



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

**MARIO FLORES ARONI**

**DINÂMICA DOS FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO E METANO EM ÁREA  
DE VÁRZEA E TERRA FIRME DO ESTUÁRIO AMAZÔNICO**

**BELÉM/PARÁ**

**2022**

MARIO FLORES ARONI

**DINÂMICA DOS FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO E METANO EM ÁREA  
DE VÁRZEA E TERRA FIRME DO ESTUÁRIO AMAZÔNICO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em parceria com a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, como parte das exigências para a obtenção de grau de Doutor em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Interação clima Sociedade e Ambiente

Orientador (a): Prof. Dr. José Henrique Cattanio

Coorientador (a): Prof. Dr. Mário Augusto Gonçalves Jardim

**BELÉM/PARÁ**

**2022**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD  
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

---

F634d Flores Aroni, Mario.  
Dinâmica dos fluxos de dióxido de carbono e metano em área  
de várzea e terra firme do estuário Amazônico / Mario Flores  
Aroni. — 2022.  
150 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. José Henrique Cattanio  
Coorientador(a): Prof. Dr. Mário Augusto Gonçalves Jardim  
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais,  
Belém, 2022.

1. Ecologia da várzea. 2. Gases de efeito estufa. 3. Ciclo  
carbono. 4. Marés. 5. Amazônia. I. Título.

CDD 577.144

---

MARIO FLORES ARONI

**DINÂMICA DOS FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO E METANO EM ÁREA  
DE VÁRZEA E TERRA FIRME DO ESTUÁRIO AMAZÔNICO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em parceria com a Empresa Brasileira de pesquisa Agropecuária Amazônia Oriental e Museu Paraense Emilio Goeldi, como parte das exigências para a obtenção de grau de Doutor em Ciências Ambientais.

Área de concentração: Clima e Dinâmica Socioambiental na Amazônia.

Linha de pesquisa: Interação clima Sociedade e Ambiente

Data de avaliação: 29/04/2022

Conceito: Aprovado

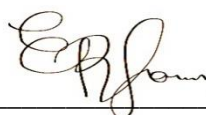
Banca Examinadora:



Prof. Dr. José Henrique Cattanio - Orientador  
Doutor em Agronomia Tropical  
Universidade Federal do Pará



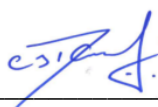
Prof. Dr. Steel Silva Vasconcelos – Membro Interno  
Doutor em Recursos e Conservação Florestal  
EMBRAPA Amazônia Oriental



Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza – Membro Interno  
Doutor em Meteorologia  
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Plínio Barbosa de Camargo – Membro Externo  
Doutor em Ciências  
Universidade de São Paulo



Dr. Claudio José Reis de Carvalho – Membro Externo  
Doutor em Ecofisiologia Vegetal  
EMBRAPA Amazônia Oriental

Dedicado à minha família, principalmente aos meus pais Victor Flores Cáceres e Eleodora Aroni Parhua, por serem meus maiores incentivadores. Pelos ensinamentos e compreensão na minha ausência.

Aos meus irmãos, Eusebia, Nancy, Marco e Juan, obrigado por todo o carinho e força, com quem aprendi a nunca deixar de lutar e perseguir meus objetivos, sempre me dando uma palavra de incentivo e confiança, vocês tomaram essa caminhada mais alegre, apesar da distância.

## AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Bolsas Brasil PAEC OEA-GCUB Brasil pela concessão de bolsa de estudo de Pós-Graduação *stricto sensu* ao nível de doutorado.

À Universidade Federal do Pará em especial ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PPGCA) pela formação acadêmica de excelência.

À CAPES pelo apoio financeiro durante a duração do programa de doutorado.

Ao meu orientador Prof. Dr. José Henrique Cattanio pelo apoio e confiança em todas as etapas de desenvolvimento desse trabalho, por dividir seu conhecimento e suas experiências que contribuíram para minha formação. Agradeço pela facilitação dos equipamentos e apoio nos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Mário Augusto Gonçalves Jardim pela orientação.

Aos professores membros da banca examinadora que com seus aportes fortaleceram o trabalho.

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG), especialmente à Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia pela oportunidade de fazer as análises de solo, assistência técnica e facilitação de materiais e equipamentos.

Ao Prof. Dr. José Francisco Berrêdo Reis da Silva pelo apoio na logística das análises de laboratório.

Ao técnico de laboratório José Paulo Sarmiento, pela assistência nas análises químicas e físicas do solo no laboratório do MPEG.

Ao projeto ECOAÇAÍ da EMBRAPA, em especial ao Dr. Claudio José Reis de Carvalho.

Ao professor Paulo Kuhn pelo espaço concedido no laboratório do ATMOS – IG.

Aos colegas de Pós-Graduação turma 2018 que de alguma forma contribuíram para a realização deste estudo.

Aos amigos da UFPA, em especial Rafaela e Edith, obrigado pelo apoio e suporte nas coletas de campo.

Aos meus amigos da UPSC, Ana Gabriela, Cíntia Nancy e amigos de sempre, Jhoselyn, Mauro, Cesar, Bráulio e Verônica que sempre fizeram presente mesmo estando longe.

Aos meus amigos da PAEC - OEA, Jorge, Ronal, Isabel e Cindy.

Aos moradores da Ilha do Combú, em especial ao senhor Odinaldo Pena Quaresma (Didito) e sua companheira Dóris Lucia Santos Mattos da Cunha pelo apoio nos trabalhos de campo.

Aos meus sobrinhos Angel Shande, Mileth Dayana, Alisson Brittany, Liam Jeanpiere, Matheo, Dylan Josu e mais que um sobrinho Danny Anderson (irmão mais novo).

Aos meus tios(as) pelo apoio incondicional e inestimável e a todos os familiares que apoiaram mesmo estando longe.

A minha avó Julia Luzmila (QEDG) que não mediu esforço para me apoiar quando precisei, agora posso dizer até o céu missão cumprida.

Ao meu avô Teófilo (QEDG) de quem não consegui me despedir e agora está em melhor lugar.

Finalmente, agradeço a todos que direta o indiretamente contribuíram para a conclusão desse trabalho.

## RESUMO

Os ecossistemas terrestres são importantes para a troca de gases de efeito estufa (GEE) entre a superfície e a atmosfera. O objetivo desta pesquisa foi investigar a dinâmica anual dos fluxos de dióxido de carbono ( $F_{CO_2}$ ) e metano ( $F_{CH_4}$ ), em diferentes ambientes, em relação à composição florística e as variáveis ambientais em uma área de várzea do estuário Amazônico. Foi comparado também o fluxo dos gases de efeito estufa (GEE) simultaneamente no ambiente terrestre e aquático em um ciclo de maré durante alguns dias no ano. Este estudo abrangeu também uma comparação sazonal dos fluxos de GEE em açaí plantado em área de terra firme em comparação com uma área de açaí manejado na várzea do estuário amazônico. O estudo em área de várzea foi realizado na Área de Proteção Ambiental da Ilha do Combú (APA Combú), em Belém, Pará (Brasil), entre 2019 e 2021. O estudo em terra firme foi conduzido em Santa Maria do Pará. A metodologia para medir os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo e da água consistiu no uso de câmara dinâmica fechada e câmaras flutuantes, respectivamente. Os estuários amazônicos apresentam variabilidade topográfica refletida na altura do lençol freático, o qual influencia a dinâmica de  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo. Da mesma forma que o aumento da temperatura do solo favoreceu as emissões de  $CO_2$ . Por conseguinte, um possível aumento médio das temperaturas médias globais poderia favorecer a maiores fluxos de GEE no estuário amazônico. A influência das marés no igarapé tem impactos fortes nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo de carbono pela troca de  $CO_2$  e  $CH_4$  água-atmosfera. Os solos de várzea com dominância de plantações de açaí são fonte de  $CO_2$  e  $CH_4$ . Contudo, o avanço do plantio de açazais em terra firme é positivo pelo benefício ambiental (sumidouro de  $CH_4$ ).

**Palavras-chave:** Ecologia da várzea; gases de efeito estufa; Ciclo carbono; Marés; Amazônia.



## ABSTRACT

Terrestrial ecosystems are important for the greenhouse gases exchange (GHG) between the surface and the atmosphere. The objective of this research was to investigate the annual dynamics of carbon dioxide ( $F_{CO_2}$ ) and methane ( $F_{CH_4}$ ) fluxes in different environments, in relation to floristic composition and environmental variables in a floodplain area of the Amazon estuary. The flux of greenhouse gases (GHG) was simultaneously measured in the terrestrial and aquatic environment, in a tidal cycle, during few days in the year. This study also included a seasonal comparison of GHG fluxes in açai planted in an upland area compared to an açai managed area in the floodplain of the Amazon estuary. The floodplain study was carried out in the Environmental Protection Area of Combú Island (APA Combú), Belém, Pará (Brazil), between 2019 and 2021. The study in the upland area was carried out in Santa Maria do Pará. The methodology to measure soil and water  $F_{CO_2}$  and  $F_{CH_4}$  consisted of closed dynamic chamber and floating chambers methodology, respectively. The Amazonian estuaries showed topographic variability reflected in the water table height, which influences the soil  $F_{CO_2}$  and  $F_{CH_4}$  dynamics. In the same way that increase in soil temperature contributed to  $CO_2$  emissions. Therefore, a possible increase in global temperature could favor  $CO_2$  fluxes in the Amazon estuary. The tidal influence in the stream has strong impacts on  $F_{CO_2}$  and  $F_{CH_4}$  of the water, which play a key role in the carbon cycle through the  $CO_2$  and  $CH_4$  exchange between water-atmosphere environments. Lowland soils dominated by açai plantations are a source of  $CO_2$  and  $CH_4$ . However, the advance of açai plantations in upland is positive for the environmental benefit ( $CH_4$  sink).

**Keywords:** ecology of the floodplain; greenhouse gases; carbon cycle; tides; Amazon.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### Capítulo 1

- Figura 1 - Taxas médias anuais de crescimento global das emissões de CO<sub>2</sub> (barras verticais) entre 1959 – 2020. As taxas médias a cada dez anos estão representadas pelas barras horizontais.....25
- Figura 2 - Aumento anual da concentração de CH<sub>4</sub> (ppb) atmosférico em média global entre 1984 – 2020. ....25
- Figura 3 - Unidades funcionais em grandes áreas úmidas de acordo com seu estado hidrológico.....27
- Figura 4 - Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer (UGGA) modelo 915-0011, Los Gatos Research (LGR). Analisador portátil de gases de efeito estufa. ....30
- Figura 5 - Anel de PVC (2,52 L), e com a tampa de PVC (0,94 L) formando a câmara dinâmica fechada, onde as mangueiras fazem a conexão entre a câmara o a analisador de gás. A terceira abertura (seta vermelha) é para estabilização da pressão atmosférica..... 31

### Capítulo 2

- Figura 1 - Localização da área de estudo. A) Local de estudo na América do Sul; B) Ilha do Combú, Município de Belém; C) parcelas utilizadas para o estudo (Topografia alta em vermelho e topografia baixa em azul)..... 40
- Figura 2 - Alocação de câmaras na área de várzea estuarina em Belém (PA). Onde ToA = topografia alta (parcela 1, parcela 2 e parcela 3) (a), e ToB = topografia baixa (parcela 1, parcela 2 e parcela 3) (b). C1 a C8 são as câmaras de fluxo. ....41
- Figura 3 - Medições dos fluxos de gases (CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>) em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB), na ilha do Combú. ....42
- Figura 4 – Precipitação total mensal (jul/2019 a jun/2020), precipitações climatológicas mensais (média 1990-2020) e média das marés mais altas (m) na região de Belém (a). Temperatura média mensal em °C no local de estudo em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB) (b). ....46

- Figura 5 - Fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub> g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) sazonal e topográfica em área de várzea estuarina Belém (PA). Em topografia alta (ToA) e topografia baixo (ToB). As barras representam (média ± erro padrão). Letras maiúsculas comparam a sazonalidade e as letras minúsculas comparam a topografia em cada período. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05). .....47
- Figura 6 – (a) Fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) em g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, (b) Fluxo de CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) em mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, (Ts) temperatura do solo (c), (d) lençol freático (LF) , (e) umidade do solo (Us) e (f) umidade relativa do ar (HR), de julho 2019 a junho 2020 (período seco = junho 2020, julho a novembro 2019; período chuvoso = dezembro 2019, janeiro a maio 2020), em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB). A linha traço representa a divisão do período (seco e chuvoso). Valores expressos em médias mensais. ....48
- Figura 7 – Fluxo de CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub> mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) sazonal e topográfica em área de várzea estuarina Belém (PA). Em topografia alta (ToA) e topografia baixo (ToB). As barras representam (média ± erro padrão). Letras maiúsculas comparam a sazonalidade e as letras minúsculas comparam a topografia em cada período. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05). .....50
- Figura 8 – Análise de componentes principais (PCA) associadas com a topografia do solo. Onde (a) indica PCA das variáveis ambientais. F<sub>CO2</sub>: Fluxo de CO<sub>2</sub>; F<sub>CH4</sub>=Fluxo de CH<sub>4</sub>; Ts=Temperatura do solo; LF=lençol freático; Us=umidade do solo; AB=Área basal; BR>2.1mm = biomassa de raízes grossas e BR<2mm = biomassa de raízes finas. PCA das características físico-químicas do solo (b). Nmic=nitrogênio microbiano; Cmic = carbono microbiano; COT = carbono orgânico total; NOT = nitrogênio orgânico total; MO = matéria orgânica e C/N = relação carbono nitrogênio. ToA = topografia alta (parcela 1, parcela 2 e parcela 3), e ToB = topografia baixa (parcela 1, parcela 2 e parcela 3).....65

### Capítulo 3

- Figura 1 – Localização da área de estudo, a) América do sul; b) Município de Belém (contorno azul); c) Área de Proteção Ambiental da Ilha do Combú (APA Ilha do Combú); e d) localização de medições na água (círculo azul) e no solo (círculo preto)..... 81

Figura 2 – Tipo de maré (sizígia e quadratura), intervalo de maré (enchente (a) e vazante (b)) e medição em maré baixa a) e em maré alta b).....	82
Figura 3 - Totais diários da precipitação pluvial, na área de várzea estuarina em Belém (PA). Os quadrados contínuos são o nível máximo da maré do período de estudo 2020. As setas indicam os dias de coleta (cor vermelha indica a maré de sizígia e cor azul indica a maré de quadratura). .....	84
Figura 4 - Fluxos de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> ) em g CO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> e fluxo de CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> ) em mg CH <sub>4</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> na água (cor azul) e no solo (cor laranja) em maré de sizígia, em relação às horas do dia. As barras representam (média ± erro padrão).....	86
Figura 5 - Fluxos de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> ; g CO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) e fluxo de CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> ; mg CH <sub>4</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) na água (cor azul) e no solo (cor laranja) em maré de quadratura, em relação às horas do dia. As barras representam (média ± erro padrão).....	87
Figura 6 — Fluxos de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> ; g CO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) e fluxo de CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> ; mg CH <sub>4</sub> m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) na água e no solo. Onde (a; b) fluxos da água e (c; d) fluxos do solo. As barras representam (média ± erro padrão), e os círculos e triângulos mostram o nível da maré (máximo e mínimo), respectivamente por dia. A área sombreada de cinza representa o período de inundação da floresta.....	88
Figura 7 – Dinâmica dos F <sub>CO2</sub> (g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) (a) e F <sub>CH4</sub> (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) (b) na água em ecossistema de várzea. As barras representam (média ± erro padrão). Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey (p<0,05); letras maiúsculas indicam diferenças entre as marés de sizígia e quadratura e minúsculas entre as marés enchentes e vazantes. ....	90
Figura 8 - Dinâmica dos F <sub>CO2</sub> (g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ; (a) e F <sub>CH4</sub> (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ; (b) do solo em ecossistema de várzea. As barras representam (média ± erro padrão). Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey (p<0,05); letras maiúsculas indicam diferenças entre os tipos de maré (sizígia e quadratura), e minúsculas entre os intervalos de maré (enchente e vazante). ....	91

#### Capítulo 4

Figura 1 – Localização de área de estudo: a) Brasil; b) Município de Santa Maria e Belém; c) área de medições em várzea estuarina e d) área de medições em terra firme. ....	108
Figura 2 – Alocação de câmaras em área de terra firme (TF) (a) e floresta de várzea (b). Em TF linha (L1 a L4) e rua (R1 a R4) apresentam a distribuição das câmaras. E em várzea C1 a C8 são as câmaras de fluxo.....	109

Figura 3 - Precipitação total mensal em mm em terra firme e várzea (a) e precipitação diária em terra firme e várzea (b) no estado de Pará. As setas indicam os meses de coleta.....	112
Figura 4 – Temperatura e umidade relativa do ar em terra firme (TF) e várzea, em período seco-2020 a) e chuvoso-2021 b) no estado do Pará.....	112
Figura 5 - Fluxos médios de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> (a)) e CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> (b)), onde TF1 = terra firme alto, TF2 = terra firme baixo e várzea em período seco. As barras representam (média ± erro padrão). Médias com letras maiúsculas diferentes diferem significativamente entre cada sítio pelo teste de Tukey (p<0,05).....	115
Figura 6 - (a) Fluxos médios de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ); (b) Fluxos médios de CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ), medidos no período chuvoso simultaneamente nos dois sítios. Onde TF1 = terra firme em topografia alta e várzea em topografia alta, no período chuvoso. As barras representam média ± erro padrão. Médias com letras maiúsculas diferentes diferem significativamente entre cada sítio pelo teste de Tukey (p<0,05).....	117
Figura 7 - Relação entre os F <sub>CO2</sub> e temperatura do solo (Ts) em terra firme (A) e várzea (B) em período chuvoso.....	128

## LISTA DE TABELAS

### Capítulo 2

- Tabela 1 - Fluxo mensal e sazonal (estação seco e chuvosa) de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>; g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>; mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) nas topografias alta (ToA) e baixa (ToB) em área de várzea do estuário amazônico. Os números representam a média ± erro padrão. Letras minúsculas comparam topografias no mesmo mês, as letras maiúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Diferentes letras (em negrito) apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05).....47
- Tabela 2 – Variação sazonal e topográfica das variáveis ambientais. Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey (p<0,05); letras maiúsculas comparam a topografia em cada período e letras minúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Os números representam (média ± erro padrão).....51
- Tabela 3 - Características físico-químicas do solo da camada superior de 10 cm, em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB) no período seco. Letras diferentes representam significância entre as médias de distribuição normal entre as duas topografias pelo teste de Tukey (p<0,05). .....51
- Tabela 4 – Parâmetros fitossociológicos em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB), amostradas em 0,15 ha em cada topografia de floresta de várzea Amazônica na Ilha do Combú, Belém, PA. Número de indivíduos (N); Área basal (AB) (m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>); Densidade relativa (DR; %); Frequência relativa (FR; %); Dominância relativa (DoR; %); Índice de valor de cobertura (VC; %) e Índice de valor de importância (VI; %). .....52
- Tabela 5 – Biomassa de raízes sazonal e topográfica em área de várzea Amazônica. Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey (p<0,05); letras minúsculas comparam a topografia em cada estação e letras maiúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Os números representam (média ± erro padrão).....53
- Tabela 6 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) com variáveis ambientais e parâmetros químicos do solo em área de várzea no estuário amazônico. ....63
- Tabela 7 – Análise de componentes principais de variáveis ambientais e das características químicas do solo. ....65

### Capítulo 3

- Tabela 1 – Dinâmica das marés e precipitação pluvial nos períodos de estudo de 2020. .... 85
- Tabela 2 - Variação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> da água (riacho) na maré de sizígia e quadratura em enchente e vazante das marés em um riacho de várzea estuarina. Os números representam a média ± erro padrão da média, na maré enchente e vazante. Letras minúsculas comparam os intervalos de maré (enchente e vazante) e as letras maiúsculas comparam os tipos de maré (sizígia e quadratura), usando o teste de Tukey (p<0,05). .... 89
- Tabela 3 - Variação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo na maré de sizígia e quadratura em enchente e vazante das marés em uma floresta de várzea estuarina. Os números representam a média ± erro padrão da média, na maré enchente e vazante. Letras minúsculas comparam os intervalos de maré (enchente e vazante) e as letras maiúsculas comparam os tipos de maré (sizígia e quadratura), usando o teste de Tukey (p<0,05). .... 91
- Tabela 4 - Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis F<sub>CO2</sub> e F<sub>CH4</sub> da água, temperatura da água (Ta), potencial de hidrogênio (pH), potencial de oxirredução (ORP), condutividade elétrica (CE), turbidez (NTU), oxigênio dissolvido (OD), % oxigênio dissolvido (% OD) e sólidos totais dissolvidos (TDS) para a água do riacho. .... 92
- Tabela 5 - Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis F<sub>CO2</sub> e F<sub>CH4</sub> do solo, temperatura do solo (Ts), temperatura do ar (Tar), umidade relativa (UR) e pressão atmosférica (P). .... 92
- Tabela 6 - Variáveis físico-químicas da água e ambientais do solo em maré de sizígia e quadratura e em maré enchente e vazante. Os valores representam valor mínimo (Min) e máximo (Max) e a média. Letras maiúsculas comparam o tipo de maré (sizígia e quadratura) e as letras minúsculas comparam o intervalo de maré (enchente e vazante), usando o teste de Tukey (p<0,05). .... 93

## Capítulo 4

- Tabela 1 - Fluxos diários em período seco dos  $F_{CO_2}$  ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) e  $F_{CH_4}$  ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) em dois sítios em terra firme (TF1 e TF2) em linha e rua. Os números representam a média  $\pm$  erro padrão. Letras minúsculas comparam linha com rua por cada sítio (TF1 e TF2) no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam entre as linhas e entre as ruas (TF1xTF2) no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey ( $p<0,05$ ). ..... 114
- Tabela 2 - Fluxos diários em período chuvoso dos  $F_{CO_2}$  ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) e  $F_{CH_4}$  ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) em terra firme (TF1) e várzea. Os números representam a média  $\pm$  erro padrão. Letras minúsculas comparam linha com rua em TF1 no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam os sítios entre o mesmo gás no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa (Tukey,  $p<0,05$ ). ..... 116
- Tabela 3 – Variação diária de temperatura do solo ( $T_s$ ) e umidade do solo ( $U_s$ ) no período seco (setembro) em terra firme. Letras minúsculas comparam linha com rua por cada sítio (TF1 e TF2) no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam entre as linhas e entre as ruas (TF1xTF2) no mesmo dia. .... 119
- Tabela 4 - Carbono microbiano ( $C_{mic}$ ), nitrogênio microbiano ( $N_{mic}$ ) e biomassa de raízes (BR) em período seco em terra firme (TF1), terra firme (TF2) e várzea. Letras maiúsculas são significativamente diferentes entre cada variável pelo teste de Tukey ( $p<0,05$ ). Valores representam a média  $\pm$  erro padrão. .... 119
- Tabela 5 – Variação diária de temperatura do solo ( $T_s$ ) e umidade do solo ( $U_s$ ) no período chuvoso em terra firme (TF1) e várzea. Letras minúsculas comparam linha com rua em TF1 no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam os sítios entre a mesma variável no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa (Tukey,  $p<0,05$ ). ..... 120
- Tabela 6 – Parâmetros ambientais e biomassa de raízes (BR) em período chuvoso em terra firme (TF1) e várzea. Letras maiúsculas são significativamente diferentes entre cada variável pelo teste de Tukey ( $p<0,05$ ). Valores representam a média  $\pm$  erro padrão. .... 121
- Tabela 7 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de  $CO_2$  ( $F_{CO_2}$ ) e  $CH_4$  ( $F_{CH_4}$ ) com variáveis ambientais e parâmetros químicos do solo em área de terra firme (TF1) e terra firme (TF2) no período seco..... 122



Tabela 8 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de CO <sub>2</sub> (F <sub>CO2</sub> ) e CH <sub>4</sub> (F <sub>CH4</sub> ) com variáveis ambientais e biomassa de raízes (BR) em área terra firme (TF1) e várzea no período chuvoso.....	122
Tabela 9 – Fluxos de dióxido de carbono (F <sub>CO2</sub> ) e metano (F <sub>CH4</sub> ) do solo em área de terra firme de diferentes estudos .....	124
Tabela 10 - Fluxos de dióxido de carbono (F <sub>CO2</sub> ) e metano (F <sub>CH4</sub> ) do solo em zonas úmidas de diferentes estudos.....	125

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABC	Agricultura de baixa emissão de carbono
AG	Aquecimento global
APA	Área de proteção ambiental
CH <sub>4</sub>	Metano
CO <sub>2</sub>	Dióxido de carbono
DAP	Diâmetro a altura do peito
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
GEE	Gases de efeito estuda
GML	Global Monitoring Laboratory Laboratório de Monitoramento Global
Ha	Hectare
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas
LGR	Los Gatos Research
mm	Milímetro
MPEG	Museu Paraense Emílio Goeldi
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration Administração Nacional Oceânica e Atmosférica
PAG	Potencial de aquecimento global
pH	Potencial de hidrogênio
ppb	Partes por bilhão
ppm	Partes por milhão
WMO	World Meteorological Organization Organização Meteorológica Mundial

## LISTA DE SÍMBOLOS

B.R.	Biomassa de raízes
C <sub>mic</sub>	Carbono microbiano
COT	Carbono orgânico total
F <sub>CH<sub>4</sub></sub>	Fluxo de metano
F <sub>CO<sub>2</sub></sub>	Fluxo de dióxido de carbono
g kg <sup>-1</sup>	Gramo por quilo
g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	Gramo/metro quadrado por dia
LF	Lençol freático
Mg ha <sup>-1</sup>	Megagrama por hectare
mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup>	Miligramma/metro quadrado por dia
MO	Matéria orgânica
N <sub>mic</sub>	Nitrogênio microbiano
NOT	Nitrogênio orgânico total
T <sub>ar</sub>	Temperatura do ar
TF1	Terra firme alto
TF2	Terra firme baixo
ToA	Topografia alta
ToB	Topografia baixa
T <sub>s</sub>	Temperatura do solo
U <sub>s</sub>	Umidade do solo

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL</b> .....	22
<b>1.1 Aumento das concentrações de gases de efeito estufa</b> .....	24
<b>1.2 Ecossistemas do Estuário Amazônico</b> .....	26
1.2.1 Floresta de várzea.....	26
1.2.2 Solos de várzea.....	27
1.2.3 Floresta de terra firme .....	28
<b>1.3 Plantio de açaí (<i>E. oleracea</i> Mart.) em terra firme</b> .....	28
<b>1.4 Técnica de câmara de solo estática para estudo de fluxo de gases</b> .....	29
<b>1.5 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa</b> .....	31
<b>1.6 Objetivos</b> .....	33
1.6.1 Objetivo Geral.....	33
1.6.2 Objetivos Específicos.....	33
<b>1.7 Hipóteses</b> .....	33
<b>1.8 Estrutura da Tese</b> .....	33
<b>CAPÍTULO 2 CARACTERIZAÇÃO DOS FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO E DE METANO EM DOIS ESTRATOS TOPOGRÁFICOS EM UMA FLORESTA NO ESTUÁRIO AMAZÔNICO, PARÁ, BRASIL</b> .....	35
<b>2.1 Introdução</b> .....	37
<b>2.2 Material e Métodos</b> .....	39
2.2.1 Localização e caracterização dos locais de amostragem.....	39
2.2.2 Procedimento metodológico.....	41
2.2.3 Medições dos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> de campo.....	41
2.2.4 Análise fitossociológica e biomassa das raízes .....	43
2.2.5 Variáveis ambientais .....	44
2.2.6 Análise estatística dos Dados .....	45
<b>2.3 Resultados</b> .....	45
2.3.1 Fluxo de CO <sub>2</sub> do solo de várzea.....	46
2.3.2 Fluxo de CH <sub>4</sub> do solo de várzea .....	48
2.3.3 Variações ambientais .....	50
<b>2.4 Discussão</b> .....	53
2.4.1 Medições de fluxo de CO <sub>2</sub> .....	53
2.4.2 Controles sazonais e influência da topografia nos F <sub>CO<sub>2</sub></sub> .....	54

2.4.3	Influência do lençol freático no $F_{CO_2}$ .....	55
2.4.4	Parâmetros biogeoquímicos nos $F_{CO_2}$ .....	56
2.4.5	Medições de fluxo de $CH_4$ .....	57
2.4.6	Controles sazonais e influência da topografia nos $F_{CH_4}$ .....	58
2.4.7	Influência do lençol freático no $F_{CH_4}$ .....	59
2.4.8	Parâmetros biogeoquímicos .....	60
2.4.9	Efeito da comunidade de vegetação e biomassa de raízes nos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ .....	61
2.4.10	Correlações e análise de componentes principais .....	63
<b>2.5</b>	<b>Conclusão</b> .....	66
<b>CAPÍTULO 3 EFEITO DAS MARÉS NA DINÂMICA DOS FLUXOS DE <math>CO_2</math> E <math>CH_4</math> NO ECOSISTEMA DE VÁRZEA DO ESTUÁRIO AMAZÔNICO</b> .....		76
<b>3.1</b>	<b>Introdução</b> .....	78
<b>3.2</b>	<b>Material e Métodos</b> .....	80
3.2.1	Área de estudo.....	80
3.2.2	Desenho experimental.....	81
3.2.3	Caracterização físico-química da água e do ar.....	82
3.2.4	Medições dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ na água e no solo.....	82
3.2.5	Cálculo dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ .....	83
3.2.6	Análise estatística.....	83
<b>3.3</b>	<b>Resultados</b> .....	84
3.3.1	Dinâmica temporária dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ na água e no solo .....	85
3.3.2	Variação dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ na água em diferentes tipos e intervalos de maré ...	89
3.3.3	Variação dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ do solo em diferentes tipos e intervalos de maré ....	90
3.3.4	Correlação entre as variáveis físico químicas da água, parâmetros ambientais com os fluxos de $CO_2$ e de $CH_4$ .....	92
3.3.5	Características físico-químicas da água e fatores ambientais do solo.....	92
<b>3.4</b>	<b>Discussão</b> .....	94
3.4.1	Emissão de $CO_2$ e $CH_4$ para a atmosfera na água e no solo.....	94
3.4.2	Efeitos da maré sobre os fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ na água.....	95
3.4.3	Efeito da maré sobre os fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ no solo .....	96
3.4.4	Relação dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ entre parâmetros físico-químicos da água e no ambiente terrestre .....	97
<b>3.5</b>	<b>Conclusão</b> .....	97

<b>CAPÍTULO 4 VARIAÇÃO SAZONAL DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E CH<sub>4</sub> EM ÁREA DE PLANTIO DE AÇAÍ (<i>Euterpe oleracea</i> Mart.) EM TERRA FIRME EM COMPARAÇÃO COM ÁREA DE VÁRZEA NA AMAZÔNIA</b> .....	103
<b>4.1 Introdução</b> .....	105
<b>4.2 Material e Métodos</b> .....	107
4.2.1 Localização e caracterização dos locais de medição.....	107
4.2.2 Desenho experimental.....	108
4.2.3 Medições e cálculo dos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> .....	109
4.2.4 Propriedades ambientais.....	110
4.2.5 Análise estatística.....	111
<b>4.3 Resultados</b> .....	112
4.3.1 Fluxos de dióxido de carbono e metano.....	113
4.3.2 Caracterização ambiental .....	118
4.3.3 Influência dos fatores ambientais nos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> .....	122
<b>4.4 Discussão</b> .....	123
4.4.1 Medições de fluxos de dióxido de carbono e metano .....	123
4.4.2 Efeito da variação espacial e sazonal dos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> .....	126
4.4.3 Efeito dos fatores ambientais nos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> .....	127
4.4.4 Efeito do uso do solo nos fluxos de CO <sub>2</sub> e CH <sub>4</sub> .....	131
<b>4.5 Conclusão</b> .....	132
<b>CAPÍTULO 5 CONCLUSÃO GERAL</b> .....	143
<b>5.1 Resultados Chaves: Impactos e implicações</b> .....	143
<b>5.2 Conclusões de forma integrada</b> .....	144
<b>5.3 Prioridades para Pesquisas Futuras</b> .....	144
<b>5.4 Considerações Finais</b> .....	144
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	145

## CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL

O aquecimento global é originário da emissão antrópica na atmosfera dos gases do efeito estufa (GEE), como dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o metano (CH<sub>4</sub>). Esses gases em maior quantidade na atmosfera intensificam a capacidade natural de retenção de calor na troposfera (efeito estufa) advindo da energia solar que chega à superfície terrestre (IPCC, 2014). Estima-se que a variação da temperatura do ar média da superfície entre 2016 e 2035 deve aumentar em uma faixa de 0,3 a 0,7 °C (IPCC, 2014).

O CO<sub>2</sub> e o CH<sub>4</sub> são os dois GEE com maiores potenciais de aumento da concentração na atmosfera (IPCC, 2014). No período de 1750 a 2020, as emissões registraram elevação significativa na atmosfera de aproximadamente 149% e 262%, respectivamente (WMO, 2021). O aumento de CO<sub>2</sub> é decorrente da queima de combustíveis fósseis e da mudança do uso da terra, sendo que o total de emissão gerada pelas atividades humanas durante o período 2010 a 2019 se acumularam na atmosfera (aproximadamente 46%), 23% nos oceanos e 31% no solo (WMO, 2021). Quanto ao CH<sub>4</sub> aproximadamente 60% do total emitido para a atmosfera é proveniente de fontes antrópicas (criação de ruminantes, plantio de arroz, exploração de combustíveis fósseis, aterros/lixões e queima de biomassa) e 40% de fontes naturais (áreas inundadas, rios, lagos e reservatórios) (WMO, 2021). O CH<sub>4</sub> possui potencial de aquecimento global 28 vezes maior que o CO<sub>2</sub> para um período de 100 anos (IPCC, 2014). Diante deste aumento das concentrações e dos cenários de mudanças climáticas, tornou-se primordial a identificação e quantificação das fontes emissoras desses gases.

No panorama das mudanças climáticas surge a importância dos ecossistemas como as florestas de terra firme e de várzea. As planícies amazônicas são divididas por uma grande área úmida dominada por florestas alagadas (Várzea) e extensas áreas de floresta não alagada (Terra Firme) (PUPIM et al., 2019), sendo que estas áreas representam 13% e 87% da área do bioma, respectivamente (NASCIMENTO; HOMMA, 1984; PRANCE, 1980). Por outro lado, as florestas de várzea representam 17% da bacia amazônica (ALVARENGA et al., 2018). O termo várzea refere-se às áreas inundadas por rios de águas de cor branca (barrenta) com grande quantidade de sedimentos em suspensão e rica em nutrientes, enquanto o igapó se caracteriza pelas áreas inundadas por águas pretas com grande quantidade de matéria orgânica em decomposição (PRANCE, 1980). O pulso de inundação fluvial em combinação com a topografia atua diretamente na cobertura vegetal de várzea (ALVARENGA et al., 2018). Assim como a topografia da área pode interferir nos fluxos de GEE (JIANG et al., 2020).

As zonas úmidas são essenciais para a regulação do balanço global de carbono por meio do sequestro de carbono do solo e na água, bem com os fluxos de GEE (IRAM et al., 2021).

Nessas áreas, o alagamento sazonal ou perene fornece condições anaeróbicas para a maior atividade metanogênica do que a metanotrófica resultando em possíveis emissões de CH<sub>4</sub> (NOUCHI et al., 1994).

Nas áreas de várzea existem rios, riachos e zonas alagadas. Os rios são sistemas heterotróficos (AMARAL et al., 2019), onde a matéria orgânica é decomposta *in situ*, produzindo CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, que são emitidos para atmosfera (HAN et al., 2019), exercendo importante papel no balanço regional e global de carbono (ABRIL et al., 2014). Os rios e riachos, geralmente são fontes importantes de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, resultante da supersaturação do CO<sub>2</sub> em suas águas (NI et al., 2019). Em rios, estuários e ecossistemas lacustres, a distribuição de CH<sub>4</sub> é controlada principalmente pelas atividades de microrganismos produtores de CH<sub>4</sub> (metanogênicos) e consumidores de CH<sub>4</sub> (metanotróficos) (BANGE et al., 2019; BORREL et al., 2011). A metanogênese é responsável pela fermentação da matéria orgânica em ambientes anóxicos (BARBOSA et al., 2020). A metanotrofia se dá pela oxidação do CH<sub>4</sub> produzido, sob condições aeróbicas e anaeróbicas (BORREL et al., 2011).

A floresta de terra firme constituem grandes áreas da Amazônia central que atualmente ocupa os topos planos dos terraços fluviais (PUPIM et al., 2019). Essas áreas são naturalmente sumidouro de CH<sub>4</sub> por ação de bactérias metanotróficas que oxidam o CH<sub>4</sub>, transformado em CO<sub>2</sub>, porém, bactérias metanogênicas também podem ocorrer nessas áreas, em locais mais úmidos, emitindo CH<sub>4</sub> através da oxidação do CO<sub>2</sub> (MADIGAN et al., 2016; ZHUANG et al., 2013). Os solos produzem e consomem o CH<sub>4</sub> de acordo com o clima, umidade do solo e cobertura vegetal (MABONI; ROBERTI, 2021).

O açazeiro (*Euterpe oleracea* Mart.) é uma palmeira originária das áreas de várzea amazônica, sendo que nos últimos anos a comercialização dos frutos tem despertado interesse no Brasil e no exterior devido ao seu potencial agrônomo, nutricional e econômico (SOUSA et al., 2021). O Estado de Pará é responsável por 90% da produção nacional de frutos de açaí (OLIVEIRA; SCHWARTZ, 2018). O aumento da demanda por fruto de açaí provocou interesse no manejo nas áreas de várzeas, e a possibilidade de cultivo em áreas de terra firme irrigado, as quais se constituem em uma alternativa para a recuperação de áreas alteradas (COSTA et al., 2017; HOMMA et al., 2014). A expansão controlada, a assistência técnica e o cumprimento da legislação ambiental passaram a ser exigida pelos mercados consumidores (TAVARES et al., 2020). O aumento da demanda do fruto pode produzir riscos ambientais nas áreas de várzea e de terra firme, tais como alteração na estrutura e biomassa da vegetação, mudança nos fluxos de GEE, e no microclima.



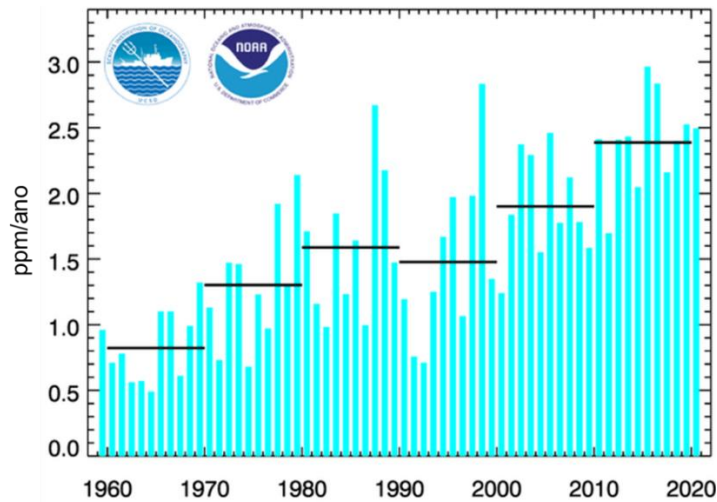
A conversão de zonas úmidas em terras agrícolas altera a magnitude e a direção dos fluxos (sumidouro ou fonte) (IRAM et al., 2021). O uso da terra afeta diretamente os fluxos de CO<sub>2</sub>, por exemplo, a alteração pelo uso da terra com pastagens ativas emitem 3-4 vezes mais CO<sub>2</sub> do que outros tipos de uso da terra (WANYAMA et al., 2019). Na Amazônia, a conversão de floresta em pastagem aumenta a emissão de CH<sub>4</sub> do solo e essa mudança no uso da terra altera a composição microbiana (MEYER et al., 2020). Isso é preocupante, considerando os recentes aumentos na conversão agrícola na Amazônia (CARVALHO et al., 2019). Atualmente, existe necessidade urgente de análises mais extensas para melhorar a compreensão baseada em processos de fonte e sumidouros naturais e antropogênicos dos GEE em uma ampla gama de ambientes (WILKINSON et al., 2018).

As coletas de dados usando os analisadores portáteis de gases de efeito estufa (UGGA) baseados em espectrômetro de anel de cavidade em configuração de circuito fechado para medir pequenos volumes de amostra (< 1 litro), para concentrações de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub>, estão aumentando e oferecem vantagens sobre os métodos de medição convencionais em termos de velocidade, bem como a capacidade de medições no campo (WILKINSON et al., 2018). O UGGA mede simultaneamente as concentrações de três gases de forma contínua, em intervalo de tempo previamente determinado e armazenando automaticamente os dados (WEI et al., 2020). Os fluxos são calculados com base na inclinação do aumento ou diminuição linear na concentração de CO<sub>2</sub> ou CH<sub>4</sub> dentro da câmara durante o período de amostragem (MCEWING; FISHER; ZONA, 2015; WARNER et al., 2019). Os valores positivos indicam liberação de C na atmosfera e os valores negativos de absorção de C (MUSARIKA et al., 2017).

### **1.1 Aumento das concentrações de gases de efeito estufa**

Desde 1959, um histórico de medidas de CO<sub>2</sub> atmosférico vem sendo realizado pela Divisão de Monitoramento Global (NOAA) com base em dados de superfície, demonstrando que a taxa média anual de crescimento de CO<sub>2</sub> atmosférico atingiu o pico de 2,96 ppm ano<sup>-1</sup> em 2015, equivalente ao maior valor observado desde o início das mensurações (Figura 1), e para o ano 2021, com uma concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico estava em 415,88 ppm (NOAA, 2021a).

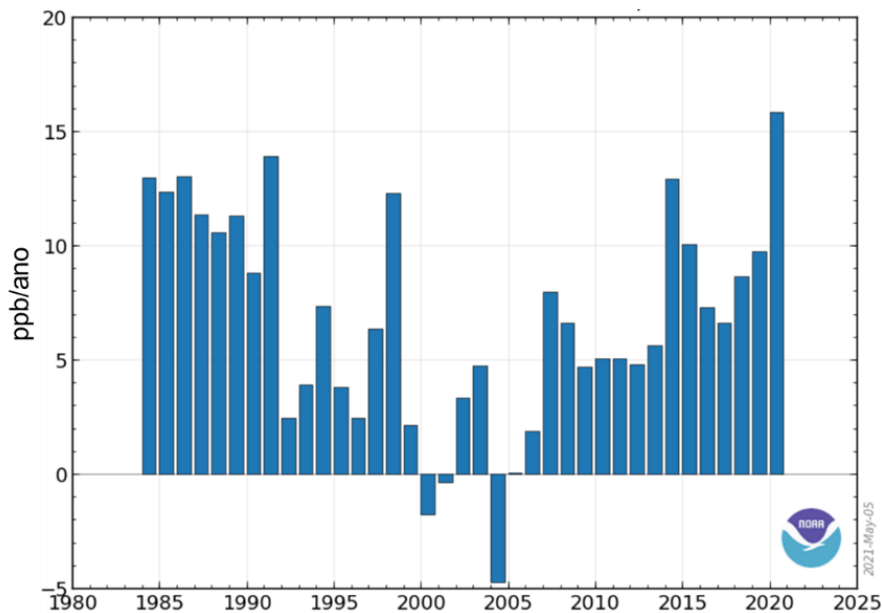
Figura 1 - Taxas médias anuais de crescimento global das emissões de CO<sub>2</sub> (barras verticais) entre 1959 – 2020. As taxas médias a cada dez anos estão representadas pelas barras horizontais.



Fonte: Adaptado de NOAA (2021).

Por outro lado, o aumento anual de CH<sub>4</sub> atmosférico desde 1984, é medido pela NOAA/GML, apresentou o pico máximo de 15,85 ppb ano<sup>-1</sup> em 2020, equivalente ao maior valor observado desde o início das medições (Figura 2), sendo que em 2021 estava na concentração atmosférica de 1.893,40 ppb (NOAA/GML, 2021).

Figura 2 - Aumento anual da concentração de CH<sub>4</sub> (ppb) atmosférico em média global entre 1984 – 2020.



Fonte: Adaptado de NOAA/GML (2021).

O registro de aumento global das emissões do CO<sub>2</sub> atmosférico ocorreu principalmente devido ao aumento da queima de combustíveis fósseis, pela mudança no uso da terra e no manejo das áreas, como a queima de biomassa, produção agrícola e conversão de áreas de pastagem para fins agrícolas, além do que a emissão de CH<sub>4</sub> é resultado do cultivo em terras alagadas, criação de ruminantes e aterros sanitários (IPCC, 2007).

## 1.2 Ecossistemas do Estuário Amazônico

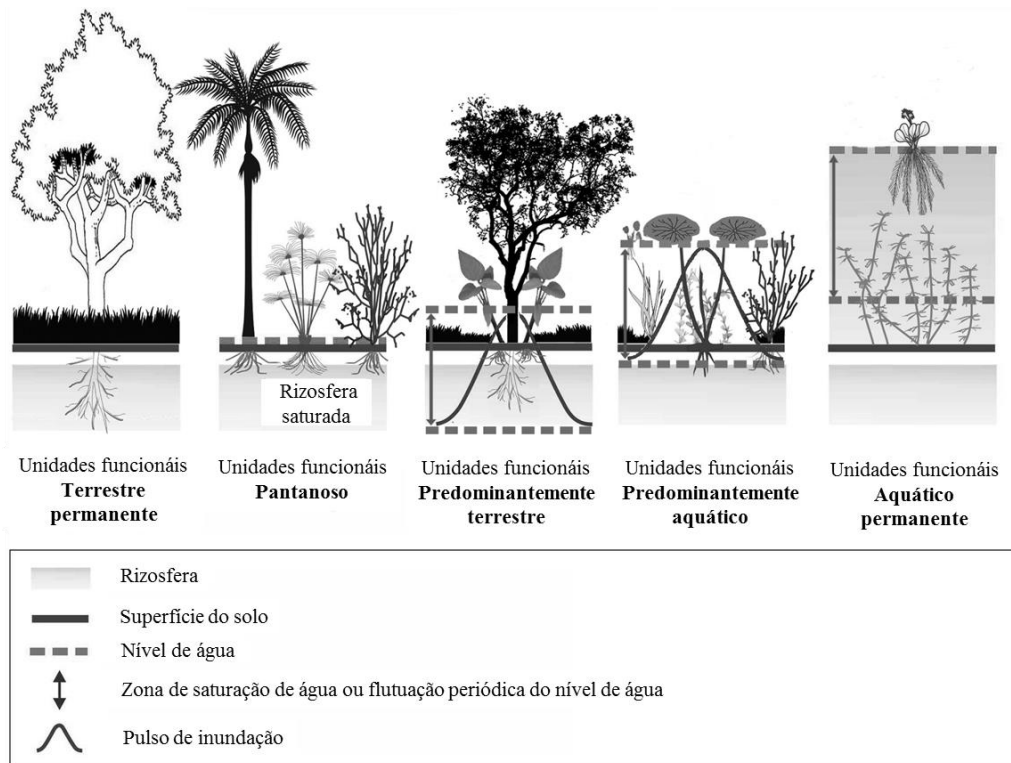
O estuário Amazônico abrange uma grande área na costa norte do Brasil entre os estados do Pará e Amapá, onde os rios Amazonas e Tocantins deságuam no Oceano Atlântico formando uma extensa linha de costa (OLIVEIRA; FRÉDOU; LUCENA, 2007). Dada à complexidade do ecossistema estuarino, pode-se dividi-lo em três componentes: várzea, manguezais e terra firme, sendo que a floresta de várzea encontra-se parcialmente ou totalmente inundada, pelos constantes períodos de enchentes e vazante (fluxo de marés) (ALMEIDA; AMARAL; SILVA, 2004).

### 1.2.1 Floresta de várzea

As florestas de várzea representam 17% da Bacia Amazônica e sofrem inundação anual que pode chegar 14 m de elevação do nível de água, por um período que vai de 6 a 8 meses, sendo este caráter de inundação em combinação com a topografia influencia diretamente a cobertura vegetal de várzea (ALVARENGA et al., 2018). São caracterizadas por vegetação ao longo dos lagos, rios, igarapés e as planícies inundáveis, ocasionando a adaptação em condições hidrológicas sazonais (ABREU et al., 2014). As florestas de várzea amazônica são classificadas em áreas ricas em nutrientes, contendo também áreas pobres em nutrientes e de águas claras e estagnadas, conhecidas como igapó (WITTMANN; SCHÖNGART; JUNK, 2010). A distribuição das espécies arbóreas depende das cargas de sedimentos e nutrientes das águas dos rios, dos regimes de cheias e da perturbação hidro-geomorfológica. Com isto, a distribuição dos diferentes tipos de floresta de várzea é determinada por adaptações de espécies arbóreas em diferentes topografias e períodos de inundação, sendo que isso leva a estágios sucessionais característicos com composição de espécies, diversidade e estrutura florestal distinta (WITTMANN; SCHÖNGART; JUNK, 2010).

