaixamento máximo foi observado durante o período mais frio, que mostrou uma situação adversa para a supersaturação de metano.

A Figura 3.9 mostra uma comparação dos fluxos ebulitivos obtidos nesse estudo com outros reservatórios brasileiros em função da idade do lago. Considerando o fluxo médio resultante no reservatório Faxinal (8,0 kg/km²/d), a magnitude dos fluxos mostra coerência com a idade do lago segundo o padrão temporal obtido para outros sistemas brasileiros (Santos et al. 2008). Em termos médios, o reservatório Faxinal possui um fluxo bruto de metano inferior a tendência geral obtida por Barros et al. (2011) de 40 kg/km²/d para sistemas com idade de 20 anos.

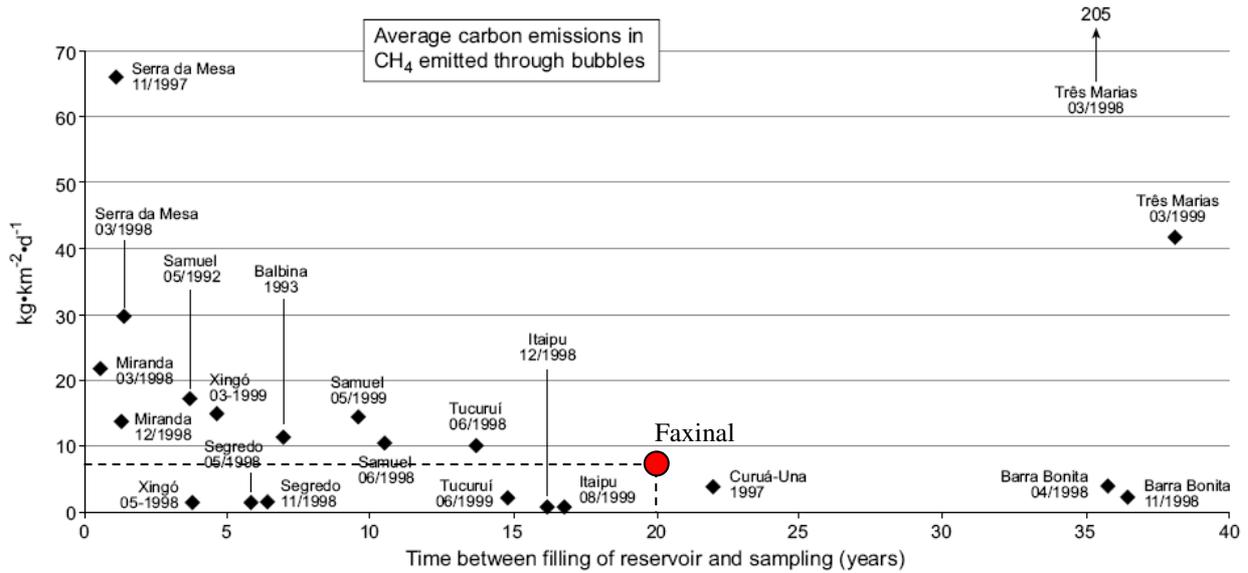


Figura 3.9. Relação entre fluxos ebulitivos e idade do lago para os reservatórios brasileiros. O círculo vermelho indica o reservatório Faxinal segundo os dados obtidos até o momento. (Adaptado de Santos et al. 2008).

Um estudo de longa duração realizado no reservatório Petit Saut, Guiana Francesa, demonstrou uma correlação entre o tempo de residência e a acumulação de metano no hipolíminio, subsidiando os fluxos difusivos e ebulitivos (Abril et al. 2005). Quanto maior o tempo de residência mais consistente e persistente é o hipolíminio anóxico, favorecendo o metabolismo anaeróbico e produção de CH₄. O reservatório Faxinal é caracterizado por um elevado tempo de residência (Becker et al. 2008). As únicas saídas do sistema se devem às retiradas para abastecimento e através do vertedor do tipo soleira livre. Desta maneira, não ocorre no sistema um rebaixamento brusco do nível no reservatório ocasionado por saídas de fundo, responsáveis pelas relevantes emissões de jusante observadas em reservatório hidrelétricos (Roehm & Tremblay 2006; Kemenes et al 2007). No período de monitoramento, o reservatório Faxinal verteu somente em dois momentos. De fato, o período estudado foi caracterizado por uma estiagem moderada a severa. Apesar disso, o sistema possui uma configuração que favorece a acumulação de carbono, o estabelecimento de um hipolíminio anóxico persistente e a emissão de gases do efeito estufa, principalmente metano. Os períodos de estiagem podem intensificar esse comportamento. Além disso, podem atuar na depleção do nível d'água e favorecer o processo ebulitivo e difusivo nas zonas mais rasas.

Conclusões

Sendo assim, os resultados demonstraram que a variabilidade espacial e sazonal deve ser levada em conta na estimativa global das emissões de CO₂ e CH₄ de ecossistemas aquáticos. Além disso, nesse caso, propõe-se que o reservatório Faxinal é um importante armazenador de carbono nos sedimentos que subsidia a emissão de CO₂ e CH₄. A regulação da temperatura sobre os processos de produção primária e mineralização sugere que em um cenários de aquecimento os fluxos ebulitivos podem ser intensificados no reservatório Faxinal.

Referências

- Abril, G., F. Guérin, S. Richard, R. Delmas, C. Galy-Lacaux, P. Gosse, A. Tremblay, L. Varfalvy, M. A. dos Santos, and B. Matvienko, 2005. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-years old tropical reservoir (Petit-Saut, French Guiana), *Global Biogeochem. Cycles*, 19.
- Adams, D., 2005. Diffuse Flux of Greenhouse Gases – Methane and Carbon Dioxide – at the Sediment-Water Interface of Some Lakes and Reservoirs of the World. In: Tremblay, A.; Varfalvy, L.; Roehm, C.; et al. (eds), *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Springer-Verlag, 1ed, cap. 5, 129-153.
- APHA 1995. Standard methods for examination of water and wastewater (Washington, American Public Health Association).
- Arbuckle KE, Downing JA. 2001. The influence of watershed land use on lake N:P in a predominantly agricultural landscape. *Limnol Oceanogr.* 46(4):970-975.
- Bachmann RW, Jones JR. 1974. Phosphorus inputs and algal bloom in lakes. *Iowa State J Res.* 49(1):155-160.
- 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 reservoir linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 4, 593-596.
- Bastviken, D., Cole, J., Pace, M., e Tranvik, L., 2004. Methane emissions from lakes: dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate, *Global Biogeochem. Cycles*.
- Becker V., Huszar V.L.M., Naselli-Flores, L., Padisák, J., 2008. Phytoplankton equilibrium phases during thermal stratification in a deep subtropical reservoir. *Freshwater Biology*, 53, 952-963.
- Bellido, J.L., Peltomaa, E. Ojala, A. 2011. An urban boreal lake basin as a source of CO₂ and CH₄. *Environmental Pollution* 159:1649–1659. *Environmental Pollution* 166: 234.
- Bodaly, R. A., and others. 2004. Experimenting with hydroelectric reservoirs. *Environ. Sci. Technol.* 38: 346a–352a.
- Bohrer, B., R. Fukuyama, and K. Chikita. 2008. Stratification of very deep, thermally stratified lakes. *Geophysical Research Letters* 35.
- Borrel, G. et al., 2011. Production and consumption of methane in freshwater lake ecosystems. *Research in Microbiology*, 1-16.

- Bubier, J.L., Moore, T.R., Bellisario, L., Comer, N.T., 1995. Ecological controls on methane emissions from a northern peatland complex in the zone of discontinuous permafrost. Manitoba, Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 455–470.
- Capone DG, Kiene RP, 1988. Comparison of microbial dynamics in marine and freshwater sediments: Contrasts in anaerobic carbon catabolism. *Limnol Oceanogr* 33:725–749.
- Carignan R, Planas D, Vis C, 2000). Planktonic production and respiration in oligotrophic Shield lakes. *Limnol Oceanogr* 45:189–199.
- Carignan, R., D. Planas, and C. Vis. 2000. Planktonic production and respiration in oligotrophic Shield lakes. *Limnology and Oceanography* 45: 189-199.
- Casper, P., 1992. Methane production in lakes of different trophic state. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol*, 37, 149–154.
- Casper, P., S.C. Maberly, G.H. Hall, P.J. Finlay, 2000. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere, *Biogeochem.*49, 1-19.
- Chanudet, V., et al., 2011. Gross CO₂ and CH₄ emissions from the Nam Ngum and Nam Leuk sub-tropical reservoirs in Lao PDR. *Science of the Total Environment*, 409, 5382–5391.
- Cole, J. J., M. L. Pace, S. R. Carpenter, and J. F. Kitchell. 2000. Persistence of net heterotrophy in lakes during nutrient addition and food web manipulations. *Limnology and Oceanography* 45: 1718-1730.
- Cole, J.J., Y.T. Prairie, N.F. Cararo, W.H. McDowell, L.J. Tranvik, R.G. Striegl, C.M. Duarte, P. Kortelainen, J.A. Downing, J.J. Middleburg e J. Melack. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10, 171-184.
- Cole, J.J.; e Caraco, N.F. 1998. Atmospheric Exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆. *Limnol. Oceanogr*, 43, 647-656.
- Crill, P.M., Bartlett, K.B., Hariss, R.C., Gorham, E., Verry, E.S., Sebacher, D.L., 1988. Methane flux from Minnesota peatlands. *Global Biogeochemical Cycles* 2, 371–384.
- del Giorgio PA, Cole JJ, Caraco NF, Peters RH. 1999. Linking planktonic biomass and metabolism to net gas fluxes in northern temperate lakes. *Ecology*. 80(4):1422-1431.
- Del Sontro, T., Kunz, M. J., Kempter, T., Wuest, A., Wehrli, B., e Senn, D. B., 2011. Spatial Heterogeneity of Methane Ebullition in a Large Tropical Reservoir. *Environmental Science & Technology*, 45, 9866-9873.
- Del Sontro, T., McGinnis, D. F., Sobek, S.; Ostrovsky, I., Wehrli, B. 201. Extreme methane emissions from a Swiss hydropower reservoir: Contribution from bubbling sediments. *Environ. Sci. Technol*, 44, 2419–2425.
- Delmas R., Galy-Lacaux, C., and S. Richard, 2001. Emissions of greenhouse gases from the tropical hydroelectric reservoir of Petit Saut (French Guiana) compared with emissions from thermal alternatives. *Global Biogeochem. Cycles*, 15, 993-1003.
- Demarty, M., Bastien, J., e Tremblay, A., 2011. Annual follow-up of gross diffusive carbon dioxide and methane emissions from a boreal reservoir and two nearby lakes in Quebec. *Biogeoscience*, 8, 41-53.
- Demarty, M., e Bastien, J., 2011. GHG emissions from hydroelectric reservoir in tropical and equatorial regions: Review of 20 years of CH₄ emission measurements. *Energy Policy*, 38, 4197-4206.

- Diem, T., Koch, S., Schwarzenbach, S., Wehrli, B., and Schubert, C.J., 2008, Greenhouse gas emissions (CO₂, CH₄ and N₂O) from perialpine and alpine hydropower reservoirs. *Biogeosciences Discuss.*, 5, 3699–3736.
- Downing, J. A., Y. T. Prairie, J. J. Cole, C. M. Duarte, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, W. H. McDowell, P. Kortelainen, N. F. Caraco, J. M. Melack, and J. J. Middelburg, 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and Impoundments. *Limnol. Oceanogr.*, 51, 2388-2397.
- Duchemin E., Lucotte, M., Canuel, R., 1999. Comparison of static chamber and thin boundary layer equation methods for measuring greenhouse gas emissions from large water bodies. *Environ Sci Tech*, 33, 350-357.
- Dumestre, J.-F., J. Guézennec, C. Galy-Lacaux, R. Delmas, S. Richard, and L. Labroue, 1999. Influence of light intensity on methanotrophic bacterial activity in Petit-Saut reservoir, French Guiana, *Appl. Env. Microbiol*, 65, 534-539.
- Eckert, W. & Conrad R., 2007. Sulfide and methane evolution in the hypolimnion of a subtropical lake: a three-year study. *Biogeochemistry*, 82, 67–76.
- Fallon RD, Harrits S, Hanson RS, Brock TD (1980). The role of methane in internal carbon cycling in Lake Mendota during summer stratification. *Limnol Oceanogr* 25:357–360.
- Fearnside, P.M. 1997. Greenhouse-gas emissions from Amazonian hydroelectric reservoirs: the example of Brazil's Tucuruí Dam as compared to fossil fuel alternatives. *Environ Conserv*, 24, 64–75.
- Fearnside, P.M., 2002. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí dam) and the energy policy implication, *Water Air Soil Pollut*, 133, 69-96.
- Fearnside, P.M., 2004. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provides a springboard for rethinking a supposedly “clean” energy source, *Climatic Change*, 66, 1-8.
- Galy-Lacaux, C., R. Delmas, C. Jambert, J. F. Dumestre, L. Labroue, S. Richard, and P. Gosse, 1997. Gaseous emissions and oxygen consumption in hydroelectric dams: A case study in French Guiana, *Global Biogeochem. Cycles*, 11, 471-483.
- Galy-Lacaux, C., R. Delmas, G. Kouadio, S. Richard, and P. Gosse, 1999. Long term greenhouse gas emission from a hydroelectric reservoir in tropical forest regions, *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 503-517.
- Grell, K.G. 1973. *Protozoology*. Berlin: Springer Verlag. 554p.
- Gu, B. Schelske, C.L, Coveney, M.F. (2011). Low carbon dioxide partial pressure in a productive subtropical lake. *Aquatic Sciences*, Volume 73, Issue 3, pp 317-330.
- Gudasz, C., Bastviken, D., Steger, K., Premke, K., Sobek, S., e Tranvik, L., 2010. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature Letters*, 466, 478-481.
- Guérin, F., Abril, G., 2007, Significance of pelagic aerobic methane oxidation in the methane and carbon budget of a tropical reservoir. *J. Geophys. Res.* 112.
- Guérin, F., G. Abril, S. Richard, B. Burban, C. Reynouard, P. Seyler, R. Delmas, 2006. Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: significance of downstream rivers, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21407.

- Hanson PC, Carpenter SR, Armstrong DE, Stanley EH, Kratz TK, 2006. Lake dissolved inorganic carbon and dissolved oxygen: changing drivers from days to decades. *Ecol Monogr* 76:343–363.
- Harrits, S. M., and R. S. Hanson. 1980. Stratification of aerobic methaneoxidizing organisms in Lake Mendota, Madison, Wisconsin. *Limnol. Oceanogr.* 25 : 412-421.
- Hobbie, J.E., Daley, R.J., Jasper S. 1977. Use of nucleopore filters for counting bacteria by fluorescence microscopy. *Applied and Environmental Microbiology*, 33, 1225-1228.
- Huttunen J.T., et al. 2002. Fluxes of CH₄, CO₂, and N₂O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1-17.
- Huttunen, J. T., Hammar, T., Alm, J., Silvola, J., Martikainen, P.J., 2001. Greenhouse gases in non-oxygenated and artificially oxygenated eutrophied lakes during winter stratification. *J. Environ. Qual.*, 30, 387-394.
- Huttunen, J.T., Alm, J., Liikanen, A., Juutinen, S., Larmola, T., Hammar, T., Silvola, J., Martikainen, P.J., 2003. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions. *Chemosphere* 52, 609–621.
- Jespersen, A.-M., Christoffersen, K., 1987. Measurements of chlorophyll-a from phytoplankton using ethanol as extraction solvent. *Archiv für Hydrobiologie*, 109, 445-454.
- Juutinen, S. Rantakari, M., Kortelainen, P. et al. 2008. Methane dynamics in different boreal lake types. *Biogeoscience Discussion*, 5, 3457-3496.
- Kalff, J. 2001. *Limnology: Inland Water Ecosystems*. Benjamin/Cummings Pub Co. 596p.
- Kelly, C.A. et al. 1997. Increases in fluxes of greenhouse gases and methyl mercury following flooding of an experimental reservoir. *Environmental Science and Technology*, 31, 1334-1344.
- Kemenes, A., Forsberg, B.R. e Melack, J.M. 2007, Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12809.
- Kling, G.W., Kipput, G.W., Miller, M.C., 1991. Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets. *Science*, 251-298-301.
- Köppen W., 1936. *Das geographische System der Klimate - Handbuch der Klimatologie*, Vol. 1, Part C, Gebr. Borntraeger Verlag, Berlin.
- Kosten S, Roland F, Motta Marques DML, Van Nes EH, Mazzeo N, Sternberg LSL, Scheffer M, Cole JJ. 2010. Climate-dependent CO₂ emissions from lakes, *Global Biogeochem. Cycles* 24 GB2007.
- Kosten, S., Roland, F., Motta-Marques, D.M.L., et al. 2010. Climate-dependent CO₂ emissions from lakes, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB2007.
- Larzillière, M.; Roy, D.; Chrétien, P.; Ringuette, T.; Varfalvy, L., 2005. Development and Use of an Experimental near Infrared Open Path Diode Laser Prototype for Continuous Measurement of CO₂ and CH₄ Fluxes from Boreal Hydro Reservoirs and Lakes. In: Tremblay, A.; Varfalvy, L.; Roehm, C.; et al. (eds), *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Springer-Verlag, 1ed, cap 3, 61-85.
- Lide, D.R., 2007. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 88th edition. CRC Press, New York.

- Lima, I. B. T., Ramos, F. M., Bambace, L. A. W., Rosa, R. R., 2008, Methane Emissions from Large Dams as Renewable Energy Resources: A Developing Nation Perspective. *Mitig Adapt Strat Glob Change*, 13:193–206.
- Liu, J., Dazzo, F.B., Glagoleva, O., Jain, A.K. 2001. CMEIAS: A computer-aided system for the image analyses of bacterial morphotypes in microbial communities. *Microbial Ecology*, 41, 173-194.
- Macintyre, S., R. Wanninkhof e J.P. Chanton, 1995. Trace gas exchange across the air water interface in freshwater and coastal marine environments. Chapter 3, 52 -97. In *Freshwater and coastal marine environments*. P.A. Matson & Harriss (eds). Black well science. 394 p.
- Mackereth, F.J.H., Heron, J., Talling, J.F., 1989. *Water analysis: some revised methods for limnologists*. 2nd. ed. Freshwater Biological Association.
- Malley, D.F., Lawrence, S.G., Maciver, M.A., Findlay, W.J. 1989. Range of variation in estimates of dry weight for planktonic Crustacea and Rotifera from temperate North American Lakes. *Can Tech Report Fish Aquat Sci*, 1666.
- Marcé, R., Moreno-Ostos, H., López, P., Armengol, J., 2008. The Role of Allochthonous Inputs of Dissolved Organic Carbon on the Hypolimnetic Oxygen Content of Reservoirs. *Ecosystems*, 11, 1035-1053.
- Marotta, H, 2008. Os fatores reguladores do metabolismo aquático e sua influência sobre o fluxo de dióxido de carbono entre os lagos e a atmosfera. *Oecol. Bras.*, 10, 177-185.
- Marotta, H., Paiva, L.T., Petrucio, M.M. 2009. Changes in thermal and oxygen stratification pattern coupled to CO₂ outgassing persistence in two oligotrophic shallow lakes of the Atlantic Tropical Forest, Southeast Brazil. *Limnology*, 10,195-202.
- Matthews, C. J. D., St.Louis, V.L., Hesslein, R.H., 2003. Comparison of three techniques used to measure diffusive gas exchange from sheltered aquatic surfaces. *Environ Sci Tech*, 37, 772-780.
- Matthews, C.J.D. et al, 2005. Carbon Dioxide and Methane Production in Small Reservoirs Flooding Upland Boreal Forest. *Ecosystems*, 8, 267-285.
- McGinnis, D. F.; Greinert, J.; Artemov, Y.; Beaubien, S. E.; Wuest, A., 2006. The fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere?. *J. Geophys. Res.*, 111, C09007.
- Norland, S. 1993. The relationship between biomass and volume of bacteria. In: Kem, P.F., Sherr, B.F., Sherr, E.B., Cole, J.J. (Eds). *Handbook of methods in aquatic microbial ecology*. Lewis Publishers, 303-307.
- Ostrovsky, I., McGinnis, D. H., Lapidus, L., Eckert, W., 2008. Quantifying gas ebullition with echosounder: the role of methane transport by bubbles in a medium-sized lake. *Limnol. Oceanogr.: Methods*, 6, 105-118.
- Prairie, Y. T., D. F. Bird, and J. J. Cole. 2002. The summer metabolic balance in the epilimnion of southeastern Quebec lakes. *Limnology and Oceanography* 47: 316-321.
- Roehm, C e Tremblay A., 2006. Role of turbines in the carbon dioxide emissions from two boreal reservoirs, Québec, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 111, D24101.
- Roland, F., Vidal, L.O., Pacheco, F.S. et al., 2010. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoir. *Aquatic Science*.

- Rosa L.P., Sikar B.M., Santos, M.A., Sikar, E.M, 2002. First brazilian inventory of anthropogenic greenhouse gas emissions. Background reports: carbon dioxide and methane emissions from brazilian hydroelectric reservoirs. Ministry of Science and Technology, Brasilia.
- Rosa, L.P., Santos, M.A., Matvienko, B., Santos, E.O., & Sikar, E., 2004. Greenhouse Gas Emissions from Hydroelectric Reservoirs in Tropical Regions. *Climatic Change*, 66, 9-21.
- Rosa, L.P., Schaeffer, R., Santos, M.A., 1996. Are Hydroelectric Dams in the Brazilian Amazon Significant Sources of Greenhouse Gases *Environmental Conservation*, 66, 2-6.
- Rudd, J. W. M., Harris, R., Kelly, C. A., Hecky, R. E., 1993. Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases? *Ambio*, 22, 246–248.
- Rudd, J. W., R. D. Hamilton, and N. E. R. Campbell. 1974. Measurements of microbial oxidation of methane in lake water. *Limnol. Oceanogr.* 19: 519-524.
- Rychla, A., Casper, P., Kasprzak, P., 2011. Effects of pelagic food web structure and nutrient concentration on anaerobic methane metabolism in the lake sediments. *Aquatic Science*.
- Santos, M.A., Matvienko, B., Rosa, L.P. et al, 2005. Gross Greenhouse Gas Emissions from Brazilian Hydro Reservoirs. In: Tremblay, A., Varfalvy, L., Roehm, C., et al. (eds), *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Springer-Verlag, 1ed, cap. 11 267-291.
- Santos, M.A., Rosa, L.P., Sikar, B., Sikar, E., Santos, E.O., 2006. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, 34, 481–488.
- Santos, M.A.; Rosa, L.P.; Matvienko, B. et al, 2008. Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. *Oecol. Bras.*, 12, 116-129.
- Sikar, E., M.A. dos Santos, B. Matvienko, Silva, M.B., Rocha, C.H.E.D., Santos, E.O., Bentes Jr, A.P., & Rosa, L.P. (2005). Greenhouse gases and initial findings on the carbon circulation in two reservoirs and their watersheds. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 29, 573-576.
- Sinke AJC, Cornelese AA, Cappenberg TE, Zehnder AJB, 1992. Seasonal variation in sulfate reduction and methanogenesis in peaty sediments of eutrophic Lake Loosdrecht, The Netherlands. *Biogeochemistry* 16:43–61.
- Sobek, S., L. J. Tranvik, and J. J. Cole. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochemical Cycles* 19 1-10.
- Soumis, N., Duchemin E., Canuel R., e M. Lucotte, 2004. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the Western United States. *Global Biogeochemical Cycles*, 18.
- St. Louis, V., Kelly, C. A., Duchemin, E., Rudd, J. e Rosenberg, D., 2000. Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate. *BioScience*, 50, 766-775.
- Strome, D.J., Miller, M.C. 1978. Photolytic changes in dissolved humic substances. *Verh. Internat. Verein. Limnology*, 20, 1248-1254.
- Thanh Duc, N., Crill, P., Bastviken, D., 2010. Implications of temperature and sediment characteristics on methane formation and oxidation in lake sediments. *Biogeochemistry*, 100, 185-196.
- Tranvik, L. J.; Downing, J. A.; Cotner, J. B. et al., 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr.* 54, 2298-2314.
- Tremblay, A., Varfalvy, L., Roehm, C., Garneau, M. 2005. *Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*. Springer, Berlin, Germany.

- UNESCO/IHA, 2010. In: Goldenfum, J. A. (Ed.). GHG Measurement Guidelines for Freshwater
- Wilson, J.O., Crill, P.M., Bartlett, K.B., Sebacher, D.L., Hariss, R.C., Sass, R.L., 1989. Seasonalvariation of methane emission from a temperate swamp. *Biogeochemistry* 8, 55–71.
- Zimov, S.A., Voropaev, Y.V., Semiletov, I.P., Davidov, S.P., Prosiannikov, S.F., Chapin III, F.S., Chapin, M.C., Trumbore, S., Tyler, S., 1997. North Siberian Lakes: a methane source fueled by Pleistocene carbon. *Sciences* 227, 800–802.

4. Variabilidade de longo prazo na pressão parcial de CO₂ em um lago raso subtropical oligotrófico – 10 anos de observações

Resumo

Lagos são considerados potenciais emissores de Gases de Efeito Estufa (GEE) para a atmosfera. Entretanto, a maioria dos estudos em lagos a respeito dos fluxos de CO₂ na interface água-atmosfera, quantificado pela pressão parcial de CO₂ (pCO₂), são baseados em campanhas pontuais e isoladas que, muitas vezes, têm por objetivo comparar o potencial de emissão de GEE de diferentes lagos. Como consequência, existe uma lacuna no conhecimento sobre a dinâmica de pCO₂ em lagos considerando longos períodos, sobretudo, em sistemas subtropicais. Além disso, a variabilidade espacial dos fluxos de CO₂ também tem sido pouco explorada. Esta abordagem é especialmente importante em sistemas de grande escala como a Lagoa Mangueira localizada no sul do Brasil. Neste estudo foram compiladas informações limnológicas de longo período na Lagoa Mangueira para a quantificação das pressões parciais e fluxos de CO₂ no sistema. As amostragens foram realizadas em até 19 pontos na lagoa com o objetivo de avaliar as implicações nas estimativas dos fluxos líquido de CO₂ do sistema em função do esforço amostral no espaço e no tempo em lagos de grande escala e com a hidrodinâmica fortemente influenciada pela ação do vento. Foi observado que a pressão parcial de CO₂ oscilou sistematicamente em torno da condição de saturação em relação ao CO₂ atmosférico ao longo do período em todos os pontos amostrais, comportando-se como fonte e como sumidouro de CO₂ em diferentes ocasiões. A frequência acumulada de pCO₂ revelou uma persistência maior da condição de heterotrofia no norte (MN) da Lagoa Mangueira em relação aos pontos MS e MC, que pode estar associada à presença do estande de macrófitas emergentes. No gradiente sazonal, as medianas de pCO₂ obtidas para cada período mostraram uma leve tendência de queda nos períodos de primavera e verão, devido à intensificação da produção primária por macrófitas aquáticas e fitoplâncton. A hidrodinâmica gerada pela intensa ação do vento sobre a lagoa parece ser o principal modulador da variabilidade espacial de CO₂ e regulador dos fluxos na interface água-atmosfera em curto prazo (diário). O vento pode estar atuando no sentido de atenuar, através o processo de mistura, os processos locais em distintos compartimentos metabólicos observados na lagoa Mangueira no transecto norte-sul. O subsídio de bicarbonato e CO₂ via água subterrânea e sedimentos, além do consumo de alcalinidade no sistema, podem ser a principal fonte de Carbono Orgânico Dissolvido (DOC) para suportar os níveis de CO₂ observados. Em razão do limitado aporte de carbono pela bacia hidrográfica, sugere-se que a respiração no sistema, ainda que com um papel menos importante para os fluxos de CO₂ na lagoa Mangueira, é subsidiada pelo DOC autóctone produzido pelas macrófitas aquáticas (DOC refratário - zona litorânea) e fitoplâncton (DOC lábil – zona pelágica). Os diferentes esforços amostrais espacial e temporal mostraram que os fluxos de CO₂ para atmosfera são superestimados quando se utiliza um único ponto amostral no centro do lago, já que consideram as zonas litorâneas, as quais tendem a apresentar um influxo de CO₂. Isso indica que em sistemas de grande escala com diferentes compartimentos bióticos e abióticos, a variabilidade espacial deveria ser levada em conta nas medições da emissão de gases do efeito estufa, podendo acarretar erros grosseiros quando simplesmente esta heterogeneidade espacial ignorada.

Palavras-chaves: fluxos de CO₂, lagos rasos, clima subtropical, elevada alcalinidade

INTRODUÇÃO

Ecossistemas aquáticos continentais não são meros condutores de carbono produzido nos ecossistemas terrestres para os oceanos. Estes ecossistemas podem ser considerados um compartimento relevante para a descrição global do ciclo de carbono além de outros compartimentos tais como oceanos, atmosfera e o ecossistema terrestre (Cole et al, 2007). Processos extremamente importantes como a acumulação nos sedimentos e a evasão de gases na interface ar-água fazem desses sistemas aquáticos importantes processadores de carbono. A dinâmica destes processos em lagos e reservatórios é de extrema importância para a ciclagem tanto regional como global do carbono, podendo contribuir com alterações do clima em escala regional e global (Adrian et al. 2009; Williamson et al. 2009). Entretanto, a maioria dos estudos em lagos a respeito do fluxo de CO₂ na interface ar-água, quantificado pela pressão parcial de CO₂ (pCO₂), são baseados em campanhas pontuais e isoladas que, muitas vezes, têm por objetivo comparar o potencial de emissão de GEE de diferentes lagos. Como consequência, existe uma carência de estudos sobre dinâmica de pCO₂ em lagos considerando longos períodos, sobretudo, em sistemas subtropicais. Além disso, a variabilidade espacial dos fluxos de CO₂ tem sido também pouco explorada. Esta abordagem é especialmente importante em sistemas de grande escala (Fragoso Jr et al. 2008; Roland et al. 2010).

A maioria dos lagos no mundo são hoje considerados fontes líquidas de CO₂ para a atmosfera (Kling et al, 1991, Cole et al, 1994, Marotta et al. 2009). Este fluxo é parte do ciclo global de C e corresponde a aproximadamente 50% das perdas continentais de carbono orgânico e inorgânico para os oceanos (Cole et al. 1994). Para a maioria dos ecossistemas aquáticos a respiração (R) excede a produção primária bruta autóctone (GPP), resultando em uma produtividade líquida do ecossistema negativa ([NEP]=[GPP]-R), equivalente a uma razão [GPP]/R <1 (Cole et al. 2000, Hanson et al. 2003). Em lagos improdutivos, sugere-se que a baixa razão GPP/R seja a causa da supersaturação de CO₂ (Kling et al. 1992, Cole et al. 1994) na coluna d'água, tornando-os fontes líquidas de CO₂ para atmosfera.

Em sistemas oligotróficos, o bacterioplâncton constitui o maior *pool* de biomassa e fonte de carbono na zona eufótica devido sua maior eficiência em assimilar nutrientes, competindo assim com o fitoplâncton (Polimene et al. 2006). Diferentemente das algas que utilizam CO₂ para a produção primária, o bacterioplâncton utiliza o Carbono Orgânico Dissolvido (DOC) para produção da biomassa e geração de CO₂. Sendo assim, a disponibilidade de DOC alóctone ou autóctone representa um importante processo de regulação ascendente do metabolismo aquático em lagos (Hanson et al. 2003), no qual o bacterioplâncton tem função decisiva na assimilação e

ciclagem de carbono para os níveis tróficos superiores. O bacterioplâncton, por sua vez, pode ser predado por ciliados e flagelados, os quais representam o principal canal de fluxo de energia e nutrientes para zooplâncton e peixes (Cotner e Biddanda 2002). Este processo é conhecido como *loop* microbiano (Azam 1986).

O controle ascendente de DOC terrestre, em geral, favorece o metabolismo aquático heterotrófico e a evasão de CO₂ de lagos para atmosfera (Lennon 2004). Logo, o grau de heterotrofia e, assim, a pressão parcial de CO₂ (pCO₂) estaria associado com o suprimento externo de carbono orgânico oriundo da bacia hidrográfica e sua mineralização no sistema lacustre (Hope et al. 1996; Kling et al. 1991; 1992; Del Giorgio et al. 1997; Cole e Caraco, 2001; Sobek et al. 2003; Carpenter et al. 2005). Sugere-se que um valor de DOC de 4 a 6 mg.L⁻¹ corresponde ao equilíbrio metabólico (Hanson et al. 2003). Sistemas com concentrações de DOC acima deste limite lagos são heterotróficos líquidos (Jansson et al. 2000), enquanto que lagos com concentrações menores a este limiar indicariam autotrofia líquida (Carignan et al. 2000).

Vários fatores têm sido apontados como determinantes no fornecimento de DOC e, conseqüentemente, na alteração do fluxo de CO₂ na interface ar-água em lagos e lagoas, tais como: (a) propriedades físicas da bacia hidrográfica e do lago, (b) conteúdo de carbono no solo (Sobek et al. 2003; 2007), (c) razão de banhados (Rasmussen et al. 1989; Kortelainen 2006), e (d) propriedades climáticas particulares da região como, por exemplo, precipitação, temperatura e escoamento superficial (Hope et al. 1994; Freeman et al. 2001; Kosten et al. 2010; Marotta et al. 2010).

Por outro lado, o fluxo de CO₂ na interface ar-água também pode ser influenciado por outros fatores ocorrentes no lago, além do metabolismo bacteriano de carbono orgânico alóctone, tais como: (a) a fotodegradação por UV de DOC a qual pode levar à formação de CO₂ tanto diretamente (Granéli et al. 1996) ou via biodisponibilidade de DOC aumentada (Beretilsson e Tranvik 1998), (b) altas velocidades de vento que resultam na aceleração da desgaseificação (Wannikhof 1992, Downing & Palmer 2011), (c) a morfologia do sistema que é determinante para a quantificação dos fluxos do sedimento (Kortelainen et al 2003) e na superfície da água (Bastiviken et al. 2004), (d) aspectos do estado trófico do lago, como a abundância de nutrientes inorgânicos, favorecem produção primária afetando o balanço metabólico do lago (Del Giorgio e Peters 1994; Cole et al. 2000; Trolle et al. 2011; Balmer e Downing 2011), (f) a estrutura da cadeia trófica que pode representar um controle descendente sobre a saturação de CO₂ em lagos (Schindler et al. 1997) e (g) o pH elevado que pode aumentar significativamente a transferência

de massa de CO₂ entre ar e água através da reação química de CO₂ com -OH (Bade e Cole 2006).

Recentes estudos têm mostrado que os lagos brasileiros são supersaturados em CO₂ (Marotta et al. 2009), os quais são subsidiados por elevadas entradas de carbono terrestre. Nesse contexto, o fluxo água subterrânea, intensificado pela precipitação, pode desempenhar um importante papel no balanço hídrico e na entrada de substâncias para estes ecossistemas, sobretudo quando o tempo de retenção da água no solo for baixo (solos arenoso) (Farjalla et al. 2002). É reconhecido também que lagos costeiros brasileiros apresentam grande variabilidade e sincronismo ao longo do tempo das concentrações de CO₂ (Marotta et al. 2010b), sugerindo para um controle climático dessa propriedade nesses sistemas. Ainda assim, há uma lacuna sobre os fluxos e pressão parcial de CO₂ em sistemas de grande escala, considerando sua variabilidade espacial e temporal de longo período.

Aqui estudamos a variabilidade sazonal e espacial da pressão parcial de CO₂ e dos fluxos difusivos com a atmosfera em um lago raso subtropical de grandes dimensões com a hidrodinâmica fortemente influenciada pela ação dos ventos. Os objetivos deste estudo são: caracterizar a dinâmica do metabolismo da lagoa com base no seu comportamento (fonte ou sumidouro do CO₂ atmosférico); avaliar os controles bióticos e abióticos na pressão parcial de CO₂ no lago; estimar os fluxos de CO₂ na interface lagoa-ar. O estudo se baseia na compilação de dados coletados durante o período de 10 anos de observações no Sistema Hidrológico do Taim (SHT) no âmbito do Projeto de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração (PELD-CNPq).

MATERIAIS E MÉTODOS

Área de estudo

A lagoa Mangueira caracteriza-se por um extenso ecossistema de água doce localizado no sul do Estado do Rio Grande do Sul, entre as latitudes 32°20' e 33°00' S e longitudes 52°20' e 52°45'. Considerada um lago raso, a lagoa Mangueira possui uma profundidade média de 3,0 metros e uma área aproximada de 820 km² (Figura 2.1). O estado trófico do sistema varia de oligotrófico a mesotrófico, nos meses de primavera e verão (Fragoso 2009). O clima regional é subtropical, com uma temperatura média anual de 16°C. A temperatura média mensal varia de 8°C, em julho, a 30°C, no mês de fevereiro. A precipitação anual varia entre 1800 e 2200 mm.

A lagoa Mangueira faz parte do Sistema Hidrológico do Taim (SHT). Situado entre os Municípios de Santa Vitória do Palmar e de Rio Grande, o SHT possui uma área total de

2.254 km². A região de inserção do SHT faz parte de um continuum de áreas alagáveis que se estende dos arredores da cidade de Pelotas, na zona litorânea do Rio Grande do Sul, até o Uruguai. O sistema possui uma diversidade de sistemas aquáticos, como banhados e lagoas associadas, de água doce, em uma dinâmica de baixo relevo marginal ao Oceano Atlântico. Associada com o clima subtropical, esta região se distingue de outras áreas alagáveis existentes no Brasil.

O SHT é complexo e pode ser dividido em três diferentes subsistemas: (a) Subsistema Norte, composto pela lagoa Caiubá, lagoa das Flores e o banhado do Maçarico, abrangendo uma área de 387 km²; (b) Subsistema Banhado, possui uma área total de 270 km² e é caracterizado por baixas velocidades superficiais por conta da existência de densos estandes de macrófitas aquáticas, e (c) Subsistema Sul, formado pela Lagoa Mangueira e sua bacia de contribuição, com uma área de 1597 km² (Villanueva 1997).

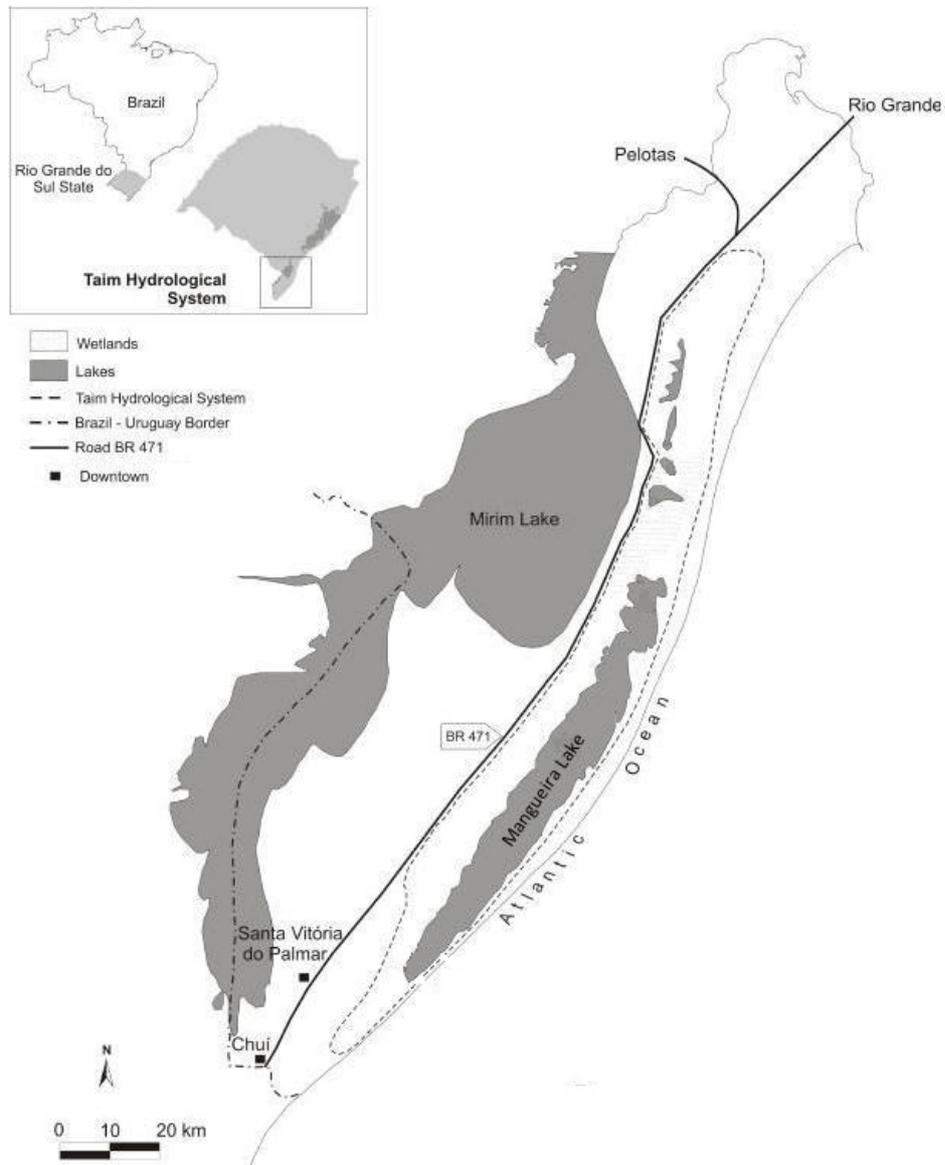


Figura 2.1. Sistema hidrológico do Taim e Lagoa Mangueira situados no município de Santa Vitória do Palmar, extremo sul do Brasil (Rodrigues et al. 2011).

