



UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
CAMPUS DE JI-PARANÁ
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AMBIENTAL



THANDY JUNIO DA SILVA PINTO

**FLUXO EVASIVO DE CO₂ NA INTERFACE ÁGUA-ATMOSFERA NO RIO JI-
PARANÁ – RO**

Ji-Paraná

2015

THANDY JUNIO DA SILVA PINTO

**FLUXO EVASIVO DE CO₂ NA INTERFACE ÁGUA/ATMOSFERA DO RIO JI-
PARANÁ – RO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, *Campus* de Ji-Paraná, como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Ambiental.

Orientadora: Profa. Dra. Beatriz Machado Gomes

Ji-Paraná

2015

P659f
2015

Pinto, Thandy Junio da Silva

Fluxo evasivo de CO₂ na interface água-atmosfera no rio Ji-Paraná-RO / Thandy Junio da Silva Pinto; orientador Beatriz Machado Gomes. -- Ji-Paraná, 2015
64 p. : 30 cm

Trabalho de conclusão de Curso Bacharel em Engenharia Ambiental. – Universidade Federal de Rondônia, 2015

Inclui referências

1. Aquecimento Global. 2. Emissão de Carbono. 3. Recursos Hídricos. I. Gomes, Beatriz Machado. II. Universidade Federal de Rondônia. III. Título

CDU 502.33



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE RONDÔNIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AMBIENTAL
CAMPUS DE JI-PARANÁ



ATA DA SESSÃO DE APRESENTAÇÃO E DEFESA DO TRABALHO DE
CONCLUSÃO DE CURSO

As 14:30 horas do dia 16 (desseseis) do mês de dezembro de 2015, realizou-se na Sala um do Bloco 1 do *Campus* de Ji-Paraná, a Sessão de Apresentação e Defesa do Trabalho de Conclusão de Curso intitulado "FLUXO EVASIVO DE CO₂ NA INTERFACE ÁGUA-ATMOSFERA NO RIO JI-PARANÁ/RO", apresentada pelo acadêmico **Thandy Junio da Silva Pinto**. O trabalho foi julgado satisfatório pelos docentes, Dr^a Nara Luisa Reis de Andrade, Dr. Luiz Américo da Silva do Vale e Dr^a Beatriz Machado Gomes, da Fundação Universidade Federal de Rondônia - UNIR, *Campus* de Ji-Paraná e do Instituto Federal Campus Guajara Mirim, com nota 9,7,0 como requisito parcial para obtenção do título de BACHARELADO EM ENGENHARIA AMBIENTAL e aprovado em sua forma atual, com ressalvas para correções a serem feitas pelo aluno antes de submeter a versão final para o fechamento da nota na disciplina: Trabalho de Conclusão de Curso.

ORIENTADOR: Dr^a Beatriz Machado Gomes: [assinatura]
Aprovado () Reprovado ()

AVALIADOR 1: Dr^a Nara Luisa Reis de Andrade: Nara Luis Reis
Aprovado (x) Reprovado ()

AVALIADOR 2: Dr. Luiz Américo da Silva do Vale: [assinatura]
Aprovado () Reprovado ()

ORIENTANDO: Thandy Junio da Silva Pinto: [assinatura]

Reaberta a sessão pública, a orientadora proclamou o resultado e encerrou a sessão, da qual foi lavrado a presente Ata que vai por mim assinada. Ji-Paraná, 15 dezembro de 2015.

[assinatura]
Prof^a. Dra **Beatriz Machado Gomes**

*Aos meus pais Cirene Gomes da Silva e
Antônio Carlos Cândido Pinto, minhas irmãs e amigos*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente aos meus pais Antônio e Cirene que são as duas principais pessoas responsáveis pelas minhas conquistas e a quem eu devoto maior gratidão, por terem me dado total apoio nessa jornada e não terem poupado esforços na minha educação e formação pessoal. Agradeço ainda às minhas irmãs Tamara e Talita pelo apoio, paciência e auxílio e por todos os bons momentos. À minha família pelo amor, carinho e dedicação.

À minha orientadora professora Beatriz pelo impressionante apoio em todas as etapas dessa pesquisa, sem a qual esse trabalho não teria existido. Pelos conselhos, orientações, paciência, preocupação e principalmente por não ter poupado esforços, desde as diversas dicas até apoio logístico nos trabalhos de campo. Muito obrigado professora por ser uma peça fundamental na minha formação e por ser um exemplo de profissional a ser seguido, meus agradecimentos, admiração e respeito.

Aos meus amigos que têm grande responsabilidade por eu ter chegado até aqui, por eu saber que posso confiar e contar com vocês. Ao Enaldo pelo companherismo desde o primeiro dia de aula, pela paciência e bom humor, mesmo quando nós íamos embora debaixo do sol quente ou de chuva ou mesmo quando eu estava estressado por todas as disciplinas e trabalho, e por todos os momentos bons juntos. Ao Euler por todo o apoio e compreensão, por não poupar esforço para me ajudar e abraçar minhas causas como se fossem suas, por ser essa pessoa divertida e dedicada, além de um exemplo de pessoa e profissional. Ainda pelo apoio indispensável em uma das coletas e por todas as sugestões e apontamentos feitos para esse trabalho. Ao Alan Gomes pelo seu bom humor e paciência inabaláveis e por ser um amigo companheiro.

Ao Fagner e a Cindy por todos os momentos de descontração, pela generosidade, companherismo e principalmente pela amizade. Ao José Paulo e Alan Junior por todos os bons momentos e pela amizade.

Aos meus amigos do Instituto Federal que me ajudaram direta e indiretamente nessa jornada, ao Willian por todo o apoio, companherismo, pelos conselhos, sinceridade e irmandade. Ainda à Thays e Deisy pela amizade, compreensão e toda ajuda dispensada nessa jornada. À Angélica, Flávia e João pelo companherismo e todos os bons momentos juntos que sempre serão lembrados. À professora Elise, minha mãe científica, muito obrigado por toda a ajuda e oportunidades e principalmente por ser um exemplo de profissional e por ser uma pessoa que inspira admiração, por tudo que a senhora me proporcionou e pela amizade.

Enfim quando ingressei na Universidade tinha um objetivo: me tornar Engenheiro, porém ao fim dessa jornada percebo que tenho outras grandes conquistas únicas, que são cada um de vocês meus amigos. Espero poder ter a oportunidade de sempre chamá-los de amigos, mesmo a partir dessa etapa quando muitos de nós iremos nos distanciar geograficamente, mas saibam que os bons momentos serão guardados na memória e que novos virão.

Ao técnico de laboratório Aurelino pelo apoio nas coletas e análises laboratoriais, e a técnica Gleicy pela ajuda na análise de clorofila. À Claudia pelo apoio nas coletas e análises e a Samara pela disponibilidade em me ajudar sempre que precisei e pela imprescindível ajuda nas etapas de campo e laboratoriais.

Ao corpo de bombeiros militar de Ji-Paraná pelo fornecimento do barco como apoio logístico para a realização das amostragens.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão de bolsa que permitiu a realização desta pesquisa. À Fundação Universidade Federal de Rondônia, em especial aos professores do Departamento de Engenharia Ambiental.

Enfim a todas as pessoas que direta ou indiretamente me ajudaram durante toda a graduação e no desenvolvimento deste trabalho o meu muito obrigado.

RESUMO

O incremento dos gases de efeito estufa na atmosfera tem despertado grande preocupação pelos seus possíveis efeitos no clima global. A Amazônia, como a maior floresta tropical do mundo, tem recebido grande atenção pela sua importância no balanço de carbono da atmosfera e, portanto, pesquisas acerca da dinâmica entre os ambientes terrestres, aquáticos e atmosférico têm se intensificado na região. Recentemente o paradigma do papel dos rios tropicais no ciclo do carbono tem sido revisto, já que eles têm sido apontados como importantes emissores de carbono para a atmosfera. Dentro desse contexto, o presente trabalho teve por objetivo quantificar o fluxo de CO₂ na interface água-atmosfera do rio Ji-Paraná, verificar a variação sazonal, sua relação com as condições atmosféricas, parâmetros físicos, químicos e biológico da água e estabelecer um comparativo com estudos já realizados na bacia do rio. O trabalho foi desenvolvido em um trecho de 800m e a quantificação do fluxo foi feita através da metodologia da câmara flutuante acoplada a um analisador de CO₂ por infravermelho. Os parâmetros físico-químicos estudados foram temperatura, pH, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido, transparência, alcalinidade e turbidez; os atmosféricos foram a velocidade média e máxima do vento e temperatura do ar e a concentração de clorofila *a* foi o parâmetro biológico analisado, a vazão do rio foi obtida no banco de dados da ANA. O rio Ji-Paraná apresentou um fluxo positivo de CO₂, ou seja, comportou-se como uma fonte de carbono para a atmosfera, apresentando maiores picos de emissão no período de cheia ($4869,20 \pm 779,95 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e menores valores na seca ($711,20 \pm 131,51 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), sendo que a razão entre os períodos chegou a 6,8 vezes. Não foi encontrada correlação entre os parâmetros atmosférico e o fluxo, com relação aos físico-químicos o oxigênio dissolvido, pH, condutividade elétrica e transparência da água foram aqueles que melhor explicaram a dinâmica de troca gasosa. O fluxo apresentou forte relação com a série histórica de vazão apontando a importância das variações do regime fluviométrico, caracterizada pelos pulsos de inundação e esvaziamento, nas dinâmicas do rio. A clorofila *a* apresentou forte correlação com o fluxo, evidenciando que a produção primária é um importante sumidouro de CO₂, tal constatação, conjuntamente com a forte correlação entre fluxo e concentração de oxigênio dissolvido, indica que a atividade biológica tem significativa influência na ciclagem de carbono do rio. Em comparação com outros estudos realizados na bacia notou-se que o rio apresentou uma intensificação na emissão gasosa, sendo que a diminuição do pH da água apresentou-se como um forte fator de influência nesse comportamento.

Palavras-chave: gás de efeito estufa; ambiente aquático, emissão de carbono, atividade biológica.

ABSTRACT

The greenhouse gases increment in atmosphere has aroused great concern for its possible effects on global climate. The Amazon, as the largest rainforest in the world, has received big attention due to their importance in the atmosphere carbon budget and thus research on the dynamic between terrestrial, aquatic and atmospheric environments have been intensified on the region. Recently the role of tropical rivers in the carbon cycle paradigm has been revised, as they have been identified as important emitters of carbon to the atmosphere. Thus this study aimed to quantify the CO₂ flux at the water-atmosphere interface in the Ji-Paraná River, verify the seasonal variation, and their relationship with atmospheric conditions, physical, chemical and biological parameters and establish a comparison with previous studies in the river basin. This study was conducted in a stretch of 800m and the flux quantification was done using the floating chamber methodology with an infrared CO₂ analyzer. The physic-chemical parameters analyzed were temperature, pH, electrical conductivity, dissolved oxygen, transparency, alkalinity and turbidity, the atmospheric parameters were average and maximum wind speed and air temperature, the biological parameter was chlorophyll *a* concentration. The Ji-Paraná River behaved like a source of carbon to the atmosphere, with higher emission peaks in the high waters ($4869.20 \pm 779.95 \text{mgC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) and lower values in the low water ($711.20 \pm 131.51 \text{mgC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), and the difference between high and low water reached 6.8 times. There was no correlation between atmospheric parameters and flux. The dissolved oxygen, pH, electrical conductivity and water transparency correlated with the flux and were the parameters that best explained the dynamics of gaseous exchange. The flux has a strong relationship with the river flow pointing the importance of variation on river regime (higher and low water) in the gaseous emissions. Chlorophyll presents strong relationship with the flux, so the primary production is an important sink of CO₂. The strong relationship between chlorophyll and dissolved oxygen with the flux indicates that the biological activity has significant influence on the river carbon cycling. Compared to other studies developed in the basin it was noted that the river presented an intensification on CO₂ outgassing, and the water pH decrease appeared as a strong factor influencing this behavior.

Keywords: greenhouse gas, aquatic environment, carbon emission, biological activity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Esquemática dos mecanismos de troca gasosa através da interface água-atmosfera. À esquerda representam-se o comportamento dos gases pouco solúveis e à direita os gases solúveis.....	19
Figura 2 - Região do rio Ji-Paraná estudada, a coleta de dados foi realizada no trecho localizado entre os pontos indicados.....	23
Figura 3 – a) desenho esquemático da câmara flutuante b) câmara flutuante no canal do rio.....	24
Figura 4 - Gráfico obtido através da metodologia da câmara flutuante, onde observa-se em (1) a estabilização do gás no interior da câmara; (2) registro da emissão gasosa do rio e (3) saturação do gás e estabilização da taxa de emissão.....	25
Figura 5 - Variação mensal de vazão no rio Ji-Paraná, para a estação fluviométrica de Ji-Paraná, entre os anos de 1996 e 2006.....	29
Figura 6 - Vazão média mensal da série histórica de 10 anos (1996 a 2006) no rio Ji-Paraná, para a estação fluviométrica de Ji-Paraná.....	30
Figura 7 - Médias (O) e desvio padrão ($\top \perp$) das concentrações de oxigênio dissolvido para os períodos estudados.....	32
Figura 8 - Relação entre a concentração de oxigênio dissolvido e a média histórica de vazão.....	32
Figura 9 - Médias (O) e desvio padrão ($\top \perp$) da condutividade elétrica para os períodos estudados.....	34
Figura 10 - a) mediana (●) e valores mínimos (\perp) e máximos (\top) de pH e b) média (o) e desvio padrão ($\top \perp$) de alcalinidade.....	36
Figura 11 - Médias (o) e desvio padrão ($\perp \top$) a) da profundidade de Secchi e b) turbidez.....	38
Figura 12 - Relação entre a profundidade de Secchi e turbidez.....	39
Figura 13 – <i>Box-plot</i> da concentração de clorofila <i>a</i> com as médias (■) e mediana (—).....	40
Figura 14 - Relação entre a concentração de clorofila <i>a</i> e a média histórica de vazão.....	40
Figura 15 - Relação entre a concentração de clorofila <i>a</i> e a concentração de oxigênio dissolvido.....	41
Figura 16 - Média (o) e desvio padrão ($\top \perp$) a) da velocidade média e b) máxima do vento; c) temperatura do ar e d) concentração do CO ₂ atmosférico.....	44
Figura 17 – Fluxo de CO ₂ através da interface água-atmosfera com as médias (■), medianas (—), valores mínimos (\perp) e máximos (\top).....	45
Figura 18 - Relação entre o fluxo de CO ₂ e a média histórica de vazão.....	46
Figura 19 - Relação entre o fluxo de CO ₂ e a concentração de clorofila <i>a</i>	48
Figura 20 - Relação entre o fluxo de CO ₂ e as concentrações de oxigênio dissolvido.....	49
Figura 21 - Relação entre os valores de fluxo e pH registrados por Gomes (2009) e nesse estudo.....	51

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ANA** – Agência Nacional de Águas
- C** – Carbono
- CH₄** – Metano
- CID** – Carbono Inorgânico Dissolvido
- CIP** – Carbono Inorgânico Particulado
- CO₂** – Dióxido de carbono
- CO₃²⁻** – Íon carbonato
- COD** – Carbono Orgânico Dissolvido
- COP** – Carbono Orgânico Particulado
- GEE** – Gás de Efeito Estufa
- H₂CO₃** – Ácido carbônico
- H₂CO₃*** – Carbono inorgânico livre
- HCO₃⁻** – Íon bicarbonato
- IPCC** – Painel Intergovernamental de Mudanças do Clima
- IRGA** – Analisador de CO₂ por infravermelho
- k** – Velocidade de transferência gasosa
- K₆₀₀** – Coeficiente de troca gasosa
- MO** – Matéria orgânica
- OD** – Oxigênio Dissolvido
- pCO₂** – Pressão parcial de CO₂
- WMO** – Organização Meteorológica Mundial

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	13
1 REFERENCIAL TEÓRICO	15
1.1 EFEITO ESTUFA E AQUECIMENTO GLOBAL	15
1.2 CICLO DO CARBONO.....	16
1.2.1 Papel dos rios no ciclo do carbono	18
1.3 CARBONO EM MEIO AQUÁTICO	19
1.3.1 Carbono inorgânico.....	20
1.3.2 Carbono orgânico	20
1.4 MECANISMOS DE TROCA GASOSA.....	21
1.5 METODOLOGIAS DE ESTIMATIVA E QUANTIFICAÇÃO DE FLUXO	23
2 MATERIAL E MÉTODOS	25
2.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	25
2.2 MÉTODOS DE AMOSTRAGEM E ANALÍTICOS	26
2.2.1 Fluxo de CO ₂	26
2.2.2 Parâmetros físico-químicos.....	29
2.2.3 Concentração de clorofila <i>a</i>	29
2.2.4 Parâmetros atmosféricos.....	30
2.2.5 Dados fluviométricos	31
2.3 ANÁLISE DOS DADOS	31
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
3.1 CARACTERIZAÇÃO DO REGIME FLUVIOMÉTRICO.....	33
3.2 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DA ÁGUA	35
3.2.1 Temperatura	35
3.2.2 Oxigênio dissolvido	35
3.2.3 Condutividade elétrica	37
3.2.4 pH e alcalinidade	39
3.2.5 Transparência e turbidez.....	41
3.3 CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA <i>a</i>	43
3.4 PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS	46
3.5 FLUXO DE CO ₂	48

3.6 DINÂMICA DO FLUXO DE CO₂	49
3.7 VARIABILIDADE DA EMISSÃO DE CARBONO	54
CONCLUSÕES	58
REFERÊNCIAS	60
APÊNDICE A – Valores médios de fluxo de CO₂, dos parâmetros físico-químicos e biológicos da água para o rio Ji-Paraná entre 2014 e 2015.	67
Apêndice B – Valores médios dos parâmetros atmosféricos entre 2014 e 2015	69

INTRODUÇÃO

Os efeitos da intensificação da concentração dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera são largamente discutidos pelos seus possíveis efeitos para o clima global. Dentre os principais GEE o dióxido de carbono (CO_2) tem recebido grande destaque, pois sua concentração média global tem apresentado significativo aumento, e em 2011 atingiu um pico recorde de $390,9 \pm 1$ ppm, representando uma intensificação de 140% desde o período pré-industrial, segundo relatórios da Organização Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization – WMO, 2012).

A floresta amazônica sempre foi apontada popularmente como um grande sumidouro de carbono da atmosfera, porém estudos recentes têm mostrado que o papel desse ecossistema é mais complexo e que necessita ser intensamente estudado e delineado. Enquanto foi dado um grande destaque para o papel das florestas no ciclo regional e global de carbono, os rios eram apenas apontados como transportadores passivos do carbono continental para os oceanos, onde ele seria estocado. Ao contrário do que se pensava, pesquisas recentes ((BRITO, 2013; BUTMAN e RAYMOND 2011; GOMES, 2009; NEU, 2009; RASERA, 2005; RASERA, 2010; RASERA, 2013; RICHEY, 2002; SOUSA, 2013) têm mostrado a grande influência dos rios no balanço regional de carbono, uma vez que eles podem se comportar como fontes ou sumidouros, como destacado por Ferguson et al. (2011), os rios tropicais destacam-se pela sua importância para os orçamentos globais de carbono, sendo que dentre os processos mais influentes que ocorrem no seu interior evidencia-se o balanço entre a fotossíntese e respiração (metabolismo aquático) e trocas gasosas com a atmosfera.

Os rios tropicais apresentam uma grande contribuição na emissão de carbono para a atmosfera. Richey et al. (2002) estimaram para toda a Bacia Amazônica uma evasão total de cerca de 470 TgC ano^{-1} , esse valor corresponde a uma evasão para a atmosfera 13 vezes superior que por exportação de carbono orgânico total e carbono inorgânico dissolvido via transporte fluvial para os oceanos. Ainda de acordo com os autores, desse montante de carbono emitido

cerca de 80% foi fixado originalmente em terra e ao longo das margens dos rios e transportados para o interior dos sistemas através do escoamento superficial e 20% é de origem aquática. Tais resultados contradizem a ideia inicial de rios como meros transportadores passivos de carbono e colocam esses ecossistemas no patamar de grandes reatores que oxidam uma importante parcela do carbono fixado pelos ecossistemas terrestres e retornando-o à atmosfera ao longo do seu canal.

Analisando todos esses aspectos percebe-se que os ambientes fluviais podem comportar-se como importantes fontes ou sumidouros de carbono e portanto, devem ser considerados no balanço regional e global de carbono, pois sem essa consideração essas estimativas podem ser sub ou superestimadas. Em concordância com as novas tendências da busca do melhor entendimento da ciclagem do carbono, considerando sua importância para o planeta e, principalmente, da emissão de CO₂, gás considerado como fator de incremento de alterações climáticas, entende-se a importância do desenvolvimento de pesquisas que forneçam mais dados sobre o sistema aquático e contribuam para melhor elucidar questões relevantes ainda não bem delineadas sobre o tema.

Levando em consideração a importância dessas pesquisas que auxiliem na elucidação do papel dos rios no balanço de carbono, dos mecanismos que regulam esse processo, assim como as variações desse comportamento em escala temporal, o objetivo deste trabalho foi quantificar o fluxo de CO₂ na interface água-atmosfera do rio Ji-Paraná, verificar a variação sazonal, sua relação com as condições atmosféricas, parâmetros físicos, químicos e biológico da água e estabelecer um comparativo com estudos já realizados na bacia do rio. Para isso delineou-se os seguintes objetivos específicos:

- a) Quantificar o fluxo de CO₂;
- b) Medir os parâmetros físico-químicos básicos;
- c) Verificar a relação entre os parâmetros físico-químicos com o fluxo de CO₂;
- d) Determinar a concentração de clorofila a;
- e) Analisar a relação entre a concentração de clorofila e a troca gasosa;
- f) Determinar os parâmetros atmosféricos e sua relação com a troca gasosa;
- g) Identificar a influência da variação sazonal na evasão de carbono;
- h) Comparar os resultados deste estudo com os encontrados por Gomes (2009) na bacia do rio Ji-Paraná.