As grandes planícies aluviais são ecossistemas complexos na fronteira entre a terra e a água, devido às estações chuvosa e menos chuvosa, sendo que a maioria das planícies aluviais tropicais está sujeita a flutuações anuais do nível da água. Durante os períodos típicos de vazante extensas áreas de várzea ficam secas. No entanto, diferenças geomorfológicas relativamente pequenas dentro dos limites das planícies de inundação resultam em diferenças comparativamente grandes na extensão e profundidades da inundação (Figura 3), por sua vez, no estabelecimento de comunidades de plantas distintas chamadas macrohabitats (JUNK et al., 2018). A heterogeneidade de habitat das florestas tropicais supostamente pode favorecer a especialização de plantas e a alta diversidade de espécies de árvores na Amazônia (MORI et al., 2019).

Figura 3 - Unidades funcionais em grandes áreas úmidas de acordo com seu estado hidrológico.



Fonte: Adaptado de Junk et al. (2018).

A floresta de várzea do estuário amazônico é dominada por *E. oleracea* em ambiente topográfico alto e baixo no estado do Pará (SOUZA; JARDIM, 2015; LAU; JARDIM, 2013; JARDIM et al., 2007; CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002). Estas áreas, sujeitas à inundação periódicas provocadas pelo movimento das marés, estão concentradas no estuário dos rios Tocantins, Pará, Mojú, Acará, e nas ilhas do delta do rio Amazonas. As marés são resultantes de forças gravitacionais que o sol e a lua exercem sobre a massa líquida da terra, produzindo oscilações periódicas do nível da água dos oceanos. Estas variações são denominadas fluxo e refluxo (enchente e vazante), sendo que a enchente consiste na elevação gradual do nível d'água que demora um período de 6 horas e 12 minutos até atingir sua cota máxima, sendo denominada "preamar", e a vazante é o rebaixamento do nível da água, com igual duração, até atingir seu nível mínimo, a "baixa-mar" (LIMA, 1956). Nos meses de março e setembro, devido ao equinócio, ocorrem as maiores marés do ano denominado de maré de sizígia, onde quase todas as ilhas do estuário ficam com água acima do solo.

### 1.2.2 Solos de várzea

As áreas de várzea dos estuários amazônicos são formadas a partir do regime e intensidade da inundação, diferenças no teor de sedimentos na água, distância do ponto de

origem dos sedimentos oriundos de erosão e das várzeas nas margens dos respectivos rios, além da influência das marés que determinam desigualdades significativas na formação do solo, em suas características físicas e químicas (QUEIROZ et al., 2005; RÊGO, 2013). Os solos de várzea não apresentam boas propriedades físicas, mas têm alta fertilidade e as oscilações do lençol freático determinam a maior ou menor disponibilidade de água e oxigênio (NOGUEIRA; FIGUEIRÊDO; MULLER, 2005). A predominância é solo do tipo *Gley* pouco húmico (VIEIRA, 1979), os quais são resultantes do acúmulo de sedimento deixados pelas águas dos rios mal drenados, com elevado teor de argilas e baixa porcentagem de areia (FALESI, 1986).

Segundo Cattanio, Anderson e Carvalho (2002), as várzeas de marés da ilha do Combú são divididas em locais altos, intermediários e baixos, sendo que os locais baixos foram caracterizados por alta representação de palmeiras arbóreas, baixa diversidade de árvores e cipós, e alta densidade de plantas em comparação aos locais altos. Estas variações são determinadas por limitações edáficas devido ao período diferenciado de alagamentos, ou seja, as áreas baixas são mais constantemente inundáveis em comparação com as áreas altas, tendo como reflexo a dominância de palmeiras nas áreas altas é de 9%, sendo que nas áreas baixas chega a 40% (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002).

### 1.2.3 Floresta de terra firme

Na Amazônia brasileira a floresta de terra firme representa 87% da área do bioma (NASCIMENTO; HOMMA, 1984), e se caracteriza pela sua exuberância, predominando árvores de grande porte. Sua localização é em áreas de platô (áreas mais altas e planas), sendo que nessas florestas são encontradas as maiores árvores, atingindo uma altura média de 30 a 40 metros (AGUIAR, 2014). Os solos são representados pelo Latossolo Amarelo com textura arenosa média (EMBRAPA, 2021). A uma altitude de 51 m acima do nível médio do mar, sendo que o clima nas proximidades do estuário é do tipo *Af* segundo a classificação de Köppen (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007).

### 1.3 Plantio de açaí (*E. oleracea* Mart.) em terra firme

O crescimento do mercado do açaí, a partir da década de 1990, facilitado pelo processo de beneficiamento e congelamento, quadruplicou o consumo paraense da fruta, antes restrito ao período da safra, e da incorporação do mercado nacional e externo (COSTA et al., 2017; HOMMA et al., 2006). Este crescimento do mercado levou a expansão das áreas de manejo, anteriormente restrito às várzeas, para o plantio em áreas de terra firme (HOMMA et al., 2006).

O Censo Agrícola 2017 identificou 47.855 estabelecimentos agrícolas no país que declararam possuir mais de 50 pés de açaí, dos quais 35.374 propriedades estavam no Estado do Pará (73,92%), 8.495 no Amazonas (17,75%) e 1.901 no Amapá (3,97%). Neste período, as áreas manejadas (áreas de várzea) e plantadas (áreas de terra firme) no Estado do Pará somavam 168.546 ha, com uma produção de 241.816 toneladas (IBGE, 2019a; IBGE, 2019b).

O plantio de açaí em áreas de terra firme representa excelente alternativa para a recuperação de áreas degradadas, como também para reduzir a pressão sobre o frágil ecossistema de várzea, evitando sua transformação em áreas de monocultivo (HOMMA et al., 2006). Diferentemente das áreas de terra firme, as áreas de várzea não são adubadas devido ao movimento diário das marés, dependendo apenas dos tratos culturais para aumento de sua produtividade. A mesorregião do Nordeste Paraense tem despertado a atenção dos produtores no plantio de açaí, adotando técnicas de cultivo objetivando maximizar a produção, produzindo fora da época normal, ocasião em que o preço do produto é quatro a cinco vezes superior ao do período de safra (HOMMA et al., 2014). Para plantar o açaizeiro em terra firme, preferentemente devem ser aproveitadas áreas já utilizadas (em processo de degradação ou não), de modo a torna-las novamente produtivas, evitando-se a utilização de áreas com floresta primária ou de vegetação secundária em recuperação (MELÉM JÚNIOR; QUEIROZ, 2011). Assim como, a busca por práticas de manejo de solo com baixo impacto ambiental e modelos de recuperação de áreas em processo de degradação, visando o desenvolvimento de uma agricultura menos impactante e com baixa emissão de carbono (VILELA; CALLEGARO; FERNANDES, 2019).

#### **1.4 Técnica de câmara de solo estática para estudo de fluxo de gases**

Esta técnica consiste em delimitar uma pequena área, vegetada ou não, utilizando uma câmara, a qual restringe a circulação de ar no seu interior enquanto mede as alterações na concentração de gases dentro da câmara, essas variações na concentração determinam os fluxos de GEE (COSTA et al., 2006). É um método direto de avaliação *in situ* do fluxo de GEE e pode ser realizada com métodos da captura de CO<sub>2</sub> em solução alcalina, com o uso de analisador por infravermelho, cromatografia gasosa (COSTA et al., 2006). Neste trabalho foi usada a técnica da câmara dinâmica fechada usando um analisador portátil de gases de efeito estufa, com o aparelho *Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer* (UGGA) modelo 915-0011 (Figura 4), Los Gatos Research (LGR) de sistema automático (WILKINSON et al., 2018; MAHESH et al., 2015). Nas câmaras dinâmicas o ar da câmara é circulado forçadamente em um circuito fechado entre o interior da câmara e o analisador de gás (LGR), permitindo que a taxa de aumento da concentração no interior da câmara seja monitorada.

Figura 4 - Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer (UGGA) modelo 915-0011, Los Gatos Research (LGR). Analisador portátil de gases de efeito estufa.



Fonte: (LGR, 2013).

O analisador (GGA) de GEE usa uma técnica patenteada baseada em espectroscopia de absorção com cavidade integrada, fornecendo simultaneamente as concentrações de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e vapor de H<sub>2</sub>O em ppm. A espectroscopia de absorção usa lasers para avaliar a concentração ou quantidade de espécies em fase gasosa por espectrometria. Como um tipo da técnica de espectroscopia de absorção existe a técnica utilizada pelo analisador portátil denominada espectroscopia de cavidade integrada que usa uma fonte de laser ajustável que produz luz em um comprimento de onda adequado ao gás de efeito estufa. A luz do laser entra em uma cavidade de espelho altamente reflexiva dentro do dispositivo, refletindo milhares de vezes antes de seguir para um fotodetector que cria um longo caminho óptico (vários quilômetros), aumentando a sensibilidade e gerando absorção. A luz infravermelha interage com um gás presente dentro na cavidade, alterando o comprimento de onda em que o laser opera, de modo que a concentração de diferentes isótopos de um mesmo gás possa ser medida com precisão (LGR, 2013).

O GGA tem uma faixa de medição nominal de 1 a 20.000 ppm para CO<sub>2</sub>, 0,01 a 100 ppm para CH<sub>4</sub> e 500 a 70.000 ppm para vapor de água, e precisões cotadas pelo fabricante de  $\pm 300$  ppb (CO<sub>2</sub>),  $\pm 2$  ppb (CH<sub>4</sub>) e  $\pm 100$  ppm (H<sub>2</sub>O). A frequência máxima de gravação de dados é de até 1 Hz (LGR, 2013). Os principais componentes do circuito interno de gás do instrumento são a câmara laser, uma bomba de circulação e um regulador de vácuo. A bomba que movimentava o gás entre a câmara e o analisador, tem um fluxo nominal de 0,5 L min<sup>-1</sup>, e para proteger os espelhos o circuito de gás inclui um filtro de partículas, e um vácuo parcial (18,7 kPa) na câmara do laser é mantido pelo regulador de fluxo combinado com uma válvula unidirecional. A saída em tempo real do instrumento pode ser exibida por conexão sem fio a um *laptop*, *tablet* ou *smartphone*, ou conexão direta a uma tela de monitor, sendo que os

dados são armazenados internamente e podem ser transferidos para um dispositivo de armazenamento portátil (WILKINSON et al., 2018; LGR, 2013).

O material frequentemente utilizado para a construção de câmaras (Figura 5) é o cloreto de polivinil (PVC) devendo ser de cor branca para evitar o aquecimento (COSTA et al., 2006). As câmaras de fluxo são constituídas de um anel ficado no solo e uma tampa cotem três furos (Figura 5), sendo dois furos ligados por uma mangueira ao aparelho, e um furo para manter a pressão dentro da câmara igual à pressão atmosférica. Além disso, para uma avaliação precisa dos fluxos de gases em escala de campo, são necessárias acima de quatro câmaras por tratamento (CLAYTON; ARAH; SMITH, 1994).

Figura 5 - Anel de PVC (2,52 L), e com a tampa de PVC (0,94 L) formando a câmara dinâmica fechada, onde as mangueiras fazem a conexão entre a câmara o a analisador de gás. A terceira abertura (seta vermelha) é para estabilização da pressão atmosférica.



### 1.5 Justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa

O efeito estufa é essencial para a existência da vida no planeta. O termo “efeito estufa” é referido essencialmente à presença de determinados gases (GEE) na atmosfera terrestre, e que mantém o equilíbrio radiativo da terra. Sem a ação natural desses gases, a vida não seria possível, o calor emitido pelo planeta se dissiparia no espaço, produzindo temperaturas extremamente baixas na terra. Naturalmente estão presentes em baixas concentrações na atmosfera e são responsáveis pela manutenção da temperatura global entre 16 – 18° C (IPCC, 2014). Estes gases incluem o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) e o óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), que em sua maioria são liberados pela queima de combustíveis fósseis, desmatamento das florestas, atividades industriais, agricultura e pecuária (IPCC, 2001; IPCC, 2007).

O CO<sub>2</sub> é relevante pelo efeito sobre o balanço de energia do planeta, pois é um dos GEE mais abundante na atmosfera, e que permanece ativo na atmosfera durante longos períodos de tempo, sendo o CH<sub>4</sub> com potencial de aquecimento global 28 vezes maior que o CO<sub>2</sub> para um período de 100 anos (IPCC, 2014). A concentração atmosférica global de GEE aumentou desde a era pré-industrial (ano 1750) até 2005, sendo que o CO<sub>2</sub> passou de 280 para 379 ppm,



significando um aumento de 35,4%, e o CH<sub>4</sub> passou de 715 para 1.774 ppb, significando um aumento de 148% (IPCC, 2007). Atualmente, a estação Mauna Loa no Havaí obteve o registro de concentração médio mensal de CO<sub>2</sub> atmosférico com a marca de 419,05 ppm em abril de 2021 (NOAA, 2021b). Juntamente com o aumento dos níveis de GEE na atmosfera foram constatados aumentos na temperatura média do planeta. Em um período de 100 anos houve um aumento médio da temperatura global dos continentes de 0,85 °C (IPCC, 2007). É provável que o aquecimento global atinja 1,5 °C entre 2030 e 2052, caso continue a aumentar no ritmo atual (IPCC, 2018). Esse aumento das temperaturas globais pode afetar significativamente as atividades humanas e os ecossistemas terrestres.

Os ecossistemas terrestres são fundamentais na relação entre solo-planta-atmosfera, sendo um destes ecossistemas as florestas alagadas (várzea) do estuário amazônico, que são formadas a partir do regime e intensidade de inundação pelas marés que determinam desigualdades significativas na formação do solo, em suas características físicas e químicas (QUEIROZ et al., 2005; RÊGO, 2013). Com alta fertilidade nos solos, a oscilação do lençol freático determina uma maior ou menor disponibilidade de água e oxigênio (NOGUEIRA; FIGUEIRÊDO; MULLER, 2005). Esses ecossistemas inundados com água doce raramente são considerados no balanço de carbono (AMARAL et al., 2020), enquanto que Abril et al. (2014) ressaltaram a importância de abordar a influência das áreas com vegetação inundadas temporárias, por combinar alta produção aérea e rápida exportação de carbono das águas interiores aos riachos. Neste sentido, é importante que estas áreas sejam incluídas no balanço de carbono em escala regional e global (SAWAKUCHI et al., 2017). Por outro lado, extensas áreas da Amazônia de floresta não alagada (Terra firme) que ocupa atualmente os topos planos dos terraços fluviais (PUPIM et al., 2019). Essas áreas são importantes para os ciclos biogeoquímicos (NEILL et al., 2005; VERCHOT et al., 2000), podendo atuar como fonte ou sumidouro de GEE.

Para tanto, faz-se necessário aprofundar o conhecimento sobre este ecossistema, avaliando seus benefícios ambientais e sociais, com abordagens de sua composição florística, topografia, altura do lençol freático, influência das marés em relação às trocas de gases. Nesse contexto, é importante quantificar os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> espacial e sazonalmente, em ecossistema de várzea, submetida a diferentes períodos diários e sazonais de alagamento pelas marés e identificar quais são as variáveis que influenciam nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> da interface solo-ar. Outro ponto inédito a ser abordado é quantificar o quanto difere os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> em áreas de plantio de açaí em área irrigada de terra firme em comparação a área manejada de várzea do estuário amazônico. O avanço do plantio de açaí em área de várzea e terra firme esconde

riscos ambientais (TAVARES et al., 2020). Em áreas de terra firme, pouco se sabe sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> após as áreas degradadas se tornarem áreas produtivas ou regeneração de floresta secundária.

O estudo de fluxos de GEE se insere no ambiente do interesse em conhecer como e qual quantidade as florestas de várzea (solo e água) e áreas de terra firme contribuem para emissões ou sumidouro de GEE para a atmosfera, em especial a várzea dominada por açaí e terra firme plantada com açaí. Conhecer a dinâmica dos fluxos torna-se importante na tomada de decisões para seu uso, principalmente na Amazônia no contexto das mudanças climáticas globais.

## **1.6 Objetivos**

### **1.6.1 Objetivo Geral**

Investigar a dinâmica dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo e da água em ecossistema de várzea do estuário Amazônico, e do solo em ecossistema de terra firme.

### **1.6.2 Objetivos Específicos**

- Avaliar o fluxo mensal de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, em dois estratos topográficos em relação a sua composição florística e as variáveis ambientais;
- Compreender a dinâmica dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> simultaneamente na água e no solo, em um ciclo de maré durante e entre os períodos sazonais do ano;
- Comparar a variação sazonal dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> em área de plantio de açaí em terra firme e área de várzea manejada.

## **1.7 Hipóteses**

H1: O fluxo de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo variam diferentemente em relação ao gradiente topográfico e variáveis ambientais durante o ano na área de floresta de várzea.

H2: Os movimentos da maré influem nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo e água medidos simultaneamente na área de várzea.

H3: Existe diferença significativa nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo com açazais comparando entre área de terra firme (monocultura) e várzea (manejada).

## **1.8 Estrutura da Tese**

A tese é composta por cinco capítulos, dos quais três capítulos estão escritos na forma de artigos científicos. O primeiro capítulo trata-se da contextualização, justificativa e interdisciplinaridade da pesquisa, e os objetivos propostos. O segundo capítulo apresenta o artigo com os resultados dos fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) em diferentes estratos topográficos e períodos sazonais em uma floresta ombrófila densa aluvial no estuário

amazônico e suas relações com a composição florística e as variáveis ambientais. O terceiro capítulo apresenta o artigo baseado na dinâmica dos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  medidos simultaneamente na água e no solo, em um ambiente de várzea do estuário amazônico em um ciclo de maré durante e entre os períodos sazonais do ano. O quarto capítulo trata do artigo contendo a comparação sazonal dos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  em área de plantio de açaí em terra firme e área de várzea Amazônica. O capítulo cinco é uma seção integradora de todos os resultados obtidos na pesquisa, bem a discussão dos impactos e implicações no campo das ciências ambientais da Amazônia, além das prioridades para futuras pesquisas e considerações finais.

## **CAPÍTULO 2 CARACTERIZAÇÃO DOS FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO E DE METANO EM DOIS ESTRATOS TOPOGRÁFICOS EM UMA FLORESTA NO ESTUÁRIO AMAZÔNICO, PARÁ, BRASIL**

### **RESUMO**

A troca de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e metano ( $\text{CH}_4$ ) entre o solo e a atmosfera em floresta de várzea Amazônica é de interesse para contabilizar as emissões de gases de efeito estufa (GEE). Essas áreas são ecossistemas dinâmicos, com alagamentos diários, e de grande importância em cenários de mudanças climáticas globais. No entanto, a variabilidade espacial e temporal desses gases em várzea do estuário amazônico ainda precisa ser compreendida, principalmente pela ocorrência constante de inundações periódicas nessas áreas. O estudo atual é o primeiro em quantificar os fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $F_{\text{CO}_2}$ ) e  $\text{CH}_4$  ( $F_{\text{CH}_4}$ ) em diferentes estratos topográficos e períodos sazonais em uma floresta de várzea do estuário amazônico, e suas relações com a composição florística e as variáveis ambientais, utilizando o método da câmara dinâmica fechada. Os solos das florestas de várzea amazônica apresentaram um fluxo médio de  $13,60 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $176,92 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ , respectivamente, sendo que ambos variam espacial e temporalmente. O  $F_{\text{CO}_2}$  na topografia alta (ToA) foi quantitativamente maior em comparação à topografia baixa (ToB), sendo maior no período seco, e apresentando diferença entre as duas topografias. Em contraste, o  $F_{\text{CH}_4}$  foi maior na ToB, no período chuvoso com diferença entre os dois sítios topográficos, apresentando assim uma sazonalidade nos fluxos. O  $\text{CH}_4$  na ToA (período seco) se comportou como sumidouro, indicando a importância do conteúdo de água no solo para a produção deste gás em ambiente de várzea. Os fluxos de  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  do solo de várzea é controlada por mudanças na topografia associada à umidade do solo, com reflexo na altura do lençol freático, sazonalidade, e isso pode variar com as altas temperatura do solo ( $T_s$ ) e do ar e umidade do solo ( $U_s$ ) que estão sendo influenciadas pelas mudanças climáticas em curso.

**Palavras-chave:** dióxido de carbono; metano; emissões; estuário; Amazônia.

## ABSTRACT

The exchange of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) and methane (CH<sub>4</sub>) between the soil and the atmosphere in the Amazonian floodplain forest is of interest to account for greenhouse gas (GHG) emissions. These areas are dynamic ecosystems, with daily flooding, and of great importance in scenarios of global climate change. However, the spatial and temporal variability of these gases in the floodplain of the Amazon estuary still needs to be understood, mainly due to the constant occurrence of periodic floods in these areas. The current study is the first to quantify the fluxes of CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) and CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) in different topographic strata and seasonal periods in a floodplain forest of the Amazon estuary, and their relationships with floristic composition and environmental variables, using the closed dynamic chamber method. The soils of the Amazon floodplain forests showed an average flux of 13.60 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 176.92 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>, respectively, both of which vary spatially and temporally. The F<sub>CO2</sub> in the high topography (ToA) was quantitatively higher compared to the low topography (ToB), being higher in the dry period, and showing a difference between the two topographies. In contrast, F<sub>CH4</sub> was higher in ToB, in the rainy season with difference between the two topographic sites, thus presenting seasonality in the flows. The CH<sub>4</sub> in the ToA (dry period) behaved as a sink, indicating the importance of the water content in the soil for the production of this gas in a floodplain environment. Floodplain soil F<sub>CO2</sub> and F<sub>CH4</sub> fluxes are controlled by changes in topography associated with soil moisture, with reflection on water table height, seasonality, and this can vary with high soil and air temperature (Ts) and humidity of soil (Us) that are being influenced by ongoing climate change.

**Keywords:** carbon dioxide; methane; emissions; estuary; Amazon.

## 2.1 Introdução

A intensificação do aquecimento global (AG), e a consequente mudança climática, são resultantes do aumento médio na concentração dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera desde o início do século 20 (WMO, 2019; IPCC, 2014). Entre os GEE, o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e o metano ( $\text{CH}_4$ ), são os mais importantes, contribuindo aproximadamente de 66% e 16% da forçante radiativa, respectivamente (WMO, 2021). Esses gases quando aumentam sua concentração na atmosfera alteram o balanço de energia global, ocasionando um aquecimento da atmosfera no planeta terra (IPCC, 2001). Dentre os gases traços, o  $\text{CO}_2$  é importante por ser o mais abundante na atmosfera e o  $\text{CH}_4$  por possuir potencial de aquecimento global 28 vezes maior que o  $\text{CO}_2$  para um período de 100 anos (IPCC, 2014). As concentrações globais de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  atmosférico estão aumentando, desde a era pré-industrial em 1750, passando de 278 ppm de  $\text{CO}_2$  e 715 ppb de  $\text{CH}_4$  (IPCC, 2007) para 413 ppm de  $\text{CO}_2$  e 1889 ppb de  $\text{CH}_4$  em 2020, com um aumento de concentração de 149% e 262%, respectivamente (WMO, 2021; NOAA, 2020).

Os solos são considerados potenciais reservatórios de GEE, desempenhando um papel relevante nos ciclos biogeoquímicos de carbono na biosfera terrestre (IPCC, 2007), se comportam como fonte e sumidouro de GEE (OERTEL et al., 2016). Em nível global tem potencial de retenção de 23,8 Gt de  $\text{CO}_2$  por ano (BOSSIO et al., 2020). Além disso, tem um potencial global de mitigação de 89% e 9% de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ , respectivamente (SMITH et al., 2008). Os solos tropicais são importantes no ciclo global e representam aproximadamente 35% do sumidouro global de  $\text{CH}_4$  (DUTAUR; VERCHOT, 2007). Na Amazônia oriental a maioria dos solos responde como sumidouro de  $\text{CH}_4$ , anualmente consomem de 15 a 35 Tg de  $\text{CH}_4$  atmosférico (VERCHOT et al., 2000), e desempenham um papel importante na mudança climática global (MARQUES et al., 2016).

A magnitude dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  pode variar muito no espaço e no tempo devido à variabilidade existente nos solos (WARNER et al., 2018). A umidade do solo é a característica que mais interfere no fluxo dos GEE (DAVIDSON et al., 2000; SIQUEIRA NETO et al., 2011), seguido da temperatura do solo (BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998), qualidade do substrato e manejo da área (DAVIDSON et al., 2000). Também os fluxos podem variar pela diversidade e tamanho da população de organismos no solo (REICHSTEIN et al., 2003), e pelo regime hidrológico (ex. inundações) que alteram fortemente a troca de GEE com a atmosfera (ZHAO et al., 2020). Desta forma, os fluxos de  $\text{CO}_2$  dos ecossistemas terrestres para a atmosfera são influenciados pela respiração do solo e pelas mudanças climáticas (DARENOVA; ČATER, 2020), sendo controlado pela respiração biótica e

atividade decompositora dos microrganismos (HAN; ZHU, 2020), bem como pela troca geoquímica de CO<sub>2</sub> (WANG et al., 2020). Os solos de zonas úmidas tropicais geralmente apresentam temperatura e umidade que favorecem a produção de CO<sub>2</sub> pela maior decomposição da matéria orgânica e produtividade primária (WERE et al., 2021; MANTOVANELLI et al., 2016). Também, a variação topográfica influencia positivamente na respiração do solo (JIANG et al., 2020).

A fonte ou sumidouro de CH<sub>4</sub> do solo depende do equilíbrio entre metanogênese e metanotrofia, respectivamente (RACHWAL et al., 2014). A emissão de CH<sub>4</sub> é controlada pelo conteúdo de água que reduz a aeração do solo (HAN; ZHU, 2020), assim como, resulta das relações entre bactérias fermentativas e arqueias metanogênicas (COURTOIS et al., 2018). Além disso, estão relacionadas com o carbono orgânico e a temperatura do solo (SHA et al., 2011). Contrariamente, o sequestro de CH<sub>4</sub> no solo é dado por bactérias oxidantes aeróbicas de CH<sub>4</sub>, denominadas de metanotróficas (ZHANG et al., 2019; SÁ et al., 2019). A atividade de metanotróficos aeróbicos também pode depender de interações da comunidade, como competição por O<sub>2</sub> ou nitrogênio do solo (BODELIER et al., 2000; BODELIER; STEENBERGH, 2014; HO et al., 2016), ou predação por protozoários ou vírus (TYUTIKOV et al., 1980; MURASE; FRENZEL, 2008). As emissões de CH<sub>4</sub> do solo podem aumentar em climas mais quentes e úmidos (GEDNEY et al., 2019).

Segundo Schindler et al. (2020), os fluxos de GEE são controlados pelas inundações que influenciam nos processos bioquímicos dos ecossistemas. As flutuações do lençol freático influenciam nos fluxos de GEE do solo (ZHANG; LIU; AN, 2020). As planícies de inundação estão entre os ambientes de maior emissão de CH<sub>4</sub> (PEIXOTO et al., 2015). Em várzea florestada, os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> são maiores quando o lençol freático fica abaixo e acima da superfície do solo, respectivamente (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019; ISHIKURA et al., 2018). O gradiente topográfico influencia os fluxos de GEE, diretamente através da dinâmica da água, nutrientes e matéria orgânica dissolvida (FANG et al., 2009), ou indiretamente, pela distribuição de nutrientes, relacionadas à textura e inundações sazonais que influem na vegetação e no solo (LUIZAO et al., 2004).

Os solos de floresta ombrófila densa aluvial (conhecida popularmente como floresta de várzea) ocupam cerca de 800.000 km<sup>2</sup> na região amazônica. Esse ecossistema compreende paisagens diversificadas e dinâmicas, que estão expostas a eventos sazonais de inundações pelos rios (HESS et al., 2015), e pelo movimento das marés (NASCIMENTO; HOMMA, 1984). Estes locais sofrem inundação durante vários períodos do ano, dependendo do volume de água e da topografia local (WITTMANN; SCHÖNGART; JUNK, 2010). A distribuição

das espécies arbóreas depende dos nutrientes depositados junto com os sedimentos transportados pelas águas dos rios (WITTMANN; SCHÖNGART; JUNK, 2010). O lençol freático acima da superfície favorece o desenvolvimento de certas espécies, mas limita outras (JÄRVEOJA et al., 2016). Nestas áreas é comum encontrar espécies de palmeiras como o açazeiro *Euterpe oleracea* Mart. (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002; SOUZA; JARDIM, 2015).

Os solos das florestas de várzea são ecossistemas dinâmicos de grande importância para os ciclos biogeoquímicos. Estas áreas proporcionam ambientes favoráveis para o sequestro de carbono nos solos (WERE et al., 2021; WERE et al., 2019; VILLA; BERNAL, 2018). No entanto, também atuam como uma fonte significativa de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, contribuindo no balanço global de carbono (GONTIJO et al., 2021; GUTENBERG et al., 2019; GEDNEY et al., 2019; BELGER; FORSBERG; MELACK, 2011). Pela saturação dos solos que alteram os processos de decomposição sob condição anaeróbica (DENARDIN et al., 2020), também, pelos microrganismos metanogênicos (WU et al., 2021). As oscilações do lençol freático determinam uma relação inversa na disponibilidade de água e oxigênio (NOGUEIRA; FIGUEIRÊDO; MULLER, 2005). As áreas de várzea podem contribuir com até 7% das emissões global de CH<sub>4</sub> (WILSON et al., 2016; POTTER; MELACK; ENGLE, 2014). É necessário compreender os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> nos solos tropicais, para reduzir as incertezas e melhorar os modelos globais de GEE (GRASSI et al., 2018), Além disso, os fluxos de GEE variam entre os tipos de zonas úmidas (OERTEL et al., 2016; SJÖGERSTEN et al., 2014).

As zonas úmidas tropicais ainda são pouco compreendidas (WERE et al., 2021), com uma enorme falta de dados sobre o fluxos de gás nessas áreas e, devido a isto, raramente são consideradas no balanço de carbono (AMARAL et al., 2020; SJÖGERSTEN et al., 2014). Esta pesquisa teve como objetivo avaliar o fluxo anual de CO<sub>2</sub> e de CH<sub>4</sub> em duas alturas topográficas em uma floresta manejada no estuário amazônico comparando com a composição florística e as variáveis ambientais.

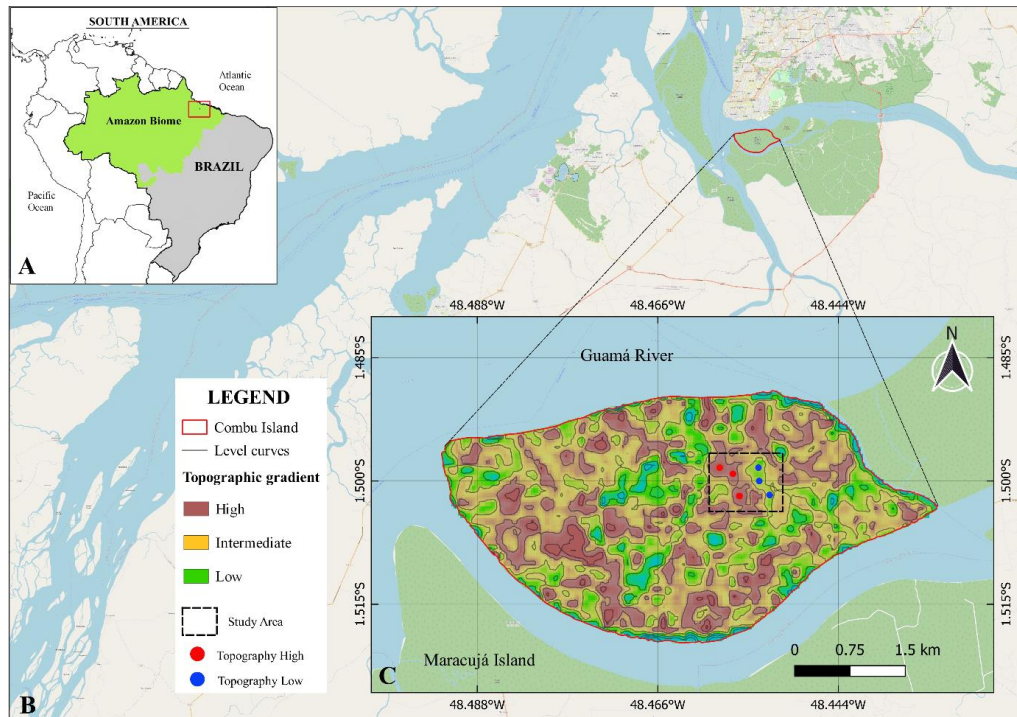
## **2.2 Material e Métodos**

### **2.2.1 Localização e caracterização dos locais de amostragem**

O estudo foi realizado na Área de Proteção Ambiental (APA) Ilha do Combú, no município de Belém, Pará, sob as coordenadas geográficas 1° 29' 21,4" a 1° 31' 10,4" S e 48° 25' 56,2" a 48° 29' 31,4" W, localizada a 2 km ao sul de Belém com uma área de aproximadamente 15 km<sup>2</sup> dividida em topografia alta e baixa (Figura 1), sendo considerada uma floresta ombrófila densa aluvial do estuário Amazônico.



Figura 1 - Localização da área de estudo. A) Local de estudo na América do Sul; B) Ilha do Combú, Município de Belém; C) parcelas utilizadas para o estudo (Topografia alta em vermelho e topografia baixa em azul).



A APA Ilha do Combú foi criada por Lei Estadual nº 6.083 em 13 de novembro de 1997 com o propósito principal de ordenar o uso sustentável dos recursos naturais (CASTRO; FIGUEIREDO, 2014). O clima da região é do tipo *Af* (clima tropical úmido), segundo a classificação de Köppen (PEEL; FINLAYSON; McMAHON, 2007), com precipitação média anual de 2.800 mm e temperatura média anual de 27 °C (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002; SOUZA; JARDIM, 2015). A composição florística é constituída basicamente por floresta primária em área de relevo plano (SILVA; SAMPAIO, 1998) com dominância da palmeira açai (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002) e outras árvores frutíferas como o cacau (*Theobroma cacao* L.), cupuaçu (*Theobroma grandiflorum* (Willd. ex Spreng.) Schum.) e pupunha (*Bactris gasipaes* Kunth) (SOUZA; JARDIM, 2015; CIRILO; ALMEIDA, 2015; GOMES; CARVALHO, 2012), mostrando com características similares às outras florestas de várzea estuarinas (LAU; JARDIM, 2013).

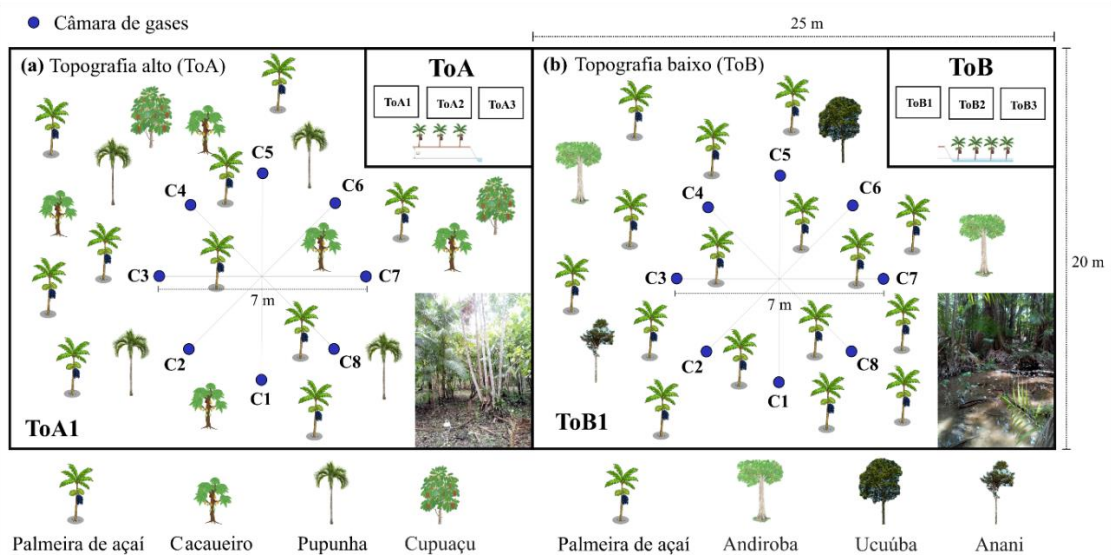
O tipo de solo é Gleissolo háplico (EMBRAPA, 2021), caracterizado por uma alta porcentagem de argila e silte e uma baixa porcentagem de areia, com pH de 4,5 – 5,0 (SILVA; SAMPAIO, 1998). Os solos da APA Ilha do Combú sofrem a influência das marés, e a topografia foi dividida como Planície de inundação baixa (topografia baixa), e planície de inundação alta (topografia alta) (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002; SILVA; SAMPAIO, 1998). A topografia varia entre 2,91 a 3,82 m acima do nível médio do mar com

marcantes diferenças ambientais entre ambas as topografias (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002; SOUZA; JARDIM, 2015).

### 2.2.2 Procedimento metodológico

O experimento ocorreu julho de 2019 a junho de 2020 com campanhas de campo realizadas mensalmente em seis parcelas permanentes de 20 x 25 m distribuídas em dois gradientes topográficos (tratamentos): várzea alta (topografia alta - ToA) e várzea baixa (topografia baixa - ToB) (Figura 2). Cada tratamento possuiu três parcelas, sendo que em cada parcela foram instaladas oito câmaras de fluxo em um formato circular, com um diâmetro aproximado de 700 cm. As câmaras foram constituídas de polivinilclorido (PVC), com diâmetro externo de 19,2 cm e altura de 12,0 cm, os quais foram instalados aleatoriamente em cada parcela (VERCHOT et al., 2000). Com isto, os anéis tinham um volume aproximado de 2,52 L e a tampa um volume fixo de 0,94 L, os quais quando conectados ao analisador de gás formavam a câmara de fluxo (Figura 3). Para fixar os anéis no solo, uma extremidade do anel foi inserida 5,0 cm no solo, e deixado permanente no campo até a conclusão do estudo. Para se calcular o volume dos anéis, quatro medidas equidistantes da altura interna do anel foram realizadas a cada medição de fluxo.

Figura 2 - Alocação de câmaras na área de várzea estuarina em Belém (PA). Onde ToA = topografia alta (parcela 1, parcela 2 e parcela 3) (a), e ToB = topografia baixa (parcela 1, parcela 2 e parcela 3) (b). C1 a C8 são as câmaras de fluxo.



Onde: Açai (*Euterpe oleracea* Mart.), Cacaueiro (*Theobroma cacao* L.), Pupunha (*Bactris gasipaes* Kunth), Cupuaçu (*Theobroma grandiflorum* (Willd. ex Spreng.) K. Schum.), Andiroba (*Carapa guianensis* Aubl.), Ucuúba (*Virola surinamensis* (Rol. ex Rottb.) Warb.) e Anani (*Symphonia globulifera* L. f.).

### 2.2.3 Medições dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> de campo

Os fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO<sub>2</sub></sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH<sub>4</sub></sub>) do solo foram medidos usando uma câmara dinâmica fechada (NORMAN et al., 1997; VERCHOT et al., 2000) ligada a um analisador de

sistema automatizado *Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer* (UGGA) modelo 915-0011, Los Gatos Research (LGR) (MAHESH et al., 2015). O aparelho foi calibrado mensalmente com gás padrão de alta qualidade (500 ppm CO<sub>2</sub>; 5 ppm CH<sub>4</sub>). O aparelho mediu simultaneamente as concentrações (ppmv) dos dois gases de forma contínua, e a cada dois segundos fez o armazenamento automático dos dados (WEI et al., 2020). As medições para cada topografia (Figura 3) ocorreram em dias consecutivos, entre as 08h30min e 12h30min horário local. Durante cada análise de fluxo, os anéis foram sequencialmente fechados com a tampa por quatro minutos (McEWING; FISHER; ZONA, 2015). Todas as medições foram padronizadas em lua crescente ou minguante, quando as marés são mais baixas e dificilmente a topografia alta fica submersa.

Figura 3 - Medições dos fluxos de gases (CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>) em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB), na ilha do Combú.



O  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  foram determinados a partir dos dados de concentração em ppm (dc), e o tempo decorrido (dt) em segundos. A concentração de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> dentro das câmaras geralmente aumenta linearmente (ABICHOU et al., 2006a). A concentração volumétrica foi convertida em um fluxo de massa usando a lei dos gases ideais. Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  foram

calculados usando a seguinte equação (ABICHOU et al., 2006b; NAKANO et al., 2004; DAVIDSON et al., 2000):

$$F = PVMU \left( \frac{dc/dt}{ATR} \right) \quad (1)$$

Onde,  $F$  é o fluxo de um gás ( $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ),  $P$  é a pressão atmosférica (atm),  $V$  é o volume interno da câmara (L),  $M$  é a massa molecular do  $\text{CO}_2$  ( $44 \text{ g mol}^{-1}$ ), ou  $\text{CH}_4$  ( $16 \text{ g mol}^{-1}$ ),  $U$  é o fator de conversão das unidades ( $0,0864 \text{ L seg } \mu\text{L}^{-1} \text{d}^{-1}$ ),  $A$  é a área de superfície coberta pela câmara ( $\text{m}^2$ ),  $T$  é a temperatura do ar (K) no interior da câmara no momento da amostragem,  $R$  é constante dos gases perfeitos ( $0,08205 \text{ atm L K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ) e  $dc/dt$  é o declinação da regressão linear entre a concentração de gás e o tempo decorrido ( $\text{ppm seg}^{-1}$ ). Foram consideradas como fluxo valores de  $R^2 \geq 0,3$ , sendo que os valores menores foram considerados como fluxo zero (SUNDQVIST et al., 2014). No entanto, neste estudo, a regressão para estimativa dos  $F_{\text{CO}_2}$  apresentou  $R^2 \geq 0,90$  em 84,80% das vezes e  $R^2 \geq 0,70$  para a estimativa de  $F_{\text{CH}_4}$  em 57,14% das vezes.

#### 2.2.4 Análise fitossociológica e biomassa das raízes

Para análise fitossociológica foi realizado inventário florístico nas mesmas parcelas usadas para o estudo de fluxo de gases. Foram mensuradas todas as espécies arbóreas lenhosas com diâmetro à altura do peito (DAP)  $\geq 10$  cm e as palmeiras com circunferência à altura do peito (CAP)  $\geq 10$  cm e estimada a altura total (cm) (LAU; JARDIM, 2013). A área basal (AB) foi calculada para todas as espécies amostradas usando a seguinte fórmula:  $AB = \pi \times (DAP/2)^2$  (ASSIS et al., 2019). A identificação botânica foi realizada diretamente no campo por um parataxonomista do Departamento de Botânica do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). Os parâmetros fitossociológicos de Densidade relativa (DR), Frequência Relativa (FR), Dominância relativa (DoR), Índice de valor de cobertura (VC) e Índice de valor de importância (VI) foi calculado pelo Programa Mata Nativa 4 (CIENITEC, 2016).

O estoque de raízes foi determinado no período seco e chuvoso em cada parcela. A técnica de amostragem do solo foi segundo Cattanio et al. (2004), com auxílio de um trado tipo copo. As amostras de solo com  $196 \text{ cm}^3$  (área coletada de  $19,6 \text{ cm}^2$ , profundidade de 10 cm), foram lavadas em água corrente com auxílio de peneiras de 2 mm de malha. Em seguida, as raízes foram separadas na classe de diâmetro  $< 2,0$  mm, classificadas como raízes finas, e com diâmetro  $\geq 2,0$  mm, as quais foram classificadas como raízes grossas (SHI et al., 2017; CATTANIO et al., 2004). Depois de separadas, as raízes foram secas em estufa a  $65 \text{ }^\circ\text{C}$ , por 72 horas e posteriormente pesadas em balança analítica.

### 2.2.5 Variáveis ambientais

Os dados de precipitação foram disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2021), sendo que a estação meteorológica está localizada no município de Belém com coordenadas geográficas 1°26'09.00" S e 48°26'14.00" W, a uma distância de 6,5 km da área de estudo. A temperatura do solo ( $T_s$ , °C) foi medida com um termômetro portátil digital (modelo TP101) na profundidade de aproximadamente 2,0 cm. A temperatura ( $T_a$ , °C) e umidade relativa (HR, %) do ar foram medidas continuamente durante as medições de fluxo a 100 cm acima da superfície do solo usando um sensor HOBO pro V2 distribuídos em cada parcela, com registro de dados a cada 10 minutos.

Para medição da altura do lençol freático, em cada parcela foi feito um buraco de 120 cm de profundidade com auxílio de um trado (diâmetro 5 cm). A cada análise de fluxo a altura do lençol freático foi medida com uma fita métrica em relação à superfície do solo (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019). Valores negativos representam abaixo do solo e positivos acima da superfície do solo. Os dados da altura da maré foram fornecidos pelo do Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (MARINHA DO BRASIL, 2021) localizado no porto de Belém (01°26'.2 S e 048°29'.6 W).

Em cada parcela foram coletadas três amostras de solo (0-10 cm de profundidade) para a realização de análises químicas e físicas, conforme metodologia da EMBRAPA (2017) e analisadas no Laboratório de Análises Químicas do MPEG. Para análise do carbono microbiano ( $C_{mic}$ ) e nitrogênio microbiano ( $N_{mic}$ ) foi aplicado a metodologia irradiação-extração (MENDONÇA; MATOS, 2005; FERREIRA; CAMARGO; VIDOR, 1999; ISLAM; WEIL, 1998). O teor de carbono orgânico total (COT) foi analisado com o método de dicromato de potássio e titulação com sulfato ferroso amoniacal (EMBRAPA, 2017). O nitrogênio orgânico total (NOT) e a matéria orgânica (MO) do solo foram calculados através de volumetria de oxirredução pelo método Walkley-Black (EMBRAPA, 2017; SILVA, 2018; MENDONÇA; MATOS, 2005).

Em cada parcela, no momento das medições de fluxo de gases, foram coletadas quatro amostras de solo, a uma profundidade de 0 a 10 cm, para a determinação da umidade gravimétrica (EMBRAPA, 2017). O pH do solo foi medido pelo método do potenciômetro em água deionizada e calibrado com soluções padrão com pH 4,0 e pH 7,0 (EMBRAPA, 2017). Os teores de areia, silte e argila na amostra do solo foram calculados pelo método da pipeta (EMBRAPA, 2017; SILVA, 2018).

### 2.2.6 Análise estatística dos Dados

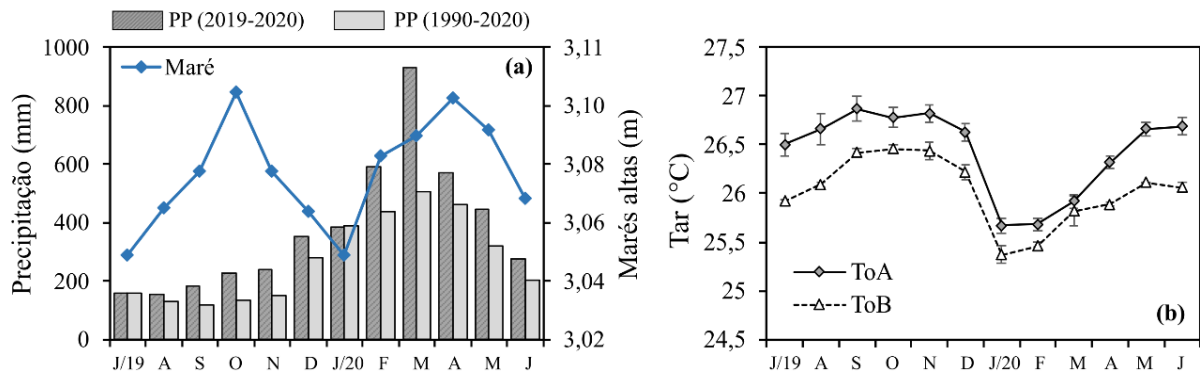
Todas as médias foram testadas quanto à normalidade, usando o teste de Shapiro-Wilks. Quando a normalidade não foi atendida, transformações logarítmicas foram realizadas. Uma análise de variância (ANOVA) de dois fatores de medidas repetidas foi usada para testar o efeito das parcelas (ToA e ToB) e nos meses de amostragem nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>. Na ANOVA as médias foram comparadas pelo teste de diferença significativa de Tukey para indicar as diferenças entre as médias. As diferenças foram consideradas significativas ao nível de probabilidade de  $p < 0,05$ . Os efeitos da variação mensal e espacial, variação topográfica e sazonal foram testados usando a ANOVA de dois fatores. As relações entre os fluxos médios de GEE e as variáveis ambientais e físico-químicas do solo foram avaliadas usando correlações lineares de Pearson e uma análise de componentes principais (PCA). As análises estatísticas foram realizadas com o software estatístico InfoStat versão 2020 (DI RIENZO et al., 2020) e SigmaPlot 12,0 (Systat Software, San Jose, CA).