A lagoa Mangueira é envolvida por uma variedade de habitats como praias, dunas, florestas, campos e banhados. Esta paisagem produtiva e heterogênea abriga uma diversidade biológica excepcional. Este fato motivou o IBAMA a proteger parte do Sistema Hidrológico, instituindo a Reserva Ecológica do Taim em 1991 (Motta Marques et al. 2002).

A morfologia da lagoa combinada com ventos intensos nas direções predominantes (NE e SO) e relevo marcadamente plano atribuem à lagoa uma hidrodinâmica fortemente influenciada pela ação dos ventos. Sob estas condições, o *fecht* pode chegar a 90,0 km. Estudos prévios que integram séries temporais de nível observado na lagoa nos pontos extremos e modelagem matemática (Paz 2005, Fragoso 2009) têm mostrado a existência de oscilações por seiches e correntes longitudinais que atuam no transporte de substâncias dissolvidas e plâncton na lagoa Mangueira.

A lagoa Mangueira e o banhado do Taim estão hidrológicamente e sinergeticamente relacionados. O banhado do Taim se caracteriza por um maciço de vegetação aquática emergente, que serve não só como sumidouro ou reservatório para partículas inorgânicas e nutrientes solúveis, mas também como fonte de compostos orgânicos dissolvidos e particulados (sêston) que são exportados para a Lagoa Mangueira através da interface lagoa-banhado, principalmente quando ventos do quadrante SO resultam na formação de ondas de alta e baixa frequência no extremo norte do sistema (Rodrigues 2009).

A bacia de drenagem é principalmente utilizada para a produção de arroz. A manutenção da alta produtividade dessa cultura requer a permanência de uma lâmina d'água sobre o plantio por um período de aproximadamente 100 dias. A irrigação por inundação contínua tem uma demanda de água elevada, aproximadamente 2 l/(s.ha), a qual é fornecida por levantes hidráulicos que bombeiam água das Lagoas (Mangueira, Caiubá, Flores e Mirim) para um sistema de canais de distribuição. Durante o período de produção altas cargas de nutrientes e carbono orgânico dissolvido (DOC) são carreados para a lagoa (Fragoso 2009, Rodrigues 2009).

Delineamento amostral e medições de campo

Durante o período de 2001 a 2009 foram realizadas na Lagoa Mangueira 4 campanhas por ano, distribuídas ao longo das quatro estações climáticas (aqui denominada campanhas sazonais), em três pontos amostrais: Mangueira Norte (MN), Centro (MC) e Sul (MS) (Figura 2.2).

A partir de 2010 as campanhas de amostragem na lagoa foram realizadas seguindo dois protocolos distintos: (1) campanhas sazonais em 19 pontos amostrais perfazendo gradientes transversais e longitudinais no sistema e (2) campanhas mensais do perfil vertical no ponto mais profundo (prof.=6,0 metros) da lagoa Mangueira (Figura 2.2).

Em cada ponto foram medidos, utilizando uma sonda de qualidade da água multiparâmetro (YSI 6600), a temperatura da água, oxigênio dissolvido, condutividade, salinidade, potencial de oxidação e pH. A transparência da água foi estimada com disco de Secchi e a profundidade com um ecobatímetro. Amostras de água em cada ponto foram coletadas na camada superficial e enviadas para análises químicas e quantificação da concentração clorofila *a*. Para o ponto mais profundo (perfil vertical), as coletas foram realizadas através de uma bomba peristáltica na superfície da água a 1,0m, 2,0m, 3,0m, 4,0m e 5,0m de profundidade e no fundo. As amostras foram armazenadas e conservadas seguindo protocolos apropriados (Mackereth et al. 1989; Jepsen e Christoffersen 1987; APHA 1999).

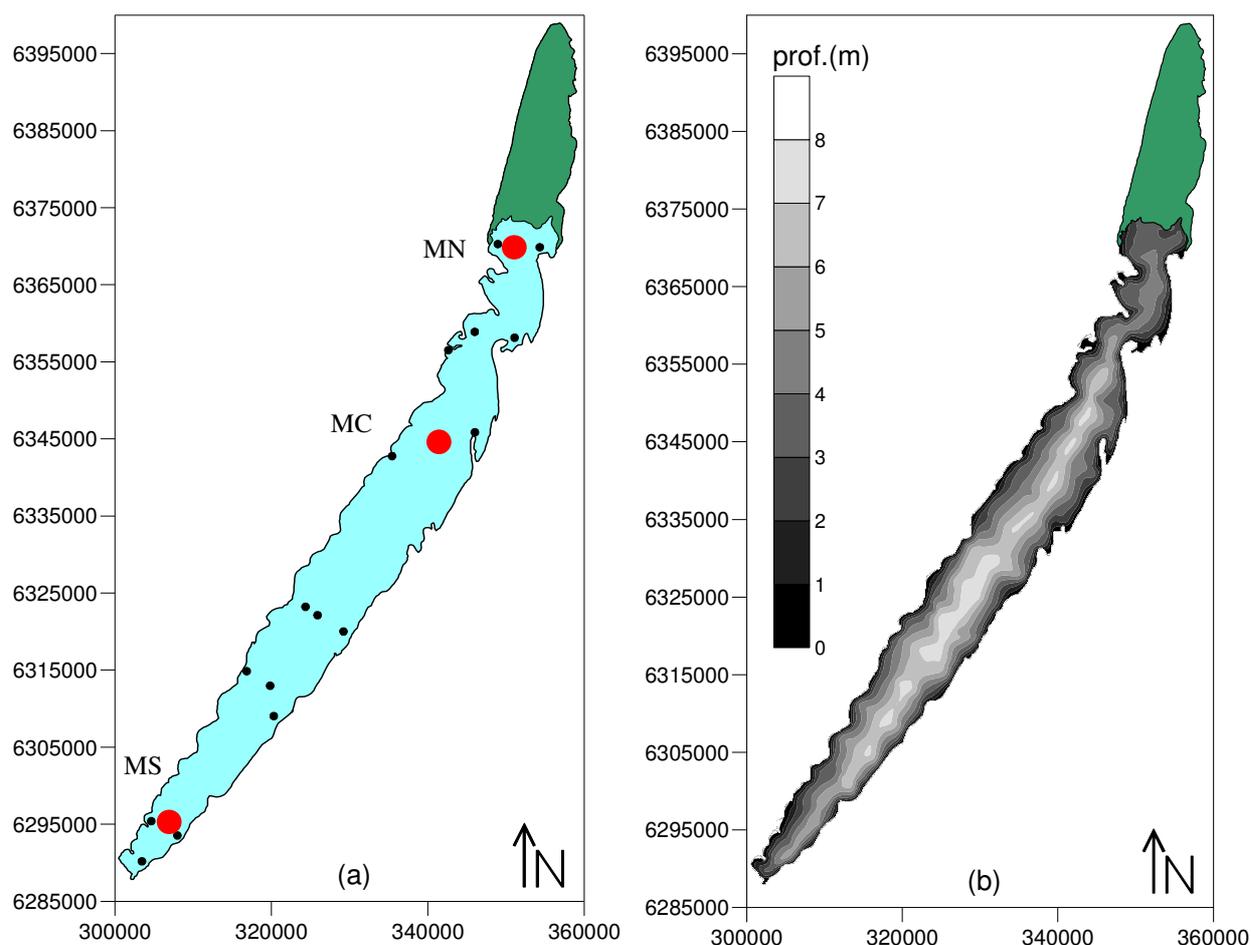


Figura 2.2. Localização dos pontos amostrais (esquerda) e batimetria da lagoa Mangueira (direita).

Análise das amostras

Formas nitrogenadas (Nitrogênio total, Amônia, Nitrito, Nitrato) e formas fosfatadas (Fósforo total, fósforo hidrolisável, fósforo reativo) foram determinadas de acordo com Mackereth et al. (1989) e usando um espectrofotômetro Varian Cary 1-E. Sílica (silicato) foi quantificada através de método fotométrico em kit específico (Si Merck Spectroquant® kit para silicatos – ácido silicífico). Sólidos totais foram estimados de acordo com APHA (1999). A alcalinidade foi medida através do método titulométrico de Gran (Wetzel e Likens, 2000).

Análises de carbono (TOC, DOC e DIC) foram realizadas em Analisador de Carbono Orgânico Total (Shimadzu TOC-VCPH), sendo lidos diretamente o CI (Carbono Inorgânico, DIC) e o CT (Carbono Total, que é igual a CI + CO, sendo CO o carbono orgânico). A diferença entre CT e CI é o TOC nas amostras brutas e o DOC nas amostras filtradas (filtros Whatman GF/F com porosidade de 0,45 µm). Clorofila *a* foi quantificada através do método de extração fria com etanol e leitura em espectrofotômetro a 630, 664, 665 e 647nm, corrigidos da leitura da turbidez a 750nm (Jespersen & Christoffersen, 1987).

Estimativa da Pressão Parcial e Fluxos de CO₂

A pressão parcial de CO₂ foi calculada indiretamente a partir das medições de DIC e pH, após correções para temperatura e força iônica (Stumm e Morgan 1996). A força iônica foi estimada a partir dos valores de condutividade da água medida em campo utilizando o seguinte fator de conversão (Snoeyink e Jenkins 1980):

$$FI \approx 1,6 \times 10^{-5} \cdot Cond \quad (1)$$

onde *FI* é a força iônica e *Cond* é a condutividade da água medida em µS/cm.

A pressão parcial de CO₂ (pCO₂) na água foi calculada com base na Lei de Henry segundo a seguinte equação:

$$pCO_2^w = \frac{\alpha_0 DIC}{K_H} \quad (2)$$

onde α_0 corresponde a fração de DIC na forma de CO₂ e K_H é a constante de dissolução de CO₂ expressa em mole L⁻¹ atm⁻¹ corrigida pela temperatura conforme a equação (Weiss 1974):

$$\ln K_H(CO_2) = -58.0931 + 90.5069 \left(\frac{100}{T_k} \right) + 22.294 \ln \left(\frac{T_k}{100} \right) \quad (3)$$

Nos casos de falha nos dados de DIC, pCO_2 foi estimado a partir das medições para pH, temperatura da água e alcalinidade. Neste caso, a pressão parcial de CO_2 foi calculada pela seguinte equação (Stumm e Morgan 1996):

$$pCO_2^w = \frac{\alpha_0 \left(\frac{ALK}{(\alpha_1 + 2\alpha_2)} - \frac{K_w}{H^+} + H^+ \right)}{K_H} \quad (4)$$

onde α_0 , α_1 e α_2 são as parcelas de DIC na forma de dióxido de carbono, carbonatos e bicarbonatos, respectivamente, ALK é a alcalinidade da água, em eq/L, H^+ é a concentração molar de íons hidrogênio, e K_w é a constante de dissociação da água.

O fluxo de CO_2 (FCO_2 ; $g\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$) entre a atmosfera e o lago é estimado através da seguinte equação (MacIntyre et al 1995):

$$FCO_2 = k_x (pCO_2^{atm} - pCO_2^w) \quad (5)$$

onde pCO_2^{atm} é a pressão parcial de CO_2 na atmosfera (380 ppm), pCO_2^w é a pressão parcial de CO_2 estimada para a camada superficial do lago, k_x é o coeficiente de transferência de massa, em $cm\ h^{-1}$, dado pela seguinte relação empírica:

$$k_x = k_{600} \left(\frac{S_c}{600} \right)^{-x} \quad (6)$$

onde x é igual a 0,66 para ventos inferiores a 3,0 m/s e igual a 0,5 para ventos superiores a 3 m/s, S_c é o número de Schmidt para CO_2 , o qual é dependente da temperatura, em Celsius, de acordo com a seguinte relação (Wanninkhof 1992):

$$S_c(CO_2) = 1911.1 - 118.11T + 3.4527T^2 - 0.04132T^3 \quad (7)$$

O parâmetro k_{600} pode ser estimada a partir da velocidade do vento (Cole e Caraco 1998):

$$k_{600} = 2.07 + (0.215 U_{10}^{1.7}) \quad (8)$$

onde U_{10} é a velocidade do vento, em m/s, medida a 10 metros de altura.

Dados meteorológicos foram obtidos através do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para a estação meteorológica de Santa Vitória do Palmar, localizada a 7,0 km da lagoa.

Análise dos Dados

Para avaliar gradientes sazonais (Verão, Outono, Inverno e Primavera) e espaciais (Mangureira Norte, Mangureira Centro e Mangureira Sul) foi realizada uma análise de variância (ANOVA one-way, $p < 0.05$) seguida de uma análise de Tukey. A análise de causa-efeito foi realizada através de uma correlação de Spearman ($p < 0.05$) entre as variáveis ambientais, os fluxos de CO_2 na interface ar-água (FCO_2) e a pressão parcial na água (pCO_2). A espacialização dos valores de pCO_2 na Lagoa Mangureira foi realizada através de uma interpolação linear considerando as campanhas sazonais em 19 pontos entre 2010 e 2011. Para a análise do efeito do esforço amostral no fluxo de CO_2 anual, foi definida a zona de influência de cada ponto amostral na lagoa Mangureira por polígonos de Thiessen considerando duas malhas de pontos para o cálculo do fluxo médio anual: (a) 3 pontos (MN-MC-MS) e (b) 19 pontos. O software Statistica 7.0 foi utilizado para as análises estatísticas e as interpolações espaciais foram realizadas utilizando o software Surfer 8.0.

RESULTADOS

Variáveis ambientais

Durante o período de 10 anos de amostragens na lagoa Mangueira as maiores precipitações médias mensais ocorreram nos meses finais de verão e início do outono (de fevereiro a junho), com destaque para os meses de fevereiro, março e maio, com precipitações mensais ($M \pm DP$) de $125 \pm 110 \text{ mm}$, $120 \pm 75 \text{ mm}$ e $165 \pm 100 \text{ mm}$, respectivamente. Por outro lado, o período de novembro a janeiro registrou as menores precipitações médias mensais. Janeiro foi consistentemente o mês mais seco no período entre 2001 e 2010, resultando em médias mensais de $45 \pm 200 \text{ mm}$. Os meses de inverno (julho-setembro) e início da primavera (outubro) mostraram precipitações médias uniformes em torno de 100 mm . A intensidade dos ventos na lagoa Mangueira variou em termos médios entre $3,3$ e $5,3 \text{ m/s}$. O padrão sazonal mostrou uma clara tendência de elevação da velocidade dos ventos entre o início do inverno (julho) e final da primavera (novembro), e de queda ao longo do verão e outono (Figura 2.3). Os ventos predominantes foram do quadrante nordeste e sudeste.

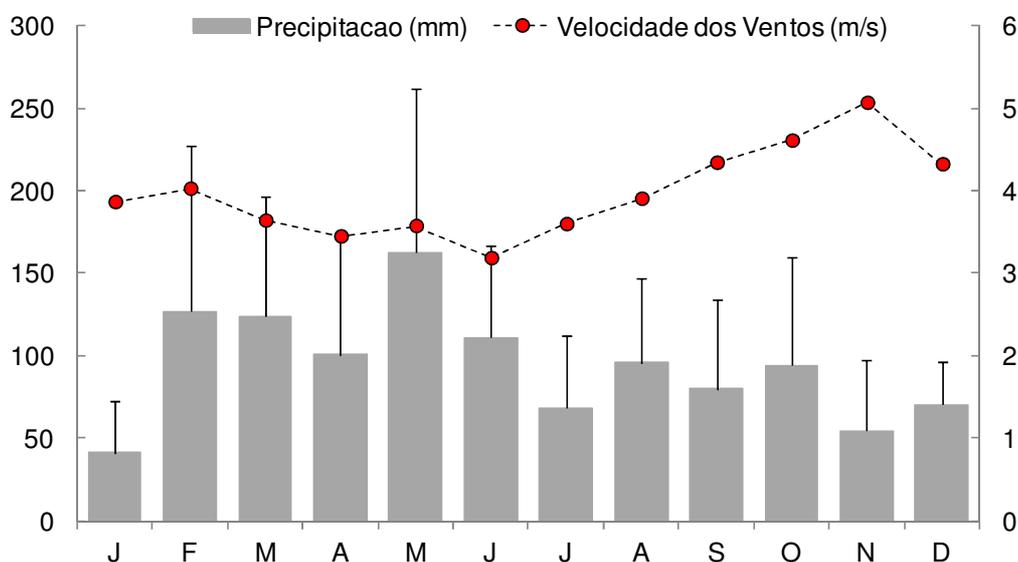


Figura 2.3. Padrão sazonal de precipitação (eixo da esquerda, $M \pm DP$) e velocidade dos ventos no período (eixo da direita, M) entre 2001 e 2010.

A grande maioria das variáveis ambientais não mostrou qualquer diferença estatisticamente significativa ($p < 0,05$) entre os pontos amostrais norte (MN), centro (MC) e sul (MS), bem como ao longo do gradiente climático sazonal (Tabela 2.1, Figura 2.4). A concentração de oxigênio dissolvido mostrou oscilações significativas entre as campanhas sazonais ($p < 0,05$), provavelmente devido à marcante sazonalidade da temperatura da água. Nas campanhas de verão foram registrados os valores mais elevados de temperatura da água e as menores concentrações de oxigênio dissolvido. Nos meses mais frios, a relação entre essas variáveis foi inversa. Valores intermediários e similares entre si foram sistematicamente observados no outono e na primavera. A alcalinidade e o pH não mostraram oscilações significativas entre pontos e estações climáticas. Em termos médios, pH situou-se em torno de 8,2, e alcalinidade oscilou entre 65,82 e 67,65 mgCaCO₃/L.

A Lagoa Mangueira mostrou uma tendência de concentrações de Clorofila *a* mais elevadas no norte da lagoa (MN), zona adjacente ao banhado do Taim. Em oposição, a profundidade de Secchi foi sistematicamente menor no ponto MN em relação aos demais pontos amostrais na lagoa Mangueira. Em relação ao gradiente sazonal, a concentração de clorofila *a* mostrou diferença significativa entre verão e inverno. Em termos médios, a fluorescência no inverno foi significativamente superior do que no verão. O inverno foi caracterizado também por uma maior dispersão dos valores de Clorofila *a* em relação aos demais períodos. A profundidade de Secchi mostrou uma tendência de queda entre o outono e primavera, indicando uma influência do padrão sazonal da intensidade do vento sobre a transparência da água.

As concentrações de DIC e DOC não mostraram diferenças significativas entre os pontos amostrais e no gradiente sazonal. Na média, as concentrações de DIC e DOC oscilaram de 11,8 a 12,1 mg/L e de 1,33 a 2,51 mg/L, respectivamente. Uma maior dispersão dos valores dessas variáveis foi observada durante o período de verão. A concentração de Nitrogênio Total (NT) não mostrou diferenças sazonais e entre pontos amostrais. Por outro lado, a concentração de Fósforo Total (FT) foi significativamente superior no ponto MN do que nos demais pontos amostrais, provavelmente devido à influência do banhado do Taim. Na média, a concentração de NT e FT variaram de 0,213 a 0,220 mg/L, e de 0,038 a 0,057 mg/L, respectivamente.

Tabela 2.1. Média, desvio padrão (DP), valores mínimos (mín) e máximos (máx) de pCO₂, FCO₂ e das variáveis ambientais medidas na lagoa Mangueira no período 2001-2010 nos pontos sul (MS), central (MC) e norte (MN).

Variável	MS	MC	MN
	Média – DP (mín-máx)	Média – DP (mín-máx)	Média – DP (mín-máx)
OD* (mg/L)	9,98 – 1,53 (5,68-13,74)	9,75 – 1,29 (5,85-13,2)	9.59 – 1.48 (5.81-13.45)
T* (C)	18,07 – 4,30 (26,14-10,43)	18,12 – 4,48 (27,75-8,14)	18.34 – 4.31 (11.21-26.00)
Secchi* (m)	1,16 – 0,42 (2,73-0,42)	1,00 – 0,97 (0,38-8,60)	0.81 – 0.37 (0.16-1.70)
Alcalinidade* (mg/L)	66.81 – 23.70 (2.42-117.44)	67.65 – 20.66 (17.98-113.98)	65.82 – 20.98 (14.26-121.68)
pH*	8,3 – 0,4 (9,3-6,8)	8,2 – 0,4 (9,0-7,1)	8,2 – 0,4 (8,8-6,8)
NT* (mg/L)	0,213 – 0,343 (0,008-2,310)	0,220 – 0,249 (0,003-1,900)	0.213 – 0.200 (0.002-0.750)
PT* (mg/L)	0,041 – 0,039 (0,009-0,212)	0,038 – 0,028 (0,011-0,154)	0.057 – 0.056 (0.010-0.240)
DOC** (mg/L)	1,33 – 1,07 (0,16-4,49)	2,51 – 2,23 (0,12-9,49)	1.80 – 1.69 (0.03-5.08)
DIC** (mg/L)	11,8 – 4,6 (0,2-16,5)	12,1 – 4,1 (0,2-17,1)	11,9 – 4,6 (0,2-17,5)
Clorofila a* (ug/m ³)	9.53 – 14.2 (0.20-83.40)	9.04 – 8.83 (0.50-58.10)	11.5 – 14.10 (0.20-73.90)
pCO ₂ * (uatm)	518 – 621 (5- 3986)	522 – 548 (38-4017)	787 – 932 (3-4875)
FCO ₂ * (mgC/m ² /d)	3,1 – 18,5 (-29,2-97,9)	5,7 – 22,5 (-20,9-126,5)	17,7 – 40,8 (-28,2-156,8)

*n = 53 (2001-2011), **n = 20 (2006-2011)

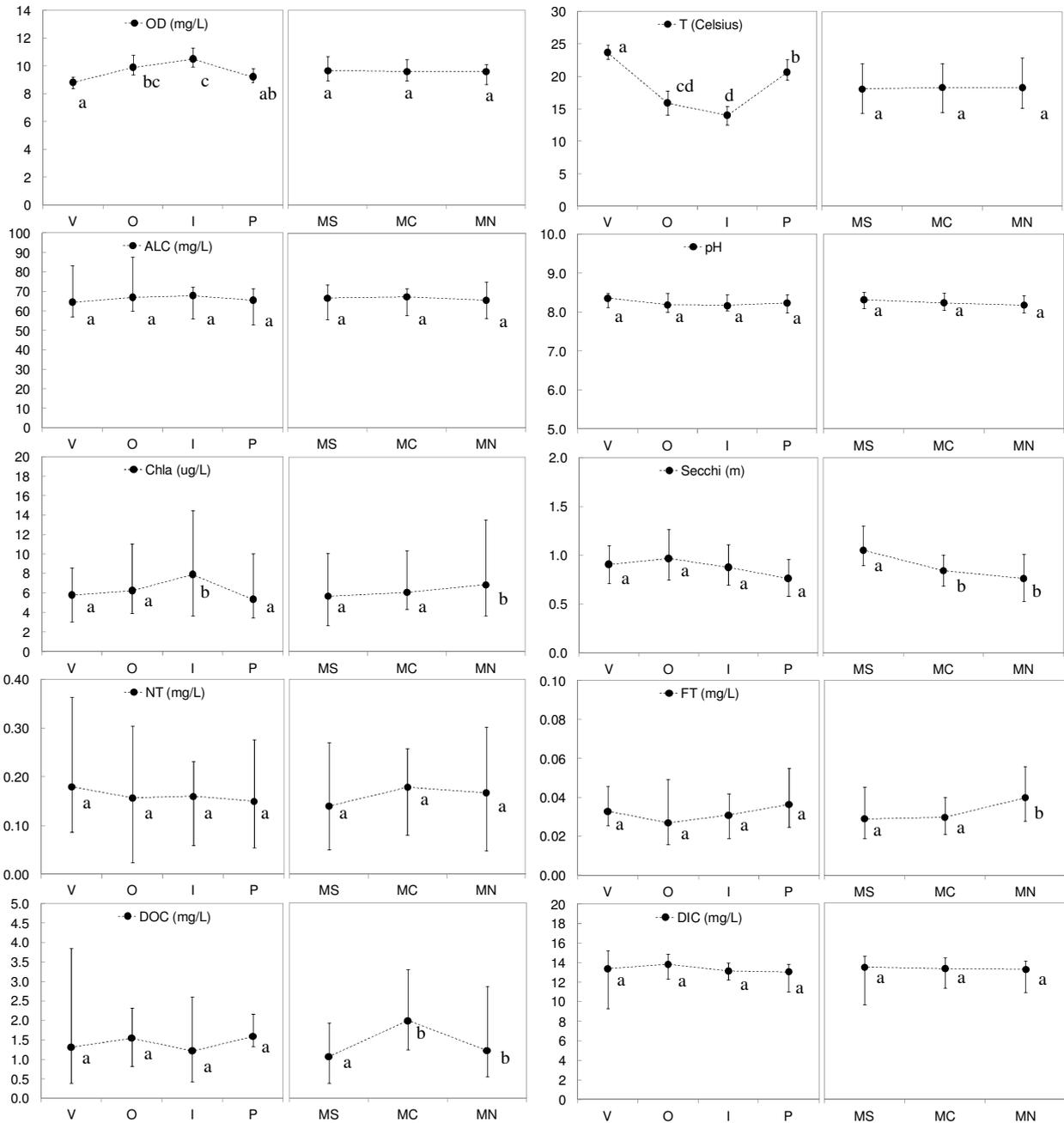


Figura 2.4. Mediana e percentis 25% e 75% das variáveis ambientais na lagoa Mangueira – período 2001-2011. Diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) entre as seções de amostragem (MS, MC, MN) e no gradiente sazonal (verão, outono, inverno e verão) são representadas por diferentes letras.

Pressão parcial e fluxos de CO₂ na interface ar-água

A pressão parcial de CO₂ (pCO₂) oscilou sistematicamente em torno da condição de saturação (384 μatm), em relação ao CO₂ atmosférico, ao longo do período em todos os pontos amostrais, comportando-se como fonte e como sumidouro de CO₂ em diferentes ocasiões. Em todas as estações, pCO₂ variou entre 5 e 4875 μatm, o que corresponde, respectivamente, a 0,01 e 12,69 vezes a pressão de saturação de CO₂. A frequência acumulada revelou uma persistência maior da condição de heterotrofia no norte (MN) da Lagoa Mangueira (61% do tempo) em relação aos pontos MS e MC, os quais apresentaram uma condição de heterotrofia em torno de 49 e 54% das observações, respectivamente.

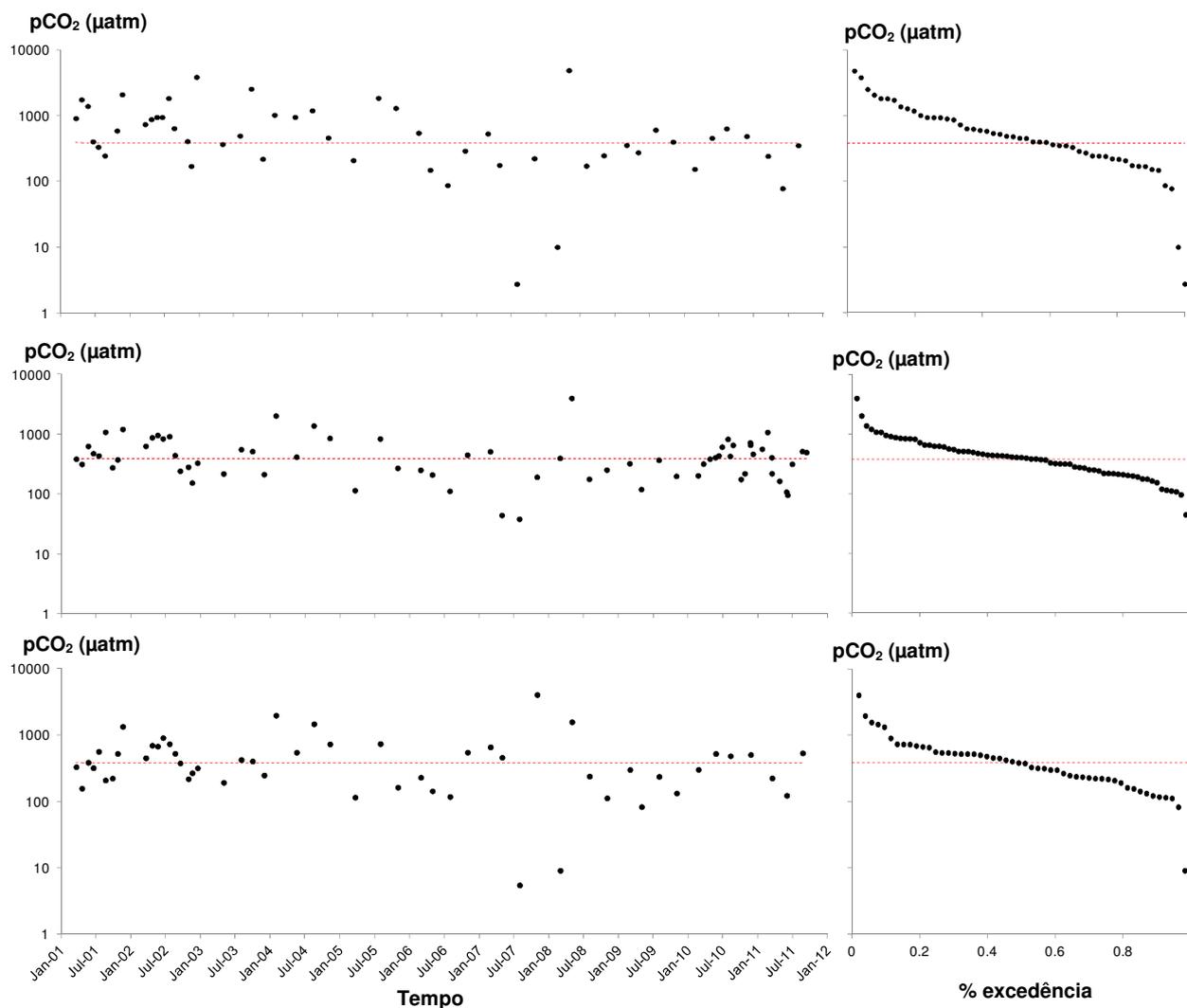


Figura 2.5. Série temporal e curva de permanência da pressão de saturação de CO₂ para o período entre 2001 a 2011 no ponto de amostragem NORTE (superior), CENTRO (centro) e SUL (inferior) da lagoa Mangueira. A linha vermelha representa a pressão de CO₂ na atmosfera (380 μatm).

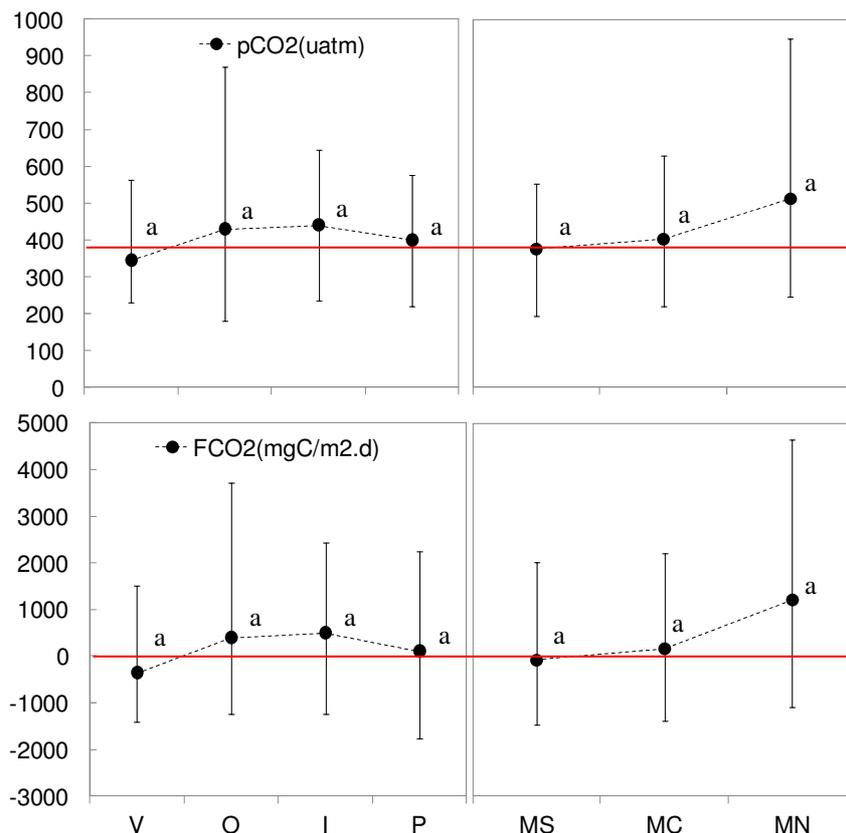


Figura 2.6. Mediana e percentis 25% e 75% para pCO₂ e FCO₂ na lagoa Mangueira – período 2001-2011. Diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) entre as seções de amostragem (MS, MC, MN) e no gradiente sazonal (verão, outono, inverno e verão) são representadas por diferentes letras. A linha vermelha no gráfico para pCO₂ representa a pressão de CO₂ na atmosfera (380 µatm).

Apesar de uma maior persistência da condição de heterotrofia no norte da lagoa, a ANOVA não mostrou uma diferença significativa entre os pontos amostrais. Mesmo assim, observa-se um claro gradiente espacial de pCO₂ na direção longitudinal da lagoa (Sul-Norte) (Figura 2.6). Em termos médios, pCO₂ variou entre 518 e 787 µatm nos pontos MS e MN, respectivamente (Tabela 2.1). No gradiente sazonal nenhuma tendência significativa também foi observada. Nesse caso, as medianas obtidas para cada período situaram-se em torno da pressão de saturação, mostrando uma leve tendência de queda nos período de primavera e verão. O fluxo de CO₂ (FCO₂) seguiu o mesmo padrão observado para pCO₂. Logo, nenhuma tendência significativa foi também observada para os gradientes espaciais e sazonais de FCO₂. O coeficiente de trocas gasosas oscilou entre 10,0 e 1,8 cm/h, com média de 4,0 cm/h. O efeito combinado das pressões parciais de CO₂ e dos coeficientes de trocas gasosas calculados em função da intensidade dos ventos produziu fluxos de CO₂ oscilando entre -7017 e 37634 mgC/m²/dia nas estações de

coleta. Durante o período de verão, mais de 50% das observações mostraram um influxo de CO₂ na lagoa Mangueira. No outono e inverno é clara a tendência em direção a um comportamento de evasão de CO₂ na lagoa, seguida novamente de uma redução nos fluxos na estação seguinte.

Existe uma correlação significativa positiva de pCO₂ com a precipitação acumulada nos 7 dias antecedentes a coleta ($r=0,23$, $p<0,05$). As demais variáveis ambientais analisadas não mostraram correlação significativa com pCO₂ e com FCO₂ (Tabela 2.2).

Tabela 2.2. Correlação de Spearman entre pCO₂ e FCO₂ e as variáveis ambientais (***) $p<0,05$).

Variável	pCO ₂	FCO ₂
T (C)*	0,01	-0,03
Secchi (m)*	0,13	0,12
Vento (m/s)*	0,04	-0,04
P_ 1 mês (mm)*	0,05	-0,01
P_ 7dias (mm)*	0,23***	0,18
OD (mg/L)*	-0,10	-0,09
NT (mg/L)*	-0,22	-0,20
FT (mg/L)*	-0,03	-0,03
DIC (mg/L)**	0,15	0,14
DOC (mg/L)**	-0,16	-0,17
Clorofila-a (mg/L)*	-0,01	-0,01

*n=166, **n=73

De um modo geral, o monitoramento mensal do perfil vertical no ponto central da lagoa Mangueira (MC) revelou a ausência de estratificação vertical de temperatura da água, Clorofila *a* e pCO₂ (Figura 2.7). A temperatura da água mostrou uma amplitude sazonal significativa, variando entre 10 (inverno) e 28°C (verão). As concentrações de Clorofila *a* não mostraram nenhuma tendência sazonal clara durante as campanhas mensais. Ao longo de todo o inverno e início da primavera de 2010 foram observadas concentrações mais elevadas. Nos demais períodos, Clorofila *a* variou sistematicamente entre campanhas, com valores oscilando entre 8,0 e 20,0 µg/l. Os valores de pCO₂ também não mostraram nenhum padrão sazonal neste período. Valores de pCO₂ acima e abaixo da saturação foram observados dentro e entre estações climáticas distintas, variando entre 150 e 1150 µatm ao longo de todo o período, valores que correspondem a 0,4 e 3,0 vezes a pressão de equilíbrio com a atmosfera, respectivamente. Nesse período, o ponto apresentou uma persistência maior para a heterotrofia durante o verão e inverno, e logo após estas estações uma persistência maior para a autotrofia. Os maiores valores

de pCO₂ foram observados no final do verão de 2011, enquanto que as menores concentrações foram registradas no início da primavera de 2010 e do outono de 2011. Em aproximadamente metade das campanhas mensais (9 das 17 medições ou em 52% do tempo) o ponto central da lagoa comportou-se como fonte de CO₂ para atmosfera. Este padrão é bastante próximo da condição de heterotrofia observada durante o período 2001-2011 no ponto central da lagoa (Figura 2.5). Os fluxos de CO₂ variaram entre -10,0 a 25,0 gC/m².d no período amostral.

As campanhas sazonais realizadas durante o período 2010-2011 em 19 pontos na lagoa Mangueira mostraram uma forte variabilidade espacial nas pressões parciais de CO₂ (Figura 2.8). Os resultados não indicam um padrão espacial claro. Em uma única campanha, a lagoa pode se comportar como uma fonte ou sumidouro de CO₂ em diferentes pontos.

Apesar da grande variabilidade espacial, de modo geral, a suave tendência sazonal observada (Figura 2.6) também foi constatada nas campanhas intensivas realizadas no período 2010-2011. Na campanha de mar/2010 (verão) a lagoa Mangueira comportou-se como sumidouro de CO₂ atmosférico. Por outro lado, uma clara tendência de elevação nas pressões parciais de CO₂ ao longo da lagoa Mangueira foi observada nas campanhas seguintes, mai/2010 (outono) e ago/2010 (primavera), ainda que concentrações abaixo do equilíbrio tenham ainda sido registradas em alguns pontos. Nas campanhas seguintes, uma tendência geral de queda dos valores de pCO₂ foi observada, alcançando valores mínimos em mai/2011, com 100% das medições abaixo do valor de saturação. Na média, pCO₂ variou entre 99±6μatm (mai/2011) e 534±54μatm (nov/2010). O coeficiente de variação variou entre 0,13 e 0,26. As duas campanhas realizadas no final do período de verão, em 2010 e 2011, resultaram em uma maior variabilidade espacial, ambas com CV acima de 0,20. Nos demais períodos a variabilidade foi levemente inferior, alcançando o valor mínimo de 0,13 nos dois períodos de outono registrados em 2010 e 2011.