1 REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 EFEITO ESTUFA E AQUECIMENTO GLOBAL

A atmosfera terrestre é composta por gases, materiais sólidos dispersos como poeira em suspensão, pólen, micro-organismos e uma porção líquida composta principalmente de vapor d'água. A porção gasosa é composta por 78% de nitrogênio (N_2), 21% de oxigênio (O_2) e o 1% restante de gases como argônio (0,934%), CO_2 (0,033%) e outros gases traço como metano (CH_4), óxidos de nitrogênio e enxofre e ozônio (O_3) (BRAGA et al., 2005; ROCHA et al., 2009). O dióxido de carbono, ao lado do vapor d'água e de alguns outros gases traços, como o CH_4 e o óxido nitroso (N_2O), são os responsáveis pelo efeito estufa, sendo o vapor de água e o CO_2 , por sua concentração na atmosfera, os que têm maior peso na potencialização desse fenômeno (VILLELA, 2011; USSIRI e LAL, 2013).

O efeito estufa é um mecanismo natural de aquecimento da atmosfera terrestre, responsável por manter a temperatura média do planeta em níveis que permitam a existência de seres vivos. O fenômeno ocorre pela absorção e posterior emissão, em todas as direções, de radiação Infravermelha (IR) térmica pelos GEE, graças a manutenção da composição atmosférica. Sem esse processo a temperatura média da terra seria $32^\circ C$ mais fria, em torno de $-18^\circ C$ ao invés de $14^\circ C$ (GOMES, 2009; SCHENATO, 2013; TASCHETTO, 2001).

O sol é a principal fonte de energia para a terra, sendo de extrema importância para a manutenção da vida. Conforme dados coletados e publicados pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC) (2001), a energia solar média que entra no sistema terrestre é em torno de $342Wm^{-2}$ desses, $107Wm^{-2}$ é imediatamente refletido para o espaço pelas nuvens, partículas e gases ($77Wm^{-2}$) e pela superfície terrestre ($30Wm^{-2}$). Parte do montante que permanece no sistema terrestre é absorvido pelos gases atmosféricos ($67Wm^{-2}$) e o restante é absorvido pela superfície terrestre ($168Wm^{-2}$). A superfície libera em média $24Wm^{-2}$ na forma de calor sensível, $78Wm^{-2}$ como calor latente, através da evapotranspiração, e $390Wm^{-2}$ como radiação infravermelha.

Em análise da quantia de radiação absorvida pela superfície ($168Wm^{-2}$) e perdida para a atmosfera ($492Wm^{-2}$) observa-se um déficit no balanço de energia e, por isso, infere-se que a terra deveria esfriar, porém esse fenômeno não acontece devido a presença dos GEE que absorvem grande parte da radiação infravermelha emitida pela superfície ($350Wm^{-2}$), sendo que apenas uma pequena parcela é perdida para o espaço ($40Wm^{-2}$). Desses $350Wm^{-2}$ absorvidos pelos GEE, $335Wm^{-2}$ é emitido novamente para a superfície, que somando-se à radiação solar

absorvida totaliza 483Wm^{-2} de energia recebida pela superfície terrestre, garantindo assim um superávit energético que permite a manutenção da temperatura média do planeta em torno dos 14°C (IPCC, 2001).

Grande esforço tem sido empregado para quantificar as emissões dos GEE, para que seja agregado conhecimento suficiente para entendimento completo do funcionamento do sistema emissão-absorção de carbono a partir dos seus reservatórios, dando destaque especial ao CO_2 e CH_4 por seu importante papel no ciclo do carbono e pela maior abundância dentre os GEE (GOMES, 2009). A troca gasosa na interface água-atmosfera tem recebido grande atenção nas últimas duas décadas, principalmente em função do grande interesse nos fluxos de GEE e seus impactos no aquecimento global (RASERA, 2010).

Embora o efeito estufa seja um fenômeno natural, mantido graças a composição dos GEE na atmosfera, as atividades antrópicas vêm causando um desequilíbrio nesse processo graças ao incremento desses gases na atmosfera terrestre pelo aumento das emissões. As mudanças climáticas e o aquecimento global têm sido apontados como os principais efeitos da intensificação nas emissões e têm gerado intensas discussões e contradições no meio científico. Machado (2005) afirma que as mudanças no clima ocorrem como resultado da variabilidade interna dentro do sistema climático, como também, de fatores externos naturais e antropogênicos. Ussiri e Lal (2013) reforçam essa constatação ao declarar que as mudanças climáticas ocorrem devido a processos internos naturais (forçantes internas), ou por mudanças antropogênicas persistentes na composição da atmosfera ou no uso da terra, pois perturbações no balanço de energia do sistema terrestre guiam às mudanças climáticas.

O clima global varia naturalmente através das eras climáticas, para distinguir entre as variações antrópicas e as naturais se faz necessário identificar os sinais da interferência humana contra o “ruído de fundo” da variação climática natural. Embora seja inquestionável os efeitos físicos dos GEE sob o balanço da radiação atmosférica, existe uma controvérsia em torno do possível incremento do efeito estufa devido à dificuldade de ser extraído um sinal absolutamente indubitável de aquecimento a partir dos registros climáticos (BORSARI, 2009).

1.2 CICLO DO CARBONO

A terra possui quatro compartimentos principais de estoque de carbono (C), são eles em ordem de tamanho: oceanos, formações geológicas (contendo C fóssil e mineral), ecossistemas terrestres (biota e solo) e atmosfera (MACHADO, 2005). O C movimenta-se naturalmente por essas esferas de forma cíclica, sendo que alterações antrópicas têm retirado o

C estocado no solo e reservatórios fósseis e lançado para a atmosfera, principalmente na forma CO_2 , através de mudanças do uso do solo e utilização de combustíveis fósseis. O C movimentase da atmosfera aos demais compartimentos de forma cíclica, resumidamente através de processos de retirada e retorno de CO_2 para a atmosfera, dentre os processos naturais destaca-se a fotossíntese como mecanismo de retirada e a oxidação da matéria orgânica como retorno (RASERA, 2005).

Didaticamente trabalha-se com um modelo do ciclo com as principais ligações entre os compartimentos terrestre, oceânico e atmosférico bem delineado, porém essas interações com todos os seus mecanismos complexos ainda apresentam muitas lacunas. Na realidade, todo o ciclo ainda apresenta muitas incertezas em relação ao quantitativo trocado e ao mecanismo de funcionamento, devido à complexa rede de interações (GOMES, 2009).

Resumidamente, no ciclo natural o C é fixado na forma de biomassa pela fotossíntese, passando a compor a parcela de C terrestre e aquático por um período de tempo variável. Os processos de respiração e decomposição da matéria orgânica morta retorna-o para a atmosfera na forma de CO_2 e CH_4 . Assim o balanço global natural é a diferença entre o percentual fixado e liberado, porém as atividades antrópicas têm causado um distúrbio nesse processo através do aceleração da emissão do C do solo, pela conversão de florestas em pastagens e agricultura, e pela queima de combustíveis fósseis provenientes dos reservatórios geológicos, deslocando o ciclo no sentido de um superávit de emissão de carbono para a atmosfera (SCHENATO, 2013).

O marco inicial da grande interferência na composição da atmosfera foi a revolução industrial (ROCHA et al., 2009). Em termos de massa total de emissões, o CO_2 é o poluente mais importante emitido pela sociedade industrial e o seu efeito primário na atmosfera é climático (BORSARI, 2009). No contexto atual de aquecimento global, a quantificação da emissão de gases do efeito estufa, dentro do ciclo do carbono, com valores mais confiáveis tem se tornado uma prioridade (RASERA, 2010).

Estima-se que 75% das emissões antropogênicas de CO_2 na atmosfera durante os últimos 20 anos se devem a queima de combustíveis fósseis. O restante se deve principalmente a alterações no uso da terra, em especial pela prática do desmatamento. O oceano e o solo atualmente captam juntos cerca de 50% das emissões antropogênicas de CO_2 (GOMES, 2009).

1.2.1 Papel dos rios no ciclo do carbono

Os oceanos são apontados como importantes sumidouros do CO₂ atmosférico através da precipitação de carbono inorgânico, principalmente na forma de carbonatos de cálcio (SUN e TURCHYN, 2014), Fonseca (2010) afirma que cerca de um terço do C de origem antropogênica lançado na atmosfera é absorvido pelos oceanos através de processos físicos e biológicos. Outra fonte de C para os oceanos são os rios que transportam o C continental na forma de carbono orgânico dissolvido (COD) e particulado (COP) e carbono inorgânico dissolvido (CID) e particulado (CIP), porém estudos recentes têm constatado que os rios e áreas alagadas apresentam grandes contribuições para a emissão de C para a atmosfera.

Nos rios não ocorre somente o transporte de CO₂ dissolvido, mas também a desgaseificação para a atmosfera ao longo do percurso (VILLELA, 2011). De acordo com Sousa (2013), o papel dos rios tem sido revisto nas últimas décadas, já que recentemente eles são considerados como importantes emissores de C para a atmosfera, ao contrário da forma que eram apontados, apenas como transportadores de C dos ambientes terrestres para os oceanos. Butman e Raymond (2011) destacam que a desgaseificação de CO₂ de águas continentais está agora ganhando aceitação dentro do presente paradigma do ciclo global de carbono.

De acordo com Aufdenkampe et al. (2011), os rios são normalmente considerados como "canos" passivos nos orçamentos regionais e globais de carbono, porém a partir das pesquisas recentes conclui-se que a quantidade de C que os rios entregam aos oceanos é apenas uma fração do que entra no seu interior a partir de ecossistemas terrestres. A maioria dele retorna para a atmosfera na forma de CO₂ antes de atingir os oceanos ou é armazenado no interior dos canais como carbono orgânico sedimentar.

Um dos processo de emissão de C ocorre através do fluxo de CO₂ do rio para a atmosfera através da interface água-atmosfera, sendo esse processo regulado por diversos fatores que irão depender das características físicas, químicas e biológicas da água, assim como, as condições atmosféricas, regime hidrológico e variação no regime fluviométrico. De acordo com Rosa (2007), o que irá determinar o sentido do fluxo, ou seja, se a coluna d'água irá atuar como fonte ou sumidouro de CO₂ é a concentração do gás nos meios aquático e atmosférico.

As perturbações antrópicas são apontadas como causadoras de um desequilíbrio global nos fluxos e estoques de C, com entradas dos ecossistemas terrestre para o interior dos sistemas aquáticos. Naturalmente o fluxo é sustentado pelo CO₂ proveniente da respiração do solo e raízes, decomposição da matéria orgânica transportada do solo ao canal dos corpos hídricos e também produzida em seu interior representando a fração do CID. Alterações no uso do solo e

lançamento de efluentes industriais e domésticos compõem as perturbações antrópicas (REGNIER et al., 2013).

Ainda conforme Regnier et al. (2013) as perturbações humanas deslocaram o ciclo do carbono para longe do equilíbrio global estabelecido em escala de tempo milenar, causando desequilíbrios nos fluxos e estoques. Os autores estimaram que as perturbações antrópicas adicionam aproximadamente $1,1 \text{ PgC ano}^{-1}$ ao ciclo de carbono no contínuo de sistemas rio-terra-oceano, desses montante $0,8 \text{ PgC ano}^{-1}$ e oriundo das mudanças do uso e ocupação do solo, $0,1 \text{ PgC ano}^{-1}$ do intemperismo de rochas através de atividades de mineração, $0,1 \text{ PgC ano}^{-1}$ de lançamento de esgoto e $0,1 \text{ PgC ano}^{-1}$ pela fixação de C atmosférico em águas interiores. Do total que entra nos rios estima-se que cerca de 50% é sequestrado e estocado em águas interiores, estuarinas e sedimentos costeiros, menos de 20% é exportada para o oceano aberto e o restante (mais de 30%) é emitido para a atmosfera na forma de CO_2 . Os autores discutem ainda que trabalhos futuros que consigam estreitar as incertezas sobre as perturbações antrópicas podem anular as suas conclusões sobre o valor quantitativo estimado, mas é improvável que eles afetem a conclusão de que a perturbação antrópica ao contínuo de fluxos aquáticos é importante para o balanço mundial de carbono.

1.3 CARBONO EM MEIO AQUÁTICO

A origem do carbono do meio aquático é classificada em: carbono alóctone, originário da região terrestre da bacia de drenagem e carregada para o interior do sistema; autóctone, derivado de processos biológicos que ocorrem no meio aquático e antropogênico, derivado de atividades humanas como a agricultura, indústria e urbanização (GOMES, 2009).

O carbono no meio aquático apresenta-se na forma de COD, COP, CID e CIP. O COD e COP tem origem principalmente nos organismos aquáticos fotossintetizantes (C autóctone) e detritos orgânicos carregados dos ecossistemas terrestres (C alóctone). Esse carbono orgânico, em todas as suas formas, pode ser oxidado para CID através da respiração aeróbia, o CID por sua vez pode ser trocado com a atmosfera através de processos de emissão/absorção de CO_2 ou convertido novamente a carbono orgânico fechando o ciclo. Essa ciclagem ocorre através de dois mecanismos denominados como bomba biológica, regulada pela fotossíntese e respiração, e bomba de solubilidade ou física relacionada à solubilidade do CO_2 na água e regulada principalmente pela temperatura e alcalinidade (GREGG et al., 2014; HERNDL e REINTHALER, 2013; SOUSA, 2013).

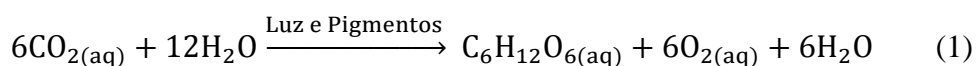
1.3.1 Carbono inorgânico

O carbono inorgânico é composto pelas formas de CID, espécie mais importante para o metabolismo aquático e dinâmica de troca gasosa, e CIP. No meio aquático é originário na sua maior parte de três fontes: CO₂ atmosférico, CO₂ produzido pela respiração das raízes e degradação da matéria orgânica, e através do intemperismo e dissolução de carbonatos e silicatos. Durante o intemperismo das rochas silicáticas 100% da fonte do CID é a atmosfera, mas durante o intemperismo das rochas carbonáticas, apenas metade do CID é originário da atmosfera, a outra deriva de carbonatos fósseis estocados nas rochas; o CIP é derivado da erosão mecânica das rochas carbonáticas (BRUNET et al., 2009; CIAIS et al., 2008; HUANG et al., 2012).

Nos ambientes aquáticos o CID pode encontrar-se sob 3 principais formas: carbono inorgânico livre (H₂CO₃*), que é composto pelas formas de CO₂ livre e ácido carbônico (H₂CO₃); íons bicarbonato (HCO₃⁻) e íons carbonato (CO₃⁻²). Essas formas estão fundamentalmente relacionadas com o pH do meio: em pH abaixo de 6,3 há a predominância da forma de H₂CO₃*, entre pH 6,3 e 10,25 predomina-se o íon HCO₃⁻, e a partir de 10,25 o íon dominante é o CO₃⁻² (STUMM e MORGAN, 1986). A parcela de CO₂ livre na coluna d'água pode ser representada pela pressão parcial do gás dissolvido - pCO₂ (µatm) ou pela sua concentração (µmol L⁻¹ ou ppm), na atmosfera ela pode ser representada pela pressão parcial do gás - pCO₂ (µatm) ou por sua concentração (ppm).

1.3.2 Carbono orgânico

O carbono orgânico autóctone tem origem na fotossíntese, onde os organismos fotossintetizantes sintetizam simples carboidratos a partir da energia solar, água e do CO₂ ou CID. A fotossíntese é um mecanismo de fixação de C e dentro dos ambientes aquáticos é um importante sumidouro de CO₂, porém grande parte desse C fixado é novamente oxidado a CO₂ tornando a fotossíntese um sumidouro temporário (BIANCHI e CANUEL, 2011; GOMES, 2009). As complexas reações bioquímicas da fotossíntese podem ser resumidas pela reação de produção da glicose (WETZEL e LIKENS, 2000):



O carbono alóctone tem origem no compartimento terrestre e através do escoamento das chuvas pela parte arbórea da vegetação e solo, a matéria orgânica em diversos estados de decomposição é escoada para os rios, onde prossegue nesse processo durante o transporte até os oceanos (GOMES, 2009). Nos ecossistemas aquáticos a matéria orgânica varia de compostos orgânicos dissolvidos a grandes agregados de partículas de matéria orgânica e é originária de material vivo e morto. O metabolismo da matéria orgânica e interação deste material quimicamente e biologicamente é, para uma importante extensão, governado pelo seu tamanho e composição química. A decomposição do COD resulta em gases e outros produtos; o COP pode ser convertido enzimaticamente em compostos orgânicos solúveis, produtos prioritários na degradação bioquímica para produtos gasosos (WETZEL e LIKENS, 2000). A decomposição aeróbia, por microrganismo, da matéria orgânica pode ser simplificada pela reação com a molécula de glicose (GOMES, 2009):



1.4 MECANISMOS DE TROCA GASOSA

A troca gasosa em ambientes de água doce e ecossistemas marinhos costeiros ocorre por três principais vias: (1) transferência difusiva e turbulenta através da interface ar-água; (2) ebulição de bolhas e (3) através de plantas aquáticas emergentes. Dentre esses, o mecanismo mais importante no processo de evasão gasosa em ambientes lóticos é a transferência difusiva e turbulenta (MATSON e HARRISS, 1995).

O fluxo difusivo de CO_2 em toda a interface água-atmosfera é governado principalmente por três componentes: o gradiente de concentração de CO_2 entre a água e a atmosfera; velocidade de transferência gasosa (k) e pela área superficial do corpo hídrico (MATSON e HARRISS, 1995; PRASAD et al. 2013; RASERA et al., 2013).

O gradiente de concentração de CO_2 entre os ambientes ocorre, pois as concentrações gasosas entre o ar e a água podem estar em desequilíbrio através de alterações na temperatura e salinidade, ou porque esses gases são produzidos ou consumidos pelos processos biogeoquímicos no ecossistema aquático (MATSON e HARRISS, 1995). Diversos estudos desenvolvidos na bacia amazônica e em outros ecossistemas globais têm verificado uma tendência de supersaturação do CO_2 dissolvido, sendo que sistemas de baixa ordem (córregos e pequenos rios), por possuírem uma maior parcela do fluxo de base sustentado pela água subterrânea, apresentam maiores valores de pCO_2 da água e, portanto, maiores taxas de fluxo

gasoso por unidade de área, enquanto que rios maiores e estuários apresentam menores gradientes de concentração, porém por possuírem maiores áreas superficiais apresentam uma maior contribuição de emissão de C para a atmosfera (ALIN et al., 2011; AUFDENKAMPE et al., 2011; BORGES et al., 2004; BRITO, 2013; BUTMAN e RAYMOND, 2011; COLE e CARACO, 2001; DAVIDSON et al., 2010; DUBOIS, et al., 2010; GOMES, 2009; HO et al.; 2007; JOHNSON et al., 2008; JONES Jr. et al.; 2003; NEU et al. 2011; PRASAD et al. 2013; RASERA et al., 2013; RICHEY et al., 2002).

O mecanismo de transferência gasosa, que irá regular a velocidade de transferência gasosa, para gases levemente solúveis e controlado predominantemente pela turbulência da superfície, que por sua vez é controlada por fatores internos e externos. Dentre os fatores internos destaca-se a velocidade da corrente, temperatura, profundidade da água; presença de filmes surfactantes de superfície, formação de bolhas de ar e evaporação; já em relação aos externos destaca-se em maior escala a velocidade do vento, que irá influenciar na turbulência da superfície aquosa, mas ainda há fatores como chuva e influências de ondas e marés em estuários. Dentre todos esses fatores os mais importantes são aqueles que provocam turbulência na interface ar-água (ALIN et al., 2011; BORGES et al., 2004; HO et al.; 2007; RASERA et al., 2013).

As trocas gasosas ocorrem através da fronteira ar-água (interface ar-água), que consiste em duas finíssimas camadas que irão atuar na resistência do transporte de gases entre os ambientes e é o passo limitante para os processos de evasão/absorção de CO₂. A região de fronteira consiste de uma camada limite atmosférica de vários milímetros de espessura acima da interface ar-água e uma camada limite aquosa menor que 0,5mm de espessura abaixo da interface ar-água (MATSON e HARRISS, 1995), como pode ser observado na Figura 1.