### 2.3 Resultados

A precipitação pluvial (PP) média anual do período de 30 anos (1990 – 2020) na região de Belém foi  $3.286,54 \pm 82,02$  mm, e a precipitação total anual durante o período de estudo (2019 – 2020) foi 4.505,1 mm. Nos meses secos, de junho 2020 a novembro de 2019, a precipitação total foi de 1.311,40 mm, com menor valor em agosto com 152,50 mm. O período chuvoso foi de dezembro 2019 a maio de 2020 apresentando uma precipitação de 3.193,70 mm, sendo março (931,10 mm) o mês com maior precipitação (Figura 4a). A temperatura média anual do ar no período de 30 anos (1990 – 2020) na região de Belém foi 26,8 °C e durante o período de estudo a média da Tar foi 27,1 °C (Figura 4b).

As médias da maré alta com menor volume de água aconteceram no período seco e chuvoso, em julho e janeiro, respectivamente, com 3,05 m acima do nível médio do mar, e as mais elevadas no período seco e chuvoso, em outubro e abril, respectivamente, com 3,10 m. A maré nesta área pertence à classificação semi-diurna (LEITE NETO; SAAVEDRA; SOUZA RIBEIRO, 2015), com um intervalo de marés de 6 horas, com nível médio de 1,85 m (Figura 4a).

Figura 4 – Precipitação total mensal (jul/2019 a jun/2020), precipitações climatológicas mensais (média 1990-2020) e média das marés mais altas (m) na região de Belém (a). Temperatura média mensal em °C no local de estudo em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB) (b).



### 2.3.1 Fluxo de CO<sub>2</sub> do solo de várzea

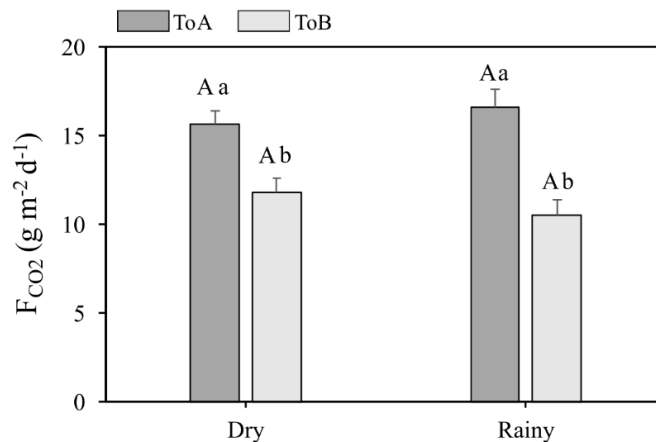
Os  $F_{CO_2}$  médio mensal, quando diferiu significativamente entre as topografias, foi maior na topografia alta (ToA) em comparação a topografia baixa (ToB), contudo apenas no mês de junho a ToA apresentou um  $F_{CO_2}$  menor do que a ToB (Tabela 1). Os  $F_{CO_2}$  diferiam entre as topografias em agosto, outubro, novembro, janeiro e março ( $p < 0,05$ ). Na ToA os  $F_{CO_2}$  foram estatisticamente ( $p < 0,001$ ) maiores nos meses de dezembro, março e julho em relação a maio, agosto, fevereiro, maio e junho, não diferindo nos demais meses. Na ToB, os  $F_{CO_2}$  significativamente ( $p < 0,001$ ) maiores em dezembro, julho e setembro em relação aos demais meses do ano, à exceção de abril e novembro que não diferiram entre si (Tabela 1). Em relação ao efeito da sazonalidade, o  $F_{CO_2}$  médio entre o período seco e mais chuvoso variou de  $13,78 \pm 0,55$  para  $13,41 \pm 0,69$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, respectivamente. Desta forma o  $F_{CO_2}$  foi maior em período seco, tanto na ToA como na ToB (Tabela 1). Na floresta de várzea o  $F_{CO_2}$  para o ano de estudo na ToA ( $n = 270$ ) foi de  $16,08 \pm 0,61$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> o qual foi 30,53% maior do que o encontrado na ToB ( $n = 276$ ) (Tabela 1). Com isso, os  $F_{CO_2}$  médios totais neste estudo foram de  $13,60 \pm 0,44$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>.

Tabela 1 - Fluxo mensal e sazonal (estação seco e chuvosa) de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>; g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>; mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) nas topografias alta (ToA) e baixa (ToB) em área de várzea do estuário amazônico. Os números representam a média ± erro padrão. Letras minúsculas comparam topografias no mesmo mês, as letras maiúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Diferentes letras (em negrito) apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05).

Período	F <sub>CO2</sub> (g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )		F <sub>CH4</sub> (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	
	ToA	ToB	ToA	ToB
Junho/20	4,00 ± 0,31 <sup>a</sup>	4,98 ± 1,70 <sup>a</sup>	2,05 ± 1,87 <sup>a</sup>	184,61 ± 554,59 <sup>a</sup>
Julho/19	22,29 ± 1,06 <sup>a</sup>	21,61 ± 2,09 <sup>a</sup>	-0,63 ± 0,24 <sup>a</sup>	79,80 ± 39,38 <sup>a</sup>
Agosto	<b>14,44 ± 1,57<sup>a</sup></b>	<b>8,70 ± 1,16<sup>b</sup></b>	<b>-0,37 ± 0,17<sup>b</sup></b>	<b>48,70 ± 18,62<sup>a</sup></b>
Setembro	20,95 ± 1,69 <sup>a</sup>	17,25 ± 1,86 <sup>a</sup>	-0,79 ± 0,17 <sup>a</sup>	173,98 ± 107,30 <sup>a</sup>
Outubro	<b>16,88 ± 1,20<sup>a</sup></b>	<b>6,06 ± 0,77<sup>b</sup></b>	0,51 ± 0,71 <sup>a</sup>	28,73 ± 17,38 <sup>a</sup>
Novembro	<b>15,36 ± 1,59<sup>a</sup></b>	<b>10,61 ± 1,50<sup>b</sup></b>	<b>0,30 ± 0,27<sup>b</sup></b>	<b>123,08 ± 46,50<sup>a</sup></b>
<b>Seco</b>	<b>15,65 ± 0,73<sup>aA</sup></b>	<b>11,82 ± 0,81<sup>bA</sup></b>	<b>0,18 ± 0,34<sup>aA</sup></b>	<b>103,09 ± 73,93<sup>aB</sup></b>
Dezembro/19	28,61 ± 2,04 <sup>a</sup>	24,29 ± 2,71 <sup>a</sup>	-0,71 ± 0,12 <sup>a</sup>	214,72 ± 126,83 <sup>a</sup>
Janeiro/20	<b>17,92 ± 1,60<sup>a</sup></b>	<b>7,66 ± 1,29<sup>b</sup></b>	0,14 ± 0,18 <sup>a</sup>	296,66 ± 219,79 <sup>a</sup>
Fevereiro	9,64 ± 0,98 <sup>a</sup>	7,46 ± 0,99 <sup>a</sup>	<b>0,39 ± 0,35<sup>b</sup></b>	<b>1.001,50 ± 397,89<sup>a</sup></b>
Março	<b>22,57 ± 5,60<sup>a</sup></b>	<b>6,36 ± 1,30<sup>b</sup></b>	-0,11 ± 0,57 <sup>a</sup>	938,05 ± 686,86 <sup>a</sup>
Abril	14,49 ± 1,08 <sup>a</sup>	11,32 ± 2,24 <sup>a</sup>	<b>2,41 ± 1,36<sup>b</sup></b>	<b>1.069,60 ± 473,28<sup>a</sup></b>
Mai	6,79 ± 1,02 <sup>a</sup>	6,19 ± 1,22 <sup>a</sup>	-0,42 ± 0,78 <sup>a</sup>	95,07 ± 174,00 <sup>a</sup>
<b>Chuvoso</b>	<b>16,58 ± 1,02<sup>aA</sup></b>	<b>10,51 ± 0,88<sup>bA</sup></b>	<b>0,35 ± 0,31<sup>bA</sup></b>	<b>582,30 ± 161,16<sup>aA</sup></b>

Houve um aumento do F<sub>CO2</sub> de 5,94% e uma redução de 11,08% do período seco para chuvosa nas ToA e ToB, respectivamente. Também, houve diferenças altamente significativas (p<0,001) topográfica, com maior F<sub>CO2</sub> na topografia alta nos dois períodos climáticos (Figura 5).

Figura 5 - Fluxo de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub> g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) sazonal e topográfica em área de várzea estuarina Belém (PA). Em topografia alta (ToA) e topografia baixo (ToB). As barras representam (média ± erro padrão). Letras maiúsculas comparam a sazonalidade e as letras minúsculas comparam a topografia em cada período. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05).

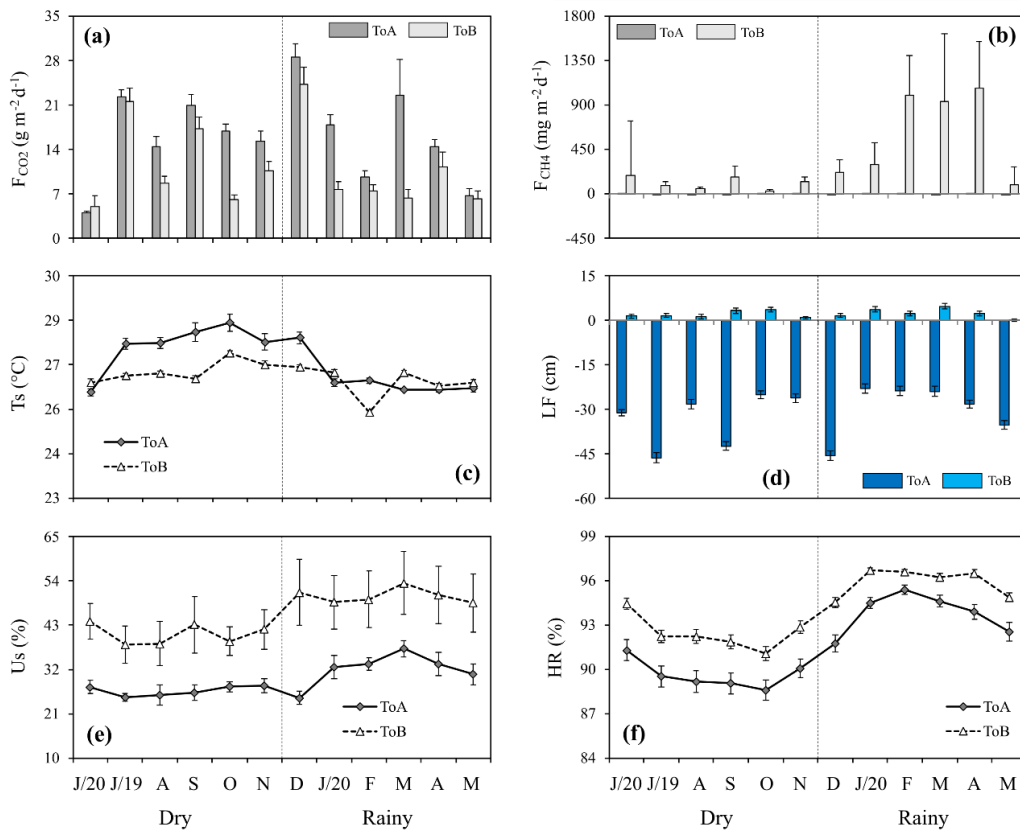


Os F<sub>CO2</sub> sugerem uma tendência sazonal aparente, aumentado à medida que as taxas mensais de precipitação diminuíram (Figura 4a; Tabela 1), onde os maiores F<sub>CO2</sub> coincidiram



com Ts e Tar mais elevada (27,91 e 26,63 °C, respectivamente) no período seco, nas duas topografias (Figura 6c; 4a, respectivamente). Da mesma forma os  $F_{CO_2}$  foram maiores com a menor Us (24,94%) (Figura 6e), assim como com o menor HR (91,75%) e a menor PP (1.311,4 mm) (Figura 6f e 4a, respectivamente) e com a altura do lençol freático abaixo da superfície (-45,56 cm) (Figura 6d). Em contraste, os menores  $F_{CO_2}$  foram observados quando as Ts e Tar foram menores (26,41 e 26,06 °C, respectivamente), com maior Us (49.09%) (Figura 6e), e com o lençol freático acima da superfície do solo (2,42 cm) (Figura 6d), assim, com o maior HR (94,45%) e PP (3.193,7 mm) (Figura 6f; 4a, respectivamente).

Figura 6 – (a) Fluxo de  $CO_2$  ( $F_{CO_2}$ ) em  $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ , (b) Fluxo de  $CH_4$  ( $F_{CH_4}$ ) em  $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ , (Ts) temperatura do solo (c), (d) lençol freático (LF), (e) umidade do solo (Us) e (f) umidade relativa do ar (HR), de julho 2019 a junho 2020 (período seco = junho 2020, julho a novembro 2019; período chuvoso = dezembro 2019, janeiro a maio 2020), em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB). A linha traço representa a divisão do período (seco e chuvoso). Valores expressos em médias mensais.



### 2.3.2 Fluxo de $CH_4$ do solo de várzea

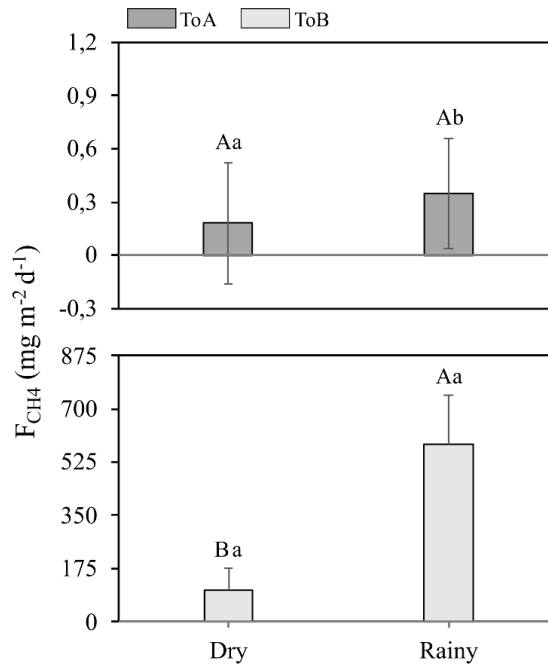
Os  $F_{CH_4}$  médio mensal, quando diferiu significativamente entre as topografias, foi maior na ToB em comparação à ToA, com fluxos estatisticamente diferentes entre as topografias em agosto, novembro, fevereiro e abril ( $p < 0,05$ ). Na ToA, o  $F_{CH_4}$  se comportou como sumidouro (consumo de  $CH_4$  da atmosfera) durante seis meses analisados (julho, agosto, setembro, dezembro, março e maio). Contudo o solo da ToB foi fonte de  $CH_4$  durante todos os meses do

ano, maiores nos meses de fevereiro, março e abril em relação aos demais meses estudados (Figura 6). O  $F_{CH_4}$  médio variou de  $51,63 \pm 37,03 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no período seco a  $310,42 \pm 87,61 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no período chuvoso. Desta forma o  $F_{CH_4}$  foi maior no período chuvoso, tanto na ToB como na ToA (Figura 6). Os maiores  $F_{CH_4}$  foi observado no período chuvoso e ToB  $1.069,60 \pm 473,28 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , e o maior consumo de  $CH_4$  da atmosfera foi de  $-0,79 \pm 0,17 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no período seco na ToA (Tabela 1). Na floresta de várzea o  $F_{CH_4}$  para o ano de estudo variou de  $0,26 \pm 0,23 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em ToA ( $n = 259$ ) para  $342,69 \pm 89,67 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na ToB ( $n = 276$ ), sendo significativamente maior na ToB (Figura 6). O  $F_{CH_4}$  médio total neste estudo foi de  $176,92 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ .

Na ToB, o  $F_{CH_4}$  foi claramente dependente da sazonalidade, como maiores fluxos no período de maior precipitação (Figura 6b). A temperatura do solo ( $T_s$ ) foi maior no período seco, nas duas topografias, em comparação ao período chuvoso (Figura 6c), e o oposto aconteceu com a umidade do solo ( $U_s$ ) e umidade relativa (HR) (Figura 6e; 6f, respectivamente). A altura do lençol freático (LF), o qual é movido pelas marés, ficou sempre abaixo da superfície do solo na ToA, e contrariamente acima da superfície do solo na ToB, nas duas estações estudadas (Figura 6d). Os maiores  $F_{CH_4}$  foi observado na ToB e período chuvoso (Figura 6b), e com maior  $U_s$  (42,45%) e HR (96,23%) (Figura 6e e 6f, respectivamente), quando o lençol freático estava acima da superfície do solo (4,78 cm) (Figura 6d). Enquanto os menores  $F_{CH_4}$  foi observado na ToA e no período seco (Figura 6b), com a menor  $U_s$  (19,22 %) e HR (89,06%) (Figura 6e e 6f, respectivamente), e quanto o lençol freático estava abaixo da superfície (-42,31 cm) (Figura 6d).

O  $F_{CH_4}$  na ToB seguiu um padrão sazonal, com fluxo de  $CH_4$  dos solos 48,57% e 82,30% maior durante o período chuvoso em comparação ao período seco nas ToA e ToB, respectivamente (Figura 7). Apenas na ToA no período seco a metade da amostragem se apresentou como sumidouro de  $CH_4$  (Figura 7). O  $F_{CH_4}$  no período chuvoso mostrou diferenças significativas ( $p < 0,001$ ) entre a ToA e ToB, com maior fluxo na ToB em comparação à ToA nos dois períodos, sendo que no período seco a topografia alta atuou como sumidouro e a topografia baixa como produtora de  $CH_4$  para a atmosfera (Figura 7).

Figura 7 – Fluxo de CH<sub>4</sub> (F<sub>CH<sub>4</sub></sub> mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) sazonal e topográfica em área de várzea estuarina Belém (PA). Em topografia alta (ToA) e topografia baixo (ToB). As barras representam (média ± erro padrão). Letras maiúsculas comparam a sazonalidade e as letras minúsculas comparam a topografia em cada período. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey (p<0,05).



### 2.3.3 Variações ambientais

A Ts anual foi 26,85 °C na ToA e ToB, sendo significativamente maior (p<0,05) na ToA do que na ToB apenas no período seco, assim mesmo, foi significativamente maior (p<0,05) no período seco do que no período chuvoso nas duas topografias (Tabela 2). A Us foi significativamente maior (p<0,05) na ToB e período chuvoso do que na ToA e período seco, respectivamente (Tabela 2). A altura do LF foi maior na ToB (acima da superfície do solo) no período seco e chuvoso, estatisticamente significativo entre as topografias nos dois períodos (p<0,05) (Tabela 2). A Tar foi maior na ToA, nos dois períodos, com diferença estatística (p<0,05) entre as duas topografias e entre períodos sazonais. A UR foi maior na ToB e período chuvoso que atingiu até 95,84 %, diferindo significativamente (p<0,05) entre as duas topografias e entre períodos sazonais (Tabela 2).

Tabela 2 – Variação sazonal e topográfica das variáveis ambientais. Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ); letras maiúsculas comparam a topografia em cada período e letras minúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Os números representam (média  $\pm$  erro padrão).

Variáveis ambientais	Topografia	Seco	Chuvoso
Ts (°C)	ToA	27,94 $\pm$ 0,10 <sup>Aa</sup>	26,25 $\pm$ 0,04 <sup>Ab</sup>
	ToB	26,86 $\pm$ 0,04 <sup>Ba</sup>	26,32 $\pm$ 0,06 <sup>Ab</sup>
Us (%)	ToA	26,24 $\pm$ 0,34 <sup>Bb</sup>	32,46 $\pm$ 0,61 <sup>Ba</sup>
	ToB	41,97 $\pm$ 1,18 <sup>Ab</sup>	49,09 $\pm$ 1,16 <sup>Aa</sup>
LF (cm)	ToA	-35,55 $\pm$ 0,99 <sup>Bb</sup>	-27,48 $\pm$ 0,70 <sup>Ba</sup>
	ToB	2,07 $\pm$ 0,30 <sup>Aa</sup>	2,42 $\pm$ 0,34 <sup>Aa</sup>
Tar (°C)	ToA	26,71 $\pm$ 0,05 <sup>Aa</sup>	26,16 $\pm$ 0,11 <sup>Ab</sup>
	ToB	26,26 $\pm$ 0,05 <sup>Ba</sup>	25,80 $\pm$ 0,07 <sup>Bb</sup>
UR (%)	ToA	89,69 $\pm$ 0,38 <sup>Bb</sup>	93,70 $\pm$ 0,36 <sup>Ba</sup>
	ToB	92,46 $\pm$ 0,38 <sup>Ab</sup>	95,84 $\pm$ 0,35 <sup>Aa</sup>

Ts (°C) = Temperatura do solo; Us (%) = umidade do solo; LF (cm) = Lençol freático Tar (°C) = Temperatura do ar; UR (%) = Umidade relativa do ar.

O pH médio do solo foi de  $4,2 \pm 0,04$  e  $4,1 \pm 0,07$  para as duas topografias (ToA e ToB), respectivamente (Tabela 3). O Cmic e Nmic foram semelhantes nos dois locais de estudo, sendo 1,6 a 1,8 g Cmic kg<sup>-1</sup> solo e 37,1 a 39,7 mg N kg<sup>-1</sup> solo para ToA e ToB, respectivamente (Tabela 3). Nesse sentido, não foi encontrado diferença significativa ( $p > 0,05$ ) entre as duas topografias para estas variáveis (pH, Cmic e Nmic). O COT, NOT, a relação C/N e MO foi significativamente maior ( $p < 0,05$ ) na ToB do que na ToA (Tabela 3). Os teores de argila e silte variaram significativamente ( $p < 0,05$ ) entre as duas topografias, porém o teor de areia total não apresentou significância estatística (Tabela 3).

Tabela 3 - Características físico-químicas do solo da camada superior de 10 cm, em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB) no período seco. Letras diferentes representam significância entre as médias de distribuição normal entre as duas topografias pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).

Topografia	Sitio	pH	Cmic	Nmic	COT	NOT	C/N	MO	Areia Total	Argila	Silte
			g kg <sup>-1</sup>	mg kg <sup>-1</sup>	g kg <sup>-1</sup>	g kg <sup>-1</sup>		g kg <sup>-1</sup>		g kg <sup>-1</sup>	
ToA	A1	4,3	1,6	32,7	21,2	1,7	12,8	36,5	22,5	220,0	757,5
	A2	4,2	1,6	46,3	17,3	1,6	10,9	29,8	12,5	235,0	752,5
	A3	4,2	1,7	32,3	19,9	1,7	11,4	34,3	17,5	272,5	710,0
	Média	<b>4,2<sup>A</sup></b>	<b>1,6<sup>A</sup></b>	<b>37,1<sup>A</sup></b>	<b>19,5<sup>B</sup></b>	<b>1,7<sup>B</sup></b>	<b>11,7<sup>B</sup></b>	<b>33,6<sup>B</sup></b>	<b>17,5<sup>A</sup></b>	<b>242,5<sup>B</sup></b>	<b>740,0<sup>A</sup></b>
ToB	B1	3,9	2,1	27,2	42,8	3,1	14,0	73,7	10,0	495,0	495,0
	B2	3,9	2,0	69,2	44,5	3,3	13,4	76,7	12,5	487,5	500,0
	B3	4,4	1,4	22,6	19,0	1,7	11,4	32,7	15,0	315,0	670,0
	Média	<b>4,1<sup>A</sup></b>	<b>1,8<sup>A</sup></b>	<b>39,7<sup>A</sup></b>	<b>35,4<sup>A</sup></b>	<b>2,7<sup>A</sup></b>	<b>13,0<sup>A</sup></b>	<b>61,0<sup>A</sup></b>	<b>12,50<sup>A</sup></b>	<b>432,5<sup>A</sup></b>	<b>555,0<sup>B</sup></b>

pH = Potencial Hidrogeniônico; Cmic (g kg<sup>-1</sup>) = Carbono microbiano; Nmic (mg kg<sup>-1</sup>) = Nitrogênio microbiano; COT (g kg<sup>-1</sup>) = Carbono orgânico total; NOT (g kg<sup>-1</sup>) = Nitrogênio orgânico total; C/N = relação carbono nitrogênio; MO (g kg<sup>-1</sup>) = Matéria orgânica e granulometria (areia total, argila e silte) em g kg<sup>-1</sup>.

Nas parcelas (3  $\times$  0,05 ha) foram registrados 144 indivíduos distribuídos em 8 famílias e 10 espécies na topografia alto, e 154 indivíduos distribuídos em 6 famílias e 7 espécies na

topografia baixa. Na topografia alta *E. oleracea* se destacou em relação às demais espécies em número de indivíduos (58), abundância (40,28%), dominância (29,05%), índice de valor de cobertura (VC) (34,66%) e índice de valor de importância (VI) (28,37%). Na sequência com maiores VI foram *T. cacao*, *Bactris gasipaes* Kunth, *T. grandiflorum* (Willd. ex Spreng.) Schum., e *Spondias mombin* L. (Tabela 4). Do mesmo modo, na topografia baixa *E. oleracea* foi muito maior em número de indivíduos (138), abundância (89,61%), dominância (41,50%), índice de valor de cobertura (65,56%) e índice de valor de importância (52,04%), seguido por *Carapa guianensis* Aubl., *Pterocarpus amazonicus* Huber., *Virola surinamensis* (Rol. ex Rottb.) Warb. e *Symphonia globulifera* L. f. (Tabela 4).

Tabela 4 – Parâmetros fitossociológicos em topografia alta (ToA) e topografia baixa (ToB), amostradas em 0,15 ha em cada topografia de floresta de várzea Amazônica na Ilha do Combú, Belém, PA. Número de indivíduos (N); Área basal (AB) ( $\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$ ); Densidade relativa (DR; %); Frequência relativa (FR; %); Dominância relativa (DoR; %); Índice de valor de cobertura (VC; %) e Índice de valor de importância (VI; %).

	Família	Espécie	N	AB	DR	FR	DoR	VC	VI
ToA	Arecaceae	<i>Euterpe oleracea</i> Mart.	58	20,94	40,28	15,79	29,05	34,66	28,37
	Malvaceae	<i>Theobroma cacao</i> L.	37	2,33	25,69	15,79	3,23	14,46	14,90
	Anacardiaceae	<i>Spondias mombin</i> L.	4	22,40	2,78	10,53	31,08	16,93	14,79
	Euphorbiaceae	<i>Hura crepitans</i> L.	4	5,95	2,78	10,53	8,26	5,52	7,19
	Bursereaceae	<i>Protium krukoffii</i> Swart	1	2,37	0,69	5,26	3,29	1,99	3,08
	Arecaceae	<i>Bactris gasipaes</i> Kunth	31	11,50	21,53	15,79	15,96	18,74	17,76
	Myristicaceae	<i>Virola surinamensis</i> (Rol. ex Rottb.) Warb.	1	2,49	0,69	5,26	3,45	2,07	3,14
	Malvaceae	<i>Theobroma grandiflorum</i> (Willd. ex Spreng.) K. Schum.	6	2,62	4,17	10,53	3,64	3,90	6,11
	Meliaceae	<i>Carapa guianensis</i> Aubl.	1	0,22	0,69	5,26	0,30	0,50	2,09
	Fabaceae	<i>Inga edulis</i> Mart.	1	1,26	0,69	5,26	1,75	1,22	2,57
	<b>Total</b>		<b>144</b>	<b>72,07</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>
ToB	Arecaceae	<i>Euterpe oleracea</i> Mart.	138	67,41	89,61	25,00	41,50	65,56	52,04
	Myristicaceae	<i>Virola surinamensis</i> (Rol. ex Rottb.) Warb.	3	11,88	1,95	16,67	7,31	4,63	8,64
	Meliaceae	<i>Carapa guianensis</i> Aubl.	4	6,91	2,60	16,67	4,25	3,42	7,84
	Clusiaceae	<i>Symphonia globulifera</i> L. f.	3	21,44	1,95	8,33	13,20	7,57	7,83
	Arecaceae	<i>Raphia taedigera</i> (Mart.) Mart.	1	2,44	0,65	8,33	1,50	1,08	3,49
	Fabaceae	<i>Pterocarpus amazonicus</i> Huber.	3	51,12	1,95	16,67	31,48	16,71	16,70
	Euphorbiaceae	<i>Hevea brasiliensis</i> Mull. Arg.	2	1,22	1,30	8,33	0,75	1,03	3,46
		<b>Total</b>		<b>154</b>	<b>162,41</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

A biomassa de raízes finas ( $\text{BR} < 2,0 \text{ mm}$ ) e grossas ( $\text{BR} \geq 2,0 \text{ mm}$ ) foi estatisticamente maior ( $p < 0,001$ ) na ToB do que na ToA tanto no período seco quanto no chuvoso. No entanto, na mesma altura topográfica não houve diferença significativa quando comparado as duas estações (Tabela 5).

Tabela 5 – Biomassa de raízes sazonal e topográfica em área de várzea Amazônica. Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ); letras minúsculas comparam a topografia em cada estação e letras maiúsculas comparam a sazonalidade em cada topografia. Os números representam (média  $\pm$  erro padrão).

	Topografia	B.R < 2 mm Mg ha <sup>-1</sup>	B.R $\geq$ 2 mm Mg ha <sup>-1</sup>	Total
Estação seca	ToA	2,68 $\pm$ 0,46 <sup>bA</sup>	3,88 $\pm$ 0,57 <sup>bA</sup>	6,57 $\pm$ 0,40 <sup>bA</sup>
	ToB	8,23 $\pm$ 0,82 <sup>aA</sup>	8,74 $\pm$ 1,64 <sup>aA</sup>	16,97 $\pm$ 0,88 <sup>aA</sup>
Estação chuvosa	ToA	2,08 $\pm$ 0,40 <sup>bA</sup>	3,64 $\pm$ 0,61 <sup>bA</sup>	5,72 $\pm$ 0,42 <sup>bA</sup>
	ToB	7,20 $\pm$ 0,78 <sup>aA</sup>	8,17 $\pm$ 1,12 <sup>aA</sup>	15,38 $\pm$ 0,67 <sup>aA</sup>

BR < 2,0 mm (Mg ha<sup>-1</sup>) = biomassa de raízes finas e BR  $\geq$  2,0 mm (Mg ha<sup>-1</sup>) = Biomassa de raízes intermédias e grossas.

## 2.4 Discussão

### 2.4.1 Medições de fluxo de CO<sub>2</sub>

O F<sub>CO<sub>2</sub></sub> médio anual do solo de várzea da APA Combú foi de 13,60  $\pm$  0,44 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, compatível com o encontrado em floresta tropical Amazônica (13,15 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) no Brasil (SILVA JÚNIOR et al., 2013). Entretanto, o F<sub>CO<sub>2</sub></sub> médio neste estudo foi maior do que uma floresta tropical (10,80 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) na Amazônia oriental (GONÇALVES, 2009) e em uma planície de inundação (11,78 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) na Virginia, EUA (BATSON et al., 2015). Porém, o valor registrado ficou baixo de uma floresta de várzea do estuário (23,57 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) na Amazônia Brasileira (LIRA-GUEDES et al., 2021), de uma zona úmida tropical (17,56 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) em Uganda, África (WERE et al., 2021), e uma zona úmida tropical (21,51 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) no Zimbábue, África (NYAMADZAWO et al., 2015). Com isto, as taxas de F<sub>CO<sub>2</sub></sub> registrados neste estudo estão dentro das faixas relatadas em uma floresta de várzea estuarina no Brasil, dominada por palmeiras de açaí cujos valores ficaram entre 1,41 a 108,54 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> segundo Lira-Guedes et al. (2021) e em outras zonas úmidas tropicais florestadas os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> variaram entre 0,72 a 97,32 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (SJÖGERSTEN et al., 2014).

O valor médio mais alto de F<sub>CO<sub>2</sub></sub> calculado neste estudo foi na ToA com 28,61 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. O maior fluxo reportado para uma planície de inundação de várzea foi de 38,40 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (ENSOR, 2016), e para uma planície de inundação tropical úmida foi de 14,49 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> ao norte de Austrália (BASS et al., 2014). Por outro lado, na ToB, com períodos quase permanente de inundação ocasionado pelas marés, o F<sub>CO<sub>2</sub></sub> variou de 4,98 a 24,29 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, que estão no intervalo de um estudo em floresta inundada tropical na bacia Amazônica, a qual anotou uma variação de -0,84 a 58,08 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (AMARAL et al., 2020). Os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> também variam pelo tipo de ecossistema de várzea, como em dique (13,69 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) ou pantanal (11,78 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) (BATSON et al., 2015). Os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> sazonal, do presente estudo tivemos os maiores fluxos de CO<sub>2</sub> no período seco na ToB e no chuvoso na ToA. Esse

resultado é compatível com o relatado em uma zona úmida tropical natural (WERE et al., 2021).

#### 2.4.2 Controles sazonais e influência da topografia nos $F_{CO_2}$

O  $F_{CO_2}$  do solo variou topograficamente, com maior produção de  $CO_2$  durante o período seco e na ToA, que foi 2,69% e 30,53% maior do que o período chuvoso e na ToB, respectivamente. A mesma variação sazonal foi observada em ecossistemas semelhantes denominadas de turfeiras tropicais de várzea florestada (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019), porém, diferente de outras áreas da região amazônica, como a terra firme (SILVA et al., 2016; ZANCHI et al., 2012). Em áreas de terra firme na Amazônia já foi verificado a redução do  $F_{CO_2}$  no período chuvoso (PINTO-JUNIOR et al., 2009). Enquanto à topografia, em uma floresta subtropical o  $F_{CO_2}$  varia espacialmente pela diferença topográfica do solo em escala mínima (JIANG et al., 2020). Para a floresta de várzea não se tem estudos que determinaram a influência da topografia do solo a respeito dos fluxos de GEE.

Essa variação sazonal e topográfica nos  $F_{CO_2}$  parece ser controlada principalmente pela temperatura e umidade do solo. Neste estudo, o aumento da  $T_s$  contribuiu para maiores emissões de  $CO_2$  do solo. A emissão de  $CO_2$  aumenta exponencialmente com o aumento da  $T_s$ , a qual deve favorecer a atividade biológica (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998). O aumento das emissões de gases pelas altas temperaturas em regiões tropicais favorece o aumento da taxa de decomposição da matéria orgânica em solos de áreas úmidas (WERE et al., 2019; VILLA; BERNAL, 2018). No estuário amazônico as temperaturas médias do ar estão aumentando, o que pode resultar em um provável aumento do  $F_{CO_2}$ , a qual afirmação já foi comprovado para outros ecossistemas (SÁ et al., 2019). Ao contrário, o aumento da umidade do solo em área de várzea do estuário amazônico contribuiu para menores  $F_{CO_2}$ , além da redução da temperatura do solo e do ar. Estudos mostram uma redução média de 30% nas taxas de emissão de  $CO_2$  após as chuvas, e com a diminuição da temperatura do solo (ZANCHI et al., 2012; SOTTA et al., 2004). A umidade do solo de 60% da capacidade de campo limita a atividade microbiana em solos de várzea (DENARDIN et al., 2020). Quando a umidade aumenta, os poros do solo são preenchidos com água e os  $F_{CO_2}$  diminuem, pela redução da atividade microbiana aeróbica (BATSON et al., 2015; PINTO-JUNIOR et al., 2009). Aqui foi comprovado que a redução da emissão de  $CO_2$  pode ser limitada quando a umidade do solo é maior que 40% em média.

Por outro lado, neste estudo, à medida que os níveis de umidade do solo diminuem (25%), os solos de várzea aumentam a emissão de  $CO_2$  para a atmosfera. Além disso, quando comparado com a precipitação pluviométrica os fluxos aumentaram à medida que as

precipitações mensais diminuíram (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019; PINTO-JUNIOR et al., 2009). Essa redução da Us gera solos mais aerados e a respiração aeróbica oxidante (microbiana, radicular, e da decomposição da matéria orgânica) aumenta (BATSON et al., 2015), estimulando a emissão de CO<sub>2</sub> do solo por meio do aumento da disponibilidade de O<sub>2</sub> (ZHANG et al., 2015; BLAGODATSKY; SMITH, 2012).

Os dois maiores fluxos de CO<sub>2</sub> aconteceram em dezembro e março, o primeiro com o início constante das precipitações (351 mm), sendo que em março aconteceu a maior precipitação anual (931 mm). Este aumento das precipitações proporcionou um estímulo imediato aos microrganismos decompositores do solo, com provável aumento da atividade metabólica de raízes, como resposta ao aumento da umidade do solo (LIRA-GUEDES et al., 2021). A atividade microbiana aumenta com o teor de água no solo, até chegar a um ponto em que a água desloca o ar para fora do solo, e restringe a difusão e a disponibilidade de oxigênio (DENARDIN et al., 2020). Com isto, o excesso de umidade do solo diminui a produção de CO<sub>2</sub> do solo (HAN et al., 2018; LIU et al., 2014). Por outro lado, à medida que os níveis de umidade da água do solo diminuem, a respiração do solo aumenta gradualmente (HAN et al., 2018; ZHANG et al., 2015).

#### 2.4.3 Influência do lençol freático no F<sub>CO2</sub>

Existem vários mecanismos controladores que podem ter contribuído para a supressão da emissão de CO<sub>2</sub> na ToB em função do aumento da umidade do solo, induzida pelas inundações periódicas resultando no lençol freático acima do solo (Figura 6). As áreas estudadas são sujeitas a inundações diferenciadas, em função do nível topográfico, isto devido a um ciclo diário de maré (enchentes e vazantes) originadas no oceano, mas também é afetada pelas abundantes precipitações regionais (NUNES FILHO, 2016; ALMEIDA; AMARAL; SILVA, 2004). A condição hidrológica do solo é definida pela topografia, que regula a razão de respiração entre os microrganismos aeróbicos e anaeróbicos, que é uma razão decisiva para controlar o fluxo de carbono do solo (DAVIDSON et al., 2000; VERCHOT et al., 2000). Quando a área é inundada se forma uma camada de água no solo que atua como uma barreira que impede a emissão de CO<sub>2</sub> (SOTTA et al., 2004), e produz condição anóxica nas áreas inundadas (BATSON et al., 2015). Os menores F<sub>CO2</sub> na ToB podem ser explicados pelos períodos mais constantes de inundações na ToB. Segundo Nunes Filho (2016) a várzea baixa é inundada por períodos, independentemente da sazonalidade anual.

Durante todo o período de amostragem a ToB foi continuamente inundada, embora tenha ocorrido variações no nível da água entre os períodos seco e chuvoso. Esse nível da água refletiu na altura do LF que ficou acima da superfície do solo (LF de 1 a 5 cm) reduzindo a



emissão de CO<sub>2</sub> (Figura 6). Quando o LF oscila entre -8 e 8 cm (negativo e positivo é abaixo e acima da superfície do solo, respectivamente) ou -5 e 5 cm, as emissões de CO<sub>2</sub> diminuem com o aumento da altura do LF (ZHANG; LIU; AN, 2020; HOYOS-SANTILLAN et al., 2019). Quando a altura do LF ultrapassa a superfície do solo, como consequência da inundação pelas águas do rio, a difusão de O<sub>2</sub> e CO<sub>2</sub> através da coluna de água restringe as taxas de emissão do solo (ENSOR, 2016; BU et al., 2015), contudo o CO<sub>2</sub> pode se difundir para dentro da água, e permanecer como carbono inorgânico dissolvido na água. Também diminui a disponibilidade de O<sub>2</sub> resultando em condições anaeróbicas a qual inibe a produção de CO<sub>2</sub> devido à saturação de água no solo (WERE et al., 2021; WEI et al., 2020; VILLA; BERNAL, 2018). Por outro lado, na ToA dificilmente foi inundado (Figura 6d), ficando a altura do LF abaixo da superfície do solo (< 10 cm), o que resultou em um aumento da emissão de CO<sub>2</sub> do solo (Figura 6a). Estudos realizados em uma floresta de pântanos com palmeiras e em floresta mista, o F<sub>CO2</sub> foi maior quando o lençol freático estava abaixo da superfície do solo (altura do lençol freático < 5 cm) (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019), onde foi atribuído a uma decomposição aeróbia da matéria orgânica do solo (COBB et al., 2017).

No período chuvoso, os maiores F<sub>CO2</sub> foram em dezembro e março, que coincidiram com as marés baixa e alta (3,06 m e 3,09 m, respectivamente). Nunes Filho (2016) afirma que a maior inundação da floresta de várzea é em março e abril, que é afetada pelo movimento das marés semidiurnas oceânicas. Segundo estudos mencionam que os movimentos das marés influenciam os F<sub>CO2</sub> (WEI et al., 2020; BU et al., 2015). O presente estudo mostrou que o aumento da umidade do solo induzida pelo aumento das precipitações, inundações periódicas, LF acima do solo, resulta que na ToB os F<sub>CO2</sub> diminuem como consequência das condições anóxicas em áreas de várzea estuarina. Em áreas encharcadas gera uma condição anaeróbica e impede a decomposição aeróbica da matéria orgânica no solo podendo diminuir a produção de CO<sub>2</sub> do solo (BATSON et al., 2015; BROOKER; BOHRER; MOUSER, 2014).

#### 2.4.4 Parâmetros biogeoquímicos nos F<sub>CO2</sub>

Neste estudo o COT, NOT, C/N e MO do solo de várzea são significativamente maiores na ToB em comparação à ToA, à exceção do C<sub>mic</sub> e N<sub>mic</sub> (Tabela 3). Essa variação pode ser influenciada pelas enchentes provocadas pelo movimento das marés. As áreas de várzea acumulam sedimentos e nutrientes dos rios através da deposição (HOPKINS et al., 2018). De acordo com Yang et al. (2014), o nível de água afeta as propriedades do solo, especialmente o COT e NOT do solo. A influência das propriedades químicas do solo nos F<sub>CO2</sub> apenas na ToB pode ser recorrente da adsorção de gases nas superfícies coloidais das partículas do solo

(BLAGODATSKY; SMITH, 2012). Os menores  $F_{CO_2}$  na ToB podem ser atribuídos à menor disponibilidade de oxigênio que restringe o crescimento e a respiração microbiana (BLAGODATSKY; SMITH, 2012). Esses autores mencionaram que a taxa de decomposição do carbono orgânico depende fortemente da disponibilidade de oxigênio no solo.

#### 2.4.5 Medições de fluxo de $CH_4$

O  $F_{CH_4}$  do solo de várzea, medido ao longo do ano obteve uma média ( $176,92 \pm 46,81$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ). Esses valores foram compatíveis aos observados para uma área de várzea ao sul do Brasil com média anual de  $142 \pm 314$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  (MARANI; ALVALÁ, 2007). No entanto, o  $F_{CH_4}$  para o presente estudo foi muito menor que os valores encontrados em uma planície de inundação tropical úmida ao norte da Austrália, o qual foi de  $607,2$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  (BASS et al., 2014), em zona úmida tropical ( $340,8$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) (WERE et al., 2021) em Uganda, África, e no Zimbábue, outra zona úmida tropical ( $332,47$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) (NYAMADZAWO et al., 2015). Contudo os  $F_{CH_4}$  encontrados aqui foram maiores do que em uma área úmida temperado no Nepal ( $151,2$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) (ZHU et al., 2021). Em uma revisão de vários estudos em zonas úmidas tropicais florestadas os  $F_{CH_4}$  relatados variaram de  $-2,40$  até  $960$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  (SJÖGERSTEN et al., 2014), sendo que a variação encontrada aqui foi de  $-0,79$  a  $1.069,60$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ .

Os estudos em ecossistema de várzea amazônica mostram emissões de  $CH_4$  entre  $250$  a  $330$  mg  $m^{-2}$   $d^{-1}$  (POTTER; MELACK; ENGLE, 2014) cujo valor está de acordo com a média anual de  $342,69$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  encontrado na ToB, na qual ocorreram as inundações durante as medições devido ao movimento das marés. De acordo com Yang et al. (2014), áreas inundadas periodicamente emitem  $1,6$  vezes mais  $CH_4$  que as áreas inundadas permanentemente. Os  $F_{CH_4}$  apresentados neste estudo são um pouco mais altos do que os encontrados em solos tropicais de várzea, sendo que a diferença pode ter sido pela influência das marés periódicas na ToB. Em área sazonalmente inundado reportaram emissões de até  $506,40$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  (YANG et al., 2014), que é  $32,3\%$  maior ao  $F_{CH_4}$  anual deste estudo, mas se assemelha à média do período chuvoso na ToB ( $582,30$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ), que diariamente se encontra inundada.

O maior fluxo desta pesquisa foi de  $1.069,60$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  na ToB, sendo que em uma planície de inundação na Virginia (EUA), encontraram fluxos máximos de  $1.741,82$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ , (ENSOR, 2016), esse fluxo de  $CH_4$  foi  $38,6\%$  maior que os resultados apresentados aqui. Sazonalmente os  $F_{CH_4}$  foram maiores no período chuvoso nas duas topografias (Figura 6b). Esse resultado é compatível ao reportado em uma zona úmida tropical natural (WERE et al., 2021).

Na ToA foram observados fluxos muito abaixo em comparação à ToB, já que as áreas altas dificilmente são inundadas pelas influências das marés, acontecendo em alguns momentos o consumo e emissão de CH<sub>4</sub> no período seco e até no chuvoso. O consumo de CH<sub>4</sub> atmosférico (-0,97 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) foi relatado em uma planície de inundação de várzea na Virginia, EUA (BATSON et al., 2015). Esses mesmos autores encontraram fluxos -2,21 ± 0,69 e 0,00 ± 0,69 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em dique e pântano, respectivamente. Da mesma forma, em floresta tropical secundária na África foram reportados absorção de CH<sub>4</sub> de -1,17 e -0,80 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em estação seca e chuvosa, respectivamente (VERCHOT et al., 2020). O consumo de CH<sub>4</sub> na ToA pode ser atribuído à menor umidade do solo, pois as áreas mais secas geralmente apresentam menores F<sub>CH<sub>4</sub></sub> (YANG et al., 2014).

Foi observado apenas em uma determinada câmara um fluxo elevado de CH<sub>4</sub> na ToA, o qual foi retirado da análise, pois em todas as medições foi completamente diferente das outras câmaras da mesma parcela, as quais apresentavam consumo ou baixa produção de CH<sub>4</sub>. Ao final do experimento, no local desta câmara foi escavado e foi encontrada uma raiz grossa de Assacú (*Hura crepitans* L.). Através da análise da literatura, com uma alta variabilidade espacial e temporal, algumas espécies de árvores, através de suas raízes, podem transportar CH<sub>4</sub> de solos para o caule (BARBA et al., 2019). Esse transporte de CH<sub>4</sub> é verificado pela exsudação de raízes que aumentam as taxas de produção de CH<sub>4</sub> no solo (SUTTON-GRIER; MEGONIGAL, 2011).

#### 2.4.6 Controles sazonais e influência da topografia nos F<sub>CH<sub>4</sub></sub>

O F<sub>CH<sub>4</sub></sub> tende a aumentar conforme se reduz o nível topográfico dos solos de várzea do estuário amazônico, com maior F<sub>CH<sub>4</sub></sub> em ToB (Figura 6b). Em condições tropicais onde a temperatura do solo não varia muito ao longo do tempo, o conteúdo de água do solo explica melhor a variabilidade dos GEE (VERCHOT et al., 2020), o qual é determinado pela topografia nas áreas de várzea no estuário amazônico sujeitas ao movimento das marés. As maiores emissões de CH<sub>4</sub> acontecem quando os solos apresentam mais úmidos ou até encharcados (COURTOIS et al., 2018). Neste sentido, áreas submersas têm maiores emissões de CH<sub>4</sub> causado pela decomposição anaeróbica da matéria orgânica (YANG et al., 2014). Por outro lado, F<sub>CH<sub>4</sub></sub> tende a diminuir conforme aumenta o nível topográfico dos solos de várzea do estuário amazônico, com menores F<sub>CH<sub>4</sub></sub> em ToA e até ocorrendo consumo de CH<sub>4</sub> atmosférico durante o período seco (Figura 6b). Essa variabilidade nos fluxos é um indicativo de ampla diversidade metabólica em áreas de várzea a qual é altamente variável no espaço e no tempo (GONTIJO et al., 2021). O estudo mostrou que a pequena variação topográfica na área de várzea foi fundamental para indicar consumo ou produção de CH<sub>4</sub>.