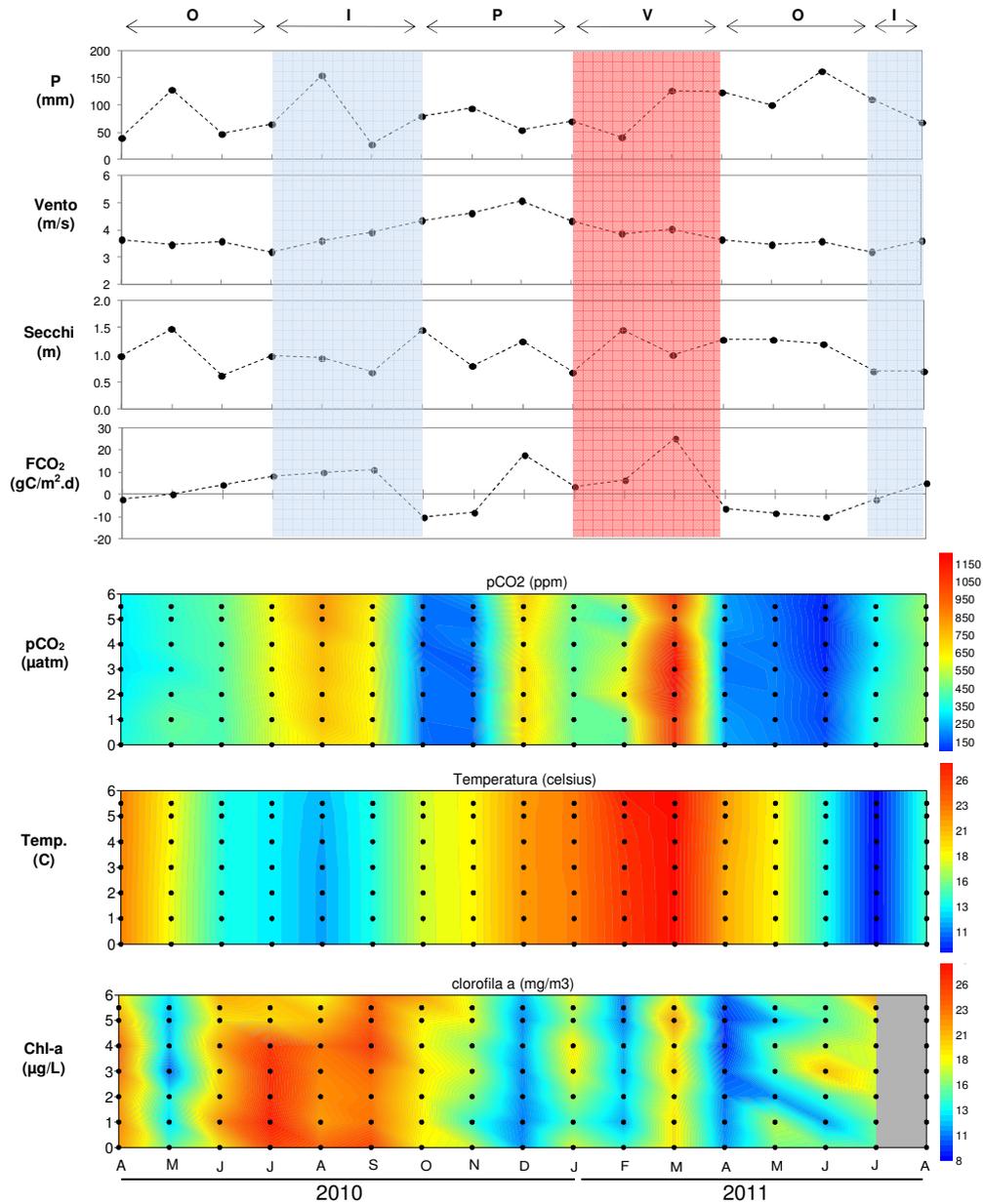


Figura 2.7. Variabilidade do perfil vertical no ponto central da lagoa Mangueira para pCO₂, temperatura e clorofila *a*, e variação temporal da precipitação, vento, secchi e fluxo de CO₂ no período 2010-2011. Os pontos pretos indicam os locais de amostragem no perfil de profundidade. As zonas sombreadas nos gráficos temporais delimitam as estações climáticas: V – Verão (vermelho), O – Outono (branco), I – Inverno (azul) e P – Primavera (branco).

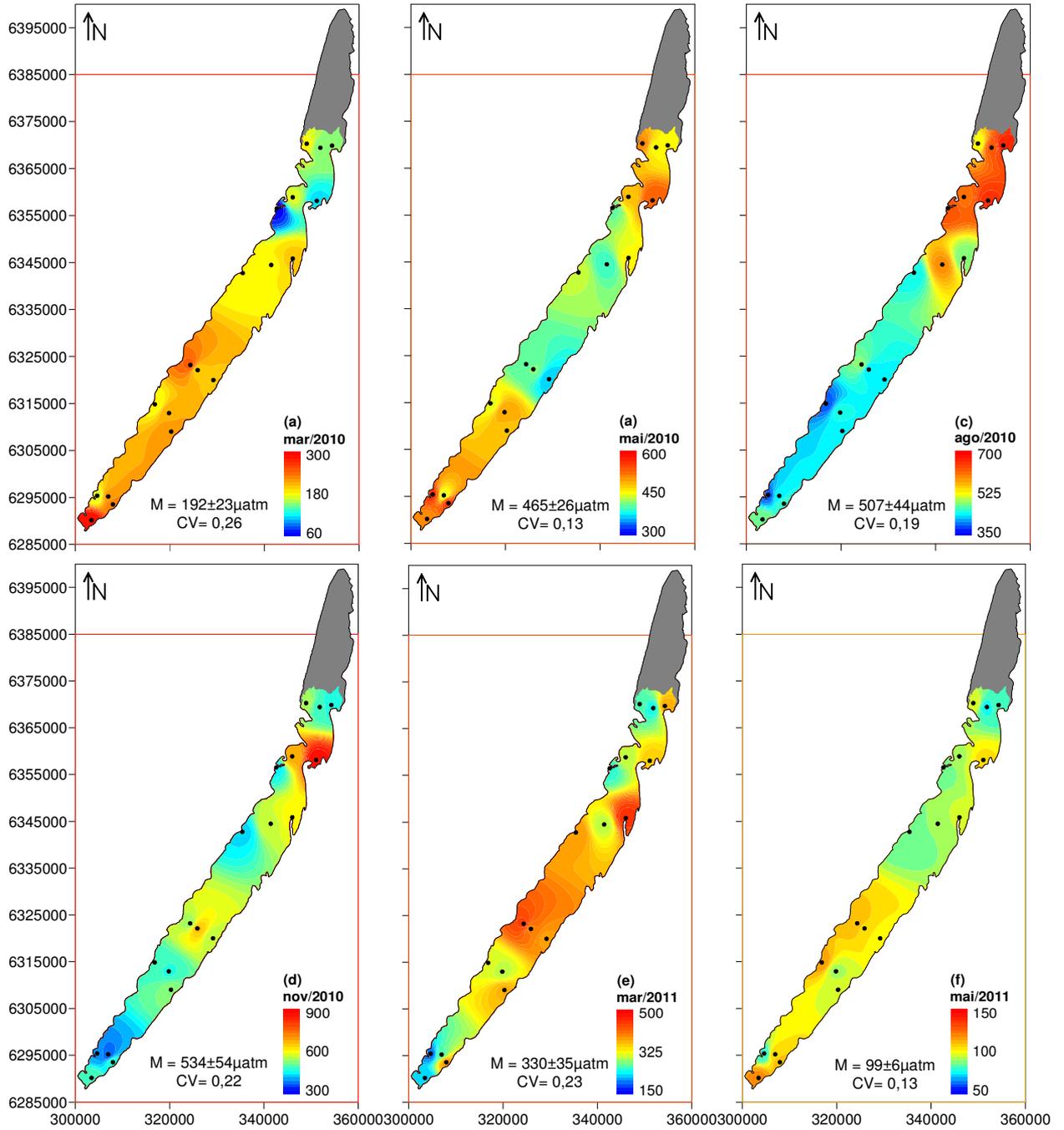


Figura 2.8. Distribuição espacial de pCO₂ na lagoa Mangueira nas campanhas sazonais realizadas no período 2010-2011 em 19 pontos amostrais.

Os fluxos anuais mostraram uma elevada variabilidade temporal no período 2001-2011 (Figura 2.9) com uma leve tendência de queda ao longo do período. FCO_2 oscilou entre $-534 \text{ gC/m}^2\cdot\text{ano}$ e $2297 \text{ gC/m}^2\cdot\text{ano}$ ao longo dos 10 anos de amostragens. Nos períodos 2001-2005 e 2007-2008 a lagoa mostrou uma evasão líquida anual para a atmosfera, enquanto que nos anos de 2006 e 2009 o balanço anual foi negativo, ou seja, a lagoa comportou-se como um sumidouro de CO_2 atmosférico. Por outro lado, nos anos de 2010 e 2011, uma condição próxima ao equilíbrio com o CO_2 atmosférico foi observada. A precipitação anual e temperatura média anual do ar também mostraram uma clara tendência de queda no mesmo período. Apesar de não significativas, tendências positivas foram observadas para a relação entre a temperatura média anual do ar e FCO_2 ($r=0,43$) e a precipitação anual e FCO_2 ($r=0,31$).

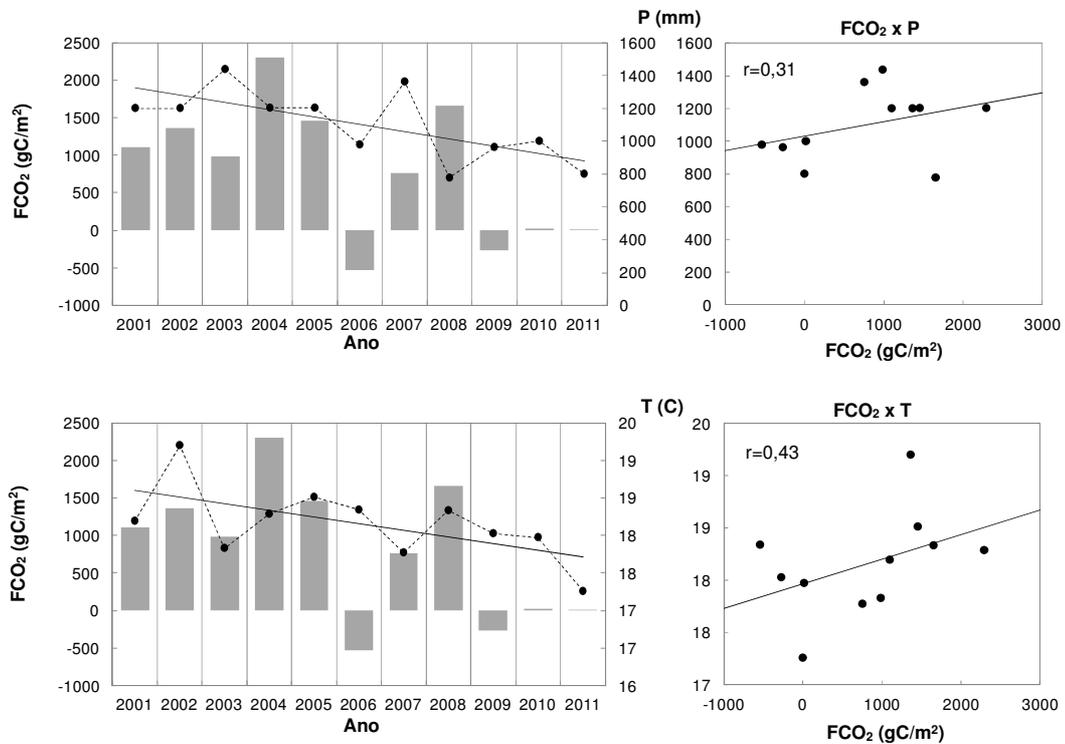


Figura 2.9. Série temporal dos balanços anuais dos fluxos de CO_2 no período 2001-2011 (barras) e variáveis ambientais (linhas pontilhadas, médias anuais para precipitação e temperatura do ar.). À direita é mostrada a correlação entre as séries ($p<0,05^*$).

A Figura 2.10 mostra a estimativa do fluxo anual de CO_2 com base em diferentes delineamentos e frequências de amostragens para os anos de 2010 e 2011. O balanço anual utilizando somente um único ponto na lagoa (MC) com frequência sazonal resultou em comportamento distinto entre os anos analisados: fonte de CO_2 em 2010 e sumidouro em 2011. Ao aumentar a frequência

de amostragem no ponto central (MC) para mensal, obteve-se uma tendência de ressaltar o comportamento heterotrófico na lagoa para todo o período. Com base em três pontos, a estimativa de fluxo de CO₂ apresentou padrão similar a amostragem sazonal no ponto central. Ao estimar o fluxo anual com base em 19 pontos, obteve-se tendência de fluxos de CO₂ menores em relação aos demais delineamentos. Em 2011, tipo de amostragem resulta em um significativo influxo de CO₂ na lagoa Mangueira.

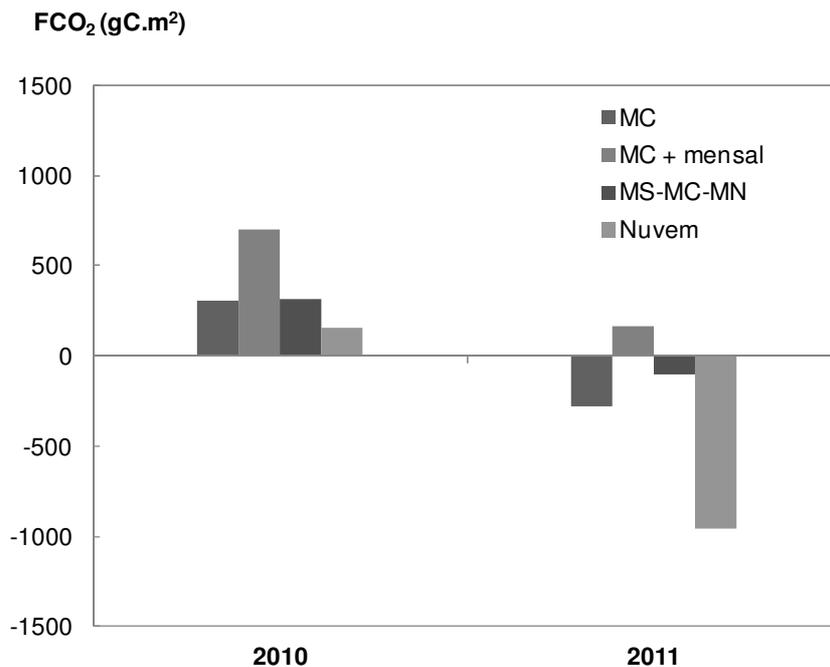


Figura 2.10. Balanço anual dos fluxos de CO₂ para os anos de 2010 e 2011 para diferentes densidades amostrais.

DISCUSSÃO

Comparação com outros lagos

Os resultados obtidos neste estudo mostram que a lagoa Mangueira pode atuar como uma fonte ou sumidouro de CO₂ atmosférico. Em geral, durante o período de 10 anos de monitoramento da lagoa Mangueira, um pouco mais de 50% das medições de pCO₂ estiveram acima da concentração de equilíbrio com a atmosfera (380 µatm). A transição de comportamento heterotrófico para autotrófico, no entanto, não possui uma sincronia marcada com a sazonalidade do clima subtropical como, por exemplo, tem sido relatado para sistemas situados em regiões de clima temperado e boreal (Cole et al. 1994; Trolle et al. 2012). Os resultados indicaram também que a variabilidade temporal e espacial do pCO₂ na lagoa Mangueira é altamente dinâmica. A grande variação na pCO₂ é uma característica de sistemas situados em baixas latitudes (Marotta et al. 2009; Cole et al. 1994). Diferentes delineamentos amostrais revelaram que em grandes lagos o balanço anual dos fluxos de CO₂ na interface ar-água é fortemente dependente da frequência temporal e abrangência espacial das medições, sugerindo que em sistemas tropicais e subtropicais de grande escala, amostragens pontuais durante o verão e inverno, ou durante estações de seca e chuva podem mascarar o verdadeiro valor fluxo anual das estimativas de emissões de CO₂ de lagos e reservatórios.

Tabela 4.3. Comparação de pCO₂ e FCO₂ (valores médios) com outros lagos em diferentes zonas climáticas.

	pCO ₂ (µatm)	FCO ₂ (gC.m-2)	Referência
Lagos Boreais			
Finlândia	1200	42	Kortelainen et al. (2006)
Suécia	1762	-	Sobek et al. (2003)
Lagos Subtropicais			
Flórida (Estados Unidos)	1270	328	Lazzarino et al. (2009)
Lagoa Mangueira (Brasil)	504	420	Este estudo
Lagos Temperados			
Estados Unidos (eutróficos)	322	-0,1	Balmer e Downing (2011)
Dinamarca	-	109,5-693,5	Trolle et al. (2012)
Lagos Tropicais	1804	176	Marotta et al. (2009)

O valor médio de pCO₂ estimado para a lagoa Mangueira (504 µatm) é bastante inferior à média relatada para lagos tropicais (1804 µatm; Marotta et al. 2009), lagos subtropicais situados na Flórida, EUA (1270 µatm; Lazzarino et al. 2009) e para lagos situados nas regiões boreais da Suécia (1762 µatm; Sobek et al. 2003) e Finlândia (1200 µatm; Kortelainen et al. 2006). No entanto, esta estimativa é levemente superior à pressão parcial relatada para lagos eutróficos temperados dos Estados Unidos (322 µatm; Balmer e Downing 2011). Por outro lado,

possivelmente devido à grande área superficial e a elevada intensidade dos ventos, colocam a lagoa Mangueira entre os maiores fluxos evasivos de CO₂ na comparação com outros lagos em diferentes zonas climáticas (Tabela 4.3).

Heterogeneidade espacial

Os resultados revelaram um gradiente espacial para a pressão parcial de CO₂ na lagoa Mangueira, que provavelmente está relacionado com a hidrodinâmica e com a presença de estandes de macrófitas submersas, na zona litorânea sul, e de macrófitas emergentes do banhado do Taim no norte.

É reconhecido em outros estudos a existência de gradientes longitudinais de fatores bióticos e abióticos no transecto norte-sul na lagoa Mangueira resultantes do papel estruturador das macrófitas aquáticas (Rodrigues 2009) e da hidrodinâmica do sistema (Fragoso 2011). Enquanto o norte da lagoa apresenta uma água com elevada turbidez, sedimento orgânico, maiores concentrações de nutrientes e de densidades de clorofila *a*, bacterioplâncton, zooplâncton e peixes, o sul do sistema é caracterizado por águas claras, sedimento arenoso, baixa concentração de clorofila *a* e por um menor controle descendente. Segundo Rodrigues (2009) este cenário é explicado em parte pela ação dos ventos predominantes de sudeste na ressuspensão do sedimento no lado norte e, em parte, pela pressão estruturante do banhado do Taim no subsídio de carbono e nutrientes na zona de interface lagoa-banhado. Essa heterogeneidade espacial na estrutura trófica observada na lagoa Mangueira, com diferentes intensidades de controles descendentes, pode também representar um importante modulador da heterogeneidade do metabolismo e do fluxo de CO₂ em lagos (Schindler et al. 1997).

Na estação norte (MN), adjacente ao banhado, foram observadas as maiores concentrações médias de pCO₂. Isto corrobora com outros estudos que apontam a elevação da produção de CO₂ em lagos naturais em regiões com presença de macrófitas emergentes (Caraco et al. 2006; Marotta et al. 2010b). Em zonas litorâneas a respiração bentônica pode ser estimulada pela produção primária das macrófitas e perifíton (Pace & Prairie 2004). Como já discutido, particularmente na porção norte da lagoa Mangueira, a influência do banhado do Taim é constatada pela alteração no teor de matéria orgânica no sedimento e em suspensão, em razão do fluxo de material entre os compartimentos (banhado-lagoa) catalisada pela ação dos ventos do quadrante sul. Em comparação com a coluna d'água, os sedimentos são tipicamente 1000 vezes mais ricos em nutrientes e carbono e, portanto, fornecem um meio de crescimento altamente

concentrado para as bactérias heterotróficas (Kortelainen et al. 2006) que pode estar impulsionando a pressão parcial de CO₂ especialmente no norte do sistema.

Por outro lado, no sul da lagoa, a estação colonizada por macrófitas submersas (MS) mostrou uma tendência de queda no pCO₂, também consistente com o papel da vegetação submersa como um sumidouro do CO₂ em lagos (Krause-Jensen & Sand-Jensen 1998; Kosten et al. 2010; Marotta et al. 2010^a).

Um estudo recente na lagoa Mangueira demonstrou que a taxa de respiração nas zonas litorâneas é inferior do que na zona pelágica em razão da diferença de qualidade do DOC derivado das macrófitas (DOC refratário - zona litorânea) e fitoplâncton (DOC lábil - zona pelágica) (Haig They et al. 2013). A baixa concentração de DOC (inferior a 4,0 mg/l) remanescente observada na lagoa estaria relacionada à contribuição dos estandes de macrófitas (submersa e emergente), em grande parte de origem refratária e de baixo peso molecular. Este fato somado à produção primária das macrófitas submersas na zona litorânea pode explicar a tendência invasiva do CO₂ atmosférico na porção sul da lagoa.

De fato, a lagoa Mangueira é pouco influenciada pela bacia de drenagem (Rodrigues 2009), sendo ausente de tributários de grande porte. Dessa forma, o nível no sistema é regulado pelas entradas da precipitação direta e fluxo subterrâneo e perdas por evaporação e irrigação durante o verão (Santos et al. 2008). Portanto, as contribuições alóctones de DOC podem ser consideradas desprezíveis em relação à respiração do sistema.

A análise com 19 pontos distribuídos ao longo da lagoa revelaram uma variabilidade espacial de pCO₂ ainda mais significativa que a tendência longitudinal observada nas estações sul (MS), centro (MC) e norte (MN). Esse padrão espacial complexo pode ser atribuído à hidrodinâmica condicionada ao vento, atuando dessa forma como um modulador da variabilidade espacial de pCO₂ e dos demais compartimentos de carbono bióticos e abióticos. Esse fato pode explicar ausência da relação causa-efeito dos valores de pCO₂ e FCO₂ com as demais variáveis testadas. É bem conhecido que os ventos têm papel importante na magnitude dos fluxos de CO₂ na interface ar-água e regulação da pressão parcial de CO₂ no sistema em lagos rasos (Balmer e Downing 2011). Lagos com grande área superficial e com extenso *fetch*, como a lagoa Mangueira, tendem a ter relativamente baixos valores de pCO₂, possivelmente devido ao maior potencial evasivo em função da turbulência na superfície da água, permitindo assim um mais rápido equilíbrio de pCO₂ com a atmosfera. Desta forma, sugere-se que o vento é um importante fator direcionador que condiciona a dinâmica de pCO₂ na lagoa Mangueira devido ao seu papel

regulador nos fluxos de CO₂ e na função de amortecimento das variações de pCO₂ entre os diferentes compartimentos da lagoa Mangueira.

Variabilidade sazonal dos fluxos de CO₂

Lagos eutróficos tendem a ser autotróficos e atuar como sumidouro do CO₂ atmosférico, enquanto a maioria dos lagos oligo-mesotróficos tende a ser altamente heterotrófico, liberando CO₂ para a atmosfera. Da perspectiva sazonal, muitos lagos pouco produtivos, no entanto, podem experimentar um comportamento autotrófico durante períodos de elevada produção primária (Trolle et al. 2012), que por sua vez é controlada, principalmente, pela disponibilidade de nutrientes e luz.

Nesse contexto, apesar da grande alternância observada nesse estudo entre os comportamentos autotrófico e heterotrófico em diferentes períodos, nossos resultados mostram uma clara tendência de queda na pressão de CO₂ abaixo da concentração de saturação com a atmosfera durante o verão e a primavera. Na lagoa Mangueira, durante a primavera e verão, além do fitoplâncton, os estandes de macrófitas submersas podem contribuir para a produção primária e, portanto, reduzir substancialmente a pressão parcial de CO₂ (Kosten et al 2010). Entretanto, no mesmo período, investigações na lagoa têm sugerido que a entrada de nutrientes e carbono dos campos de arroz e metabolismo dos estandes de macrófitas submersas e emergentes (Rodrigues 2009) pode elevar significativamente a biomassa de bacterioplâncton em relação à biomassa fitoplanctônica, direcionando desta forma o sistema para o estado heterotrófico. Este fato pode explicar em parte a grande variação temporal no metabolismo da lagoa durante o verão.

Por outro lado, a heterotrofia foi mais persistente durante os períodos de inverno e outono. Mesmo que a produção primária em sistemas tropicais e subtropicais seja menos afetada por mudanças sazonais de temperatura e luz em relação a sistemas temperados (Gu et al. 2011), parece que essa variabilidade nas forçantes climáticas limita a produção primária favorecer o metabolismo heterotrófico e a emissão de CO₂ durante o outono e inverno no sistema estudado.

Contribuição do Fluxo Subterrâneo para o pCO₂ na lagoa

Além da respiração heterotrófica pelo bacterioplâncton, o fluxo subterrâneo e o consumo autóctone de alcalinidade (entrada de HCO₃⁻ via fluxo superficial e subterrâneo) são as principais vias de entrada de CO₂ em lagos (Cole & Caraco 1998). Como já discutido, a respiração na lagoa

é baixa, sendo desprezível a porção referente ao DOC alóctone. Sendo assim, sugere que o fluxo subterrâneo, juntamente com a ação do vento, pode ter papel importante na variabilidade e manutenção da pressão parcial de CO₂ na lagoa Mangueira próximo da saturação.

A lagoa está localizada em uma bacia sedimentar com materiais permeáveis que suportam importantes fluxos subterrâneos (Beltrame & Tucci 1998; Leão et al. 1998). Segundo Santos et al. (2008) o fluxo subterrâneo contribui com 50-70% da entrada de principais íons para a lagoa, com destaque para Ca⁺ e HCO₃⁻, sendo aproximadamente 70% da entrada de água subterrânea derivada através dos canais de irrigação existentes. A elevada alcalinidade e pH é uma característica única na lagoa quando comparada com outras lagoas costeiras do sul do Brasil. Além da entrada via fluxo subterrâneo, o balanço do sedimento rico em carbonatos com a massa d'água adjacente pode explicar a alta concentração de Ca⁺ e HCO₃⁻ nas águas da lagoa Mangueira (Pillsbury & Byrne 2007). O conteúdo de carbonatos no sedimento da lagoa Mangueira varia de 3 a 27%, enquanto outras lagoas próximas como dos Patos e Mirim são relativamente pobres em carbonatos (Calliari 1980). Jones et al (2001) têm demonstrado que em lagos localizados em solos ricos em cálcio as entradas de DIC/CO₂ via água subterrânea dominaram a respiração do sistema. Apesar da entrada direta de CO₂ via fluxo subterrâneo não ter sido avaliada, especula-se que essa contribuição seja importante em razão do elevado tempo de residência da água subterrânea no solo, o que a torna supersaturada em CO₂ como resultado da respiração do solo (Kling et al, 1991). Apesar de não significativa, a correlação positiva entre precipitação e fluxo de CO₂ indica também que o fluxo subterrâneo pode ser o principal regulador do CO₂ em escalas de tempo maiores.

Conclusões

A variabilidade espacial e temporal da pressão parcial e os fluxos de CO₂ na lagoa Mangueira foram investigados para o período entre 2001 e 2011. A dinâmica de CO₂ na lagoa é provavelmente causada pela combinação de fatores internos e externos ao sistema. A hidrodinâmica gerada pela intensa ação do vento sobre a lagoa parece ser o principal modulador do padrão espacial de CO₂ e regulador dos fluxos no curto prazo (diário). O vento pode estar atuando no sentido de mascarar através o processo de mistura os distintos compartimentos metabólicos observados na lagoa Mangueira no transecto norte-sul. O subsídio de bicarbonato e CO₂ via água subterrânea e sedimentos, e o consumo de alcalinidade no sistema podem ser a principal fonte para suportar os níveis de CO₂ observados. Em razão da reduzida influência da bacia hidrográfica, sugere-se que a respiração no sistema, ainda que com um papel menos

importante para os fluxos na lagoa Mangueira, é subsidiada pelo DOC autóctone produzido pelas macrófitas aquáticas (DOC refratário - zona litorânea) e fitoplâncton (DOC lábil – zona pelágica). Para o nosso sistema, os diferentes esforços amostrais espacial e temporal mostraram que ao se utilizar um único ponto amostral no centro do lago os fluxos de CO₂ para atmosfera são superestimados, pois não consideram as zonas litorâneas, as quais tendem a apresentar um influxo de CO₂. Isso indica que em sistemas de grande escala com diferentes compartimentos bióticos e abióticos, a variabilidade espacial deveria ser levada em conta nas medições da emissão de gases do efeito estufa, podendo acarretar em erros grosseiros quando simplesmente é ignorada.

Referências

- APHA 1995. Standard methods for examination of water and wastewater (Washington, American Public Health Association).
- Adrian, R., O'Reilly, C.M., Zagarese, H. et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2283-2297.
- Azam, F., Fenchel, T., Field, J.G., et al. 1983. The ecological role of water-column microbes in the sea. *Mar. Ecol. Progr. Series*, 10, 257–63.
- Bade, D.L., Cole, J.J. 2006. Impact of chemically enhanced diffusion of dissolved inorganic carbon isotopes in a fertilized lake. *J. Geophys. Res.*, 111, C01014.
- Balmer, M.B, Downing, J.A. 2011. Carbon dioxide concentration in eutrophic lakes; undersaturation implies atmospheric uptake. *Inland Waters*, 1, 125-132.
- 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 Biogeochem. Cycles*.
- Beltrame LFS, Tucci CEM (1998) Estudo para avaliação e gerenciamento da disponibilidade hídrica da Bacia da Lagoa Mirim. Instituto de Pesquisas Hidráulicas/UFRGS, Porto Alegre.
- Bertilsson, S., Tranvik, L.J. 1998. Photochemically produced carboxylic acids as substrates for freshwater bacterioplankton. *Limnol. Oceanogr.*, 43, 885-895.
- Calliari LJ (1980) Aspectos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Laguna dos Patos. Porto Alegre. MSc Thesis, UFRGS, Porto Alegre, 190 pp
- Carignan, R.; Planas, D., Vis, C. 2000. Planktonic production and respiration in oligotrophic Shield lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 45, 189-199.
- Carpenter, S.R., Cole, J.J., Pace, M.L., et al. 2005. Ecosystem subsidies: Terrestrial support of aquatic food webs from C-13 addition to contrasting lakes. *Ecology*, 86, 2737-2750.
- 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* 43: 647–656.
- Cole, J.J, Caraco, N.F, Kling, G.W., Kratz, T.K. 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface water of lakes. *Science*, 265, 1568-70.

- Cole, J.J., Caraco, N.F. 2001. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Mar. Freshwat. Res.*, 52, 101-110.
- Cole, J.J., Pace, M.L., Carpenter, R.S., Kitchell, J.F. 2000. Persistence of net heterotrophy in lakes during nutrient addition and food web manipulation, *Limno.Oceanogr*, 45, 1718-30.
- Cole, J.J., Prairie, Y.T., Cararo, N.F., et al. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10, 171-184.
- Cotner, J.B., Biddanda, B.A. 2002. Small Players, Large Role: Microbial Influence on Biogeochemical Processes in Pelagic Aquatic Ecosystems. *Ecosystems*, 5, 105–121.
- Del Giorgio, P.A., Cole, J.J., Cimbleris, A. 1997. Respiration rates in bacteria exceed phytoplankton production in unproductive aquatic systems. *Nature*, 385, 148-151.
- Del Giorgio, P.A., Peters, R.H. 1994. Pattern in planktonic P:R ratios in lakes: Influence of lake trophity and dissolved organic carbon. *Limno.Oceanogr*, 39, 772-787.
- Dillon, P.J., Molot, L.A. 1997. Dissolved organic carbon mass balance in central Ontario lakes. *Biogeochemistry*, 36, 29-42.
- Farjalla, V. F., Faria, B. M., Esteves, F. A. 2002. The relationship between doc and planktonic bacteria in tropical coastal lagoons, *Arch. Hydrobiol.*, 156, 97–119.
- Fragoso Jr, C.R. 2009. Modelagem tridimensional da estrutura trófica em ecossistemas aquáticos continentais rasos. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 299p.
- Freeman, C., Evans, C.D., Monteith, D.T. 2001. Export of organic carbon from peat soils. *Nature*, 412, 785.
- Granéli, W., Lindell, M.J., Tranvik, L.J. 1996. Photo-oxidative production of dissolved inorganic carbon in lakes of different humic content. *Limno.Oceanogr.*, 41, 698-706.
- Haig They, Ng, Motta Marques, D., Souza, R.S. 2013. Lower respiration in the littoral zone of a subtropical shallow lake. *Frontiers in Microbiology*, 3, 1-10.
- Hanson, P.C., Bade, D.L., Carpenter, S.R. 2003. Lake metabolism: relationships with dissolved organic carbon and phosphorus. *Limno.Oceanogr*, 48, 1112-9.
- Hope, D., Billet, M.F., Cresser, M.S. 1994. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes. *Environ. Pollut*, 84, 301-324.
- Hope, D., Kratz, T.K., Riera, T.K. 1996. Relationship between pCO₂ and dissolved organic carbon in northern Wisconsin Lakes. *J. Environ. Qual.*, 25, 1442-45.
- Jansson, M., Bergström, A-K., Blomqvist, P. 2000. Allochthonous organic carbon and phytoplankton/bacterioplankton production relationships in lakes. *Ecology*, 81, 3250-3255.
- Jespersen, A.-M., Christoffersen, K. 1987. Measurements of chlorophyll-a from phytoplankton using ethanol as extraction solvent. *Archiv für Hydrobiologie*, 109, 445-454.
- Jones R.I., Grey, J., Quarmby, C. et al. (2001) Sources and fluxes of inorganic carbon in a deep, oligotrophic lake (Loch Ness, Scotland). *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 863-870.
- Kling, G.W., Kipput, G.W., Miller, M.C. 1991. Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets. *Science*, 251, 298-301.
- Kling, G.W., Kipput, G.W., Miller, M.C. 1992. The flux of CO₂ e CH₄ from lakes and rivers in arctic Alaska. *Hydrobiologia*, 240, 23-36.

- Kortelainen, P., Rantakari, M., Huttunen, J.T., et al. 2006. Sediment respiration and lake trophic state are important predictors of large CO₂ evasion from small boreal lakes. *Glob. Change Biol.*, 12, 1554-1567.
- Kosten, S., Roland, F., Motta-Marques, D.M.L., et al. 2010. Climate-dependent CO₂ emissions from lakes, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB2007.
- Lazzarino, J.K., Bachmann, R.W., Hoyer, M.V., Canfield, D.E. 2009. Carbon dioxide supersaturation in Florida lakes. *Hydrobiologia*, 627, 169-80.
- Leão MI, Risso A, Faccioni F (1998) O comportamento das águas subterrâneas na bacia hidrográfica da Lagoa Mirim, IV Congresso Latino Americano de Hidrologia Subterrânea. UNESCO, Montevideo, pp 1079–1092.
- Lennon, J. T. 2004. Experimental evidence that terrestrial carbon subsidies increase CO₂ flux from lake ecosystems. *Oecologia*, 138, 584-591.
- MacIntyre, S. et al. 1995. Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments, in *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*, edited by P. A. Matson and R. C. Harriss, pp. 52– 97, Blackwell Sci., Cambridge, Mass.
- Mackereth, F. J. H., Heron, J., Talling, J. F. 1989. *Water analysis: some revised methods for limnologists*. 2nd ed. Freshwater Biological Association.
- Marotta, H., Duarte, C.M., Meirelles-Pereira, F., et al. 2010a. Long-term CO₂ variability in two shallow tropical lakes experiencing episodic eutrophication and acidification events. *Ecosystems*, 13, 382–392.
- Marotta, H., Duarte, C.M., Pinho, L., Enrich-Prast, A. 2010b. Rainfall leads to increased pCO₂ in Brazilian coastal lakes. *Biogeosciences*, 7, 1607-1614.
- Marotta, H., Duarte, C.M., Sobek, S., Enrich-Prast, A. 2009. Large CO₂ disequilibria in tropical lakes. *Global Biogeochem Cycles*, 23, GB4022.
- Motta Marques, D., Tucci, C.E.M., Calazans, D. et al. 2002. O Sistema Hidrológico do Taim, Site 7. In: Seeliger, U., Cordazzo, C., Barbosa, F. (Eds). *Os Sites e o Programa Brasileiro de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração*. Belo Horizonte: FURG/UFMG, 125-144.
- Pace, M.L. & Prairie, Y.T. 2004. Respiration in lakes. In: *Respiration in Aquatic Systems* (eds del Giorgio PA, Williams PJLeB), Oxford University Press, Oxford. pp. 103-121.
- Paz, A. R., 2003. Análise dos principais fatores intervenientes no comportamento hidrodinâmico do banhado do Taim (RS). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Porto Alegre. 155p.
- Pillsbury LA, Byrne RH (2007) Spatial and temporal chemical variability in the Hillsborough River system. *Mar Chem* 104(1–2):4–16
- Polimene, L., Allen, J.I., Zavatarelli, M. 2006. Model of interaction between dissolved organic carbon and bacteria in marine system. *Aquatic Microbial Ecology*, 43, 127–138.
- Rasmussen, J.B., Godbout, L., Schanllenberg, M. 1989. The humic content of lake water and its relationship to watershed and lake morphometry. *Limno.Oceanogr.*, 34, 1336-1343.
- Rodrigues, L.R. 2009. Reguladores da dinâmica das comunidades planctônicas e íctica em ecossistemas límnicos subtropicais. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 115p.

- Santos IR, Niencheski F, Burnett W et al (2008) Tracing anthropogenically-driven groundwater discharge into a coastal lagoon from southern Brazil. *J Hydrol.*
- Schindler, D.E., Carpenter, S.R., Colle, J.J. 1997. Influence of food web structure on carbon exchange between lakes and the atmosphere. *Science*, 277, 248-251.
- Snoeyink VL, Jenkins D. 1980. *Water chemistry*. New York: Wiley. 476 p.
- Sobek, S., Algesten, G., Bergstrom, A-K, Jansson, M., Tranvik, L.J. 2003. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes. *Glob. Change Biol.*, 9, 630-641.
- Sobek, S., Tranvik, L.J., Cole, J.J. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB2003.
- Sobek, S., Tranvik, L.J., Prairie, Y.T., Kortelainen, P., Cole, J.J. 2007. Pattern and regulation of dissolved organic carbon: An analysis of 7500 widely distributed lakes. *Limno.Oceanogr*, 53, 1208-1219.
- Stumm, W., Morgan, J.J. 1996. *Aquatic Chemistry*, vol. 3. John Wiley and Sons, New York, pp. 1022.
- Tranvik, L.J. 1988. Availability of dissolved organic carbon for planktonic bacteria in oligotrophic lakes of different humic content. *Microb. Ecol.*, 16, 311-322.
- Tranvik, L.J. 1989. Bacterioplankton growth, grazing mortality and quantitative relationship to primary production in humic and Clearwater lake. *J. Plankt. Res.*, 11, 985-1000.
- Trolle, D., Staehr, P.A., Davidson, T.A. 2011. Seasonal Dynamics of CO₂ Flux Across the Surface of Shallow Temperate Lakes. *Ecosystems*, 15, 336-347.
- Villanueva, A.O.N. 1997. Simulação de áreas de inundação dinâmicas: canais compostos e wetlands. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS. 125p.
- Wannikhof, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Research*, 97, 7373-7382.
- Weiss, R.F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2, 203-215.
- Wetzel, R., Likens, G. E. 2000. *Limnological Analyses* (New York, Springer-Verlag).
- Williamson, C.E, Jasmine E. Saros, Warwick F. Vincent, John P. Smol, 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnol. Oceanogr*, 54, 2273-2282.

5. Modelagem Ecológica da Produção de Gases do Efeito Estufa – Modelo IPH-ECO v2.0

Rafael S. Souza, David da Motta Marques, Carlos Ruberto Fragoso, Walter Collischonn, Fabio F. Pereira

Artigo apresentado no Congresso Brasileiro de Limnologia, Natal/RN, 2011.

Resumo

Diversos estudos na última década têm apontado para a importante função de lagos e reservatórios na ciclagem global de carbono. Estudos baseados em medições de fluxos de gases do efeito estufa (GEE) através da superfície de lagos e reservatórios têm sugerido que uma parcela significativa das cargas de carbono alóctone são convertidas em metano e gás carbônico no interior destes sistemas, e emitidas para a atmosfera por processos de difusão e borbulhamento. Ainda que as emissões de GEE tenham sido bem documentadas, principalmente em sistemas temperados e boreais, algumas lacunas científicas ainda permanecem, sobretudo no que se refere à necessidade de abrir-se a caixa preta como muitas vezes são tratados os lagos e, assim, identificar e quantificar a heterogeneidade espacial e temporal destes processos. Nesse sentido, a modelagem ecológica baseada em processos surge como uma importante ferramenta de diagnóstico e previsão, sobretudo quando pareados com monitoramento contínuo de alta frequência de variáveis e processos em lagos e reservatórios. Sob este contexto o trabalho tem o objetivo de apresentar um modelo matemático complexo para avaliação do ciclo do carbono em lagos e reservatórios. IPH-ECO é um modelo hidrodinâmico com discretização espacial tridimensional desenvolvido inicialmente para representação de processos dinâmicos na cascata trófica. Desta forma, o modelo integra processos físicos, químicos e biológicos levando em conta a morfologia de cada sistema. Nesta nova versão do modelo IPH-ECO foram desenvolvidas rotinas para representação dos processos de conversão do carbono orgânico lábil e refratário, metabolismo do bacterioplâncton nas zonas aeróbicas e anaeróbicas, assimilação de carbono inorgânico pelo fitoplâncton, produção de carbono autóctone e fluxos de GEE na interface ar-água e água-sedimento.