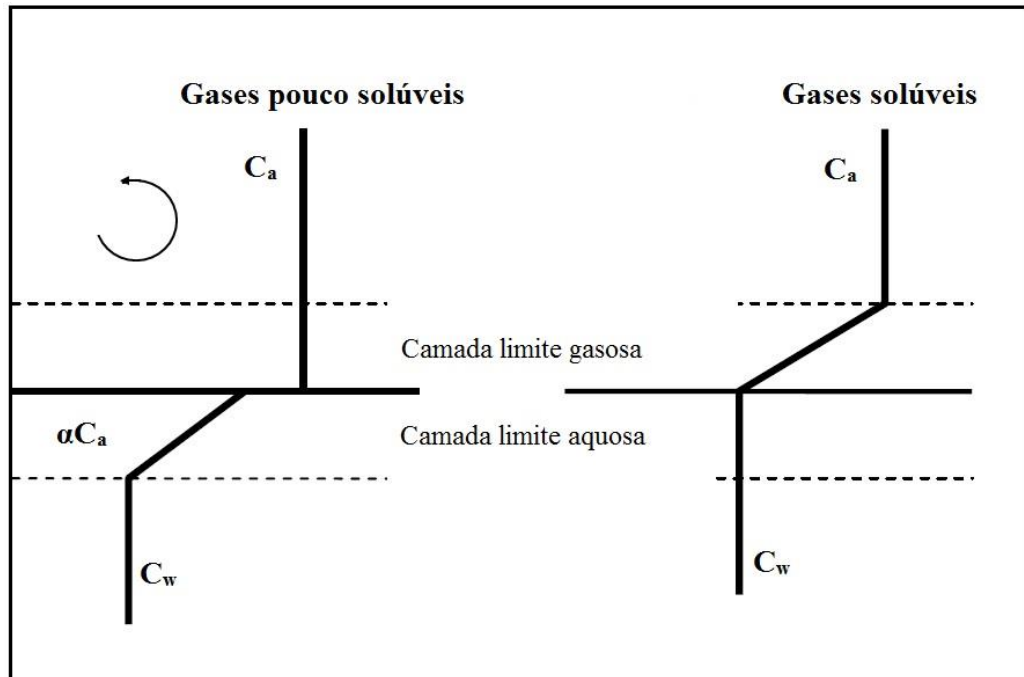


Figura 1 - Esquematização dos mecanismos de troca gasosa através da interface água-atmosfera. À esquerda representam-se o comportamento dos gases pouco solúveis e à direita os gases solúveis.

Fonte: Adaptado de Matson e Harriss (1995).

A parte mais alta da camada limite aquosa está em equilíbrio com o ar e tem uma concentração gasosa de αC_a , onde C_a é a concentração de gás no ar e “ α ” é o coeficiente de solubilidade de Ostwald; a porção abaixo da camada de fronteira tem uma concentração de C_w (concentração do gás na água). Para gases solúveis tal como amônia (NH_3) e dióxido de enxofre (SO_2), o passo limitante é a transferência através da camada limite gasosa, pois será ela que irá retardar o transporte desses gases na fronteira. Para gases com pequena solubilidade, tal como o CH_4 , CO_2 e O_2 a camada limite aquosa é quem apresenta resistência no transporte gasoso (MATSON e HARRISS, 1995).

1.5 METODOLOGIAS DE ESTIMATIVA E QUANTIFICAÇÃO DE FLUXO

Existem várias técnicas desenvolvidas para determinação das trocas gasosas na interface água-atmosfera, sendo que elas podem ser divididas entre métodos diretos e indiretos. Dentre os métodos diretos destaca-se as medidas de fluxo difusivo através de câmara estáticas e flutuantes, sendo essas últimas as que têm sido mais extensivamente utilizadas, principalmente devido ao seu baixo custo, confiabilidade metodológica e simplicidade logística que permite uma maior mobilidade e cobertura espacial. Elas possibilitam ainda a realização de determinações pontuais diretas em curtos períodos de tempo, o que permite a realização de amostragens para observações de mudanças biológicas no sistema (RASERA, 2010).

Embora a metodologia de câmara flutuante receba algumas críticas por criar um microambiente diferente das condições naturais, podendo alterar a condição de turbulência superficial, ela tem sido largamente utilizada em pesquisas de campo e tem apresentado resultados satisfatórios e precisos, sendo uma técnica válida para medidas de fluxos (ABRIL et al., 2009; ALIN et al., 2011; BORGES et al., 2004; COLE et al., 2010; GOMES, 2009; KREMER, 2003; NEU et al., 2011; RASERA, 2010; RASERA et al., 2013; ROSA, 2007; SOUSA, 2013).

Dentre os métodos indiretos de estimativa de fluxo destaca-se os baseados no gradiente de concentração gasosa entre a atmosfera e a água e na velocidade de transferência gasosa. De acordo com Matson e Harris (1995) o fluxo difusivo dos gases ligeiramente solúveis em água, através da fronteira pode ser calculada pela expressão:

$$F = K (C_w - \alpha C_a) \quad (3)$$

Onde F é o fluxo difusivo, K é a velocidade de transferência do gás, e $(C_w - \alpha C_a)$ é o gradiente de concentração através da camada limite aquosa, onde C_w é a concentração do gás dissolvido na água, α é o coeficiente de solubilidade de Ostwald e C_a é a concentração do gás na atmosfera (MATSON E HARRIS, 1995). A velocidade de transferência gasosa K é uma função de processos físicos da fronteira, em particular a turbulência, a viscosidade cinemática (ν) da água e o coeficiente de difusão molecular do gás (D), ela pode ser calculada pela equação:

$$K = Sc^{-n} f(u,l) \quad (4)$$

Onde Sc é o número de Schmidt ($Sc = \nu/D$), 'n' é um coeficiente que depende das características da superfície da água e a expressão $f(u, l)$ indica que K é uma função da hidrodinâmica, com velocidade de turbulência (u) e comprimento de escala turbulenta (l) sendo os fatores de maior influência dado que, em ambientes lóticos, na maioria dos casos a camada limite aquosa é turbulenta (MATSON E HARRIS, 1995). Dentre as medidas de estimativa de K destaca-se o uso da velocidade do vento, velocidade da corrente, gases não reativos traçadores e cálculo a partir de medidas de fluxo utilizando câmaras flutuantes (ALIN et al., 2011; BORGES et al., 2004; HO et al., 2007; GOMES, 2009; MATSON E HARRIS, 1995; RASERA, 2010).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Estado de Rondônia está localizado na Amazônia Ocidental e o clima predominante é o tropical úmido e quente, com notável amplitude térmica diurna e insignificante amplitude térmica anual. De acordo com a classificação de Köppen, o clima predominante é o Aw - Clima Tropical Chuvoso com um período seco bem definido, ocorrendo durante o inverno, quando ocorre no Estado um déficit hídrico moderado com índices pluviométricos inferiores a 50mm/mês. A média pluviométrica anual varia entre 1.400 a 2.600mm/ano, apresentando índices de precipitação inferior a 20mm entre os meses de junho a agosto. A média climatológica anual de temperatura do ar varia entre 24 a 26°C (RONDÔNIA, 2012).

O mês mais quente do ano é setembro, com média de 27,7 °C sendo julho o mais frio, com média de 23,8 °C. A predominância do vento é de direção Nordeste, com deflexões de Sudoeste e Sul. Para o ano de 2010 a velocidade média do vento foi de 1,4 m s⁻¹ e os maiores valores foram registrados na região de Porto Velho, com velocidade máxima de 9,0 m s⁻¹ (RONDÔNIA, 2012).

A bacia do Ji-Paraná, ou Machado, está localizada na porção leste do Estado de Rondônia, em uma das regiões com maiores taxas de desmatamento na Amazônia. O rio, que dá nome à bacia, possui uma área de drenagem de 75.400 km², comprimento total de 972 km e largura variando entre 150 a 500 m ao longo do seu canal. (KRUSCHE et al., 2005).

Da cabeceira aos seus setores médios o rio é altamente impactado, com predominância de pastagens e agricultura, com ligeiras alterações antes da confluência com o rio Madeira, perto da cidade de Calama - RO. A cabeceira é formada pela confluência dos rios Comemoração e Pimenta Bueno e ao longo do seu curso o Ji-Paraná recebe a contribuição de outros cinco importantes tributários, são eles os rios Rolim de Moura, Urupá, Jarú, Machadinho e Preto. Igarapés de baixa ordem são dominantes na bacia, contabilizando 27.497 km de extensão total (BALLESTER et al., 2003).

Os solos da bacia apresentam distribuição espacial bastante heterogênea, com áreas com predominância de solos muito arenosos e pobres em cátions e “manchas” isoladas de solos com maiores teores de argila e mais ricos em cátions. A predominância são de Latossolos (47%) e Argissolos (24%), uma menor proporção da área da bacia se distribui entre os Neossolos Quartzarênicos (14%), Nitossolos (13%) e Cambissolos (2%) (LEITE, 2004).

A pesquisa foi realizada em um trecho do rio, dentro do perímetro urbano de Ji-Paraná, localizado a 1000m da foz do rio Urupá, entre as coordenadas $10^{\circ}53'3.47''\text{S}$ - $61^{\circ}56'27.15''\text{W}$ e $10^{\circ}52'47.11''\text{S}$ - $61^{\circ}56'23.51''\text{W}$ (pontos indicados na Figura 2), correspondendo a uma extensão de 800m. A pesquisa foi realizada nessa região, pois a metodologia adotada de câmara flutuante exige que ela flutue livremente, seguindo a corrente no meio do canal do rio.

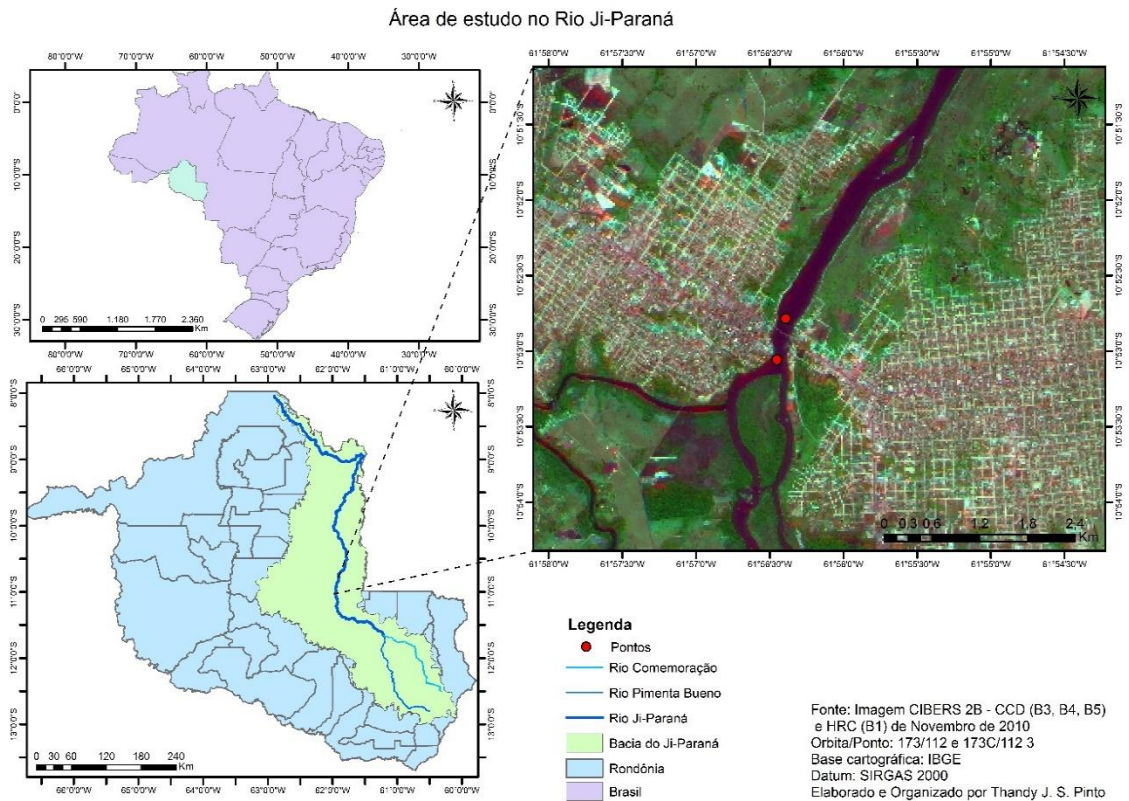


Figura 2 - Região do rio Ji-Paraná estudada, a coleta de dados foi realizada no trecho localizado entre os pontos indicados.

Fonte: Imagens CIBERS 2B disponibilizadas pelo INPE, mapa elaborado e organizado pelo autor.

2.2 MÉTODOS DE AMOSTRAGEM E ANALÍTICOS

2.2.1 Fluxo de CO_2

Neste estudo foi realizada a medida direta do fluxo de CO_2 através da metodologia de câmara flutuante. A câmara trabalha em sistema de equilíbrio e consiste numa caixa de polimetil-metacrilato transparente, de dimensões de 21 x 51 cm por 17 cm de altura, montada

sob um sistema de flutuação. A ela foi acoplado um sistema de tubulação conectado a um analisador de CO₂ por infravermelho (IRGA) da marca LI-COR, modelo LI-800 devidamente calibrado. O gás no interior da câmara é bombeado para o IRGA através de uma bomba de ar com vazão média de 160mL s⁻¹, o desenho esquemático da câmara é apresentado na Figura 3.

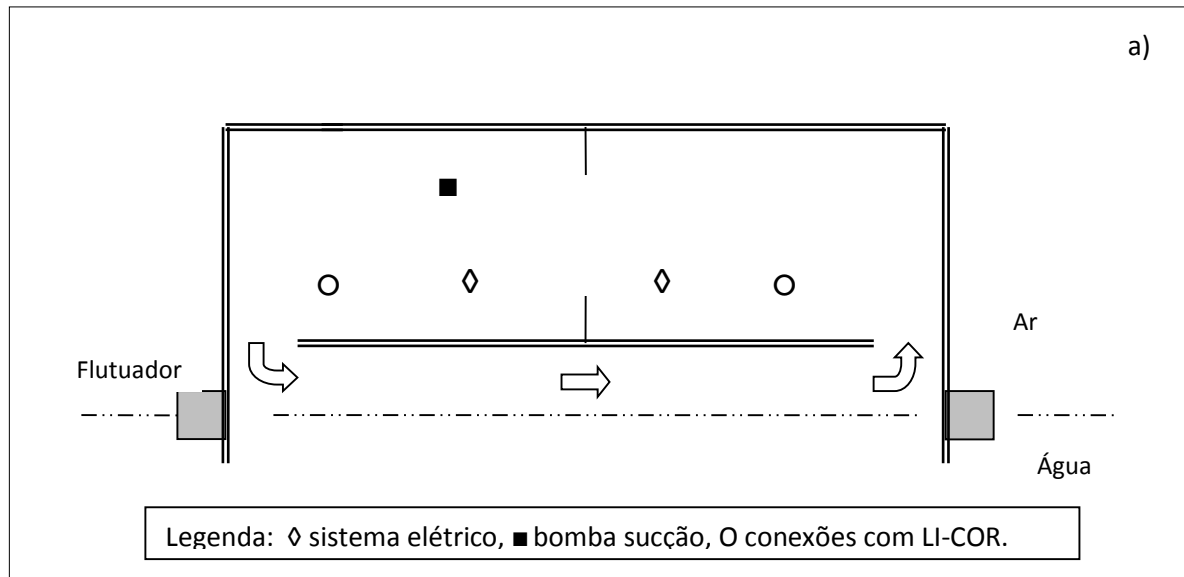


Figura 3 – a) Desenho esquemático da câmara flutuante; b) câmara flutuante no canal do rio.
Fonte: Adaptado de Gomes, 2009 e arquivo pessoal.

Inicialmente a câmara é levantada para a atmosfera, para que o ar circule livremente por ela e a concentração no interior da mesma se estabilize com a atmosfera; a concentração do

CO₂ atmosférico é analisada e registrada. A câmara é colocada sobre a água, no meio do canal do rio, e deixada flutuar livremente seguindo a corrente. Os valores de concentração do gás são registrados a cada 1 segundo e a medida é feita até a sua saturação, quando o sistema entra em equilíbrio, sendo os valores registrados em um microcomputador portátil.

Após obtenção dos dados em campo, a concentração de CO₂ no interior da câmara em função do tempo é plotada em um gráfico, como mostrado na Figura 4, onde observa-se três pontos importantes: (1) ocorre a estabilização da concentração do gás após a câmara ser colocada na superfície do rio, marcado por um pequeno declínio da concentração do gás no interior da câmara, (2) a variação dos valores tende a um comportamento linear, aproximando-se a uma reta, cujo coeficiente angular irá depender da magnitude e sentido do fluxo (fluxo positivo – emissão, negativo – absorção de CO₂), (3) ocorre a estabilização da concentração do gás, quando a medida pode ser encerrada. Fora realizadas 12 coletas, totalizando um período de 1 ano, e em cada coleta foram obtidos pelo menos 10 gráficos e nas análises dos dados foram aproveitados no mínimo 5 coeficientes angulares, considerados válidos para um $r^2 > 0,95$, cuja variância dos dados foi inferior a 15%.

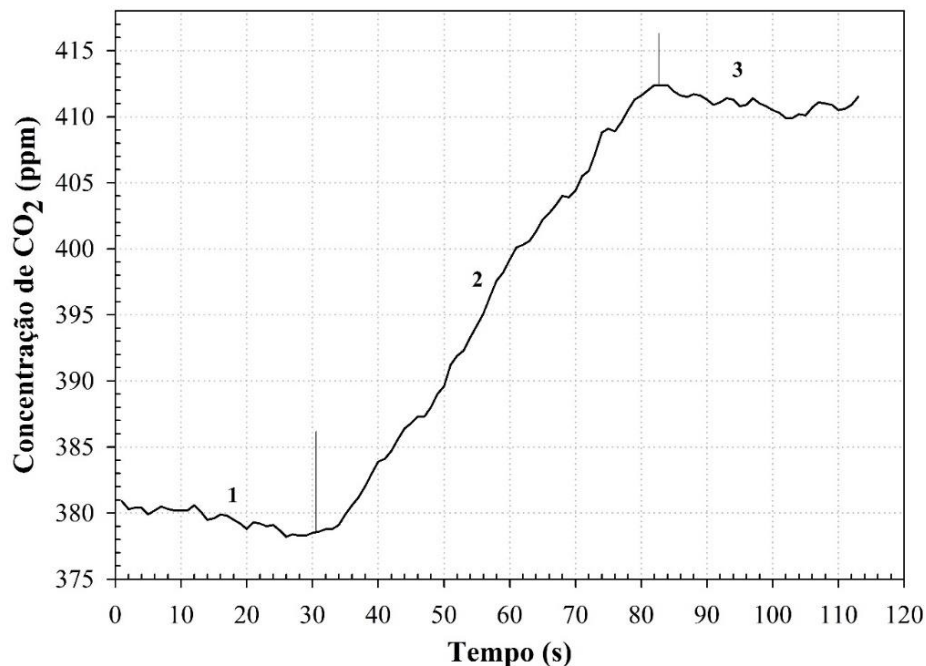


Figura 4 - Gráfico obtido através da metodologia da câmara flutuante, onde observa-se em (1) a estabilização do gás no interior da câmara; (2) registro da emissão gasosa do rio e (3) saturação do gás e estabilização da taxa de emissão.

Após o tratamento dos dados o fluxo de CO₂ foi calculado pela equação:

$$F = (\delta PCO_2 / \delta t) (V/RST) \quad (5)$$

Onde F é o fluxo ($\text{molCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); $(\delta \text{PCO}_2 / \delta t)$ é o coeficiente angular ($\text{ppm} \cdot \text{s}^{-1}$) da reta, observada no ponto (2) do gráfico exemplificado na Figura 4; V é o volume (m^3) do sistema, incluindo parte interna da câmara, tubulações e célula do analisador de gás; R é a constante dos gases ideais ($\text{atm} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); S é a área da base da câmara em contato com a água (m^2); T é a temperatura do ar (K) (FRANKIGNOULLE, 1988).

2.2.2 Parâmetros físico-químicos

Todas as amostragens foram realizadas no período matutino, entre as 9 e 10h. Os parâmetros físico-químicos da água analisados *in loco* foram: pH utilizando-se um peagâmetro da marca Orion, modelo 250; condutividade elétrica através de um condutivímetro Amber Science, modelo 2052; temperatura e oxigênio dissolvido por um oxímetro YSI, modelo 58.

A transparência da água (profundidade de Secchi) foi medida através de um Disco de Secchi de 0,2m de diâmetro. A leitura foi realizada no lado sombreado do barco e determinada através da média entre a profundidade de desaparecimento e reaparecimento do disco. Todos os parâmetros foram analisados diretamente no rio através da imersão dos eletrodos na profundidade de Secchi, todos os instrumentos foram devidamente calibrados antes da realização das campanhas de amostragem.

Foram coletados 5 L de água para análise de alcalinidade e turbidez, em laboratório, seguindo a metodologia de amostragem descrita no Guia Nacional de Coletas e Preservação de Amostras (CETESB e ANA, 2011). A alcalinidade foi determinada através do método titulométrico utilizando ácido clorídrico, segundo metodologia descrita no Manual Prático de Análise de Água (FUNASA, 2013). A turbidez foi medida através de turbidímetro Quimis, modelo TB1000 devidamente calibrado.

2.2.3 Concentração de clorofila *a*

Para análise de clorofila *a* foram coletados 2L de água seguindo a metodologia de amostragem descrita no Guia Nacional de Coletas e Preservação de Amostras (CETESB e ANA, 2011). A coleta foi feita na profundidade de Secchi para evitar o efeito de fotoinibição, a amostra foi mantida resfriada e na ausência de luz até ser levada ao laboratório. Foram filtradas 3 alíquotas de 300 a 400ml de água, evitando a exposição à luz e calor, através de filtros de microfibras de vidro de 0,47 μm de porosidade. Após a filtragem as amostras foram

imediatamente embaladas, identificadas e congeladas, conforme recomendado por Wetzel e Likens (2000).