#### 2.4.7 Influência do lençol freático no $F_{CH_4}$

Durante todo o período de amostragem, a ToB foi continuamente inundada pelas marés produzidas pelas variações oceânicas, embora tenham ocorrido diferenças no nível da água entre os períodos seco e chuvoso. Esse nível da água refletiu na altura do LF que ficou acima da superfície do solo (LF de 1 a 5 cm) aumentando as emissões de  $CH_4$  do solo de várzea (Figura 6b, d; Tabela 2). As oscilações do LF em curto prazo têm impacto na estrutura da comunidade microbiana (ZHANG et al., 2022). Em turfeiras tropicais de várzea florestada, a altura do lençol freático determina a variação nos fluxos de  $CH_4$  no solo (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019), sendo que o aumento da altura de água aumenta os fluxos de  $CH_4$  em áreas úmidas de água doce (WERE et al., 2021; ZHAO et al., 2020; YANG et al., 2014). Outro estudo observou maior fluxo de  $CH_4$  quando o lençol freático estava acima da superfície do solo ( $> 5$  cm) em áreas de turfa (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019; COBB et al., 2017), ou quando o nível da água oscila entre -3 e 3 cm (ZHANG; LIU; AN, 2020). As inundações aumentam a produção e emissões de  $CH_4$  dos ecossistemas florestais (SCHINDLER et al., 2020). Por outro lado, na ToA dificilmente foi inundado pelas marés, e a altura do LF ficou abaixo da superfície do solo ( $< 10$  cm) diminuindo a emissão de  $CH_4$  do solo (Figura 6b, d; Tabela 2). Menor  $F_{CH_4}$  à medida que o LF diminui é consistente com outros resultados (ZHANG et al., 2022). Estudos realizados em uma floresta de pântanos com palmeiras e floresta mista o  $F_{CH_4}$  foi menor quando o lençol freático estava abaixo ( $< 5$  cm) da superfície do solo (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019). As variações do LF impactam nas comunidades e atividades metabólicas dos microrganismos pelo aumento ou diminuição de oxigênio e disponibilidade de substrato (ZHANG et al., 2022).

O atual estudo indicou que o aumento da umidade do solo, induzida pelo aumento das precipitações, e inundações periódicas, quando o LF ficou acima da superfície do solo resultaram em um aumento nos  $F_{CH_4}$ , o qual pode ser atribuído às condições anóxicas, pela maior saturação hídrica do solo em áreas de várzea do estuário amazônico. Portanto, é possível que a atividade metanogênica esteja presente em solos de várzea baixa, mas que na várzea alta isto na maioria das vezes não acontece, sustentado pelo fato de que em sedimentos das áreas de várzea amazônica foi encontrado uma alta abundância de bactérias metanogênicas (GONTIJO et al., 2021). Sob condições anóxicas em solos saturados, predomina a atividade de Archeas metanogênicas (RACHWAL et al., 2014), principalmente nas áreas de várzea com topografia mais baixa.

Por outro lado, a redução da PP e inundações resulta em LF abaixo do solo na ToA diminuindo a produção ou até acontecendo o consumo de  $CH_4$  atmosférico (Figura 6b).

Portanto, em condições aeróbicas em solo de várzea com topografia alta no estuário amazônico a atividade metanotrófica pode ser o fator predominante. Quando o  $\text{CH}_4$  em solos com maior disponibilidade de oxigênio, as bactérias metanotróficas oxidam o  $\text{CH}_4$  em presença de oxigênio e produzem  $\text{CO}_2$  (RACHWAL et al., 2014; CONRAD, 1996), o que resulta em um consumo de  $\text{CH}_4$  atmosférico. Além disso, as taxas de oxidação do  $\text{CH}_4$  do solo variam consideravelmente entre os habitat com diferentes teores de água no solo (ZHANG et al., 2019). Durante os períodos secos a atividade metanotrófica aumenta, diminuindo os  $F_{\text{CH}_4}$  (ZHANG et al., 2022). Participando nesse processo Archeas e bactérias metanotróficas (SERRANO-SILVA et al., 2014). Neste processo as bactérias gram-negativas e actinobactérias aumentam durante os períodos secos quando o lençol freático fica abaixo da superfície do solo (ZHANG et al., 2022). Contudo, a predominância de consumo de  $\text{CH}_4$  se dá quando as atividades metanotróficas ultrapassam a dos metanogênicos (RACHWAL et al., 2014; SERRANO-SILVA et al., 2014).

Embora a influência do movimento das marés não tenha sido mensurada diretamente, foram registrados os maiores  $F_{\text{CH}_4}$  no período chuvoso em fevereiro, março e abril, sugerimos que o fluxo elevado é resultado das marés mais altas (3,09 m em média), ocasionado pela maior precipitação pluvial que foi 61,46% mais alta do que o resto do ano de estudo, maior umidade do solo (51,13%) e LF acima da superfície do solo (3,11 cm). Essa disponibilidade de água é alterada pelas mudanças climáticas em florestas tropicais (PINTO et al., 2018). Estudos mostram que o movimento das marés influencia nos  $F_{\text{CH}_4}$  (HUANG et al., 2019; BU et al., 2015), sendo necessário realizar estudos mais detalhados para verificar a influência do movimento das marés nos fluxos de GEE.

#### 2.4.8 Parâmetros biogeoquímicos

A resposta de  $F_{\text{CH}_4}$  é influenciada pelo pH do solo (HAN; ZHU, 2020). Quando o pH é aproximadamente neutro, as bactérias metanogênicas produzem  $\text{CH}_4$  mais altos e quando o pH diminui a produção de  $\text{CH}_4$  diminuem (WANG et al., 1993). O pH do solo influencia algumas espécies microbianas, limitando a atividade enzimática dos microrganismos (ENSOR, 2016). O  $F_{\text{CH}_4}$  máximo deste estudo foi 38,59 % menor que outro estudo desenvolvido em planície de inundação de várzea com pH variando entre 6,21 e 7,81 (ENSOR, 2016). Esse menor fluxo de  $\text{CH}_4$  pode estar associado ao pH ácido (4,2) dos solos de várzea do estuário amazônico.

A diferença significativa no teor de COT, NOT, C/N e MO entre à ToA e ToB podem explicar as variações significativas dos  $F_{\text{CH}_4}$  entre as duas topografias nos dois períodos sazonais. O maior  $F_{\text{CH}_4}$  na ToB pode estar associado à influência da composição das

comunidades microbianas e sedimentos ricos em nutrientes depositados periodicamente pela enchente dos rios nestas áreas de várzea com topografia mais baixa (GONTIJO et al., 2021). O solo da ToB foi mais úmido segundo dados de Us (Tabela 2), prevalecendo assim a anoxia do solo em ToB o que parece explicar a maior concentração de C<sub>min</sub>, N<sub>mic</sub>, COT, NOT, C/N e MO em comparação com à ToA.

#### 2.4.9 Efeito da comunidade de vegetação e biomassa de raízes nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

A floresta de várzea no estado do Pará atualmente é dominada por *E. oleracea* (Tabela 4) o mesmo foi constatado por outros autores (SOUZA; JARDIM, 2015; LAU; JARDIM, 2013; JARDIM et al., 2007). Comparando as duas topografias a maior dominância das palmeiras (Arecaceae) está na ToB em comparação à ToA. Estudo desenvolvido na mesma área mostra essa mesma dominância de 9% e 40% na ToA e ToB, respectivamente, com muito mais diversidade do que atualmente (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002). Na várzea Amazônica é caracterizada pelo grau de inundações previsíveis e de longa duração (ASSIS et al., 2019; WITTMANN; SCHÖNGART; JUNK, 2010), como por pequenas diferenças morfológicas que afetam o estabelecimento de comunidades de plantas distintas (JUNK et al., 2018). Da mesma forma, como consequência da diversidade de espécies e quantidade de indivíduos, a qualidade e quantidade da MO no seus solos dependem da diversidade e abundância das espécies (SJÖGERSTEN et al., 2014). Este estudo comprovou a maior densidade do açazeiro na ToB, onde ocorrem maiores intensidade de inundação pelas marés altas de sizígia. A AB neste estudo foi maior do que a registrada por Assis et al. (2019) em uma floresta na Amazônia central. A maior biomassa pode ser refletida pela alta fertilidade e as oscilações do lençol freático, que determinam a maior ou menor disponibilidade de água e oxigênio na várzea (NOGUEIRA; FIGUEIRÊDO; MULLER, 2005).

Neste estudo não se percebeu a influência direta da composição florística com os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> provavelmente porque ambas as topografias estão dominadas por floresta composta por palmeiras de açaí. No entanto, a AB mostrou uma relação com os fluxos de CH<sub>4</sub> na ToB, isto possivelmente porque essa área tem maior AB, densidade e dominância (Tabela 3). Essa maior densidade reflete também em maiores serapilheira nos solos que estão em processo de decomposição anaeróbica, que poderia explicar a maior emissão de CH<sub>4</sub> na ToB, o qual é alagado periodicamente pelas marés altas. Geralmente a decomposição da serapilheira é maior em floresta sazonalmente inundada (PINTO et al., 2018). Em ecossistemas alagados as plantas alteram a disponibilidade de carbono orgânico, que regula a quantidade total de respiração anaeróbica e a produção de CH<sub>4</sub> (SUTTON-GRIER; MEGONIGAL, 2011). A parte subterrânea das árvores pode hospedar bactérias metanotróficas e a decomposição pode

gerar como uma fonte potencial de CH<sub>4</sub> (BARBA et al., 2019). Da mesma forma, os F<sub>CH<sub>4</sub></sub> são maiores em áreas densamente vegetadas (BASS et al., 2014), e pela decomposição da matéria orgânica vegetal (DING; CAI; TSURUTA, 2005).

Estudo feito anteriormente em uma turfeira tropical de várzea florestada afirma que as comunidades vegetal não influenciam isoladamente na magnitude dos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019), mesma acontece para solo úmido tropical de água doce sob inundação contínua (WERE et al., 2021). Por outro lado, alguns estudos, mencionam que os fluxos de CH<sub>4</sub> podem ser influenciados pela vegetação (DING; CAI; TSURUTA, 2005). Em lago de várzea da Amazônia, os habitat vegetais têm altas taxas de produção primária (MELACK; ENGLE, 2009), o que pode favorecer para as concentrações elevadas de CH<sub>4</sub>, fornecendo substrato para a metanogênese (BARBOSA et al., 2020). Contudo, em áreas úmidas de várzea a produção de serapilheira e a entrada de carbono via sedimentação, parece não ser suficiente para estimular os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> (BATSON et al., 2015).

Por outro lado, a biomassa de raízes (BR) encontrada neste trabalho foi compatível com Silva et al. (2016) e Pinto et al. (2018) com maior biomassa no período seco em comparação ao período chuvoso. Contrariamente ao que foi mostrado por Cattanio et al. (2004), a ToB (camada 0 – 10 cm) apresentou maior biomassa de raízes (finas e grossas) em comparação à ToA. Esta diferença na biomassa de raízes pode ser reflexo das diferenças na estrutura florística atual em comparação ao que aqueles autores encontraram na mesma área de várzea (APA da Ilha Combú). A maior pressão sobre o ambiente natural em busca de maior produtividade de açaí (*E. oleracea*) está levando a mudanças na paisagem tanto na parte aérea como abaixo do solo, e isto pode estar refletindo nos fluxos dos gases estudados.

É bem conhecido que as emissões de CO<sub>2</sub> do solo são favorecidas pela respiração das raízes (HAN; ZHU, 2020; JAUHAINEN; HOOIJER; PAGE, 2012; NOTTINGHAM et al., 2010). Porém, em condições anóxicas, essas raízes provavelmente acumulam CH<sub>4</sub> devido à alta concentração de CH<sub>4</sub> durante períodos de inundação. Em florestas inundadas e úmidas, estudos apontam que o CH<sub>4</sub> proveniente da metanogênese ocorre no solo, raízes ou base do caule (VAN HAREN et al., 2021). Na Amazônia, em palmeiras com maior biomassa de raízes, a oxigenação da rizosfera é relativamente menor e o teor de CH<sub>4</sub> é maior no solo próximo à raízes (VAN HAREN et al., 2021). Também as plantas de zonas úmidas estimulam as emissões de CH<sub>4</sub> pela liberação de compostos orgânicos pela exsudação das raízes e detritos, assim aumentam a produção de CH<sub>4</sub> (DING; CAI; TSURUTA, 2005), justificando as altas emissões de CH<sub>4</sub> dos solos devido a maior biomassa de raízes na ToB.

#### 2.4.10 Correlações e análise de componentes principais

Os  $F_{CO_2}$  anuais apresentaram correlação positiva ( $p < 0,01$ ) com a Ts e Tar, e uma correlação negativa ( $p < 0,01$ ) com Us, LF, HR e BR < 2,0 mm (Tabela 6). Os maiores  $F_{CO_2}$  na ToA e no período seco se correlacionaram aos maiores valores de Ts e Tar, estando de acordo com outros resultados que mostraram que o  $F_{CO_2}$  aumentou com o aumento da Ts a qual favorece a atividade biológica (NOH et al., 2019; DAVIDSON et al., 2000; BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998). Em cenários de aumento da Tar pode alterar o balanço dos gases dos solos (SÁ et al., 2019; BU et al., 2015). Por outro lado, a Us apresentou correlação negativa com os  $F_{CO_2}$  o que coincide com os resultados apresentados por Lira-Guedes et al. (2021), Bu et al. (2015), e Batson et al. (2015), assim como a altura do LF influenciou negativamente nos fluxos (WERE et al., 2021). Esta correlação negativa com a Us está de acordo com a altura do LF e a PP medido no experimento, o que deve ter levado ao desenvolvimento de condições anóxicas.

Tabela 6 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de  $CO_2$  ( $F_{CO_2}$ ) e  $CH_4$  ( $F_{CH_4}$ ) com variáveis ambientais e parâmetros químicos do solo em área de várzea no estuário amazônico.

Fluxo de gás	Período	Ts (°C)	Us (%)	LF (cm)	Tar (°C)	HR (%)	AB (m <sup>2</sup> ha <sup>-1</sup> )	BR < 2,0 mm
$F_{CO_2}$	Seco	0,22**	-0,24**	-0,33**	0,10 <sup>NS</sup>	-0,06 <sup>NS</sup>	-0,32**	-0,26**
	Chuvoso	0,06 <sup>NS</sup>	-0,21**	-0,23**	-0,12 <sup>NS</sup>	0,04 <sup>NS</sup>	-0,25**	-0,29**
	Anual	0,34**	-0,32**	-0,32**	0,20**	-0,27**	-0,27**	-0,20**
$F_{CH_4}$	Seco	-0,15*	0,31**	0,22**	-0,15*	0,21**	0,22**	0,24**
	Chuvoso	-0,13*	0,27**	0,23**	-0,04 <sup>NS</sup>	0,19**	0,25**	0,10 <sup>NS</sup>
	Anual	-0,13*	0,25**	0,18**	-0,09*	0,17**	0,20**	0,08 <sup>NS</sup>
Fluxo de gás	Topografia	pH	Cmic (g kg <sup>-1</sup> )	Nmic (mg kg <sup>-1</sup> )	COT (g kg <sup>-1</sup> )	NOT (g kg <sup>-1</sup> )	C/N	MO (g kg <sup>-1</sup> )
$F_{CO_2}$	ToA	-0,24 <sup>NS</sup>	-0,12 <sup>NS</sup>	0,13 <sup>NS</sup>	-0,14 <sup>NS</sup>	-0,07 <sup>NS</sup>	-0,13 <sup>NS</sup>	-0,14 <sup>NS</sup>
	ToB	0,37*	-0,31**	-0,10 <sup>NS</sup>	-0,30**	-0,29**	-0,31**	-0,30**
	Anual	0,20 <sup>NS</sup>	-0,31**	-0,07 <sup>NS</sup>	-0,34**	-0,33**	-0,33**	-0,34**
$F_{CH_4}$	ToA	0,29 <sup>NS</sup>	-0,21*	0,20*	-0,15 <sup>NS</sup>	-0,21*	-0,07 <sup>NS</sup>	-0,15 <sup>NS</sup>
	ToB	0,03 <sup>NS</sup>	0,16 <sup>NS</sup>	0,12 <sup>NS</sup>	0,17 <sup>NS</sup>	0,17*	0,15 <sup>NS</sup>	0,17 <sup>NS</sup>
	Anual	-0,05 <sup>NS</sup>	0,22**	0,13*	0,26**	0,27**	0,22**	0,26**

NS = não significativo; níveis de significância: \*  $p < 0,05$  e \*\*  $p < 0,01$

A biomassa de raízes finas apresentou correlação negativa significativa com o  $F_{CO_2}$ , isso provavelmente por ter mais biomassa de raízes na ToB que pode ser influenciada pela maior densidade e abundância das espécies (Tabela 6). Entretanto, Silva et al. (2016) encontraram que a biomassa de raízes finas não apresenta correlação com o  $CO_2$ . No entanto, outros estudos reportam correlações positivas da biomassa de raízes com os  $F_{CO_2}$  em floresta primária (HAN; ZHU, 2020). Essa divergência da relação dos  $F_{CO_2}$  com a biomassa de raízes pode estar relacionada ao fato que as áreas de várzea são alagadas periodicamente pelos mares



que poderia estar mudando essa relação, devido a respiração das raízes ser dependente da disponibilidade de oxigênio no solo (BLAGODATSKY; SMITH, 2012), a qual condição é mais restritiva na ToB devido ao alagamento periódico.

O  $F_{CH_4}$  anual apresentou uma correlação positiva significativa ( $p < 0,01$ ) com a Us, LF, HR e a AB, e correlação negativa significativa ( $p < 0,05$ ) com a Ts e Tar (Tabela 6). A mesma resposta do fluxo de  $CH_4$  do solo com a Us foi relatado por Han e Zhu (2020) e com o LF por Were et al. (2021). Os fluxos de  $CH_4$  são maiores em solos mais úmidos (COURTOIS et al., 2018; BATSON et al., 2015). O conteúdo de água do solo explica uma proporção maior da variabilidade espacial e temporal do  $F_{CH_4}$  na várzea do estuário amazônico. Em turfeiras tropicais de várzea florestada, o lençol freático influencia nos  $F_{CH_4}$  (HOYOS-SANTILLAN et al., 2019), o mesmo acontecendo em uma zona úmida tropical de água doce (WERE et al., 2021), com maiores  $F_{CH_4}$  quando o LF está acima da superfície do solo. Em relação a Ts, alguns estudos não encontraram relação entre a Ts e o  $F_{CH_4}$ , bem como em outros estudos observaram uma correlação fraca (VERCHOT et al., 2020; WANYAMA et al., 2019).

Analisando anualmente o Cmic, COT, NOT, C/N e a MO apresentaram correlação negativa significativa ( $p < 0,05$ ) com o  $F_{CO_2}$ , todas na ToB, no entanto na ToA foi não significativo com todos estes parâmetros químicos do solo (Tabela 6). Estudos recentes indicam que os fluxos de  $CO_2$  são afetados positivamente pelas características químicas e biológicas do solo, como a MO (WERE et al., 2021), pH (WANYAMA et al., 2019), e o carbono microbiano (HAN; ZHU, 2020; SILVA et al., 2016). No entanto, Wanyama et al. (2019) e Batson et al. (2015) observaram uma correlação negativa com a relação C/N do solo. Outro estudo também não encontrou correlação significativa com a relação C/N e carbono orgânico do solo (WANG et al., 2018) pH (WERE et al., 2021). Por outro lado, o Cmic, Nmic, COT, MO, NOT e relação C/N apresentou uma correlação positiva significativa ( $p < 0,05$ ) com o  $F_{CH_4}$ , sendo que este estudo mostra que o  $F_{CH_4}$  é influenciado pelo Cmic e Nmic do solo (Tabela 6), e o mesmo resultado foi encontrado por Siqueira Neto et al. (2011). Isso ocorreu, provavelmente, pela deposição de resíduos sobre a superfície do solo, que possivelmente influenciaram na atividade microbiana. De acordo com Han e Zhu (2020) o pH não influi nas emissões de  $CH_4$  do solo, porém outro estudo mostrou uma influência positiva nos  $F_{CO_2}$  (BATSON et al., 2015).

A análise de componentes principais (PCA) para os dois períodos (seco e chuvoso) mostrou que os dois primeiros componentes principais (PC) explicaram quase 90% da variância se dá pelas variáveis ambientais (Tabela 7). O PC1 foi positivamente correlacionado com o lençol freático (LF), umidade do solo (Us) e área basal (AB), porém negativamente

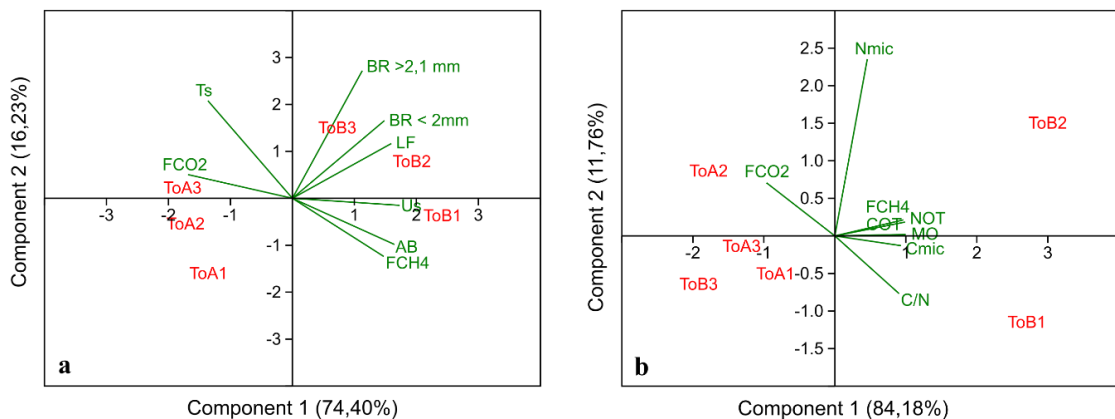
com o  $F_{CO_2}$ ; enquanto o PC2 foi positivamente correlacionado com a temperatura do solo ( $T_s$ ), biomassa de raízes grossas ( $BR > 2,1$  mm) e finas ( $BR < 2$ mm). O  $F_{CO_2}$  está relacionado com a topografia alto e  $T_s$ , enquanto o  $F_{CH_4}$  relacionado com a topografia baixo e área basal (AB), lençol freático (LF) e umidade do solo ( $U_s$ ).

Tabela 7 – Análise de componentes principais de variáveis ambientais e das características químicas do solo.

Variáveis ambientais	PC 1	PC 2	Características químicas do solo	PC 1	PC 2
Fluxo de $CO_2$ ( $F_{CO_2}$ )	<b>-0,39</b>	0,12	Fluxo de $CO_2$ ( $F_{CO_2}$ )	-0,37	<b>0,27</b>
Fluxo de $CH_4$ ( $F_{CH_4}$ )	0,34	-0,29	Fluxo de $CH_4$ ( $F_{CH_4}$ )	<b>0,37</b>	0,08
Temperatura do solo ( $T_s$ )	-0,32	<b>0,48</b>	Carbono microbiano ( $C_{mic}$ )	0,36	-0,05
Lençol freático (LF)	<b>0,37</b>	0,27	Nitrogênio microbiano ( $N_{mic}$ )	0,18	<b>0,91</b>
Umidade do solo ( $U_s$ )	<b>0,4</b>	-0,03	Carbono orgânico total (COT)	<b>0,38</b>	0,01
Área basal (AB)	<b>0,38</b>	-0,23	Matéria orgânica (MO)	<b>0,38</b>	0,01
Biomassa de raízes ( $BR < 2,0$ mm)	0,34	<b>0,38</b>	Nitrogênio orgânico total (NOT)	<b>0,38</b>	0,07
Biomassa de raízes ( $BR \geq 2,0$ mm)	0,26	<b>0,63</b>	Relação carbono/nitrogênio (C/N)	0,35	<b>-0,30</b>

Os primeiros dois componentes principais (PC) explicam quase 95% da variância das características físico-químicas do solo (Figura 8). PC1 foi positivamente correlacionado com  $F_{CH_4}$ , COT, MO e NOT. PC2 foi positivamente correlacionado com o  $N_{mic}$ ,  $F_{CO_2}$  e negativamente com a relação C/N (Figura 8). O  $F_{CH_4}$  está relacionado com COT, NOT, MO e  $C_{mic}$ . Outro estudo encontrou relação dos  $F_{CH_4}$  e Nitrogênio do solo (VERCHOT et al., 2020). A disponibilidade de nutrientes parece ter uma influência sobre os fluxos de  $CH_4$  na topografia baixa.

Figura 8 – Análise de componentes principais (PCA) associadas com a topografia do solo. Onde (a) indica PCA das variáveis ambientais.  $F_{CO_2}$ : Fluxo de  $CO_2$ ;  $F_{CH_4}$ =Fluxo de  $CH_4$ ;  $T_s$ =Temperatura do solo; LF=lençol freático;  $U_s$ =umidade do solo; AB=Área basal;  $BR > 2.1$ mm = biomassa de raízes grossas e  $BR < 2$ mm = biomassa de raízes finas. PCA das características físico-químicas do solo (b).  $N_{mic}$ =nitrogênio microbiano;  $C_{mic}$  = carbono microbiano; COT = carbono orgânico total; NOT = nitrogênio orgânico total; MO = matéria orgânica e C/N = relação carbono nitrogênio. ToA = topografia alta (parcela 1, parcela 2 e parcela 3), e ToB = topografia baixa (parcela 1, parcela 2 e parcela 3).



## 2.5 Conclusão

Os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> dos solos de várzea estuarina variam significativamente entre os gradientes topográficos e também foram influenciados pela variação sazonal pluviométrica. Os fluxos de CO<sub>2</sub> aumentam em áreas mais secas (ToA) em período seco e os fluxos de CH<sub>4</sub> aumentam em áreas mais úmidas (ToB) em período chuvoso. Essas áreas de várzea relativamente secas (ToA) no período seco o metano foi consumido, e no período chuvoso não eram uma fonte significativa de CH<sub>4</sub>, em contraste a ToB foi fonte de CH<sub>4</sub> nos dois períodos. O estudo mostrou que a pequena variação topográfica na área de várzea foi fundamental para uma variação significativa do F<sub>CO2</sub> e como fator decisivo entre o consumo ou produção de CH<sub>4</sub>.

A Ts foi o principal impulsionador dos F<sub>CO2</sub> na várzea da APA Combú. Temperaturas mais altas foram associadas a fluxos de CO<sub>2</sub> mais altos. No entanto, os F<sub>CH4</sub> foram impulsionados pela Us e LF. O nível do LF acima da superfície do solo em áreas de várzea do estuário Amazônico foi associado a um fluxo de CO<sub>2</sub> baixos e fluxos de CH<sub>4</sub> mais altos, contrariamente o LF abaixo da superfície do solo aumenta os fluxos de CO<sub>2</sub> e fluxos de CH<sub>4</sub> mais baixos. Isso sugere a importância de entender a dinâmica no nível do lençol freático para a regulação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> em áreas de várzea amazônica. Também merece destaque as propriedades físico-químicas do solo (Cmic, COT, MO, NOT e a C/N) como participantes das emissões de CH<sub>4</sub>. Estudos específicos devem ser conduzidos para avaliar a influência das marés (enchente e vazante) e as mudanças no regime hídrico que podem estar afetando os fluxos de GEE em áreas de várzea Amazônica.

## REFERÊNCIAS

- ABICHOU, T. *et al.* Characterization of Methane Flux and Oxidation at a Solid Waste Landfill. **Journal of Environmental Engineering**, v. 132, n. 2, p. 220–228, 2006a.
- ABICHOU, T. *et al.* Methane flux and oxidation at two types of intermediate landfill covers. **Waste Management**, v. 26, n. 11, p. 1305–1312, 2006b.
- ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D.; SILVA, A. Análise florística e estrutura de florestas de Várzea no estuário amazônico. **Acta Amazonica**, v. 34, n. 4, p. 513–524, 2004.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Carbon Dioxide Fluxes to the Atmosphere From Waters Within Flooded Forests in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 125, n. 3, p. 1–15, 2020.

- ASSIS, R. L. *et al.* Above-ground woody biomass distribution in Amazonian floodplain forests: Effects of hydroperiod and substrate properties. **Forest Ecology and Management**, v. 432, n. September 2018, p. 365–375, 2019.
- BARBA, J. *et al.* Methane emissions from tree stems: a new frontier in the global carbon cycle. **New Phytologist**, v. 222, p. 18–28, 2019.
- BARBOSA, P. M. *et al.* Dissolved methane concentrations and fluxes to the atmosphere from a tropical floodplain lake. **Biogeochemistry**, v. 148, n. 2, p. 129–151, 2020.
- BASS, A. M. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Emissions from a Wet-Dry Tropical Floodplain in Northern Australia. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 619–627, 2014.
- BATSON, J. *et al.* Soil greenhouse gas emissions and carbon budgeting in a short-hydroperiod floodplain wetland. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 120, n. 1, p. 77–95, 2015.
- BELGER, L.; FORSBERG, B. R.; MELACK, J. M. Carbon dioxide and methane emissions from interfluvial wetlands in the upper Negro River basin, Brazil. **Biogeochemistry**, v. 105, n. 1, p. 171–183, 2011.
- BLAGODATSKY, S.; SMITH, P. Soil physics meets soil biology: Towards better mechanistic prediction of greenhouse gas emissions from soil. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 47, p. 78–92, 2012.
- BODELIER, P. L. E. *et al.* Stimulation by ammonium-based fertilizers of methane oxidation in soil around rice roots. **Nature**, v. 403, n. 6768, p. 421–424, 2000.
- BODELIER, P. L. E.; STEENBERGH, A. K. Interactions between methane and the nitrogen cycle in light of climate change. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 9–10, p. 26–36, 2014.
- BOSSIO, D. A. *et al.* The role of soil carbon in natural climate solutions. **Nature Sustainability**, v. 3, n. 5, p. 391–398, 2020.
- BOWDEN, R. D.; NEWKIRK, K. M.; RULLO, G. M. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 30, n. 12, p. 1591–1597, 1998.
- BROOKER, M. R.; BOHRER, G.; MOUSER, P. J. Variations in potential CH<sub>4</sub> flux and CO<sub>2</sub> respiration from freshwater wetland sediments that differ by microsite location, depth and temperature. **Ecological Engineering**, v. 72, p. 84–94, 2014.
- BU, N. S. *et al.* Effects of semi-lunar tidal cycling on soil CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions: a case study in the Yangtze River estuary, China. **Wetlands Ecology and Management**, v. 23, n. 4, p. 727–736, 2015.
- CASTRO, E. M. R.; FIGUEIREDO, S. L. **Sociedade, campo social e espaço público**. Belém: UFPA. Núcleo de Altos Estudos Amazônicos. 2014.

CATTANIO, J. H.; ANDERSON, A. B.; CARVALHO, M. S. Floristic composition and topographic variation in a tidal floodplain forest in the Amazon Estuary. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 25, n. 4, p. 419–430, 2002.

CATTANIO, J. H. *et al.* Phenology, litterfall, growth, and root biomass in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 27, n. 4, p. 703–712, 2004.

CIENTEC-CONSULTORIA E DESENVOLVIMENTO DE SISTEMAS LTDA. **Software Mata Nativa 4: Sistema para análise fitossociológica e elaboração de manejo de florestas nativas**. Viçosa - MG: CIENTEC Ltda, 2016.

CIRILO, B. B.; ALMEIDA, O. T. O conselho gestor da área de proteção ambiental da ilha do combu e a experiência da gestão compartilhada. **Revista de Estudos Sociais**, v. 17, n. 34, p. 101–119, 2015.

COBB, A. R. *et al.* How temporal patterns in rainfall determine the geomorphology and carbon fluxes of tropical peatlands. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 114, n. 26, p. E5187–E5196, 2017.

CONRAD, R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, OCS, N<sub>2</sub>O, and NO). **Microbiological Reviews**, v. 60, n. 4, p. 609–640, 1996.

COURTOIS, E. A. *et al.* Spatial Variation of Soil CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O Fluxes Across Topographical Positions in Tropical Forests of the Guiana Shield. **Ecosystems**, v. 21, n. 7, p. 1445–1458, 2018.

DARENOVA, E.; ČATER, M. Effect of spatial scale and harvest on heterogeneity of forest floor CO<sub>2</sub> efflux in a sessile oak forest. **Catena**, v. 188, p. 104455, 2020.

DAVIDSON, E. A. *et al.* Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. **Biogeochemistry**, v. 48, n. 1, p. 53–69, 2000.

DAVIDSON, E. A.; JANSSENS, I. A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, v. 440, n. 9, p. 165–173, 2006.

DENARDIN, L. G. O. *et al.* How different soil moisture levels affect the microbial activity. **Ciência Rural**, v. 50, n. 6, p. 1–10, 2020.

DI RIENZO, J. A. *et al.* **InfoStat versão 2020**: centro de transferencia InfoStat. Argentina. Disponível em: <https://www.infostat.com.ar/>. 2020.

DING, W.; CAI, Z.; TSURUTA, H. Plant species effects on methane emissions from freshwater marshes. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 18, p. 3199–3207, 2005.

DUTAUR, L.; VERCHOT, L. V. A global inventory of the soil CH<sub>4</sub> sink. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 21, n. 4, p. 1–9, 2007.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA-EMBRAPA. **Manual de métodos de análises de solo**. 3. ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA-EMBRAPA. **Mapas de solo - Brasil**. Disponível em: <https://geoportal.cprm.gov.br/pronasolos/>. Acesso em: 29 out. 2021.

- ENSOR, B. L. **Spatial and temporal trends in greenhouse gas fluxes from a temperate floodplain along a stream-riparian-upland gradient**. Orientador: Durelle T. Scott. 2016. ix, 71f. Dissertação (Master of Science In Biological Systems Engineering), Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, 2016.
- FANG, Y. *et al.* Soil-atmosphere exchange of N<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> along a slope of an evergreen broad-leaved forest in southern China. **Plant Soil**, v. 319, n. 1–2, p. 37–48, 2009.
- FERREIRA, A.; CAMARGO, F. .; VIDOR, C. Utilização de microondas na avaliação da biomassa microbiana do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 4, p. 991–996, 1999.
- GEDNEY, N. *et al.* Significant feedbacks of wetland methane release on climate change and the causes of their uncertainty. **Environmental Research Letters**, v. 14, n. 8, 2019.
- GOMES, B.; CARVALHO, C. Trabalho extrativista e condições de vida de trabalhadores: Famílias da Ilha do Combú (Pará). **Argumentum**, v. 4, n. 2, p. 208–224, 2012.
- GONÇALVES, P. H. **Influência de Variáveis Biofísicas nas taxas de Respiração de Solos em Floresta Tropical da Amazônia Oriental**. Orientador: José Maria Nogueira da Costa. 2009. 54f. Dissertação (Mestrado, Universidade Federal de Viçosa, UFV) - Viçosa, 2009.
- GONTIJO, J. B. *et al.* Not just a methane source: Amazonian floodplain sediments harbour a high diversity of methanotrophs with different metabolic capabilities. **Molecular Ecology**, v. 30, n. 11, p. 2560–2572, 2021.
- GRASSI, G. *et al.* Reconciling global-model estimates and country reporting of anthropogenic forest CO<sub>2</sub> sinks. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 10, p. 914–920, 2018.
- GUTENBERG, L. *et al.* Carbon Dioxide Emissions and Methane Flux from Forested Wetland Soils of the Great Dismal Swamp, USA. **Environmental Management**, v. 64, n. 2, p. 190–200, 2019.
- HAN, G. *et al.* Precipitation events reduce soil respiration in a coastal wetland based on four-year continuous field measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 256–257, n. March, p. 292–303, 2018.
- HAN, M.; ZHU, B. Changes in soil greenhouse gas fluxes by land use change from primary forest. **Global Change Biology**, v. 26, n. 4, p. 2656–2667, 2020.
- HESS, L. L. *et al.* Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. **Wetlands**, v. 35, n. 4, p. 745–756, 2015.
- HO, A. *et al.* Biotic interactions in microbial communities as modulators of biogeochemical processes: Methanotrophy as a model system. **Frontiers in Microbiology**, v. 7, p. 1285, 2016.
- HOPKINS, K. G. *et al.* A method to quantify and value floodplain sediment and nutrient retention ecosystem services. **Journal of Environmental Management**, v. 220, p. 65–76, 2018.

HOYOS-SANTILLAN, J. *et al.* Evaluation of vegetation communities, water table, and peat composition as drivers of greenhouse gas emissions in lowland tropical peatlands. **Science of the Total Environment**, v. 688, p. 1193–1204, 2019.

HUANG, J. *et al.* Effects of tidal scenarios on the methane emission dynamics in the subtropical tidal marshes of the min river estuary in southeast China. **International Journal of Environmental Research and Public Health**, v. 16, n. 2790, p. 1–16, 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA-INMET. **Série Histórica** - dados Mensais. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Acesso em: 18 mar. 2021.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2001**: third Assessment Report of the IPCC. Cambridge. 2001.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate change 2007**: the physical science basis. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. (Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Solomon S. *et al.*).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2014**: synthesis Report. Geneva. 2014. (Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Core Writing Team, Pachauri R. K, L. A. Meyer).

ISHIKURA, K. *et al.* Soil carbon dioxide emissions due to oxidative peat decomposition in an oil palm plantation on tropical peat. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 254, n. September 2017, p. 202–212, 2018.

ISLAM, K. R.; WEIL, R. R. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. **Biology and Fertility of Soils**, v. 27, n. 4, p. 408–416, 1998.

JARDIM, M. A. G. *et al.* Diversidade e estrutura de palmeiras em floresta de várzea do estuário amazônico. **Amazônia: Ciência & Desenvolvimento**, v. 2, n. 4, p. 64–87, 2007.

JÄRVEOJA, J. *et al.* Impact of water table level on annual carbon and greenhouse gas balances of a restored peat extraction area. **Biogeosciences**, v. 13, n. 9, p. 2637–2651, 2016.

JAUHAINEN, J.; HOOIJER, A.; PAGE, S. E. Carbon dioxide emissions from an Acacia plantation on peatland in Sumatra, Indonesia. **Biogeosciences**, v. 9, n. 2, p. 617–630, 2012.

JIANG, Y. *et al.* Topography and plant community structure contribute to spatial heterogeneity of soil respiration in a subtropical forest. **Science of the Total Environment**, v. 733, p. 139287, 2020.

JUNK, W. J. *et al.* Ecohydrology & Hydrobiology Macrohabitat studies in large Brazilian floodplains to support sustainable development in the face of climate change. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 18, p. 334–344, 2018.

KIRSCHKE, S. *et al.* Three decades of global methane sources and sinks. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 10, p. 813–823, 2013.

- LAU, A. V.; JARDIM, M. A. G. Florística e estrutura da comunidade arbórea em uma floresta de várzea na Área de Proteção Ambiental, Ilha do Combu, Belém, Pará. **Biota Amazônia**, v. 3, n. 2, p. 88–93, 2013.
- LEITE NETO, P. B.; SAAVEDRA, O. R.; SOUZA RIBEIRO, L. A. Optimization of electricity generation of a tidal power plant with reservoir constraints. **Renewable Energy**, v. 81, p. 11–20, 2015.
- LIRA-GUEDES, A. C. *et al.* Carbon emissions in hydromorphic soils from an estuarine floodplain forest in the Amazon River. **Brazilian Journal of Environmental Sciences**, v. 56, n. 1, p. 413–423, 2021.
- LIU, Y. *et al.* Variation in soil respiration under the tree canopy in a temperate mixed forest, central China, under different soil water conditions. **Ecological Research**, v. 29, n. 2, p. 133–142, 2014.
- LUIZAO, R. C. C. *et al.* Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 592–600, 2004.
- MAHESH, P. *et al.* High-precision surface-level CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> using off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS) over Shadnagar, India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 22, p. 5754–5765, 2015.
- MANTOVANELLI, B. C. *et al.* Spatial distribution of CO<sub>2</sub> emissions and soil properties under native pasture in Humaitá region, Amazonas. **Sociedade & Natureza**, v. 28, n. 2, p. 273–284, 2016.
- MARANI, L.; ALVALÁ, P. C. Methane emissions from lakes and floodplains in Pantanal, Brazil. **Atmospheric Environment**, v. 41, n. 8, p. 1627–1633, 2007.
- MARINHA DO BRASIL. **Tábuas de Maré - Porto de Belém 2019 - 2020**: centro de Hidrografia da Marinha. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/chm/tabuas-de-mare>. Acesso em: 18 mar. 2021.
- MARQUES, J. D. O. *et al.* Soil organic carbon, carbon stock and their relationships to physical attributes under forest soils in central Amazonia. **Revista Árvore**, v. 40, n. 2, p. 197–208, 2016.
- MCEWING, K. R.; FISHER, J. P.; ZONA, D. Environmental and vegetation controls on the spatial variability of CH<sub>4</sub> emission from wet-sedge and tussock tundra ecosystems in the Arctic. **Plant and Soil**, v. 388, n. 1–2, p. 37–52, 2015.
- MELACK, J. M.; ENGLE, D. L. An organic carbon budget for an Amazon floodplain lake. **Verh Int Verein Limnol**, v. 30, n. 8, p. 1179–1182, 2009.
- MENDONÇA, E.; MATOS, E. **Matéria orgânica do solo: métodos de análises**. Viçosa - MG: UFV, 2005.
- MURASE, J.; FRENZEL, P. Selective grazing of methanotrophs by protozoa in a rice field soil. **FEMS Microbiology Ecology**, v. 65, n. 3, p. 408–414, 2008.



- NAKANO, T. *et al.* A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 36, n. 1, p. 107–113, 2004.
- NASCIMENTO, C. N. B.; HOMMA, A. K. O. **Amazônia: meio ambiente e tecnologia agrícola**. Belém, PA: EMBRAPA, 1984.
- NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-NOAA. **Carbon Cycle Greenhouse Gases: trends in CO<sub>2</sub>**. Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>. Acesso em: 12 abr. 2020.
- NOGUEIRA, O. L.; FIGUEIRÊDO, F. J. C.; MULLER, A. A. **Açaí**. Belém, PA: Embrapa Am., 2005. 130p. (Sistemas de Produção 4).
- NOH, N. J. *et al.* Temperature responses of carbon dioxide fluxes from coarse dead wood in a black ash wetland. **Wetlands Ecology and Management**, v. 27, n. 1, p. 157–170, 2019.
- NORMAN, J. M. *et al.* A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 102, n. 24, p. 28771–28777, 1997.
- NOTTINGHAM, A. T. *et al.* Arbuscular mycorrhizal mycelial respiration in a moist tropical forest. **New Phytologist**, v. 186, n. 4, p. 957–967, 2010.
- NUNES FILHO, J. R. **Modelagem da inundação de florestas de várzea do estuário amazônico**. Orientador: Marcelino Carneiro Guedes. 2016. 132f. Dissertação (mestrado em Biodiversidade Tropical) - Fundação Universidade Federal do Amapá - Macapá, 2016.
- NYAMADZAWO, G. *et al.* The effects of catena positions on greenhouse gas emissions along a seasonal wetland (Dambo) transect in tropical Zimbabwe. **Archives of Agronomy and Soil Science**, v. 61, n. 2, p. 203–221, 2015.
- OERTEL, C. *et al.* Greenhouse gas emissions from soils—A review. **Chemie der Erde**, v. 76, n. 3, p. 327–352, 2016.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.
- PEIXOTO, R. B. *et al.* Spatial versus day-to-day within-lake variability in tropical floodplain lake CH<sub>4</sub> emissions - Developing optimized approaches to representative flux measurements. **PLoS ONE**, v. 10, n. 4, p. 1–11, 2015.
- PINTO, O. B. *et al.* Interactions between vegetation, hydrology, and litter inputs on decomposition and soil CO<sub>2</sub> efflux of tropical forests in the Brazilian Pantanal. **Forests**, v. 9, n. 5, p. 281, 2018.
- PINTO-JUNIOR, O. B. *et al.* Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em floresta de transição Amazônia Cerrado e em área de pastagem. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 4, p. 813–821, 2009.

- POTTER, C.; MELACK, J. M.; ENGLE, D. Modeling methane emissions from amazon floodplain ecosystems. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 501–511, 2014.
- RACHWAL, M. F. G. *et al.* Methane fluxes from waterlogged and drained Histosols of highland areas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 2, p. 486–494, 2014.
- REICHSTEIN, M. *et al.* Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, p. 1104, 2003.
- SÁ, M. M. F. *et al.* Fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O in tundra-covered and Nothofagus forest soils in the Argentinian Patagonia. **Science of the Total Environment journal**, v. 659, p. 401–409, 2019.
- SCHINDLER, T. *et al.* Short-term flooding increases CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O emissions from trees in a riparian forest soil-stem continuum. **Scientific reports**, v. 10, n. 1, p. 3204, 2020.
- SERRANO-SILVA, N. *et al.* Methanogenesis and Methanotrophy in Soil: A Review. **Pedosphere**, v. 24, n. 3, p. 291–307, 2014.
- SHA, C. *et al.* Methane emissions from freshwater riverine wetlands. **Ecological Engineering**, v. 37, n. 1, p. 16–24, 2011.
- SHI, W. Y. *et al.* Physical and biogeochemical controls on soil respiration along a topographical gradient in a semiarid forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 247, p. 1–11, 2017.
- SILVA, C. A. R.; SAMPAIO, L. S. Speciation of phosphorus in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary. **Mangroves and Salt Marshes**, v. 2, n. 1, p. 51–57, 1998.
- SILVA, C. M. *et al.* Variação temporal do efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em sistemas agroflorestais com palma de óleo na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, v. 46, n. 1, p. 1–12, 2016.
- SILVA JÚNIOR, J. A. *et al.* Fluxos de CO<sub>2</sub> do solo na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, durante o experimento ESECAFLOR/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 85–94, 2013.
- SILVA, S. B. E. **Análise de solo para ciências agrárias**. 2<sup>o</sup> ed. Belém: Edufra, 2018.
- SIQUEIRA NETO, M. *et al.* Emissão de gases do efeito estufa em diferentes usos da terra no bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 63–76, 2011.
- SJÖGERSTEN, S. *et al.* Tropical wetlands: A missing link in the global carbon cycle? **Global Biogeochemical Cycles**, v. 28, n. 12, p. 1371–1386, 2014.
- SMITH, P. *et al.* Greenhouse gas mitigation in agriculture. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1492, p. 789–813, 2008.
- SOTTA, E. D. *et al.* Soil CO<sub>2</sub> efflux in a tropical forest in the Central Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 601–617, 2004.