Palavras-Chave: modelos matemáticos, ciclo do carbono, gases do efeito estufa

Introdução

Desde sempre o desenvolvimento de modelos matemáticos tem estado conectado às áreas da engenharia com o objetivo de controlar os sistemas naturais e dessa maneira desenvolver projetos mais otimizados e estudar diferentes cenários, manipulando as condições de contorno existentes. Os primeiros trabalhos de modelagem matemática aplicada aos recursos hídricos tinham por objetivo principal prever impactos das diversas atividades humanas como urbanização, indústrias e agricultura, sobre a qualidade da água em rios (Streter e Phelps 1925; Brown e Barnwell 1987). Posteriormente, por décadas, imperou o desenvolvimento de modelos com diferentes níveis de complexidades quanto a discretização espacial e forçantes físicas, com o propósito de estudar o processo de eutrofização em lagos e reservatórios (Jørgensen 2010). Nas últimas décadas foram sendo incorporadas aos modelos matemáticos diversas novas variáveis de estado com o objetivo de estudar processos na cascata trófica e a mudanças de regimes, principalmente, em lagos rasos (PC-Lake, Janse 1997; Asaeda et al. 2001; Liu et al. 2007; CAEDYM, Hipsey & Hamilton 2008; CE-QUAL-W2, Cole & Wells 2008; IPH-TRIM-3D-PC-Lake, Fragoso et al. 2009). Alguns desses modelos foram sendo utilizados para a previsão dos efeitos das mudanças climáticas em lagos e reservatórios temperados (Mooij et al. 2007; Trolle et al. 2011) e subtropicais (Fragoso et al. 2011) com o enfoque no processo de eutrofização. Logo, existe uma grande lacuna científica ainda de modelos matemáticos complexos baseados em processos com o potencial de avaliar as implicações das mudanças climáticas na emissão de GEE. Além disso, a modelagem do ciclo do carbono em lagos e reservatórios e a conectividade com a bacia de drenagem são especialmente requeridas para estimar os fluxos de GEE de sistemas lacustres e avaliar o impacto de novos reservatórios, de crescente interesse na comunidade científica sob um cenário de aquecimentos global (MacKay et al. 2009).

Os esforços colocados na tentativa de modelagem de CO_2 e CH_4 até o momento ainda são modestos. A maioria dos modelos propostos carece de processos e fluxos fundamentais para a simulação dos efeitos das mudanças climáticas na emissão de GEE de lagos e reservatórios de maneira integrada com a cadeia trófica e bacia de drenagem. Um modelo baseado em processos para prever emissões de GEE de um lago ou reservatório deve considerar os compartimentos de carbono orgânico (biótico e abiótico) e os processos de transformação em CH_4 e CO_2 , bem como as vias de emissão dos gases nas interfaces com a atmosfera e o sedimento. Rosa & Schaeffer (1995) desenvolveram um modelo analítico simplificado baseado em equações diferenciais para simulação das emissões de CO_2 e CH_4 de reservatórios brasileiros. Hanson et al. (2004) propôs um modelo numérico concentrado baseado em processos para modelagem dos compartimentos

de carbono e fluxos de CO₂ na interface ar-água, sem considerar CH₄ e outras variáveis bióticas e abióticas de maneira explícita como variáveis de estado. Modelos numéricos unidimensionais (1D) para a modelagem do transporte vertical de CO₂ e/ou CH₄ dissolvidos, também sem levar em conta outras variáveis abióticas e bióticas, têm sido propostos com diferentes níveis de complexidade e propósitos (Barrete e Laprise 2005; Thérien e Morrison 2005; Schmid et al. 2007; Durisch-Kaiser et al. 2011). Alguns esforços têm sido colocados também para o equacionamento de processos complexos de maneira isolada como, por exemplo, a formação de metano e desprendimento de bolhas de CH₄ no sedimento (Bazhin 2001, 2003; Wania et al. 2010; Stepanenko et al. 2011) e o transporte por borbulhamento na coluna d'água (McGinnis et al. 2006) para diferentes ecossistemas aquáticos continentais. Guerin (2006) propôs um modelo biogeoquímico bidimensional (XZ) acoplado a modelo hidrodinâmico para modelagem de gases (CO₂ e CH₄) no Reservatório Petit Sault, Guiana. Este modelo ainda que represente uma importante evolução em relação aos demais, carece da representação de compartimentos bióticos e da dinâmica de nutrientes inorgânicos relevantes. Poucos são os modelos hidrodinâmicos acoplados a módulos ecológicos com elevado nível de complexidade (por exemplo ERSEM - Baretta et al. 2005; CAEDYM - Hipsey e Hamilton 2008; CE-QUAL-W2 - Cole e Wells, 2008), e que possibilitem a representação flexível e integrada da dinâmica do carbono orgânico e CO₂ com outros compartimentos bióticos e nutrientes em lagos, reservatórios e oceanos. Em alguns desses modelos, tem sido proposta a representação explícita da biomassa de bactérias e sua relação com outros níveis tróficos superiores (*loop microbiano*) e a dinâmica do carbono (Polimene et al. 2006; Gal et al. 2009). Ainda assim, a dinâmica do metano ainda tem sido uma lacuna em modelos complexos.

Nesse capítulo são apresentadas as alterações realizadas no modelo IPH-ECO para possibilitar a representação explícita do ciclo do carbono em lagos e reservatórios, levando em conta todos os compartimentos físicos e bióticos considerados relevantes para rastrear as transformações entre as parcelas orgânicas bióticas, abióticas e inorgânicas (gases dissolvidos).

Modelo IPH-ECO

O IPH-ECO é um complexo sistema computacional desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), voltado especialmente para entendimento dos processos físicos, químicos e biológicos de corpos d'água rasos e profundos, tais como, lagos, reservatórios e estuários. O modelo possui um módulo hidrodinâmico acoplado com módulos de qualidade da água e biológico. Essa ferramenta descreve as mais importantes interações hidrodinâmicas e abióticas, além dos principais processos bióticos, com a finalidade de auxiliar o entendimento comportamental de um determinado ecossistema aquático. As diferenças espaciais dentro do corpo d'água são levadas em conta (e.g. lago banhado) (Figura 5.1), podendo ser definida uma discretização tridimensional para os módulos hidrodinâmico, de qualidade da água e biológico.

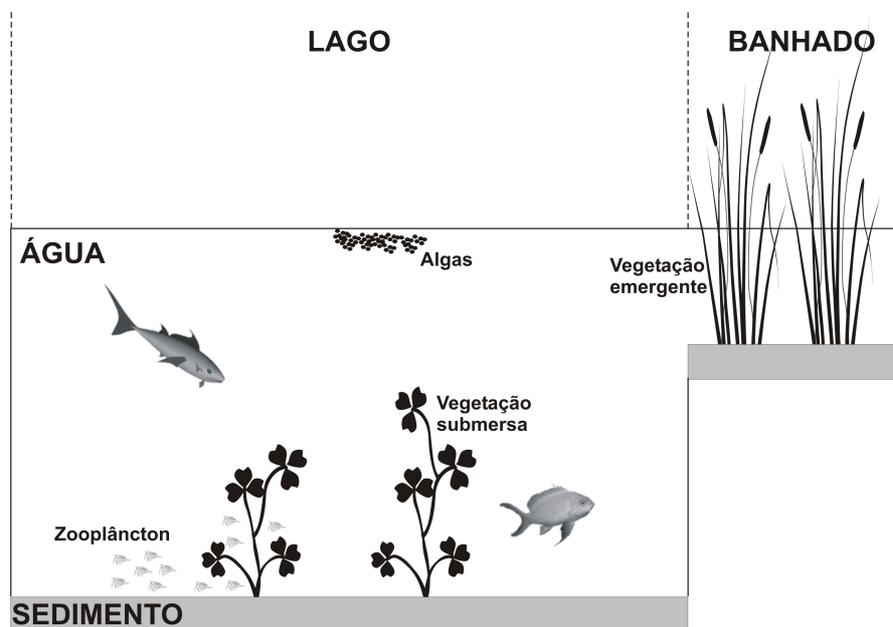


Figura 5.1. Estrutura esquemática do modelo IPH-ECO, mostrando a diferenciação espacial que pode ser levada em conta entre lago e banhado (Fragoso 2009).

Este modelo é produto de contínuos esforços que tiveram como base a estrutura inicial do modelo IPH-TRIM2D em linguagem FORTRAN desenvolvida por Collischonn & Motta Marques (2003) para modelagem de lagos rasos, podendo ser aplicado em microcomputadores do tipo PC. Em 2004, a versão inicial foi aperfeiçoada por Fragoso (2005) através da: (a) introdução de um algoritmo de secagem e inundação (Cheng et al. 1993; BAW 1990); (b) incorporação de um ponderador temporal no esquema de diferenças finitas minimizando os erros numéricos (Casulli & Cattani 1994); (c) mudança do esquema numérico aplicado aos termos advectivos da equação de transporte (Gross et al. 1999) e; (d) introdução de um módulo simplificado para estimativa da biomassa de fitoplâncton (Chapra 1997). Contudo, ainda era

explícita a necessidade de reformulação e ampliação do módulo de qualidade da água, bem como a criação de um novo módulo apto para representar às interações e processos biológicos. A partir de adaptações introduzidas no modelo PClake desenvolvido por Janse (1998), surgiu o sistema computacional para corpos d'águas tropicais e subtropicais, IPH-ECO (Fragoso 2009). Nessa versão, o modelo passaria a ser capaz de estimar os fluxos da corrente em três dimensões (IPH-TRIM3D), sendo estendido para a avaliação de reservatórios profundos, principalmente, pela consideração do processo de estratificação térmica (Figura 5.2). Até então, as equações governantes eram discretizadas em grade estruturada formada por somente por elementos quadrados. Recentemente, Pereira (2010) adaptou o modelo para a discretização dos domínios em grades não-estruturadas.

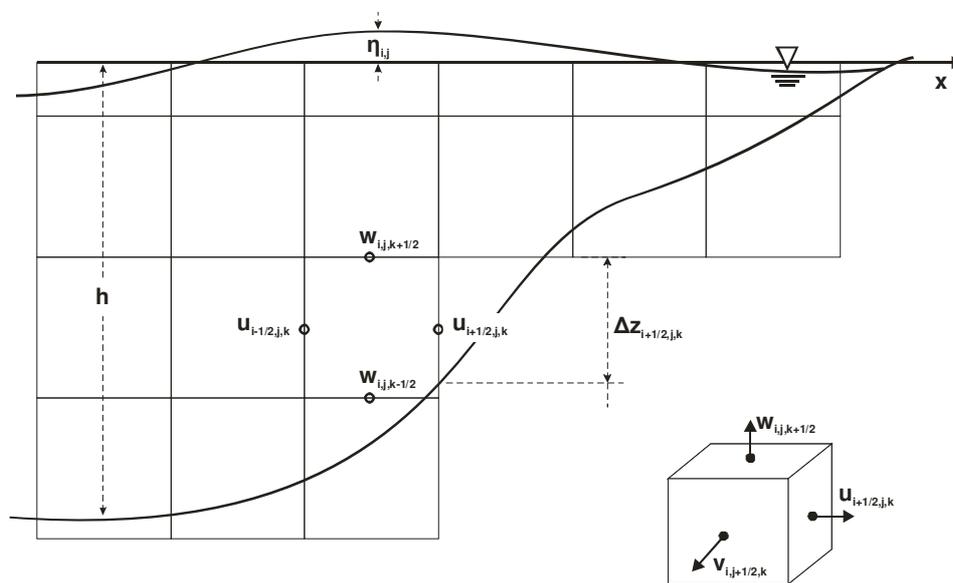


Figura 5.2. Diagrama esquemático da grade computacional utilizada no módulo hidrodinâmico. Considere h sendo a profundidade a partir de um nível de referência, η a elevação da superfície da água e u , v e w as componentes da velocidade da água nas direções x , y e z , respectivamente (Modificado de Casulli & Cheng, 1992).

O módulo hidrodinâmico descreve o fluxo tridimensional através das equações de Navier-Stokes. As equações são resolvidas pelo método dos volumes finitos através de um eficiente esquema numérico Euleriano-Lagrangiano semi-implícito (Casulli & Cheng, 1992; Casulli & Cattani, 1994; Casulli & Zanolli, 2007). A equação de movimento leva em consideração forças de ação do vento, resistência do fundo e entradas de tributários. Além disso, a densidade da água é calculada por uma equação de estado em função da temperatura. Logo, correntes desencadeadas por diferenças na densidade da água podem ser capturadas pelo modelo.

A temperatura da água é dinamicamente simulada a partir das forçantes meteorológicas fornecidas pelo usuário através da equação de transporte advectivo-difusivo de calor considerando na interface ar-água o algoritmo de balanço térmico proposto por Chapra (1997). No módulo de qualidade da água e ecológico uma série de variáveis de estado limnológicas bióticas e abióticas é simulada de forma integrada no sedimento e na água. Como já mencionado, na primeira versão do modelo, esse módulo utilizou as formulações do modelo PC-LAKE (Janse 2005). Os processos de transporte de massa, tais como advecção e difusão, são descritos para a maioria dos componentes presente na água conforme a seguinte equação:

$$\frac{\partial(HC)}{\partial t} + \frac{\partial(uCH)}{\partial x} + \frac{\partial(vCH)}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial(HC)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial(HC)}{\partial y} \right) + dC|_{fontes} \quad (5.1)$$

onde C é a concentração escalar média na vertical; u e v são as velocidades médias horizontais nas direções x e y, respectivamente; e K_h é a difusividade escalar horizontal. Os componentes no sedimento não são sujeitos aos processos de transporte de massa.

A equação de transporte advectivo-difusivo de massa e calor é resolvida numericamente de forma explícita, combinando um esquema limitador de fluxo (Roe 1985) com o esquema Lax-Wendroff de segunda ordem (Hirsch 1990).

Nesse sentido, numericamente, o modelo é composto por um grande número de equações diferenciais acopladas, uma para cada variável de estado. A estrutura e os principais processos envolvidos são mostrados na Figura 5.3. Os fluxos representativos dos processos simulados são agrupados no termo $dC|_{fontes}$, que serão discutidos a seguir, especificamente, para carbono. Além de um fluxo de massa baseado em processos, o modelo emprega também relações empíricas entre componentes, tais como, por exemplo, o impacto dos peixes omnívoros, planctívoros e macrófitas na ressuspensão. Todos os elementos da biota são modelados como grandes grupos funcionais.

O módulo de qualidade é dividido em dois compartimentos: água e sedimento. A velocidade e nível da água são variáveis de estado calculadas dinamicamente pelo módulo hidrodinâmico, enquanto a espessura da camada do topo do sedimento é assumida constante (por padrão 0,1 m). A maioria dos constituintes na água está sujeito a advecção e difusão, e são quantificados em termos de concentração ($g \cdot m^{-3}$). No sedimento, no entanto, as variáveis de estado são definidas como concentrações por unidade de altura ($g \cdot m^{-2}$). A camada do topo do sedimento possui uma

espessura fixa (por padrão 0,1 m) e é representada por uma matriz composta por matéria inorgânica, húmus, detritos e água nos poros. A troca de matéria inorgânica e detritos entre a água e o sedimento pode acontecer via sedimentação e ressuspensão.

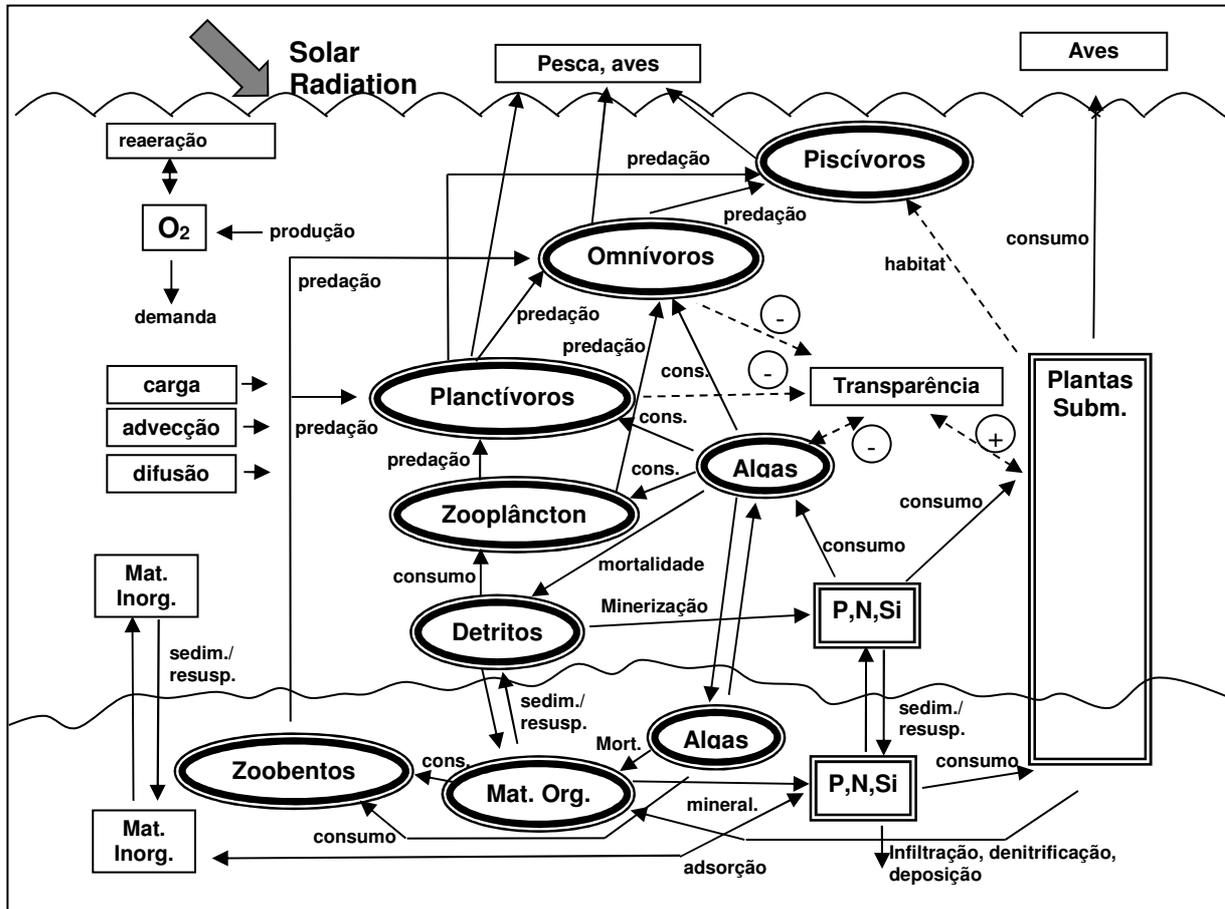


Figura 5.3. Estrutura simplificada do modelo IPH-ECO (fração do lago). Os blocos em duplo são modelados por compartimentos compostos por peso seco e nutrientes (P, N e Si). Três grupos funcionais de fitoplâncton podem ser definidos: cianobactérias, diatomáceas e algas verdes. As macrófitas aquáticas podem ser divididas em enraizadas, não enraizadas, flutuantes e emergentes. Os peixes omnívoros e planctívoros têm dois estágios de vida: juvenil e adulto. As setas sólidas representam os fluxos de massa e as setas tracejadas denotam relações empíricas (o sinal de menos indica uma influência negativa na transparência da água, caso contrário positiva) (Modificado de Janse 2005).

Os ciclos de nitrogênio, fósforo e sílica são simulados considerando um balanço fechado entre a coluna d'água, sedimento e aportes externos. Cada compartimento da biota e detritus é representado por um vetor composto de peso seco (D), nitrogênio (N) e fósforo (P). Desta forma é possível estimar as razões entre peso seco e nutrientes (N:D e P:D) durante o processo de cálculo e analisar a posição trófica de cada elemento. Todos os processos bióticos têm uma escala de tempo diária, mas o passo de tempo da simulação pode ser escolhido menor com a finalidade de prevenir eventuais erros numéricos.

A mineralização dos detritos é descrita como um processo de primeira ordem, dependendo da temperatura. Húmus, no sedimento, é assumido ser mineralizado muito lentamente. Os nutrientes liberados são dissolvidos no poro do sedimento. O fósforo inorgânico é sujeito à adsorção reversiva, podendo aumentar com o conteúdo de lodo no sedimento e com a proporção aeróbica. O oxigênio no sedimento é modelado em função da concentração de oxigênio na água, da demanda de oxigênio no sedimento e a taxa de difusão. A nitrificação do NH_4 aumenta e a denitrificação diminui com a proporção aeróbica do sedimento. As trocas de fósforo e nitrogênio dissolvido entre a água e o sedimento são modeladas de acordo com a diferença de concentração nos dois compartimentos. A liberação de fósforo do sedimento segue um ciclo sazonal, dependendo da temperatura e da quantidade de detritos no sistema. A mineralização e nitrificação são descritas na coluna d'água. O oxigênio dissolvido é modelado dinamicamente, dependendo da DBO, sólidos dissolvidos, da reaeração da atmosfera e da produção primária (Janse 2005).

O módulo de fitoplâncton descreve o crescimento e perdas de três grupos funcionais (i.e. cianobactérias, diatomáceas e clorofíceas). Esta distinção foi feita visando atribuir diferentes características de consumo por zooplâncton e crescimento para interesses diversos de gerenciamento. A produção depende da taxa de crescimento, temperatura, luz e nutrientes (para diatomáceas a sílica é outro fator). Estes processos são representados por funções empíricas ou determinísticas. Os processos de perda por manutenção da respiração e mortalidade são descritos como processos de primeira ordem dependentes da temperatura. A excreção de nutrientes é assumida decrescer se a razão entre nutriente e peso seco é baixa. A sedimentação também é um processo de primeira ordem e leva o fitoplâncton para outro compartimento. O fitoplâncton no sedimento pode voltar para a coluna d'água através da ressuspensão, o qual pode ser consumido por zoobentos.

As macrófitas aquáticas podem ser simuladas como um grupo único ou divididas em quatro grupos (e.g. enraizadas, não-enraizadas, emergentes e flutuantes). Uma parte de sua biomassa é atribuída como raiz no solo, e seu tronco/folhas é distribuído uniformemente na coluna d'água. A produção de biomassa, respiração e excreção são modeladas semelhantemente como no fitoplâncton. É assumido que as macrófitas enraizadas e emergentes podem extrair nutrientes tanto da água como do sedimento, de acordo com a disponibilidade. O crescimento e mortalidade são combinados através de uma correção dependente da densidade a partir de uma equação logística, de tal forma que a densidade das plantas podem crescer até atingir uma capacidade de suporte máximo. Opcionalmente, o consumo por aves herbívoras e/ou a remoção da vegetação

podem ser definidos. A presença de vegetação submersa produz impactos em alguns componentes do sistema, tais como, atenuação da resuspensão, um impacto negativo na eficiência de consumo de peixes omnívoros e planctívoros, bem como uma influência positiva na transparência da água e no crescimento de peixes piscívoros.

A complexidade das relações entre as variáveis de estado simuladas e as retro-alimentações para a transparência da água pode ser visualizada na Figura 5.3. A complexidade do modelo pode ser simplificada, dependendo do propósito do estudo e disponibilidade de dados. Assim, as variáveis de estado que representam os grupos funcionais da biota aquática e o grau de labilidade da matéria orgânica podem ser negligenciadas ou simuladas como grupos genéricos através da configuração de parâmetros iniciais nos arquivos de entrada. As principais entradas do modelo se referem às seguintes informações: séries temporais de vazão e de concentração para variáveis de estado, temperatura do ar, umidade relativa ou temperatura do ponto de orvalho, radiação solar, direção e velocidade ventos, precipitação e evaporação, planos de informação com limites do lago, batimetria, coeficientes de cisalhamento de fundo e do vento, característica do sedimento e condições iniciais.

Apesar da sua complexidade, o modelo ainda carece de processos e variáveis de estado para a representação da dinâmica dos gases do efeito estufa como CO_2 e CH_4 . Ainda que os processos respiratórios sejam considerados, não há a quantificação dos fluxos de carbono inorgânico na água, sedimentos e interface com a atmosfera. Além disso, a utilização de um único compartimento para a representação da matéria orgânica morta (detritus) limita a avaliação de diferentes fontes de matéria orgânica, como por exemplo, na diferenciação entre matéria orgânica alóctone e autóctone. Nesse contexto, até então, os produtos dos processos de excreção da biota aquática têm sido direcionados para os compartimentos de nutrientes inorgânicos do modelo. Para ambientes oligotróficos, principalmente, o modelo carece também da representação da biomassa de bacterioplâncton e sua inserção nos processos de predação na cadeia trófica.

Nesse contexto, as alterações realizadas no código do modelo IPH-ECO tiveram o objetivo de fornecer novas ferramentas que permitam o desenvolvimento de estudos e investigações futuras sobre o metabolismo e emissão de GEE em lagos naturais e reservatórios.

Visão geral das modificações no modelo IPH-ECO

De uma maneira geral, a principal modificação realizada diz respeito à implementação de uma rotina para modelagem do **ciclo de carbono**. Numericamente, esta modificação foi realizada no modelo configurando cada grupo funcional da biota e da cadeia de detritos (ou matéria orgânica morta) como um vetor composto por quatro variáveis de estado: peso seco (DW), e os três principais nutrientes, C (carbono), N (nitrogênio) e P (fósforo), ao contrário de apenas duas (N, P) como havia sido considerado até o momento.

Desta forma, torna-se viável a quantificação da fração de carbono nos fluxos de matéria orgânica e inorgânica originados por processos bioquímicos que, em grande parte, já são representados pelo modelo IPH-ECO. O carbono passa, dessa forma, a fazer parte da biomassa vegetal, incorporado através do processo da fotossíntese. Os grupos fotossintetizantes, como fitoplâncton e macrófitas aquáticas, incorporam o carbônico inorgânico disponível no meio, transformando-se em moléculas orgânicas. O carbono e nutrientes absorvidos são transferidos através de interações tróficas em cascata para níveis tróficos superiores. Desta forma, o modelo é suficientemente capaz de avaliar dinamicamente o metabolismo aquático (i.e. balanço dentre respiração e a fotossíntese) e determinar se o sistema é autotrófico ou heterotrófico em um determinado período.

Com o intuito de melhor representar a cadeia de detritos, levando-se em conta o tamanho das partículas orgânica e a seu grau de persistência à biodegradação, foram implementados 4 compartimentos para a matéria orgânica morta, são eles: **MOPL** (matéria orgânica particulada lábil), **MOPR** (matéria orgânica particulada refratária), **MODR** (matéria orgânica dissolvida refratária) e **MODL** (matéria orgânica dissolvida lábil). (Figura 5.4). Neste contexto, permite-se diferenciar a matéria orgânica alóctone, caracterizada em geral pelo predomínio de material dissolvido refratário, da matéria orgânica autóctone, produzida no sistema lântico como resultados do metabolismo aquático, predominantemente particulada e mais suscetível a biodegradação.

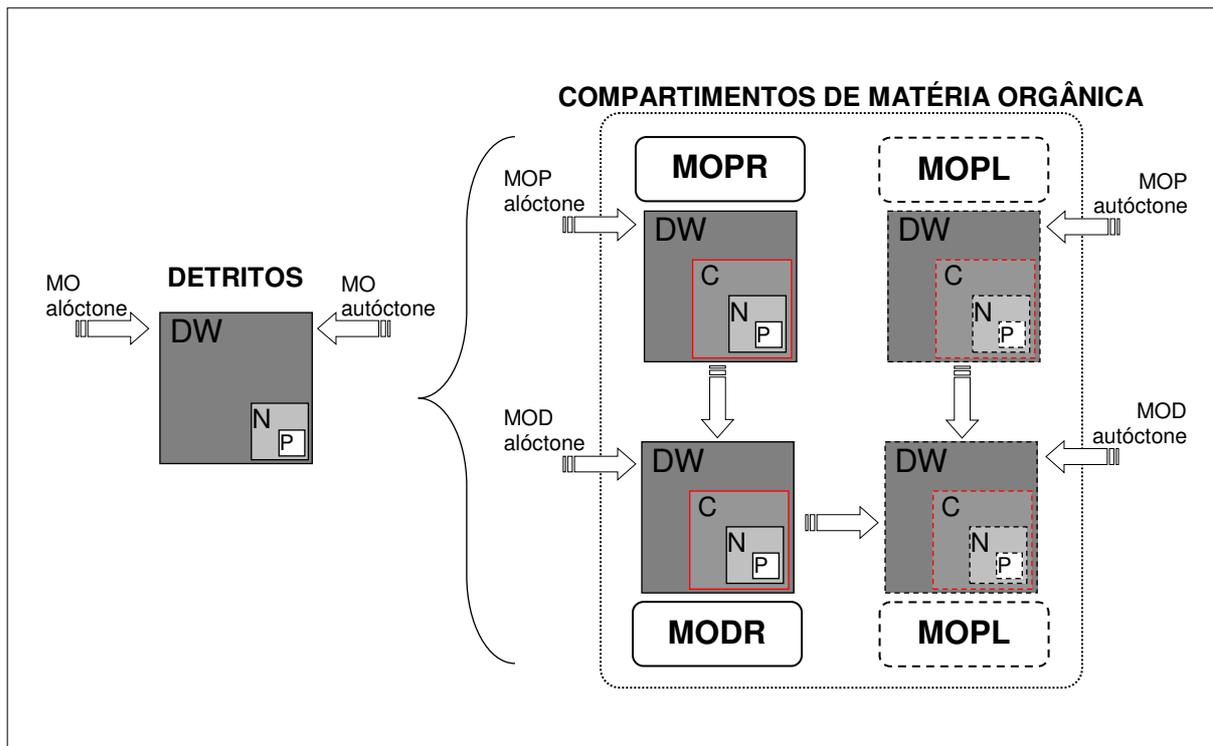


Figura 5.4. Modificações nos compartimentos de matéria orgânica realizadas no modelo IPH-ECO. À esquerda é mostrado o compartimento de *detritus* até então utilizado para a representação da matéria orgânica. À direita são mostrados os 4 novos compartimentos de matéria orgânica no modelo: matéria orgânica dissolvida lábil (MODL), dissolvida refratária (MODR), particulada lábil (MOPL) e particulada refratária (MOPR).

Uma segunda modificação importante diz respeito à representação da biomassa bacteriana, grupo responsável, principalmente, pelos processos de mineralização da matéria orgânica. Ao quantificar a biomassa de bacterioplâncton na massa d'água, assim como é realizado para o fitoplâncton, permite-se não somente descrever o *loop microbiano* – através da transferência de carbono para os níveis tróficos superiores – mas inclusive inserir o bacterioplâncton como competidor por nutrientes dissolvidos sob condições oligotróficas (Figura 5.5).

No contexto da cadeia trófica microbiana, o único grupo até então considerado para zooplâncton foi dividido em 3 grupos funcionais, os quais foram definidos segundo critérios de tamanho e preferência predatória na cadeia trófica. Esses grupos foram definidos como: microzooplâncton, ZOO1 (representam flagelados heterotróficos, rotíferos e ciliados); mesozoplâncton, ZOO2 (herbívoros) e macrozooplâncton, ZOO3 (predadores).

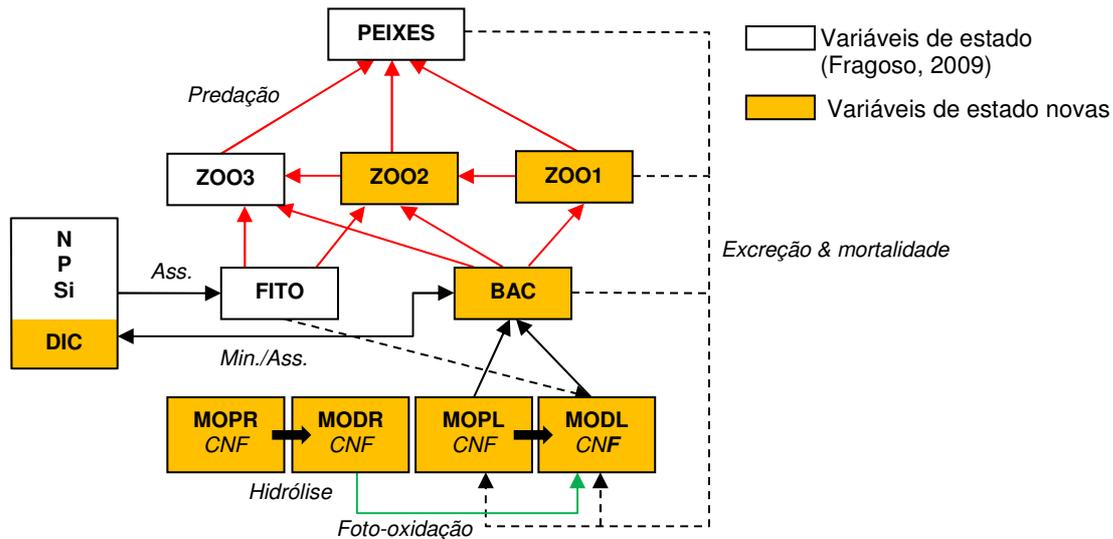


Figura 5.5 – Fluxograma do modelo conceitual para representação do *loop* microbiano (grupo de bactérias genérico) no modelo IPH-ECO v2.0.

No que diz respeito às variáveis inorgânicas, foram inseridas duas novas substâncias ou, na terminologia de modelos, variáveis de estado, que representam o produto final do metabolismo aeróbio e anaeróbico de ecossistemas aquáticos: gás carbônico (CO_2) e metano (CH_4), respectivamente. Embora processos respiratórios e de produção primária fossem considerados no modelo IPH-ECO, CO_2 não era dinamicamente simulado. Esses fluxos resultavam na excreção de nutrientes inorgânicos para o sistema. Nessa nova versão, o carbono é o principal produto do processo de respiração, e compete à excreção regular a razão estequiométrica ótima de cada organismo. Na produção primária, o CO_2 pode representar um fator limitante.

O sedimento no modelo IPH-ECO v2.0 pode ser tratado de duas maneiras: 1) simulação dinâmica dos processos de diagêneses no sedimento e acoplamento com a coluna d'água, e 2) estabelecer fluxos prescritos na interface sedimento-água para representação dos fluxos difusivos e desprendimento de bolhas. No primeiro caso, a camada superficial do sedimento (default = 10 cm) é representada como uma matriz formada pelos compartimentos de matéria orgânica particulada (refratária e lábil) e matéria inorgânica. Esta matriz é calculada a partir dos seguintes parâmetros de entrada: densidade da matéria orgânica, densidade da matéria inorgânica, fração de matéria orgânica total e fração de matéria orgânica lábil.

Sendo assim, na seqüência, os próximos itens descrevem as novas variáveis de estado configuradas no modelo para a representação do ciclo de carbono em lagos e reservatórios. Cabe

salientar que não é o enfoque descrever todos os processos e fluxos até então representados pelo modelo IPH-ECO nas versões anteriores (Fragoso 2009), e sim tratar apenas daqueles que envolvem os fluxos de carbono orgânico e inorgânico entre compartimentos abióticos e bióticos.

Processos e fluxos dos compartimentos abióticos e bióticos do carbono orgânico

Carbono Orgânico Dissolvido e Particulado

As vias de ciclagem do carbono orgânico em lagos e reservatórios envolvem processos físicos, químicos e biológicos. A Figura 5.6 apresenta os fluxos considerados no modelo IPH-ECO v2.0 entre compartimentos bióticos e abióticos de carbono. As principais fontes autóctones de carbono orgânico no modelo referem-se aos fluxos de *excreção* e *mortalidade* ((4), Fig. 5.6) dos organismos aquáticos, e fluxos de natureza físico-química, como *processos difusivos* ((6), Fig. 5.6) e de *ressuspensão* ((2), Fig. 5.6) na interface com o sedimento de fundo. Os principais processos de conversão interna no compartimento de carbono orgânico são: *hidrólise* ((3), Fig. 5.6) e *fotólise* ((5), Fig. 5.6). Os fluxos representativos das perdas ou remoção do sistema referem-se à *assimilação* ((1), Fig. 5.6) pelo bacterioplâncton, *consumo* ((1), Fig. 5.6) pelos animais aquáticos e *sedimentação* ((2), Fig. 5.6). A Tabela 5.1 apresenta os termos de perdas e ganhos na equação diferencial de transporte para o carbono orgânico dissolvido e particulado.

Tabela 5.1. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica do COP e COD

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos	
<i>Carbono Orgânico Particulado (COP)</i>	
$\frac{\partial COP}{\partial t} = \left(\frac{F}{C/DW} \right) \frac{\partial MOP}{\partial t} \Bigg _{F \rightarrow MOP}^{lise} + \left(\frac{Z,P,M,Veg}{C/DW} \right) \frac{\partial MOP}{\partial t} \Bigg _{Z,P,M,Veg \rightarrow MOP}^{mortalidade excreção} - \left(\frac{MOP}{C/DW} \right) \frac{\partial MOP}{\partial t} \Bigg _{MOP \rightarrow MOD}^{hidrólise} - \left(\frac{MOP}{C/DW} \right) \frac{\partial MOP}{\partial t} \Bigg _{MOP \rightarrow Z,P}^{consumo}$ $\pm \left(\frac{MOP}{C/DW} \right) \frac{\partial MOP}{\partial t} \Bigg _{MOP_{\text{agua}} \leftrightarrow MOP_{\text{sed}}}^{sed / ressus}$	
<i>Carbono Orgânico Dissolvido (COD)</i>	
$\frac{\partial COD}{\partial t} = \left(\frac{F}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{F \rightarrow MOD}^{lise exudação} + \left(\frac{Z,P}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{Z,P \rightarrow MOD}^{excreção} + \left(\frac{B,M,Veg}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{B,M,Veg \rightarrow MOD}^{mortalidade}$ $+ \left(\frac{MOP}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{MOP \rightarrow MOD}^{hidrólise} \pm \left(\frac{MODR}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{MODR \rightarrow MODL}^{fotólise} \pm \left(\frac{MOD}{C/DW} \right) \frac{\partial MOD}{\partial t} \Bigg _{MOD_{\text{agua}} \leftrightarrow MOD_{\text{sed}}}^{difusão}$	

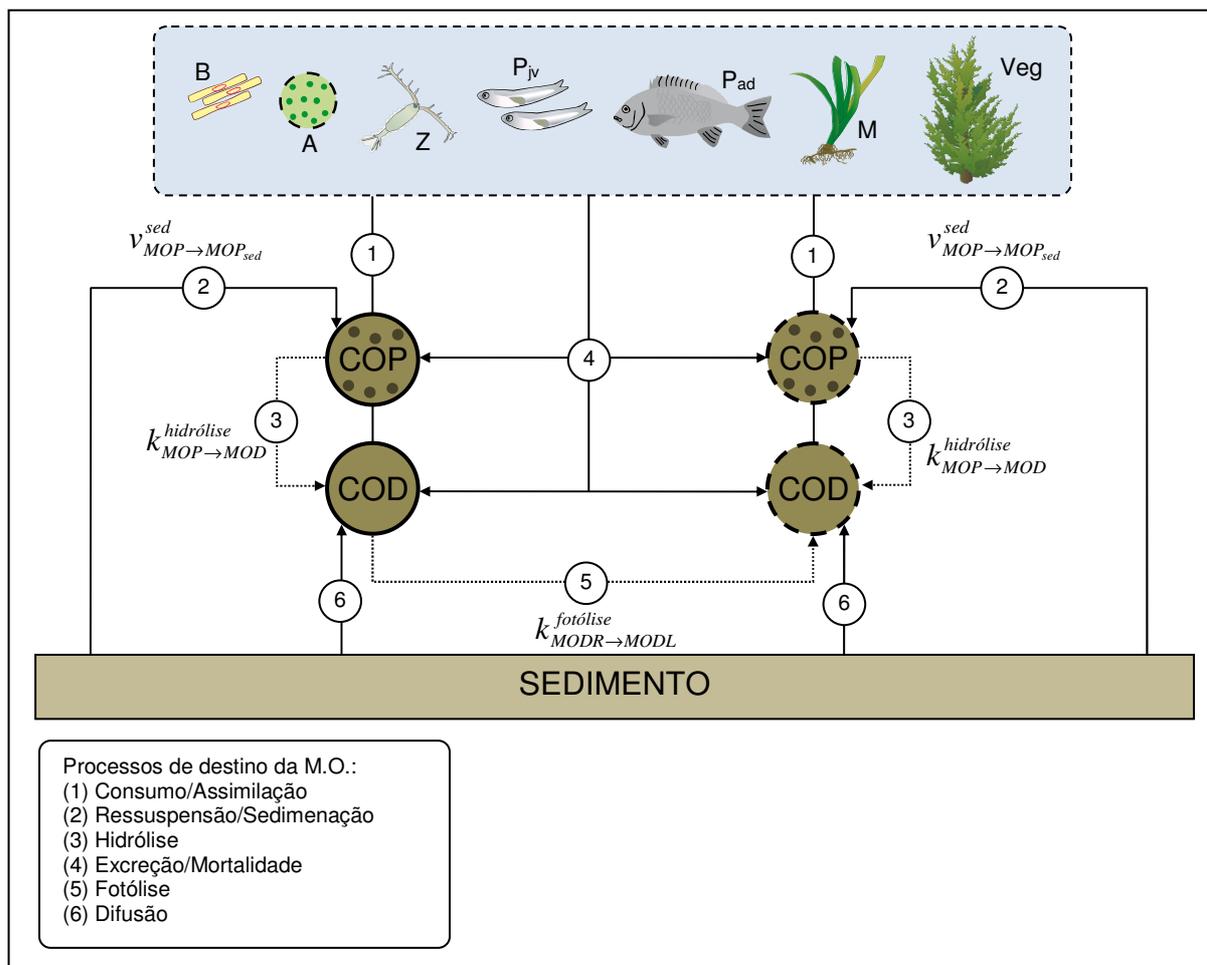


Figura 5.6. Processos e fluxos entre os compartimentos de carbono orgânico dissolvido e particulado (lábil e refratária) e a biota aquática. Os fluxos são representados por uma cinética 1º ordem mediados por constantes cinéticas (k) e velocidade de sedimentação (v).