A extração do pigmento foi realizada com etanol 95% quente, metodologia adaptada de Jespersen e Christoffersen (1987), Nõges e Solovjova (2000), Pereira (2011) e do Protocolo de Monitorização e Processamento Laboratorial da Agência Portuguesa do Ambiente (APA, 2009). As amostras foram colocadas em tubos para centrífuga escurecidos onde adicionou-se 5mL de etanol 95%, sendo levados a banho-maria e a temperatura elevada até 75°C, após esse procedimento os tubos foram mantidos por 5min nessa temperatura e então levados a choque térmico e imediatamente refrigerados e estocados no escuro por 6h.

Após essa etapa as amostras foram centrifugadas e o sobrenadante levado para leitura em espectrofotômetro nos comprimentos de onda de 664 e 750nm em branco de etanol 95%, as amostras foram então acidificadas e lidas novamente nos mesmos comprimentos de onda. A concentração de clorofila *a* foi determinada pela seguinte equação:

$$\text{Clor. } a \text{ } (\mu\text{g.l}^{-1}) = 11,4.K.[A_{664} - A_{750}] - (A_{664a} - A_{750a}).(v/V.L) \quad (6)$$

Onde K é o fator destinado a estabelecer a concentração inicial em clorofila *a* a partir da redução da absorbância, cujo valor adotado foi de 2,25; A_{664} e A_{750} é a absorbância nos comprimentos de onde de 664 e 750; A_{664a} e A_{750a} é a absorbância nos comprimentos de onde de 664 e 750 após a acidificação; v é o volume de etanol usado na extração (mL); V é o volume de água filtrado (L) e L é o passo óptico da cubeta utilizada na leitura (cm) (APA, 2009).

2.2.4 Parâmetros atmosféricos

Os parâmetros atmosféricos foram medidos a uma altura de 1,5 m acima do nível da água do rio por um Termo-Higro-Anemômetro da marca Kestrel, modelo 3000. Os parâmetros analisados foram: velocidade média e máxima do vento e temperatura do ar. A concentração média de CO₂ atmosférico foi medida através do analisador de CO₂ por infravermelho, já descrita na sessão 3.2.1.

A velocidade do vento foi normalizada para a altura de 10 m acima do nível da água, através da seguinte expressão:

$$u_z = (u^*/k) \ln (z/z_0) \quad (7)$$

Onde u_z é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z , u^* é a velocidade de atrito (m s^{-1}), k é a constante de Vonn Karman's (0,4) e z_0 (m) é o comprimento de rugosidade aerodinâmica,

cujo valor adotado foi de 10^{-5} m (OKE, 1988). Inicialmente a equação foi rearranjada e calculou-se u^* através da velocidade do vento medida em campo, na altura de 1,5 m, então foi calculado a velocidade a 10 m utilizando o u^* .

2.2.5 Dados fluviométricos

Os dados de vazão para o rio foram obtidos no portal HydroWeb administrado pela Agência Nacional de Águas (ANA), para a estação de Ji-Paraná (15560000) localizada nas coordenadas $10^{\circ}52'25''$ S e $61^{\circ}56'08''$ W a aproximadamente 2 km a jusante do trecho estudado, operada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Em análise dos dados disponibilizados para a estação constatou-se que os valores de vazão mais recentes, disponibilizados pela Agência, são do ano de 2006, portanto a análise da série histórica, para determinação do comportamento fluviométrico do rio, foi feita entre os anos de 1996 a 2006 totalizando um período de 10 anos de dados.

2.3 ANÁLISE DOS DADOS

Inicialmente os dados foram testados quanto à normalidade através do teste de Shapiro-Wilk. Verificou-se que eles apresentaram distribuição normal, com exceção da turbidez, temperatura do ar e vazão que apresentaram distribuição não normal. Portanto optou-se pela utilização de testes paramétricos para os dados que exibiram distribuição normal e estatística não paramétrica para as três variáveis citadas que não comportaram-se dessa maneira.

As análises de correlação entre o fluxo de CO_2 e os parâmetros físicos, químicos e biológicos da água, assim como os atmosféricos, foram feitas através da matriz de correlação de Pearson. A correlação entre a turbidez, média histórica de vazão e temperatura do ar com os demais parâmetros foi realizada através da matriz de correlação de Spearman. A significância dos coeficientes de correlação foi testada através do teste t -Student, para um nível de significância de 5% e grau de liberdade $n - 1$. A interpretação do coeficiente de correlação foi feita como mostrado abaixo, adaptado de Vieira (2011):

$r = 0$: correlação nula;

$0 < |r| < 0,25$: correlação pequena ou nula;

$0,25 < |r| < 0,50$: correlação fraca;

$0,50 < |r| < 0,75$: correlação moderada;

$0,75 < |r| < 0,90$: correlação forte;

$0,90 < |r| < 1$: correlação fortíssima;

$|r| = 1$: correlação perfeita.

Para análise das diferenças de comportamento das variáveis entre os estágios fluviométricos foi utilizada a estatística paramétrica da ANOVA de um fator, para os dados que apresentaram distribuição não normal, utilizou-se a estatística não-paramétrica de Kruskal-Wallis. Todas as análises foram conduzidas com nível de significância de 5% ($\alpha = 0,05$) e os testes foram rodados no software Action em planilhas do software Excel. Para uma melhor análise dos dados foram elaborados gráficos no software Sigma Plot 2001, versão Demo.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 CARACTERIZAÇÃO DO REGIME FLUVIOMÉTRICO

A região estudada é marcada por um regime de chuvas bem definido caracterizado por períodos de alta pluviosidade no verão e baixa pluviosidade no inverno, esse comportamento, juntamente com as características geomorfológicas da bacia, influencia no comportamento do rio, que apresenta uma variação sazonal bem definida no regime de vazão, como demonstrado na Figura 5. De acordo com Sousa (2013) os rios amazônicos, de uma forma geral, apresentam clara sazonalidade decorrente do regime pluviométrico regional, a dinâmica de subida e descida das águas ocasiona mudanças físicas, químicas e biológicas dentro do leito dos rios, e assim, a ciclagem de nutrientes dentro desses sistemas também assume padrão sazonal.

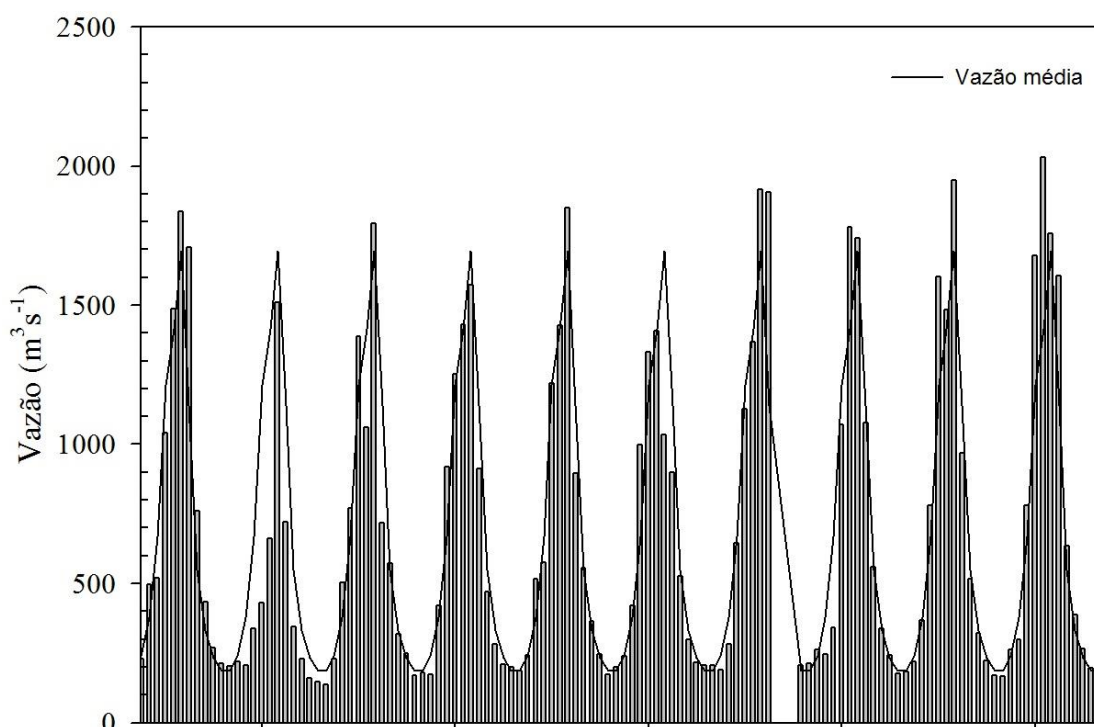


Figura 5 - Variação mensal de vazão no rio Ji-Paraná, para a estação fluviométrica de Ji-Paraná, entre os anos de 1996 e 2006.

Fonte: Dados da ANA (2015)

Através de análise da média mensal da série de dados de 10 anos (1996-2006) disponibilizada pela ANA, e representados graficamente na Figura 6, o regime fluviométrico do rio Ji-Paraná, no trecho estudado, foi dividido em quatro períodos: seca, enchente, cheia e vazante.

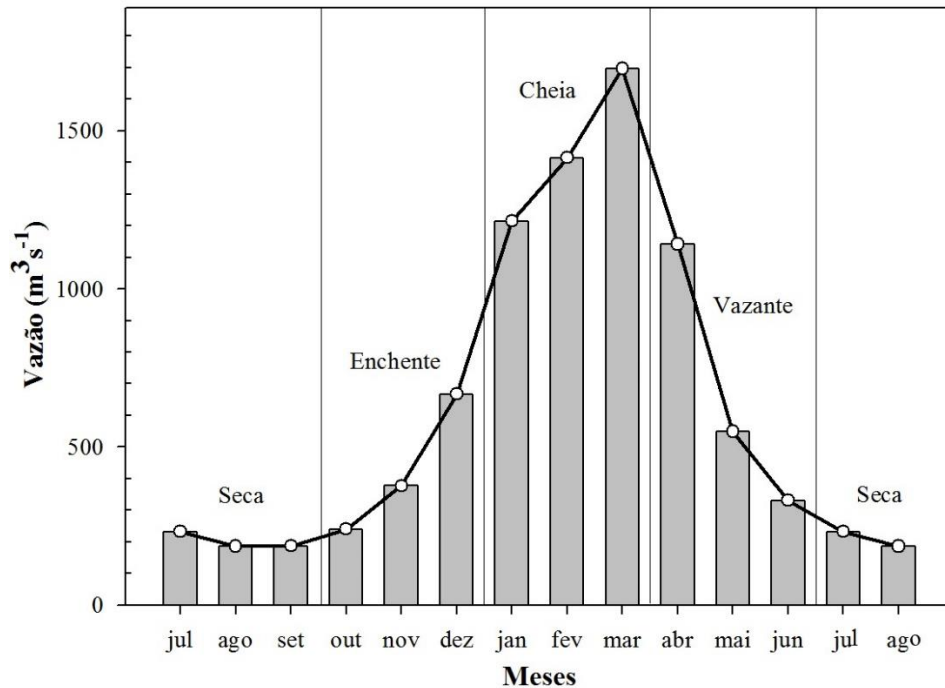


Figura 6 - Vazão média mensal da série histórica de 10 anos (1996 a 2006) no rio Ji-Paraná, para a estação fluviométrica de Ji-Paraná.

Fonte: dados da ANA (2015).

A partir da análise da Figura 6 percebeu-se que entre os meses de julho a setembro ocorrem os menores valores médios de vazão, inferiores a $250\text{m}^3\text{s}^{-1}$ e, portanto, esses meses foram definidos como o período de seca. A partir de outubro até dezembro, quando na região observa-se o início do período chuvoso, o rio começa a encher caracterizando a enchente. Entre os meses de janeiro a março observa-se os maiores valores médios de vazão, superiores a $1200\text{m}^3\text{s}^{-1}$, com pico no mês de março, caracterizando a cheia. Na vazante, entre abril e junho, ocorre uma redução do regime de chuvas e o rio passa a esvaziar apresentando uma diminuição no volume de água transportada até chegar aos valores mínimos característicos da seca. Esses mesmos períodos foram adotados por Gomes (2009) e se assemelham aos utilizados por Rasera (2005) para a bacia do Ji-Paraná.

Considerando esta distribuição, para este estudo, foram feitas amostragens mensais entre setembro de 2014 a agosto de 2015, totalizando 12 coletas, apresentando uma representatividade de todos os períodos, todos os valores para os parâmetros analisados são apresentados no Apêndice A e B. Portanto a análise dos resultados também foi baseada na diferença de comportamento do regime de vazão do rio objetivando-se entender o comportamento do mesmo mediante essas variações.

3.2 PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DA ÁGUA

3.2.1 Temperatura

A temperatura é um importante parâmetro físico da água, já que tem influência direta sobre a solubilidade dos gases nesse meio, assim como em outros parâmetros, sendo essencial para a caracterização limnológica de um ecossistema aquático. Os valores de temperatura apresentaram uma variabilidade de 3,5°C, com menores médias registradas em dezembro (26,3°C) e maiores em setembro (29,8°C). O período da seca apresentou a maior média de temperatura $27,97 \pm 1,65$ °C, seguido pela cheia $27,57 \pm 1,70$ °C, enchente $27,57 \pm 1,69$ °C e vazante $26,70 \pm 1,11$ °C. Não foi encontrada diferença estatisticamente significativa entre os períodos estudados ($p > 0,05$).

3.2.2 Oxigênio dissolvido

O oxigênio é um dos gases mais importantes, dentre aqueles encontrados dissolvidos em água, na dinâmica e caracterização dos ecossistemas aquáticos. Suas principais fontes para o meio aquático são a fotossíntese e atmosfera, o seu consumo se dá principalmente por processos respiratórios, de oxidação da matéria orgânica e de íons metálicos e perdas para a atmosfera, sendo que os principais mecanismos que regulam sua solubilidade são a temperatura e salinidade (ESTEVEZ, 2011).

O maior valor de oxigênio dissolvido (OD) foi registrado no mês de setembro, $6,65 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$, já o menor ocorreu em fevereiro, $3,98 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$. O período da seca apresentou os maiores valores de OD ($6,31 \pm 0,29 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$), em contra partida na cheia foram encontradas as menores concentrações, com valor médio de $4,50 \pm 0,57 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$, a enchente e vazante apresentaram variações intermediárias $5,62 \pm 0,33 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$ e $6,00 \pm 0,23 \text{ mgO}_2 \text{ L}^{-1}$ respectivamente. A Figura 7 apresenta a variação da concentração de OD, onde observou-se que a cheia apresentou, além das menores concentrações de OD na água, uma maior variabilidade dos dados, podendo ser um indicativo do aumento da atividade de oxidação da matéria orgânica transportada para o canal através do escoamento superficial e pelo extravasamento do rio e alagamento de solo rico em matéria orgânica em diferentes estados de decomposição.

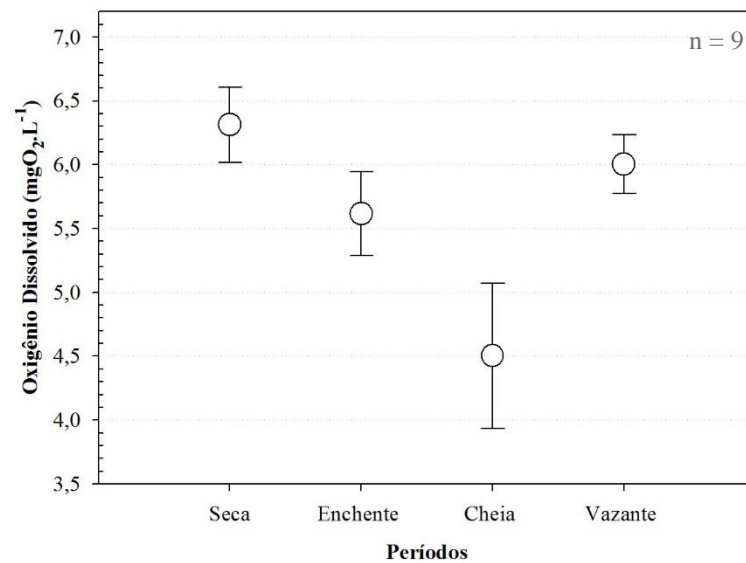


Figura 7 - Médias (O) e desvio padrão ($\top \perp$) das concentrações de oxigênio dissolvido para os períodos estudados.

Fonte: autor.

Foi encontrada diferença estatisticamente significativa entre os períodos estudados ($p < 0,01$). Brito (2013) encontrou resultados semelhantes ao estudar a região estuarina do rio Amazonas, onde as concentrações de OD apresentaram comportamento inverso ao da vazão, com maiores valores ocorrendo no período da seca e menores na cheia e atribuiu esse comportamento às diferenças entre os mecanismos físicos de solubilização de OD na coluna d'água e à atividade biológica. Nesse estudo também foi encontrada uma relação forte e negativa ($p < 0,01$, $r_s = -0,89$) entre as concentrações de OD e a média histórica de vazão, como pode ser observado na Figura 8.

Em análise da Figura 8 foi perceptível que o aumento da vazão do rio é acompanhado por uma diminuição do OD, e vice-versa, por isso o coeficiente de correlação negativo. No período da seca há um favorecimento da dissolução do oxigênio atmosférico na água do rio, pelo aumento da turbulência da água causado pela formação de cachoeiras e corredeiras, já que o canal do Ji-Paraná é abundante em rochas que ficam expostas na seca, quando o nível da água apresenta uma grande diminuição, principalmente no trecho estudado. Na cheia os pontos de turbulência são minimizados, pois as rochas encontram-se submersas, diminuindo assim a dissolução do oxigênio atmosférico na água.

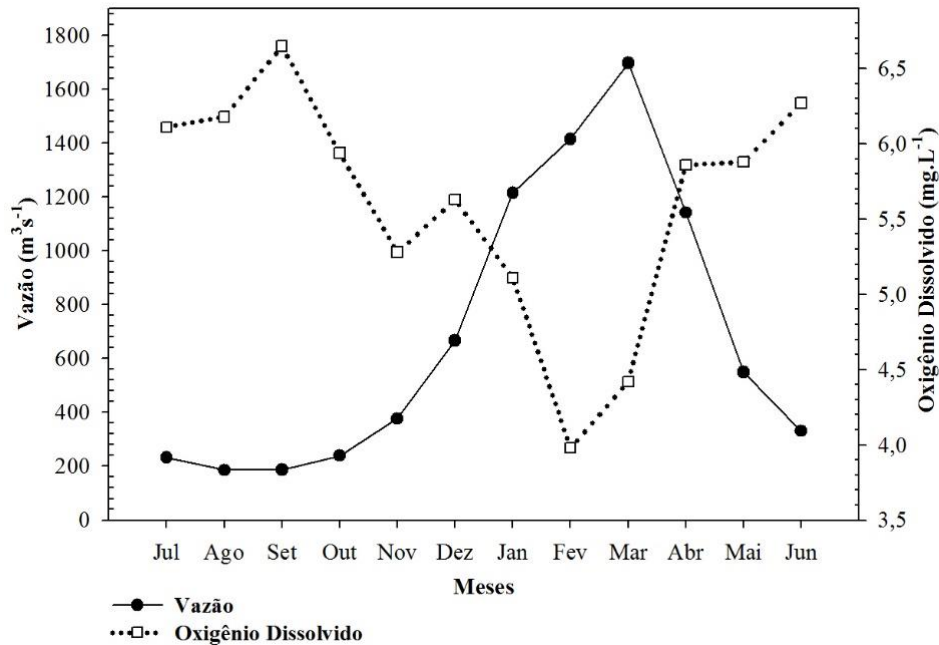


Figura 8 - Relação entre a concentração de oxigênio dissolvido e a média histórica de vazão.
Fonte: autor e dados da ANA (2015).

Além disso, a atividade biológica também exerce forte influência na dinâmica de oxigênio no meio aquoso. Na seca há um aumento da transparência da água que favorece a atividade fotossintética, já na cheia ocorre um comportamento inverso, já que há um aumento da concentração de sólidos suspensos, que diminui a penetração de luz na coluna d'água, esse comportamento será melhor explorado nas sessões 3.2.5 (Transparência e turbidez) e 3.3 (Concentração de clorofila *a*).

3.2.3 Condutividade elétrica

A condutividade elétrica de uma solução é definida como a capacidade desta em conduzir corrente elétrica e é o resultado das concentrações de íons presentes. Os ambientes com águas mais “ricas” em íons, ou seja, aqueles com maior concentração iônica, tendem a ter valores elevados de condutividade, já aqueles com baixa concentração de íons tendem a ter menores valores. Os principais cátions encontrados dissolvidos são o cálcio (Ca^{+2}), magnésio (Mg^{2+}), sódio (Na^+), potássio (K^+), ferro III (Fe^{+3}) e manganês II (Mn^{+2}), os principais ânions são o cloreto (Cl^-), sulfato (SO_4^{-2}), carbonato (CO_3^{-2}) e bicarbonato (HCO_3^-) (ESTEVES, 2011; SOUSA, 2013).

Os valores de condutividade variaram de $11,1 \mu\text{S cm}^{-1}$, em outubro, a $44 \mu\text{S cm}^{-1}$ em novembro. Em relação aos períodos estudados, na seca foi observada a menor média, $18,25 \pm 1,05 \mu\text{S cm}^{-1}$, e na cheia a maior, $30,42 \pm 1,52 \mu\text{S cm}^{-1}$, e a enchente e vazante apresentaram valores próximos $27,37 \pm 8,98 \mu\text{S cm}^{-1}$ e $27,35 \pm 3,04 \mu\text{S cm}^{-1}$, porém observa-se uma maior variabilidade na enchente, como apresentado na Figura 9, indicando uma maior variância entre os valores nesses meses. Em comparação dos períodos não foi encontrada diferença estatisticamente significativa ($p > 0,05$).