- SOUZA, A. P. S.; JARDIM, M. A. G. Diversidade florística e padrões ecológicos de palmeiras da Área de Proteção Ambiental , Ilha do Combu, Belém, Pará, Brasil. **Biota Amazônia**, v. 5, n. 3, p. 8–13, 2015.
- SUNDQVIST, E. *et al.* Short-term effects of thinning, clear-cutting and stump harvesting on methane exchange in a boreal forest. **Biogeosciences**, v. 11, n. 21, p. 6095–6105, 2014.
- SUTTON-GRIER, A. E.; MEGONIGAL, J. P. Plant species traits regulate methane production in freshwater wetland soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 43, n. 2, p. 413–420, 2011.
- TYUTIKOV, M. *et al.* Bacteriophages of methanotrophic bacteria. **Journal of Bacteriology**, v. 144, n. 1, p. 375–381, 1980.
- VAN HAREN, J. *et al.* A versatile gas flux chamber reveals high tree stem CH<sub>4</sub> emissions in Amazonian peatland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 307, p. 108504, 2021.
- VERCHOT, L. V. *et al.* Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. **Ecosystems**, v. 3, n. 1, p. 41–56, 2000.
- VERCHOT, L. V. *et al.* Land-use change and Biogeochemical controls of soil CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluxes in Cameroonian forest landscapes. **Journal of Integrative Environmental Sciences**, v. 17, n. 3, p. 45–67, 2020.
- VILLA, J. A.; BERNAL, B. Carbon sequestration in wetlands, from science to practice: An overview of the biogeochemical process, measurement methods, and policy framework. **Ecological Engineering**, v. 114, p. 115–128, 2018.
- WANG, W. *et al.* Species-specific impacts of invasive plant success on vertical profiles of soil carbon accumulation and nutrient retention in the minjiang river tidal estuarine wetlands of China. **Soil Systems**, v. 2, n. 1, p. 1–23, 2018.
- WANG, Z. P. *et al.* Soil Redox and pH Effects on Methane Production in a Flooded Rice Soil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, n. 2, p. 382–385, 1993.
- WANG, Z. Y. *et al.* Biotic and Abiotic Contribution to Diurnal Soil CO<sub>2</sub> Fluxes from Saline/Alkaline Soils. **Scientific reports**, v. 10, n. 1, p. 5396, 2020.
- WANYAMA, I. *et al.* Soil carbon dioxide and methane fluxes from forests and other land use types in an African tropical montane region. **Biogeochemistry**, v. 143, n. 2, p. 171–190, 2019.
- WARNER, D. L. *et al.* Transitional slopes act as hotspots of both soil CO<sub>2</sub> emission and CH<sub>4</sub> uptake in a temperate forest landscape. **Biogeochemistry**, v. 138, n. 2, p. 121–135, 2018.
- WEI, S. *et al.* Effect of tidal flooding on ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in a salt marsh in the Yellow River Delta. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 232, p. 106512, 2020.
- WERE, D. *et al.* Carbon Sequestration by Wetlands: A Critical Review of Enhancement Measures for Climate Change Mitigation. **Earth Systems and Environment**, v. 3, n. 2, p. 327–340, 2019.

WERE, D. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Fluxes from Various Vegetation Communities of a Natural Tropical Freshwater Wetland in Different Seasons. **Environmental Processes**, v. 8, n. 2, p. 553–571, 2021.

WILSON, C. *et al.* Contribution of regional sources to atmospheric methane over the Amazon Basin in 2010 and 2011. **Global biogeochemical cycles**, v. 30, p. 400–420, 2016.

WITTMANN, F.; SCHÖNGART, J.; JUNK, W. J. Phytogeography, Species Diversity, Community Structure and Dynamics of Central Amazonian Floodplain Forests. *In: Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology*. Springer ed. Dordrecht, 2010. p. 61–102.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION-WMO. **WMO Greenhouse Gas Bulletin: the State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2018**. Geneva. Disponível em: [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=10100](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10100). 2019.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION-WMO. **WMO Greenhouse Gas Bulletin: the State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2020**. Geneva, Switzerland. Disponível em: [https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice\\_display&id=21975#.YgV9I1WZOpo](https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=21975#.YgV9I1WZOpo). 2021.

WU, D. *et al.* Characteristics and metabolic patterns of soil methanogenic archaea communities in the high-latitude natural forested wetlands of China. **Ecology and Evolution**, v. 11, n. 15, p. 10396–10408, 2021.

YANG, M. *et al.* Spatial and seasonal CH<sub>4</sub> flux in the littoral zone of Miyun reservoir near Beijing: The effects of water level and its fluctuation. **PLoS ONE**, v. 9, n. 4, p. 1–9, 2014.

ZANCHI, F. B. *et al.* Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo na Amazônia central: Efeitos ambiental e metodológico. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 2, p. 173–184, 2012.

ZHANG, L. *et al.* Distinct methanotrophic communities exist in habitats with different soil water contents. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 132, p. 143–152, 2019.

ZHANG, T.; LIU, X.; AN, Y. Fluctuating water level effects on soil greenhouse gas emissions of returning farmland to wetland. **Journal of Soils and Sediments**, v. 20, n. 11, p. 3857–3866, 2020.

ZHANG, X. *et al.* Effects of continuous drought stress on soil respiration in a tropical rainforest in southwest China. **Plant and Soil**, v. 394, n. 1–2, p. 343–353, 2015.

ZHANG, Y. *et al.* Variations in wetland hydrology drive rapid changes in the microbial community, carbon metabolic activity, and greenhouse gas fluxes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 317, p. 269–285, 2022.

ZHAO, M. *et al.* Inundation depth affects ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange by changing plant productivity in a freshwater wetland in the Yellow River Estuary. **Plant and Soil**, v. 454, n. 1–2, p. 87–102, 2020.

ZHU, D. *et al.* Methane emissions respond to soil temperature in convergent patterns but divergent sensitivities across wetlands along altitude. **Global Change Biology**, v. 27, n. 4, p. 941–955, 2021.

### CAPÍTULO 3 EFEITO DAS MARÉS NA DINÂMICA DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E CH<sub>4</sub> NO ECOSISTEMA DE VÁRZEA DO ESTUÁRIO AMAZÔNICO

#### RESUMO

As áreas de várzea estuarina na Amazônia são periodicamente inundadas por marés cujo processo hidrológico controla a troca de carbono entre o solo e a atmosfera. Pouco se sabe sobre os efeitos das marés de sizígia e quadratura, e dos movimentos de enchente e vazante sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para ecossistemas de várzea, com medições simultâneas na superfície do solo e da água. O objetivo deste estudo foi compreender a dinâmica dos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> simultaneamente na água e no solo, em um ambiente de várzea do estuário amazônico em um ciclo de maré durante os períodos sazonais do ano. O estudo foi conduzido com a medição de fluxos de GEE com câmaras flutuantes e estáticas, em medidas simultaneamente na água e solo, respectivamente. Os resultados mostraram que o fluxo no riacho (água-ar) tem uma média geral de 6,25 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 427,36 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, e no solo-ar 12,71 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 17,16 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Existe forte influência das marés nos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> do riacho, com maiores fluxos de GEE em marés de sizígia e nas vazantes. Os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> do solo sendo um pouco maior na maré de quadratura e durante a vazante, e o F<sub>CH<sub>4</sub></sub> foi maior na maré de sizígia e vazante, não mostrando um padrão definido. A condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (TDS) da água, e temperatura do solo (Ts), umidade relativa (UR) e pressão atmosférica influencia os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub>. Os diferentes tipos e intervalos das marés no riacho têm impactos fortes nos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo de carbono pela troca de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> água-atmosfera. Os solos da floresta estuarina não sofrem influência das marés, embora na vazante tenha taxas mais altas de emissão de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>.

**Palavras-chave:** dióxido de carbono; metano; maré; enchente; vazante. Amazônia.

## ABSTRACT

The floodplain areas of the Amazon estuary are periodically flooded by tides whose hydrological process controls the exchange of carbon between the soil and the atmosphere. Little is known about the effects of syzygy and quadrature tides, and the consequent ebb and flow movements, on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in floodplain ecosystems, mainly with simultaneous measurements on the soil and water surface. The objective of this study was to understand the dynamics of F<sub>CO<sub>2</sub></sub> and F<sub>CH<sub>4</sub></sub> simultaneously in water and in soil, in a floodplain environment of the Amazon estuary in a tidal cycle during the seasonal periods of the year. The study was conducted with the measurement of GHG fluxes with floating and static chambers, measured simultaneously in water and soil, respectively. The results showed that the stream flow (water-air) has an annual average of 6.25 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 427.36 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, and from the soil was 12.71 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 17.16 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. There is a strong tidal influence on the stream's F<sub>CO<sub>2</sub></sub> and F<sub>CH<sub>4</sub></sub>, with higher GHG fluxes in syzygy and ebb tides. Soil F<sub>CO<sub>2</sub></sub> being slightly higher at slumping tide and during ebb period. The F<sub>CH<sub>4</sub></sub> was higher at syzygy and also in the ebb tide, however not showing a defined pattern. Electrical conductivity (EC) and total dissolved solids (TDS) in the water, and soil temperature (Ts), relative humidity (RH) and atmospheric pressure influence differently on F<sub>CO<sub>2</sub></sub> and F<sub>CH<sub>4</sub></sub>. The tidal ranges in the stream have strong impacts on the water's F<sub>CO<sub>2</sub></sub> and F<sub>CH<sub>4</sub></sub>, which play a key role in the carbon cycle through water-atmosphere CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> exchange. The soils of the floodplain forest are not influenced by the tides, although in the ebb tide it has higher rates of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emission.

**Keywords:** carbon dioxide; methane; tide; flood; ebbing; Amazon.

### 3.1 Introdução

O aumento sistemático e de longo prazo da concentração de gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, decorrentes principalmente das emissões antrópicas, estão alterando o balanço global de energia e potencializam o aquecimento global do planeta (IPCC, 2001; IPCC, 2014). O dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e o metano ( $\text{CH}_4$ ) são os dois GEE com maiores potenciais de aumento da concentração na atmosfera. A importância do  $\text{CO}_2$  é por ser mais abundante na atmosfera, e o  $\text{CH}_4$  por possuir um potencial de aquecimento global, sendo 28 vezes mais efetivo do que o  $\text{CO}_2$  para um período de 100 anos (IPCC, 2014). O  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  contribuem aproximadamente com 66% e 17% ao forçante radiativa, respectivamente (WMO, 2019).

O  $\text{CH}_4$  é produzido principalmente por uma etapa final da degradação anaeróbica da matéria orgânica (MO) por arqueias metanogênicas (CONRAD et al., 2011). As áreas úmidas e águas interiores são as maiores fontes naturais de  $\text{CH}_4$  para a atmosfera (KIRSCHKE et al., 2013). A maioria dos sistemas fluviais são supersaturados com  $\text{CH}_4$  e estima-se a emissão global anual de 26,8 Tg  $\text{CH}_4$ , o que equivale a 15% e 40% das emissões de zonas úmidas e lagos, respectivamente (STANLEY et al., 2016).

O  $\text{CO}_2$  é produto final da respiração biótica do ecossistema, troca geoquímica abiótica (WANG et al., 2020; STANLEY et al., 2016), e pela atividade respiratória dos microrganismos e raízes do solo (HAN; ZHU, 2020), bem como da decomposição microbiana da matéria orgânica. Estas atividades são reguladas pela umidade (DAVIDSON et al., 2000; DAVIDSON; JANSSENS, 2006) e temperatura do solo (BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998). A precipitação, uma das fontes de umidade do solo, afeta diretamente o metabolismo respiratório dos organismos (BOND-LAMBERTY et al., 2018; DAVIDSON; BELK; BOONE, 1998), sendo que em floresta de várzea do estuário o movimento das marés também tem grande importância na umidade do solo.

Os sistemas fluviais (rios e riachos) são essenciais no transporte e transformação de carbono orgânico, que é fixado pela produção primária terrestre (STANLEY et al., 2016; WARD et al., 2015). A emissão de  $\text{CO}_2$  pelos rios é influenciada pelo carbono orgânico proveniente de áreas adjacentes, e transportado por águas interiores (riachos) (SAWAKUCHI et al., 2017). As emissões de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  para a atmosfera das águas interiores (riachos e rios, lagos e reservatórios) são quase equivalentes a sumidouros oceânicos e terrestres em todo o mundo (BORGES et al., 2015).

Os rios e riachos de água doce desempenham um papel fundamental no ciclo global e regional do carbono e são considerados como fontes significativas de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera

(NI et al., 2019). São impulsionadores de fluxos de carbono, pelas entradas diretas de carbono das áreas inundadas pelos rios, através das taxas metabólicas do ecossistema aquático (WEGENER; COVINO; WOHL, 2017). Além disso, a principal fonte de emissão de CO<sub>2</sub> dos rios de várzea amazônica é pela entrada de CO<sub>2</sub> dissolvido procedente de solo de florestas inundadas e várzeas adjacentes (ABRIL et al., 2014). As emissões de CO<sub>2</sub> de pequenos riachos derivam da terra adjacente (HOTCHKISS et al., 2015).

Para a produção de CO<sub>2</sub> nos ambientes aquáticos, a respiração microbiana e as reações fotoquímicas são fundamentais para o processo de mineralização do CO<sub>2</sub> (AMARAL et al., 2013). Os rios são sistemas heterotróficos que decompõem a matéria orgânica *in situ*, produzindo CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> que podem ser emitidos para a atmosfera (AMARAL et al., 2019; HAN et al., 2019). O aumento de matéria orgânica aumenta a metanogênese, resultando em maiores fluxos de CH<sub>4</sub> para a atmosfera (BARBOSA et al., 2020). Neste caso, as águas interiores, como os rios e riachos, são consideradas importantes fontes de CH<sub>4</sub> para a atmosfera (PEIXOTO et al., 2015).

As áreas de várzea amazônica são ecossistemas muito produtivos devido ao enriquecimento regular em nutrientes pela água barrenta dos rios (VIERS et al., 2005), e com as águas ricas em matéria orgânica dissolvida e com alta concentração de material húmico (ABRIL et al., 2014). A composição química das águas que transitam nas várzeas é controlada por reações que acontecem nas interfaces sedimento-água e planta-água (VIERS et al., 2005). As áreas inundadas de várzea amazônica são fonte de carbono orgânico para os cursos de rios e riachos, onde é emitido para a atmosfera na forma de CO<sub>2</sub> (MOREIRA-TURCQ et al., 2013). Além disso, abastece com carbono orgânico que pode ser decomposto por bactérias heterotróficas, corroborando com os fluxos de CO<sub>2</sub> (WARD et al., 2016).

As relações de sumidouro ou fonte e os controles sobre a produção e emissão de CH<sub>4</sub> na bacia amazônica vêm principalmente de áreas úmidas, lagos e planícies de inundação (POTTER; MELACK; ENGLE, 2014). Nenhum estudo abordou medições simultâneas em água e solo sob a influência das marés nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>. As inundações extremas aumentam os fluxos de CO<sub>2</sub> das águas dos rios na Amazônia (ALMEIDA et al., 2017). Durante os períodos altos das águas, os fluxos de CO<sub>2</sub> aumentaram até 50% (ALMEIDA et al., 2017). Os ciclos de maré são a qualidade hidrológica essencial de zonas úmidas e controla sua troca de carbono no ecossistema (WEI et al., 2020). Para Abril et al. (2014) é importante abordar a influência das áreas florestadas inundadas temporariamente, por combinar alta produção aérea e rápida exportação de carbono das águas interiores (riachos e rios). É necessário estudar os rios pertos da costa oceânicas para compreender melhor a dinâmica dos



$F_{CO_2}$ , e incluir nos balanços de carbono em escala regional e global (SAWAKUCHI et al., 2017).

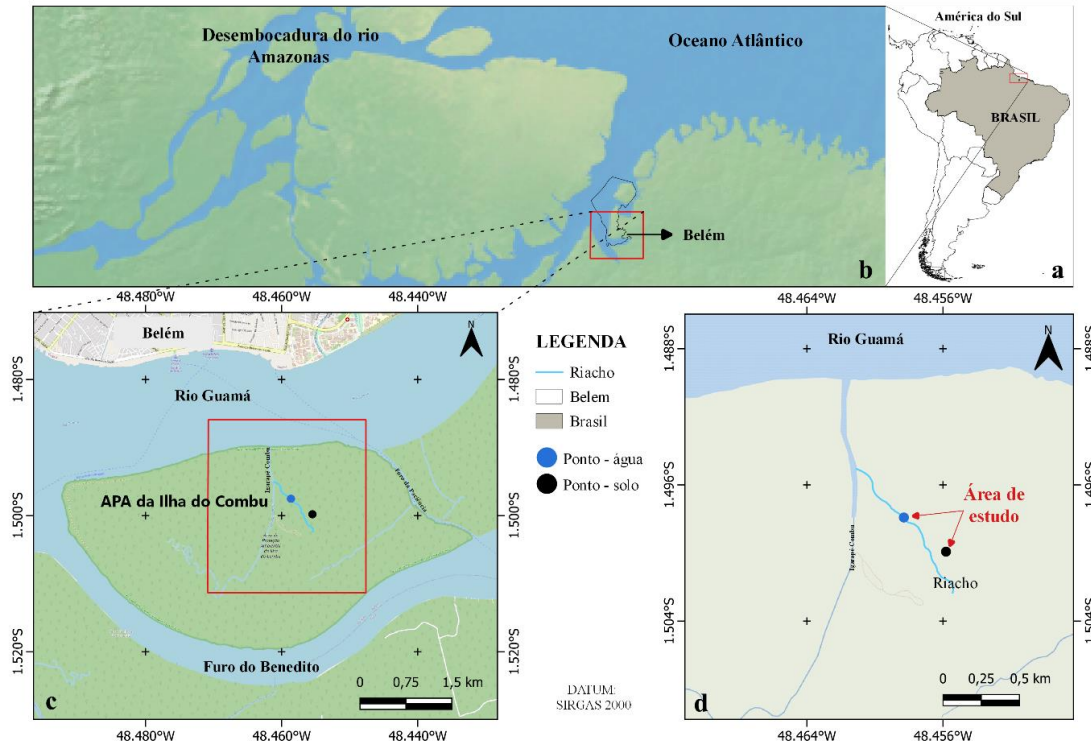
Os rios de água doce na Amazônia tropical, mais próximos à costa, são considerados áreas importantes em termos de emissões de  $CO_2$  (SAWAKUCHI et al., 2017). Essas áreas são misturas de planícies aluviais, florestas inundadas pela ação das marés sobre a bacia hidrográfica circundante que abastece os rios com  $CO_2$  (ABRIL et al., 2014). Esses rios são influenciados pelas marés com elevada concentração de carbono orgânico nas suas águas (13% mais em comparação a trechos mais altos – Óbidos), e precisam ser melhor compreendidos para elaboração dos balanços de carbono regional e global (WARD et al., 2015). Neste contexto, é necessário conhecer melhor de que maneira e quais os fatores responsáveis do aporte de carbono dos riachos aos rios principais para entender o papel das redes fluviais em ciclos de carbono regionais e globais. O objetivo deste estudo foi investigar simultaneamente o fluxo de  $CO_2$  e  $CH_4$  do solo e da água em uma interação entre um riacho que alaga periodicamente a floresta de várzea da APA da Ilha Combú. A área de estudo sofre a influência da maré, que ao crescer represa o rio, o qual inundam as áreas de topografia baixa no estuário Amazônico.

## 3.2 Material e Métodos

### 3.2.1 Área de estudo

A área de proteção ambiental da Ilha do Combú (APA Ilha do Combú) tem aproximadamente 15 km<sup>2</sup> é constituída de ecossistema típico de várzea estuarina da Amazônia brasileira (Figura 1c). Os locais de medição foram no riacho (que adentra a floresta e deságua no furo do Combú), onde o solo é periodicamente inundado pelo movimento das marés (Figura 1d). Com coordenadas geográficas no riacho com Longitude 48° 27'30.4056" W e Latitude 1° 29'52.0512" S, e no solo com Longitude 48°27'23.5008" W e Latitude 1°29'58.3044" S (Figura 1d). Possui temperatura atmosférica média anual de 27 °C, e precipitação de 3.286 mm ano<sup>-1</sup>. O clima da região é do tipo *Af*, segundo a classificação de Köppen (PEEL; FINLAYSON; McMAHON, 2007). A estação chuvosa se concentra nos meses de janeiro a junho, e a estação menos chuvosa nos meses de julho a dezembro. Os solos são de tipo Gley pouco húmico (SILVA; SAMPAIO, 1998).

Figura 1 – Localização da área de estudo, a) América do sul; b) Município de Belém (contorno azul); c) Área de Proteção Ambiental da Ilha do Combú (APA Ilha do Combú); e d) localização de medições na água (círculo azul) e no solo (círculo preto).

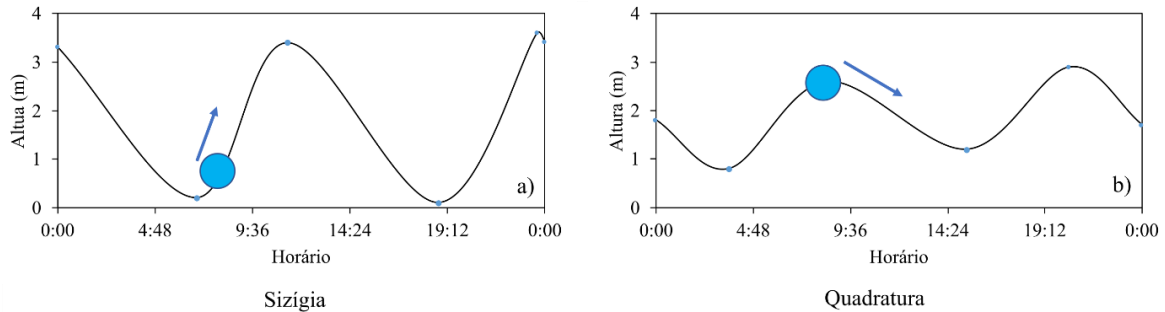


### 3.2.2 Desenho experimental

Os meses escolhidos para a análise foram os com maior e menor precipitação (março e setembro, respectivamente), e nos meses ao final dos períodos sazonais (julho e dezembro). As medições simultâneas no solo e na água aconteceram nos dias que amanheciam com a maré baixa (09/03/2020, 09/07/2020, 14/09/2020 e 01/12/2020) e nos dias que amanheciam com a maré alta (19/03/2020, 16/07/2020, 07/09/2020 e 10/12/2020). O tipo de maré em sizígia foi quando a maré estava baixa (começou a encher) e maré em quadratura quando a maré estava alta (começou a vaziar) (Figura 2). As medições horárias foram realizadas no período das 07h00min até as 17h00min. As câmaras de fluxo no solo foram construídas com quatro anéis de PVC de 12,0 cm de altura e 19,2 cm de diâmetro, sendo enterradas aproximadamente 2,0 cm no solo e permanecendo no local até o final do estudo (DAVIDSON et al., 2000). Estes anéis se localizavam em uma circunferência de 700 cm de diâmetro, sendo equidistantes uma câmara da outra, e os fluxos foram medidos usando a técnica da câmara estática fechada (HUANG et al., 2019; NORMAN et al., 1997). Já os fluxos dos gases na água foram também medidos através da técnica da câmara estática fechada, utilizando uma

câmara flutuante dinâmica (área de 804,0 cm<sup>2</sup> e volume de 9.650 cm<sup>3</sup>), descrita por Jacotot, Marchand e Allenbach (2018).

Figura 2 – Tipo de maré (sizígia e quadratura), intervalo de maré (enchente (a) e vazante (b)) e medição em maré baixa a) e em maré alta b).



### 3.2.3 Caracterização físico-química da água e do ar

As características físico-químicas da coluna da água, a uma profundidade de 0,9 m, foram realizadas com uma sonda multiparâmetros de qualidade de água de marca HORIBA (Modelo U51-G) e aconteceram simultaneamente com as medições dos fluxos. As variáveis analisadas foram: temperatura da água ( $T_a$ ; °C), potencial de hidrogênio (pH), potencial de oxirredução (ORP; mV), condutividade elétrica (CE:  $\mu\text{S cm}^{-1}$ ), turbidez (NTU), oxigênio dissolvido (OD;  $\text{mg L}^{-1}$ ), sólidos totais dissolvidos (STD;  $\text{g L}^{-1}$ ) e porcentagem de sal (sal%).

Na superfície do solo (até 3,0 cm) foi medido a temperatura ( $T_s$ , °C) com um termômetro digital portátil (modelo TP101). Na altura de 100 cm acima do solo, com auxílio de um anemômetro digital multifuncional, foram quantificados a temperatura do ar ( $T_{ar}$ , °C), a umidade relativa (UR, %), e a pressão atmosférica (P, hPa). Todas as medições foram realizadas simultaneamente com as medições dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>.

Os dados de precipitação foram disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2021), sendo a estação meteorológica localizada no município de Belém (Longitude 48°26'14.00" W e Latitude 1°26'09.00" S), a uma distância de 6,5 km da área de estudo. Os dados de maré foram obtidos com base nos dados do Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (2020) localizado no porto de Belém (latitude 01° 26'.2 S e longitude 048° 29'.6 W).

### 3.2.4 Medições dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> na água e no solo

Dois analisadores com sistema automatizado *Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer* (UGGA - modelo 915-0011), *Los Gatos Research* (LGR) foram usados para medições simultâneas (água e solo) de  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  (MAHESH et al., 2015). O aparelho mede simultaneamente as concentrações dos dois gases de forma contínua, a cada dois segundos, e armazena os dados automaticamente (WEI et al., 2020). Durante cada análise de fluxo, os

anéis localizados no solo foram sequencialmente fechados com a tampa por 3,0 minutos (PEARSON; PIZZUTO; VARGAS, 2016; WARNER et al., 2017), Para medição dos fluxos na água, a câmara flutuante era deixada de boca para baixo sobre a água por 3,0 minutos e posteriormente aberta acima da água por 1,0 minuto em uma sequência de quatro vezes, o mesmo acontecendo para os fluxos do solo. Para saber o volume das câmaras de solo, ao final de cada dia de medição de fluxo, foi medido com auxílio de uma régua, quatro altura equidistante internas ao anel, e posteriormente foi calculado o volume da câmara somando o volume do anel mais o volume da tampa de PVC. A câmara flutuante, como estava flutuando sobre a água, possui um volume fixo e não necessitou de medidas periódicas.

### 3.2.5 Cálculo dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

O  $F_{CO_2}$  (g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e  $F_{CH_4}$  (mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) no riacho (água-ar) e no solo (solo-ar), foram determinados a partir de dados de concentração (dc em ppm) em relação ao tempo decorrido (dt em segundos). Fluxos calculados pela seguinte equação.

$$F = PVMU \left( \frac{dc/dt}{ATR} \right) \quad (1)$$

Onde,  $F$  é o fluxo de um gás (g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> ou mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>),  $P$  é a pressão atmosférica (atm),  $V$  é o volume interno da câmara em litros (L),  $M$  a massa molecular do CO<sub>2</sub> (44 g mol<sup>-1</sup>), ou CH<sub>4</sub> (16 g mol<sup>-1</sup>),  $U$  é fator de conversão das unidades (0,0864 L seg μL<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>),  $A$  é a área de superfície coberta pela câmara (m<sup>2</sup>),  $T$  (K) é a temperatura do ar no interior da câmara no momento da amostragem,  $R$  é constante do gás (0,08205 L atm K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>),  $dc/dt$  é o declive da regressão linear entre a concentração de gás e o tempo decorrido (ppm s<sup>-1</sup>). Desta forma os fluxos foram calculados a partir da taxa de aumento da concentração em função do tempo decorrido após o fechamento da câmara, ajustando-se ao volume da câmara e à área coberta, conforme proposto por (ABICHOU et al., 2006; NAKANO et al., 2004; DAVIDSON et al., 2000). Para o fluxo significativamente diferente de zero,  $R^2$  teria que ser maior que 0,3 (SUNDQVIST et al., 2014).

### 3.2.6 Análise estatística

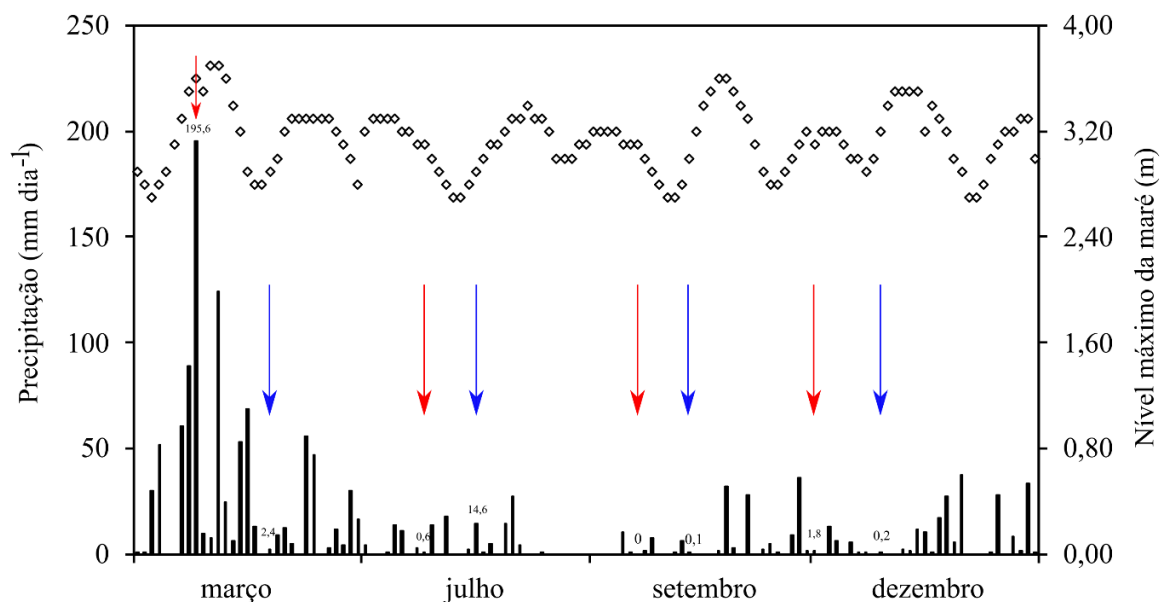
Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  da água e do solo (dados), as variáveis físico-químicas da água e ambientais do solo foram determinados a normalidade e homogeneidade pelo método de ajuste de Shapiro-Wilks. Os dados e variáveis que não obedeceram a uma distribuição normal foram comparados pelo teste Kruskal-Wallis. Os resultados que apresentaram distribuição normal foram submetidos à análise de variância (ANOVA,  $p < 0,05$ ), e as diferenças entre as médias foram avaliadas pelo teste Tukey ( $p < 0,05$ ). A relação entre os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  com as

variáveis físico-químico da água, e ambientais do solo foram avaliadas pela significância dos coeficientes de correlação linear de Pearson, ao nível de significância de 5%. Todas as análises estatísticas foram realizadas com o software InfoStat versão 2020 (DI RIENZO et al., 2020). Todos os dados foram descritos como médias  $\pm$  erro padrão da média.

### 3.3 Resultados

A precipitação pluvial média anual do período de 30 anos para a estação do INMET na região metropolitana de Belém (1990 – 2020) foi  $3.286,5 \pm 82,0$  mm, e a precipitação total anual na região de Belém durante o ano de estudo (2020) foi de 4.508,1 mm. Nos dias de medição dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  a precipitação total diárias foram maiores nas medições que aconteceram no período do inverno (Figura 3; Tabela 1), sendo que a maior precipitação pluvial aconteceu em 09 de março com 195,6 mm e a menor no mês de setembro com 0,0 mm, sendo que as precipitações geralmente aconteceram no período da tarde (Figura 3; Tabela 1). A maré nesta área é semidiurna (SD), que ocorre duas vezes por dia (LEITE NETO; SAAVEDRA; SOUZA RIBEIRO, 2015). No período do estudo, além da variação sazonal das chuvas, apresentou as marés altas mais elevadas nos meses de março e setembro, e as marés altas menos elevadas nos meses de julho e dezembro (Figura 3).

Figura 3 - Totais diários da precipitação pluvial, na área de várzea estuarina em Belém (PA). Os quadrados contínuos são o nível máximo da maré do período de estudo 2020. As setas indicam os dias de coleta (cor vermelha indica a maré de sizígia e cor azul indica a maré de quadratura).



A dinâmica das marés nos dias de medição dos fluxos teve uma variação dependendo das alturas, na maré de sizígia o máximo e mínimo aconteceu em março (3,6 m e 0,1,

respectivamente). Enquanto, na maré de quadratura o máximo foi em dezembro e a menor maré em setembro (Tabela 1).

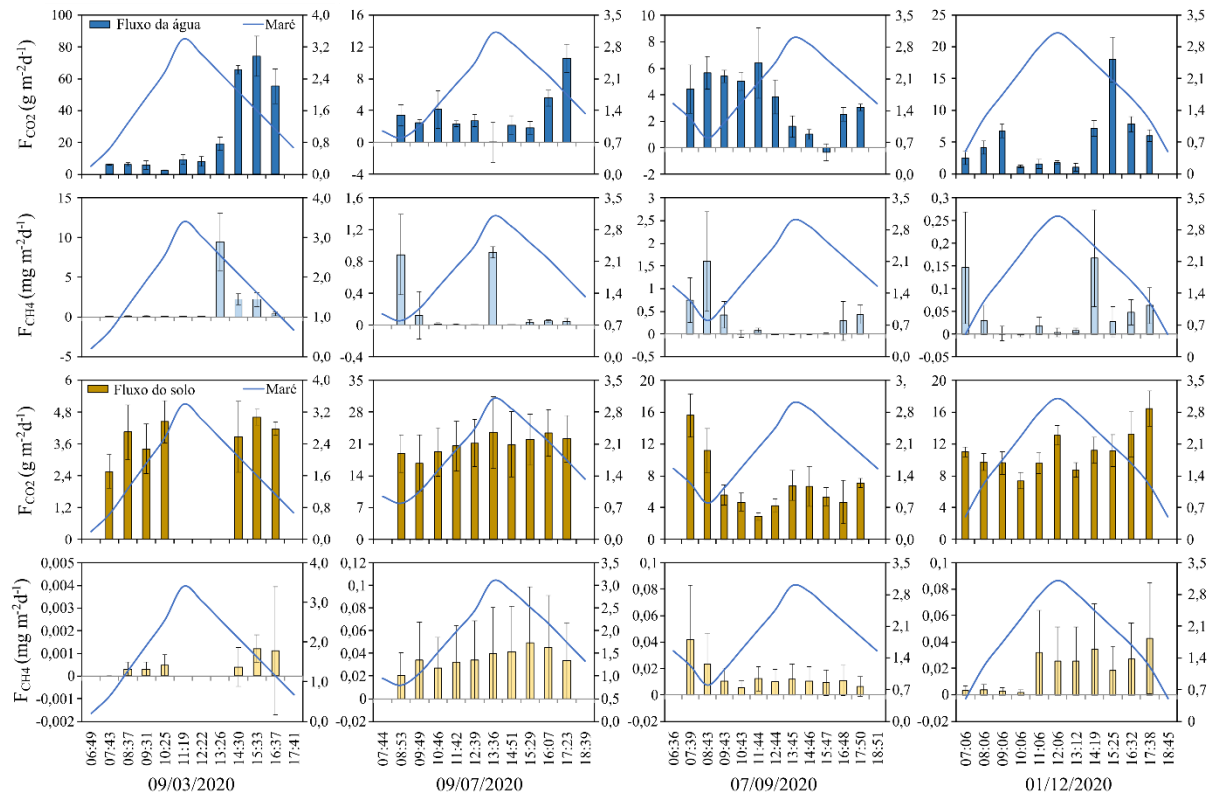
Tabela 1 – Dinâmica das marés e precipitação pluvial nos períodos de estudo de 2020.

Tipo de maré	Dia/mês	Altura máxima (m)	Altura mínima (m)	Precipitação pluvial (mm)	Altura de maré (início medição)	Altura de maré (final medição)
Maré de sizígia	09/março	3,6	0,1	195,6	0,4	0,6
	09/julho	3,1	0,6	0,6	0,8	1,8
	07/setembro	3,1	0,7	0,0	1,0	1,9
	01/dezembro	3,1	0,5	1,8	0,5	0,8
Maré de quadratura	19/março	2,9	0,8	2,4	2,5	1,4
	16/julho	2,9	0,8	14,6	2,9	1,5
	14/setembro	3	0,6	0,1	2,8	1,1
	10/dezembro	3,2	0,7	0,2	3,0	1,5

### 3.3.1 Dinâmica temporária dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> na água e no solo

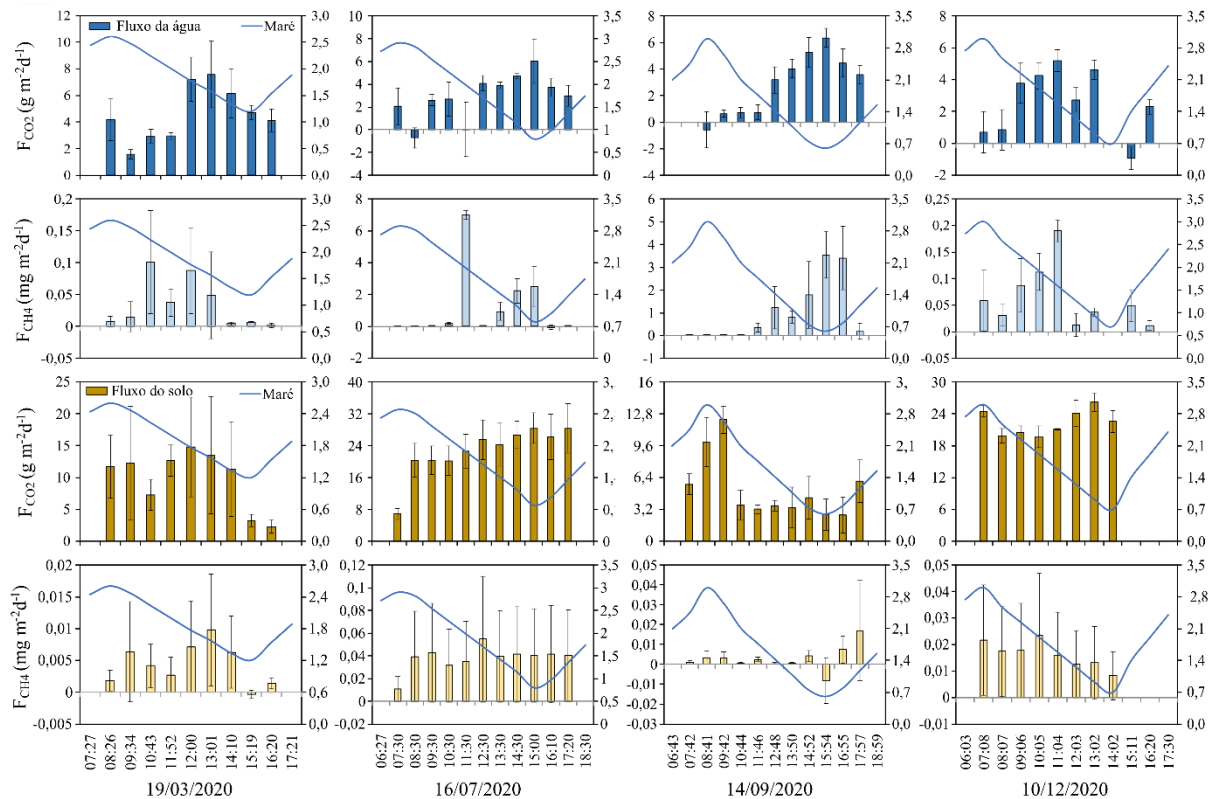
Em maré de sizígia (Figura 4), os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água aumentaram à medida que a maré estava vazando, sendo esse padrão observado na maioria dos dias de medição. No entanto, o solo não mostrou um padrão de variação nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  entre a maré enchente e vazante (Figura 4). Durante uma maré de sizígia (09/03/2021), o solo foi inundado com um volume alto da maré, cobrindo o sítio de medição no solo e inundando as florestas adjacentes ao riacho durante pelo menos três horas, que foi acompanhado por um aumento gradual na altura máxima da maré de 0,2 m para 3,4 m.

Figura 4 - Fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $F_{\text{CO}_2}$ ) em  $\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e fluxo de  $\text{CH}_4$  ( $F_{\text{CH}_4}$ ) em  $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na água (cor azul) e no solo (cor laranja) em maré de sizígia, em relação às horas do dia. As barras representam (média  $\pm$  erro padrão).



Durante a maré de quadratura (Figura 5), o volume da água não foi suficiente para cobrir a superfície do solo em nenhuma data de medição. Nesse período de inundação e pós-inundação os  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  foram muito maiores na água e menores no solo. Em maré de quadratura, na água os  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  também aumentaram à medida que a maré estava vazante, esse padrão foi observado na maioria dos dias de medição. Entretanto, os fluxos do solo não mostraram um padrão de variação nos  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  entre a maré enchente e vazante, porém, a emissão de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  foram maiores quando a maré estava vazante.

Figura 5 - Fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $F_{\text{CO}_2}$ ;  $\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) e fluxo de  $\text{CH}_4$  ( $F_{\text{CH}_4}$ ;  $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) na água (cor azul) e no solo (cor laranja) em maré de quadratura, em relação às horas do dia. As barras representam (média  $\pm$  erro padrão).

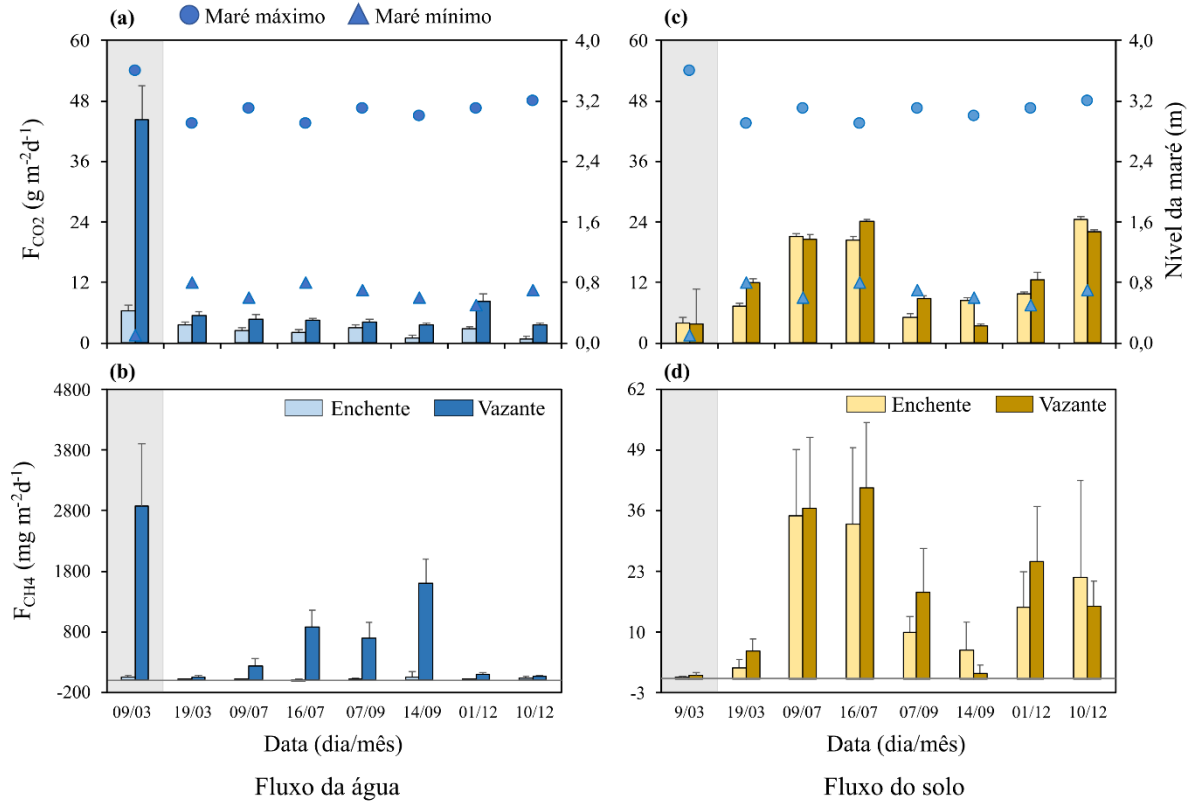


Durante os intervalos de maré (enchente e vazante), os  $F_{\text{CO}_2}$  médios na água foram de  $2,89 \pm 0,27$  e  $9,14 \pm 1,22 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em maré enchente e vazante, respectivamente, e o  $F_{\text{CH}_4}$  de  $20,99 \pm 10,61$  e  $815,74 \pm 150,72 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na maré enchente e vazante, respectivamente (Figura 6a; 6b). Por outro lado, o  $F_{\text{CO}_2}$  no solo foi de  $11,39 \pm 0,86$  e  $14,02 \pm 0,76 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em enchente e vazante, respectivamente, e o  $F_{\text{CH}_4}$  de  $15,60 \pm 3,51$  e  $18,57 \pm 3,48 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na maré enchente e vazante, respectivamente (Figura 6c; 6d).

Os  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  na água durante a enchente da maré foram muito menores do que as vazantes de marés, sendo altamente significativos ( $p < 0,001$ ) (Tabela 2; Figura 6a; 6b). Entretanto, apesar do fluxo do solo ser maior na vazante da maré, a diferença não foi significativa quando comparado com a enchente da maré (Tabela 3; Figura 6c; 6d). Além disso, houve uma maior emissão de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  da água quando a amplitude de maré foi maior em contraste com as menores amplitudes de maré (Tabela 2; Figura 6a; 6b). Contrariamente ao que aconteceu no solo, os  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  foram muito menores quando a amplitude da maré foi maior, e foram maiores os  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  com a menor amplitude das marés (Tabela 3; Figura 6c; 6d).



Figura 6 – Fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>; g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e fluxo de CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>; mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) na água e no solo. Onde (a; b) fluxos da água e (c; d) fluxos do solo. As barras representam (média ± erro padrão), e os círculos e triângulos mostram o nível da maré (máximo e mínimo), respectivamente por dia. A área sombreada de cinza representa o período de inundação da floresta.



Na interface água-ar o maior F<sub>CO2</sub> foi com maré vazante de sizígia, produzindo  $44,20 \pm 6,85$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e o menor  $0,68 \pm 0,61$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na maré enchente de quadratura (Tabela 2). Enquanto o maior F<sub>CH4</sub> foi  $2.869,25 \pm 1.034,57$  e menor  $7,17 \pm 4,34$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, ambos na maré de sizígia (Tabela 2). Na interface solo-ar o maior F<sub>CO2</sub> foi  $24,52 \pm 1,04$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na enchente, e menor foi de  $3,35 \pm 0,53$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na maré vazante, ambos durante a maré de quadratura (Tabela 3). Por outro lado, o maior F<sub>CH4</sub> foi  $40,83 \pm 14,07$  na vazante e o menor  $0,37 \pm 0,20$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na enchente (Tabela 3).

O maior impacto na água aconteceu durante a maré vazante de sizígia, incrementando significativamente os F<sub>CO2</sub> e F<sub>CH4</sub>, o qual aumentou de  $6,44 \pm 1,04$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $44,20 \pm 6,85$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e de  $51,84 \pm 29,66$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $2.869,25 \pm 1.034,57$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na maré enchente e vazante, respectivamente (Tabela 2; Figura 6a; 6b). Esses fluxos foram significativamente maiores em comparação com as outras datas amostradas. Este fenômeno na água pode ser atribuído à matéria orgânica que estava presente nos solos de várzea e foram trazidos durante a vazante, incrementado os F<sub>CO2</sub> e F<sub>CH4</sub> no riacho.

Contrariamente aconteceu no solo, o F<sub>CO2</sub> diminuiu  $3,80 \pm 0,39$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> depois de um período de inundação e o F<sub>CH4</sub> aumentou  $0,68 \pm 0,69$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em comparação ao

período antes da inundação (Tabela 3; Figura 6c; 6d), esses fluxos foram muito menores em comparação com outras datas de medição. Estes resultados evidenciam a influência da inundação na retirada do CH<sub>4</sub> do solo, o qual sai pelas águas carregadas pelo igarapé após inundar o solo da várzea.

### 3.3.2 Variação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> na água em diferentes tipos e intervalos de maré

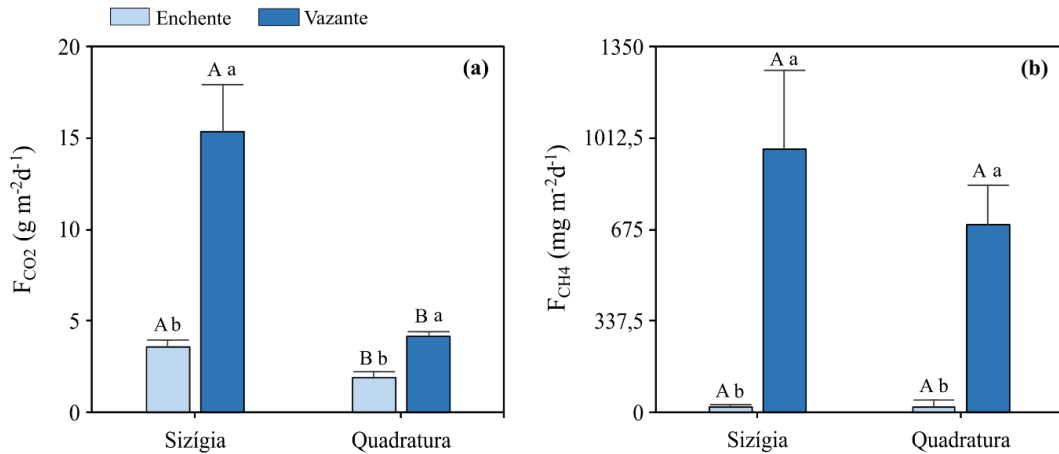
O F<sub>CO<sub>2</sub></sub> da água (Tabela 2; Figura 7a), na maré de sizígia, variou em enchente de  $3,57 \pm 0,39$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $15,37 \pm 2,56$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na vazante, com diferença altamente significativa ( $p < 0,001$ ) (Tabela 2). Houve um padrão semelhante nos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> na maré de quadratura, que variou em enchente de  $1,89 \pm 0,32$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $4,16 \pm 0,28$  g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em vazante que também foi altamente significativa ( $p < 0,001$ ). O F<sub>CO<sub>2</sub></sub>, dentro dos tipos de maré de sizígia e quadratura, mostrou uma significativa diferença ( $p < 0,001$ ) (Tabela 2; Figura 7a).