Bacterioplâncton

A biomassa de bactérias pode ser explicitamente simulada no modelo IPH-ECO assim como já realizada para fitoplâncton, zoops, etc. Este compartimento é representado por um vetor composto por quatro elementos: peso seco (B), carbono (Bc), nitrogênio (Bn) e fósforo (Bp). O modelo considera dois grupos de bactérias heterotróficas, os quais se diferenciam pelas condições ambientais e pelos produtos da atividade metabólica. Assim, foram definidos os seguintes grupos: bactérias aeróbicas e anaeróbicas. Bactérias aeróbicas são influenciadas pelos níveis de oxigênio dissolvido e o produto final do metabolismo é somente CO₂. Por outro lado, o segundo grupo ocorre somente na ausência de oxigênio livre e o seu metabolismo gera um biogás formado por CH₄ e CO₂ (Figura 5.7).

A Tabela 5.2 apresenta as equações diferenciais parciais para o compartimento bacterioplâncton. Para ambos os grupos de bactérias simulados, a equação diferencial da dinâmica da biomassa

bacteriana é representada por processos de *assimilação* ((1), Fig. 5.7), que se refere ao crescimento da biomassa mediante o consumo de substrato (MOD), *respiração* ((2), Fig. 5.7), *mortalidade* ((3), Fig. 5.7), *excreção* ((4), Fig. 5.7), *sedimentação* ((6), Fig. 5.7) e *predação* ((5), Fig. 5.7).

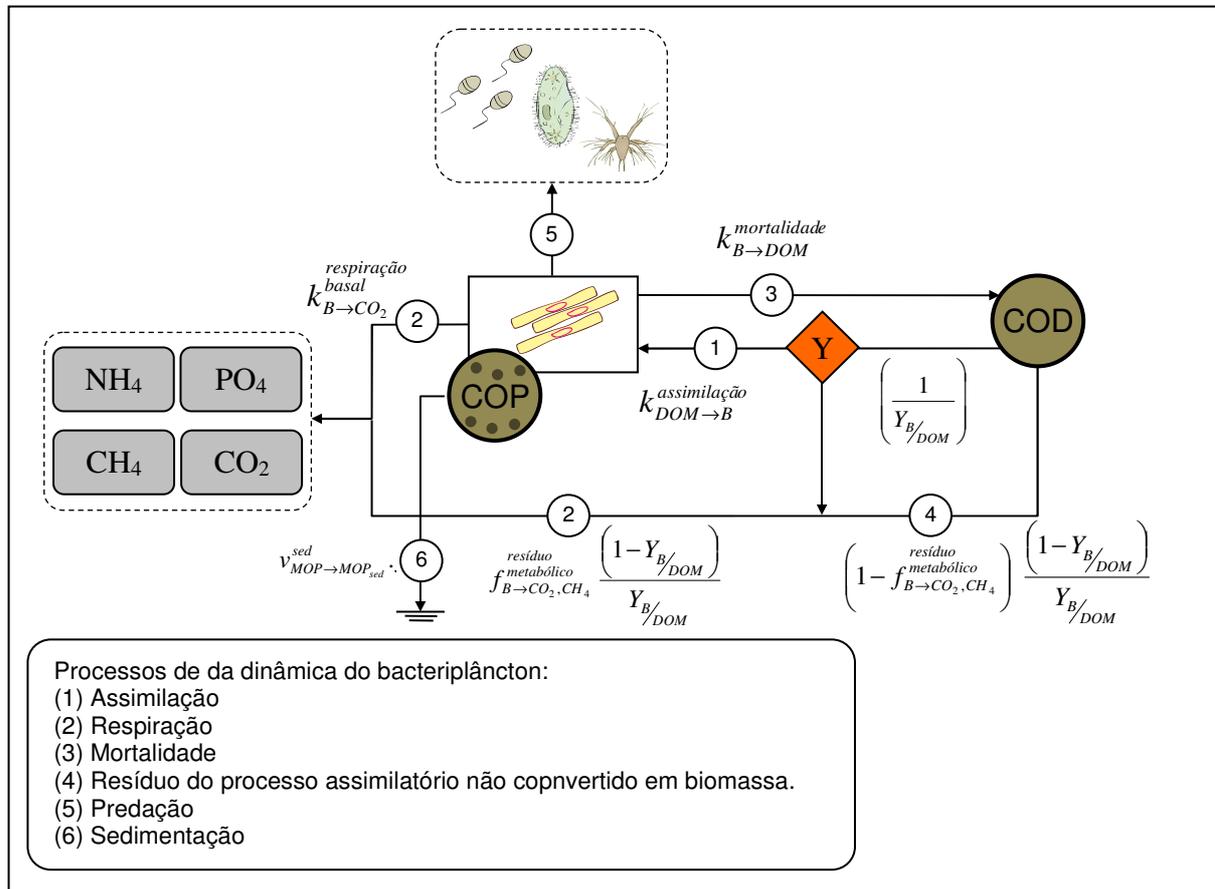


Figura 5.7. Processos e fluxos simulados no modelo para bacterioplâncton. O parâmetro Y representa a eficiência de conversão de substrato em biomassa. O modelo para bacterioplâncton foi adaptado de Chapra (1997). Os fluxos são representados por uma cinética 1º ordem mediados por constantes cinéticas (k) e velocidade de sedimentação (v).

Tabela 5.2. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de bactérias em termos carbono.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos
<p>Bactérias (B_c)</p> $\frac{\partial B_C}{\partial t} = \left(\frac{MOD}{C/DW} \right) \frac{\partial B}{\partial t} \Big _{MOD \rightarrow B}^{assimilação} - \frac{\partial B_C}{\partial t} \Big _{B_C \rightarrow CO_2}^{respiração} - \left(\frac{B}{C/DW} \right) \frac{\partial B}{\partial t} \Big _{B \rightarrow MOD}^{mortalidade} - \left(\frac{Z}{C/DW} \right) \frac{\partial B}{\partial t} \Big _{B \rightarrow Z}^{predação}$ $- \left(\frac{B}{C/DW} \right) \frac{\partial B}{\partial t} \Big _{B \rightarrow Sed}^{sedimentação}$

Fitoplâncton

As principais modificações na representação dos processos da dinâmica do fitoplâncton referem-se à: (1) assimilação de carbono inorgânico da água, (2) os fluxos de exudação e lise celular são regulados pelo estresse de nutriente (Polimene et al. 2006), (3) os processos de exudação e respiração não são acoplados, e (4) os fluxos respiratórios dizem respeito somente à produção de carbono inorgânico dissolvido (CID), enquanto a exudação representa a liberação de COD durante o processo de fotossíntese. A respiração é representada por duas parcelas: basal e fotossintética (Hipsey e Hamilton 2008). Os demais processos considerados são: *produção primária*, *lise celular (mortalidade)*, *sedimentação* e *predação* (Tabela 5.3).

Tabela 5.3. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de fitoplâncton em termos de carbono.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos
<p>Carbono (A_c)</p> $\frac{\partial A_C}{\partial t} = \frac{\partial A_C}{\partial t} \Big _{CO_2 \rightarrow A}^{assimilação} - \left(\frac{A}{C/DW} \right) \frac{\partial A}{\partial t} \Big _{A \rightarrow CO_2}^{respiração} - \left(\frac{A}{C/DW} \right) \frac{\partial A}{\partial t} \Big _{A \rightarrow MOD}^{exudação} - \left(\frac{A}{C/DW} \right) \frac{\partial A}{\partial t} \Big _{A \rightarrow MO}^{lise}$ $- \left(\frac{A}{C/DW} \right) \frac{\partial A}{\partial t} \Big _{A \rightarrow Z,P}^{predação} - \left(\frac{A}{C/DW} \right) \frac{\partial A}{\partial t} \Big _{A \rightarrow A_{sed}}^{sed}$

Macrófitas Aquáticas

Macrófitas aquáticas compartilham muitos dos processos e formulações utilizadas para fitoplâncton. A principal particularidade deste grupo em relação ao fitoplâncton refere-se à possibilidade de obter carbono e nutrientes do sedimento. Nesta versão, assim como para fitoplâncton, as principais modificações na representação dos processos da dinâmica de macrófitas aquáticas são: (1) *assimilação de DIC* do sedimento e da massa d'água em função da disponibilidade nos dois compartimentos, (2) os processos de *exudação* e *respiração* não são acoplados, (3) os fluxos respiratórios dizem respeito somente à produção de carbono inorgânico dissolvido (CID), podendo ser liberado pelas raízes, no sedimento, e folhas, na coluna d'água, e (4) a exudação representa a liberação de COD durante a produção primária para o sedimento e coluna d'água. Os demais processos considerados são: *produção primária*, *mortalidade* e *predação* (Tabela 5.4).

Tabela 5.4. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para a dinâmica de macrófitas aquáticas em termos de carbono.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos
<p>Carbono (Mc):</p> $\frac{\partial M_c}{\partial t} = \left(\frac{M}{C/DW} \right) \frac{\partial M}{\partial t} \Big _{CO_2 \rightarrow M}^{assimilação} - \left(\frac{M}{C/DW} \right) \frac{\partial M}{\partial t} \Big _{M \rightarrow CO_2}^{respiração} - \left(\frac{M}{C/DW} \right) \frac{\partial M}{\partial t} \Big _{M \rightarrow MOD}^{exudação}$ $- \left(\frac{M}{C/DW} \right) \frac{\partial M}{\partial t} \Big _{M \rightarrow MO}^{mortalidade}$

Animais Aquáticos

O modelo IPH-ECO representa a biomassa dos seguintes animais aquáticos: zooplâncton, zoobentos e peixes (Fragoso 2009). Os processos considerados para a representação da dinâmica destes grupos são idênticos e, por isso, serão discutidos em conjunto. Como já comentado, nessa versão são simulados três grupos funcionais para zooplâncton: micro, meso e macrozooplâncton. Como na versão anterior, peixes são divididos em onívoros, planctívoros (ad e jv) e piscívoros (ad e jv), enquanto zoobentos são agrupados em um único grupo funcional.

Além da quantificação da cota de carbono interno em cada um destes grupos funcionais, esta nova versão propõe os seguintes processos para os animais aquáticos: (1) os fluxos de *egestão* e

excreção são função do *consumo* e representam a liberação de COP (*fecal pellets*) e COD, respectivamente (Hipseý e Hamilton 2008), (2) fluxo de *respiração* representa somente perdas de CO₂ e é composto por dois termos: atividade e basal (Polimene et al. 2006), e (3) *mortalidade* é regulada pela disponibilidade de oxigênio dissolvido (Polimene et al. 2006). Os demais processos considerados são: *consumo* e *predação* (Tabela 5.5).

Tabela 5.5. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para representar a dinâmica do peso seco e carbono de peixes e zooplâncton.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos
$\frac{\partial(Z_C, P_C)}{\partial t} = \left(\frac{A, B, Z, P, MOP}{C/DW} \right) (1 - f_{Z,P}^{messy}) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{A, B, Z, P, MOP \rightarrow Z, P}^{\text{consumo}} - \left(\frac{Z, P}{C/DW} \right) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{Z, P \rightarrow CO_2}^{\text{respiração}} - \left(\frac{Z, P}{C/DW} \right) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{Z, P \rightarrow MOD}^{\text{excreção}}$ $- \left(\frac{Z, P}{C/DW} \right) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{Z, P \rightarrow MOP}^{\text{excreção pellets}} - \left(\frac{Z, P}{C/DW} \right) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{Z, P \rightarrow MOP}^{\text{mortalidade}} - \left(\frac{Z, P}{C/DW} \right) \frac{\partial(Z, P)}{\partial t} \Big _{Z, P \rightarrow Z, P}^{\text{predação}}$

Fluxos e processos dos Gases do efeito Estufa (GEE)

Dióxido de carbono, Sistema Carbonatos, Alcalinidade e pH

O compartimento de carbono inorgânico dissolvido é composto pelas seguintes formas de carbono inorgânico: CO₂, HCO₃⁻ e CO₃²⁻. As fontes internas de CID no modelo referem-se aos *processos respiratórios* da biota aquática e ao processo de oxidação de metano (*metanotrofia*). As perdas no sistema envolvem a assimilação de CO₂ durante a *produção primária* pelo fitoplâncton e macrófitas aquáticas. Os *fluxos difusivos* entre compartimentos são governados pelos gradientes de concentração nas interfaces ar-água e água-sedimento (Figura 5.11 e Tabela 5.6).

Tabela 5.6. Termos de perdas e ganhos no modelo IPH-ECO v2.0 para representar a dinâmica de carbono inorgânico dissolvido.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos
$\frac{\partial CID}{\partial t} = \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{A, B, M, Z, P \rightarrow CO_2}^{\text{respiração}} + \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{CH_4 \rightarrow CO_2}^{\text{metanotrofia}} - \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{CO_2 \rightarrow A, M}^{\text{fotosíntese}} \pm \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{CO_2(aq) \leftrightarrow CO_2(am)}^{\text{difusão}}$ $\pm \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{CO_2(aq) \leftrightarrow CO_2(am)}^{\text{difusão}} \pm \frac{\partial CO_2}{\partial t} \Big _{CO_2(sed) \leftrightarrow CO_2(água)}^{\text{difusão}}$

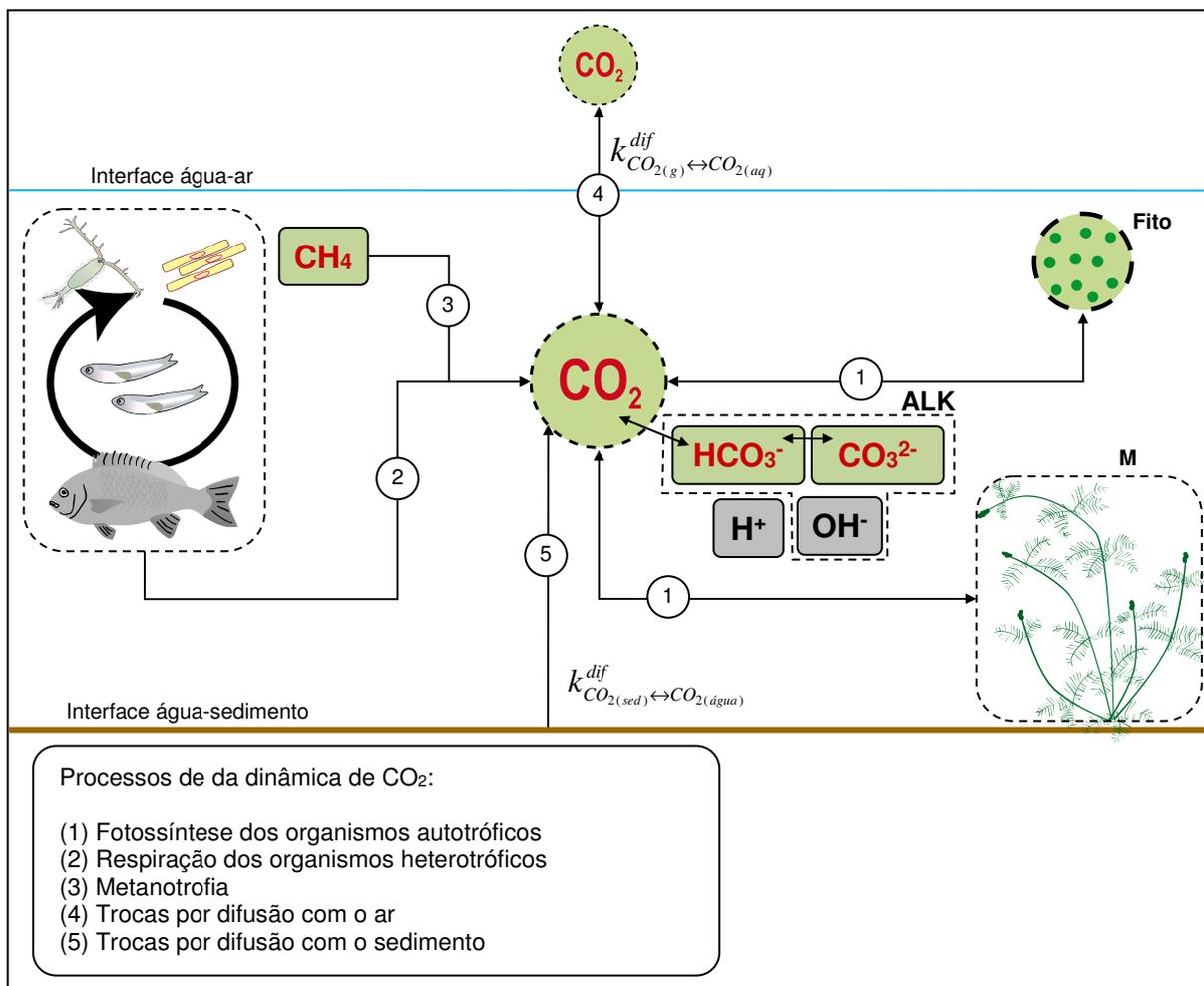
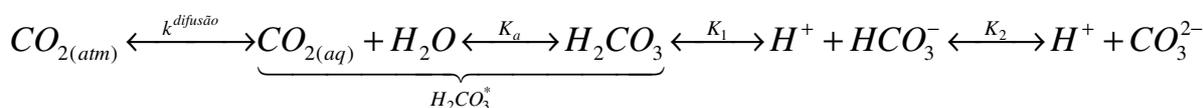
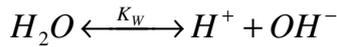


Figura 5.11. Processos e fluxos para a representação do carbono inorgânico dissolvido no modelo IPH-ECO v.2.0. Os fluxos são representados por uma cinética 1º ordem mediados por constantes cinéticas (k).

O processo difusivo na interface ar-água é simulado em função do gradiente formado entre a pressão parcial de CO₂ na atmosfera e concentração de CO₂ dissolvido na camada superficial do sistema (Macintyre et al., 1995).

O *pool* de carbono inorgânico na coluna d'água e sedimento é governado pelas condições de pH e temperatura, determinando o equilíbrio entre as espécies do sistema de carbonatos (Stumm & Morgan, 1996). A compartimentação das espécies de carbono inorgânico em sistemas límnicos é definida pelas seguintes reações químicas, equações de equilíbrio, balanços de massa e eletroneutralidade:





$$K_1 = \frac{HCO_3^- H^+}{H_2CO_3^*} \quad (5.2)$$

$$K_2 = \frac{CO_3^{2-} H^+}{HCO_3^-} \quad (5.3)$$

$$K_w = H^+ OH \quad (5.4)$$

$$CID = H_2CO_3^* + HCO_3^- + CO_3^{2-} \quad (5.5)$$

$$ALC = H_2CO_3^* + 2CO_3^{2-} + OH^- - H^+ \quad (5.6)$$

onde K_1 , K_2 e K_w são as constantes de equilíbrio; ALC é a alcalinidade (eq/L); $H_2CO_3^*$ é a soma das concentrações de ácido carbônico e dióxido de carbono (mol/L); HCO_3^- é o íon bicarbonato (mol/L); CO_3^{2-} é o íon carbonato (mol/L); H^+ é o íon hidrogênio (mol/L); OH^- é o íon hidroxila (mol/L); e CID é a concentração de carbono inorgânico total, (mol/L).

O sistema não-linear de 5 equações simultâneas são resolvidas numericamente para cinco incógnitas: $H_2CO_3^*$, HCO_3^- , CO_3^{2-} , OH^- e H^+ . Como condição inicial deve-se fornecer pH e alcalinidade. A partir destas variáveis calcula-se a condição inicial para CID , $H_2CO_3^*$, HCO_3^- , CO_3^{2-} . Durante o passo de tempo do modelo, são calculados os processos físicos, químicos e biológicos e o valor para DIC é corrigido. Com base neste novo valor resolve-se iterativamente a função $f(H^+)$ para H^+ , atualizando-se o pH e a proporção entre as espécies de carbono inorgânico. O modelo IPH-ECO utiliza o método da bisseção para resolução numérica da função $f(H^+)$. Ao final do processo a alcalinidade pode ser considerada conservativa ou pode ser dinamicamente quantificada. Na segunda alternativa, a alcalinidade é calculada a cada passo de tempo em função dos fluxos de processos que representam o consumo ou liberação dos íons H^+ e OH^- .

Metano

O gás metano (CH_4) é gerado através de *processos de oxidativos* do COD sob condições anaeróbicas. Nas interfaces com o sedimento e ar, as trocas gasosas por *difusão* são reguladas pelo sentido do gradiente de concentração entre os compartimentos adjacentes. Ao longo da coluna d'água, o processo de *metanotrofia* representa uma perda ao longo da coluna d'água. A

Figura 5.12 mostra os fluxos de metano entre compartimentos e variáveis de estado considerados no modelo IPHECO v2.0. A seguir, a Tabela 5.7 descreve os termos fonte e sumidouro da equação diferencial parcial.

Tabela 5.7. Equações diferenciais no modelo IPH-ECO v.2.0 para representar a dinâmica de metano na coluna d'água.

Equações diferenciais parciais (EDP) - Termos de perdas e ganhos	
$\frac{\partial CH_4}{\partial t} = \frac{\partial CH_4}{\partial t} \Big _{B \rightarrow CH_4}^{metanogênese} - \frac{\partial CH_4}{\partial t} \Big _{CH_4 \rightarrow CO_2}^{metanotrofia} + \frac{\partial CH_4}{\partial t} \Big _{CH_4\text{bolha} \rightarrow CH_4\text{água}}^{dissolução} - \frac{\partial CH_4}{\partial t} \Big _{CH_4\text{água} \rightarrow CH_4\text{atm}}^{difusão}$	
$+ \frac{\partial CH_4}{\partial t} \Big _{CH_4\text{sed} \rightarrow CH_4\text{água}}^{difusão}$	

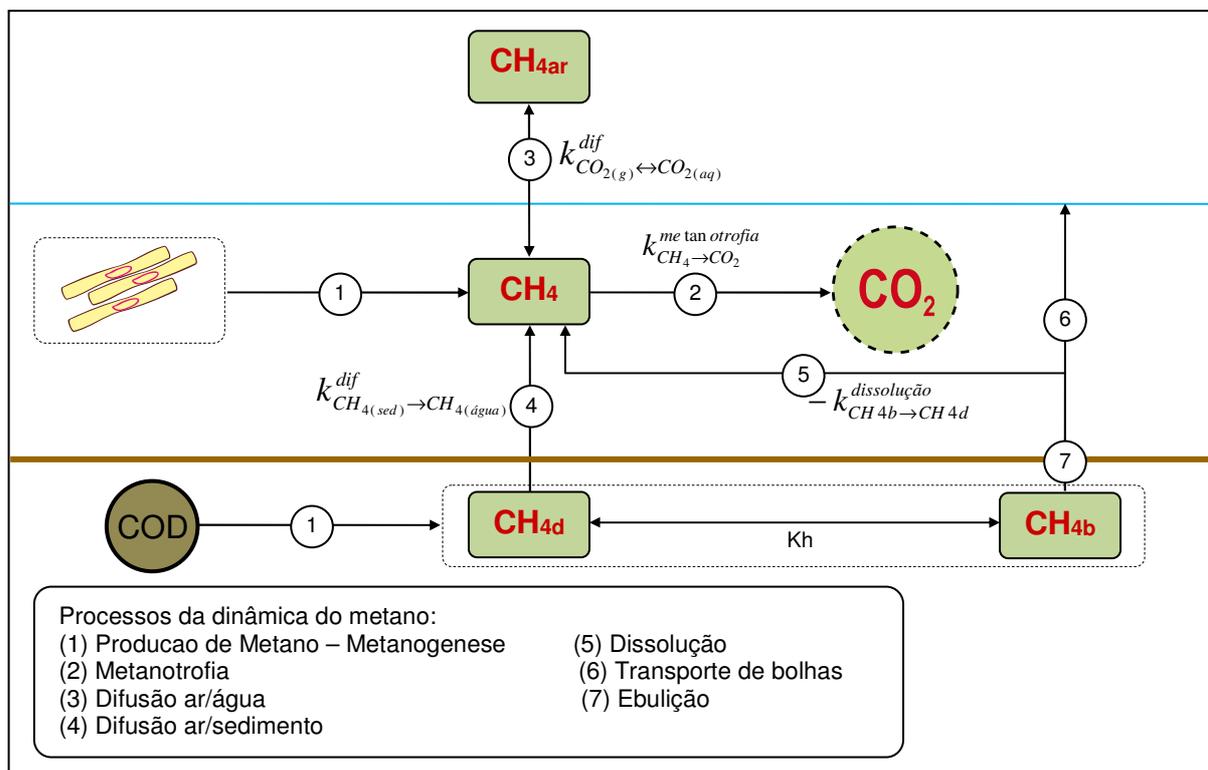


Figura 5.12. Processos e fluxos simulados no modelo IPH-ECO v2.0 para metano. Os fluxos são representados por uma cinética 1ª ordem mediados por constantes cinéticas (k).

Assim como para CO₂, o processo difusivo na interface ar-água é função do gradiente formado entre a pressão parcial de CH₄ na atmosfera e concentração de CH₄ dissolvido na camada superficial do sistema nos seguintes termos (Macintyre et al., 1995). O processo de metanotrofia consiste na oxidação aeróbica do metano a dióxido de carbono. Apesar do processo ser realizado

por um grupo específico de bacterioplâncton, chamado de metanotróficas, assume-se no modelo IPH-ECO v.2.0 a conversão direta de CH_4 à CO_2 , sem considerar a biomassa de bactérias (Guérin & Abril, 2007), assim como já realizado para os processos de nitrificação e denitrificação.

A produção de metano no sedimento é realizada conforme descrito para a mineralização anaeróbica na coluna d'água. No sedimento, entretanto, dependendo da concentração de CH_4 , é possível estabelecer a compartimentação do metano entre as fases dissolvida e bolha. A lei de Henry em termos de concentração é utilizada para estabelecer esta divisão a cada passo de tempo, conforme Wania et al. 2010. O desprendimento de bolhas ou fluxo ebulitivo do sedimento ocorre quando a concentração de metano na forma de bolhas excede o valor crítico $\text{CH}_{4,\text{cr}}$, o qual é determinado pela pressão atmosférica p_a , pressão hidrostática dependente da profundidade h e pela porosidade (θ) do sedimento. O equacionamento desse processo foi adaptado de Stepanenko et al. 2011. A concentração crítica ($\text{CH}_{4,\text{cr}}$) é a concentração na qual a pressão de metano na bolha em equilíbrio com a solução no sedimento, através da Lei de Henry, é igual à pressão ambiental, isto é, à soma da pressão atmosférica e hidrostática na coluna d'água.

O metano na coluna d'água é transportado na forma dissolvida e por borbulhamento. No caso da ebulição, durante o transporte ascendente da bolha ocorre a troca gasosa na superfície de contato da bolha entre o metano interno e a concentração do gás dissolvido na coluna d'água. Por esta razão, a concentração de gás na bolha no fundo do lago é superior a concentração que realmente é emitida na superfície do lago. Este processo é extremamente importante para a quantificação dos fluxos ebulitivos na superfície de lagos e reservatórios considerando zonas de profundidades distintas. Para estimar a magnitude deste processo no modelo IPH-ECO foi utilizado o equacionamento proposto por McGinnis et al. 2006.

No próximo capítulo é apresentado uma aplicação do modelo considerando as alterações realizadas. O modelo com a representação dos processos de ciclagem do carbono orgânico e inorgânico foi aplicado à Lagoa Mangueira. Deve-se destacar que nem todas as rotinas foram testadas pois, por exemplo, os fluxos de metano (produção e emissão) não foram objeto de análise na lagoa. Na presente aplicação o modelo foi utilizado para integrar as informações de campo na condição atual e avaliar os efeitos dos cenários de mudanças climáticas previstos por modelos de circulação global para a zona subtropical sobre a dinâmica interna e emissão de CO_2 na interface ar-água.

Referências

- Asaeda, T., Trung, V.K., Manatunge, J., Bon, T.V., 2001. Modelling macrophytes-nutrient-phytoplankton interactions in shallow eutrophic lakes and the evaluation of environmental impacts. *Ecological Engineering*, 16, 341-357.
- Baretta J.W., Ebenhoh W., Ruardij P. 1995 The European regional seas ecosystem model: a complex marine ecosystem model. *Neth J Sea Res*, 33, 233-246.
- Barrete, N., Laprise, R., 2005. A One-Dimensional Model for Simulating the Vertical Transport of Dissolved CO₂ and CH₄ in Hydroelectric Reservoirs. In: Tremblay, A.; Varfalvy, L.; Roehm, C.; et al. (eds), *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Springer-Verlag, 1ed, cap 24, 576-595.
- BAW. 1990. Hydronumerisches Verfahren TRIM–2D. Validierungsdokument Version 2.0. Bundesanstalt für Wasserbau. Hamburg. 55p.
- Bazhin, N.M. 2001. Gas transport in a residual layer of a water basin. *Chemosphere. Global Change Science*, 3, 3-40.
- Bazhin, N.M. 2003. Theoretical consideration of methane emission from sediments. *Chemosphere*, 50, 191-200.
- Brown, L.C., Barnwell, T.O. 1986. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: US EPA: Athens, Sistema Operacional MS-DOS e manual do usuário.
- Casulli, V. and Cattani, E., 1994. Stability, Accuracy and Efficiency of a Semiimplicit Method for 3-Dimensional Shallow-Water Flow. *Computers & Mathematics with Applications*, 27, 99-112.
- Casulli, V. and Cheng, R.T., 1992. Semiimplicit Finite-Difference Methods for 3-Dimensional Shallow-Water Flow. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 15, 629-648.
- Casulli, V. and Zanolli, P., 2007. Comparing analytical and numerical solution of nonlinear two and three-dimensional hydrostatic flows. *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 53, 1049-1062.
- Chapra, S.C., 1997. *Surface water-quality modeling*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering, 844 pp.
- Cheng, R. T.; Cassulli, V. & Gartner, J.W., 1993. Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, 235 – 280.
- Cole, T.M., Wells, S.A. 2008. CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water quality model, version 3.6. Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University, Portland.
- Collischonn, W. & Marques, D. L. M., 2003. Desenvolvimento de um modelo hidrodinâmico de transporte de sedimentos e nutrientes para lagos. In: *Anais do IX Congresso Brasileiro de Limnologia*. Juiz de Fora.
- Durisch-Kaiser et al. 2011. What prevents outgassing of methane to the atmosphere in Lake Tanganyika? *Journal of Geophysical Research*, 116, G02022.
- Fragoso Jr, C.R. 2005. Simulações da Dinâmica de Fitoplâncton no Sistema Hidrológico do Taim. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Fragoso Jr, C.R. 2009. Modelagem tridimensional da estrutura trófica em ecossistemas aquáticos continentais rasos. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Fragoso Jr., C.R., van Nes, E.H., Janse, J.H., Motta Marques, D.M.L., 2009. IPH-TRIM3DPCLake: a three-dimensional complex dynamic model for subtropical aquatic ecosystems. *Environmental Modelling & Software*, 24 (11), 1347-1348.
- Fragoso, C.R., Motta Marques, D., Finkler Ferreira, T., Janse, J., van Nes, E. 2011. Potential effects of climate change and eutrophication on a large subtropical shallow lake *Environmental Modelling & Software*, 26, 1337-1348.
- Fragoso, C.R., van Nes, E.H., Janse, J.H., Motta Marques, D.M.L. 2009. IPH-TRIM3DPCLake: a three-dimensional complex dynamic model for subtropical aquatic ecosystems. *Environmental Modelling & Software*, 24, 1347-1348.
- Gal G., Hipsey, M.R., Parparov, A., Wagner, U., Makler, V., Zohary, T. 2009. Implementation of ecological modelling as an effective management and investigation tool: Lake Kinneret as a case study. *Ecol Modell*, 220, 1697-1718.
- Gross, E.S., Koseff, J.R. and Monismith, S.G., 1999. Evaluation of advective schemes for estuarine salinity simulations. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 125, 32-46.
- Guérin, F. e Abril, G., 2007. Significance of pelagic aerobic methane oxidation in the methane and carbon budget of a tropical reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 112, G03006.
- Hanson, P.C., A.I. Pollard, D.L. Bade, K. Predick, S.R. Carpenter, J.A. Foley. 2004. A model of carbon evasion and sedimentation in temperate lakes. *Glob. Change Biol.*, 10, 1285-1298.
- Hipsey, M.R., Hamilton, D.P., 2008. Computational aquatic ecosystem dynamic model: CAEDYM v3 science manual. Centre for Water Research Report, University of Western Australia, Nedlands.
- Hirsch, C., 1990. Numerical Computation of Internal and External Flows. In: *Computational Methods for Inviscid and Viscous Flows*, first ed., vol. 2. Wiley, Chichester, England.
- Janse, J.H. 1997. A model of nutrient dynamics in shallow lakes in relation to multiple stable states. *Hydrobiologia*, 342, 1-8.
- Janse, J.H., 2005. Model studies on the eutrophication of shallow lakes and ditches, Wageningen University, Wageningen, 376 pp. <<http://library.wur.nl/wda/dissertations/dis3748.pdf>>.
- Jørgensen, S.E. 2010. A review of recent developments in lake modelling. *Ecological Modelling*, 221, 689-692.
- Kerr, R.A. 1990. The Greenhouse Consensus (research news). *Science*, 249, 481.
- Macintyre, S., Wanninkhof, R. e Chanton, J.P., 1995. Trace gas exchange across the air water interface in freshwater and coastal marine environments. Chapter 3, p. 52 – 97. In *Freshwater and coastal marine environments*. P.A. Matson & Harriss (eds). Black well science. 394 p.
- MacKay, M.D. et al. 2009. Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2315-2329.
- McGinnis, D. F.; Greinert, J.; Artemov, Y.; Beaubien, S. E.; Wuest, A., 2006. The fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? *J. Geophys. Res.*, 111, C09007.

- Mooij, W.M., J.H. Janse, L.N. De Senerpont Domis, S. Hülsmann and B.W. Ibelings. 2007. Predicting the effect of climate change on temperate shallow lakes with the ecosystem model PCLake. *Hydrobiologia*, 584, 443-454.
- Pereira, F. F., 2010. Modelo hidrodinâmico e de transporte bidimensional de grade não estruturada para lagos rasos. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Polimene, L., Allen, J.I., Zavatarelli, M., 2006. Model of interaction between dissolved organic carbon and bacteria in marine system. *Aquatic Microbial Ecology*, 43, 127–138.
- Roe, P.L., 1985. Some contributions to the modelling of discontinuous flows. *Lect. Applied mathematics*, 22, 163-193
- Rosa, L.P., Schaeffer, R., 1995. Global warming potentials: The case of emissions from dams. *Energy Policy*, 23, 149-158.
- Schmid, M. et al. 2007. Sources and sinks of methane in Lake Baikal: A synthesis of measurements and modeling. *Limnol. Oceanogr*, 52, 1824-1837.
- Stepanenko, V.M., et al. 2011. Numerical modeling of methane emissions from lakes in a Permafrost zone. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 47, 252-264.
- Streeter, H. W., Phelps, E.B. 1925. A study of the pollution and natural purification of the Ohio river. Vol III, *Public Health Bulletin*, Nº 146, U.S. Public Health Service.
- Stumm, W. e Morgan, J.J., 1996. *Aquatic chemistry, an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*, 3rd edition. John Wiley & Sons, New York, 780 p.
- Thérien, N., K. Morrison. 2005. Modeling the GHG emission from hydroelectric reservoirs, p. 596-635. In A. Tremblay, L. Varfalvy, C. Roehm, and M. Garneau [eds.], *Greenhouse gas emissions—fluxes and processes: Hydroelectric reservoirs and natural environments*. Springer-Verlag.
- Trolle, D., D.P. Hamilton, C.A. Pilditch, I.C. Duggan, E. Jeppesen, 2011. Predicting the effects of climate change on trophic status of three morphologically varying lakes: Implications for lake restoration and management. *Environmental Modelling and Software*, 26, 354-370.
- Wania, R., Ross, I., Prentice, I.C., 2010. Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3. *Geoscientific Model Development Discussions*, 3, 1-59.
- Yamamoto, S., Alcauskas, J.B., e Crozier, T.E., 1976. Solubility of methane in distilled water and seawater. *Journal of Chemical Engineering Data*, 21, 78-80.

6. Implicações das mudanças climáticas sobre a dinâmica de emissão de GEE em um lago raso subtropical

Resumo

Registros apontam uma forte elevação dos níveis atmosféricos de dióxido de carbono (CO_2) e outros gases do efeito estufa (GEE), principalmente metano (CH_4) na últimas décadas, podendo potencializar o aumento da temperatura global. Embora abrangendo apenas algo em torno de 3% da superfície do globo, lagos e reservatórios se apresentam como importantes sistemas de armazenamento, processamento e transformação do carbono orgânico em GEE. Isto significa que esses sistemas podem representar relevantes compartimentos globais de perdas (confinamento no sedimento) ou de emissões de GEE para a atmosfera. resultantes, inclusive, da queima antropogênica de combustíveis fósseis e, portanto, contribuir de forma importante para a regulação da mudança climática global. Apesar dos avanços no conhecimento sobre os processos relacionados ao ciclo do carbono em ecossistemas aquáticos, ainda são incertos os efeitos de possíveis mudanças climáticas sobre os fluxos de CO_2 na interface água-ar e sobre processos internos de conversão do carbono. Além disso, existe uma carência de estudos nesse tema que abordem de maneira integrada a morfologia do lago, condicionantes climáticos e processos, principalmente com um enfoque de longo prazo. Neste trabalho foi utilizado um modelo ecológico-hidrodinâmico complexo para simulação da dinâmica do carbono e fluxos de CO_2 com a atmosfera em um lago raso subtropical. Posteriormente, foram avaliados através de modelagem matemática os efeitos das mudanças climáticas sobre a dinâmica do carbono e emissão de CO_2 . O modelo ecológico reproduziu satisfatoriamente a sazonalidade e padrões espacial observados no lago e auxiliou na identificação dos principais processos que governam os fluxos de CO_2 no sistema. As simulações 2D realizadas indicam que a morfologia atua decisivamente para heterogeneidade espacial de pCO_2 e dos fluxos na interface devido a diferentes respostas do vento ao longo da coluna d'água, fluxos do sedimento e temperatura da água, a qual regula as taxas metabólicas de respiração e produção primária. Com base na mediana dos resultados do conjunto de modelo climáticos considerados, verifica-se um incremento da produção primária e respiração variando de 2,0% a 4,5% para os horizontes de curto e longo prazo, respectivamente, quando comparados ao cenário de referência. Sendo assim, com o constante aumento da pressão parcial de CO_2 no ar combinado com a elevação da produção primária e respiração pode ocorrer uma amplificação dos fluxos evasivos no inverno e invasivos durante o verão. Esta amplificação sazonal de pCO_2 evidenciada pela modelagem pode levar outros lagos subtropicais com baixa capacidade de tamponamento, o que não é o caso da Lagoa Mangueira, a experimentar fortes variações no pH, tendendo a processos de acidificação durante o inverno, e torna-se sistemas com águas duras combinada com o favorecimento da eutrofização durante o verão, sobretudo, em sistemas não limitados por nutrientes.