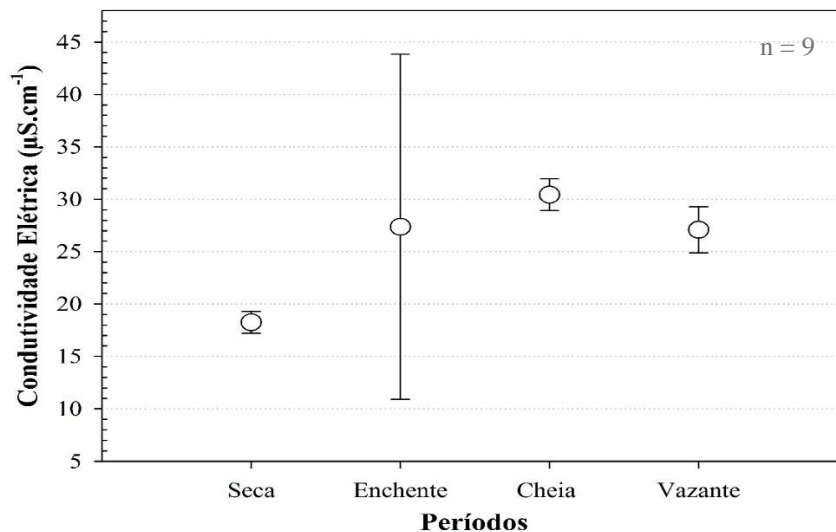


Figura 9 - Médias (O) e desvio padrão ($\Gamma \perp$) da condutividade elétrica para os períodos estudados.
Fonte: autor.

Ao analisar o conteúdo iônico dos principais rios da bacia do Ji-Paraná, Ballester et al. (2003) dividiu as águas dos rios em três grupos distintos: (1) composto por águas empobrecidas em íons, com condutividade elétrica variando de $5-25 \mu\text{S cm}^{-1}$; (2) rios com conteúdo iônico intermediário e condutividade variando de $25-50 \mu\text{S cm}^{-1}$; (3) rios com águas ricas em íons e condutividade variando entre $50-100 \mu\text{S cm}^{-1}$. O canal principal do Ji-Paraná foi enquadrado no grupo (2), com conteúdo médio dos principais cátions variando de $50,9-77,7 \mu\text{M}$ de Ca^{2+} , $37,9-55,6 \mu\text{M}$ de Mg^{2+} , $40,7-60,9 \mu\text{M}$ de K^+ e $42,9-72,9 \mu\text{M}$ de Na^+ , entre os ânions houve uma variação de $10,4-23,9 \mu\text{M}$ de Cl^- e $0,3-0,8 \mu\text{M}$ de PO_4^{3-} , o autor não realizou análises de CID.

Ao estudar a biogeoquímica da bacia do rio Ji-Paraná, Leite (2004) encontrou os menores valores de condutividade nas nascentes dos rios Pimenta Bueno ($8,1 \mu\text{S cm}^{-1}$) e Comemoração ($8,6 \mu\text{S cm}^{-1}$), e os maiores nos tributários Rolim de Moura ($63,0 \mu\text{S cm}^{-1}$), Urupá ($60,0 \mu\text{S cm}^{-1}$) e Jarú ($51,0 \mu\text{S cm}^{-1}$). No canal principal do rio Ji-Paraná os valores encontrados foram intermediários (cerca de $30,0 \mu\text{S cm}^{-1}$). Nos trechos mais à jusante, próximos a foz, o autor observou uma considerável diminuição nas concentrações dos íons dissolvidos e

atribuiu esse fenômeno ao aporte do afluente Machadinho (mais pobre em íons) e de outros igarapés que compõem a bacia.

Dentre os ânions analisados o autor verificou que o bicarbonato é a espécie predominante nos rios da bacia, com exceção do rio Preto e das cabeceiras dos rios Comemoração e Pimenta Bueno. No canal principal do rio Ji-Paraná, em um ponto de amostragem próximo ao desse estudo, o autor verificou uma concentração média de HCO_3^- de $158,3 \pm 65,9 \mu\text{M}$, concentração média 6,6 à 316 vezes superior aos outros ânions analisados e de 2,25 à 3 vezes superior aos cátions.

Levando em consideração a relação entre condutividade e concentração iônica, é possível inferir que na bacia do Ji-Paraná o CID, principalmente na forma de HCO_3^- , tem grande influência na condutividade analisada. O regime pluviométrico tem uma importante influência na entrada de matéria, orgânica e inorgânica, para o interior do canal fluvial, nas características iônicas do ecossistema estudado e na dinâmica de CID, a condutividade apresentou uma forte e positiva correlação ($p < 0,05$, $r_s = 0,77$) com a vazão, reforçando essa relação entre o aumento do aporte de água e a condutividade.

Para este estudo no período da seca, quando não há uma significativa entrada de material dos ecossistemas terrestres através do escoamento superficial ao decorrer da bacia, observou-se os menores valores de condutividade. A enchente e a vazante apresentaram valores similares, porém a enchente apresentou maior variabilidade, como observado na Figura 9, por ser marcada pelo início dos eventos de precipitação que passam a carrear material dissolvido e particulado para o interior do canal do rio. Já na enchente, quando observou-se os maiores valores de vazão, o rio apresentou os maiores valores de condutividade, indicando a maior concentração de compostos que provocam o aumento do conteúdo iônico da água. A turbidez apresentou correlação moderada e positiva ($p < 0,05$, $r_s = 0,71$) com a condutividade, reforçando essa relação entre o aumento da concentração de sólidos carregados pelo rio e o conteúdo iônico.

3.2.4 pH e alcalinidade

Em um ecossistema aquático o pH pode ser considerado como uma das mais importantes variáveis abióticas e uma das mais difíceis de ser interpretada em função dos inúmeros fatores que podem influenciá-la (ESTEVEZ, 2011). O rio Ji-Paraná, dentro do período estudado, apresentou característica de água levemente ácida, com os valores de pH inferiores a 6,5, com exceção do mês de abril que apresentou um valor máximo de 6,62.

Os períodos que apresentaram características mais ácidas foram a cheia (5,25-5,91, valor mínimo e máximo) e a enchente 5,74-5,82. A seca e a vazante apresentaram maiores valores de pH variando entre 5,53-6,62 e 5,52-6,09, respectivamente, como observado na Figura 10. Leite (2004) ao estudar a biogeoquímica da bacia do Ji-Paraná encontrou um valor mediano de 6,5, com maior taxa variando entre 6 e 7, com valores mínimos de 5,5 e máximo 7,5, no ponto estudado na região de Ji-Paraná. Rasera (2005) e Gomes (2009) também encontraram valores de pH superiores a esse estudo no canal principal do rio.

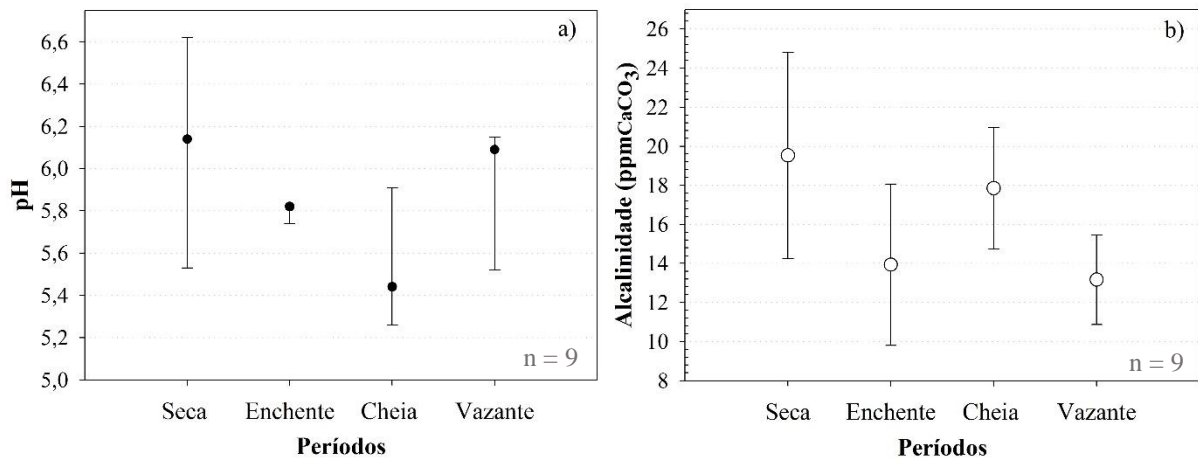


Figura 10 - a) mediana (●) e valores mínimos (⊥) e máximos (⊤) de pH e b) média (o) e desvio padrão (⊥ ⊤) de alcalinidade.

Fonte: autor.

A alcalinidade pode ser definida como a capacidade de uma amostra de água em neutralizar uma quantidade de ácido (H^+), em águas naturais os principais responsáveis pela alcalinidade são as bases conjugadas do ácido carbônico (HCO_3^- e CO_3^{2-}) (ESTEVES, 2011). A alcalinidade total é dada pelo somatório das diferentes formas de alcalinidade existente e é representada na forma de concentração de carbonato de cálcio - $mgCaCO_3.L^{-1}$ ou $ppmCaCO_3$ (FUNASA, 2013).

O rio apresentou uma variação nos dados de alcalinidade, como observado na Figura 10, com os maiores valores registrados na seca $19,53 \pm 5,27 ppmCaCO_3$ e cheia $17,84 \pm 3,12 ppmCaCO_3$; os valores para a enchente e vazante apresentaram-se em uma faixa próxima $13,93 \pm 4,13 ppmCaCO_3$ e $13,17 \pm 2,29 ppmCaCO_3$ respectivamente, porém observa-se uma maior variação no período da enchente. Em relação às análises estatísticas não foi encontrada diferença significativa entre os períodos para os dois parâmetros apresentados ($p > 0,05$).

3.2.5 Transparência e turbidez

A transparência da água é um parâmetro de extrema importância em ecossistemas aquáticos, pois caracteriza a profundidade da região iluminada da coluna d'água, que irá influenciar na produção primária dos ecossistemas. De acordo com Wetzel e Likens (2000) a radiação solar é vital para o metabolismo dos ecossistemas de água doce; parte da energia que chega à superfície da água será refletida e outra parte irá penetrar no ambiente aquático e será convertida em calor, pela absorção da energia pelas moléculas de água, pelos compostos orgânicos dissolvidos e pela matéria particulada suspensa, ou convertida em energia química potencial através da fotossíntese. Ainda segundo os autores, uma forma indireta e simples de medir a profundidade da região iluminada é através do disco de Secchi, que permite estimar a transparência da água e pode fornecer informações acerca do aumento, ou diminuição, da concentração de matéria orgânica dissolvida e da matéria particulada suspensa. A profundidade da zona iluminada (zona eufótica - *Zeu*), cujo limite inferior equivale a 1% da radiação que chega a superfície aquática, equivale a 2,7 vezes a profundidade do disco de Secchi (COLE, 1994).

Nesse estudo o maior valor de profundidade de Secchi foi registrado em setembro, 1,06m, e o menor em novembro, 0,16m. O período da seca apresentou os maiores valores de transparência $0,87 \pm 0,20\text{m}$, já a cheia registrou os menores $0,31 \pm 0,07\text{m}$, embora a enchente tenha apresentado média similar à cheia, $0,32 \pm 0,19\text{m}$, ela apresentou uma maior variabilidade, como observado na Figura 11. A vazante apresentou valores superiores aos dois períodos anteriores $0,48 \pm 0,15\text{m}$. Não foi encontrada diferença estatisticamente significativa ($p > 0,05$) entre os períodos e os dados de profundidade correlacionaram-se forte e negativamente ($p < 0,01$, $r_s = - 0,78$) com a média histórica de vazão.

A enchente é caracterizada pela intensificação do regime de chuva em toda a bacia, acarretando numa maior entrada de sedimentos e matéria orgânica proveniente dos ecossistemas terrestres. A entrada pela erosão é natural, porém as mudanças do uso da terra interferem neste processo. Levando em consideração esses aspectos torna-se claro o porquê de os meses característicos da enchente e cheia terem apresentado as menores transparências, assim como, os maiores valores de condutividade elétrica. Na vazante observa-se que o rio começa a esvaziar, principalmente pela diminuição do regime de chuva, o que implica num menor carreamento de sedimentos para o interior do sistema, finalmente na seca é registrada a maior transparência causada pela diminuição da concentração de sólidos suspensos carregados pelo rio.

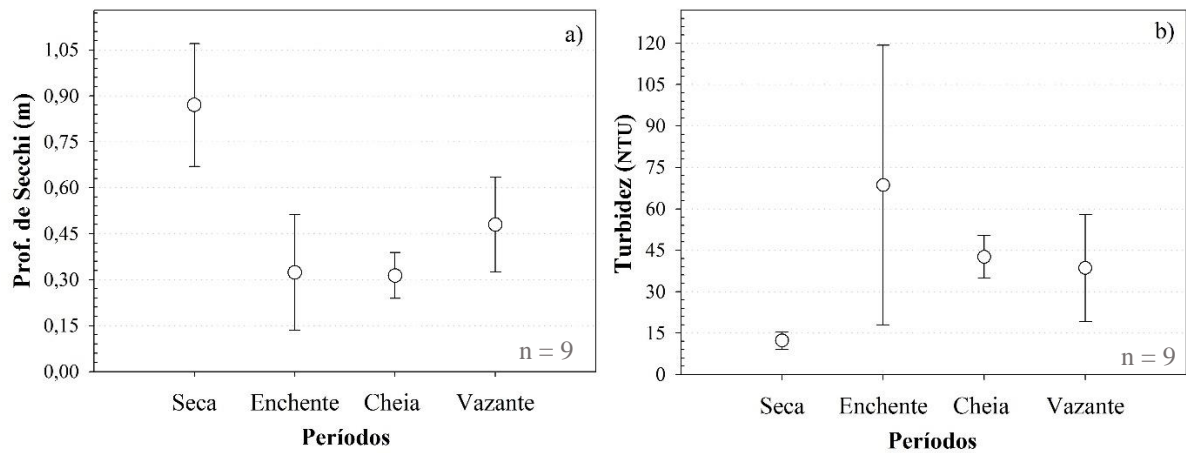


Figura 11 - Médias (o) e desvio padrão ($\pm \gamma$) a) da profundidade de Secchi e b) turbidez.
Fonte: autor.

De uma forma geral, assim como a transparência, a turbidez é um parâmetro que pode indicar a entrada de material particulado e dissolvido dos ecossistemas terrestres para o interior do sistema aquático, que pode acarretar na intensificação dos processos respiratórios e de oxidação dessa matéria causando um aumento do pCO₂ dissolvido. O aumento da turbidez pode também ser um indicador do incremento da concentração de partículas inorgânicas que podem atuar na intensificação da concentração de CID e por consequência da pCO₂. Como destacado por Wetzel e Likens (2000) a turbidez na água é causada por material orgânico e inorgânico suspenso, tal como argila, silte, partículas carbonatadas, fina matéria orgânica particulada, plâncton e outros pequenos organismos. Toda essa matéria suspensa faz com que a luz seja dispersa e absorvida em vez de ser transmitida provocando o efeito de turbidez.

O maior valor de turbidez (124 NTU) foi registrado em novembro, quando observou-se o menor valor de transparência (0,16m), enquanto que o menor valor (10,02NTU) foi registrado em agosto quando registrou-se a maior profundidade de Secchi (1,06m). Em relação ao comportamento fluviométrico os maiores valores foram registrados na enchente $68,58 \pm 50,68$ NTU, quando observa-se a maior variabilidade dos dados, como apresentado na Figura 11. Os valores para a cheia e vazante foram, respectivamente, $42,61 \pm 7,79$ NTU e $38,52 \pm 19,30$ NTU, a seca apresentou a menor média de turbidez, $12,26 \pm 3,17$ NTU. Não foi encontrada diferença estatisticamente significativa entre os períodos ($p > 0,05$) e esse parâmetro correlacionou-se moderado e positivamente ($p < 0,05$, $r_s = 0,64$) com a média de vazão.

Espera-se que a turbidez tenha um comportamento inverso à transparência da água, já que o seu aumento implica numa diminuição da penetração de luz na coluna d'água e consequentemente na transparência. A Figura 12 apresenta a relação entre os valores de

transparência da água e a turbidez. Em análise do gráfico observa-se o comportamento inverso entre os parâmetros, confirmada pela análise de correlação ($r_s = -0,87$, $p < 0,01$), os períodos de maior transparência apresentaram menor turbidez e vice-versa.

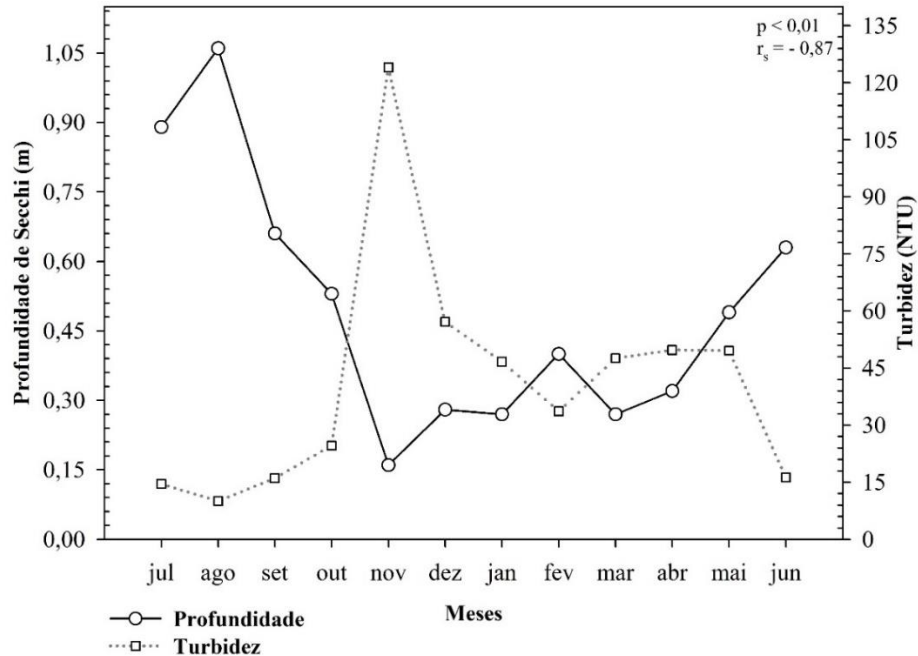


Figura 12 - Relação entre a profundidade de Secchi e turbidez.
Fonte: autor.

3.3 CONCENTRAÇÃO DE CLOROFILA *a*

A concentração de clorofila *a* apresentou uma variabilidade de $0,43 \mu\text{g L}^{-1}$, registrada no mês de fevereiro, a $3,85 \mu\text{g L}^{-1}$ em setembro. Com relação aos períodos adotados, a seca apresentou a maior média, $3,17 \pm 0,61 \mu\text{g L}^{-1}$, seguida da enchente, $2,00 \pm 0,89 \mu\text{g L}^{-1}$ e vazante $1,69 \pm 0,46 \mu\text{g L}^{-1}$, a cheia registrou os menores valores, com média de $0,87 \pm 0,59 \mu\text{g L}^{-1}$, estatisticamente houve diferença significativa entre os períodos estudados ($p < 0,05$). O *box-plot* da concentração de clorofila é apresentado na Figura 13, onde observa-se que a seca apresentou uma distribuição simétrica, enquanto que a enchente, cheia e a vazante apresentaram uma assimetria negativa, pois a mediana está mais próxima do terceiro quartil.

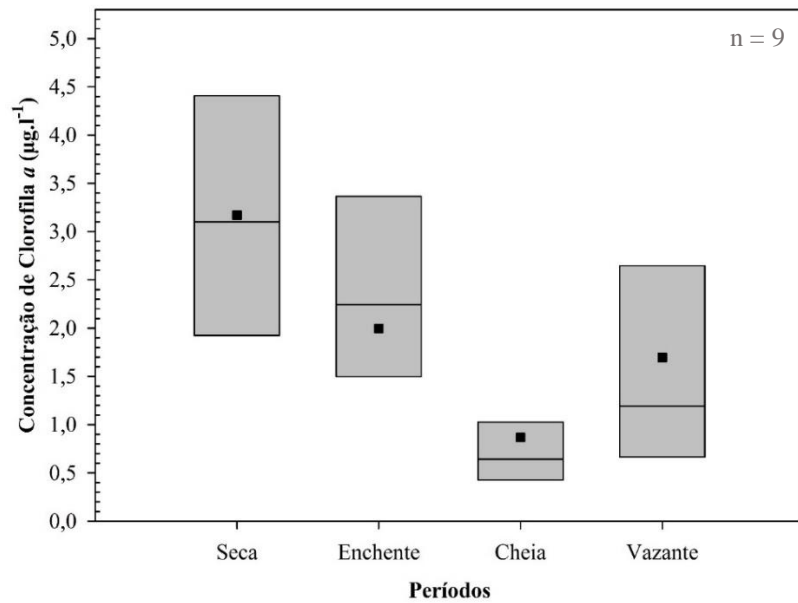


Figura 13 – Concentração de clorofila *a* com as médias (■), mediana (—).