Tabela 2 - Variação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> da água (riacho) na maré de sizígia e quadratura em enchente e vazante das marés em um riacho de várzea estuarina. Os números representam a média  $\pm$  erro padrão da média, na maré enchente e vazante. Letras minúsculas comparam os intervalos de maré (enchente e vazante) e as letras maiúsculas comparam os tipos de maré (sizígia e quadratura), usando o teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).

Tipo de maré	Mês	F <sub>CO<sub>2</sub></sub> (g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )		F <sub>CH<sub>4</sub></sub> (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	
		Enchente	Vazante	Enchente	Vazante
Maré de sizígia	09/mar	$6,44 \pm 1,04^b$	$44,20 \pm 6,85^a$	$51,84 \pm 29,66^b$	$2.869,25 \pm 1.034,57^a$
	09/jul	$2,46 \pm 0,56^b$	$4,76 \pm 0,86^a$	$7,17 \pm 4,34^a$	$228,35 \pm 129,35^a$
	07/set	$2,92 \pm 0,68^a$	$4,21 \pm 0,50^a$	$18,93 \pm 15,48^b$	$700,26 \pm 259,59^a$
	01/dez	$2,76 \pm 0,51^b$	$8,31 \pm 1,40^a$	$9,75 \pm 6,78^b$	$90,57 \pm 33,32^a$
	<b>Média</b>	<b><math>3,57 \pm 0,39^{bA}</math></b>	<b><math>15,37 \pm 2,56^{aA}</math></b>	<b><math>21,23 \pm 8,28^{bA}</math></b>	<b><math>972,11 \pm 292,08^{aA}</math></b>
Maré de quadratura	19/mar	$3,66 \pm 0,52^a$	$5,36 \pm 0,79^a$	$7,68 \pm 5,72^a$	$55,78 \pm 23,98^a$
	16/jul	$2,01 \pm 0,66^b$	$4,43 \pm 0,53^a$	$-17,58 \pm 36,31^b$	$880,00 \pm 276,82^a$
	14/set	$0,92 \pm 0,54^b$	$3,54 \pm 0,47^a$	$57,60 \pm 78,81^b$	$1596,04 \pm 400,22^a$
	10/dez	$0,68 \pm 0,61^b$	$3,57 \pm 0,45^a$	$39,59 \pm 20,59^a$	$78,46 \pm 16,46^a$
	<b>Média</b>	<b><math>1,89 \pm 0,32^{bB}</math></b>	<b><math>4,16 \pm 0,28^{aB}</math></b>	<b><math>20,64 \pm 23,31^{bA}</math></b>	<b><math>723,28 \pm 149,17^{aA}</math></b>

O F<sub>CH<sub>4</sub></sub> da água (Tabela 2; Figura 7b), na maré de sizígia, variou em enchente de  $21,23 \pm 8,28$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $972,11 \pm 292,08$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em vazante, com diferença altamente significativa ( $p < 0,001$ ) (Tabela 2). Houve um padrão semelhante nos F<sub>CH<sub>4</sub></sub> na maré de quadratura, que variou em enchente de  $20,64 \pm 180,53$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para  $695,46 \pm 144,06$  mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em vazante que também foi altamente significativa ( $p < 0,001$ ). O F<sub>CH<sub>4</sub></sub>, dentro dos tipos de maré de sizígia e quadratura mostraram uma significativa diferença ( $p < 0,001$ ) (Tabela 2; Figura 7a).

Figura 7 – Dinâmica dos  $F_{CO_2}$  ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) (a) e  $F_{CH_4}$  ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) (b) na água em ecossistema de várzea. As barras representam (média  $\pm$  erro padrão). Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ); letras maiúsculas indicam diferenças entre as marés de sizígia e quadratura e minúsculas entre as marés enchentes e vazantes.



Houve um padrão semelhante das emissões de  $CO_2$  e  $CH_4$  da água. Portanto, as emissões totais de  $CO_2$  e  $CH_4$  da água foram maiores na maré de sizígia e durante a maré vazante. A média geral dos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  foi de  $6,25\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  e  $427,36\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$ , respectivamente. Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do riacho são maiores durante a maré vazante de sizígia e menores na maré enchente de quadratura. Durante todos os tipos de maré (sizígia e quadratura) os fluxos médios variam de  $9,47\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  para  $3,03\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$ , e fluxos de  $496,67\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$  a  $358,05\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$  na maré de sizígia e baixa, respectivamente. Por outro lado, durante todos os intervalos de maré (enchente e vazante), os fluxos médios variaram de  $2,73\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  para  $9,77\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$ , e fluxos de  $20,94\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$  para  $833,79\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$  na maré enchente e vazante, respectivamente (Tabela 2).

### 3.3.3 Variação dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ do solo em diferentes tipos e intervalos de maré

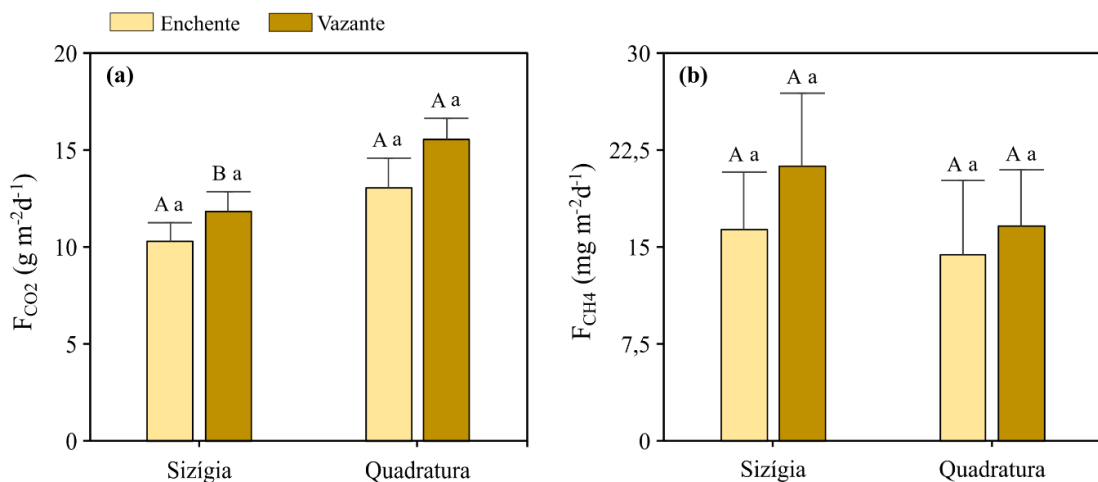
Os solos da floresta estuarina não sofreram influência das marés, embora na vazante tenha taxas mais altas de emissão de  $CO_2$  e  $CH_4$  (Tabela 3). O  $F_{CO_2}$  do solo na maré de sizígia variou na enchente de maré com  $10,30 \pm 1,00\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  para  $11,87 \pm 0,99\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  na vazante da maré (Tabela 3; Figura 8a), não apresentando diferença significativa ( $p > 0,05$ ). Houve um padrão semelhante nos  $F_{CO_2}$  na maré de quadratura, que variou na enchente de  $13,06 \pm 1,55\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  para  $15,59 \pm 1,09\ g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  na vazante, a qual variação também não apresentou diferença significativa ( $p > 0,05$ ). Sem embargo, o  $F_{CO_2}$  dentro dos tipos de maré de sizígia e quadratura mostraram uma significativa diferença ( $p < 0,05$ ) somente na vazante (Tabela 3; Figura 8a).

Tabela 3 - Variação dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> do solo na maré de sizígia e quadratura em enchente e vazante das marés em uma floresta de várzea estuarina. Os números representam a média ± erro padrão da média, na maré enchente e vazante. Letras minúsculas comparam os intervalos de maré (enchente e vazante) e as letras maiúsculas comparam os tipos de maré (sizígia e quadratura), usando o teste de Tukey (p<0,05).

Tipo de maré	Mês	F <sub>CO<sub>2</sub></sub> (g m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )		F <sub>CH<sub>4</sub></sub> (mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )	
		Enchente	Vazante	Enchente	Vazante
Maré de sizígia	09/mar	3,97 ± 0,50 <sup>a</sup>	3,80 ± 0,39 <sup>a</sup>	0,37 ± 0,20 <sup>a</sup>	0,68 ± 0,69 <sup>a</sup>
	09/jul	21,08 ± 2,53 <sup>a</sup>	20,64 ± 2,17 <sup>a</sup>	34,94 ± 14,10 <sup>a</sup>	36,44 ± 15,31 <sup>a</sup>
	07/set	5,11 ± 0,61 <sup>b</sup>	8,82 ± 1,28 <sup>a</sup>	9,87 ± 3,44 <sup>a</sup>	18,56 ± 9,38 <sup>a</sup>
	01/dez	9,68 ± 0,56 <sup>b</sup>	12,61 ± 0,93 <sup>a</sup>	15,33 ± 7,63 <sup>a</sup>	25,18 ± 11,77 <sup>a</sup>
	<b>Média</b>	<b>10,30 ± 1,00<sup>aA</sup></b>	<b>11,87 ± 0,99<sup>aB</sup></b>	<b>16,35 ± 4,45<sup>aA</sup></b>	<b>21,24 ± 5,73<sup>aA</sup></b>
Maré de quadratura	19/mar	7,37 ± 2,59 <sup>a</sup>	11,88 ± 2,66 <sup>a</sup>	2,29 ± 1,92 <sup>a</sup>	6,02 ± 2,45 <sup>a</sup>
	16/jul	20,47 ± 3,03 <sup>a</sup>	24,03 ± 1,51 <sup>a</sup>	33,06 ± 16,37 <sup>a</sup>	40,83 ± 14,07 <sup>a</sup>
	14/set	8,48 ± 1,09 <sup>a</sup>	3,35 ± 0,53 <sup>b</sup>	6,13 ± 5,98 <sup>a</sup>	1,09 ± 1,93 <sup>a</sup>
	10/dez	24,52 ± 1,04 <sup>a</sup>	22,02 ± 0,72 <sup>a</sup>	21,66 ± 20,87 <sup>a</sup>	15,52 ± 5,49 <sup>a</sup>
	<b>Média</b>	<b>13,06 ± 1,55<sup>aA</sup></b>	<b>15,59 ± 1,09<sup>aA</sup></b>	<b>14,43 ± 5,77<sup>aA</sup></b>	<b>16,62 ± 4,35<sup>aA</sup></b>

O F<sub>CH<sub>4</sub></sub> do solo sofre influencia da maré de sizígia, variou na enchente de 16,35 ± 4,45 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para 21,24 ± 5,73 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na vazante, não apresentando diferença significativa (p>0,05) entre as médias (Tabela 3; figura 8b). Houve um padrão semelhante nos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> na maré de quadratura, que variou na enchente de 14,43 ± 5,77 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para 16,62 ± 4,35 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na vazante, não apresentando diferenças significativas (p>0,05) entre as médias (Tabela 3; Figura 8).

Figura 8 - Dinâmica dos F<sub>CO<sub>2</sub></sub> (g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>; (a) e F<sub>CH<sub>4</sub></sub> (mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>; (b) do solo em ecossistema de várzea. As barras representam (média ± erro padrão). Médias com letras diferentes diferem significativamente pelo teste de Tukey (p<0,05); letras maiúsculas indicam diferenças entre os tipos de maré (sizígia e quadratura), e minúsculas entre os intervalos de maré (enchente e vazante).



Os F<sub>CO<sub>2</sub></sub> do solo sendo um pouco maior na maré vazante de quadratura, e o F<sub>CH<sub>4</sub></sub> foi maior na maré vazante de sizígia, não mostrando um padrão estatisticamente diferente (Figura 8). Nos tipos de maré, os fluxos médios de CO<sub>2</sub> variam de 11,09 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> para 14,33 g CO<sub>2</sub>

$\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , e os fluxos de  $\text{CH}_4$  de  $18,80 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  para  $15,53 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na maré de sizígia e quadratura, respectivamente. Durante os intervalos de maré, os fluxos médios variaram de  $11,68 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  para  $13,73 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , e fluxos de  $15,39 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  para  $18,93 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na maré enchente e vazante, respectivamente (Tabela 3, Figura 8).

### 3.3.4 Correlação entre as variáveis físico químicas da água, parâmetros ambientais com os fluxos de $\text{CO}_2$ e de $\text{CH}_4$

Inicialmente, foi avaliado a relação entre os fluxos e as variáveis físico químicas da água (Tabela 4). O coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ), calculado para a temperatura da água neste estudo, apenas apresentou correlação significativa negativa com o  $F_{\text{CO}_2}$ . Para o pH da água apresentou correlação negativa significativa com o  $F_{\text{CO}_2}$  e significativa positiva com o  $F_{\text{CH}_4}$ . O ORP apresentou uma correlação significativa negativa com o  $F_{\text{CH}_4}$ . A CE e os TDS apresentaram uma correlação significativa positiva com o  $F_{\text{CO}_2}$  e com o  $F_{\text{CH}_4}$ . O OD e a porcentagem de OD apresentaram correlação significativa negativa apenas com o  $F_{\text{CO}_2}$ .

Tabela 4 - Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  da água, temperatura da água (Ta), potencial de hidrogênio (pH), potencial de oxirredução (ORP), condutividade elétrica (CE), turbidez (NTU), oxigênio dissolvido (OD), % oxigênio dissolvido (% OD) e sólidos totais dissolvidos (TDS) para a água do riacho.

Variáveis	Ta	pH	ORP	CE	Tur	OD	% OD	TDS
$F_{\text{CO}_2}$	-0,22**	-0,25**	-0,05 <sup>NS</sup>	0,20**	0,01 <sup>NS</sup>	-0,20**	-0,21**	0,20**
$F_{\text{CH}_4}$	-0,02 <sup>NS</sup>	0,13*	-0,31**	0,28**	-0,11 <sup>NS</sup>	-0,11 <sup>NS</sup>	-0,11 <sup>NS</sup>	0,28**

NS = não significativo; níveis de significância: \*  $p < 0,05$  e \*\*  $p < 0,01$

A Ts foi a variável que mais influenciou as emissões de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  no solo (Tabela 5). A correlação entre o  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  e a Ts foi significativa quando considerada em todas as datas de medição. Da mesma forma, a UR e P foi significativamente correlacionada com o  $F_{\text{CO}_2}$ . A Tar não mostrou influência significativa nos  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$ .

Tabela 5 - Coeficientes de correlação de Pearson entre as variáveis  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  do solo, temperatura do solo (Ts), temperatura do ar (Tar), umidade relativa (UR) e pressão atmosférica (P).

Variáveis	Ts	Tar	UR	P
$F_{\text{CO}_2}$	0,37**	-0,11 <sup>NS</sup>	0,13*	0,18**
$F_{\text{CH}_4}$	0,39**	-0,02 <sup>NS</sup>	0,04 <sup>NS</sup>	0,07 <sup>NS</sup>

NS = não significativo; níveis de significância: \*  $p < 0,05$  e \*\*  $p < 0,01$

### 3.3.5 Características físico-químicas da água e fatores ambientais do solo

A Ta média foi de  $29,87 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $n = 288$ ), com uma mínima de  $26,99 \text{ }^\circ\text{C}$  e máxima  $31,65 \text{ }^\circ\text{C}$  em maré de sizígia, sem diferença estatística (Tabela 6). O pH média variou de 4,78 a 8,19 em maré de sizígia e baixa (Tabela 6), respectivamente, com uma média de 5,88 entre maré de sizígia e quadratura, com diferença observada entre enchente e vazante, da mesma forma entre

a tipo de marés ( $p < 0,001$ ). O ORP médio foi de  $384,49 \pm 3,49$  mV, e a CE média foi de  $0,04 \pm 0,00$   $\mu\text{S cm}^{-1}$ , ambos sem diferença significativa (Tabela 6). A Tur variou entre 0,00 a 54,80 NTU com uma média de 20,31 NTU (Tabela 6). Durante o tipo e intervalo as marés diferiam significativamente entre si ( $p < 0,001$ ). O OD variou de 1,15 a 10,41  $\text{mg L}^{-1}$  com média de  $4,28 \pm 0,11$   $\text{mg L}^{-1}$ , a porcentagem de OD variando entre 14,90% e 140,90% e com média de 56,89% (Tabela 6). Durante o tipo de maré foram estatisticamente significativos ( $p < 0,01$ ). Finalmente a concentração média dos TDS foi de  $0,03 \pm 00$   $\text{g L}^{-1}$  (Tabela 6), 0,00% de sal nos momentos de amostragem.

A Ts variou entre 25,10 a 31,80 °C ( $n = 196$ ), com média de 27,71 °C (Tabela 6). Quando comparado a diferença entre a maré vazante e enchente a Ts foi significativamente ( $p < 0,01$ ) maior na maré vazante. A Tar variou entre 23,00 a 37,40 °C ( $n = 276$ ), com média de 30,45 °C (Tabela 6). Da mesma forma que na Ts a Tar foi significativamente ( $p < 0,05$ ) maior na maré vazante em comparação com a maré enchente. A UR variou entre 52,90 e 97,00%, com média de 77,41%, durante o intervalo de maré foram estatisticamente significativos ( $p < 0,01$ ), sendo maior a UR durante a maré enchente (Tabela 6). Finalmente, a pressão atmosférica média foi de 1010,39 hPa, não apresentando significância estatística entre o tipo nem entre os intervalos de maré (Tabela 6).

Tabela 6 - Variáveis físico-químicas da água e ambientais do solo em maré de sizígia e quadratura e em maré enchente e vazante. Os valores representam valor mínimo (Min) e máximo (Max) e a média. Letras maiúsculas comparam o tipo de maré (sizígia e quadratura) e as letras minúsculas comparam o intervalo de maré (enchente e vazante), usando o teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).

Variáveis	Maré de sizígia		Maré de quadratura		Enchente Média	Vazante Média	
	Min/Max	Média	Min/Max	Média			
Físico química da água	Ta (°C)	26,99/31,65	29,82 <sup>A</sup>	28,36/31,35	29,91 <sup>A</sup>	29,97 <sup>a</sup>	29,79 <sup>a</sup>
	pH	4,78/7,67	5,67 <sup>B</sup>	4,98/8,19	6,05 <sup>A</sup>	6,00 <sup>a</sup>	5,79 <sup>b</sup>
	ORP (mV)	258,00/470,00	388,18 <sup>A</sup>	44,00/490,00	381,53 <sup>A</sup>	382,76 <sup>a</sup>	385,87 <sup>a</sup>
	CE ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ )	0,03/0,07	0,04 <sup>A</sup>	0,02/0,08	0,04 <sup>A</sup>	0,04 <sup>a</sup>	0,04 <sup>a</sup>
	Tur (NTU)	3,70/54,80	25,32 <sup>A</sup>	0,00/44,70	15,29 <sup>B</sup>	23,28 <sup>a</sup>	16,92 <sup>b</sup>
	OD ( $\text{mg L}^{-1}$ )	2,04/10,41	4,68 <sup>A</sup>	1,15/10,22	3,97 <sup>B</sup>	4,41 <sup>a</sup>	4,18 <sup>a</sup>
	OD (%)	26,40/140,90	61,98 <sup>A</sup>	14,90/137,20	52,82 <sup>B</sup>	58,71 <sup>a</sup>	55,44 <sup>a</sup>
TDS ( $\text{g L}^{-1}$ )	0,02/0,04	0,03 <sup>A</sup>	0,01/0,05	0,03 <sup>A</sup>	0,03 <sup>a</sup>	0,03 <sup>a</sup>	
Ambientais	Ts (°C)	25,30/31,80	27,8 <sup>A</sup>	25,10/31,80	27,64 <sup>A</sup>	27,36 <sup>b</sup>	27,96 <sup>a</sup>
	Tar (°C)	26,80/37,40	30,79 <sup>A</sup>	23,00/35,20	30,17 <sup>A</sup>	30,06 <sup>b</sup>	30,73 <sup>a</sup>
	UR (%)	52,90/94,20	78,18 <sup>A</sup>	59,90/97,00	76,77 <sup>A</sup>	79,43 <sup>a</sup>	75,94 <sup>b</sup>
	Pressão (hPa)	1013,70/1005,90	1010,66 <sup>A</sup>	981,70/1013,80	1010,17 <sup>A</sup>	1010,29 <sup>a</sup>	1010,47 <sup>a</sup>

Ta = temperatura da água; pH = Potencial de hidrogênio; ORP = Potencial de oxirredução; CE = Condutividade elétrica; Tur = turbidez; OD = Oxigênio dissolvido; %OD = % oxigênio dissolvido; TDS = Sólidos totais dissolvidos; Ts = Temperatura do solo; Tar = Temperatura do ar; UR = umidade relativa.

### 3.4 Discussão

#### 3.4.1 Emissão de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera na água e no solo

Os fluxos totais médios da água foram de 6,25 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 427,36 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, e no solo foram de 12,71 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 17,16 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, sendo o F<sub>CO<sub>2</sub></sub> maior no solo e o F<sub>CH<sub>4</sub></sub> maior na água. Os resultados obtidos na água mostram que os riachos, que são afluentes ao rio principal (rio Guamá), se comportam como fontes de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> para a atmosfera e o fluxo desses gases são influenciados diferentemente pelo tipo de maré (sizígia e quadratura) e intervalo de maré (enchente e vazante).

O F<sub>CO<sub>2</sub></sub> neste estudo, medido em um riacho de várzea, está dentro da variação encontrada em outros estudos nos afluentes dos principais rios da Amazônia. A emissão média geral de CO<sub>2</sub> foi de 6,25 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, está de acordo com Almeida et al. (2017) que reportaram fluxos em uma amplitude de 0,64 – 12,25 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> na água do rio. Resultados semelhantes foram encontrados num rio e riacho subtropical na China, com fluxo diurno médio de CO<sub>2</sub> água-ar do rio de 5,28 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (NI et al., 2019). Igualmente, no rio Madeira, um grande afluente do rio Amazonas apresentou um fluxo médio de 4,50 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> (ALMEIDA et al., 2017). Os afluentes do rio Amazonas têm menores F<sub>CO<sub>2</sub></sub> em comparação aos rios mais perto das costas (SAWAKUCHI et al., 2017). Isso porque recebem sedimentos suspensos e carbono orgânico derivado de planícies de várzea que permite alta produtividade primária (WARD et al., 2015). Da mesma forma, recebe de afluentes (riachos) que transformam *in situ* os constituintes orgânicos e inorgânicos do rio que alimentam a respiração microbiana e como consequência a resulta em uma liberação de CO<sub>2</sub> (ABRIL et al., 2014). Adicionalmente as entradas laterais de CO<sub>2</sub> dos solos, águas subterrâneas e pântanos são os maiores contribuintes do CO<sub>2</sub> emitido pelos rios e riachos (BORGES et al., 2015).

O resultado neste estudo é um pouco maior em comparação a um riacho subtropical, esse fluxo maior no riacho poderia explicar a influência das áreas de inundação durante a enchente das marés nos solos das áreas de várzea. Estudos mostram uma relação proporcionalmente direta entre a quantidade de CO<sub>2</sub> na água e a extensão das áreas inundadas pelos rios (AMARAL et al., 2019). Da mesma forma, pode ser relacionado à supersaturação do riacho com CO<sub>2</sub>, atuando como fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (NI et al., 2019). Outro estudo relatou médias geral de 11,70 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> no afluente, 17,12 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> no rio principal e de 4,49 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em lagos na bacia amazônica (AMARAL et al., 2019). Os riachos de várzea são influenciados diretamente pelas águas represadas nos solos baixos durante o movimento das marés, e ao voltar podem trazer a MO depois das inundações desses ecossistemas.

Neste estudo, o  $F_{CH_4}$  de um riacho de várzea estuarina apresentou uma emissão média geral de  $427,36 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , que está entre os mais altos já relatados em águas de riachos de várzea. No rio Solimões/Amazonas, Barbosa et al. (2016) reportaram valores de  $25,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , valor similar em canais de rios  $27,4 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (BARBOSA et al., 2020). Da mesma forma, fluxos de  $95,36 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $4,96 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no rio Xingu e rio Pará, respectivamente (SAWAKUCHI et al., 2014). Entretanto, existem estudos que se aproximam dos resultados apresentados aqui, como o encontrado em águas interiores na África, com os fluxos da água-ar variando de  $8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  à  $288 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (BORGES et al., 2015). Um conjunto de dados, coletados de 111 publicações a nível mundial de fluxo fluvial, reportaram como média geral um total de  $67,68 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  com uma amplitude de  $0,016 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  até  $643,04 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (STANLEY et al., 2016). O  $F_{CO_2}$  neste estudo, medidos em solos de várzea estuarina, a emissão média geral de  $CO_2$  foi de  $12,71 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Em um estudo recente, desenvolvido dentro de floresta tropical na bacia Amazônica reportam fluxo médio de  $8,01 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (AMARAL et al., 2020). Esse menor fluxo pode ser atribuído a um ambiente anaeróbico que inibe a produção de  $CO_2$  (BU et al., 2015).

A emissão média geral de  $CH_4$  do solo neste estudo foi  $17,16 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Esse valor é próximo ao valor obtido por Barbosa et al. (2020) com média geral de  $18,00 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em floresta Amazônica. Outro estudo em zonas úmidas tropicais na Indonésia mostrou emissões médias do solo de  $29,04 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (POTTER; MELACK; ENGLE, 2014; SJÖGERSTEN et al., 2014), sendo maior que os resultados apresentados aqui. Na várzea da APA Ilha do Combú, os menores fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$  no solo foram durante um período de inundação. Em uma análise da literatura mostrou que os  $F_{CH_4}$  são mais baixos durante períodos de inundação do que aqueles com exposição ao ar (HUANG et al., 2019), onde o  $F_{CO_2}$  foi suprimido e  $F_{CH_4}$  aumentado durante períodos de inundação (WEI et al., 2020).

### 3.4.2 Efeitos da maré sobre os fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ na água

Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do riacho têm maiores emissões na maré vazante de sizígia, e os menores fluxos na maré enchente de quadratura. Na várzea da APA Ilha do Combú os maiores fluxos de  $CO_2$  foram observados durante a maré vazante de sizígia. No rio Macapá, o qual também sofre influência da maré, Sawakuchi et al. (2017) mostraram os mesmos padrões dos encontrados neste trabalho, sendo maiores  $F_{CO_2}$  em época chuvosa e vazante, com  $9,31 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $14,83 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em enchente e vazante, respectivamente. Do mesmo modo, os  $F_{CO_2}$  são influenciados pelos períodos de alta e baixa das águas, sendo maiores no período quando o rio está cheio (AMARAL et al., 2020). Amaral et al. (2019) na bacia Amazônica,



encontraram que os  $F_{CO_2}$  foram maiores durante o período chuvoso de  $30,22 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $5,06 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no período seco. O mesmo acontecendo nos rios afluentes (riachos), apresentando maiores fluxos de  $CO_2$  na alta das águas de  $13,62 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em contraste aos  $2,61 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  no momento de águas baixas (AMARAL et al., 2019). No rio Madeira, Almeida et al. (2017) encontraram o mesmo padrão nos fluxos, sendo que os  $F_{CO_2}$  foram de  $8,76 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  e  $1,16 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em período alto e baixo das águas, respectivamente.

Na várzea da APA Ilha do Combú, os  $F_{CH_4}$  foram maiores durante a maré vazante de sizígia. Em habitat de floresta inundada é pelo aumento de matéria orgânica que aumenta a metanogênese (BARBOSA et al., 2020). Essa MO que volta depois de inundar as áreas de floresta inundada em maré enchente, poderia trazer de volta a MO para os cursos dos riachos durante a vazante, e resultando em elevados fluxos de  $CH_4$ . A metanogênese se dá pela fermentação da matéria orgânica por Archeas em ambientes anóxicos (BARROS et al., 2019). Além disso, outro estudo encontrou  $F_{CH_4}$  maiores durante a vazante, devido à maior anoxia na água e no solo pelo aumento da mobilização de MO, que proporciona condições mais adequadas para a metanogênese (BASS et al., 2014). O maior  $F_{CH_4}$  do riacho durante a vazante pode ser devido que os riachos estejam trazendo a MO anóxica nas suas águas. Outros estudos mostraram fluxos de  $CH_4$  mais elevados durante a maré enchente (BARBOSA et al., 2016) e em níveis de água mais baixos (BARBOSA et al., 2020).

### 3.4.3 Efeito da maré sobre os fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ no solo

O  $F_{CO_2}$  do solo foi um pouco maior na maré vazante de quadratura, e o  $F_{CH_4}$  do solo foi maior na maré vazante de sizígia, entretanto não mostraram um padrão definido. Estudos anteriores apresentaram resultados semelhantes aos encontrados aqui, ou seja, mostraram que a maré alta e baixa não afetou os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo (BU et al., 2015). Os fluxos de  $CO_2$  do solo durante a maré alta são menores devido a um ambiente anaeróbico que inibe a produção de  $CO_2$  do solo, conseqüentemente a inundação provocada pelo movimento da maré impede a difusão do  $CO_2$  do solo para a atmosfera e pode aumentar a difusão do  $CO_2$  para dentro da água, assim o ambiente anaeróbico no solo promove a metanogênese (BU et al., 2015). O encharcamento do solo impede a entrada de  $O_2$  da atmosfera para o solo, sendo o  $O_2$  presente no solo consumido rapidamente durante a maré alta (SEYBOLD et al., 2002), a qual produz anoxia no solo e a possibilidade da metanogênese acontecer (BARROS et al., 2019). Isto pode explicar os resultados apresentados na várzea da APA Ilha do Combú, pois os menores  $F_{CO_2}$  aconteceram em maré alta, e um pouco maior o  $F_{CH_4}$  durante as marés baixas. A maré alta inibe os  $F_{CO_2}$  no solo e promove a emissão de  $CH_4$  (WEI et al., 2020). Na várzea da APA Ilha

do Combú, os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  são relativamente maiores em maré vazante. Outro estudo confirmou que há maiores emissões de  $CH_4$  do solo durante e após a vazante (WEI et al., 2020). O solo de várzea da APA Combú se comportou como fontes de  $CO_2$  e  $CH_4$  para a atmosfera e o fluxo desses gases não foram influenciados pelo tipo nem intervalo de maré, a exceção do  $F_{CO_2}$  que durante a maré vazante é influenciado durante a maré de sizígia e quadratura.

#### 3.4.4 Relação dos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$ entre parâmetros físico-químicos da água e no ambiente terrestre

Nos resultados da análise de correlação de Pearson mostraram que os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  no riacho foram significativamente correlacionados ( $p < 0,05$ ) com as variáveis físico-químicas da água, pH com  $F_{CH_4}$ , CE com  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , e TDS com  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  (Tabela 4). O pH da água influencia os  $F_{CH_4}$  que é indicativo do aumento da disponibilidade de matéria orgânica durante o alagamento (SILVA et al., 2016). Estudo anterior mostrou que a temperatura da água não influenciou no  $F_{CO_2}$  e no  $F_{CH_4}$  (BORGES et al., 2015), entretanto outro estudo mostrou uma influência positiva da temperatura da água nos fluxos de  $CO_2$  e de  $CH_4$  (YANG et al., 2018). Barbosa et al. (2020) mencionou que a temperatura da água é importante nos fluxos de  $CH_4$ , e apresentando uma relação negativa entre o fluxo de  $CH_4$  com o OD, provavelmente relacionado à oxidação e emissão de  $CH_4$ . Contudo, Yang et al. (2018) não encontraram relação do OD com os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ .

Os fluxos do solo mostraram uma correlação positiva com as variáveis ambientais, tais como a  $T_s$  e os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , sendo que a UR e pressão atmosférica correlacionaram positivamente apenas com os  $F_{CO_2}$ . A metanogênese é favorecida quando a  $T_s$  está no intervalo de 30 e 40 °C, resultando em um aumento na produção de  $CH_4$  (LE MER; ROGER, 2001). As emissões de  $CO_2$  e  $CH_4$  se intensificam com o aumento da  $T_s$  favorecendo a atividade biológica (BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998).

### 3.5 Conclusão

Os diferentes tipos e intervalos das marés no riacho têm impactos fortes nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo regional e global de carbono pela troca de  $CO_2$  e  $CH_4$  na interface água-atmosfera. O  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo não foram influenciados pelas marés. O fluxo no riacho de várzea da APA Ilha do Combú apresentou uma média geral de 6,25 g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  e 427,36 mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ , sendo que o fluxo do solo foi 12,71 g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  e 17,16 mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ , mostrando a importância dos riachos nos

balanços regionais e global de GEE. Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  oscilaram notavelmente com diferentes tipos e intervalos das marés, apresentando maiores  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  em maré vazante de sizígia. No solo sem tendência clara, apresentou maiores fluxos dos dois gases durante a maré vazante. Os parâmetros físico-químicos da água tais como CE e TDS mostraram as relações com os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , os quais apresentaram uma relação muito fraca entre o pH e o  $F_{CH_4}$  no riacho. As variáveis ambientais com maior relação é  $T_s$  que influenciou os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , além disso, a UR e pressão atmosférica mostrou uma correlação com o  $F_{CO_2}$  do solo. A influência da inundação do solo adjacente ao riacho mostrou que os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  são muito maiores depois da inundação na água. Portanto, pesquisas adicionais devem examinar as propriedades físico-químicas do solo antes e depois de períodos de inundação.

## REFERÊNCIAS

- ABICHOU, T. *et al.* Methane flux and oxidation at two types of intermediate landfill covers. **Waste Management**, v. 26, n. 11, p. 1305–1312, 2006.
- ABRIL, G. *et al.* Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. **Nature**, v. 505, n. 7483, p. 395–398, 2014.
- ALMEIDA, R. M. *et al.* Extreme floods increase  $CO_2$  outgassing from a large Amazonian river. **Limnology and Oceanography**, v. 62, n. 3, p. 989–999, 2017.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Seasonal variation and interaction of photodegradation and microbial metabolism of DOC in black water Amazonian ecosystems. **Aquatic Microbial Ecology**, v. 70, n. 2, p. 157–168, 2013.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Seasonal and spatial variability of  $CO_2$  in aquatic environments of the central lowland Amazon basin. **Biogeochemistry**, v. 143, n. 1, p. 133–149, 2019.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Carbon Dioxide Fluxes to the Atmosphere From Waters Within Flooded Forests in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 125, n. 3, p. 1–15, 2020.
- BARBOSA, P. M. *et al.* Diffusive methane fluxes from Negro, Solimões and Madeira rivers and fringing lakes in the Amazon basin. **Limnology and Oceanography**, v. 61, p. S221–S237, 2016.
- BARBOSA, P. M. *et al.* Dissolved methane concentrations and fluxes to the atmosphere from a tropical floodplain lake. **Biogeochemistry**, v. 148, n. 2, p. 129–151, 2020.
- BARROS, D. J. *et al.* Methane, microbes and models in Amazonian Floodplains: State of the art and perspectives. In: **Changing Ecosystems and Their Services**. IntechOpen, 2019. p. 73–85.

- BASS, A. M. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Emissions from a Wet-Dry Tropical Floodplain in Northern Australia. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 619–627, 2014.
- BOND-LAMBERTY, B. *et al.* Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades. **Nature**, v. 560, n. 7716, p. 80–83, 2018.
- BORGES, A. V. *et al.* Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 8, p. 637–642, 2015.
- BOWDEN, R. D.; NEWKIRK, K. M.; RULLO, G. M. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 30, n. 12, p. 1591–1597, 1998.
- BU, N. S. *et al.* Effects of semi-lunar tidal cycling on soil CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions: a case study in the Yangtze River estuary, China. **Wetlands Ecology and Management**, v. 23, n. 4, p. 727–736, 2015.
- CONRAD, R. *et al.* Stable carbon isotope discrimination and microbiology of methane formation in tropical anoxic lake sediments. **Biogeosciences**, v. 8, n. 3, p. 795–814, 2011.
- DAVIDSON, E. A. *et al.* Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. **Biogeochemistry**, v. 48, n. 1, p. 53–69, 2000.
- DAVIDSON, E. A.; BELK, E.; BOONE, R. D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. **Global Change Biology**, v. 4, n. 2, p. 217–227, 1998.
- DAVIDSON, E. A.; JANSSENS, I. A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, v. 440, n. 9, p. 165–173, 2006.
- DI RIENZO, J. A. *et al.* **InfoStat versão 2020**: centro de transferencia InfoStat. Argentina. Disponível em: <https://www.infostat.com.ar/>. 2020.
- DIAS, J. L.; COSTA, A. C. L.; OLIVEIRA, A. B. Variabilidade do fluxo de CO<sub>2</sub> no solo em duas parcelas experimentais do Projeto ESECAFLOR/Caxiuana - PA. **Ciência e Natura**, v. 40, p. 144–149, 2018.
- HAN, M.; ZHU, B. Changes in soil greenhouse gas fluxes by land use change from primary forest. **Global Change Biology**, v. 26, n. 4, p. 2656–2667, 2020.
- HAN, X. *et al.* Carbon concentrations and their stable isotopic signatures in the upper Han River, China. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 26, p. 14116–14127, 2019.
- HOTCHKISS, E. R. *et al.* Sources of and processes controlling CO<sub>2</sub> emissions change with the size of streams and rivers. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 9, p. 696–699, 2015.
- HUANG, J. *et al.* Effects of tidal scenarios on the methane emission dynamics in the subtropical tidal marshes of the min river estuary in southeast China. **International Journal of Environmental Research and Public Health**, v. 16, n. 2790, p. 1–16, 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA-INMET. **Série Histórica** - dados Mensais. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Acesso em: 18 mar. 2021.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge (UK). 2001. (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC). Disponível em: [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WGI\\_TAR\\_full\\_report.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WGI_TAR_full_report.pdf).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate change 2007: the physical science basis**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. (Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds Solomon S. *et al.*).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2014**. synthesis Report. Geneva. 2014. (Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Core Writing Team, Pachauri R. K, L. A. Meyer).

JACOTOT, A.; MARCHAND, C.; ALLENBACH, M. Tidal variability of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from the water column within a Rhizophora mangrove forest (New Caledonia). **Science of the Total Environment**, v. 631–632, p. 334–340, 2018.

KIRSCHKE, S. *et al.* Three decades of global methane sources and sinks. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 10, p. 813–823, 2013.

LE MER, J.; ROGER, P. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. **European Journal of Soil Biology**, v. 37, n. 1, p. 25–50, 2001.

LEITE NETO, P. B.; SAAVEDRA, O. R.; SOUZA RIBEIRO, L. A. Optimization of electricity generation of a tidal power plant with reservoir constraints. **Renewable Energy**, v. 81, p. 11–20, 2015.

MAHESH, P. *et al.* High-precision surface-level CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> using off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS) over Shadnagar, India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 22, p. 5754–5765, 2015.

MARINHA DO BRASIL. **Tábuas de Maré - Porto de Belém 2019 - 2020**: centro de Hidrografia da Marinha. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/chm/tabuas-de-mare>. Acesso em: 18 mar. 2021.

MOREIRA-TURCQ, P. *et al.* Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 27, n. 1, p. 119–130, 2013.

NAKANO, T. *et al.* A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 36, n. 1, p. 107–113, 2004.

NI, M. *et al.* CO<sub>2</sub> partial pressure and CO<sub>2</sub> degassing in the Daning River of the upper Yangtze River, China. **Journal of Hydrology**, v. 569, p. 483–494, 2019.

- NORMAN, J. M. *et al.* A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 102, n. 24, p. 28771–28777, 1997.
- PEARSON, A. J.; PIZZUTO, J. E.; VARGAS, R. Influence of run of river dams on floodplain sediments and carbon dynamics. **Geoderma**, v. 272, p. 51–63, 2016.
- PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.
- PEIXOTO, R. B. *et al.* Spatial versus day-to-day within-lake variability in tropical floodplain lake CH<sub>4</sub> emissions - Developing optimized approaches to representative flux measurements. **PLoS ONE**, v. 10, n. 4, p. 1–11, 2015.
- POTTER, C.; MELACK, J. M.; ENGLE, D. Modeling methane emissions from amazon floodplain ecosystems. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 501–511, 2014.
- SAWAKUCHI, H. O. *et al.* Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget. **Global Change Biology**, v. 20, n. 9, p. 2829–2840, 2014.
- SAWAKUCHI, H. O. *et al.* Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, n. 76, p. 1–12, 2017.
- SEYBOLD, C. A. *et al.* Soil redox, pH, temperature, and water-table patterns of a freshwater tidal wetland. **Wetlands**, v. 22, n. 1, p. 149–158, 2002.
- SILVA, C. A. R.; SAMPAIO, L. S. Speciation of phosphorus in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary. **Mangroves and Salt Marshes**, v. 2, n. 1, p. 51–57, 1998.
- SILVA, M. G. *et al.* Análise da influência de parâmetros ambientais no fluxo de metano em áreas alagáveis e lagoas permanentes na região do Rio Abobral, no Pantanal, Brasil. **Revista Ambiente e Agua**, v. 11, n. 2, p. 327–338, 2016.
- SJÖGERSTEN, S. *et al.* Tropical wetlands: A missing link in the global carbon cycle? **Global Biogeochemical Cycles**, v. 28, n. 12, p. 1371–1386, 2014.
- STANLEY, E. H. *et al.* The ecology of methane in streams and rivers: Patterns, controls, and global significance. **Ecological Monographs**, v. 86, n. 2, p. 146–171, 2016.
- SUNDQVIST, E. *et al.* Short-term effects of thinning, clear-cutting and stump harvesting on methane exchange in a boreal forest. **Biogeosciences**, v. 11, n. 21, p. 6095–6105, 2014.
- VIERS, J. *et al.* The influence of the Amazonian floodplain ecosystems on the trace element dynamics of the Amazon River mainstem (Brazil). **Science of the Total Environment**, v. 339, n. 1–3, p. 219–232, 2005.
- WANG, Z. Y. *et al.* Biotic and Abiotic Contribution to Diurnal Soil CO<sub>2</sub> Fluxes from Saline/Alkaline Soils. **Scientific reports**, v. 10, n. 1, p. 5396, 2020.

WARD, N. D. *et al.* The compositional evolution of dissolved and particulate organic matter along the lower Amazon River-Óbidos to the ocean. **Marine Chemistry**, v. 177, p. 244–256, 2015.

WARD, N. D. *et al.* The reactivity of plant-derived organic matter and the potential importance of priming effects along the lower Amazon River. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 121, p. 1522–1539, 2016.

WARNER, D. L. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Fluxes From Tree Stems, Coarse Woody Debris, and Soils in an Upland Temperate Forest. **Ecosystems**, v. 20, n. 6, p. 1205–1216, 2017.

WEGENER, P.; COVINO, T.; WOHL, E. Beaver-mediated lateral hydrologic connectivity, fluvial carbon and nutrient flux, and aquatic ecosystem metabolism. **Water Resour. Res.**, v. 53, p. 4606–4323, 2017.

WEI, S. *et al.* Effect of tidal flooding on ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in a salt marsh in the Yellow River Delta. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 232, p. 106512, 2020.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION-WMO. **WMO Greenhouse Gas Bulletin**: the State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2018. Geneva. Disponível em: [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=10100](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10100). 2019.

YANG, P. *et al.* Fluxes of carbon dioxide and methane across the water–atmosphere interface of aquaculture shrimp ponds in two subtropical estuaries: The effect of temperature, substrate, salinity and nitrate. **Science of the Total Environment**, v. 635, p. 1025–1035, 2018.

## CAPÍTULO 4 VARIAÇÃO SAZONAL DOS FLUXOS DE CO<sub>2</sub> E CH<sub>4</sub> EM ÁREA DE PLANTIO DE AÇAÍ (*Euterpe oleracea* Mart.) EM TERRA FIRME EM COMPARAÇÃO COM ÁREA DE VÁRZEA NA AMAZÔNIA

### RESUMO

As mudanças no uso da terra estão se acelerando nas florestas tropicais, e afetando a troca de gases de efeito estufa (GEE) entre o solo e a atmosfera. O aumento da demanda por frutos de açaí está transformando as florestas de várzea em monoculturas, com aumento do cultivo em áreas irrigadas de terra firme. Essas mudanças podem contribuir ou reduzir os fluxos de GEE. O objetivo foi comparar sazonalmente a variação espacial dos fluxos de CO<sub>2</sub> e de CH<sub>4</sub> em área de plantio de açaí (*Euterpe oleracea* Mart.) em terra firme em comparação a uma população natural em área de floresta de várzea no estuário amazônico. Os fluxos foram medidos usando a técnica da câmara dinâmica fechada, com medições horárias e simultâneas. O fluxo de CO<sub>2</sub> do solo em área de terra firme foi 13,59 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em período seco e 20,69 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> no chuvoso, e em floresta de várzea amazônica foi de 5,54 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 12,87 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em período seco e chuvoso, respectivamente. Os solos de terra firme são sumidouros de CH<sub>4</sub> com média de -0,42 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e -0,46 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em período seco e chuvoso, respectivamente. A floresta de várzea estuarina se comporta como fonte de CH<sub>4</sub> de 0,51 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> e 1,28 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> em período seco e período chuvoso, respectivamente. Em área de terra firme os fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub> foram maiores na linha de plantio (base da planta) em comparação com a rua. A variação no conteúdo de água e temperatura do solo foi o fator dominante das variações dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>, além de que a biomassa de raízes finas e o carbono e nitrogênio microbianos também afetaram os fluxos. Os resultados sugerem que a mudança no uso da terra na Amazônia está favorecendo o consumo de CH<sub>4</sub> atmosférico, e aumentando a produção de CO<sub>2</sub> em solos de terra firme em comparação aos solos de várzea.

**Palavras-chave:** dióxido de carbono; metano; açaí; várzea; estuário; Amazônia.



## ABSTRACT

Land use changes are accelerating in tropical forests, and affecting the exchange of greenhouse gases (GHGs) between the soil and the atmosphere. The increase in the demand for açai fruit is transforming the floodplain forests into monoculture, with cultivation growing in irrigated areas of upland. These changes in land use can increase or reduce GHG fluxes. The objective of this work was to compare seasonally the spatial variation of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in an açai (*Euterpe oleracea* Mart.) plantation in upland area, compared to the natural population in a managed area of floodplain forest in the Amazon estuary. Fluxes were measured using the closed dynamic chamber technique, with hourly and simultaneous measurements. The soil CO<sub>2</sub> flux in the upland area was 13.59 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 20.69 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in the dry end rainy season, respectively, and in the floodplain was 5.54 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 12.87 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in the same periods. Upland soils behaved as CH<sub>4</sub> sinks, with an average of -0.42 and -0.46 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in dry and rainy seasons, respectively. The floodplain area was a CH<sub>4</sub> source, with average fluxes of 0.51 mg CH<sub>4</sub> m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 1.28 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in the dry and rainy seasons, respectively. In the upland area, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes were higher in the planting row (plant base) compared to the street. The variation in water content and soil temperature was the dominant factor in the range of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> flux, and fine root biomass and microbial carbon and nitrogen also affected fluxes. In the Amazon, the results suggest that the homogeneous açai planting in the upland area, when compared to the floodplain areas, is favoring the atmospheric CH<sub>4</sub> consumption and increasing the CO<sub>2</sub> production.

**Keywords:** carbon dioxide; methane; açai; floodplain; estuary; Amazon.

## 4.1 Introdução

O aquecimento global (AG) se deve principalmente ao aumento das emissões dos gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, ocasionado pela queima de combustíveis fósseis e mudança do uso da terra (IPCC, 2014). Em 2021 a concentração média global de CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub> atingiu 1.893,4 ppb e 415,9 ppm, respectivamente (NOAA, 2021). O AG provavelmente atingirá 1,5-2,0 °C entre 2030 e 2052, caso o ritmo atual de aumento na concentração dos GEE permaneça inalterável nas próximas décadas (IPCC, 2021), ou não haja ações para retirada destes gases da atmosfera. O aumento da temperatura global já está afetando significativamente o comportamento dos ecossistemas terrestres, como a redução da umidade em superfície (IPCC, 2021), importante no controle da dinâmica dos GEE no solo (HAN; ZHU, 2020; VERCHOT et al., 2020; COURTOIS et al., 2018).