Palavras-chaves: modelagem matemática, mudanças climáticas, lago raso, dinâmica de CO_2

INTRODUÇÃO

Modelos de circulação global (MCG) sugerem que as temperaturas médias na superfície terrestre aumentaram cerca de 0,6 °C no último século (Houghton et al. 2001). Registros apontam uma forte elevação dos níveis atmosféricos de dióxido de carbono (CO₂) e outros gases do efeito estufa (GEE), principalmente metano (CH₄) nas últimas décadas, podendo potencializar o aumento da temperatura global (Kerr 1990). De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima (IPCC), a falta de ações adequadas para o controle de emissões antropogênicas de GEE poderá provocar uma elevação da temperatura de 1,4 a 5,8 °C no final deste século (Houghton et al. 2001). Nesse contexto, lagos e reservatórios podem atuar como detectores de mudanças climáticas, pois respondem direta ou indiretamente a alterações promovidas na bacia de drenagem, causadas por mudanças no clima e no uso do solo, através de variáveis facilmente medidas como temperatura, carbono orgânico dissolvido e estrutura da cadeia trófica (Adrian et al. 2009; Williamson et al. 2009).

Embora abrangendo apenas algo em torno de 3% superfície terrestre (Downing et al. 2006), lagos e reservatórios têm sido identificados como relevantes sistemas de armazenamento e processamento do carbono orgânico em GEE (Duarte & Prairie 2005; Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009). Diversos lagos são supersaturados de CO₂ atuando como os principais vetores de transferência do carbono terrestre para a atmosfera (Bastviken et al. 2004; Cole et al. 2007; Tranvik et al. 2009). Reservatórios de usos múltiplos podem emitir significativas quantidades de CH₄ através de fluxos ebulitivos na superfície e difusivos nas túrbidas de geração de energia, sobretudo em climas tropicais, como resultado da decomposição da biomassa terrestre inundada (Fearnside 2004; IHA/UNESCO 2010; Wherli 2011). Logo, esses sistemas podem representar relevantes compartimentos globais de perdas (enterro) ou de emissões de GEE para a atmosfera resultantes, inclusive, da queima antropogênica de combustíveis fósseis e, portanto, contribuir de forma importante para a regulação da mudança climática global (Cole et al. 2007; Williamson et al. 2009). Apesar da realização de diversos estudos investigativos a respeito, especificamente, das emissões de GEE de lagos e reservatórios (Tranvik et al. 2009), ainda existe uma carência de trabalhos que buscam entender o papel de processos-chave desencadeadores das emissões de GEE de forma integrada com a bacia de drenagem, bem como avaliar as implicações dos cenários de mudanças climáticas sobre as trocas gasosas com a atmosfera.

Os efeitos das mudanças climáticas na dinâmica física e da estrutura trófica de lagos podem ser diversos, e sistemas distintos podem responder diferentemente às mudanças no clima (Mooij et al. 2005). Em lagos profundos, a elevação da temperatura acompanhada de ventos menos

intensos pode levar ao aumento da estabilidade da estratificação térmica, implicando em períodos de estratificação mais longos (Livinsdton 2003; O'Reilly et al. 2003). Além de uma maior persistência de um hipolíminio anóxico, com a elevação da temperatura mínima anual, lagos monomíticos podem experimentar um gradual aumento da temperatura nas zonas mais profundas (MacKay et al. 2009). Apesar de não permitirem o desenvolvimento de estratificação térmica persistente, é reconhecido que lagos rasos são sistemas mais susceptíveis à variabilidade climática sazonal do que sistemas profundos (Gerten & Adrian 2001; Straile et al. 2003).

Especialmente em lagos rasos, a maioria dos estudos sugere que as mudanças climáticas terão um efeito negativo na transparência da água, provocando uma mudança de estado de águas claras dominado por macrófitas aquáticas para o estado de águas túrbidas dominado pelo fitoplâncton (Mooij et al. 2005). Esse cenário reproduziria os efeitos do processo de eutrofização dos corpos d'água. Essa hipótese estaria sustentada em uma série de mecanismos desencadeados pela elevação da temperatura e precipitação, tais como (Mooij et al. 2007): (a) aumento das cargas de fósforo da bacia de drenagem; (b) aceleração dos processos autóctones de geração de fósforo; (c) mudança na sincronia dos picos de fito e zooplâncton durante a primavera em lagos temperados para o estabelecimento da fase clara; (d) favorecimento de florações de cianobactérias, pouco palatáveis para a comunidade zooplânctônica; e (e) elevação da zooplânctovoria por peixes, diminuindo assim a pressão sobre o fitoplâncton. Por outro lado, uma segunda linha de estudos tem sugerido que as mudanças climáticas podem manter estável a condição de águas claras devido à diluição da carga alóctone (Scheffer et al. 2001), antecipação do crescimento do fitoplâncton seguido de predação pelo zooplâncton durante a primavera, mantendo a estabilidade da fase clara durante o verão (Fragoso et al. 2011), e a resposta positiva de macrófitas aquáticas com a elevação da temperatura (Ronney & Kalff 2000; Mackee et al. 2002). Em lagos rasos subtropicais, especialmente, o papel das macrófitas aquáticas tem sido destacado em relação a sistemas temperados devido ao crescimento contínuo ao longo do ano (Finkler Ferreira et al. 2008). Em lagos profundos o aumento da estabilidade da coluna d'água e subsequente diminuição da disponibilidade de nutrientes do hipolíminio promovida pela mistura do sistema, pode refletir no declínio da produtividade do ecossistema (O'Reilly et al. 2003).

Ainda que a maioria dos estudos a respeito de mudanças climáticas em lagos não tenha sido focada diretamente na emissão de GEE é reconhecido que mudanças no estado trófico (Casper et al. 2000; Xing et al. 2005; Adams 2005; Kortelainen et al. 2006), no gradiente climático (Marotta et al. 2009a; Kosten et al. 2010; Barros et al. 2011), na composição da cadeia trófica (Schindler et al. 1997; Cole et al. 2000; Xing et al. 2006; Rychla et al. 2011) e no regime térmico (Harrits &

Hanson 1980; Ford et al. 2002; Eckert & Conrad 2007; Marotta et al. 2009b) podem atuar como reguladores do metabolismo de lagos e reservatórios e da emissão de CO₂ e CH₄ na interface ar-água (ver Capítulo 4). Estudos experimentais conduzidos especificamente neste tema têm indicado que a respiração no sedimento pode ser mais estimulada pela elevação da temperatura do que pela própria eutrofização (Liboriussen et al. 2010). A forte dependência da temperatura com a mineralização do carbono orgânico no sedimento, especialmente em lagos rasos, pode resultar em uma diminuição do confinamento do carbono no sedimento e aumento nas emissões de GEE (Thanh Duc et al. 2010; Flanagan e MacCauley 2010; Gudasz et al. 2011). Apesar dos avanços no conhecimento, os efeitos das mudanças climáticas sobre os fluxos de CO₂ na interface e sobre processos internos de conversão do carbono ainda são incertos. Além disso, existe uma carência de estudos nesse tema que abordem de maneira integrada a morfologia do lago, condicionantes climática e processos, principalmente com um enfoque de longo prazo. Estudos dos efeitos das mudanças climáticas sobre a dinâmica do CO₂ realizados em mesocosmos (Flanagan e MacCauley 2008, 2010), por exemplo, podem não reproduzir corretamente alguns efeitos físicos de grande escala como por exemplo correntes hidrodinâmicas, tempo de residência e o efeito do vento na superfície do sistema. Além disso, é limitado por questões práticas a possibilidade de realizar inúmeros cenários isolados e combinados de anomalias na temperatura do ar, mudança da pressão parcial de CO₂ e precipitação.

Sendo assim, devido à complexidade de interações envolvidas, uma alternativa para entender e prever quantitativamente padrões de respostas de lagos e reservatórios sujeito a mudanças climáticas é através da utilização de modelos matemáticos determinísticos aquáticos (Trolle et al. 2011). Esses modelos devem, entretanto, considerar dinamicamente a distribuição da temperatura no sistema em resposta à variabilidade sazonal e mudanças de longo prazo, integrando aspectos morfológicos com interações físicas e biológicas do ecossistema. Modelos matemáticos podem ainda auxiliar na formulação e teste de hipóteses sobre o impacto das mudanças climáticas em lagos e reservatórios, fornecendo assim um ponto de partida para estudos experimentais e atividades de monitoramento (Mooij et al. 2007). Nesse aspecto, modelos podem representar ferramentas úteis para integrar informações de campo para todo o ecossistema, levando em conta a variabilidade sazonal e morfologia do lago, ao contrário de técnicas de interpolação (Roland et al. 2010) ou com balanços de massa concentrados (Andersson & Sobek 2006; Yang et al. 2008) nos quais variações espaciais ou no tempo são simplesmente negligenciadas. Lagos e reservatórios de grande escala podem apresentar

significativa heterogeneidade espacial que deve ser levada em conta na integração dos resultados (Fragoso et al. 2009; Roland et al. 2010). O objetivo desse trabalho foi o de avaliar os potenciais efeitos das mudanças climáticas no metabolismo e emissão de CO₂ por meio de modelagem matemática. O modelo IPH-ECO foi aplicado à lagoa Mangueira, um lago raso subtropical de grande escala.

MÉTODOS

Área de estudo

A lagoa Mangueira é um lago raso, oligo-mesotrófico, localizado na zona costeira ao sul do Estado do Rio Grande do Sul, entre as latitudes 32°20' e 33°00' S e longitudes 52°20' e 52°45'. O lago possui uma profundidade média de 3,0 metros e máxima de 6,0 metros. A área superficial é de 820 km², aproximadamente. Uma caracterização mais detalhada do sistema é apresentada no Capítulo 4.

Configuração do modelo ecológico

No modelo IPH-ECO a complexidade do sistema simulado pode ser facilmente flexibilizada dependendo do propósito e disponibilidade de dados. As simulações podem ser realizadas com uma discretização espacial 0D, 1D, 2D ou 3D, em função das características morfológicas do sistema de interesse, bem como a aplicação pode incluir diversos grupos funcionais para fitoplâncton (5), bacterioplâncton (2), zooplâncton (3) e macrófitas aquáticas (5) e para matéria orgânica (2). A camada do sedimento pode ser omitida da simulação ou dinamicamente simulada de forma concentrada, considerando as mesmas variáveis da coluna d'água (*full dynamic sediment model*). Uma terceira opção permite a definição de fluxos prescritos na interface sedimento-água (*zero-order sediment model*). A definição de algumas variáveis é obrigatória, tais como temperatura da água, oxigênio dissolvido, dióxido de carbono, nutrientes e matéria orgânica.

A modelagem na lagoa Mangueira foi conduzida considerando de maneira integrada os módulos hidrodinâmico, de balanço de calor e ecológico. Com o objetivo de diminuir a complexidade das análises, um único grupo funcional para fitoplâncton e para zooplâncton foi considerado para representar a variabilidade de biomassa total destas comunidades aquáticas. A biomassa de bactérias não foi explicitamente simulada. A matéria orgânica foi compartimentada em um único

grupo, sem fazer distinção entre o material lábil e refratário. Quanto aos gases do efeito estufa, apenas CO₂ foi simulado. Um modelo de ordem zero regulado pela temperatura da água foi utilizado para representar os fluxos difusivos de CO₂ na interface água-sedimento. Na interface com a atmosfera, as trocas gasosas para CO₂ e O₂ foram simuladas com base no gradiente de concentrações dos gases entre o ar e água, e condições de vento na superfície. Um resumo das principais componentes físicas, químicas e biológicas do modelo conceitual proposto, e suas interações, podem ser vistos na Figura 6.1. Detalhes das componentes e processos representados pelo das equações que representam os processos bióticos e abióticos e fluxos entre compartimentos no modelo IPH-ECO podem ser obtidos no Capítulo 6 e em Fragoso (2009).

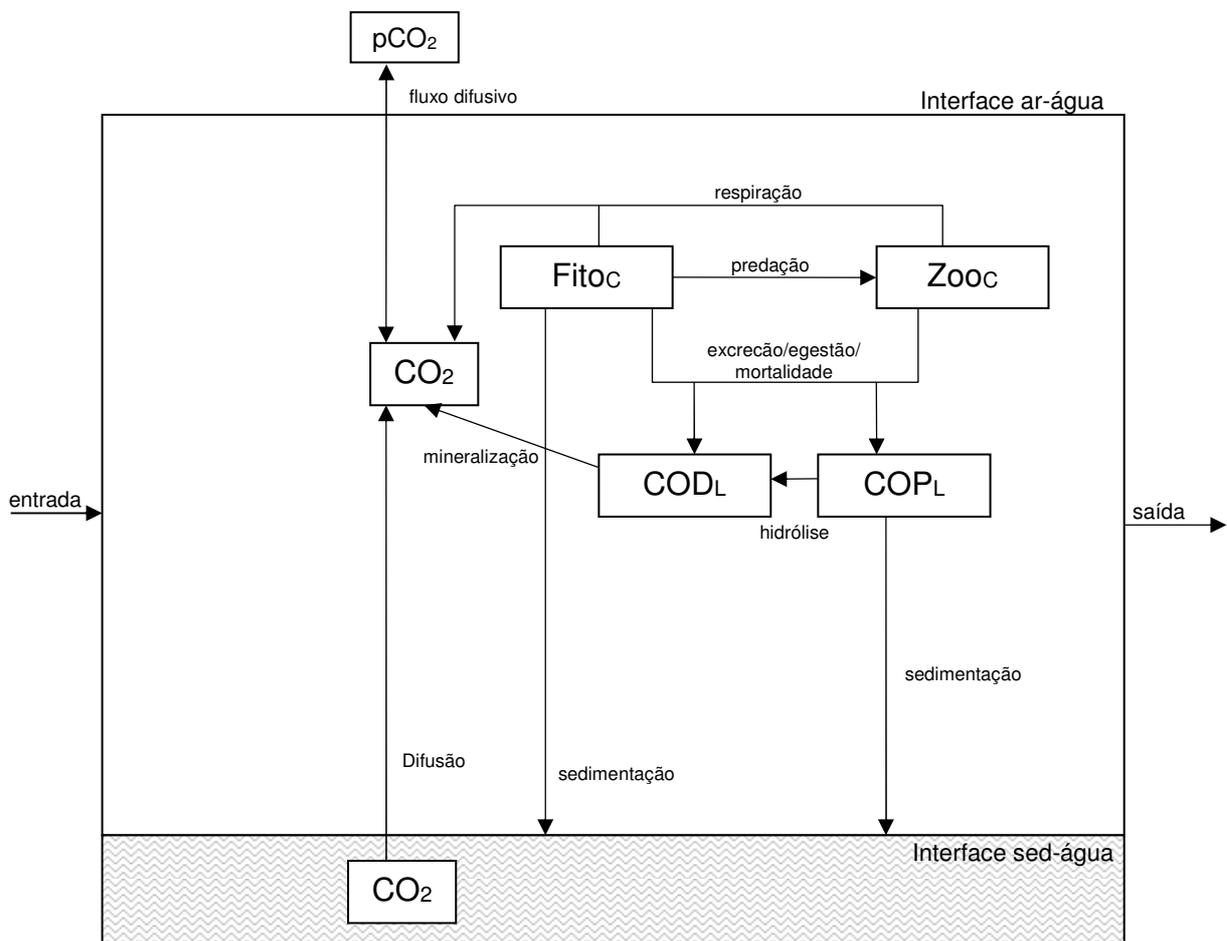


Figura 6.1. Modelo conceitual para as aplicações do modelo IPH-ECO na lagoa Mangueira.

Discretização e simplificação do sistema

Estudos prévios de modelagem matemática da lagoa Mangueira (Fragoso et al. 2008; 2011) e o conhecimento adquirido nas atividades de monitoramento têm demonstrado que o sistema é completamente misturado no perfil vertical. Sendo assim, optou-se por utilizar uma discretização

bidimensional (2DH) da lagoa no modelo IPH-ECO. O domínio 2D foi dividido em células quadradas de 500x500 metros, totalizando uma malha de 3887 elementos computacionais (Figura 6.2). O refinamento da grade foi definido com o objetivo de se otimizar o tempo computacional de simulação, manter a estabilidade numérica do modelo e gerar resultados espaciais das variáveis de estado com um bom nível de refinamento. O modelo numérico do fundo da lagoa foi obtido a partir do levantamento batimétrico original disponível para a lagoa Mangueira (cuvas de nível de 1,0 m). As cotas de fundo que compõem o levantamento foram interpoladas sobre a grade utilizada no modelo IPH-ECO (Figura 6.2).

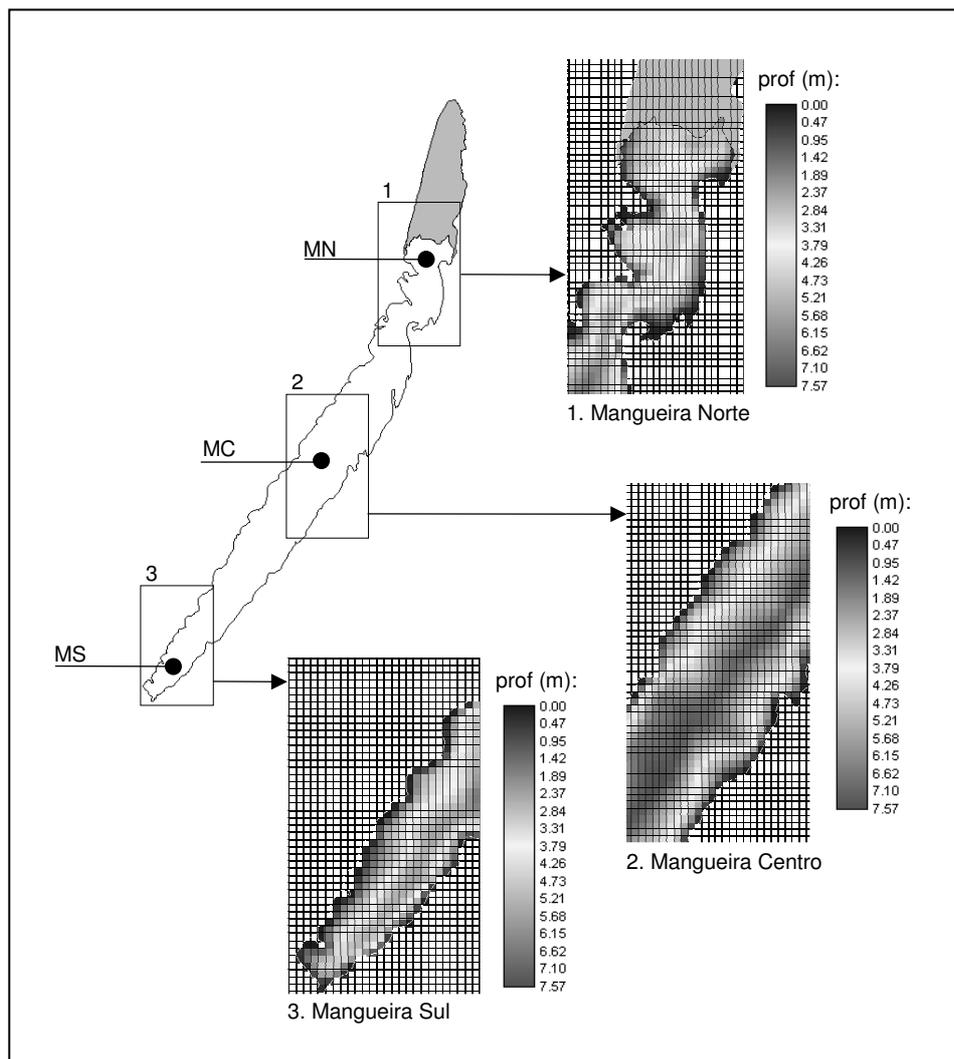


Figura 6.2. Modelo numérico da batimetria da Lagoa Mangueira e *grid* utilizado no modelo IPH-ECO.

Entradas do modelo

Nas aplicações propostas, os dados de entrada no modelo IPH-ECO dizem respeito às informações utilizadas para o cálculo dos balanços hídrico e térmico dos sistemas. Para a

simulação da temperatura da água é compulsório no modelo a definição de séries temporais das seguintes variáveis meteorológicas: radiação solar, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho ou umidade do ar, velocidade e direção do vento e evaporação. Quanto ao balanço hídrico, foram considerados somente os fluxos diretos de evaporação (-) e precipitação (+) sobre a superfície líquida da lagoa Mangueira. Todas as informações climáticas foram obtidas da estação meteorológica de Santa Vitória do Palmar-RS gerenciada pelo INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) para o período de simulação proposto (2001-2011).

Calibração e validação do modelo IPH-ECO

A calibração e validação do modelo compreendeu o período entre os anos de 2001 e 2011. O período inicial, entre os anos de 2001 e 2006, foi utilizado para o ajuste do modelo, sendo o período posterior utilizado para a validação. A calibração hidrodinâmica do modelo foi realizada em estudos anteriores na lagoa Mangueira (Fragoso 2006; Fragoso et al. 2008, 2011) e, portanto, não foi objeto de avaliação nesta proposta de simulação. Somente os parâmetros biocinéticos do módulo ecológico, reguladores do metabolismo e dinâmica de CO₂ na lagoa, foram calibrados. Os valores típicos para os parâmetros cinéticos do modelo foram obtidos na literatura (p.e. Fragoso et al. 2008, 2011). O ajuste dos parâmetros foi realizado manualmente variando os valores dos parâmetros em intervalos pequenos dentro da faixa sugerida. Os dados observados correspondentes às variáveis limnológicas foram obtidos em campanhas sazonais na lagoa Mangueira, em três pontos amostrais: Mangueira Norte (MN), Mangueira Centro (MC) e Mangueira Sul (MS) (Figura 6.2). Um modelo concentrado foi adotado para a etapa de calibração e validação do modelo. Os parâmetros obtidos foram utilizados para a modelagem distribuída 2DH. Nesta etapa considerou-se os dados meteorológicos medidos pela estação disponível e uma pressão parcial de CO₂ na atmosfera de 384 ppm, estabelecendo assim o cenário atual ou de referência para a posterior análise dos cenários de mudanças climáticas.

Avaliação dos efeitos das mudanças climáticas nos fluxos de CO₂ e processos internos

Após a etapa de calibração do modelo foram realizadas as simulações dos cenários futuros na lagoa Mangueira com o propósito de avaliar os efeitos dos cenários de mudanças climáticas nos processos de conversão do carbono no sistema e fluxos de CO₂ na interface ar-água. Os dados de entrada do modelo os quais foram modificados em relação ao cenário atual são os seguintes: temperatura do ar, precipitação e pressões parciais dos GEE na atmosfera. Os demais dados de entrada e parâmetros foram considerados os mesmos do período de calibração do modelo.

A temperatura da água tem um papel central na regulação das taxas de muitos processos descritos pelo modelo, incluindo os processos de crescimento do fitoplâncton, de predação do zooplâncton, taxas de decomposição/mineralização de partículas orgânicas (POM) para a matéria orgânica dissolvida (DOM) e, em seguida, para nutrientes inorgânicos (PO_4 e NH_4), bem como no fluxo de nutrientes e CO_2 do sedimento para a coluna d'água. Um aumento gradual e prolongado na temperatura da água pode, portanto, alterar o equilíbrio de vários componentes do ecossistema. A precipitação pode alterar as interações tróficas devido à elevação ou redução da concentração de carbono oriundo da bacia de drenagem. Variações da pressão parcial de CO_2 pode alterar o gradiente de concentrações de CO_2 entre o lago e a atmosfera, interferindo no sentido do fluxo difusivo.

As alterações nos fluxos de CO_2 na interface ar-água e nos fluxos internos de carbono entre os compartimentos bióticos e abióticos simulados foram utilizados para avaliar os efeitos dos cenários de interesse em relação à condição atual (definido como o cenário controle).

Nesse trabalho foram utilizadas projeções de anomalias médias mensais de temperatura do ar e precipitação na região analisada, de dois cenários de emissões simulados (A2,B2) por 20 modelos de circulação geral, para dois horizontes de tempo (o futuro próximo, centrado no ano 2030, e o futuro longo, centrado no ano 2070). As projeções adotadas no presente estudo foram estimadas em um trabalho prévio (Bravo et al. 2011). A Figura 6.3 apresenta a localização da região de estudo e a célula da grade dos MCGs onde os resultados foram obtidos.

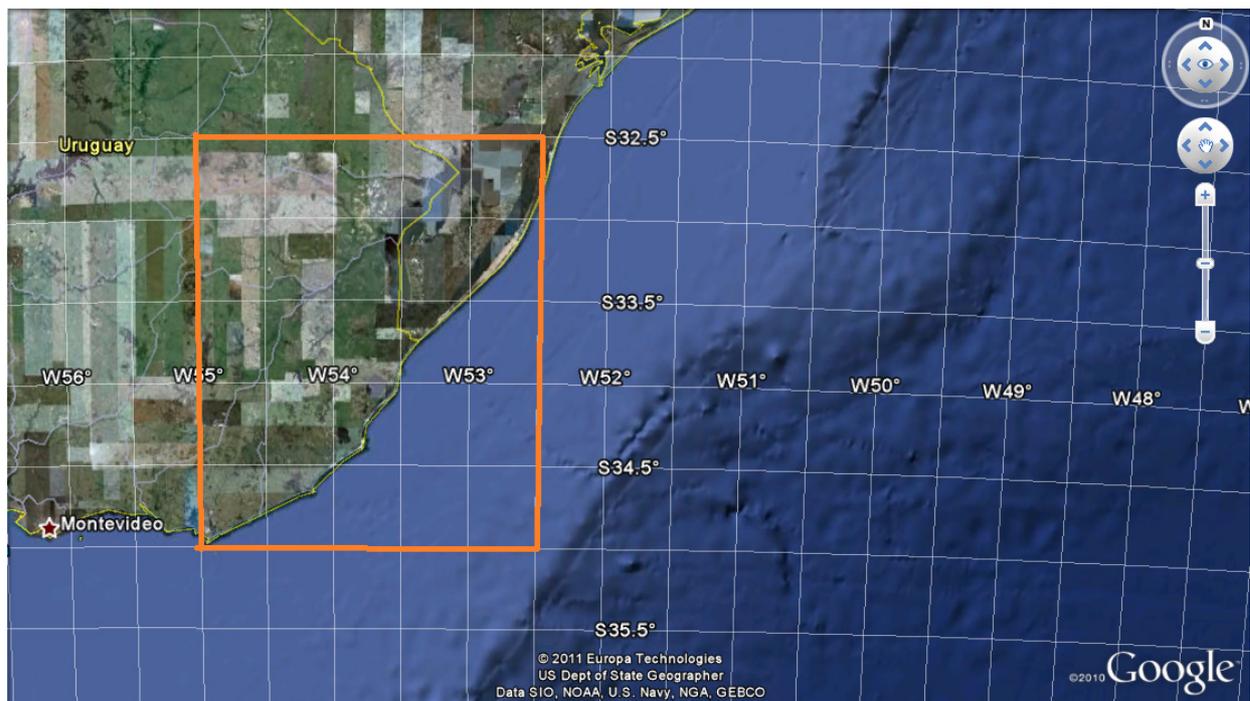


Figura 6.3. Localização da região de estudo e célula da grade dos MCGs (na cor laranja) onde os resultados são obtidos.

Seleção dos cenários de emissão

Os cenários de emissão representam uma visão possível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que absorvem parte da radiação (gases de efeito estufa, aerossóis), baseados numa combinação coerente e internamente consistente de suposições sobre forçantes reguladores como demografia, desenvolvimento socioeconômico, e mudança na tecnologia, assim como suas interações (Marengo 2006).

Existem, basicamente, quatro família de cenários de emissões definidos pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas – IPCC (IPCC 2000). Neste trabalho foram selecionados dois cenários: (1) Cenário A2, o qual apresenta altas emissões e (2) Cenário B2, o qual representa baixas emissões. A seguir é apresentada uma breve descrição destes cenários.

- *Cenário A2 (Altas emissões)*: esse cenário descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, autossuficiência em termos de recursos e menos ênfase nas interações econômicas, sociais e culturais entre as regiões são característicos para esse futuro. Outras características são: o crescimento populacional alto e a menor preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido. O crescimento econômico resulta desigual em função das diferentes economias regionais.
- *Cenário B2 (Baixas emissões)*: esse cenário descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais, na sustentabilidade econômica, social e ambiental. As políticas públicas e as estratégias empresariais, a nível nacional e local, são influenciadas por conceitos ambientalistas, com uma tendência para a autossuficiência local. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

Definição dos modelos climáticos utilizados

Paras as estimativas das projeções de variáveis climáticas na região analisada utilizou-se o modelo MAGICC/SCENGEN, (Model for the Assessment of Greenhouse gas Induced Climate Change/SCENario GENerator) versão 5.3, que considera as principais diretrizes estabelecidas

pelo Quarto Relatório de Avaliação do Grupo de Trabalho 1 (Fourth Assessment Report, Working Group 1, AR4) do IPCC.

O MAGICC tem sido o principal modelo utilizado pelo IPCC para gerar projeções futuras de temperatura média global e nível médio do mar (Wigley 2008). Baseado em cenários de emissões de gases do efeito estufa e de modelos de circulação geral (MCGs), o MAGICC calcula projeções de concentração de gases de efeito estufa, temperatura média global e nível médio do mar. Os resultados de temperatura média global são utilizados pelo SCENGEN para produzir padrões espaciais de mudanças climáticas a partir de um banco de dados de resultados de MCGs e utilizando o método *pattern scaling* descrito em Santer et al (1990).

O MAGICC/SCENGEN é baseado em um modelo acoplado de ciclo de gases e clima (MAGICC, Hulme et al. 1995, Tabela 6.1) que gera dados de modificação na temperatura média global utilizados pelo SCENGEN para gerar cenários de mudanças climáticas cujos resultados são apresentados em uma grade de 2,5° x 2,5° que cobre a totalidade do planeta.

Tabela 6.1. Modelos acoplados atmosfera-oceano de circulação geral utilizados no SCENGEN versão 5.3.

Nome SCENGEN	Pais	Nome	Instituição
BCCRBCM2	Noruega	Bergen Climate Model, version 2	Bjerknes Centre for Climate Research (BCCR), Univ. of Bergen
CCSM--30	EU	Community Climate System Model, version 3.0	National Center for Atmospheric Research (NCAR)
CCCMA-31	Canada	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis's	
CNRM-CM3	França	CNRM-CM3	Centre National de Recherches Météorologiques, Météo France
CSIRO-30	Austrália	CSIRO Mark 3.0	CSIRO
MPIECH-5	Alemanha	ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology
ECHO---G	Alemanha/C oreia	ECHO-G = ECHAM4 + HOPE-G	Meteorological Institute of the University of Bonn, Institute of KMA and Model and Data Group
FGOALS1G	China	FGOALS1.0	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences
GFDLCM20	EU	CM2.0 - AOGCM	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - NOAA
GFDLCM21	EU	CM2.0 - AOGCM	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - NOAA
GIS--EH	EU	GISS ModelE-H	Goddard Institute for Space Studies (GISS), NASA
GIS--ER	EU	GISS ModelE-R	Goddard Institute for Space Studies (GISS), NASA
INMCM-30	Russia	INMCM3.0	Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science
IPSL_CM4	França	IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)

Nome SCENGEN	Pais	Nome	Instituição
MIROC-HI	Japão	MIROC3.2 (Model for Interdisciplinary Research on Climate)	CCSR/NIES/FRCGC
MIROCMED	Japão	MIROC3.2 (Model for Interdisciplinary Research on Climate)	CCSR/NIES/FRCGC
MRI-232A	Japão	MRI-CGCM2.3.2	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency
NCARPCM1	EU	Parallel Climate Model	National Center for Atmospheric Research NCAR
UKHADCM3	Inglaterra	HADCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research
UKHADGEM	Inglaterra	Hadley Centre Global Environmental Model, v 1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research

RESULTADOS

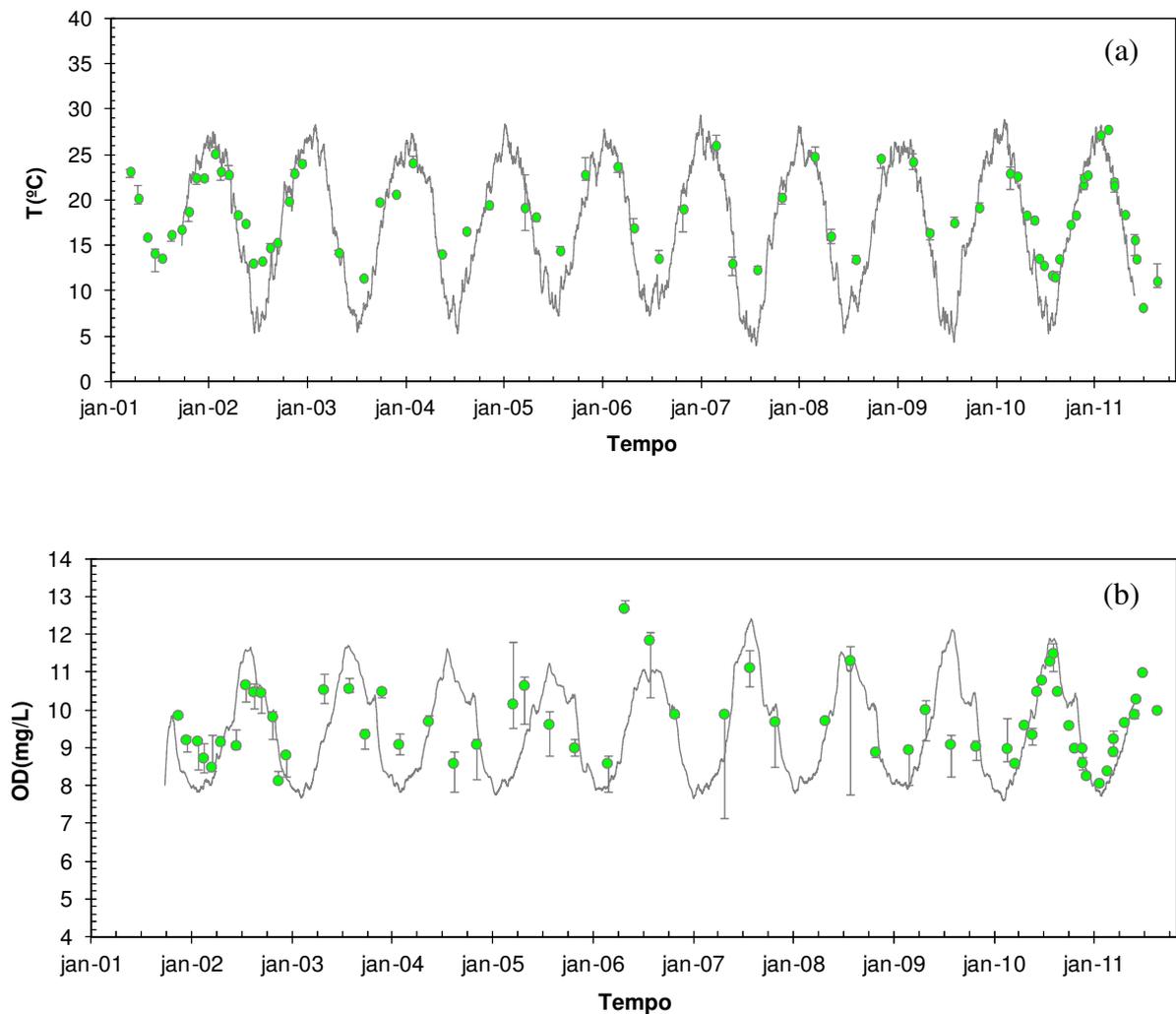
Ajuste do modelo

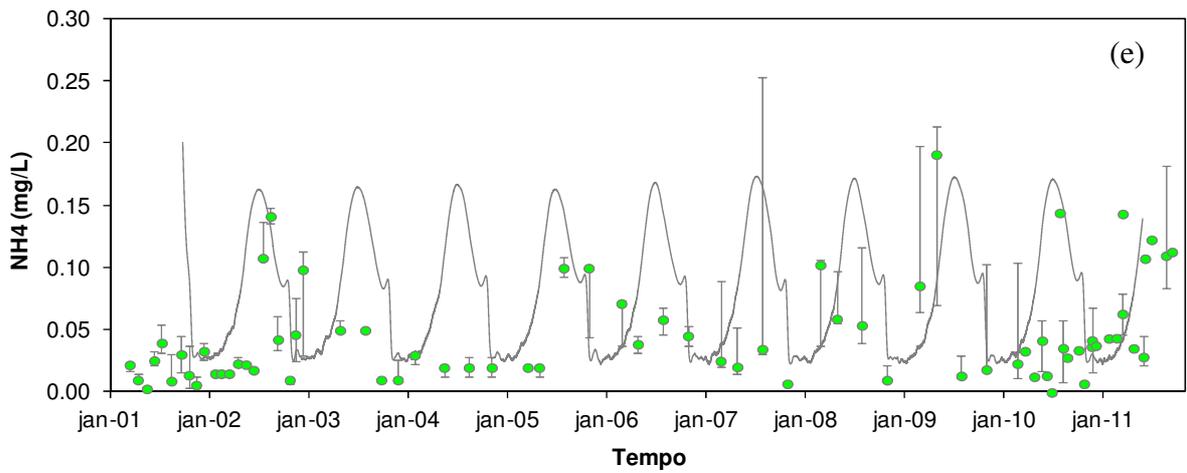
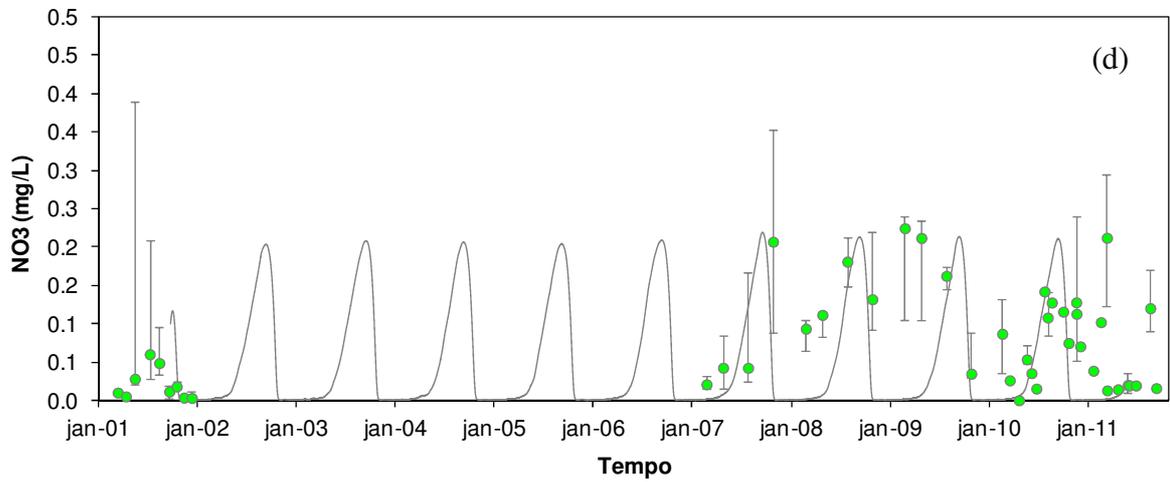
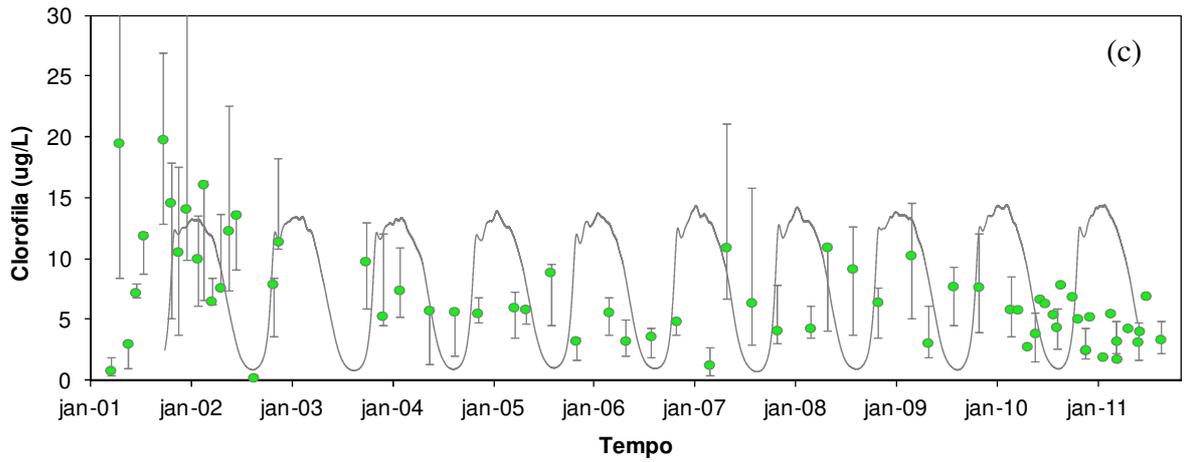
Os resultados da calibração e validação do modelo podem ser observados na Figura 6.4. O modelo, de uma maneira geral, mostrou um comportamento similar entre os períodos de calibração e validação. A variabilidade sazonal para oxigênio dissolvido (Figura 6.4a) e temperatura (Figura 6.4b) foram bem representadas pelo modelo em ambos os períodos. Para essas variáveis pode-se destacar o primeiro ano de simulação (2001, calibração) e o último ano (2011, validação), durante os quais o modelo mostrou uma boa concordância entre os dados medidos e simulados, ainda que isolados entre si por um período de quase 10 anos.