Fonte: autor.

A concentração de clorofila *a* apresentou uma fortíssima e negativa correlação com a média histórica de vazão ($p < 0,01$, $r_s = -0,90$), indicando que a variabilidade do regime fluviométrico do rio tem forte influência na dinâmica de produção primária do ecossistema estudado. A Figura 14 representa graficamente essa relação, nela é possível observar que o aumento do volume de água transportado implica numa diminuição da concentração de clorofila, e por consequência da produção primária, enquanto que a diminuição do regime fluviométrico implica num aumento da clorofila.

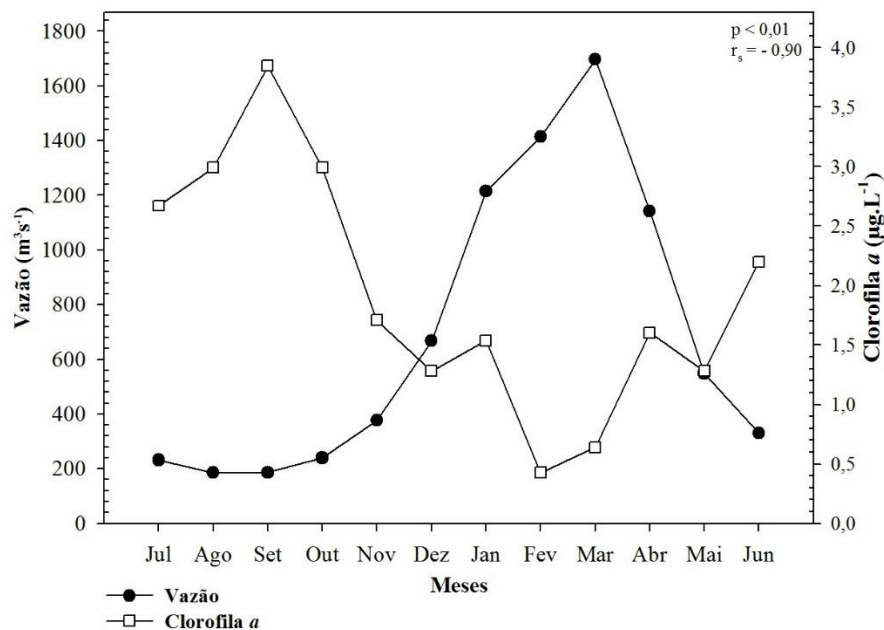


Figura 14- Relação entre a concentração de clorofila *a* e a média histórica de vazão.

Fonte: autor e dados da ANA.

A clorofila *a* também apresentou uma correlação positiva e moderada ($p < 0,05$, $r = 0,67$) com a profundidade de Secchi e negativa e moderada ($p < 0,05$, $r_s = - 0,60$) com a turbidez da água. Ao estudar diferentes ambientes fluviais no Estado do Acre, Sousa (2013) verificou que durante a seca as concentrações de clorofila *a* foram mais altas, indicando a importância da produtividade primária nos rios estudados nesse estágio. Os resultados demonstraram ainda que apesar das concentrações de nutrientes terem sido menores na seca a maior penetração de luz, causada pela baixa concentração de sedimentos, favoreceu a intensificação da produção primária.

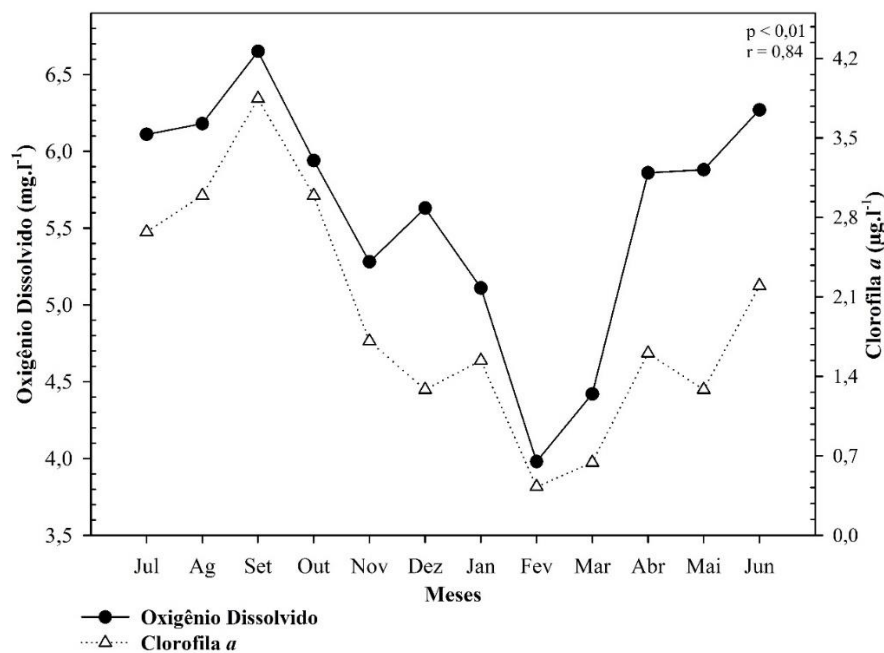


Figura 15 - Relação entre a concentração de clorofila *a* e a concentração de oxigênio dissolvido.
Fonte: autor.

Assim como já era esperado a concentração de clorofila *a* apresentou uma correlação forte e positiva ($p < 0,01$; $r = 0,84$) com a concentração de oxigênio dissolvido, melhor observada na Figura 15, onde observou-se que os maiores valores de OD são acompanhados pelas maiores concentrações de clorofila e vice-versa, sendo que as variações são diretamente proporcionais. Esses resultados indicam que a atividade biológica, através da produção primária, tem forte influência na dinâmica de oxigênio dissolvido na água para o ecossistema estudado, como já discutido na Sessão 3.2.2 (Oxigênio dissolvido). A seca apresentou concentrações de clorofila 3,6 vezes superior à cheia, quando observou-se concentrações 1,5 vezes superiores de OD. Rosa (2013) verificou um comportamento semelhante ao estudar diferentes ambientes fluviais no Acre.

3.4 PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS

As condições climáticas exercem influência sobre a dinâmica dos ecossistemas aquáticos, já que ambos interagem na troca de matéria e energia através da interface água-atmosfera. As maiores temperaturas do ar foram registradas no mês de agosto (33,9 °C) e junho (32,77 °C), enquanto que a menor ocorreu em novembro (25,75°C). Em relação aos períodos adotados a seca apresentou maiores temperaturas $31,70 \pm 1,97$ °C, seguida da vazante $31,20 \pm 1,66$ °C, cheia $27,18 \pm 1,45$ °C e enchente $26,71 \pm 1,29$ °C, como pode ser observado na Figura 16.

Os períodos da enchente e cheia apresentaram os menores valores de temperatura, sendo que nesses períodos, durante a realização das coletas, ocorreram eventos de precipitação durante a noite anterior e céu nublado com formação de chuva durante a coleta. De uma forma geral a temperatura do ar apresentou-se superior à da água, com exceção dos meses de outubro, novembro e dezembro quando a temperatura da água mostrou-se superior, favorecendo a evasão de CO₂ para a atmosfera.

Em relação à velocidade do vento, o mês de outubro exibiu os maiores valores de velocidade média (2,09 m s⁻¹) e máxima (4,64 m s⁻¹) e em agosto registrou-se os menores, 0,35m s⁻¹ e 0,70 m s⁻¹. No que tange aos períodos estudados, a enchente apresentou os maiores valores de velocidade média e máxima $1,79 \pm 0,33$ m s⁻¹ e $3,90 \pm 0,65$ m s⁻¹, respectivamente, para a cheia os valores foram de $1,63 \pm 0,19$ m s⁻¹ e $3,29 \pm 0,55$ m s⁻¹ e na vazante de $0,98 \pm 0,46$ m s⁻¹ e $2,34 \pm 1,05$ m s⁻¹, os menores valores foram registrados na seca, $0,85 \pm 0,77$ m s⁻¹ e $1,78 \pm 1,24$ m s⁻¹. Como observado na Figura 16, a seca e a vazante foram os períodos que apresentaram uma maior variabilidade nos dados de velocidade do vento, enquanto que os períodos da enchente e cheia, mesmo apresentando características de tempo instável, apresentaram um comportamento mais uniforme.

As velocidades média e máxima, como esperado, correlacionaram-se fortíssimo e positivamente ($p < 0,01$, $r = 0,94$) e apresentaram correlação moderada e negativa com a temperatura do ar ($p < 0,05$, $r_s = - 0,62$ e $r_s = - 0,69$). Alin et al. (2011), ao estudarem os mecanismos físicos que controlam a velocidade de transferência de CO₂ em ambientes fluviais de diferentes ordens e tamanhos na região amazônica e no sudoeste da Ásia, verificaram que a velocidade do vento e as variáveis hidrológicas puderam explicar a variabilidade do coeficiente de troca gasosa (K_{600}) nesses ambientes. Os autores observaram que o K_{600} se correlacionou forte e positivamente com a velocidade do vento (u_{10}) em rios maiores que 100m de largura,

em ambientes menores não foi observada relação clara entre esses fatores e isso reflete as diferenças no controle físico da turbulência da água através dos tipos de ambientes.

A velocidade do vento tem forte influência sobre o cálculo do k_{600} , pois o vento provoca turbulência na superfície da água, promovendo uma mistura na camada limite gasosa permitindo a troca entre gases na interface água-atmosfera. Abril et al. (2009), ao estudarem uma região estuarina na França, verificaram que os valores de K_{600} foram significativamente grandes quando a velocidade do vento e da corrente foram em direções opostas, ocorrendo uma correlação entre o vento e K_{600} , porém isso não ocorreu quando eles foram na mesma direção. Esses resultados reforçam a importância do controle físico, tanto da atmosfera quanto do próprio ambiente fluvial, na dinâmica de troca gasosa.

Para esse estudo o k_{600} calculado a partir da velocidade do vento (u_{10}) não apresentou correlação direta significativa com o fluxo de CO_2 , indicando que esse parâmetro isoladamente, para o período estudado, não apresentou forte influência na dinâmica de troca gasosa. No entanto, a associação da atividade do vento com outros fatores de influência sobre a turbulência da água não estudados e as características limnológicas e atividade biológica da água estão conjuntamente influenciando na evasão de carbono do rio para a atmosfera.

A concentração média de CO_2 atmosférico foi de $372,91 \pm 7,96\text{ppm}$, apresentando-se inferior à média molar global, registrada em 2011, de $390,9 \pm 1\text{ppm}$ (WMO, 2012). Como pode ser observado na Figura 16, assim como em relação a velocidade do vento, a concentração de CO_2 atmosférico apresentou maior variabilidade nos períodos da seca e vazante, foram também nesses períodos onde registrou-se as maiores concentrações $378,40 \pm 11,00\text{ppm}$ e $375 \pm 7,95\text{ppm}$, respectivamente. A enchente e vazante apresentaram as menores médias e variabilidades, $364,63 \pm 1,15\text{ppm}$ e $372,75 \pm 1,49\text{ppm}$, isso ocorre porque os eventos de precipitação promovem uma lavagem de atmosfera provocando uma redução na concentração dos gases presentes, pela sua dissolução na água da chuva, contribuindo para o aumento da pCO_2 da água.

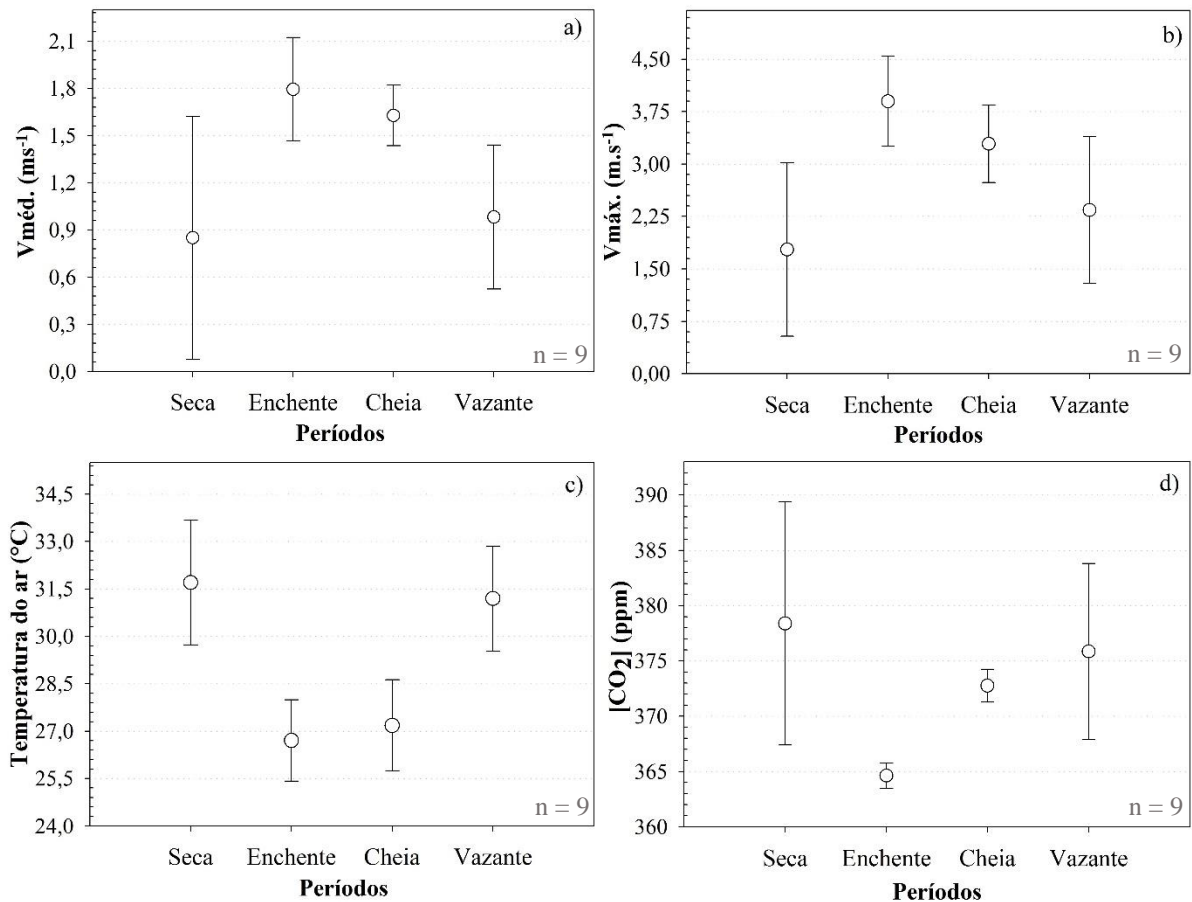


Figura 16 - Média (o) e desvio padrão ($\top \perp$) a) da velocidade média e b) máxima do vento; c) temperatura do ar e d) concentração do CO₂ atmosférico.

Fonte: autor.

3.5 FLUXO DE CO₂

O Ji-Paraná comportou-se como uma fonte de carbono para a atmosfera, com uma taxa de emissão que variou de $583,64 \pm 75,88 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, no mês de julho, a $5698,20 \pm 785,91 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ registrado em fevereiro. O fluxo de CO₂ apresentou uma variabilidade entre os diferentes estágios fluviométricos do rio, como observado na Figura 17, na seca o fluxo médio foi de $711,20 \pm 131,51 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, sendo o menor valor encontrado, os maiores foram registrados na cheia $4869,20 \pm 779,95 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, seguido da enchente $2429,46 \pm 1331,67 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e vazante $1443,79 \pm 258,57 \text{ mgC m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

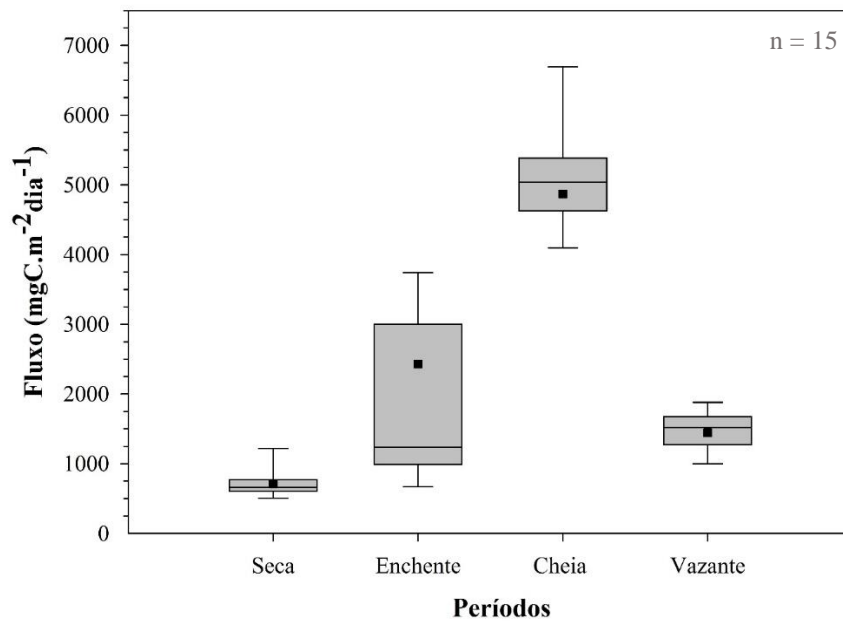


Figura 17 – Fluxo de CO₂ através da interface água-atmosfera com as médias (■), medianas (—), valores mínimos (└) e máximos (┘).

Fonte: autor.

Estatisticamente houve diferença significativa entre os períodos estudados ($p < 0,01$). Diversos estudos realizados em diferentes ambientes fluviais na região amazônica verificaram esse comportamento, com maiores valores encontrados na cheia e menores na seca, com diferenças entre os períodos variando de 1,1 a 22 vezes (BRITO, 2013; GOMES, 2009; NEU, 2009; RASERA, 2005; RASERA, 2010; RASERA, 2013; SOUSA, 2013). Para esse estudo verificou-se uma razão de até 6,8 vezes entre a seca e cheia. Em análise da Figura 17 verificou-se que a seca e a cheia apresentaram uma simetria, enquanto que a enchente apresentou uma assimetria negativa, pois a mediana está mais próxima do terceiro quartil, e a vazante uma assimetria positiva, já que a mediana está mais próxima do primeiro quartil.

3.6 DINÂMICA DO FLUXO DE CO₂

Nessa sessão será discutida a relação entre o fluxo de CO₂ e os parâmetros físicos, químicos e biológicos da água, assim com as variáveis atmosféricas, buscando entender o mecanismo de ciclagem de carbono do ecossistema estudado e as principais variáveis que influenciam nessa dinâmica.

A Figura 18 mostra a relação entre os valores de fluxo e a média histórica de vazão, onde foi possível observar que o fluxo acompanha o pulso de inundação e esvaziamento do rio, apresentando os menores valores na seca, um progressivo aumento na enchente, maiores valores

na cheia e uma diminuição na vazante. Os parâmetros apresentaram correlação fortíssima e positiva ($r_s = 0,92$, $p < 0,01$) reforçando essa relação observada. De acordo com Almeida (1999) diversos fatores podem influenciar no processo de emissão/absorção de carbono em ambientes aquáticos, tal como a concentração de CO_2 na atmosfera, o pH, a produção primária pelo consumo de CO_2 através da fotossíntese, decomposição e respiração de microrganismos gerando CO_2 .

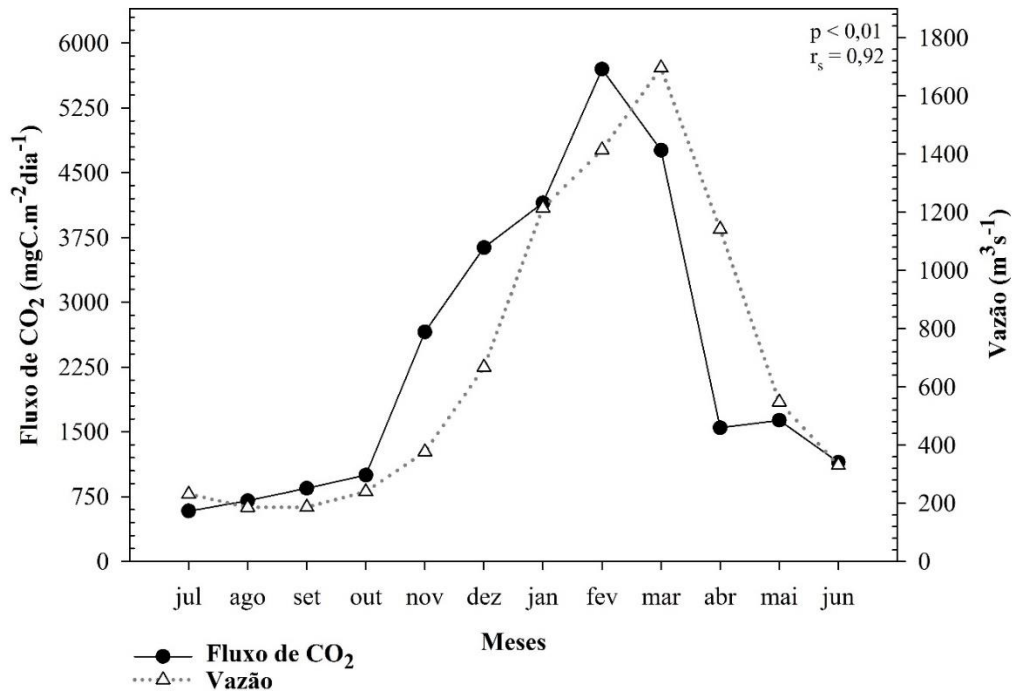


Figura 18 - Relação entre o fluxo de CO_2 e a média histórica de vazão.
Fonte: autor e dados da ANA (2015).