Os solos desempenham papel fundamental no ciclo de carbono e globalmente podem reter 23,8 Gt de CO<sub>2</sub>-equivalente<sup>1</sup> (CO<sub>2</sub>-eq) por ano (BOSSIO et al., 2020). Estudos recentes revelam que os solos são vulneráveis às mudanças climáticas, podendo mudar de reservatório para produtor de carbono em condições mais úmidas e quentes (NAIDU; BAGCHI, 2021; BOND-LAMBERTY et al., 2018). A respiração do solo é o que mais contribui para os fluxos de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (CUNHA et al., 2018; ADACHI et al., 2017; JIANG et al., 2020), a qual é a somatória da respiração heterotrófica e autotrófica (SELECKY et al., 2017; JANSSENS; PILEGAARD, 2003; HANSON et al., 2000). A respiração heterotrófica é a perda de CO<sub>2</sub> na decomposição da matéria orgânica por microrganismos do solo (TANG et al., 2020), e a autotrófica pelos organismos fotossintetizantes, as quais são influenciadas pela temperatura (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998), umidade do solo (WU et al., 2010; DAVIDSON et al., 2000), qualidade do substrato, manejo da área, e diversidade da população de organismos do solo (VERCHOT et al., 2020).

Os solos também desempenham um papel fundamental no ciclo global de CH<sub>4</sub>, sendo que o fluxo resulta de dois processos microbianos de atuação contrária: produção de CH<sub>4</sub> (metanogênese) e consumo de CH<sub>4</sub> (metanotrofia) (CONRAD, 2009). Os Metanogênios do solo são Archaea que produzem anaerobicamente CH<sub>4</sub> usando acetato, compostos metilados, formato ou H<sub>2</sub> e também CO<sub>2</sub> (HEDDERICH; WHITMAN, 2013; EVANS et al., 2019). Estes organismos aumentam em abundância após a conversão da floresta tropical em pastagem (KROEGER et al., 2021), bem como sofrem mudanças de composição que podem indicar

---

<sup>1</sup> O CO<sub>2</sub>-eq é uma conversão que se aplica aos demais GEEs, para expressar sua concentração em termos de CO<sub>2</sub>. Essa conversão é realizado usando o potencial de aquecimento global, que é calculado em um intervalo de tempo específico (normalmente 20, 100 ou 500 anos) (IPCC, 2014).

uma mudança na predominância de vias metanogênicas (MEYER et al., 2017). Os Metanotróficos aeróbios são Alfa- e Gammaproteobacteria e Verrucomicrobia que consomem  $\text{CH}_4$  através das duas vias serina (KNIEF, 2015). Os metanotróficos respondem fortemente às mudanças no uso da terra na Amazônia, incluindo diminuição da abundância populacional e alteração na composição da comunidade em áreas convertidas para pastagens (MEYER et al., 2017; LAMMEL et al., 2015).

Na Amazônia brasileira existem dois principais tipos de floresta: terra firme e várzea, com 87% e 13% da área do bioma, respectivamente (NASCIMENTO; HOMMA, 1984; PRANCE, 1980). As florestas de várzea ocupam cerca de 800.000  $\text{km}^2$ , com paisagens diversificadas e dinâmicas, que estão expostas a eventos sazonais e periódicos de inundações pelos rios, e devido a isto são classificadas em diferentes tipos (HESS et al., 2015; PRANCE, 1980). Na região estuarina amazônica, as áreas de várzea estão sujeitas a um ciclo diário de enchentes e vazantes, devido ao efeito das marés oceânicas, indiretamente influenciadas pelas fases da lua e pela sazonalidade da precipitação. A saturação dos solos de várzea altera os processos de decomposição pela condição anaeróbica exercida pela água de inundação (DENARDIN et al., 2020). Devido a este movimento periódico de seca e enchente, as florestas inundáveis são consideradas ecossistemas dinâmicos de grande importância para os ciclos biogeoquímicos e funcionam como fonte significativa de  $\text{CH}_4$  para a atmosfera (GONTIJO et al., 2021). Da mesma forma, a produção de  $\text{CO}_2$  está associada às atividades biológicas em íntima interação com as inundações e o manejo (LIRA-GUEDES et al., 2021).

Em áreas de terra firme, os fluxos de GEE variam espacial e temporalmente, influenciados pelo uso e manejo do solo (CUNHA et al., 2018). Tais formas de mudança ambiental são conhecidas por alterar a biodiversidade microbiana abaixo do solo (MEYER et al., 2017; PETERSEN; MEYER; BOHANNAN, 2019), bem como os ciclos biogeoquímicos mediados por microrganismos (NEILL et al., 2005; VERCHOT et al., 2000), afetando o ciclo do  $\text{CO}_2$  (DAVIDSON et al., 2000) e do  $\text{CH}_4$  (VERCHOT et al., 2000). Pouco se sabe sobre os fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  após as áreas degradadas se tornarem áreas produtivas ou em regeneração (floresta secundária). Para o  $\text{CH}_4$  algumas áreas manejadas na Amazônia oriental passaram de sumidouro para fonte (VERCHOT et al., 2000; KELLER; KAPLAN; WOFSY, 1986), mostrando que existe uma resposta funcional quando se estabelecem as pastagens. O que mais preocupa é a atual pressão para a conversão agrícola em toda a bacia amazônica (CARVALHO et al., 2019), e o fato de que o  $\text{CH}_4$  é um potente gás de efeito estufa, com aproximadamente 28 vezes o potencial de aquecimento global do  $\text{CO}_2$  em um período de 100 anos (MYHRE; SHINDELL; PONGRATZ, 2014).

O açaí (*Euterpe oleracea* Mart.) é uma espécie hiperdominante nativa da Amazônia que se desenvolve naturalmente em áreas alagadas (várzea) com solos hidromórficos, que drenam duas vezes ao dia (estuário amazônico), e ao longo da beira dos rios (SOUSA et al., 2021; COSTA, 2020). O estado do Pará é o maior centro de dispersão natural de açaí no Brasil (NOGUEIRA; FIGUEIRÊDO; MULLER, 2005), e a demanda nacional e internacional pelo fruto vem aumentando devido ao seu potencial agrônomo, nutricional e econômico (SOUSA et al., 2021). Esse aumento da demanda do fruto de açaí está transformando as florestas de várzea, promovendo alterações na estrutura da floresta e nos serviços ecossistêmicos (FREITAS et al., 2015; CAMPBELL et al., 2018). Como consequência, a palmeira de açaí vem sendo cultivada em área irrigada de terra firme (BRONDÍZIO, 2008), com profundas mudanças no sistema de produção, migrando de um extrativo pouco produtivo ( $4,2 \text{ Mg ha}^{-1}$ ), para sistemas com intensificação no manejo em várzeas ( $8,4 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) e cultivos irrigados em terra firme, que podem atingir uma produção de frutos na ordem de  $15,0 \text{ Mg ha}^{-1}$  (SANTOS; SENA; HOMMA, 2012).

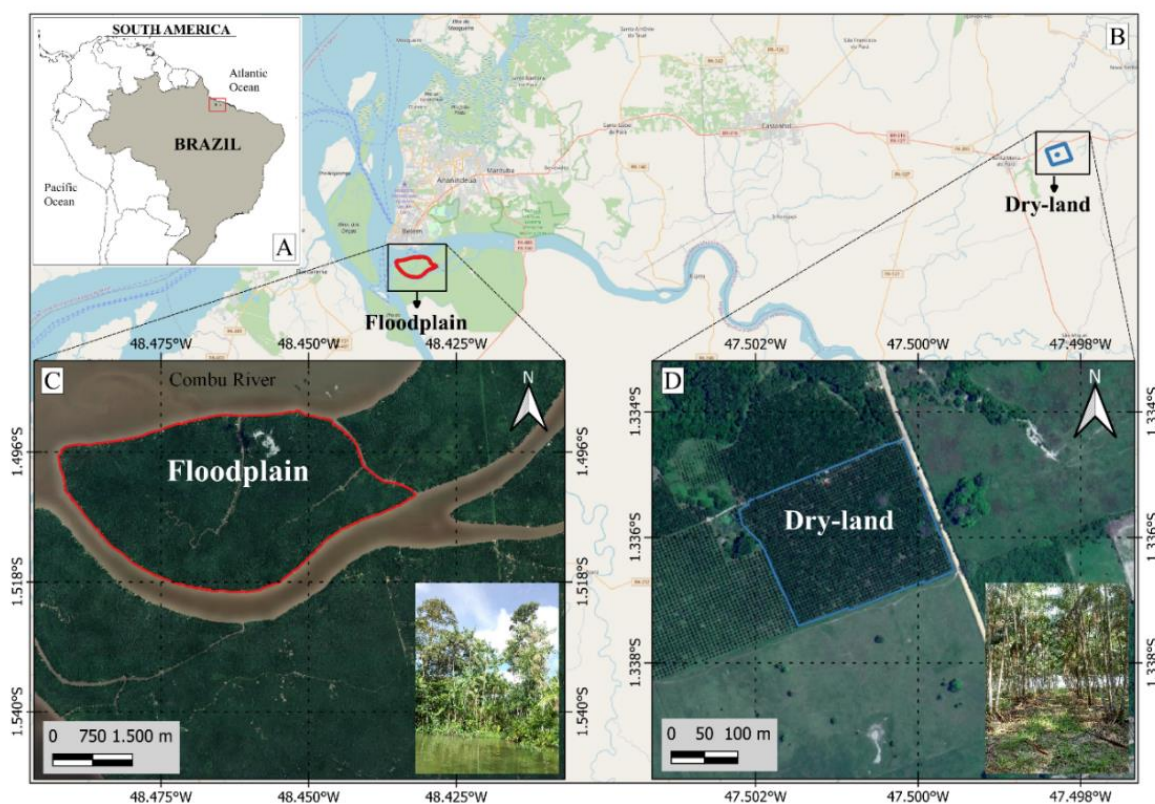
O plantio de açaí em área de terra firme é geralmente estabelecido em áreas de cultivos abandonados ou nas áreas degradadas que estão sendo convertidas em áreas produtivas (FARIAS NETO; RESENDE; OLIVEIRA, 2011). O avanço do plantio de açaí em área de várzea e terra firme esconde riscos ambientais (TAVARES et al., 2020). Este é o primeiro estudo que tenta avaliar se a intensificação no manejo de açaí em área de várzea e a introdução do açaí irrigado em terra firme contribuem diretamente para os fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$  em solos tropicais. Essa avaliação conjunta poderá melhorar os modelos globais de GEE.

## 4.2 Material e Métodos

### 4.2.1 Localização e caracterização dos locais de medição

As medições em área de várzea estuarina se localizaram no município de Belém, com coordenadas geográficas  $1^{\circ}30'02.0'' \text{ S}$  e  $48^{\circ}27'31.6'' \text{ W}$  (Figura 1C). O local tem um clima do tipo *Af* conforme a classificação de Köppen (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). Segundo dados do INMET (2021) a temperatura média anual é de  $27 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , com precipitação de  $3.286 \text{ mm}$  anuais. Os solos são do tipo Gleissolo háplico distrófico (EMBRAPA, 2021), caracterizado por uma alta porcentagem de silte e argila (80%) e uma baixa porcentagem de areia (30%), com pH na faixa de  $4,5 - 5,0$  (SILVA; SAMPAIO, 1998; JARDIM; VIEIRA, 2001), e uma altitude de  $3,66 \text{ m}$  acima do nível médio do mar (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002). A composição florística da Ilha é constituída basicamente por floresta primária em área de relevo plano (SILVA; SAMPAIO, 1998) com dominância da palmeira açaí *E. oleracea* (CATTANIO; ANDERSON; CARVALHO, 2002).

Figura 1 – Localização de área de estudo: a) Brasil; b) Município de Santa Maria e Belém; c) área de medições em várzea estuarina e d) área de medições em terra firme.



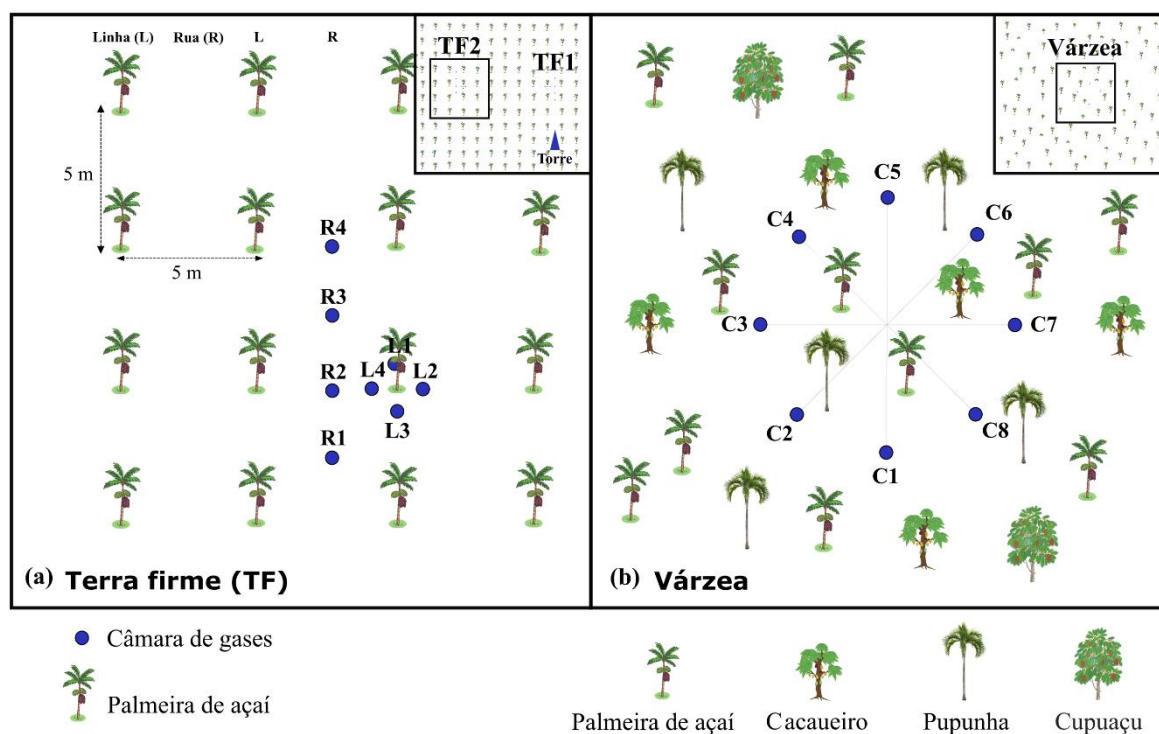
Área de terra firme (TF) está localizada no município de Santa Maria do Pará, com coordenadas geográficas  $1^{\circ}20'10.0''$  S e  $47^{\circ}30'04.0''$  W (Figura 1D). A uma altitude de 51 m acima do nível médio do mar, o clima é do tipo *Af* segundo a classificação de Köppen (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). Apresenta temperatura média anual de  $27^{\circ}\text{C}$ , e uma precipitação pluvial média anual de 2.250 mm. A cobertura vegetal é constituída por floresta secundária. Os solos são representados pelo Latossolo Amarelo com textura arenosa média (EMBRAPA, 2021). Em uma área do projeto ECOAÇAÍ da EMBRAPA foi plantado açaí no espaçamento homogêneo de 5 m x 5 m, produzindo uma densidade de  $400$  plantas  $\text{ha}^{-1}$ , sendo que no momento das medições estava com oito anos de idade.

#### 4.2.2 Desenho experimental

As medições ocorreram em setembro de 2020 (período seco) e maio de 2021 (período chuvoso) em área de terra firme (TF) e na área de várzea. Em TF foram em dois sítios: terra firme alto (TF1) e baixo (TF2) no período seco, e TF1 no período chuvoso. Os gases foram medidos em quatro anéis equidistantes na linha ( $L_n$ ) das plantas de açaí (base da planta), e quatro na rua ( $R_n$ ) em linha reta, onde acontece a passagem dos implementos agrícolas (Figura 2a). Em floresta de várzea em período seco e chuvoso, os gases foram medidos em oito anéis instalados aleatoriamente dentro de uma circunferência de 700 cm de diâmetro

aproximadamente, sendo equidistante uma câmara da outra (Figura 2b). Medições simultâneas em período seco entre TF1 e TF2, e em período chuvoso entre TF1 e várzea, foram realizadas durante cinco dias em cada período. Medições horárias foram realizadas durante o período das 08h00min até as 17h00min. As câmaras de fluxo no solo foram construídas de policloreto de vinila (PVC) de 12,0 cm de altura e 19,2 cm de diâmetro, e foram fixados no solo em uma profundidade de aproximadamente 4 cm (DAVIDSON et al., 2000). Para calcular o volume da câmara, a altura acima do solo de cada anel foi medida em quatro pontos equidistantes com uma régua ao final de cada dia de medição.

Figura 2 – Alocação de câmaras em área de terra firme (TF) (a) e floresta de várzea (b). Em TF linha (L1 a L4) e rua (R1 a R4) apresentam a distribuição das câmaras. E em várzea C1 a C8 são as câmaras de fluxo.



Palmeira de açai (*Euterpe oleracea* Mart.), Cacaueiro (*Theobroma cacao* L.), Pupunha (*Bactris gasipaes* Kunth), Cupuaçu (*Theobroma grandiflorum* (Willd. ex Spreng.) K. Schum.).

#### 4.2.3 Medições e cálculo dos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

Os fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) do solo foram medidos usando a metodologia da câmara dinâmica fechada sequencialmente (NORMAN et al., 1997; VERCHOT et al., 2000), conectada a um analisador de sistema automatizado *Los Gatos Research Ultra-portable Greenhouse Gas Analyzer* (LGR-UGGA, U.S.A.), que mede as concentrações de gás de forma contínua e automática (WILKINSON et al., 2018; MAHESH et al., 2015). O aparelho foi calibrado com um gás padrão de concentração conhecido antes de cada medição. Dois aparelhos foram usados para as medições simultâneas. Durante cada análise dos fluxos, os

anéis de 0,029 m<sup>2</sup>, (Figura 2) foram sequencialmente fechados com a tampa de 0,94 L, momento que foi estabelecido uma circulação fechada entre o aparelho e a câmara por três minutos, ficando um minuto destampado para restabelecer a concentração atmosférica no aparelho (PEARSON; PIZZUTO; VARGAS, 2016; WARNER et al., 2017). A concentração de gás (ppm) foi medida a cada dois segundos e armazenada automaticamente pelo analisador.

O  $F_{CO_2}$  (g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e  $F_{CH_4}$  (mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) no solo, foram calculadas a partir da seguinte equação (ABICHOU et al., 2006; NAKANO et al., 2004; DAVIDSON et al., 2000):

$$F = PVMU \left( \frac{dc/dt}{ATR} \right) \quad (1)$$

Onde,  $F$  é o fluxo de um gás,  $P$  é a pressão atmosférica (atm),  $V$  é o volume interno da câmara (L),  $M$  a massa molecular do CO<sub>2</sub> (44 g mol<sup>-1</sup>) ou CH<sub>4</sub> (16 g mol<sup>-1</sup>),  $U$  é fator de conversão das unidades (0,0864 L seg μL<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>),  $A$  é a área de superfície coberta pela câmara (m<sup>2</sup>),  $T$  é a temperatura do ar (K) no interior da câmara no momento da amostragem,  $R$  é constante dos gases perfeitos (0,08205 atm L K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>),  $dc/dt$  é a declinação da regressão linear entre a concentração de gás e o tempo decorrido (ppm s<sup>-1</sup>). O fluxo é considerado zero quando a regressão linear atinge um  $R^2 < 0,30$  (SUNDQVIST et al., 2014).

#### 4.2.4 Propriedades ambientais

Em setembro de 2020 e maio de 2021, foram coletadas seis amostras de solo com trado na profundidade 0-10 cm. Em TF as amostras foram divididas em três na linha e três na rua, e na várzea uma amostra ao lado de cada uma das quatro câmaras de fluxos. As amostras de solo foram devidamente armazenadas resfriadas, e levadas ao Laboratório de Análises Químicas do Museu Paraense Emílio Goeldi em Belém (PA). A análise do carbono microbiano (Cmic) e nitrogênio microbiano (Nmic) foram determinados através do método de irradiação-extração de solo pela técnica de micro-ondas (MENDONÇA; MATOS, 2005; FERREIRA; CAMARGO; VIDOR, 1999; ISLAM; WEIL, 1998). A determinação de umidade do solo (Us) foi realizada segundo EMBRAPA (2017). O pH do solo foi medido pelo método do potenciômetro em água deionizada e após ser calibrado com soluções padrão pH 4,0 e pH 7,0 (EMBRAPA, 2017).

O estoque de raízes foi determinado no período seco e chuvoso em TF e várzea. A amostragem de raízes foi realizada segundo Cattanio et al. (2004), com auxílio de um trado tipo copo de 196 cm<sup>3</sup> (área coletada de 19,6 cm<sup>2</sup>, profundidade de 10 cm). Esta profundidade

foi escolhida por conter a maior densidade de raízes (MARTINS; AUGUSTO, 2012; CATTANIO et al., 2004). As raízes foram separadas utilizando peneiras com malha de 2,0 mm, em água corrente, e separadas com o auxílio de pinças. As raízes < 2,0 mm foram consideradas como raízes finas, e as raízes  $\geq 2,0$  mm como raízes grossas (SHI et al., 2017; CATTANIO et al., 2004). Após a coleta, as raízes foram secas em estufa a 65 °C, por 72 horas e pesadas em balança analítica.

Os dados de precipitação em área de várzea foram disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2021), sendo que a estação meteorológica está localizada no município de Belém com coordenadas geográficas 1°26'09.00" S e 48°26'14.00" W, a uma distância de 6,5 km da área de estudo. Os dados de precipitação em TF foram concedidos pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA, 2022) localizada no Município de Santa Maria do Pará, com coordenadas geográficas 1°21'24.5" S 47°34'27.5" W, a uma distância de 8,0 km da área de estudo.

A cada medição de fluxo, variáveis ambientais como a temperatura do solo ( $T_s$ , °C) foi medida com um termômetro digital portátil (modelo TP101) na profundidade (0-3 cm). A temperatura do ar ( $T_a$ , °C) e umidade relativa do ar (HR, %) foram obtidas a partir de aparelhos *datalogger* (HOBO pro V2) na altura de 100 cm acima da superfície do solo, sendo registrado os valores a cada 5 minutos.

#### 4.2.5 Análise estatística

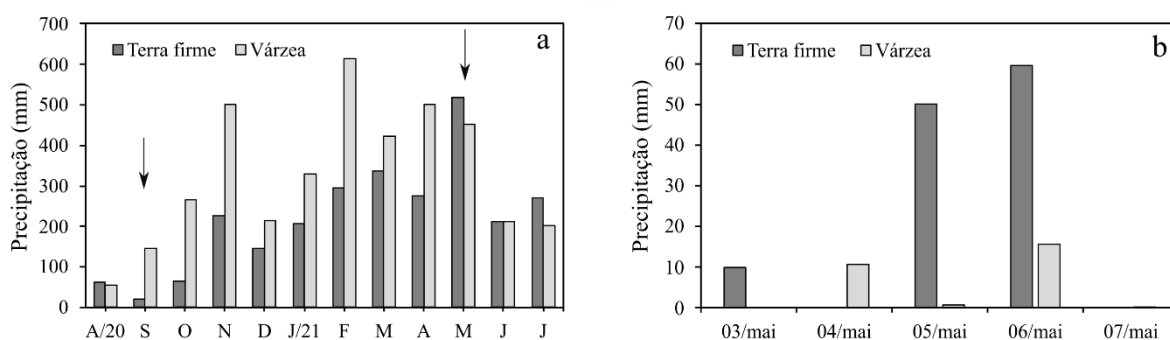
Todas as médias foram testadas quanto à normalidade, usando o teste de Shapiro-Wilks. Quando a normalidade não foi atendida, transformações logarítmicas foram realizadas. Como os mesmos locais foram amostrados ao longo dos dias subsequentes, uma análise de variância (ANOVA) de dois fatores de medidas repetidas foi usada para testar o efeito dos dias e das horas de amostragem nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>. Na ANOVA, as médias foram comparadas pelo teste de diferença significativa de Tukey para indicar as diferenças significativas entre as médias. As diferenças foram consideradas significativas ao nível de probabilidade de  $p < 0,05$ . Os efeitos do sítio de amostragem e dos períodos e dias, horas e sistema (linha e rua) foram testados usando ANOVA de dois fatores. ANOVA unilateral foi utilizada para testar o efeito dos sítios no  $C_{mic}$  e  $N_{mic}$ , biomassa de raízes. As relações entre os fluxos médios de GEE e as variáveis ambientais foram avaliadas usando correlações lineares de Pearson. As análises estatísticas foram realizadas com o software estatístico InfoStat versão 2020 (DI RIENZO et al., 2020) e SigmaPlot 12,0 (Systat Software, San Jose, CA).



### 4.3 Resultados

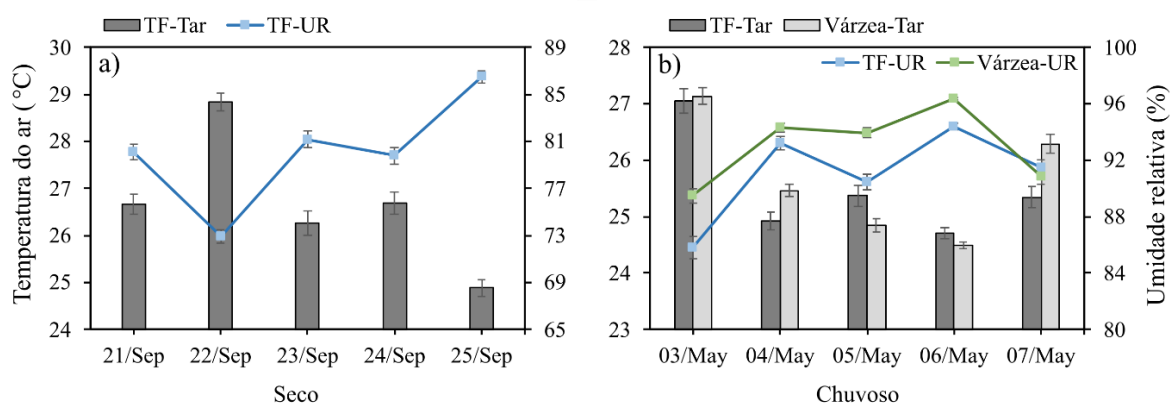
A precipitação total anual (agosto 2020 a julho 2021) foi 3.915,3 mm na região de Belém (várzea) e 2.634,0 mm na região de Santa Maria do Pará (TF) (Figura 3a). Durante os dias de medição dos fluxos, a precipitação total diária no período seco foi 0,0 e no período chuvoso foi 10,0 mm (03/maio), 0,0 mm (04/maio), 50,1 mm (05/maio), 59,6 mm (06/maio) e 0,0 mm (07/maio) em TF, e 0,0 mm (03/maio), 10,6 mm (04/maio), 0,8 mm (05/maio), 15,6 mm (06/maio) e 0,2 mm (07/maio) em várzea (Figura 3b).

Figura 3 - Precipitação total mensal em mm em terra firme e várzea (a) e precipitação diária em terra firme e várzea (b) no estado de Pará. As setas indicam os meses de coleta.



A temperatura do ar (Tar) durante o período seco foi maior (28,84 °C) no dia 22/setembro e menor (24,88 °C) no dia 25/setembro, contrariamente, a umidade relativa (UR) foi menor no dia 22/setembro (72,90%) e maior no dia 25/setembro (86,51%) em TF (Figura 4a). No período chuvoso, a temperatura do ar (Tar) foi maior no dia 03/maio (27,05 e 27,14 °C em TF e várzea, respectivamente) e menor no dia 06/maio (24,71 e 24,49 °C em TF e várzea, respectivamente). Contrariamente, a umidade relativa (UR) menor (85,82 e 89,49% em TF e várzea, respectivamente) no dia 03/maio e maior (94,40 e 96,37% em TF e várzea, respectivamente) no dia 06/maio (Figura 4b).

Figura 4 – Temperatura e umidade relativa do ar em terra firme (TF) e várzea, em período seco-2020 a) e chuvoso-2021 b) no estado do Pará.



#### 4.3.1 Fluxos de dióxido de carbono e metano

Os fluxos de  $\text{CO}_2$  ( $F_{\text{CO}_2}$ ) e  $\text{CH}_4$  ( $F_{\text{CH}_4}$ ) do solo, durante o período seco ( $n = 535$ ), foram medidos em terra firme topografia alta (TF1) e terra firme topografia baixa (TF2). Em TF1, os  $F_{\text{CO}_2}$  diários houve diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre linha e rua no 22 e 23/setembro apenas, e sem nenhuma variação diária dos  $F_{\text{CH}_4}$  entre linha e rua (Tabela 1). Por outro lado, em TF2 o  $F_{\text{CO}_2}$  houve diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre linha e rua todos os dias de medição, e com variação significativa do  $F_{\text{CH}_4}$  apenas nos dias 23 e 24/setembro entre linha e rua (Tabela 1).

O  $F_{\text{CO}_2}$  comparando TF1 com TF2 mostra diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre as linhas e entre as ruas todos os dias de medição, com fluxos maiores em TF2 em comparação a TF1. Enquanto, ao  $F_{\text{CH}_4}$  apenas nos dias 21 e 25/setembro não variam entre linhas e entre ruas, a exceção do dia 23/setembro que tem diferença significativa ( $p < 0,05$ ) (Tabela 1).

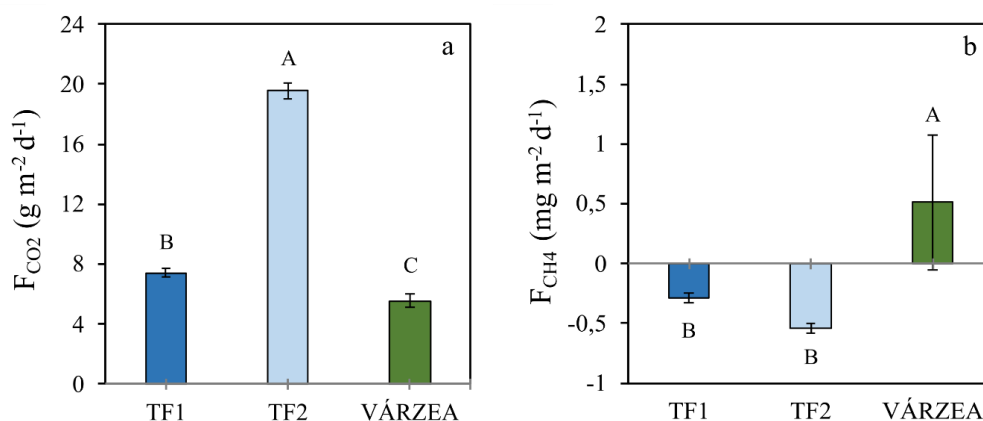
Em TF1 o  $F_{\text{CO}_2}$  varia entre linha e rua, com maior emissão de  $\text{CO}_2$  na linha, enquanto o consumo  $\text{CH}_4$  não varia entre linha e rua (Tabela 1). Em TF2 o  $F_{\text{CO}_2}$  varia entre linha e rua, com maior emissão de  $\text{CO}_2$  na linha que na rua, o consumo de  $F_{\text{CH}_4}$  varia entre linha e rua, com maior consumo na linha (Tabela 1).

Tabela 1 - Fluxos diários em período seco dos  $F_{CO_2}$  ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) e  $F_{CH_4}$  ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) em dois sítios em terra firme (TF1 e TF2) em linha e rua. Os números representam a média  $\pm$  erro padrão. Letras minúsculas comparam linha com rua por cada sítio (TF1 e TF2) no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam entre as linhas e entre as ruas (TF1xTF2) no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa usando o teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).

Dia	TF1				TF2			
	LINHA		RUA		LINHA		RUA	
	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$
21/Set	$7,00 \pm 0,36^{aB}$	$-0,21 \pm 0,16^{aA}$	$6,80 \pm 0,30^{aB}$	$-0,35 \pm 0,14^{aA}$	$25,83 \pm 1,47^{aA}$	$-0,50 \pm 0,15^{aA}$	$16,30 \pm 0,82^{bA}$	$-0,21 \pm 0,16^{aA}$
22/Set	$11,38 \pm 1,04^{aB}$	$-0,38 \pm 0,12^{aA}$	$8,54 \pm 0,81^{bB}$	$-0,37 \pm 0,11^{aA}$	$25,18 \pm 1,38^{aA}$	$-0,72 \pm 0,09^{aB}$	$13,73 \pm 0,44^{bA}$	$-0,51 \pm 0,08^{aA}$
23/Set	$5,93 \pm 0,36^{aB}$	$-0,06 \pm 0,06^{aA}$	$4,43 \pm 0,20^{bB}$	$-0,12 \pm 0,09^{aA}$	$25,54 \pm 1,23^{aA}$	$-0,73 \pm 0,09^{bB}$	$12,68 \pm 0,46^{bA}$	$-0,39 \pm 0,09^{aB}$
24/Set	$5,17 \pm 0,34^{aB}$	$-0,18 \pm 0,11^{aA}$	$4,38 \pm 0,25^{aB}$	$-0,31 \pm 0,10^{aA}$	$26,37 \pm 1,28^{aA}$	$-0,69 \pm 0,11^{bB}$	$12,55 \pm 0,51^{bA}$	$-0,37 \pm 0,11^{aA}$
25/Set	$16,72 \pm 1,65^{aB}$	$-0,69 \pm 0,17^{aA}$	$15,28 \pm 0,81^{aA}$	$-0,98 \pm 0,26^{aA}$	$26,98 \pm 3,05^{aA}$	$-0,52 \pm 0,19^{aA}$	$12,09 \pm 0,69^{bB}$	$-0,54 \pm 0,25^{aA}$
Média	$8,15 \pm 0,45^{xY}$	$-0,25 \pm 0,05^{xX}$	$6,67 \pm 0,36^{yY}$	$-0,34 \pm 0,06^{xX}$	$25,83 \pm 0,67^{xX}$	$-0,67 \pm 0,05^{yY}$	$13,30 \pm 0,26^{yX}$	$-0,41 \pm 0,05^{xX}$

No período seco, o  $F_{CO_2}$  em TF1 ( $7,42 \pm 0,29$  g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ , média  $\pm$  erro padrão), TF2 ( $19,56 \pm 0,52$  g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) e várzea ( $5,54 \pm 0,46$  g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) diferenciaram significativamente ( $p < 0,001$ ) (Figura 5a), sendo que os fluxos médios ( $13,59$  g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) na TF foi maior que na várzea ( $5,54 \pm 0,46$  g  $CO_2$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ). Enquanto, a diferentes entre  $F_{CH_4}$  médio em TF1 ( $-0,29 \pm 0,04$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ), TF2 ( $-0,54 \pm 0,04$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) e várzea ( $0,51 \pm 0,56$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) foi estatisticamente diferente ( $p < 0,001$ ) (Figura 5b), acontecendo um consumo médio de  $0,42$  mg  $CH_4$   $m^{-2}$   $d^{-1}$  em TF e uma produção de  $CH_4$  na várzea.

Figura 5 - Fluxos médios de  $CO_2$  ( $F_{CO_2}$  g  $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) (a) e  $CH_4$  ( $F_{CH_4}$  mg  $m^{-2}$   $d^{-1}$ ) (b), onde TF1 = terra firme alto, TF2 = terra firme baixo e várzea em período seco. As barras representam (média  $\pm$  erro padrão). Médias com letras maiúsculas diferentes diferem significativamente entre cada sítio pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).



Durante o período chuvoso ( $n = 587$ ), em TF1 e várzea foram medidos nos dois sítios simultaneamente a cada hora. O  $F_{CO_2}$  em TF1 mostrou diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre linha e rua todos os dias de medição, e sem nenhuma variação diária dos  $F_{CH_4}$  entre linha e rua (Tabela 2).

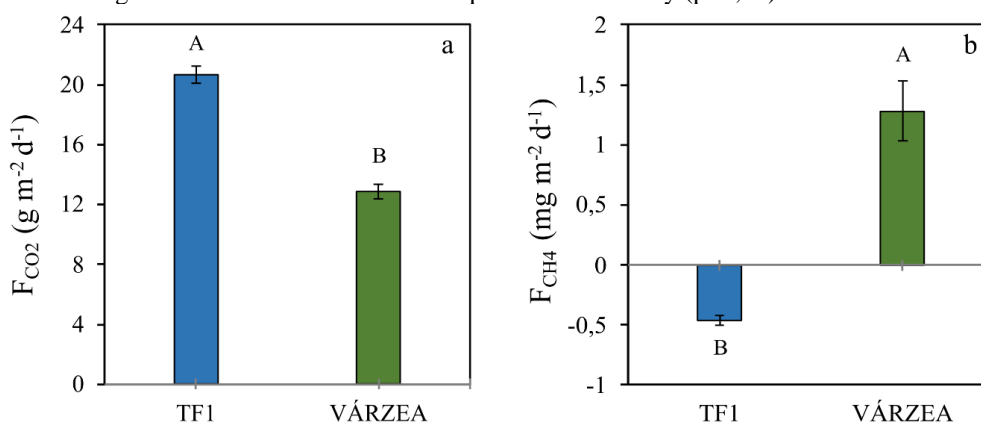
Tabela 2 - Fluxos diários em período chuvoso dos  $F_{CO_2}$  ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) e  $F_{CH_4}$  ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) em terra firme (TF1) e várzea. Os números representam a média  $\pm$  erro padrão. Letras minúsculas comparam linha com rua em TF1 no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam os sítios entre o mesmo gás no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa (Tukey,  $p < 0,05$ ).

Dia/Mês	TF1				VÁRZEA	
	LINHA		RUA		Topografia Alta	
	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$	$F_{CO_2}$	$F_{CH_4}$
03/Maio	$30,44 \pm 0,86^{aA}$	$-0,66 \pm 0,12^{aB}$	$20,69 \pm 0,54^{bB}$	$-0,78 \pm 0,13^{aB}$	$17,90 \pm 1,47^B$	$1,12 \pm 0,32^A$
04/Maio	$26,48 \pm 0,70^{aA}$	$-0,48 \pm 0,10^{aB}$	$18,81 \pm 0,46^{bB}$	$-0,61 \pm 0,12^{aB}$	$12,27 \pm 0,77^C$	$0,64 \pm 0,16^A$
05/Maio	$30,62 \pm 1,05^{aA}$	$-0,49 \pm 0,11^{aB}$	$10,28 \pm 0,45^{bB}$	$-0,59 \pm 0,09^{aB}$	$10,87 \pm 0,95^B$	$2,49 \pm 1,13^A$
06/Maio	$23,90 \pm 1,29^{aA}$	$0,00 \pm 0,04^{aB}$	$6,72 \pm 0,45^{bC}$	$-0,09 \pm 0,05^{aB}$	$9,59 \pm 0,37^B$	$1,14 \pm 0,31^A$
07/Maio	$30,14 \pm 2,02^{aA}$	$-0,73 \pm 0,25^{aB}$	$13,71 \pm 0,93^{bB}$	$-0,60 \pm 0,19^{aB}$	$13,51 \pm 0,59^B$	$1,09 \pm 0,31^A$
Média	$28,09 \pm 0,57^{aX}$	$-0,42 \pm 0,05^{aY}$	$13,38 \pm 0,50^{bY}$	$-0,51 \pm 0,05^{aY}$	$12,87 \pm 0,48^Y$	$1,28 \pm 0,25^X$

O  $F_{CO_2}$  comparando linha (TF1) com a várzea mostra diferença significativa ( $p < 0,05$ ) todos os dias de medição, com fluxos maiores em TF1 em comparação com a várzea, sendo que o mesmo aconteceu quando comparado a rua em TF1 com várzea nos dias 04 e 06/Maio (Tabela 2). Enquanto, o  $F_{CH_4}$  variou significativamente ( $p < 0,05$ ) entre TF1 (linha e rua) e a várzea todos os dias de medição (Tabela 2).

Em TF1 o  $F_{CO_2}$  varia entre linha e rua, com maior emissão de  $CO_2$  na linha, enquanto o consumo  $CH_4$  não varia entre linha e rua (Tabela 2). Na floresta de várzea a emissão de  $CO_2$  é similar à rua e menor que a linha em TF1, da mesma forma que no período seco, a floresta de várzea no período chuvoso se comportou como fonte de  $CH_4$  e a área de terra firme foi um sumidouro de  $CH_4$  (Tabela 2). No período chuvoso, o  $F_{CO_2}$  médio em TF1 ( $20,69 \pm 0,56 \text{ g } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) foi significativamente ( $p < 0,001$ ) maior em comparação aos fluxos apresentados na área de várzea ( $12,87 \pm 0,48 \text{ g } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) (Figura 6a). Também o  $F_{CH_4}$  médio em TF1 ( $-0,46 \pm 0,04 \text{ mg } CH_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), apresentando um consumo de  $CH_4$  atmosférico (Figura 6b), foi estatisticamente ( $p < 0,001$ ) menor que os fluxos encontrados na área de várzea ( $1,28 \pm 0,25 \text{ mg } CH_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Em geral, os solos de terra firme com plantações de palmeira de açaí emitem  $CO_2$  e consomem  $CH_4$ . Por outro lado, a floresta de várzea Amazônica com dominância de palmeira de açaí é fonte de  $CO_2$  e  $CH_4$  (Figura 6).

Figura 6 - (a) Fluxos médios de  $CO_2$  ( $F_{CO_2} \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ); (b) Fluxos médios de  $CH_4$  ( $F_{CH_4} \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), medidos no período chuvoso simultaneamente nos dois sítios. Onde TF1 = terra firme em topografia alta e várzea em topografia alta, no período chuvoso. As barras representam média  $\pm$  erro padrão. Médias com letras maiúsculas diferentes diferem significativamente entre cada sítio pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ).



Na comparação sazonal dos  $F_{CO_2}$  de TF1 entre período seco e chuvoso, existe diferença altamente significativa ( $p < 0,0001$ ), com maior  $F_{CO_2}$  em período chuvoso (Figura 5a e Figura 6a). Da mesma forma, houve diferença altamente significativa ( $p < 0,0001$ ) nos  $F_{CO_2}$  de várzea entre período seco e chuvoso, com maior  $F_{CO_2}$  em período chuvoso em área de várzea (Figura 5a e Figura 6a). Enquanto os  $F_{CH_4}$  em TF1 entre os dois períodos apresentou uma diferença significativa ( $p < 0,001$ ), com maior absorção de  $CH_4$  no período seco (Figura 5b) em

comparação ao período chuvoso (Figura 6b). No entanto, na área de várzea não apresentou diferença entre os dois períodos climáticos, apesar da maior produção de CH<sub>4</sub> acontecer no período chuvoso (Figura 6b) em comparação ao período seco (Figura 5b).

#### 4.3.2 Caracterização ambiental

No período seco, a temperatura do solo (Ts) foi maior em rua em TF1 e TF2, com diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre linha e rua somente em TF2 (Tabela 3). Por outro lado, a umidade do solo (Us) foi maior na linha em TF1 e TF2, com diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre linha e rua somente em TF2 (Tabela 3).

A distribuição de carbono microbiano (Cmic) e nitrogênio microbiano (Nmic) no solo foi diferente para cada sítio, com maior teor de Cmic e Nmic em várzea, com diferença significância ( $p < 0,05$ ) entre TF e várzea (Tabela 4). A biomassa de raízes finas ( $BR < 2,0$  mm) não variou entre TF e várzea, porém, a biomassa de raízes grossas ( $BR \geq 2,0$  mm) apresentou diferença significativa ( $p < 0,05$ ) entre TF1 e várzea (Tabela 4).

Tabela 3 – Variação diária de temperatura do solo (Ts) e umidade do solo (Us) no período seco (setembro) em terra firme. Letras minúsculas comparam linha com rua por cada sítio (TF1 e TF2) no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam entre as linhas e entre as ruas (TF1xTF2) no mesmo dia.

Dia	TF1				TF2			
	Ts (°C)		Us (%)		Ts (°C)		Us (%)	
	LINHA	RUA	LINHA	RUA	LINHA	RUA	LINHA	RUA
21/set	28,62 ± 0,41 <sup>aA</sup>	28,92 ± 0,43 <sup>aA</sup>	11,44	7,90	29,55 ± 0,09 <sup>aA</sup>	29,65 ± 0,22 <sup>aA</sup>	16,08	8,86
22/set	27,27 ± 0,19 <sup>aA</sup>	27,30 ± 0,18 <sup>aA</sup>	10,07	9,70	27,46 ± 0,16 <sup>aA</sup>	27,68 ± 0,17 <sup>aA</sup>	14,01	10,39
23/set	28,08 ± 0,24 <sup>bA</sup>	28,99 ± 0,28 <sup>aA</sup>	8,14	7,36	28,45 ± 0,22 <sup>aA</sup>	29,25 ± 0,33 <sup>aA</sup>	11,68	6,74
24/set	27,46 ± 0,22 <sup>aA</sup>	27,50 ± 0,20 <sup>aA</sup>	10,21	6,53	27,51 ± 0,20 <sup>aA</sup>	27,78 ± 0,17 <sup>aA</sup>	12,39	6,38
25/set	27,25 ± 0,10 <sup>aB</sup>	27,40 ± 0,16 <sup>aA</sup>	7,13	7,92	27,73 ± 0,09 <sup>aA</sup>	27,83 ± 0,10 <sup>aA</sup>	14,65	9,66
<b>Média</b>	<b>27,68 ± 0,12<sup>aA</sup></b>	<b>28,03 ± 0,15<sup>aA</sup></b>	<b>9,40 ± 0,77<sup>aY</sup></b>	<b>7,88 ± 0,52<sup>aX</sup></b>	<b>27,93 ± 0,13<sup>bA</sup></b>	<b>28,35 ± 0,15<sup>aA</sup></b>	<b>13,76 ± 0,79<sup>aX</sup></b>	<b>8,41 ± 0,79<sup>bX</sup></b>

Tabela 4 - Carbono microbiano (Cmic), nitrogênio microbiano (Nmic) e biomassa de raízes (BR) em período seco em terra firme (TF1), terra firme (TF2) e várzea. Letras maiúsculas são significativamente diferentes entre cada variável pelo teste de Tukey (p<0,05). Valores representam a média ± erro padrão.

Sítio	pH	Cmic	Nmic	B.R < 2,0 mm	B.R ≥ 2,0 mm
		g kg <sup>-1</sup>	mg kg <sup>-1</sup>	Mg ha <sup>-1</sup>	Mg ha <sup>-1</sup>
TF1 - LINHA	5,25 ± 0,04 <sup>B</sup>	0,31 ± 0,02 <sup>BC</sup>	11,86 ± 0,72 <sup>B</sup>	2,83 ± 0,31 <sup>AB</sup>	13,66 ± 1,48 <sup>A</sup>
TF1 - RUA	5,57 ± 0,02 <sup>AB</sup>	0,29 ± 0,04 <sup>C</sup>	2,33 ± 0,64 <sup>C</sup>	1,60 ± 0,31 <sup>B</sup>	9,10 ± 0,85 <sup>A</sup>
TF2 - LINHA	5,67 ± 0,03 <sup>AB</sup>	0,54 ± 0,05 <sup>B</sup>	5,83 ± 0,96 <sup>BC</sup>	3,65 ± 0,29 <sup>A</sup>	9,00 ± 1,18 <sup>A</sup>
TF2 - RUA	5,73 ± 0,02 <sup>A</sup>	0,54 ± 0,08 <sup>B</sup>	4,47 ± 0,75 <sup>C</sup>	3,87 ± 0,37 <sup>A</sup>	9,12 ± 1,66 <sup>A</sup>
Várzea	4,26 ± 0,05 <sup>C</sup>	1,61 ± 0,07 <sup>A</sup>	37,07 ± 2,91 <sup>A</sup>	2,68 ± 0,46 <sup>AB</sup>	3,88 ± 0,57 <sup>B</sup>



No período chuvoso, a temperatura do solo (Ts) foi um pouco maior na rua, mas sem diferença entre rua e linha em TF1 (Tabela 5). Por outro, a umidade do solo (Us) foi um pouco maior na linha, não apresentando diferença significativa entre linha e rua em TF1, no entanto, com diferença significativa ( $p < 0.05$ ) entre terra firme e várzea (Tabela 5).