Para nutrientes inorgânicos (PO_4 , NH_4 e NO_3), o modelo representou uma clara sazonalidade em resposta à oscilação da biomassa de fitoplâncton no sistema. O modelo mostrou sistematicamente uma depleção de nutrientes no início da primavera (out-dez) e verão (jan-mar) (Figura 6.4c a 6.4e), devido à maior assimilação pelo fitoplâncton (Figura 6.4f), e uma maior disponibilidade desses elementos durante o inverno (jun-set), período em que a produção primária foi limitada pela menor incidência solar e baixas temperaturas. Os dados medidos mostram uma grande variabilidade temporal na lagoa para clorofila *a* e nutrientes inorgânicos, não mostrando um padrão claro ao longo do ano como aquele reproduzido pelo modelo. Ainda assim, pode-se dizer que o modelo foi capaz de reproduzir a magnitude das concentrações de nutrientes e clorofila *a* observadas na lagoa Mangueira. A biomassa de fitoplâncton (peso seco) simulada foi convertida em clorofila *a* considerando uma relação fixa clorofila-*a*:DW de 0,5%. Esta relação foi obtida por ajuste durante o processo de calibração.

A pressão parcial calculada de CO_2 mostrou uma sazonalidade bastante marcada ao longo de todo o período simulado (Figura 6.4g). O sistema mostrou um comportamento autotrófico durante a primavera e verão (out-mar), período em que a produção primária é intensificada, funcionando como um sumidouro do CO_2 atmosférico ($\text{pCO}_2^{\text{lago}} < \text{pCO}_2^{\text{ar}}$). No outono e inverno (abr-set), com o declínio da biomassa de fitoplâncton, ocorre uma elevação gradual da pressão parcial de CO_2 na água, atingindo valores próximos a 1000 ppm. Nesse período, o metabolismo do sistema converte-se para heterotrófico, atuando como uma fonte de CO_2 para a atmosfera ($\text{pCO}_2^{\text{lago}} > \text{pCO}_2^{\text{ar}}$). Assim como para temperatura e oxigênio dissolvido, o modelo mostrou uma boa concordância para CO_2 na água nos anos de 2001 (calibração) e 2011 (validação). Nos demais anos, a magnitude das pressões parciais de CO_2 na lagoa foi bem representada levando-se em conta a elevada oscilação e a ausência de um claro padrão sazonal. A magnitude dos valores

de pH na lagoa Mangueira foi reproduzida pelo modelo (Figura 6.4h). Em geral, o modelo mostrou uma elevação no pH durante o período de verão (jan-mar), juntamente com a elevação da biomassa de fitoplâncton e declínio nas concentrações de CO_2 . Nesse período, o pH simulado atinge patamares próximos a 9,0. Em oposição, durante o outono e inverno (abr-set), o pH atinge valores próximos a 6,0 contribuindo para a conversão do estoque de carbono inorgânico em CO_2 . Uma boa concordância entre os dados medidos e simulados de pH foi observada no último ano de simulação.





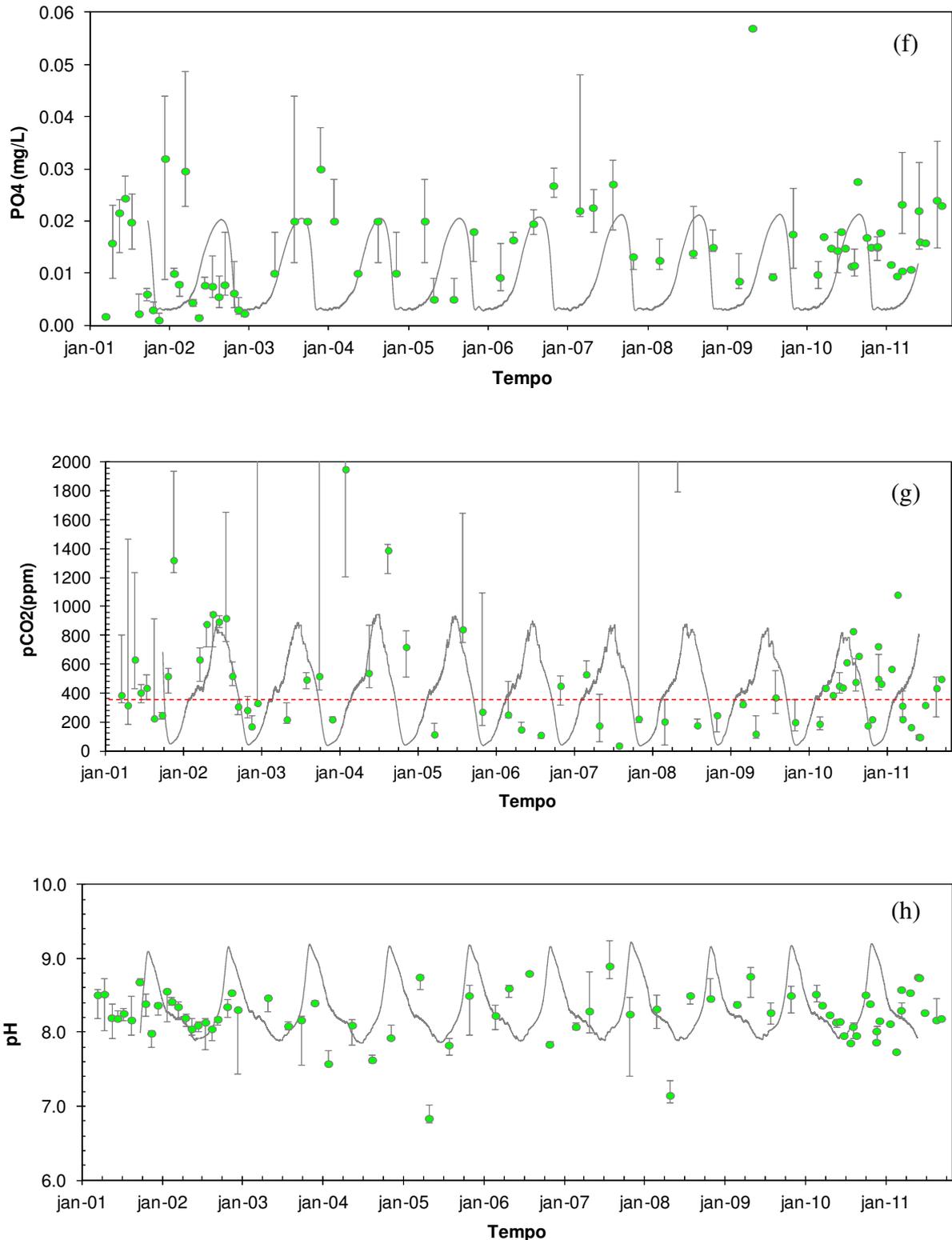


Figura 6.4. Comparação entre os dados observados (mediana, círculos verdes, e percentis 10 e 90) e simulados na lagoa Mangueira para: a) temperatura da água, b) oxigênio dissolvido, c) ortofosfatos, d) nitrogênio amoniacal, e) nitratos, f) clorofila *a*, g) pressão parcial de CO₂ (linha tracejada representa pCO₂^{sat}) e h) pH. Etapa de ajuste: período 2001-2006. Etapa de validação: período 2007-2011.

Padrões Espaciais e Temporais na pressão parcial de CO₂

A heterogeneidade espacial foi estudada através da modelagem hidrodinâmica bidimensional (2D) da lagoa Mangueira. Neste caso, o sistema foi simulado para o período 2001-2005, utilizando os parâmetros obtidos nas etapas de calibração e verificação considerando o modelo concentrado.

O modelo indicou fortes gradientes transversais (margem leste – oeste) e longitudinais (norte-sul) de pressão parcial de CO₂ na lagoa Mangueira. Durante o verão (jan-mar) ou na transição primavera-verão (dez) (Figuras 6.5a a 6.8a), conforme já mostrado nas séries temporais do modelo concentrado, as concentrações de CO₂ mantiveram-se próximas ou abaixo da saturação (384 ppm). Na transição primavera-verão nos anos de 2003 (Figuras 6.7a) e 2004 (Figuras 6.8a) o modelo revelou uma forte heterogeneidade espacial ao longo do perfil longitudinal, e em menor grau, no gradiente transversal da lagoa. As simulações indicaram que a lagoa funciona como uma fonte de CO₂ nas zonas litorâneas norte e sul, e como um sumidouro de CO₂ na porção central (zona pelágica).

Por outro lado, durante o inverno, a lagoa mostrou uma maior permanência para a heterotrofia ($R > GPP$) em todos os compartimentos físicos (zonas pelágicas e litorâneas), comportando-se sistematicamente como uma fonte de CO₂ para atmosfera ($pCO_2^{lago} > pCO_2^{ar}$) (Figuras 6.5b a 6.8b). Além disso, durante o período mais frio, o modelo também indicou uma maior mistura do sistema. Ao contrário dos períodos mais quentes, nos meses mais frios e nas zonas mais rasas (litorânea) as concentrações de CO₂ tendem a ser inferiores do que na zona pelágica.

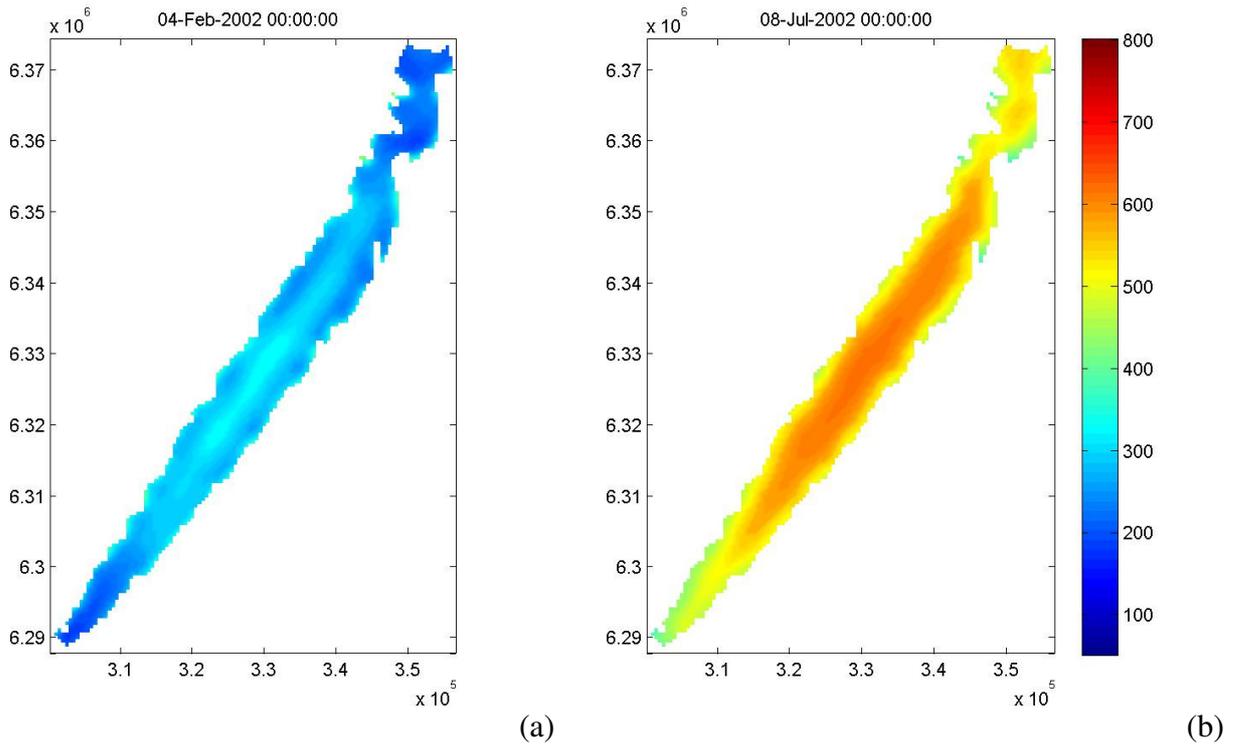


Figura 6.5. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO₂ na Lagoa Mangueira: (a) verão de 2002 e (b) inverno de 2002.

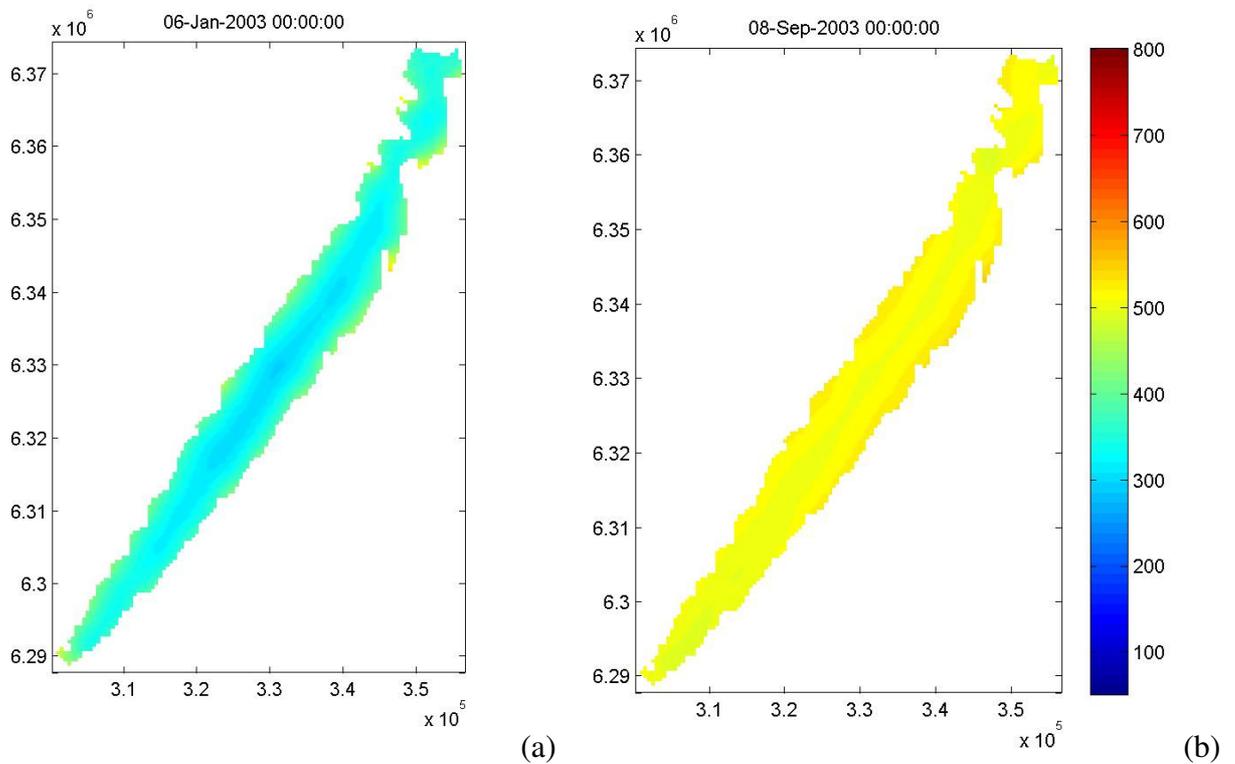


Figura 6.6. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO₂ na Lagoa Mangueira: (a) verão de 2003 e (b) inverno de 2003.

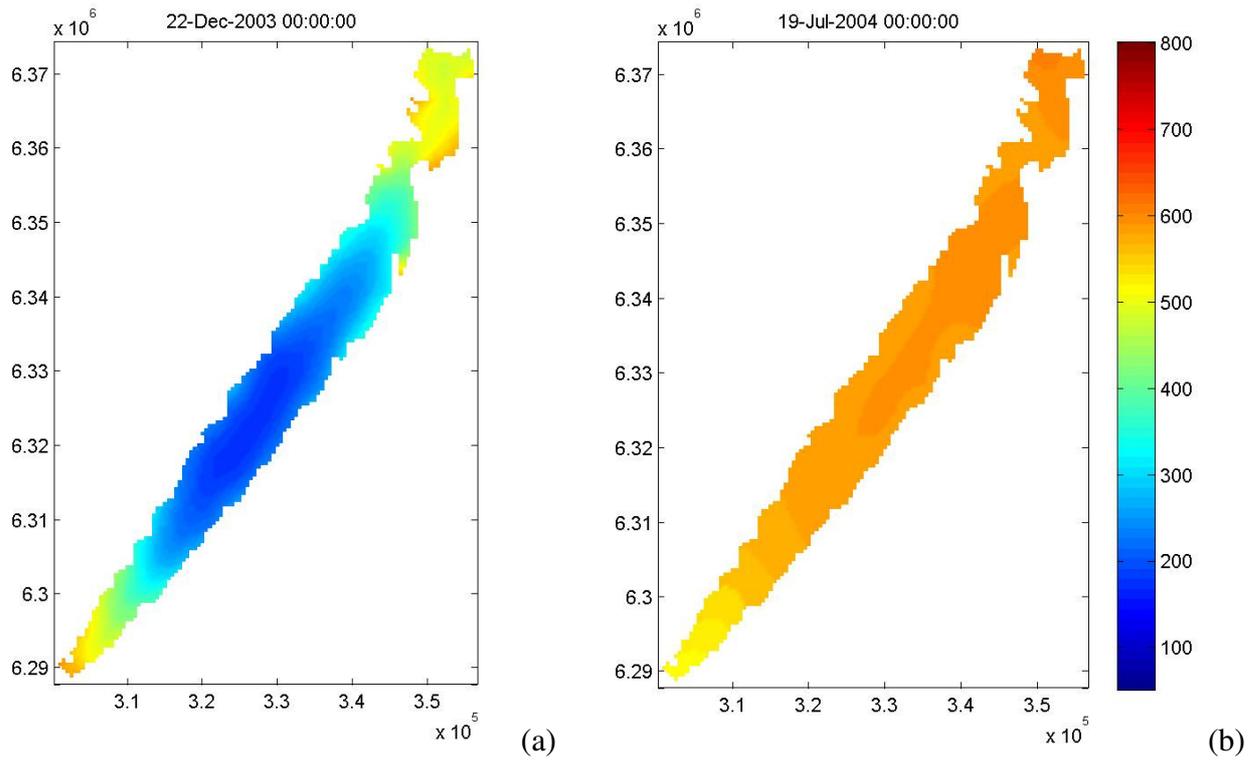


Figura 6.7. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO₂ na Lagoa Mangueira: (a) transição primavera-verão de 2003 e (b) inverno de 2004.

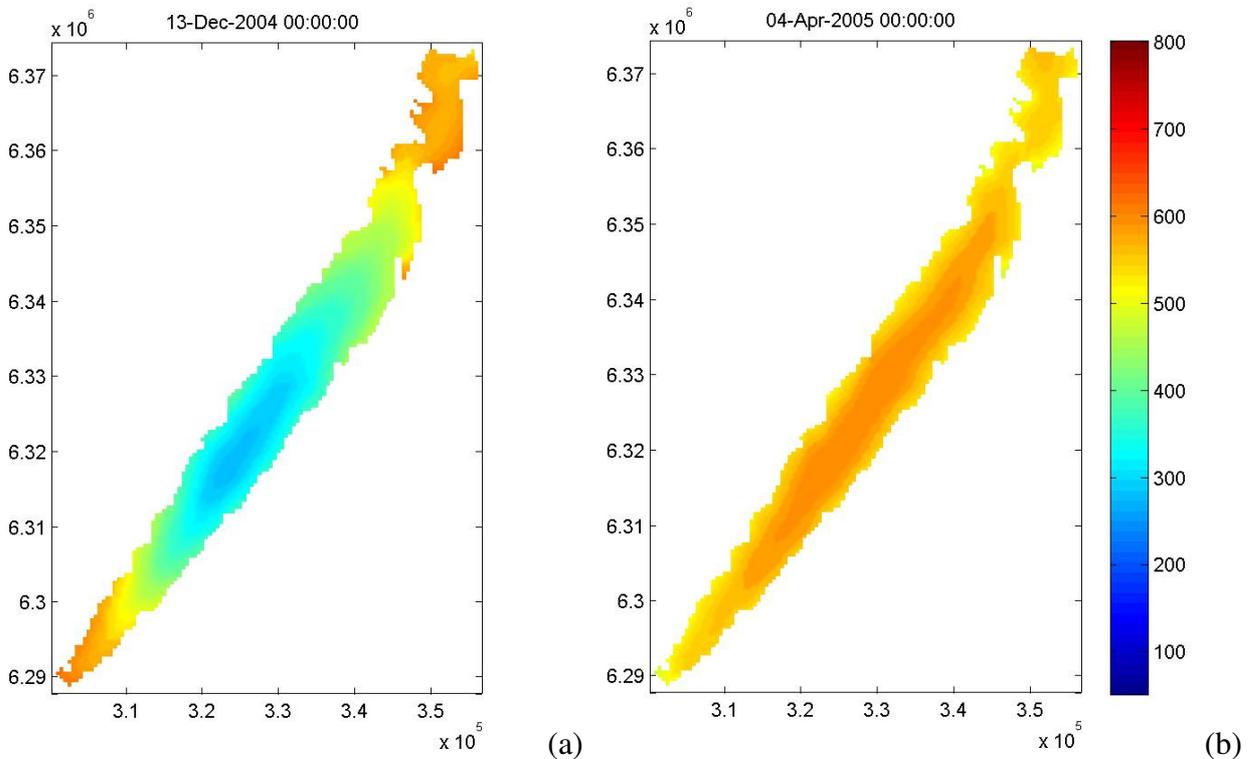


Figura 6.8. Variabilidade espacial simulada da pressão parcial de CO₂ na Lagoa Mangueira: (a) transição primavera-verão de 2004 e (b) outono de 2005.

Cenários de Mudanças Climáticas

O efeito das mudanças climáticas e do incremento na pressão parcial de CO₂ atmosférico sobre o fluxo de CO₂ na lagoa Mangueira foi avaliado através da comparação entre a variabilidade interanual do pCO₂ médio mensal na lagoa, obtido para os cenários de mudanças climáticas de 20 modelos climáticos (estatísticas P10, P50, P90 das projeções mensais de pCO₂) e obtido para o cenário atual de referência (período de ajuste do modelo) (Figura 6.9).

As concentrações médias mensais de CO₂ para os 10 anos de simulação mostraram um claro padrão sazonal para o cenário de referência. Entre os meses de março e setembro (outono e inverno) as concentrações médias mensais mantiveram-se acima da saturação de 384 ppm, atingindo um pico nos meses de junho e julho (aproximadamente 900 ppm), funcionando assim como uma fonte de CO₂ para a atmosfera. A partir de julho, o modelo indicou um declínio na pressão parcial de CO₂ na lagoa, ocorrendo uma mudança no metabolismo do sistema durante o início da primavera. As simulações indicaram que nos meses subsequentes de primavera e durante o todo o verão, ocorre um fluxo do CO₂ atmosférico para a lagoa Mangueira.

De uma maneira geral, todos os cenários de mudanças climáticas avaliados mostraram um incremento nas pressões parciais médias mensais na Lagoa Mangueira. Na comparação com o cenário de referência, as projeções mostraram uma queda mais acentuada das concentrações no início da primavera. Do mesmo modo, foi possível observar uma antecipação da elevação nas pressões parciais de CO₂ no início do verão, principalmente, para os cenários A2 e B2 no ano de 2070. Para esse mesmo horizonte temporal, pode-se perceber também uma maior dispersão nas médias mensais dos modelos climáticos avaliados em cada uma das situações de desenvolvimento (A2, B2).

Ao comparar a sazonalidade das medianas das médias mensais de pCO₂ resultantes dos diversos modelos climáticos com a média mensal do cenário de referência, nota-se que o cenário A2 mostrou um maior incremento nas pressões parciais médias mensais de CO₂ do que o cenário B2 para os dois horizontes temporais avaliados. Para o cenário A2 o modelo indicou uma elevação de 11,1% e 33,3% no mês de junho nos anos de 2030 e 2070, respectivamente. No mesmo período para o cenário B2, a elevação foi de 9,5% e 20,5% nos horizontes de 2030 e 2070, respectivamente. Por outro lado, para o mês de novembro – período de máxima depleção do CO₂ na água – o impacto relativo das mudanças climáticas foi menos significativo sobre a pressão parcial de CO₂ na água. A mediana das médias mensais de pCO₂ dos modelos climáticos foi similar a média mensal do cenário de referência (~100 ppm) para todos os cenários (A2 e B2) e

horizontes temporais (2030 e 2070). Para alguns modelos no horizonte de 2030, o modelo mostrou valores de pCO₂ inferiores ao cenário de referência ao final da primavera.

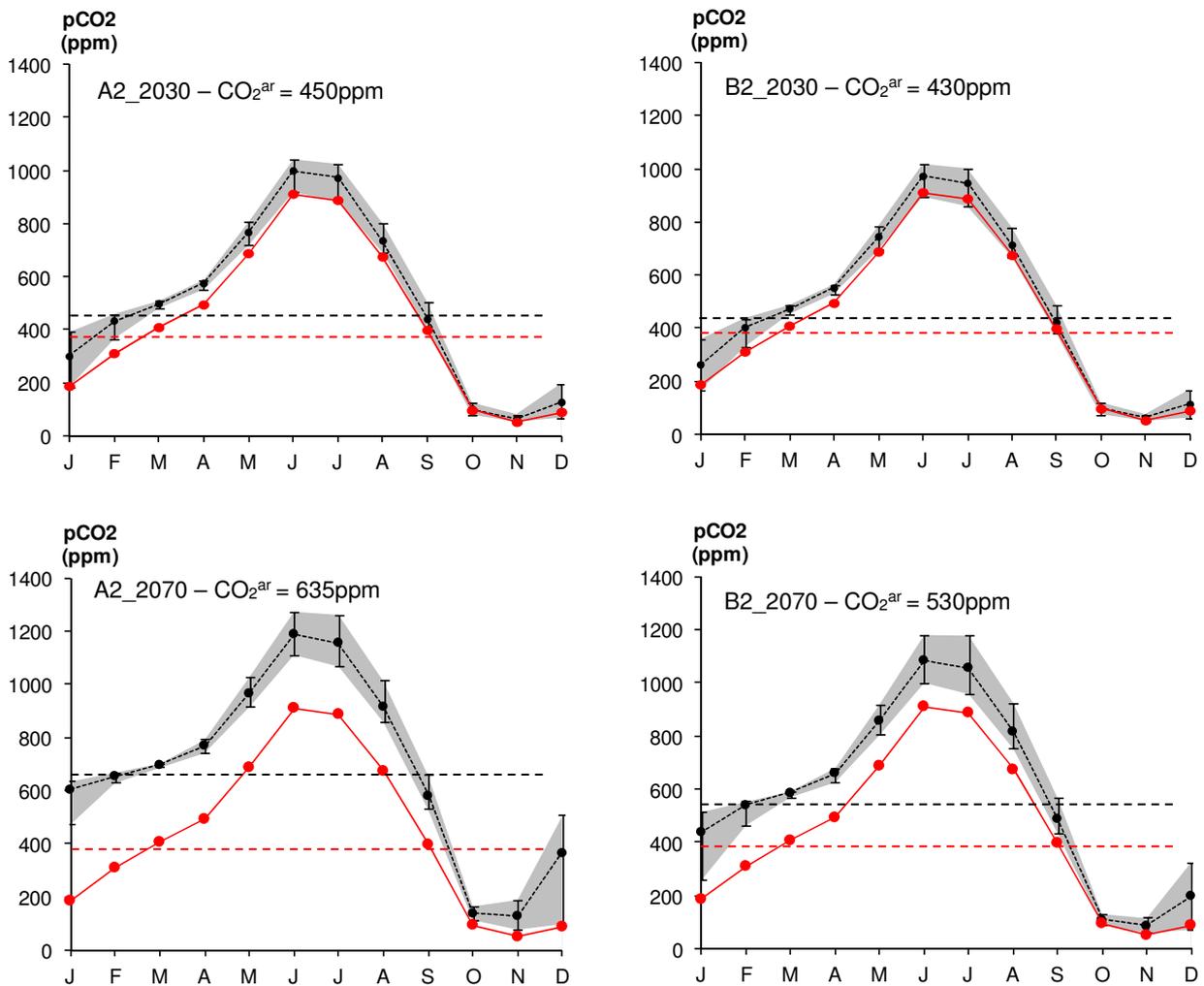


Figura 6.9. Estatísticas das projeções mensais (Mediana, P90, P10) da pressão parcial de CO₂ na lagoa Mangueira nos cenários A2 e B2, para o futuro próximo (intervalo de 30 anos centrado em 2030) e para o futuro longo (intervalo de 70 anos centrado em 2070), considerando o conjunto de modelos climáticos. A linha vermelha representa o cenário atual ou de referência. A concentração de saturação é indicada pela linha tracejada (vermelha – atual, preta – projeção).

A quantificação dos fluxos de carbono entre os compartimentos simulados revela as principais alterações que ocorrem nos fluxos na interface ar-água para todos os cenários de desenvolvimento e horizontes temporais (Figura 6.10). Com base na mediana, o incremento nos fluxos de produção primária (GPP) e respiração (R) variou entre 2,0% e 4,5% para os horizontes de 2030 e 2070, respectivamente, em relação ao cenário atual. Para esses fluxos não houve uma diferença significativa entre os cenários de desenvolvimento A2 e B2 em relação ao cenário de referência para ambos os horizontes temporais simulados. Por outro lado, os fluxos de CO₂ na

interface ar-água apresentaram uma grande variabilidade em relação ao cenário atual. Os fluxos invasivos – situação em que a lagoa atua como um sumidouro de CO₂ atmosférico – mostraram uma diferença relativa de 11 % (cenário B2, 2030) a 47% (cenário A2, 2070) em 50% dos modelos. Enquanto, os fluxos evasivos mostraram uma variabilidade inferior, resultando em um acréscimo variando de 5 % (cenário B2, 2030) a 14% (cenário B2, 2070) em 50% dos modelos. Para esses fluxos, alguns modelos indicaram um decréscimo dos fluxos evasivos e invasivos de CO₂ em relação ao cenário atual.

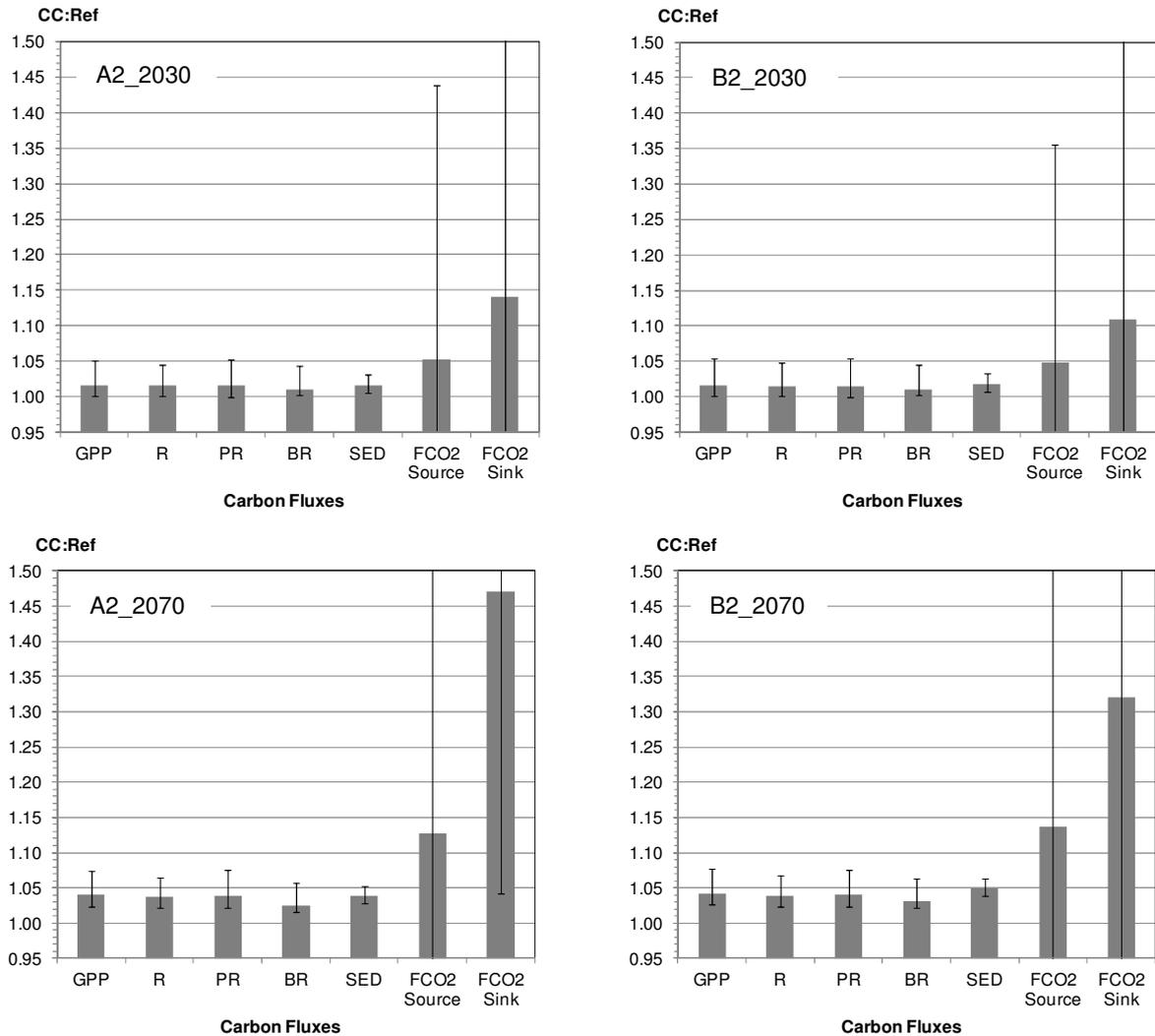


Figura 6.10. Estatísticas (Med, P90 e P10) da relação (MC:Ref) entre os fluxos de carbono no cenário atual (Ref) e cenários de mudanças climáticas (MC): MC:Ref > 1,0 – aumento, MC:Ref < 1,0 – diminuição. Legenda: GPP (produção primária), R (respiração), RF (respiração do fitoplâncton), RB (mineralização, DOM>CO₂), SED (fluxo de CO₂ do sedimento), FCO₂ Source (fluxo evasivo) e FCO₂ Sink (fluxo invasivo).

DISCUSSÃO

Ajuste e desempenho do modelo

De uma maneira geral, o modelo foi capaz de reproduzir a tendência sazonal observada nos dados medidos na lagoa Mangueira para a pressão parcial de CO₂: autotrófico durante o verão (sumidouro do CO₂ atmosférico) e heterotrófico durante o período do inverno (fonte de CO₂ para a atmosfera).

Esse padrão sazonal cíclico reproduzido pelo modelo é explicado principalmente pela variabilidade de luminosidade e temperatura do ar sobre o processo de produção primária do fitoplâncton. Durante o inverno, a produção primária é limitada pela menor intensidade luminosa e baixas temperaturas do ar. Nesse período a respiração no sistema (coluna d'água e sedimentos) supera a fotossíntese tornando-o heterotrófico líquido, funcionando assim como uma fonte de CO₂ para a atmosfera. Ao mesmo tempo, ocorre mais conversão da matéria orgânica lábil de origem autóctone (mortalidade do fitoplâncton) em nutrientes inorgânicos (P-PO₄, N-NO₃ e N-NH₄). Esse efeito da sazonalidade do clima subtropical sobre pCO₂ reproduzido pelo modelo é similar ao que ocorre em sistemas temperados (Trolle et al. 2012).

Durante o período de transição primavera-verão a ascensão de forçantes externas como a temperatura do ar e luminosidade na zona subtropical somada a disponibilidade de nutrientes tendem a impulsionar a produção primária no sistema, resultando em um declínio na pressão parcial de CO₂ abaixo da saturação com a atmosfera (em torno de 384 ppm). De acordo com o modelo, durante o verão, a produção primária fitoplanctônica na lagoa Mangueira é limitada pela disponibilidade de nutrientes. A característica oligotrófica da lagoa é bem reconhecida em outros estudos (Rodrigues 2009; Fragoso Jr. et al. 2011). Essa limitação representa o início de uma mudança no metabolismo do sistema em direção ao comportamento heterotrófico demonstrado ao longo do período outono-inverno.

O modelo apresentou deficiência em reproduzir resultados observados fora do padrão sazonal, dada a grande variabilidade espacial dos dados observados e incerteza de muitos parâmetros (Fragoso Jr. et al. 2011). A forte variabilidade nas variáveis bióticas e abióticas provavelmente está associada à grande influência do vento sobre a hidrodinâmica do sistema e processos de resuspensão (Fragoso et al. 2008; Rodrigues 2010). A grande maioria dos dados medidos representa amostras obtidas no meio de cada estação climática. Esse tipo de amostragem limita bastante a identificação de mecanismos de curto prazo que possam interferir nos processos que regulam a emissão de CO₂ na lagoa Mangueira. A obtenção de dados em alta-frequência pode

representar um avanço no sentido de se tentar elucidar mecanismo de curto-prazo na lagoa Mangueira como, por exemplo, o balanço diário entre produção primária e respiração, e o papel da oscilação diária dos ventos sobre o metabolismo geral do sistema e trocas gasosas. Apesar da opção de um ajuste manual dos parâmetros do modelo matemático, entende-se que esforços adicionais para se obter uma melhor calibração do modelo (e.g. aplicação de um algoritmo de calibração automática) poderiam não ser bem sucedidos.

Heterogeneidade espacial de CO₂ na lagoa

A heterogeneidade espacial de pCO₂ revelada na modelagem bidimensional entre zonas pelágicas e litorâneas pode ser explicada por diferentes processos físicos e biológicos representados pelo modelo matemático.

O fluxo de CO₂ na interface ar-água é quantificado através do produto entre o coeficiente de trocas gasosas, que considera o efeito do vento (Cole & Caraco 1998), e do gradiente de concentrações de CO₂ entre o ar e a água (Wanninkhof 1992). Ao considerar a intensidade do vento homogênea em toda superfície do lago, a heterogeneidade espacial dos fluxos de CO₂ é resultado do gradiente de CO₂ na interface ar-água e, principalmente, da morfologia do sistema (batimetria), uma vez que os fluxos são integrados ao longo da profundidade em cada célula do modelo. Assim, em zonas supersaturadas de CO₂ (gradiente positivo entre as concentrações de CO₂ na água e no ar), os fluxos evasivos serão mais intensos em zonas mais rasas do que em zonas mais profundas. O contrário ocorre quando o gradiente de concentrações de CO₂ é negativo (ou seja, pCO₂^{ar} > pCO₂^{água}). Ventos intensos na superfície de lagos e reservatórios podem promover um significativo efeito de curto prazo sobre os fluxos de CO₂, elevando a concentração do gás na superfície devido ao processo forçado de injeção e, posterior, mistura vertical (Roland et al. 2010). Por outro lado, é também reconhecido que lagos com imensa área superficial, como é o caso da Lagoa Mangueira, possuem grande potencial para o processo de degaseificação, permitindo um rápido equilíbrio com o CO₂ atmosférico (Balmer & Downing 2011). Esses dois processos foram reproduzidos na modelagem pelo equacionamento proposto adotando uma discretização bidimensional, fazendo com que o efeito do vento sobre os fluxos na interface ar-água seja mais intenso nas zonas mais rasas, explicando em parte a heterogeneidade espacial observada.

Estudos prévios de modelagem matemática 2D na lagoa Mangueira têm demonstrado o papel da hidrodinâmica na distribuição espacial do fitoplâncton e do metabolismo no sistema entre zonas

pelágicas e litorâneas (Fragoso et al. 2008; Fragoso et al. 2011; Cavalcanti 2013). Nossas simulações também sugerem que a morfologia do sistema tem um papel tão importante quanto a hidrodinâmica para a heterogeneidade espacial não somente do fitoplâncton, mas sobretudo da pressão parcial de CO₂ reproduzida pelo modelo. Em zonas mais rasas existe um maior pareamento entre a temperatura do ar e da água (Flanagan & McCauley 2010), conduzindo a um beneficiamento da produção primária na coluna d'água, que atua negativamente sobre o CO₂ na água, quanto da respiração no sedimento, que por sua vez, retro-alimenta a coluna d'água com nutrientes e CO₂ (Liikanen et al. 2002). Além disso, é esperado que zonas rasas apresentem maiores concentrações de CO₂ devido à proximidade física do sedimento com a superfície (Kelly et al 2001; Diehl et al 2002; Squires et al. 2006; Flanagan & McCauley 2008). Portanto, a heterogeneidade espacial de CO₂ pode ser modulada pela hidrodinâmica, atenuando mudanças locais, bem como pela morfologia, que atua no balanço entre a respiração no sedimento, produção primária e fluxos na interface.