Houve um deslocamento entre o pico de emissão de CO_2 e de vazão, como observado na Figura 18, porém vale ressaltar que os dados de vazão referem-se a média de uma série histórica de 10 anos e não aos valores relativos aos meses estudados, portanto espera-se que esses picos poderiam coincidir se fosse possível comparar os valores correspondentes. Inclusive o mês de fevereiro de 2015, onde observou-se o maior pico de emissão, foi o que apresentou extravasamento do rio provocando o desalojamento de parte da comunidade ribeirinha do município, portanto pode-se inferir que no período estudado o pico de vazão ocorreu em fevereiro coincidindo com o maior valor de fluxo.

Na seca ocorre uma menor entrada de CID e de matéria orgânica alóctone no rio, que influi na diminuição dos processos respiratórios, e esses fatores atuam na diminuição da pCO_2 da água, reduzindo assim a emissão de carbono para a atmosfera. Além disso, nesse período foi observado a maior média de concentração de clorofila *a* ($3,17 \pm 0,61 \mu\text{g L}^{-1}$) e da transparência

da água ($0,87 \pm 0,20$ m), sendo um indicativo de intensificação da taxa de produção primária favorecendo a diminuição da $p\text{CO}_2$ da água. O somatório desses processos influenciam nos menores valores de troca gasosa nesse estágio.

O fluxo de CO_2 apresentou uma correlação moderada e negativa ($p < 0,05$, $r = - 0,67$) com os valores de transparência e forte e negativa ($p < 0,01$, $r = - 0,83$) com a concentração de clorofila *a*. A Figura 19 apresenta a relação entre o fluxo e clorofila, onde foi perceptível essa relação inversa entre a taxa de emissão de carbono para a atmosfera e a produção primária, representada aqui pela concentração de clorofila. Como discutido anteriormente observou-se na seca (julho a setembro) os menores valores de fluxo registrados nesse estudo, que acompanham os maiores valores de clorofila, e como discutido na sessão 3.2.2 (Oxigênio dissolvido) nesse período registraram-se os maiores valores de OD, reforçando a constatação dos maiores picos de produção primária nesses meses.

Ao estudar a variabilidade espacial e temporal da $p\text{CO}_2$ e do fluxo de CO_2 em sete rios da bacia amazônica, Rasesa et al. (2013) observaram condições de subsaturação de $p\text{CO}_2$ e fluxos negativos de CO_2 nos rios Araguaia, Javaés e Teles Pires no estágio de baixa do rio (seca), portanto, nesse período, esses ambientes atuaram como sumidouros de carbono da atmosfera. Os autores atribuíram esse comportamento às características da água desses rios (água clara), que favorece a penetração de luz e, portanto, a produção primária, que na seca tem grande contribuição para a distribuição final da $p\text{CO}_2$. Quando todos os rios e dados foram considerados a $p\text{CO}_2$ foi forte e inversamente correlacionada com o OD e pH, e positivamente correlacionada com o COD, indicando uma forte relação desta com parâmetros relacionados ao metabolismo aquático.

Na enchente com o aumento dos eventos de precipitação há uma maior entrada de matéria orgânica carregada dos ecossistemas terrestres para o interior do rio, provocando uma intensificação da atividade respiratória dos organismos aquáticos, que atuam na decomposição dessa MO, há ainda uma diminuição da penetração de luz na coluna d'água e da produção primária, como observado na Figura 19. O somatório desses fatores causou uma diminuição da concentração de OD e uma intensificação do fluxo gasoso.

Na cheia observou-se os maiores fluxos ($4869,20 \pm 779,95\text{mgC.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$), podendo ser o momento onde observa-se as maiores taxas de oxidação da MO autóctone carregada para o canal principal do rio. Esse período é caracterizado ainda por um extravasamento do rio, que alaga regiões ricas em MO vegetal e solo saturado em CO_2 intensificando assim a $p\text{CO}_2$ da água. De acordo com Butman e Raymond (2011), o CO_2 dissolvido em rios e córregos se origina em grande parte pela respiração de ecossistemas terrestres, entrando na hidrosfera como CO_2

dissolvido do solo e dissolução direta do CO₂ proveniente das raízes da vegetação ripária, e pela oxidação de carbono orgânico alóctone e autóctone emergente. Esse processo ocorre principalmente em ambientes de baixa ordem que possuem uma maior conectividade com a água subterrânea e são mais fortemente influenciados por ela. Em sistemas de alta ordem, quando o rio extravasa e alaga as regiões adjacentes, a dissolução do CO₂ armazenado no solo irá aumentar a pCO₂ da água.

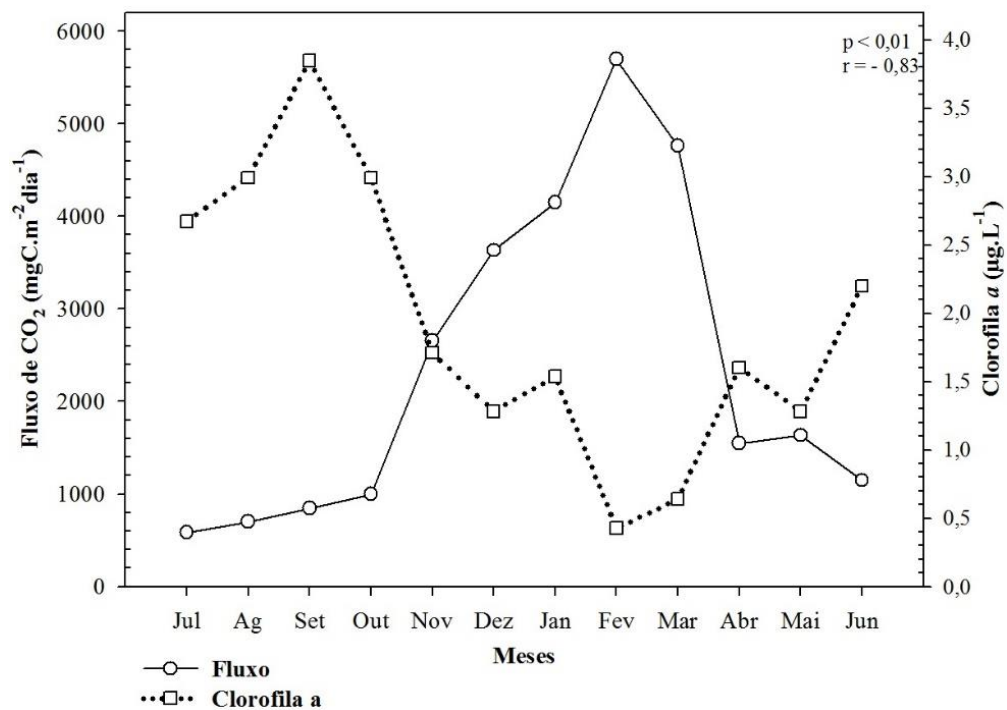


Figura 19 - Relação entre o fluxo de CO₂ e a concentração de clorofila *a*.
Fonte: autor.

O fluxo de CO₂ apresentou uma correlação fortíssima e negativa ($p < 0,01$, $r = -0,94$) com as concentrações de OD, relação essa mostrada no gráfico da Figura 20, onde observa-se que o pico de emissão de carbono acompanha os valores mínimos de OD, no mês de fevereiro, enquanto que, como já discutido anteriormente, os menores valores de fluxo são acompanhados pelas maiores concentrações de OD. Ainda, como observado na Figura 19, as maiores taxas de emissão de CO₂ são acompanhadas pelas menores contribuições da produção primária ocorrendo, portanto, nesse período uma menor absorção de CO₂ favorecendo o aumento da pCO₂ da água.

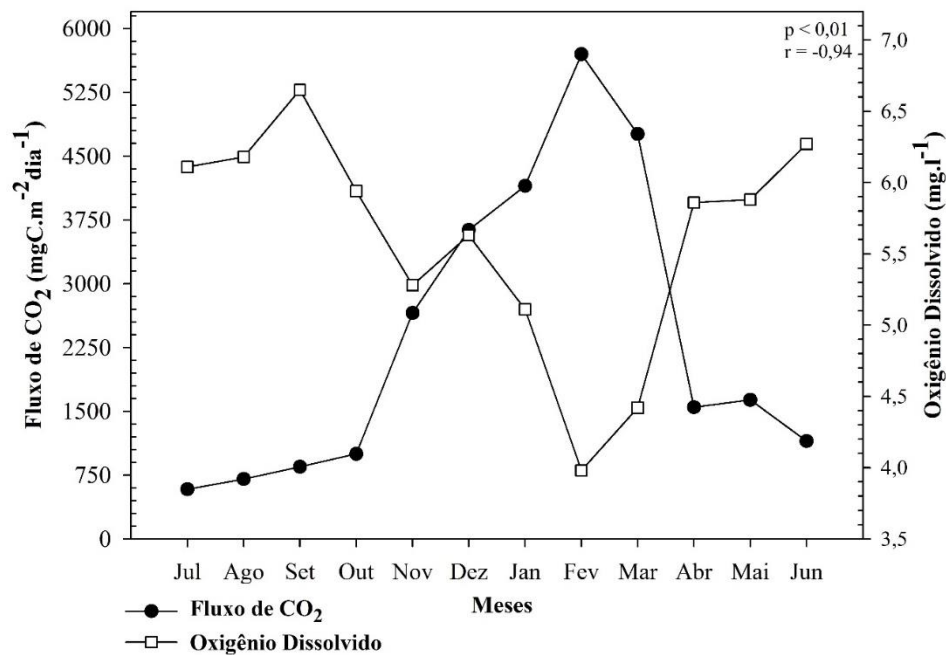


Figura 20 - Relação entre o fluxo de CO₂ e as concentrações de oxigênio dissolvido.
Fonte: autor.

Na vazante há um recuo da água e diminuição dos eventos de precipitação ocasionando uma diminuição da entrada de MO proveniente dos ecossistemas terrestres, além disso há uma diminuição da concentração de MO, que já foi oxidada e evadida na forma de CO₂, provocando a diminuição dos fluxos observados ($1590,97 \pm 61,22 \text{mgC.m}^{-2}\text{.dia}^{-1}$). Esse comportamento pode ser reforçado pela relação entre os valores de fluxo e as concentrações de oxigênio dissolvido apresentados na Figura 20. Nesse estágio ocorre ainda um aumento da transparência da água e da concentração de clorofila, como observado na Figura 19, provocando um aumento da absorção do CO₂ através da fotossíntese, diminuindo assim a pCO₂ da água e a emissão gasosa.

Além da relação entre o fluxo de CO₂ e a atividade biológica, até aqui discutida considerando a produção primária como agente de diminuição do fluxo e a oxidação da MO autóctone e alóctone como fonte de CO₂ para o ambiente aquático e consequentemente para a atmosfera, outro fator que atua na dinâmica de emissão de carbono para a atmosfera em ambientes aquáticos é o CID. Rasesa (2005), encontrou para o canal principal do rio Ji-Paraná maiores concentrações de CID na cheia e menores na seca. Leite (2004), ao estudar a biogeoquímica da bacia do Ji-Paraná encontrou o mesmo padrão de distribuição da condutividade elétrica e concentração de íons maiores, dentre eles aqueles que compõem as frações do CID, indicando que os parâmetros apresentam estreita relação.

O fluxo de CO₂ apresentou uma correlação moderada e positiva ($p < 0,05$, $r = 0,58$) com a condutividade elétrica sendo esse fato, baseando-se nos resultados de Leite (2004) e

Rasera (2005), um indicativo da influência do aumento da concentração de CID na intensificação do fluxo. Ainda, segundo os resultados de Leite (2004) e como já discutido na sessão 3.2.3 (Condutividade elétrica), o principal ânion encontrado no canal principal do Ji-Paraná é o HCO_3^- e, portanto, o aumento da condutividade indica o aumento do CID, na forma de HCO_3^- , que é convertido à CO_2 e evadido para a atmosfera. Na seca, quando registrou-se as menores condutividades, há uma diminuição do fluxo.

Além da condutividade elétrica, o fluxo também apresentou uma correlação moderada e inversa ($p < 0,05$, $r = - 0,61$) com o pH da água, Prasad et al. (2013), verificaram em sua pesquisa que os menores valores de pH são sempre associados a maiores níveis de pCO_2 da água. Rasera et al. (2013), também encontraram essa relação em rios da bacia amazônica. Como será melhor discutido na próxima sessão, o pH tem influência direta no sistema carbonato e uma diminuição do mesmo favorece a formação de CO_2 livre a partir do CID. A associação do aumento da concentração de CID com a diminuição do pH favorece a conversão das espécies do sistema carbonato para CO_2 livre, e por consequência o aumento da pCO_2 na água, principalmente na enchente e cheia quando ocorreu uma maior acidificação da água.

3.7 VARIABILIDADE DA EMISSÃO DE CARBONO

Nessa sessão será feito um comparativo e entre os resultados encontrados nesse estudo e a pesquisa feita por Gomes (2009) na bacia do rio Ji-Paraná entre os anos de 2006 a 2008, ambos localizados no mesmo trecho, após a foz do rio Urupá. A Tabela 1 apresenta os valores de fluxo, pH e temperatura registrado no presente estudo e por Gomes (2009).

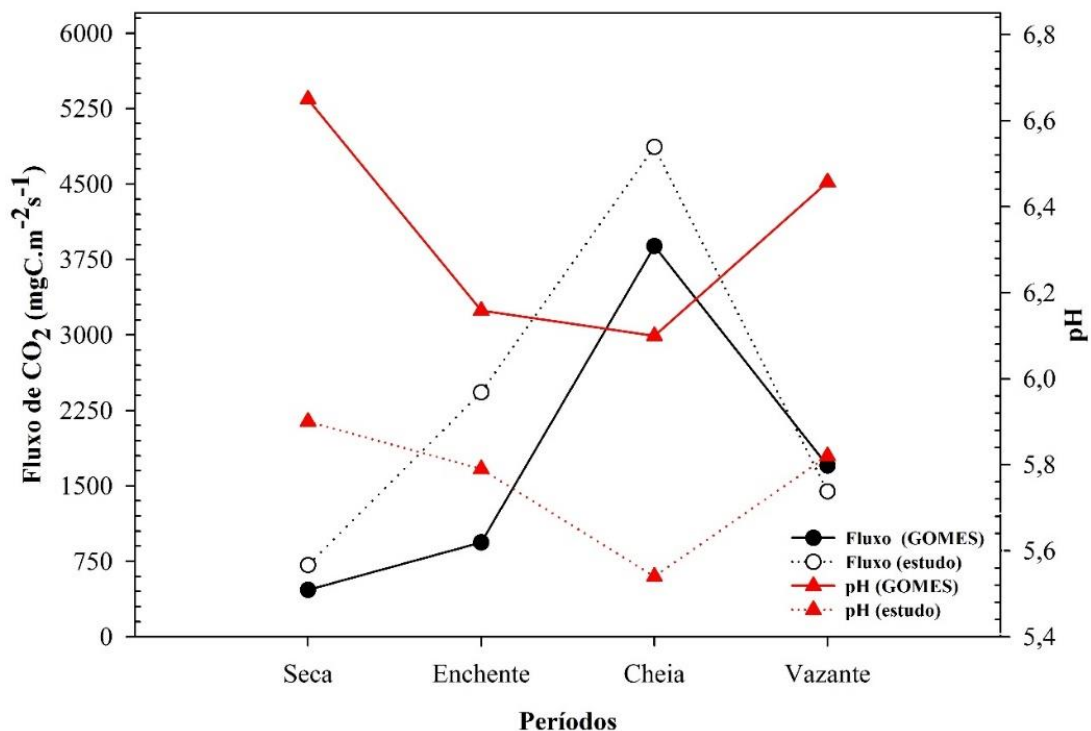
Em análise da tabela verificou-se que houve uma intensificação da emissão de carbono para a atmosfera na forma de CO_2 entre o período estudado por Gomes e a presente pesquisa, com excessão do período da vazante; estatisticamente há diferença significativa entre os dois estudos ($p < 0,05$). Na seca os valores de fluxo registrados foram 1,5 vezes superiores a Gomes (2009), na enchente eles chegaram a mais de 2,5 vezes, na cheia eles estiveram numa faixa mais próxima, aproximadamente 1,25 superior e apenas na vazante os valores deste estudo foram inferiores (1,25 vezes).

Tabela 1 - Comparativo entre os valores de fluxo, pH e temperatura da água no rio Ji-Paraná.

Período	Estudo			Gomes (2009)		
	Fluxo (mgC.m ² dia ⁻¹)	pH	T (°C)	Fluxo (mgC.m ² dia ⁻¹)	pH	T (°C)
Seca	711,20 ± 131,51	5,53- 6,62	27,97 ±1,65	465,2 ± 87,3	6,50- 6,83	26,38 ±0,91
Enchente	2.429,46 ±1331,67	5,74- 5,82	27,57 ±1,69	937 ± 753,5	5,94- 6,73	27,47 ±0,58
Cheia	4.869,20 ±779,95	5,25- 5,91	27,57 ±1,70	3.883,30 ± 3.932,50	5,92- 6,29	26,77 ±0,47
Vazante	1.443,79 ±258,57	5,52- 6,15	27,3 ±0,56	1.700,50 ± 831,5	6,32- 6,72	26,04 ±1,54

Fonte: autor e Gomes (2009).

Ainda em comparação dos dados, percebeu-se que foram registradas maiores temperaturas da água neste estudo, apresentando diferença estatisticamente significativa ($p < 0,05$), esses maiores valores influenciam na intensificação da taxa de desgaseificação, porém não são suficientes para explicar essa diferença. Notou-se ainda, pela análise da Tabela 1 e da Figura 21, que nesse estudo foram registrados menores valores de pH da água em até uma ordem de grandeza em relação a Gomes (2009), sendo que os dois estudos apresentaram diferença significativa ($p < 0,05$).

**Figura 21** - Relação entre os valores de fluxo e pH registrados por Gomes (2009) e nesse estudo.

Fonte: Gomes (2009) e autor.

O pH influencia na espécie predominante do sistema carbonato (ALMEIDA, 1999), em valores baixos de pH, abaixo de 6,3, a espécie predominante no meio é o carbono inorgânico livre (H_2CO_3^*) que é composto pelo somatório de CO_2 livre e ácido carbônico (STUMM e MORGAN, 1986), que são evadidos para a atmosfera com maior facilidade do que as outras espécies do sistema carbonato. Esse comportamento pode explicar os maiores valores de fluxo nesse estudo. Além disso uma diminuição do pH é um indicativo da intensificação da decomposição da MO e o somatório de todos esses fatores, assim como outros não estudados nesta pesquisa, está influenciando nessa intensificação.

Ainda em análise da Figura 21, verificou-se que apesar da diferença na intensidade do fluxo registrada nos dois estudos, ambos apresentaram um comportamento semelhante com menores valores na seca e picos de emissão na cheia. Além disso observou-se uma relação inversa entre pH e fluxo, já que o aumento do fluxo implicou na diminuição do pH e vice-versa. Ao estudar um lago artificial na região do cerrado Mazzi (2007) verificou um aumento na emissão de CO_2 acompanhada por uma diminuição do pH e atribuiu esse comportamento ao aumento na pressão parcial do CO_2 na água causada pelos menores valores de pH.

Ao estudar o rio Ji-Paraná, Rasesa (2005) verificou que o período da seca apresentou maiores valores de pH, se comparado à cheia, com diferenças de até uma ordem de magnitude, e que esse comportamento promoveu variações sazonais nas proporções das frações de CID. Na seca, quando os valores de pH estiveram próximos a neutralidade ou levemente acima, a maior parte do CID estava na forma de bicarbonato e portanto o rio não apresentou grande variabilidade na pCO_2 . Em contra partida, na cheia houve uma maior variabilidade do pH que conduziu a uma maior variabilidade da pCO_2 que apresentou maiores valores se comparada a seca. Em um ponto, localizado próximo ao desse estudo, na seca, quando registrou-se maiores valores de pH (acima de 7), a fração de CID apresentou-se em cerca de 90% na forma de HCO_3^- e 10% na forma de CO_2 livre. Na cheia, quando os valores de pH diminuíram, a distribuição passou para cerca de 30% de HCO_3^- e 70% de CO_2 .

Ao estudar diferentes ambientes fluviais no estado do Acre, Sousa (2013) verificou que as concentrações de CID foram menores durante o período chuvoso, porém a contribuição de CO_2 para o CID total foi maior nesse período. Durante a seca no rio Iaco a predominância do CO_2 foi de apenas 2%, quando observou-se valores de fluxo de $4,9 \pm 3,2 \mu\text{molCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($5.080,32 \pm 3.317,76 \text{mgC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), enquanto que durante o período chuvoso essa fração ficou em torno de 40% quando o fluxo registrado foi de $25,6 \pm 13,3 \mu\text{molCO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($26.542,08 \pm 13.789,44 \text{mgC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), representando uma intensificação de 5,2 vezes.

Levando em consideração todos esses fatores, infere-se que a diminuição do pH nesse estudo é um dos principais fatores responsável por essa intensificação. Ainda mudanças no uso e ocupação do solo podem exercer influência nesse comportamento, pelo aumento dos processos erosivos que propiciam um maior carreamento de partículas orgânicas e inorgânicas para o interior do sistema. O aumento dos núcleos urbanos e da industrialização dos municípios, ao longo da bacia, implicam na entrada de esgoto doméstico e industrial que aumenta a carga orgânica e diminui o pH da água, atuando na mudança da dinâmica de ciclagem de carbono do rio.