Implicações das mudanças climáticas para as emissões de CO₂

Até o momento, os poucos estudos a respeito dos efeitos das mudanças climáticas sobre os fluxos de CO₂ em lagos se referem a experimentos em mesocosmos (Flanagan & McCauley 2008, 2010). Esse tipo de abordagem tende a isolar a área de estudo, desprezando por exemplo o efeito de escala, da hidrodinâmica, da conectividade com a bacia de drenagem e da ação do vento na superfície sobre os processos internos do lago. Além disso, por questões práticas, torna-se bastante difícil reproduzir o incremento de pCO₂ no ar e avaliar a longo prazo seus efeitos sobre os fluxos na interface ar-água. Uma segunda linha de estudos tem utilizado modelos matemáticos para prever os efeitos da elevação da temperatura e carga alóctone sobre a qualidade da água e cascata trófica (p.e. Mooij et al. 2007; Fragoso et al. 2011; Trolle et al. 2011). No entanto, o tratamento explícito de CO₂ como variável de estado não tem sido considerado. Além disso, ambas as abordagens citadas têm focado, principalmente, em reproduzir um acréscimo constante de temperatura ao longo do período do experimento (em laboratório ou numericamente). No presente estudo, diferentemente, foram adotadas nas condições de contorno anomalias mensais de precipitação e temperatura do ar para os cenários A2 e B2 do IPCC resultantes de 20 modelos climáticos em dois horizontes temporais (2030 e 2070), contemplando assim um espectro muito mais amplo de possibilidades. Do ponto de vista de processos, o modelo foi desenvolvido para capturar fluxos internos importante de geração (respiração) e assimilação de CO₂ por organismos fotossintetizantes, bem como os fluxos entre

compartimentos físicos (sedimento-água e água-atmosfera). O incremento de CO₂ previsto em cenários futuros para a atmosfera também foi levado em conta.

De uma maneira geral, os resultados obtidos nesse estudo apontam para uma amplificação tanto do comportamento heterotrófico durante o inverno, quanto do comportamento autotrófico durante o período de verão na lagoa Mangueira. Os resultados obtidos evidenciam que o cenário de aquecimento global pode atuar sobre diversos mecanismos internos do lago e processos na interface favorecendo tanto a fixação quanto a evasão de CO₂ do sistema.

É esperado que tanto a produção primária quanto a respiração sejam beneficiados pela elevação da temperatura (Staeher & Sand-Jensen 2007, Kosten et al. 2010) e que o balanço entre eles seja decisivo para a definição do sentido do fluxo de CO₂ em lagos (Del Giorgio et al. 1999; Hanson et al. 2003; Flanagan & McCauley 2010). Nesse estudo foi utilizado o mesmo equacionamento para representar a regulação da temperatura sobre os processos de respiração e produção primária, o que resultou em incrementos similares nos fluxos nos cenários de mudanças climáticas em relação ao cenário de referência (Figura 6.10). Desse modo, os resultados obtidos apontam em termos relativos para um efeito compensatório entre o acréscimo de CO₂ assimilado e o acréscimo de CO₂ produzido através da respiração.

Durante a primavera e verão, o modelo indicou uma maior depleção de CO₂ em relação à concentração de saturação adotada em cada cenário de desenvolvimento e horizonte temporal, evidenciando um favorecimento da produção primária na lagoa. Esse fato combinado à elevação da pressão parcial de CO₂ na atmosfera conduzem a um aumento significativo dos fluxos invasivos de CO₂ no período (Figura 6.10).

A elevação da temperatura além de favorecer diretamente a produção primária, de maneira indireta, acelera o processo de mineralização da matéria orgânica na coluna d'água e no sedimento, principalmente, em lagos rasos (Liikanen et al. 2002; Kortelainen et al. 2006; Liboriussen et al. 2010), disponibilizando prontamente nutrientes para a assimilação pelo fitoplâncton. Esses efeitos foram representados pelo modelo através da regulação da temperatura sobre os fluxos de difusão do sedimento e de mineralização na coluna d'água. No entanto, sugere-se que em um cenário de aquecimento o efeito direto da temperatura possa ser o principal catalisador para a produção primária durante a primavera na lagoa Mangueira, em razão do DOC baixo e predomínio de sedimento arenoso. Por outro lado, deve-se destacar que o efeito do aquecimento na produção primária de lagos é mais relevante em sistemas temperados onde a temperatura representa o fator limitante (Mooij et al. 2007). No caso do lago subtropical estudado, no entanto, é provável que a intensificação do sequestro de CO₂ atmosférico durante a

primavera e verão seja limitada pela disponibilidade de nutrientes e pelo aumento da predação sobre o fitoplâncton (Fragoso et al. 2011).

Além do favorecimento direto da elevação da temperatura, em um cenário de aquecimento o metabolismo heterotrófico é favorecido pela maior disponibilidade de DOC autóctone em relação ao DOC alóctone (Moss et al. 2011, Moss 2012). No modelo, a respiração na coluna d'água é estritamente subsidiada pelo carbono autóctone derivado do fitoplâncton por processo de exudação e lisi celular. De fato, estudos têm apontado que a respiração na lagoa Mangueira é dependente da disponibilidade de DOC autóctone de origem fitoplanctônica (They et al. 2013). Logo, a intensificação do efeito sinérgico entre produção primária e respiração previsto pelo modelo possivelmente ocorreria na lagoa Mangueira em um cenário de aquecimento.

Diversos estudos têm apontado que os sintomas da eutrofização podem ser verificados em lagos no cenário de aquecimento global como consequência do aumento da contribuição alóctone de nutrientes combinado com a elevação das taxas metabólicas (Mooij et al. 2007; Moss et al. 2011; Moss 2012). Da perspectiva de geração de GEE, por um lado a eutrofização pode conduzir a uma maior fixação autotrófica de CO₂, mas por outro lado tende a elevar o estoque de carbono no sedimento anóxico, potencializando a emissão de metano principalmente (Xing et al. 2005; Moss et al. 2011). No entanto, é pouco provável que esses sintomas sejam verificados na lagoa Mangueira. A lagoa possui uma baixa influência da bacia de drenagem, fato que explica a baixa concentração de nutrientes e de DOC no sistema (Rodrigues 2009). Nesse contexto, os efeitos das mudanças no regime de precipitação sobre a carga alóctone superficial podem ser considerados desprezíveis na Lagoa Mangueira. Ao contrário disso, é provável que as anomalias no regime de chuvas se manifestem na lagoa sobre os fluxos de CO₂ na água subterrânea. No entanto, é reconhecido que mais estudos são necessários para se entender a dinâmica de CO₂ via fluxo subterrâneo na lagoa Mangueira a fim de serem considerados na modelagem matemática do sistema.

O impacto da elevação da temperatura sobre o sedimento está diretamente relacionada com a morfologia do sistema (Flanagan & McCauley 2008). Em um cenário de aquecimento, as taxas de mineralização do sedimento em lagos rasos podem ser mais afetadas pela elevação da temperatura do que em lagos profundos, contribuindo para a elevação do CO₂ no sistema (Flanagan & McCauley 2010). Entretanto, esse comportamento pode conduzir a uma diminuição do estoque de carbono orgânico no sedimento de lagos rasos (Gudasz et al. 2010, Thanh Duc et al. 2010). De acordo com o modelo, nos cenários de mudanças climáticas a taxa de mineralização no sedimento foi afetada na mesma ordem de grandeza do que na coluna d'água,

contribuindo para a elevação do CO₂ na água e para a evasão de CO₂ principalmente durante o outono e primavera, quando a produtividade é baixa. Por questões de limitação computacional, a adoção de um modelo 0D para os cenários não permitiu analisar o efeito da elevação da temperatura combinada com a morfologia do sistema (diferentes profundidades) sobre as taxas de mineralização no sedimento. Nesse contexto, a fim de diminuir a complexidade do modelo, uma aproximação de cinética de ordem zero foi utilizada para a representação do sedimento. Assim, a relação entre o aumento da produtividade e do estoque de carbono lábil no sedimento, ou a perda de carbono no sedimento pelo aumento das taxas mineralização em um cenário de aquecimento não foram representadas. Futuras aplicações devem considerar um modelo de diagêneses completo para o sedimento, fechando o balanço entre a coluna d'água e sedimentos.

Conclusões

Nesse estudo, um modelo matemático complexo foi utilizado para se estudar a heterogeneidade espacial do CO₂ e as implicações dos cenários de mudanças climáticas sobre os fluxos de CO₂ na lagoa Mangueira. Os resultados obtidos reproduziram a sazonalidade e padrões espacial de CO₂ observados na lagoa e auxiliaram a identificação dos principais processos que governam os fluxos de CO₂ no sistema. As simulações 2D realizadas indicam que a morfologia atua decisivamente para heterogeneidade espacial de pCO₂ e dos fluxos na interface devido a diferentes respostas do vento ao longo da coluna d'água, fluxos do sedimento e temperatura da água, a qual regula as taxas metabólicas de respiração e produção primária. Com base na mediana dos resultados do conjunto de modelo climáticos considerados, verifica-se um incremento da produção primária e respiração variando de 2,0% a 4,5% para os horizontes de curto e longo prazo, respectivamente, quando comparados ao cenário de referência. Sendo assim, com o constante aumento da pressão parcial de CO₂ no ar combinado com a elevação da produção primária e respiração pode ocorrer uma amplificação dos fluxos evasivos no inverno e invasivos durante o verão. Esta amplificação sazonal de pCO₂ evidenciada pela modelagem pode levar outros lagos subtropicais com baixa capacidade de tamponamento, o que não é o caso da Lagoa Mangueira, a experimentar fortes variações no pH, tendendo a processos de acidificação durante o inverno, e torna-se sistemas com águas duras combinada com o favorecimento da eutrofização durante o verão, sobretudo, em sistemas não limitados por nutrientes.

Referências

- Adams D. Diffuse Flux of Greenhouse Gases – Methane and Carbon Dioxide – at the Sediment-Water Interface of Some Lakes and Reservoirs of the World. In: Tremblay A, Varfalvy L, Roehm C, et al., editors. *Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes: Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments*, Springer-Verlag; 2005. p. 129-53.
- Adrian R, O'Reilly, CM, Zagarese H, et al. Lakes as sentinels of climate change. *Limnol. Oceanogr* 2009;54:2283-297.
- Ambrizi T, Souza EB, Pulwarty RS. The Hadley and Walker regional circulation and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In Diaz HF, Bradley RS., editors. *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht; 2004. p. 203-35.
- Andersson E, Sobek S. Comparison of a Mass Balance and an Ecosystem Model Approach when Evaluating the Carbon Cycling in a Lake Ecosystem. *Ambio* 2006;35:476-83.
- Balmer MB, Downing JA. Carbon dioxide concentration in eutrophic lakes; undersaturation implies atmospheric uptake. *Inland Waters* 2011;1:125-32.
- Barros N, Cole JJ, Tranvik LJ, Prairie YT, Bastviken D, Huszar VLM, Del Giorgio P, Roland F. Carbon emission from hydroelectric reservoir linked to reservoir age and latitude. *Nat. Geosci.* 2011;4:593-596.
- Bastviken D, Cole J, Pace M, Tranvik L. Methane emissions from lakes: dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate, *Global Biogeochem. Cycles* 2004; 18: 1-12;
- Bravo JM, Marques DM, Tassi R, Cardoso A. “Avaliação de projeções de anomalias de temperatura e precipitação em cenários climáticos futuros na região do sistema hidrológico do Taim, RS”. In: *Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH. 2011.
- Casper P, Maberly SC, Hall GH, Finlay PJ. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere, *Biogeochem* 2000;49:1-9.
- Cole JJ, Prairie NF, Caraco WH, McDowell LJ, Tranvik RG, Striegl CM, et al. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems* 2007;10:171-84.
- Cole JJ, Caraco NF. Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic lake measured by the addition of SF₆. *Limnol Oceanogr* 1998;43:647-56.
- Cole JJ, Pace ML, Carpenter RS, Kitchell JF. Persistence of net heterotrophy in lakes during nutrient addition and food web manipulation, *Limnol. Oceanogr* 2000;45:1718-730.
- Del Giorgio, P.A., Cole, J.J., Caraco, N.F., Peters, R.H. 1999. Linking planktonic biomass and metabolism to net gas fluxes in northern temperate lakes. *Ecology* 80:1422–1431.
- Diehl, S. 2002. Phytoplankton, light, and nutrients in a gradient of mixing depths: Theory. *Ecology* 83:386–398.
- Downing JA. and others. The global abundance and size distribution of lakes, lakes, and impoundments. *Limnol Oceanogr* 2006;51:2388-397.
- Duarte CM, Prairie YT. Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO₂ emissions from aquatic ecosystems. *Ecosystems* 2005;8:862-70.
- Eckert W, Conrad R. Sulfide and methane evolution in the hypolimnion of a subtropical lake: a three-year study. *Biogeochemistry* 2007;82:67-6.

- Fearnside PM. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provides a springboard for rethinking a supposedly clean energy source, *Climatic Change* 2004;66:1-8.
- Finkler FT, Van Nes E, Motta Marques DML. Continuous growth of the Giant Grass *Zizaniopsis bonariensis* in subtropical wetlands. *Freshwater Biol* 2008;54:321-30.
- Flanagan KM, MacCauley E. Experimental warming increases CO₂ saturation in a shallow prairie lake. *Aquatic Ecol* 2010;44:749-59.
- Flanagan KM, MacCauley E. Warming and depth interact to affect carbon dioxide concentration in aquatic mesocosms. *Freshwater Biol* 2008;53:669-80.
- Ford PW, Boon PI, Lee K. Methane and oxygen dynamics in a shallow floodplain lake: the significance of periodic stratification. *Hydrobiologia* 2002;485:97-10.
- Fragoso CR, Motta Marques D, Finkler Ferreira T, Janse J, Van Nes, E. Potential effects of climate change and eutrophication on a large subtropical shallow lake. *Environ Modell Softw* 2011;26:1337-348.
- Fragoso CR, Motta Marques DML, Collischonn W, Tucci CEM, Van Nes EH. Modelling spatial heterogeneity of phytoplankton in Lake Mangueira, a large shallow subtropical lake in South Brazil. *Ecol Model* 2008;219:125-137.
- Fragoso CR, Van Nes EH, Janse JH, Motta Marques DML. IPH-TRIM3DPCLake: a three-dimensional complex dynamic model for subtropical aquatic ecosystems. *Environ Modell Softw* 2009;24:1347-348.
- Gerten D, Adrian R. Differences in the persistency of the North Atlantic Oscillation signal among lakes. *Limnol Oceanogr* 2001;46:448-455.
- Gudasz C, Bastviken D, Steger K, Premke K, Sobek S, Tranvik L. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature Letters* 2010;466:478-481.
- Haig They NG, Motta Marques D, Souza RS. Lower respiration in the littoral zone of a subtropical shallow lake. *Front Microbiol* 2013;3:1-10.
- Hanson PC, Bade DL, Carpenter SR. Lake metabolism: relationships with dissolved organic carbon and phosphorus. *Limnol. Oceanogr* 2003;48:1112-9.
- Harriss SM., Hanson RS. Stratification of aerobic methane oxidizing organisms in Lake Mendota, Madison, Wisconsin. *Limnol. Oceanogr* 1980;25:412-21.
- Houghton J, Ding Y, Griggs, DJ, Noguer M, van der Linden, PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA. *Climate Change: The Scientific Basis*. Cambridge University Press 2001.
- Hulme M, Raper SCB, Wigley TML. An integrated framework to address climate change (ESCAPE) and further developments of the global and regional climate modules (MAGICC). *Energ Policy* 1995;23:347-55.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). *Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge University Press 2000.
- Kelly, C. A., Fee, E., Ramlal, P. S., Rudd, J. W. M., Hesslein, R. H., Anema, C. & Schindler, E. U. 2001. Natural variability of carbon dioxide and net epilimnetic production in the surface waters of boreal lakes of different sizes. *Limnol. Oceanogr*. 46: 1054-1064.
- Kerr RA. The Greenhouse Consensus (research news). *Science* 1990;249:481.

- Kortelainen P, Rantakari M, Huttunen JT, Mattson T, Alm J, Juutinen S, et al. Sediment respiration and lake trophic state are important predictors of large CO₂ evasion from small boreal lakes, *Glob. Change Biol* 2006;12:1554-567.
- Kosten S, Roland F, Motta Marques DML, Van Nes EH, Mazzeo N, Sternberg LSL, et al. Climate-dependent CO₂ emissions from lakes, *Global Biogeochem Cycles* 2010;24:1-7.
- Liboriussen L, Lauridsen M, Søndergaard F, Landkildehus M, Søndergaard SE, Larsen E, et al. Effects of warming and nutrients on sediment community respiration in shallow lakes: an outdoor mesocosm experiment. *Freshwater Biol* 2010;56:437-47.
- Liikanen, A., 2002. Greenhouse Gas and Nutrient Dynamics in Lake Sediment and Water Column in Changing Environment, Ph.D. Thesis. In: *Natural and Environmental Sciences*, vol. 147. Kuopio University Publications C, Kuopio, Finland.
- Livingstone DM. Impact of secular climate change on the thermal structure of a large temperate Central European lake. *Climatic Change* 2003;57:205-25.
- MacKay MD, Neale PJ, Arp CD, De Senerpont Domis LN, Fang X, Gal G, et al. Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnol. Oceanogr* 2009;54:2315-2329.
- Marengo JA. Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI. *Série Biodiversidade*, Brasília: MMA 2006;26: 212.
- Marotta H, Duarte CM, Sobek S, Enrich-Prast A. Large CO₂ disequilibria in tropical lakes. *Global Biogeochem Cycles* 2009a;23:1-4.
- Marotta, H, Paiva L, Petrucio MM. Changes in thermal and oxygen stratification pattern coupled to persistence of CO₂ outgassing in shallow lakes of the surroundings of Atlantic Tropical Forest, Brazil. *Limnol* 2009b;10:195-02.
- McKee D, Hatton K, Eaton JW, Atkinson D, Atherton A, Harvey I and Moss B. Effects of simulated climate warming on macrophytes in freshwater microcosm communities. *Aquat Bot* 2002;74:71-3.
- Mooij WM, Hülsmann S, De Senerpont Domis LN, Nolet BA, Bodelier PLE, Boers PCM, et al. The impact of climate change on lakes in the Netherlands: a review. *Aquatic Ecol* 2005;39:381-00.
- Mooij WM, Janse JH, De Senerpont Domis LN, Hülsmann S and Ibelings BW. Predicting the effect of climate change on temperate shallow lakes with the ecosystem model PCLake. *Hydrobiologia* 2007;584:443-54.
- Moss B, Kosten S, Meerhoff M, Battarbee RW, Jeppesen E, Mazzeo N, et al. Allied attack: climate change and eutrophication. *Inland Waters* 2011;1:101-05.
- Moss B. Cogs in the endless machine: lakes, climate change and nutrient cycles: A review. *Sci Total Environ* 2012;434:130-42.
- O'Reilly CM, Alin SR, Plisnier PD, Cohen AS, Mckee BA. Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature* 2003;424:766-68.
- Prentice IC, Farquar GD, Fasham MJR, Goulden ML, Heiman M, Jaramillo VJ, et al. "The Carbon Cycle and the Atmospheric Carbon Dioxide" In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, Van der Linden PJ, Dai X, et al., editors. *Climate change 2001: the scientific basis, contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (Cambridge: Cambridge University Press; 2001. p. 881.

- Rodrigues LR. Reguladores da dinâmica das comunidades planctônicas e íctica em ecossistemas límnicos subtropicais. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2009.
- Roland F, Vidal LO, Pacheco FS et al. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoir. *Aquat Sci* 2010;72:283-293.
- Rooney N, Kalff J. Inter-annual variation in submerged macrophyte community biomass and distribution: the influence of temperature and lake morphometry. *Aquat Bot* 2000;68:321-35.
- Rychla A, Casper P, Kasprzak P. Effects of pelagic food web structure and nutrient concentration on anaerobic methane metabolism in the lake sediments. *Aquat Sci* 2011;74:133-142.
- Santer BD, Wigley TML, Schlesinger ME, Mitchell JFB. Developing Climate Scenarios from Equilibrium GCM Results. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report No. 47, Hamburg, Germany 1990.
- Scheffer M, Straile D, Van Nes EH and Houser H. Climatic warming causes regime shifts in lake food webs. *Limnol. Oceanogr* 2001;46:1780-783.
- Schindler DE, Carpenter SR, Cole JJ, Kitchell JF, Pace ML. Influence of food web structure on carbon exchange between lakes and the atmosphere. *Science* 1997;277:248-51.
- Squires, M.M., Mazzucchi, D., Devito, K.J., 2006. Carbon burial and infill rates in small Western Boreal lakes: Physical factors affecting carbon storage, *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 63 (4), 711–720.
- Staehr ,P.A., Sand-Jensen, K., 2007. Temporal dynamics and regulation of lake metabolism. *Limnol. Oceanogr.*, 52(1), 108–120.
- Straile D, John K, Rosknecht H. Complex effects of winter warming on the physiochemical characteristics of a deep lake. *Limnol. Oceanogr* 2003;48:1432-438.
- Thanh Duc N, Crill P, Bastviken D. Implications of temperature and sediment characteristics on methane formation and oxidation in lake sediments. *Biogeochemistry* 2010;100:185-196.
- Tranvik LJ, Downing JA, Cotner JB, Loiselle SA, Striegl RG, Ballatore T, et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol. Oceanogr* 2009;54:2298-314.
- Trolle D, Hamilton DP, Pilditch CA, Duggan IC, Jeppesen E. Predicting the effects of climate change on trophic status of three morphologically varying lakes: Implications for lake restoration and management. *Environ Modell Softw* 2011;26:354-70.
- Tucci CEM. Modelos Hidrológicos. Editora UFRGS/ABRH; 1998.
- UNESCO/IHA. In: Goldenfum JA, editors. GHG Measurement Guidelines for Freshwater Reservoir. IHA, London, UK 2010.
- Wannikhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Research* 1992;97:7373-382.
- Wehrli B. Renewable but not carbon-free. *Nat Geosci* 2011;4:585-86.
- Wigley TML. “MAGICC/SCENGEN 5.3: User Manual (version 2)”. National Center for Atmospheric Research, Colorado, USA 2008.
- Williamson CE, Saros JE, Vincent WF, Smol JP. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnol. Oceanogr* 2009;54:2273-282.

Xing Y, Xie P, Yang H, Ni L, Wang Y, Rong K. Methane and carbon dioxide fluxes from a shallow hypereutrophic subtropical Lake in China. *Atmos Environ* 2005;39:5532-540.

Xing Y, Xie P, Yanga H, Wu A, Nia L. The change of gaseous carbon fluxes following the switch of dominant producers from macrophytes to algae in a shallow subtropical lake of China. *Atmos Environ* 2006;40:8034-043.

Yang H, Xing Y, Xie P, Rong K. Carbon source/sink function of a subtropical, eutrophic lake determined from an overall mass balance and a gas exchange and carbon burial balance. *Environ Pollut* 2008;151:559-68.

7. Regulação Espaço-Temporal e Implicações das Mudanças Climáticas na Emissão de Gases do Efeito Estufa em Ecossistemas Aquáticos Subtropicais

O clima subtropical do sul do Brasil possui uma variabilidade sazonal da temperatura do ar bem marcada, com uma oscilação intermediária entre o clima temperado e tropical. Além disso, o período de estiagem combina com o período mais quente, enquanto que o período chuvoso com o período mais frio do ano. Essa característica é diferente, por exemplo, do clima subtropical asiático, no qual o período chuvoso ocorre juntamente com o período mais quente, enquanto o inverno é seco. Como esses fatores externos influenciam os distintos compartimentos internos de ecossistemas aquáticos para modular a variabilidade espacial do metabolismo e de gases dissolvidos ainda tem sido pouco explorada. Nesse sentido, a seguir são destacados os principais achados da tese e as contribuições para responder as questões gerais apresentadas inicialmente, sobretudo, no contexto de ecossistemas subtropicais de água doce. Posteriormente são destacados trabalhos futuros que podem ser desenvolvidos dentro desse mesmo assunto.

Variabilidade das Emissões de CO₂ e CH₄ e Fatores Reguladores

Na abordagem espacial em escala de bacia hidrográfica os estudos confirmaram a condição de supersaturação de CO₂ observada em cursos d'água pequenos, ainda bastante carentes de informações na literatura científica (Capítulo 2). Esses sistemas mobilizam uma grande quantidade de carbono alóctone e não apresentam condições hidrodinâmicas favoráveis para o estabelecimento de elevadas taxas de produção primária. O gradiente de uso e ocupação do solo bem caracterizado na bacia urbana estudada influenciou a magnitude das pressões parciais e fluxos de CO₂ ao longo do canal principal. Os fluxos no trecho rural foram subsidiados pelo carbono inorgânico oriundo da água subterrânea. Por outro lado, os fluxos de CO₂ intensificados no trecho urbano foram subsidiados pelo carbono orgânico alóctone oriundo predominantemente dos despejos de esgotos domésticos. Esse aporte de carbono orgânico lábil para a rede de drenagem pode favorecer a produção líquida de CO₂ pela heterotrofia na coluna d'água e sedimentos em bacias urbanas brasileiras ausentes de coleta e tratamento de esgotos. Na escala temporal, o estabelecimento de um verão seco e quente, característico do clima subtropical do sul do Brasil, resultou no favorecimento do metabolismo heterotrófico nos meses de verão em razão das temperaturas elevadas. A hidrodinâmica nesse sistema atuou sobre o coeficiente de trocas gasosas, estimado a partir das condições hidráulicas das seções de medições. Sendo assim, apesar do favorecimento do metabolismo heterotrófico e produção de CO₂ nos meses de

estiagem, a redução do escoamento de base atua negativamente sobre os fluxos de CO₂ na interface ar-água.

Períodos distintos de estratificação térmica e mistura completa do sistema condicionaram os fluxos de CO₂ no reservatório profundo e eutrófico estudado (Capítulo 3). Os resultados da presente tese confirmaram que em períodos de estratificação da água são caracterizados pela redução das concentrações deste gás na superfície em razão da produção primária pelo fitoplâncton. Nesse sentido, a relação negativa entre eutrofização e pCO₂ que é bem descrita na literatura foi observada na camada do epilíminio do reservatório do capítulo 3. Durante o inverno, a quebra da estratificação térmica alterou o comportamento do reservatório, atuando como fonte de CO₂ para a atmosfera. Nesse sistema, o carbono orgânico dissolvido alóctone não mostrou uma relação direta com pCO₂. Ao contrário disso, propõe-se que o estoque de CO₂ no hipolíminio é resultado da produção nos sedimentos do reservatório, metanotrofia e pelo carbono orgânico particulado autóctone. Esse último foi positivamente relacionado com pCO₂, confirmando a relação entre o sestão lábil e a produção de CO₂ e CH₄ na coluna d'água e sedimentos em ambientes produtivos descrita na literatura.

O reservatório estudado não opera como uma fonte difusiva de metano para a atmosfera. Os fluxos difusivos foram observados esporadicamente em alguns pontos mais rasos durante o período de inversão térmica. Durante os períodos de estabilidade da coluna d'água fortes indícios indicam que o epilíminio bem oxigenado é responsável pela oxidação do metano dissolvido para CO₂ por bactérias metanotróficas, como bem documentado também para outros ambientes estratificados. Por outro lado, o reservatório Faxinal mostrou ainda ser um emissor de metano por borbulhamento. Os fluxos ebulitivos, no entanto, foram pouco representativos. Em termos médios, o fluxo de metano por bolha é inferior ao esperado para um reservatório com 20 anos de existência. Deve-se destacar que o reservatório Faxinal possui uma operação que favorece a emissão de CO₂ e CH₄. As únicas saídas do sistema são um vertedor de soleira livre na cota mais elevada e uma adução para o abastecimento. Essa característica eleva o tempo de residência do sistema e tornando-o um sistema acumulador do carbono alóctone e autóctone. Esse carbono é substancialmente metabolizado na coluna d'água e nos sedimentos.

Os estudos realizados na lagoa Mangueira (Capítulo 4), um lago raso oligo-mesotrófico, confirmou a oscilação da pressão parcial de CO₂ em torno da pressão de equilíbrio esperada de ecossistemas pouco influenciados pela bacia hidrográfica. Apesar da elevada variabilidade espacial e temporal da pressão parcial e fluxos de CO₂ evidenciada ao longo dos 10 anos de observações, os resultados mostraram tendências esperadas para a lagoa. A função estruturante

exercida pelas macrófitas aquáticas submersas, no sul, e emergentes, no norte da lagoa Mangueira, já mostrada em estudos anteriores, possivelmente influenciou o metabolismo aquático e pressão de CO₂ nos gradientes temporal e espacial. Uma tendência de autotrofia (sumidouro do CO₂ atmosférico) foi observada no sul da lagoa, enquanto que o norte da lagoa mostrou uma permanência maior para a heterotrofia (fonte de CO₂ para a atmosfera). No gradiente temporal, o favorecimento da produção primária durante os meses de verão tende a amortecer a pressão parcial de CO₂ e mudar o comportamento evasivo, mais persistente nos meses mais frios.

A ação dos ventos intensos atuando diretamente sobre os fluxos de CO₂ na interface ar-água ou através do amortecimento de mudanças locais pela hidrodinâmica imposta ao sistema é um fator regulador determinante para a dinâmica de CO₂ na lagoa Mangueira, diferentemente do reservatório Faxinal (Capítulo 3) e bacia do arroio Capivara (Capítulo 2). Essa força motriz característica da lagoa é responsável pela elevada variabilidade espacial na pressão parcial de CO₂ evidenciada nas campanhas intensivas (nuvem de pontos) realizadas.

A baixa concentração de carbono orgânico dissolvido, predominantemente de origem refratária (macrófitas aquáticas), e baixa influência da bacia de drenagem indicam que essa variável não subsidia os fluxos de CO₂ na lagoa Mangueira. Nesse contexto, a lagoa apesar de apresentar uma pressão parcial média próxima do equilíbrio – abaixo de alguns sistemas temperados, por exemplo – os fluxos estimados de CO₂ são elevados devido à ação intensa do vento sobre a sua imensa superfície. Sendo assim, os resultados sugerem para a necessidade de uma fonte externa de CO₂ para subsidiar tais fluxos na interface com o ar. Ainda que mais estudos sejam necessários, conclui-se que a recarga subterrânea supersaturada com CO₂ e os sedimentos ricos em carbonatos são a principal fonte de carbono inorgânico no sistema que subsidia os fluxos de CO₂ na interface ar-água.

De uma maneira geral, portanto, os resultados da presente tese com enfoque em sistemas subtropicais de diferentes morfologias e níveis tróficos, ainda escassos na literatura internacional, confirmaram a forte variabilidade espacial e temporal esperada nos fluxos difusivos e ebulitivos de CO₂ e CH₄ em um único sistema hídrico. Sendo assim, os balanços globais baseados em estudos que considerem medições pontuais no tempo e espaço podem produzir em erros significativos. Além disso, os estudos realizados no presente trabalho evidenciam que mesmo ecossistemas localizados em uma mesma zona climática podem apresentar padrões espaciais e sazonais bastante distintos, não podendo ser aplicado modelos

regressivos que relacionam os fluxos de CO₂ e CH₄ com a temperatura do ar ou carbono orgânico dissolvido, por exemplo.

Modelagem das emissões e Mudança Climática

Na Parte II da tese foram apresentadas as alterações realizadas no código do modelo hidrodinâmico-ecológico tridimensional IPH-ECO (Capítulo 5). Apesar de não terem sido exploradas na presente tese todas as modificações realizadas, acredita-se que tais mudanças poderão fomentar novos estudos e pesquisas na área do ciclo do carbono em lagos e reservatórios. Além de estudos a respeito dos fluxos de gases com o enfoque no CO₂, a dinâmica do metano foi implementada e recomenda-se ser testada na modelagem do reservatório Faxinal em futuros trabalhos. Além disso, com as novas implementações, o modelo será capaz de reproduzir a dinâmica da matéria orgânica considerando diferentes níveis de labilidade e tamanhos, flexibilizando os fluxos entre os compartimentos de matéria orgânica e da biota (bacterioplâncton, fitoplâncton, macrófitas, zooplâncton e peixes), possibilitando também expandir as análises para abordagens com estequiometrias variáveis. Ao implementar o bacterioplâncton como variável de estado, o modelo será capaz de testar o papel do **loop microbiano** na cadeia trófica de lagos e reservatórios oligotróficos, bem como competição por nutrientes com o fitoplâncton. Uma última modificação relevante foi a reformulação da lógica de programação do modelo para alocação dos compartimentos bióticos (bacterioplâncton, fitoplâncton, etc) e abióticos (matéria orgânica). Esse tipo de abordagem permitirá flexibilizar o número de grupos funcionais ou espécies simulados, o qual seria definido pelo usuário. Essa modificação abrirá um grande campo em direção a estudos de biodiversidade aquática.

O modelo foi capaz de reproduzir a tendência sazonal observada para a pressão parcial de CO₂ na lagoa Mangueira: heterotrofia no inverno e autotrofia no verão (Capítulo 6). No entanto, a elevada variabilidade temporal de pCO₂ na lagoa não foi bem capturada pelo modelo. Processos de curto prazo podem ser responsáveis por essas alterações no metabolismo da lagoa Mangueira. Nesse sentido, acredita-se que o monitoramento de alta frequência que já vem sendo realizado poderá elucidar algumas questões que poderão ser testadas no modelo IPH-ECO.

A modelagem da lagoa também evidenciou padrões espaciais interessantes de pCO₂ entre a zona pelágica e litorânea, confirmando a variabilidade espacial esperada entre esses compartimentos físicos, principalmente da perspectiva de balanço de carbono, devido à proximidade com os sedimentos, balanço térmico e ação do vento. Nesse contexto, apesar das limitações ainda

constatadas, o modelo matemático foi capaz de reproduzir os padrões sazonais e espaciais observadas em campo para CO₂. Sendo assim, acredita-se que esse tipo de abordagem, apesar da maior complexidade, é a ferramenta indicada para integração das informações de campo no tempo e espaço.

Um relevante resultado obtido na tese refere-se aos efeitos das mudanças climáticas sobre os fluxos de CO₂ na interface ar-água. De acordo com o modelo, verificou-se que tanto o metabolismo heterotrófico, no inverno, quanto autotrófico, no verão, seriam favorecidos pela elevação da temperatura, resultando em acréscimos dos fluxos evasivos e invasivos de CO₂. Os resultados obtidos, no entanto, devem ser tomados com cautela, pois não avaliou-se o efeito das anomalias de precipitação sobre o fluxo de CO₂ subterrâneo, o qual é um importante regulador dos fluxos no lago.

Portanto, de uma maneira geral, os resultados aqui apresentados evidenciaram a alta complexidade envolvida na regulação de CO₂ e CH₄ em sistemas subtropicais, inferida pela alta variabilidade espacial e temporal desses gases nas águas superficiais. A relevância dos ecossistemas lacustres e rede de drenagem, como destino e condução para o aporte orgânico e inorgânico advindo de vastas áreas terrestres da bacia hidrográfica, os tornam potencialmente importantes no ciclo global do carbono. O aporte de carbono orgânico e inorgânico nas parcelas superficial e subterrânea do ciclo hidrológico regulado pela variabilidade da precipitação e os processos autóctones de conversão do carbono regulados, por sua vez, pela sazonalidade marcante da temperatura do clima subtropical constituem relevantes fatores direcionadores dos fluxos de CO₂ e CH₄ nesses ambientes. As mudanças impostas na bacia de drenagem, o uso, hidrodinâmica e o tempo de residência podem também influenciar significativamente o metabolismo em sistemas subtropicais.

Nesse contexto, a presente tese mostrou que os fluxos de CO₂ e CH₄ e fatores reguladores variam significativamente de um sistema para outro em uma mesma zona climática. Sendo assim, entende-se que é decisiva a realização de mais estudos de caráter local, os quais são imprescindíveis para subsidiar a composição de estimativas globais mais acuradas ou mesmo de previsões mais realistas dos eventuais efeitos das alterações humanas, principalmente na zona subtropical e tropical, bastante subrepresentadas na literatura científica.

Diante dessa complexidade, modelos hidrodinâmicos acoplados a módulos ecológicos que contemplem a sazonalidade das forçantes climáticas e morfologia desses sistemas são promissoras ferramentas para o entendimento dos processos envolvidos e, assim, possibilitar

prever impactos no metabolismo desses ambientes decorrentes não somente de alterações locais na bacia de drenagem, mas inclusive, na escala global, de mudanças climáticas.

Recomendações para Futuros Trabalhos

É importante salientar que muitas conclusões e evidências levantadas pela presente tese necessitam maiores estudos através de investigações mais específicas, servindo de motivação para futuros estudos, fomentando novas teses e dissertações no mesmo assunto. Nesse contexto, recomenda-se para futuros trabalho as seguintes linhas de pesquisa tendo como sítios os sistemas subtropicais estudados:

- i) A porção superior da bacia do arroio Capivara atravessa um processo de urbanização. Por outro lado, no trecho urbano (inferior), existe a previsão de implantação de um sistema de esgotamento sanitário (coleta e tratamento). Sendo assim, é interessante em trabalhos futuros avaliar possíveis alterações no metabolismo e na emissão de CO₂ ao longo do perfil longitudinal do arroio Capivara. No trecho superior espera-se que com uma diminuição do escoamento de base devido ao aumento da impermeabilização do solo e menor parcela de áreas verdes (matéria orgânica alóctone) ocorra uma diminuição da contribuição de CO₂ oriunda dessa parcela. No trecho urbano, com a ausência do carbono lábil dos esgotos pode ocorrer também um abatimento da concentração de CO₂ no médio e longo prazo.
- ii) No reservatório Faxinal, em razão da sua característica de acumulação, recomenda-se maiores investigações para avaliar a importância da sedimentação sêston lábil de origem fitoplanctônica na emissão de CO₂ e CH₄. Essa investigação pode ser realizada através do monitoramento do fluxo de sedimentação no reservatório. Além disso, é importante avaliar a dinâmica de carbono nos sedimentos. Faltam subsídios ainda para responder se a emissão de metano no reservatório é mantida pelo carbono orgânico antigo (da época da inundação) ou pelo carbono orgânico recente alóctone ou autóctone. A análise de testemunhos do sedimento em campanhas sazonais pode revelar padrões interessantes. Outro experimento refere-se à amostragem de bolhas por funis invertidos em profundidades distintas em um mesmo ponto, diferentemente do realizado na presente tese. Esse experimento em escala real pode contribuir para o entendimento do processo de borbulhamento em reservatórios profundos.

- iii) É extremamente relevante na Lagoa Mangueira um estudo que avalie a importância do fluxo subterrâneo sobre o balanço hídrico do sistema e na dinâmica de CO₂. Uma investigação nessa linha será importante para elucidar o metabolismo da lagoa, bem como em futuros estudos de modelagem matemática ao considerar as condições de contorno do sistema (escoamento superficial x subterrâneo). Esse estudo pode ser realizado através da instalação de piezômetros em linha ao redor da lagoa Mangueira. É importante que a amostragem na lagoa e nos piezômetros seja realizada antes e após eventos de intensa precipitação na bacia, se possível com um longo período antecedente sem chuvas. Assim, pode-se avaliar melhor a magnitude do fluxo subterrâneo e a lavagem do CO₂ contido no solo.
- iv) O monitoramento de alta frequência que vem sendo instalado na torre central da Lagoa Mangueira poderá elucidar a dinâmica diária de CO₂ no sistema. Nesse sentido, futuros estudos podem se valer desse tipo de informação para avaliar a influência do vento nas alterações diárias de CO₂. Até o momento, os esforços amostrais adotados são limitados para avaliar essa questão com maior profundidade. Sem dúvida, o vento é um importante regulador do fluxo de CO₂ no sistema. Além disso, futuros estudos de modelagem matemática podem utilizar os dados de alta frequência para avaliar taxas de modificação das variáveis-chave no sistema para o metabolismo e, assim, inferir melhor os parâmetros cinéticos adotados pelo modelo IPH-ECO.
- v) Em todos os sistemas subtropicais adotados, é importante o incentivo de estudos baseados em isótopos para identificar as diferentes fontes de carbono. Esse tipo de abordagem é extremamente relevante na lagoa Mangueira por conta da sua elevada dinâmica. A identificação das parcelas de CO₂ originadas por macrófitas, fitoplâncton, atmosfera ou fluxo subterrâneo é extremamente importante para o entendimento do metabolismo geral do sistema e até mesmo para subsidiar simplificações nos estudos futuros de modelagem matemática, sejam esses sobre a dinâmica de CO₂ ou não.