CONCLUSÕES

O rio Ji-Paraná, seguindo a tendência de grande parte dos rios da bacia amazônica, comportou-se como uma fonte de carbono para a atmosfera, apresentando uma importante variabilidade temporal, com maiores valores de fluxo registrados na cheia e menores valores na seca. Estatisticamente houve diferença significativa entre os períodos estudados, apresentando uma forte correlação entre o fluxo e a média histórica de vazão.

Dentre os parâmetros físico-químicos o que melhor explicou a variabilidade de fluxo foi a concentração de oxigênio dissolvido indicando que a atividade biológica no rio é um importante fator de interferência na dinâmica de trocas gasosas do ecossistema através da produção e consumo de CO₂ pela respiração e produção primária. Em menor grau de associação o pH, condutividade elétrica e transparência da água também foram fatores que influenciaram a dinâmica de troca gasosa nesse estudo.

A concentração de clorofila *a* apresentou uma forte associação com a taxa de emissão de carbono do rio para a atmosfera, podendo ser um dos fatores que explica os menores valores de fluxo na seca, quando há uma diminuição da transparência da água e aumento da produção primária. Ainda na seca, quando não há grande entrada de matéria orgânica para o interior do rio através do escoamento superficial, a biomassa fotossintetizante atua como substrato para a respiração aquática, ajudando a explicar as taxas de emissão positivas nesse período.

Nesse estudo os parâmetros atmosféricos não apresentaram relação significativa com as taxas de troca gasosa, podendo haver outros fatores exercendo maior influência, ou devido a turbulência do rio ser uma associação da velocidade do vento e da corrente, assim como de outros parâmetros que interferiram na velocidade de transferência gasosa.

Em comparação com outros estudos desenvolvidos na bacia do Ji-Paraná, observou-se uma intensificação no fluxo, acompanhada por uma diminuição do pH da água, que pode ser o fator de direcionamento dessa mudança, pois a acidificação da água guia a distribuição das espécies de CID para a forma de CO₂ livre, aumentando o gradiente de concentração entre a

água e a atmosfera intensificando a evasão através de transporte difusivo molecular e turbulento. Ainda, mudanças no uso e ocupação do solo na bacia implicam numa maior entrada de matéria orgânica, a ser oxidada, e carbono inorgânico que associados aos baixos valores de pH irão aumentar a $p\text{CO}_2$ da água.

Os resultados deste trabalho corroboram com a rede de pesquisas que busca delinear o papel dos rios tropicais na ciclagem de carbono, além de disponibilizar dados para o Estado de Rondônia, ajudando a entender a dinâmica do balanço de carbono para a região, permitindo uma discussão sobre o papel do rio nesse processo. As pesquisas que estabelecem uma relação entre o fluxo de CO_2 e a atividade biológica dos rios ainda são escassas, e os resultados aqui apresentados indicam que a produção primária apresenta uma importante contribuição na dinâmica de carbono do ecossistema estudado, demonstrando que pesquisas na área devem levar em consideração esse aspecto.

REFERÊNCIAS

ABRIL, G.; COMMARIEU, M. V.; SOTTOLICHIO, A.; BRETEL, P.; GUÉRIN, F. Turbidity limits gas exchange in a large macrotidal estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 83, p. 342-348, 2009.

ALIM, S. R.; RASERA, M. F. F. L.; SALIMON, C. I.; RICHEY, J. E.; HOLTGRIEVE, G. W.; KRUSCHE, A. V.; SNIDVONGS, A. Physical controls on carbon dioxide transfer velocity and flux in low-gradient. River systems and implications for regional carbon budgets. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-17, 2011.

ALMEIDA, F. V. **Determinação do fluxo de dióxido de carbono na interface águas naturais/atmosfera utilizando um equipamento portátil FIA/Conducométrico**. Campinas: UNICAMP, 1999. Dissertação (Mestrado em Química Analítica), Departamento de Química Analítica, Instituto de Química, Universidade Estadual de Campinas, 1999.

AUFDENKAMPE, A. K.; MAYORGA, E.; RAYMOND, P. A.; MELACK, J. M.; DONEY, S. C.; ALIN, S. R.; AALTO, R. E.; YOO, K. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. **Front Ecology Environmental**, v. 9, n.1, p. 53-60, 2011.

BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, D. C.; KRUSCHE, A.V.; COBURN, R.; VICTORIA, R.L.; RICHEY, J.E. Richey; LOGSDON, M.G.; MAYORGA, E.; MATRICARDI, E. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin (Western Amazônia). **Remote Sensing of Environment**. v. 87, p. 429-445, 2003.

BIANCHI, T. S.; CANUEL, E. A. **Chemical Biomarkers in Aquatic Ecosystems**. United Kingdom: Princeton University Press, 6 Oxford Street, Woodstock, Oxfordshire, 1ª ed., 2011.

BORGES, A. V. DELILLE, B.; SCHIETTECATTE, L. S.; GAZEAU, F.; ABRIL, G.; FRANKIGNOULLE, M. Gas transfer velocities of CO₂ in three European estuaries

(Randers Fjord, Scheldt, and Thames). **Limnology and Oceanography**, v. 49, n.5, p. 1630-1641, 2004.

BORSARI, V. **Caracterização das emissões de gases de efeito estufa por veículos automotores leves no Estado de São Paulo**. São Paulo: USP, 2009. Dissertação (Mestrado em Saúde Pública), Faculdade de Saúde Pública, Universidade de São Paulo, 2009.

BRAGA, B.; HESPANHOL, B.; CONEJO, J. G. L.; MIERZWA, J. C.; BARROS, M. T. L.; SPENCER, M.; PORTO, M.; NUCCI, N.; JULIANO, N.; EIGER, S. **Introdução à engenharia ambiental**. 2ª ed. São Paulo: Pearson Prentice Hall, 2005.

BRASIL, Agência Nacional de Águas: **Sistema de Informações Hidrológicas – HidroWeb**. Séries Históricas de Dados Hidrológicos. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>> Acesso em: 10/04/2015.

BRASIL, Fundação Nacional de Saúde - FUNASA. **Manual prático de análise de água**. Fundação Nacional de Saúde, 4ª ed., 150p. Brasília: Funasa, 2013.

BRITO, D. C. **Balanço de carbono e modelagem de fluxos biogeoquímicos no Continuum do Estuário Amazônico**. Macapá: UNIFAP, 2013. Tese (Doutorado em Biodiversidade Tropical), Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Tropical-PPGBIO, Universidade Federal do Amapá – UNIFAP, Universidade Federal do Amapá, 2013.

BRUNET, F.; DUBOIS, B. VEIZER, J.; NDONDO, G.R. N.; NGOUPAYOU, J. R. N.; BOEGLIN, J. L.; PROBST, J. L. Terrestrial and fluvial carbon fluxes in a tropical watershed: Nyong basin, Cameroon. **Chemical Geology**, v. 265, p. 563–572, 2009.

BUTMAN, D.; RAYMOND, P. A. Significant efflux of carbon dioxide from streams and rivers in the United States. **Nature Geoscience**. DOI: 10.1038/NCEO1294, p. 1-4, 2011.

CIAIS, P.; BORGES, A. V.; ABRIL, G.; MEYBECK, M.; FOLBERTH, G.; HAUGLUSTAIN, D. JANSSENS, I. A. The impact of lateral carbon fluxes on the European carbon balance. **Biogeosciences**, v. 5, p. 1259-1271, 2008.

COLE, G. A. **Textbook of limnology**. Waveland Press, Illinois: 412p, 1994.

COLE, J. J.; BADE, D. L.; BASTVIKEN, D.; PACE, M. L.; BOGERT, M. V. Multiple approaches to estimating air-water gas exchange in small lakes. **Limnology and Oceanography: Methods**. v. 8, p. 285-293, 2010.

COLE, J. J.; CARACO, N. F. Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. **Maritime Freshwater Research**, v. 52, p. 101-110, 2001.

DAVIDSON, E. A.; FIGUEIREDO, R. O.; MARKEWITZ, D.; AUFDENKAMPE, K. Dissolved CO₂ in small catchment streams of eastern Amazonia: a minor pathway of terrestrial carbon loss. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-6, 2010.

DUBOIS, K. D.; LEE, D. VEIZER, J. Isotopic constraints on alkalinity, dissolved organic carbon, and atmospheric carbon dioxide fluxes in the Mississippi River. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-11, 2010.

ESTEVEZ, F. A. **Fundamentos de Limnologia**. 3 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011. ISBN 978-85-7193-271-5.

FERGUSON, P. R.; DUBOIS, K. D.; VEIZER, J. Fluvial carbon fluxes under extreme rainfall conditions: Inferences from the Fly River, Papua New Guinea. **Chemical Geology**, v. 281, p. 283-292, 2011.

FONSECA, F. L. A. **Camada limite oceânica do Atlântico equatorial: experimentos numéricos**. São Paulo: USP, 2010. Relatório de Atividades (Projeto de Pesquisa de Mestrado), Departamento de Ciências Atmosféricas; Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2010.

FRANKIGNOULLE, M. Field measurements of air-sea CO₂ exchange. **Limnology and Oceanography**. v.33, n.3, p.313-322, 1988.

GOMES, B. M. **Estimativa de emissão de carbono por difusão de CO₂ e CH₄ na Bacia do Ji-Paraná**. Rio Claro: UNESP, 2009. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2009.

GREGG, W. W.; CASEY, N. W.; ROUSSEAU, C. S. Sensitivity of simulated global ocean carbon flux estimates to forcing by reanalysis products. **Ocean Modelling**, v. 80, p. 24-35, 2014.

HERNDL, J. H.; REINTHALER, T. Microbial control of the dark end of the biological pump. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 219-226, 2013.

HO, D. T.; VERON, F.; HARRISON, E. BLIVEN, L. F.; SCOTT, N.; MCGILLIS, W. R. The combined effect of rain and wind on air-water gas exchange: a feasibility study. **Journal of Marine Systems**, v. 66, p. 150-160, 2007.

HUANG, T. H.; FU, Y. H; PAN, P. Y.; CHEN, C. T. A. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers., **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 4, p. 162-169, 2012.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), **Climate Change 2001: The Scientific Basis – Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, edited by J.T Houghton et al., 881p. Cambridge University. Press in New York, 2001.

JESPERSEN, A. M.; CHRISTOFFERSEN, K. Measurements of chlorophyll-a from phytoplankton using ethanol as extraction solvent. **Archive of Hydrobiology**, v.109, n. 3, p. 445-454, 1987.

JOHNSON, M. S.; LEHMANN, J.; RIHA, S. J.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. E.; OMETTO, J. P. H. B.; COUTO, E. G. CO₂ efflux from Amazonian headwater streams represents a significant fate for deep soil respiration. **Geophysical Research Letters**, v. 35, p. 1-5, 2008.

JONES Jr., J. B.; STANLEY, E. H.; MULHOLLAND, P. J. Long-term decline in carbon dioxide supersaturation in rivers across the contiguous United States. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 10, p. 1-4, 2003.

KREMER, J.N.; NIXON, S.W.; BUCKLEY, B.; ROQUES, P. Technical note: Conditions for using the floating chamber method to estimate air-water gas exchange. **Estuaries**, v. 26, n. 4A, p. 985-990, 2003.

KRUSCHE, A.V.; BALLESTER, M. R.; VICTORIA, R. L.; BERNARDES, N. K; LEITE, N. K.; HANADA, L. VICTORIA, D. C.; TOLEDO, A. M.; OMETTO, J. P.; MOREIRA, M. Z.; GOMES, B. M.; BOLSON, M. A.; NETO, S. G.; BONELLI, N.; DEEGAN, L.; NEILL, C.; THOMAS, S.; AUFDENKAMPE, A. K.; RICHEY, J. E. Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água da bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Acta Amazônica**. v.35, n.2, p.197-205, 2005.

LEITE, N. K. **A biogeoquímica do Rio Ji-Paraná, Rondônia**. Piracicaba: USP, 2004. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas), Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2004.

MACHADO, P. L. O. A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global. **Revista Química Nova**. v. 28, n. 2, p. 329-334, 2005.

MATSON, P. A.; HARRISS, R. C. **Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water**. Black well Science Ltd. Editorial Offices: Osney Mead, Oxford OX2 OEL, ISBN 0-632-03641-9, 1995.

MAZZI, E. A. **Processo de ciclagem e emissão de gases de efeito estufa em reservatório hidrelétrico do Centro-Oeste do Brasil (Cerrado)**. Piracicaba: USP, 2007. Dissertação (Mestrado em Ecologia Aplicada), Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2007.

NEU, V. **O ciclo do carbono na bacia do Alto Xingu: interações entre ambientes terrestre, aquático e atmosférico**. Piracicaba: USP, 2009. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada), Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2009.

NEU, V.; NEILL, C.; KRUSCHE, A. V. Gaseous and fluvial carbon export from an Amazon forest watershed. *Biogeochemistry*, v. 105, p. 133-147, 2011.

NÖGES, T. SOLOVJOVA, I. The Influence of Different Solvents and Extraction Regimes on the Recovery of Chlorophyll *a* from Freshwater Phytoplankton. **Geophysica**, v. 36, n.1, p. 161-168, 2000.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. Routledge, Boca Raton, Fla, 2 ed. ISBN 0-203-71545-4, 1988.

PEREIRA, A. C. A. **Graus de trofia em águas do rio Corrente dos Matões de Bom Jesus/PI**. Piauí: UFPI, 2011. Monografia (Licenciatura em Ciências Biológicas), Universidade Federal do Piauí, 2011.

PORTUGAL, Agência Portuguesa do Ambiente. **Protocolo de Monitorização e Processamento Laboratorial: Elemento Fitoplâncton**. 2009.

PRASAD, M. B. K.; KAUSHAL, S. S.; MURTUGUDDE, R. Long-term pCO₂ dynamics in rivers in the Chesapeake Bay watershed. **Applied Geochemistry**, v. 31, p. 209-215, 2013.

RASERA, M. F. F. L. **Determinação dos fluxos de CO₂ e parâmetros físicos envolvidos neste processo em diferentes ambientes fluviais da Amazônia**. Piracicaba: USP, 2010.

Tese (Doutorado em Ciências), Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 2010.

RASERA, M. F. F. L. **O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono.** Piracicaba: USP, 2005. Dissertação (Mestrado em Química na Agricultura e no Ambiente), Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 2005.

RASERA, M. F.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. E.; BALLESTER, M. V. R. VICTÓRIA, R. L. Spatial and temporal variability of pCO₂ and CO₂ efflux in seven Amazonian Rives. **Biogeochemistry**, v. 116, p. 241-259, 2013.

REGNIER, P.; FRIEDLINGSTEIN, P.; CIAIS, P.; MACKENZIE, F. T.; GRUBER, N.; JANSSENS, I. A.; LARUELLE, G. G.; LAUERWALD, R.; LUYSSAERT, S.; ANDERSSON, A. J.; ARNDT, S.; ARNOSTI, C.; BORGES, A. V.; DALE, A. W.; GALLEGO-SALA, A.; GODDÉRIS, Y. G.; GOOSSENS, N.; HARTMANN, J.; HEINZE, C.; ILYINA, T.; JOOS, F.; LaROWE, D. E.; LEIFELD, J.; MEYSMAN, F. J. R.; MUNHOVEN, G.; RAYMOND, P. A.; SPAHNI, R.; SUNTHARALINGAM, P.; THULLNER, M. Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 597-607, 2013.

RICHEY, J. E.; MELACK, J. M.; AUFDENKEMPE, A. K.; BALLESTER V. M.; HESS, L. L. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. **Natures**, v. 416, n. 11, p. 617-620, 2002.

ROCHA, J. C.; ROSA, A. H.; CARDOSO, A. A.. **Introdução a Química Ambiental.** 2 ed. Porto Alegre: Bookman, 2009.

RONDÔNIA. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental - SEDAM. Coordenadoria de Geociências – COGEO. **Boletim Climatológico de Rondônia - Ano 2010.** 34p., v. 12, Porto Velho: COGEO - SEDAM, 2012.

ROSA, M. B. S. **Dinâmica do carbono em pequenas bacias de drenagem sob uso de agricultura familiar na Amazônia Oriental.** Belem: UFPA, 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2007.

SÃO PAULO, CETESB; BRASÍLIA, ANA. **Guia nacional de coleta e preservação de amostras:** água, sedimento, comunidades aquáticas e efluentes líquidos. Companhia Ambiental do Estado de São Paulo, Secretaria de Meio Ambiente, Governo do Estado de São Paulo. Ministério do Meio Ambiente, Agência Nacional de Águas, 2011.

SCHENATO, R. B. **Simulação de fluxos de gases de efeito estufa em sistemas de manejo do solo no sul do Brasil**. Porto Alegre: UFRS, 2013. Tese (Doutorado em Ciência do Solo), Programa de Pós-graduação em ciência do solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2013.

SOUSA, E. S. **Fluxo evasivo de CO₂ em ambientes fluviais no sudoeste da Amazônia, Acre, Brasil**. São Paulo: USP, 2013. Tese (Doutorado em Ciências), Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 2013.

STUMM, W.; MORGAN, J. J. **Aquatic chemistry**. 3^a ed. New York: Wiley Interscience Publication, 1996.

SUN, X.; TURCHYN, A. V. Significant contribution of authigenic carbonate to marine carbon burial. **Nature Geoscience**. v. 7, p. 201-204, 2014.

TASCHETTO, A. S. **O impacto dos gases estufa nas variáveis de superfície ar-mar através de um modelo acoplado de circulação geral**. São Paulo: USP, 2001. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física), Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, 2001.

USSIRI, D.; LAL, R. **Soil Emission of Nitrous Oxide and its Mitigation**. Library of Congress Control Number: 2012950990, p. 2-56, New York, 2013.

VIEIRA, S. **Introdução à bioestatística**. São Paulo, 345 p., 4^a edição, ISBN: 978-85-352-5012-1, 2011.

VILLELA, F. N. J. **Análise decadal do fluxo de CO₂ entre o oceano e a atmosfera na passagem de Drake, Oceano Austral**. São Paulo: USP, 2011. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Programa de Pós-graduação em Ciência Ambiental, Universidade de São Paulo, 2011.

WETZEL, R. G.; LIKENS, G. E. **Limnological Analyses**. 3 ed. Library of Congress Cataloging in Publication Data. ISBN 0-387-98928-5, 2000.

World Meteorological Organization - WMO. **Greenhouse Gas Bulletin: The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2011**. n° 8, 19 November 2012.

APÊNDICE A – Valores médios de fluxo de CO₂, dos parâmetros físico-químicos e biológicos da água para o rio Ji-Paraná entre 2014 e 2015.

Mês/ano	N	Fluxo de CO ₂ (mgC m ⁻² dia ⁻¹)	T. água (°C)*	OD (mgL ⁻¹)*	Cond. El. (µS cm ⁻¹)*	pH*	Alcalinidade (ppm CaCO ₃)*	Transp. (m)*	Turb. (NTU)*	Clor. <i>a</i> (mg L ⁻¹)*
Set/14	5	846,33 ± 209,98	29,80	6,65	19,45	5,53	22,00	0,66	16,03	3,85
Out/14	10	999,18 ± 170,57	29,50	5,94	11,10	5,82	9,17	0,53	24,60	2,99
Nov/14	5	2655,68 ± 511,27	26,92	5,28	44,00	5,74	16,50	0,16	124,00	1,71
Dez/14	7	3633,53 ± 386,13	26,30	5,63	27,00	5,82	16,13	0,28	57,13	1,28
Jan/15	5	4149,93 ± 388,18	29,72	5,11	28,70	5,91	19,07	0,27	46,67	1,54
Fev/15	6	5698,20 ± 785,91	26,70	3,98	31,00	5,26	14,30	0,40	33,63	0,43
Mar/15	5	4759,47 ± 359,75	26,90	4,42	31,56	5,44	20,17	0,27	47,53	0,64
Abr/15	5	1547,68 ± 210,58	27,70	5,86	29,50	6,09	15,81	0,32	49,77	1,60
Mai/15	6	1634,26 ± 252,75	26,90	5,88	25,20	5,52	11,95	0,49	49,57	1,28
Jun/15	5	1149,43 ± 230,59	25,50	6,27	26,53	6,15	11,73	0,63	16,23	2,20
Jul/15	5	583,64 ± 75,88	26,60	6,11	17,50	6,14	13,48	0,89	14,50	2,67
Ago/15	5	703,62 ± 19,48	27,50	6,18	17,80	6,62	23,10	1,06	10,02	2,99

*N = 3

Apêndice B – Valores médios dos parâmetros atmosféricos entre 2014 e 2015.

Mês/ano	T. ar (°C)*	Vel. média (m s⁻¹)*	Vel. máxima (m s⁻¹)*	[CO₂] atmosférico (ppm)*
Set/14	31,10	1,74	3,13	365,76
Out/14	26,20	2,09	4,64	363,80
Nov/14	25,75	1,44	3,62	365,94
Dez/14	28,17	1,85	3,44	364,15
Jan/15	26,65	1,60	3,72	373,61
Fev/15	28,82	1,83	3,48	371,03
Mar/15	26,07	1,45	2,67	373,62
Abr/15	31,36	1,15	3,06	368,63
Mai/15	29,46	1,33	2,83	384,37
Jun/15	32,77	0,46	1,14	374,56
Jul/15	30,10	0,46	1,51	385,82
Ago/15	33,90	0,35	0,70	383,61

*N = 3