Tabela 5 – Variação diária de temperatura do solo (Ts) e umidade do solo (Us) no período chuvoso em terra firme (TF1) e várzea. Letras minúsculas comparam linha com rua em TF1 no mesmo dia. Letras maiúsculas comparam os sítios entre a mesma variável no mesmo dia. Diferentes letras apresentam variação estatisticamente significativa (Tukey,  $p < 0,05$ ).

Dia	TF1				VÁRZEA	
	Ts (°C)		Us (%)		Ts (°C)	Us (%)
	LINHA	RUA	LINHA	RUA		
03/Maio	28,30 ± 0,18 <sup>aAB</sup>	28,80 ± 0,20 <sup>aA</sup>	19,86	19,33	27,89 ± 0,17 <sup>B</sup>	50,57
04/Maio	27,22 ± 0,12 <sup>aA</sup>	27,48 ± 0,16 <sup>aA</sup>	24,07	25,48	27,30 ± 0,16 <sup>A</sup>	57,16
05/Maio	27,80 ± 0,21 <sup>aA</sup>	27,86 ± 0,20 <sup>aA</sup>	25,43	21,87	27,35 ± 0,21 <sup>A</sup>	51,98
06/Maio	26,22 ± 0,10 <sup>aA</sup>	26,20 ± 0,13 <sup>aA</sup>	25,46	21,57	25,45 ± 0,06 <sup>B</sup>	52,55
07/Maio	26,86 ± 0,29 <sup>aA</sup>	26,78 ± 0,31 <sup>aA</sup>	25,59	22,53	26,89 ± 0,30 <sup>A</sup>	54,07
<b>Média</b>	<b>27,30 ± 0,10<sup>aAB</sup></b>	<b>27,45 ± 0,11<sup>aA</sup></b>	<b>24,08 ± 1,09<sup>xY</sup></b>	<b>22,16 ± 0,99<sup>xY</sup></b>	<b>27,03 ± 0,09<sup>B</sup></b>	<b>53,26 ± 1,58<sup>X</sup></b>

A biomassa de raízes finas (BR < 2,0 mm) não variou entre TF e várzea, porém, a BR ≥ 2,0 mm houve diferença significativa ( $p < 0.05$ ) entre TF e várzea (Tabela 6). Assim mesmo, o pH e pressão atmosférica teve diferença estatística ( $p < 0,05$ ) entre TF e várzea e sem nenhuma variação entre TF e várzea de Tar e UR (Tabela 6).

Tabela 6 – Parâmetros ambientais e biomassa de raízes (BR) em período chuvoso em terra firme (TF1) e várzea. Letras maiúsculas são significativamente diferentes entre cada variável pelo teste de Tukey ( $p < 0,05$ ). Valores representam a média  $\pm$  erro padrão.

Sítio	pH	B.R < 2,0 mm	B.R $\geq$ 2,0 mm	Tar	UR	P
		Mg ha <sup>-1</sup>	Mg ha <sup>-1</sup>	°C	%	hPa
TF1 - Linha	5,08 $\pm$ 0,06 <sup>A</sup>	2,84 $\pm$ 0,73 <sup>A</sup>	9,70 $\pm$ 1,06 <sup>A</sup>	29,77 $\pm$ 0,48 <sup>A</sup>	82,15 $\pm$ 1,59 <sup>A</sup>	1005,78 $\pm$ 1,27 <sup>B</sup>
TF1 - Rua	5,24 $\pm$ 0,02 <sup>A</sup>	3,09 $\pm$ 0,23 <sup>A</sup>	8,05 $\pm$ 1,09 <sup>A</sup>	30,22 $\pm$ 0,58 <sup>A</sup>	81,81 $\pm$ 1,84 <sup>A</sup>	1007,52 $\pm$ 0,27 <sup>B</sup>
Várzea	4,15 $\pm$ 0,04 <sup>B</sup>	2,25 $\pm$ 0,42 <sup>A</sup>	3,40 $\pm$ 0,60 <sup>B</sup>	29,20 $\pm$ 0,26 <sup>A</sup>	81,78 $\pm$ 0,98 <sup>A</sup>	1014,33 $\pm$ 0,22 <sup>A</sup>

### 4.3.3 Influência dos fatores ambientais nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

No período seco em terra firme, os fluxos diários de CO<sub>2</sub> dos dois sítios apresentaram uma correlação positiva e significativa ( $p < 0,05$ ) com a Us, BR <2,0 mm e Cmic, por outro lado, correlação negativa com Ts e BR  $\geq 2,0$  mm (Tabela 7). Enquanto os fluxos de CH<sub>4</sub> relataram correlação positiva significativa ( $p < 0,05$ ) com a Ts, BR  $\geq 2,0$  mm e Nmic, por outro lado, uma correlação negativa significativa com Us, BR <2,0 mm e Cmic (Tabela 7).

Tabela 7 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) com variáveis ambientais e parâmetros químicos do solo em área de terra firme (TF1) e terra firme (TF2) no período seco.

Fluxo de gás	Sítio		Ts (°C)	Us (%)	BR <2,0 mm	BR $\geq 2,0$ mm	Cmic	Nmic
F <sub>CO2</sub>	TF1	JUNTOS	-0,35**	0,13*	0,17*	0,08 <sup>NS</sup>	0,10 <sup>NS</sup>	0,15*
	TF2	LINHA	-0,07 <sup>NS</sup>	NS	0,63**	0,14 <sup>NS</sup>	-0,46**	0,49**
		RUA	0,08 <sup>NS</sup>	0,18*	0,49**	0,10 <sup>NS</sup>	0,26**	-0,25**
		Total	-0,15**	0,63**	0,57**	-0,21**	0,44**	NS
F <sub>CH4</sub>	TF1	JUNTOS	0,21**	0,02 <sup>NS</sup>	0,03 <sup>NS</sup>	0,05 <sup>NS</sup>	-0,04 <sup>NS</sup>	0,06 <sup>NS</sup>
	TF2	LINHA	0,17 <sup>NS</sup>	0,11 <sup>NS</sup>	0,02 <sup>NS</sup>	0,08 <sup>NS</sup>	-0,08 <sup>NS</sup>	-0,01 <sup>NS</sup>
		RUA	0,06 <sup>NS</sup>	-0,08 <sup>NS</sup>	0,14 <sup>NS</sup>	0,40**	0,13 <sup>NS</sup>	0,49**
		Total	0,17**	-0,17**	-0,10*	0,20**	-0,12*	0,12*

No período chuvoso em área de TF1 e várzea, os fluxos de CO<sub>2</sub> apresentou correlação positiva significativa ( $p < 0,05$ ) com a Ts ( $r = 0,25$  e  $0,45$  em TF1 e várzea, respectivamente), BR  $\geq 2,0$  mm, Tar, Us em TF1 e BR <2,0 mm em várzea (Tabela 8). Os F<sub>CH4</sub> mostraram uma correlação positiva significativa ( $p < 0,05$ ) com a UR e Us em TF1 e correlação negativa com a Ts e Tar, por outro lado, sem nenhuma correlação do F<sub>CH4</sub> com as variáveis ambientais (Tabela 8).

Tabela 8 - Coeficientes de correlação de Pearson dos fluxos de CO<sub>2</sub> (F<sub>CO2</sub>) e CH<sub>4</sub> (F<sub>CH4</sub>) com variáveis ambientais e biomassa de raízes (BR) em área terra firme (TF1) e várzea no período chuvoso.

Fluxo	Sítio		Ts (°C)	Us (%)	BR <2,0 (mm)	BR $\geq 2,0$ (mm)	Tar (°C)	UR (%)	P (atm)
F <sub>CO2</sub>	TF1	Linha	0,36**	-0,15 <sup>NS</sup>	-0,10 <sup>NS</sup>	0,14 <sup>NS</sup>	0,18*	-0,17*	-0,16 <sup>NS</sup>
		Rua	0,52**	0,02 <sup>NS</sup>	-0,16*	-0,16*	0,54**	-0,54**	-0,19*
		Total	0,25**	0,29**	-0,15*	0,30**	0,26**	-0,25**	-0,16*
	Várzea	0,45**	-0,14*	0,21**	0,29**	0,55**	-0,56**	-0,15*	
F <sub>CH4</sub>	TF1	Linha	-0,44**	0,19*	-0,13 <sup>NS</sup>	-0,07 <sup>NS</sup>	-0,51**	0,52**	0,19*
		Rua	-0,47**	0,03 <sup>NS</sup>	0,06 <sup>NS</sup>	0,08 <sup>NS</sup>	-0,35**	0,36**	-0,18*
		Total	-0,45**	0,14*	-0,08 <sup>NS</sup>	0,03 <sup>NS</sup>	-0,49**	0,50**	0,14*
	Várzea	-0,04 <sup>NS</sup>	-0,08 <sup>NS</sup>	-0,09 <sup>NS</sup>	0,03 <sup>NS</sup>	0,08 <sup>NS</sup>	-0,10 <sup>NS</sup>	0,02 <sup>NS</sup>	

## 4.4 Discussão

### 4.4.1 Medições de fluxos de dióxido de carbono e metano

A média dos  $F_{CO_2}$  obtida neste estudo foi semelhante a outros estudos (Tabela 9) realizados em áreas de terra firme (SILVA et al., 2016; SILVA JÚNIOR et al., 2013; PINTO-JUNIOR et al., 2009; GONÇALVES, 2009). Por outro lado,  $F_{CO_2}$  foram menores daqueles apresentados por VERCHOT et al. (2020) e WANYAMA et al. (2019) na África; CUNHA et al. (2018) e MANTOVANELLI et al. (2016) no Brasil, e maior  $F_{CO_2}$  quando comparados com os fluxos apresentados por TELES (2018) no Brasil. Entretanto, as taxas de consumo de  $CH_4$  foram maiores em 13 florestas tropicais apresentados por Oertel et al. (2016) em comparação ao presente estudo. Em floresta tropical Africana indicaram absorção de  $CH_4$  em floresta secundária, e em agroflorestal de cacau (VERCHOT et al., 2020), sendo que esses valores foram duas vezes maiores aos encontrados na presente pesquisa. Por outro lado, Teles (2018) obteve  $F_{CH_4}$  de  $-1,87 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  na Amazônia central. Para Wanyama et al. (2019) em uma floresta tropical Africana os solos se comportaram como sumidouro de  $CH_4$  atmosférico, sendo  $-0,94$ ,  $-0,39$  e  $-0,10 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  em plantações de eucalipto, chá e pastagem, respectivamente. A diferença pode ser atribuída ao diferente uso da terra, com plantações de açaí em comparação as outras produções agrícolas. Contrariamente, em um estudo feito em plantações de dendê na Malásia, o solo se comporta como emissor de  $CH_4$  (MANNING et al., 2019). Estudos revelam que a absorção de  $CH_4$  diminui significativamente com o aumento da intensidade do uso da terra (WANYAMA et al., 2019).

Tabela 9 – Fluxos de dióxido de carbono ( $F_{CO_2}$ ) e metano ( $F_{CH_4}$ ) do solo em área de terra firme de diferentes estudos

Local de estudo/clima	Período	Uso da terra	$F_{CO_2}$ ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ )	$F_{CH_4}$ ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ )	Referência
<b>África/tropical</b>	Seco	Floresta secundária	3,40	-1,17	Verchot et al. (2020)
	Chuvoso	Floresta secundária	5,03	-0,80	Verchot et al. (2020)
	Seco	Agroflorestal (cacau)	3,08	-1,32	Verchot et al. (2020)
	Chuvoso	Agroflorestal (cacau)	3,64	-0,66	Verchot et al. (2020)
<b>África/tropical</b>	Seco	Floresta nativa	1,95	-1,45	Wanyama et al. (2019)
	Chuvoso	Floresta nativa	2,44	-1,04	Wanyama et al. (2019)
	Seco	Agroflorestais	3,24	-0,53	Wanyama et al. (2019)
	Chuvoso	Agroflorestais	4,09	-0,36	Wanyama et al. (2019)
<b>Brasil/tropical</b>	Seco	Agroflorestais (palma)	13,44	nd	Silva et al. (2016)
	Chuvoso	Agroflorestais (palma)	19,44	nd	Silva et al. (2016)
<b>Brasil/tropical</b>	Seco	Floresta natural	7,26	nd	Cunha et al. (2018)
	Seco	Agroflorestais	8,65	nd	Cunha et al. (2018)
<b>Malásia/</b>		Agroflorestais (dendê)	19,92	6,96	Manning et al. (2019)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Cinco tipos de floresta	23,68	-1,87	Teles (2018)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Floresta de transição	20,83	nd	Pinto-Junior et al. (2009)
	Anual	Pastagem	18,82	nd	Pinto-Junior et al. (2009)
<b>Mundial/vários</b>	Anual	vários	nd	-1,06	Oertel et al. (2016)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Agroflorestais (palma)	11,63	nd	Silva (2018)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Floresta nativa	13,15	nd	Silva Júnior et al. (2013)
<b>Brasil/tropical</b>	nd	Floresta nativa	19,08	nd	Gonçalves (2009)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Floresta nativa	10,80	nd	Mantovanelli et al. (2016)
<b>Brasil/tropical</b>	Seco	Monocultivo de açaí	13,59	-0,42	Estudo atual
	Chuvoso	Monocultivo de açaí	20,69	-0,46	Estudo atual

As taxas de fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$  de outros estudos foram recalculadas das respectivas unidades para  $g\ m^{-2}\ d^{-1}$  e  $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$  de  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  respectivamente  
nd: não disponível

Estudos desenvolvidos em floresta de várzea dominada por palmeiras de açaí por Lira-Guedes et al. (2021) apresentaram valores entre 1,41 a 108,54  $g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$ , e em outras áreas de várzea tropicais florestadas os  $F_{CO_2}$  variaram entre 0,72 e 97,32  $g\ CO_2\ m^{-2}\ d^{-1}$  (SJÖGERSTEN et al., 2014), os quais valores estão dentro da faixa do presente estudo. Ao combinar os  $F_{CO_2}$  no período seco com o período chuvoso deste estudo, estes foram semelhantes aos encontrados em um pantanal temperado (LIU et al., 2015). Além disso, o  $F_{CO_2}$  médio neste estudo foi maior do que uma planície de inundação de várzea (ISHIKURA et al., 2019; ENSOR, 2016; BASS et al., 2014) ) e menor do que uma floresta de várzea na

Amazônia Brasileira (LIRA-GUEDES et al., 2021), e do que zonas úmidas tropicais (WERE et al., 2021; NYAMADZAWO et al., 2015; BATSON et al., 2015; SJÖGERSTEN et al., 2014). Os  $F_{CO_2}$  variam pelo tipo de ecossistema de várzea (BATSON et al., 2015). Além disso, a produção de  $CO_2$  está associada às atividades biológicas, movimentada pelas inundações e manejo (LIRA-GUEDES et al., 2021).

Tabela 10 - Fluxos de dióxido de carbono ( $F_{CO_2}$ ) e metano ( $F_{CH_4}$ ) do solo em zonas úmidas de diferentes estudos.

Local de estudo/clima	Período	Tipo de zona úmida	$F_{CO_2}$ ( $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ )	$F_{CH_4}$ ( $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ )	Referência
<b>Brasil/tropical</b>	Meio ano	Floresta de várzea	23,57	nd	Lira-Guedes et al. (2021)
<b>USA/temperado</b>	Anual	Planície de inundação	11,78	-0,97	Batson et al. (2015)
<b>África/tropical</b>	Seco	Zona úmida natural	18,92	290,40	Were et al. (2021)
	Chuvoso	Zona úmida natural	16,20	392,00	Were et al. (2021)
<b>USA/temperado</b>	Anual	Planície de inundação	2,20	27,40	Ensor (2016)
<b>Indonésia/tropical</b>	Anual	Zona úmida natural	21,22	29,04	Sjögersten et al. (2014)
<b>Malásia/tropical</b>	Anual	Floresta pantanosa	2,54	10,74	Ishikura et al. (2019)
<b>Austrália/tropical</b>	Anual	Planície de inundação	2,06	607,20	Bass et al. (2014)
<b>Brasil/tropical</b>	Anual	Planície de inundação	nd	142,08	Marani e Alvalá (2007)
<b>Brasil/tropical</b>	Seco	Várzea do pantanal	nd	6,96	Alvalá e Kirchhoff (2000)
	Chuvoso	Várzea do pantanal	nd	238,08	Alvalá e Kirchhoff (2000)
<b>China/tropical</b>	Anual	Zona litorânea	nd	367,92	Zhu et al. (2021)
<b>China/temperado</b>	Anual	Zona ribeirinha	nd	151,20	Zhu et al. (2021)
<b>USA/tropical</b>	Anual	Pântano	nd	117,12	Grand e Gaidos (2010)
<b>China/temperado</b>	Anual	Pantanal	9,68	3,36	Liu et al. (2015)
<b>Brasil/tropical</b>	Seco	Floresta de várzea	5,54	0,51	Estudo atual
	Chuvoso	Floresta de várzea	12,87	1,28	Estudo atual

As taxas de fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$  de outros estudos foram recalculadas das respectivas unidades para  $g\ m^{-2}\ d^{-1}$  e  $mg\ m^{-2}\ d^{-1}$  de  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  respectivamente.  
nd: não disponível

A floresta de várzea do estuário amazônico do presente estudo se comportou como fonte de  $CH_4$  do solo nos dois períodos sazonais, com uma produção média de  $0,90\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$ . Em uma revisão de vários estudos em zonas úmidas tropicais florestadas os  $F_{CH_4}$  variou entre  $-2,40$  e  $960\ mg\ CH_4\ m^{-2}\ d^{-1}$  (SJÖGERSTEN et al., 2014), esses valores estão dentro da faixa do presente estudo. No entanto, o  $F_{CH_4}$  para o presente estudo foi menor (Tabela 10) que os valores relatados em outros estudos (WERE et al., 2021; ENSOR, 2016; BASS et al., 2014; NYAMADZAWO et al., 2015; MARANI; ALVALÁ, 2007) e maior que o estudo feito por Batson et al. (2015). As diferenças dos fluxos podem ser devidas que a área estudada, floresta de várzea em topografia alta, dificilmente é inundada em comparação com as outras áreas

úmidas (pântanos) ou completamente inundadas. De acordo com Yang et al. (2014), áreas inundadas periodicamente emitem até 1,6 vezes mais  $\text{CH}_4$  que as áreas inundadas permanentemente, ou seja, a diminuição da umidade reduz a emissão de  $F_{\text{CH}_4}$ . Contrariamente, solos mais úmidos aumentam as emissões de  $\text{CH}_4$  (SCHINDLER et al., 2020; COURTOIS et al., 2018).

#### 4.4.2 Efeito da variação espacial e sazonal dos fluxos de $\text{CO}_2$ e $\text{CH}_4$

Os maiores  $F_{\text{CO}_2}$  no período seco em TF2 (5,88% maior) comparado com TF1 foi com a maior umidade do solo (Us). De acordo com Salimon et al. (2004) em condições muito secas o fluxo de  $\text{CO}_2$  do solo tende a diminuir, e em condições intermediárias de umidade tende a aumentar. Esse fenômeno pode explicar o maior  $F_{\text{CO}_2}$  no TF2 na linha que teve maior umidade do solo durante os dias de medição em comparação à rua em TF2 e TF1, pois no período seco a irrigação que acontece todos os dias, por um período de duas horas, é realizada na linha dos açaizeiros. Os  $F_{\text{CO}_2}$  aumentam proporcionalmente com o aumento de Us (WU et al., 2010; DAVIDSON et al., 2000) e favorecendo a produção de  $\text{CO}_2$  pela maior decomposição da matéria orgânica (MANTOVANELLI et al., 2016).

A variação do  $F_{\text{CO}_2}$  no período seco entre TF1 e TF2 pode ser atribuída à diferença mínima de topografia, pois TF1 fica em um platô e TF2 fica em uma área declivosa. Em uma floresta subtropical o  $F_{\text{CO}_2}$  varia espacialmente pela diferença topográfica do solo em pequena escala (JIANG et al., 2020). A condição hidrológica do solo é definida pela topografia, que regula a respiração de microrganismos aeróbicos ou anaeróbicos, que é uma razão decisiva para controlar o fluxo de carbono do solo (DAVIDSON et al., 2000; VERCHOT et al., 2000). O  $F_{\text{CO}_2}$  aumenta quando a topografia do solo diminui (CHEN et al., 2015).

Comparando  $F_{\text{CO}_2}$  no período seco e chuvoso, os solos de terra firme tiveram maior produção de  $\text{CO}_2$  em comparação ao solo de várzea do estuário amazônico. Esse menor  $F_{\text{CO}_2}$  em floresta de várzea por ser atribuído ao que foi mencionado por Davidson, Belk e Boone (1998), onde destacaram que em ambientes com maior teor de umidade do solo apresentam menor fluxo de  $\text{CO}_2$ , porque a água preenche os espaços porosos do solo, assim impedindo a passagem de  $\text{CO}_2$ . Em período chuvoso os menores fluxos em área de várzea foram nos dias com a maior intensidade de chuvas, provavelmente os poros com ar foram substituídos por água, formando um tampão e evitando a difusão do gás  $\text{CO}_2$  do solo para a atmosfera. Esse menor fluxo pode ser atribuído a um ambiente anaeróbico que inibe a produção de  $\text{CO}_2$  (BU et al., 2015) onde o  $F_{\text{CO}_2}$  é suprimido e  $F_{\text{CH}_4}$  aumentado (WEI et al., 2020). A atividade microbiana aumenta com o teor de água no solo, até chegar a um ponto em que a água desloca o ar e restringe a difusão e a disponibilidade de oxigênio (DENARDIN et al., 2020).

No presente estudo, o  $F_{CO_2}$  do solo apresentou uma clara dinâmica sazonal, sendo que os  $F_{CO_2}$  foram maiores em período chuvoso em TF1 e várzea, em comparação ao período seco. Esse resultado deste estudo é concordante com Verchot et al. (2020) para uma floresta camaronesa na África e em uma floresta tropical na Amazônia (SILVA et al., 2016; ZANCHI et al., 2012; VERCHOT et al., 2008). O aumento das precipitações proporciona um estímulo imediato aos microrganismos decompositores do solo como resposta ao aumento da umidade do solo (LIRA-GUEDES et al., 2021).

Os solos com plantações na forma de monocultivo de açaí em terra firme atuaram como sumidouro de  $CH_4$ . Os solos bem drenados são sumidouros de  $CH_4$  atmosférico em condições mais secas (SCHINDLER et al., 2020; COURTOIS et al., 2018; YANG et al., 2014). Este consumo é consequência da atividade de bactérias metanotróficas, oxidando o  $CH_4$  em  $CO_2$  com presença de oxigênio (SCHINDLER et al., 2020; RACHWAL et al., 2014; SAMPAIO et al., 2012). A atividade metanotrófica por bactérias gram-negativas e actinobactérias aumentam nos períodos secos (ZHANG et al., 2022).

Por outro lado, os solos de floresta de várzea com dominância de açazeiros atuam como fonte de  $CH_4$ , que pode ser atribuída à maior encharcamento do solo em Várzea. As maiores emissões de  $CH_4$  acontecem quando os solos apresentam mais úmidos ou até encharcados (JIANG et al., 2020; COURTOIS et al., 2018). A maior saturação do solo favorece a condição anóxica nos solos, predominando a atividade de bactérias metanogênicas em comparação a atividade de bactérias metanotróficas (RACHWAL et al., 2014; BASS et al., 2014), e com isto, em condição de saturação, os solos atuam como fonte de  $CH_4$  para a atmosfera (BROOKER; BOHRER; MOUSER, 2014). A variação da umidade do solo afetam na atividade e na comunidade metabólica dos microrganismos, isto pelo aumento ou diminuição de oxigênio e a disponibilidade de substrato, este último é uma importante fonte de carbono para as bactérias (ZHANG et al., 2022). Assim mesmo, a magnitude de emissões de  $CH_4$  em solos é influenciada pela disponibilidade de substrato, sendo a taxa de produção de  $CH_4$  aumenta com a adição de restos culturais, exsudados radiculares e MO do solo (PARRON et al., 2015)

#### 4.4.3 Efeito dos fatores ambientais nos fluxos de $CO_2$ e $CH_4$

Muitos estudos afirmam a importância de avaliar a temperatura como uma variável que influencia nos fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$ . Segundo Pinto-Junior et al. (2009) o  $F_{CO_2}$  aumenta exponencialmente ou linearmente com a temperatura do solo, sendo que vários trabalhos mostraram que a temperatura influencia nos fluxos de GEE (DAVIDSON; JANSSENS, 2006; REICHSTEIN et al., 2003; BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998). Por outro lado, a

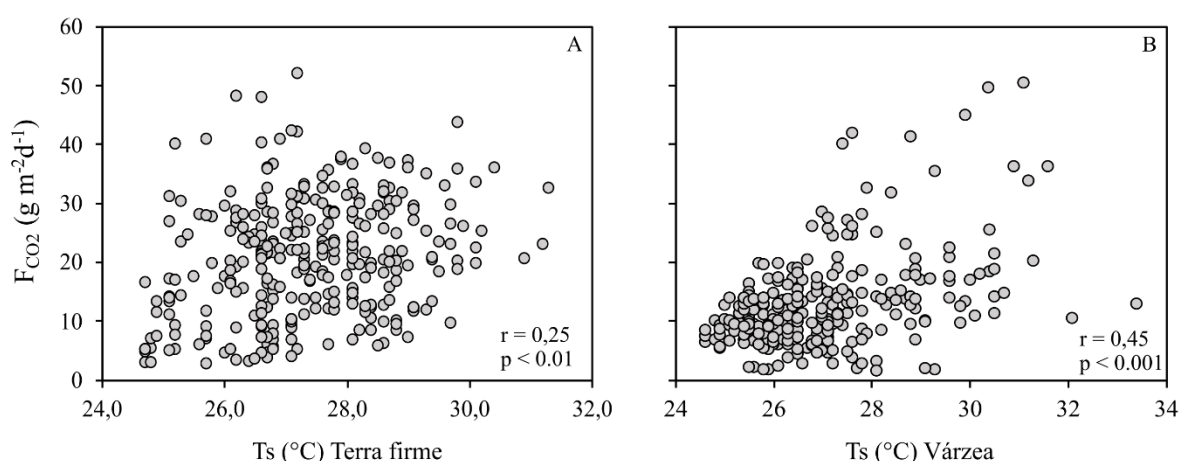


umidade do solo é a variável que mais interfere no fluxo dos GEE (SIQUEIRA NETO et al., 2011; WU et al., 2010; REICHSTEIN et al., 2003; DAVIDSON et al., 2000).

No período seco os  $F_{CO_2}$  foram influenciados positivamente pela  $U_s$  e negativamente com a  $T_s$  (Tabela 7). Essa correlação é concordante com Cunha et al. (2018), os quais obtiveram correlação significativa entre o  $F_{CO_2}$  e a  $U_s$  e negativa com a  $T_s$ , indicando que ambas influenciam a variabilidade espacial e temporal do  $F_{CO_2}$ . Por outro lado, em condições tropicais onde a temperatura do solo não varia muito ao longo do tempo, o conteúdo de água do solo explica melhor a variabilidade dos GEE (VERCHOT et al., 2020). Esse mesmo autor não encontrou nenhuma relação entre o  $F_{CH_4}$  e a temperatura do solo. Embora a  $U_s$  variasse muito pouco no período seco em terra firme, indo de 7,88 até 13,76% entre TF1 e TF2, respectivamente, esta influenciou positivamente nos  $F_{CO_2}$  (Tabela 7). A atividade microbiana aumenta com o teor de água no solo, até chegar a um ponto em que a água desloca o ar e restringe a disponibilidade de oxigênio e a difusão (DENARDIN et al., 2020).

No período chuvoso os  $F_{CO_2}$  foram influenciados pela  $T_s$  em terra firme e várzea (Figura 7; Tabela 8). A emissão de  $CO_2$  aumenta com o aumento da temperatura, pois favorece a atividade biológica (NOH et al., 2019; DAVIDSON; JANSSENS, 2006; SOTTA et al., 2004; BOWDEN; NEWKIRK; RULLO, 1998). Também favorece a alta taxa de decomposição de matéria orgânica em solos de várzea (WERE et al., 2019; VILLA; BERNAL, 2018).

Figura 7 - Relação entre os  $F_{CO_2}$  e temperatura do solo ( $T_s$ ) em terra firme (A) e várzea (B) em período chuvoso.



Por outro lado, a  $U_s$  influenciou positivamente o  $F_{CO_2}$  em TF1 e negativamente em área de várzea no período chuvoso. Isso pode ser explicado pela menor  $U_s$  na TF1 (25%) em comparação a várzea (53%). Cunha et al. (2018) mostraram uma correlação significativa do  $F_{CO_2}$  com a  $U_s$  em terra firme, sendo que a redução da  $U_s$  favorece a emissão de  $CO_2$  dos solos em área de TF. A diminuição da  $U_s$  gera solos mais aerados e a respiração aeróbica

oxidante aumenta (BATSON et al., 2015), estimulando a emissão de CO<sub>2</sub> do solo devido ao aumento da disponibilidade de oxigênio no solo (ZHANG et al., 2015; BLAGODATSKY; SMITH, 2012). Contrariamente, em floresta de várzea a relação negativa da Us e os F<sub>CO2</sub> coincide com os resultados apresentados em outros trabalhos (LIRA-GUEDES et al., 2021; BU et al., 2015; BATSON et al., 2015), sendo que as taxas de emissão de CO<sub>2</sub> diminuem quando a umidade do solo aumenta, podendo até limitar a atividade microbiana nos solos encharcados (DENARDIN et al., 2020; ZANCHI et al., 2012). Com o aumento da umidade os poros do solo são preenchidos com água ocasionando a diminuição dos F<sub>CO2</sub> pela redução da atividade microbiana que necessita de oxigênio para sobreviver (BATSON et al., 2015; PINTO-JUNIOR et al., 2009). As áreas de várzea são inundadas pelas marés (NUNES-FILHO, 2018; ALMEIDA; AMARAL; SILVA, 2004), o que gera uma maior Us resultando em condição anaeróbica, o que impede a decomposição aeróbica da matéria orgânica no solo, resultando em uma diminuição da emissão de CO<sub>2</sub> do solo (BATSON et al., 2015; BROOKER; BOHRER; MOUSER, 2014).

A biomassa de raízes finas e grossas foram maiores em terra firme no período seco (Tabela 7) e chuvoso (Tabela 8) em comparação a várzea. Essa maior BR pode ser atribuída ao sistema radicular fasciculadas (monocotiledôneas) das palmeiras de açazais, única espécie encontrada na área de TF, em comparação a menor BR em várzea por ter espécies com raízes fasciculada e pivotante (dicotiledôneas). De acordo com Martins e Augusto (2012) as monocotiledôneas possuem maior quantidade de raízes grossas e fibrosas que as dicotiledôneas, e o açazeiro apresenta uma quantidade de raízes muito superior às das outras culturas. Além disso, os resultados apresentados aqui concordam com os revelados por Silva et al. (2016) e Pinto et al. (2018) com maior biomassa no período seco e menor no chuvoso em terra firme e várzea. A maior biomassa de raízes finas, conseqüentemente maior respiração, resultam em maiores F<sub>CO2</sub> dos solos (SILVA, 2018).

No período seco a biomassa de raízes finas influencia nos F<sub>CO2</sub> em terra firme, igualmente, no período chuvoso em várzea. No entanto, a biomassa de raízes grossas influencia em TF1 e várzea no período chuvoso. Em floresta primária reportam correlações positivas da biomassa de raízes com os F<sub>CO2</sub> (HAN; ZHU, 2020; AUHAINEN; HOOIJER; PAGE, 2012; NOTTINGHAM et al., 2010).

Por outro lado, a BR grossas e finas influi negativamente nos F<sub>CO2</sub> em período seco e chuvoso, respectivamente. Para Silva et al. (2016) a biomassa de raízes finas não apresenta correlação com o CO<sub>2</sub>. Essa divergência pode ser atribuída à variabilidade de Us no momento

das medições. Pois a respiração das raízes é dependente da disponibilidade de oxigênio no solo (BLAGODATSKY; SMITH, 2012).

O carbono microbiano ( $C_{mic}$ ) e nitrogênio microbiano ( $N_{mic}$ ) influenciam nos fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$  respectivamente em terra firme. Correlação fraca positiva do  $C_{mic}$  com as emissões de  $CO_2$  do solo (HAN; ZHU, 2020; SILVA et al., 2016). A taxa de decomposição do carbono orgânico depende fortemente da disponibilidade de oxigênio no solo (BLAGODATSKY; SMITH, 2012). Alguns estudos mencionam que o pH influencia os  $F_{CO_2}$  (WANYAMA et al., 2019; BATSON et al., 2015), no entanto, outros estudos afirmam que o pH não influi nas emissões de  $CH_4$  do solo (HAN; ZHU, 2020). Na APA Ilha do Combú, o  $F_{CO_2}$  foi influenciado positivamente e o  $F_{CH_4}$  negativamente com o pH.

Os solos atuam como fontes ou sumidouros de  $CH_4$  (OERTEL et al., 2016), sendo que a magnitude dos fluxos de  $CH_4$  pode variar muito no espaço e no tempo devido à variabilidade física e química nos solos (WARNER et al., 2018). No presente estudo as áreas de terra firme são sumidouro de  $CH_4$  atmosférico tanto em período seco ( $U_s = 13,76\%$ ) e chuvoso ( $U_s = 22,16\%$ ), onde o maior consumo de  $CH_4$  foi em TF2 no período seco e em TF1 no período chuvoso (Tabela 3 e 4 respectivamente). A umidade do solo é a variável mais importante para os fluxos de GEE, pois controla a atividade microbiana do solo (OERTEL et al., 2016), agindo como sumidouro em condições mais secas (COURTOIS et al., 2018), e indicando a importância de se levar em consideração o conteúdo de água no solo (VERCHOT et al., 2000). Os valores negativos de  $CH_4$  são atribuídos ao consumo de  $CH_4$  atmosférico, ocorrendo principalmente em solos bem drenados, como os solos de terra firme da região amazônica (TELES, 2018). O consumo de  $CH_4$  na várzea alta pode ser atribuído à menor umidade do solo (YANG et al., 2014). A  $U_s$  influencia os  $F_{CH_4}$  em TF1 no período chuvoso (Tabela 8), sendo que outros estudos confirmam (HAN; ZHU, 2020; BATSON et al., 2015). Por outro lado, os solos de várzea atuaram como fonte ( $U_s = 53\%$ ), sendo que estudos já mostraram que as planícies de inundação amazônicas são uma fonte importante de  $CH_4$  para a atmosfera (BARBOSA et al., 2020; POTTER; MELACK; ENGLE, 2014). O teor de água do solo determina a maior variação dos fluxos de  $CH_4$  no solo (SCHINDLER et al., 2020). Agindo como fonte em condições mais úmidas, em ambientes anaeróbios, assim diminuindo a oxidação de  $CH_4$  (COURTOIS et al., 2018; COBB et al., 2017). Essa disponibilidade de água está sendo alterada pelas mudanças climáticas em florestas tropicais (PINTO et al., 2018).

No período seco, a  $T_s$  influi positivamente no  $F_{CH_4}$  e negativamente no período chuvoso em terra firme (Tabela 7 e 8). A metanogênese é favorecida quando a  $T_s$  está no intervalo de 30 e 40 °C, aumentando a produção de  $CH_4$  (LE MER; ROGER, 2001). Além disso, as

emissões de CH<sub>4</sub> do solo podem aumentar com climas mais quentes (GEDNEY et al., 2019). Outros estudos não encontraram relação entre a Ts e o F<sub>CH<sub>4</sub></sub> (VERCHOT et al., 2020; WANYAMA et al., 2019). O F<sub>CH<sub>4</sub></sub> é influenciado pelo C<sub>mic</sub> e N<sub>mic</sub> do solo (SIQUEIRA NETO et al., 2011), sendo que no presente estudo o C<sub>mic</sub> e N<sub>mic</sub> do solo apresentou correlação negativa e positiva, respectivamente, com o F<sub>CH<sub>4</sub></sub>.

Em floresta de várzea a biomassa de raízes pode ter um papel importante na emissão de CH<sub>4</sub> dos solos. Em zonas úmidas foi verificado que o CH<sub>4</sub> da metanogênese ocorre no solo e raízes (VAN HAREN et al., 2021). Estudo desenvolvido na Amazônia, em palmeiras maiores com maior biomassa de raízes a oxigenação da rizosfera é relativamente menor e o teor de CH<sub>4</sub> é maior no solo próximo (VAN HAREN et al., 2021), também pela liberação de compostos orgânicos através da exsudação das raízes e detritos para aumentar a produção de CH<sub>4</sub> (DING; CAI; TSURUTA, 2005).

#### 4.4.4 Efeito do uso do solo nos fluxos de CO<sub>2</sub> e CH<sub>4</sub>

Em terra firme, o uso atual de solo é de plantação de açaí com uma densidade de 400 indiv. ha<sup>-1</sup>. Na floresta de várzea estuda é composta em média por 960 indiv. ha<sup>-1</sup>, sendo que as espécies com maior densidade são: *Euterpe oleracea* (387 indiv. ha<sup>-1</sup>), *Theobroma cacao* (247 indiv. ha<sup>-1</sup>), *Bactris gasipaes* (207 indiv. ha<sup>-1</sup>). A dominância de *E. oleracea* é concordante com outros autores na mesma área de várzea (SOUZA; JARDIM, 2015; LAU; JARDIM, 2013).

As plantações de açaí em terra firme têm um papel positivo na mitigação das mudanças climáticas por ser um sumidouro de CH<sub>4</sub>. Kroeger et al. (2021) afirmam que a conversão de floresta tropical em pastagem estimula a liberação de CH<sub>4</sub>, além disso, as taxas de oxidação do CH<sub>4</sub> do solo variam consideravelmente entre os habitat com diferentes teores de água no solo (ZHANG et al., 2019). A variabilidade dos fluxos de GEE é influenciada pelo uso e manejo do solo (CUNHA et al., 2018). Portanto, o plantio de açaí em terra firme em áreas de cultivos abandonados ou nas áreas degradadas (FARIAS NETO; RESENDE; OLIVEIRA, 2011), além de reduzir a pressão sobre as áreas de várzea (HOMMA, 2016), estão absorvendo metano atmosférico no solo. Por outro lado, a floresta de várzea é fonte de CH<sub>4</sub> do solo. Em zonas úmidas as plantas alteram a disponibilidade de carbono orgânico, que regula a quantidade total de respiração anaeróbica e a produção de CH<sub>4</sub> (SUTTON-GRIER; MEGONIGAL, 2011). A menor emissão de CH<sub>4</sub> pode ser pela estimulação da metanotrofia na rizosfera através da oxigenação (HOYOS-SANTILLAN et al., 2016). Os F<sub>CH<sub>4</sub></sub> são maiores em áreas densamente vegetadas (BASS et al., 2014), onde a decomposição da matéria

orgânica vegetal geralmente é maior em áreas úmidas (PINTO et al., 2018; DING; CAI; TSURUTA, 2005). Em lago de várzea da Amazônia os habitat vegetais têm altas taxas de produção primária (MELACK; ENGLE, 2009), o que pode favorecer para as concentrações elevadas de  $\text{CH}_4$ , fornecendo substrato para a metanogênese (BARBOSA et al., 2020). Portanto, mudanças no uso da terra em ecossistemas úmidos pode resultar em aumento nos  $F_{\text{CH}_4}$  (MCDANIEL et al., 2019).

Em solos da Amazônia as mudanças no uso da terra e o manejo levam a alterações na dinâmica do ciclo de  $\text{CH}_4$  entre sorvedouro e fonte de  $\text{CH}_4$  (MEYER et al., 2020). A conversão de pastagem em terras agrícolas aumenta as taxas de absorção de  $\text{CH}_4$  do solo (WU et al., 2020). Por outro lado, a conversão de floresta em pastagem na Amazônia aumenta as emissões de  $\text{CH}_4$  do solo (MEYER et al., 2020). Outro estudo realizado por Wanyama et al. (2019) menciona que os  $F_{\text{CO}_2}$  do solo são alterados pelo uso da terra, com pastagem emitindo de 3 a 4 vezes mais  $\text{CO}_2$  do que os outros tipos de usos da terra. Sugerindo a importância de manter as culturas de açaí em terra firme para preservar o carbono no solo. O avanço e aumento do plantio de açazais em terra firme em áreas que estavam degradadas é positivo pelo benefício ambiental (sumidouro de  $\text{CH}_4$ ). A expansão controlada, obedecendo às normas ambientais são exigidas pelos mercados consumidores mais exigentes (TAVARES et al., 2020). Além disso, um dos objetivos da agricultura de baixa emissão de carbono (ABC) é reduzir as emissões de GEE na agricultura (SILVA; VIEIRA FILHO, 2020).

#### **4.5 Conclusão**

Este estudo forneceu as primeiras medições *in situ* de  $F_{\text{CO}_2}$  e  $F_{\text{CH}_4}$  em solos com monocultivo de açaí em terra firme em comparação floresta de várzea estuarina com dominância de açazais na Amazônia brasileira. Os solos de terra firme se comportaram como sumidouros de  $\text{CH}_4$  em período seco e chuvoso, e a floresta de várzea é fonte de  $\text{CH}_4$  em ambos os períodos. A absorção de  $\text{CH}_4$  ocorreu, com menor umidade do solo (menor a 24%), e a emissão de  $\text{CH}_4$  com maior umidade do solo (acima de 50%). Com isto a absorção de  $\text{CH}_4$  atmosférico em área de monocultivo de açaí em terra firme não foi influenciada pelo período climático.

As duas áreas medidas se comportam como produtores de  $F_{\text{CO}_2}$ . Solos de terra firme apresentam maiores  $F_{\text{CO}_2}$  em relação aos solos de várzea em período seco e chuvoso. Solos com maior teor de umidade do solo produzem menor  $F_{\text{CO}_2}$  que evitam a difusão do gás do solo para a atmosfera. Por outro lado, os  $F_{\text{CO}_2}$  incrementam com o aumento da temperatura do solo.

A base da planta descreveu a variação espacial do  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo em terra firme, sendo que as linhas de plantio de açaí, onde acontece a irrigação no período seco, produziram mais fluxo do que as ruas, nos dois períodos. A variação sazonal foi influenciada pelo período climático.

Houve uma correlação entre o  $F_{CO_2}$  do solo e a temperatura do solo, biomassa de raízes finas e carbono microbiano, e uma correlação entre o  $F_{CH_4}$  do solo e a umidade do solo e nitrogênio microbiano. A maior biomassa de raízes está relacionada com o maior  $F_{CO_2}$  pela respiração das raízes.

Faz-se necessário investigar se a conversão de pastagem ou áreas degradadas em áreas com plantações de açaizais é favorável para mitigar os GEE.

## REFERÊNCIAS

ABICHOU, T. *et al.* Methane flux and oxidation at two types of intermediate landfill covers. **Waste Management**, v. 26, n. 11, p. 1305–1312, 2006.

ADACHI, M. *et al.* Estimation of global soil respiration by accounting for land-use changes derived from remote sensing data. **Journal of Environmental Management**, v. 200, p. 97–104, 2017.

ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D.; SILVA, A. Análise florística e estrutura de florestas de Várzea no estuário amazônico. **Acta Amazonica**, v. 34, n. 4, p. 513–524, 2004.

ALVALÁ, P. C.; KIRCHHOFF, V. W. J. H. Methane fluxes from the Pantanal Floodplain in Brazil: seasonal Variation. *In*: van HAM, J. *et al.* (ed.). **Non-CO<sub>2</sub> Greenhouse Gases: scientific understanding, control and implementation**. Dordrecht. Springer, 2000. p. 95–99.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO-ANA. **Rede Hidrometeorológica Nacional**. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/mapa>. Acesso em: 15 mar. 2022.

BARBOSA, P. M. *et al.* Dissolved methane concentrations and fluxes to the atmosphere from a tropical floodplain lake. **Biogeochemistry**, v. 148, n. 2, p. 129–151, 2020.

BASS, A. M. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Emissions from a Wet-Dry Tropical Floodplain in Northern Australia. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 619–627, 2014.

BATSON, J. *et al.* Soil greenhouse gas emissions and carbon budgeting in a short-hydroperiod floodplain wetland. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 120, n. 1, p. 77–95, 2015.

BLAGODATSKY, S.; SMITH, P. Soil physics meets soil biology: Towards better mechanistic prediction of greenhouse gas emissions from soil. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 47, p. 78–92, 2012.

BOND-LAMBERTY, B. *et al.* Globally rising soil heterotrophic respiration over recent decades. **Nature**, v. 560, n. 7716, p. 80–83, 2018.

BOSSIO, D. A. *et al.* The role of soil carbon in natural climate solutions. **Nature Sustainability**, v. 3, n. 5, p. 391–398, 2020.

BOWDEN, R. D.; NEWKIRK, K. M.; RULLO, G. M. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 30, n. 12, p. 1591–1597, 1998.

BRONDÍZIO, E. The Amazonian Caboclo and the Açaí Palm: Forest Farmers in the Global Market. **Advances in Economic Botany**, v. 16, p. iii–403, 2008.

BROOKER, M. R.; BOHRER, G.; MOUSER, P. J. Variations in potential CH<sub>4</sub> flux and CO<sub>2</sub> respiration from freshwater wetland sediments that differ by microsite location, depth and temperature. **Ecological Engineering**, v. 72, p. 84–94, 2014.

BU, N. S. *et al.* Effects of semi-lunar tidal cycling on soil CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions: a case study in the Yangtze River estuary, China. **Wetlands Ecology and Management**, v. 23, n. 4, p. 727–736, 2015.

CAMPBELL, A. J. *et al.* Anthropogenic disturbance of tropical forests threatens pollination services to açai palm in the Amazon river delta. **Journal of Applied Ecology**, v. 55, n. 4, p. 1725–1736, 2018.

CARVALHO, W. D. *et al.* Deforestation control in the Brazilian Amazon: A conservation struggle being lost as agreements and regulations are subverted and bypassed. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 17, n. 3, p. 122–130, 2019.

CATTANIO, J. H.; ANDERSON, A. B.; CARVALHO, M. S. Floristic composition and topographic variation in a tidal floodplain forest in the Amazon Estuary. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 25, n. 4, p. 419–430, 2002.

CATTANIO, J. H. *et al.* Phenology, litterfall, growth, and root biomass in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 27, n. 4, p. 703–712, 2004.

CHEN, L. *et al.* Patterns and controls of soil organic carbon and nitrogen in alpine forests of Northwestern China. **Forest Science**, v. 61, n. 6, p. 1033–1040, 2015.

COBB, A. R. *et al.* How temporal patterns in rainfall determine the geomorphology and carbon fluxes of tropical peatlands. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 114, n. 26, p. E5187–E5196, 2017.

CONRAD, R. The global methane cycle: Recent advances in understanding the microbial processes involved. **Environmental Microbiology Reports**, v. 1, n. 5, p. 285–292, 2009.

COSTA, A. **Estudo dos atributos do solo e qualidade da água do rio sob açazais nativos na Amazônia oriental**. Orientadora: Herdjania Veras de Lima. 2020. 67f. Dissertação (Mestrado em Agronomia (PPGA)) - Universidade Federal Rural Da Amazônia, Belém, 2020.

COURTOIS, E. A. *et al.* Spatial Variation of Soil CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O Fluxes Across Topographical Positions in Tropical Forests of the Guiana Shield. **Ecosystems**, v. 21, n. 7, p. 1445–1458, 2018.

CUNHA, J. M. *et al.* Spatial variability of soil respiration in Archaeological Dark Earth areas in the Amazon. **Catena**, v. 162, p. 148–156, 2018.

DAVIDSON, E. A. *et al.* Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. **Biogeochemistry**, v. 48, n. 1, p. 53–69, 2000.

DAVIDSON, E. A.; BELK, E.; BOONE, R. D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. **Global Change Biology**, v. 4, n. 2, p. 217–227, 1998.

DAVIDSON, E. A.; JANSSENS, I. A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. **Nature**, v. 440, n. 9, p. 165–173, 2006.

DENARDIN, L. G. O. *et al.* How different soil moisture levels affect the microbial activity. **Ciência Rural**, v. 50, n. 6, p. 1–10, 2020.

DI RIENZO, J. A. *et al.* **InfoStat versão 2020**: centro de transferencia InfoStat. Argentina. Disponível em: <https://www.infostat.com.ar/>. 2020.

DING, W.; CAI, Z.; TSURUTA, H. Plant species effects on methane emissions from freshwater marshes. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 18, p. 3199–3207, 2005.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA-EMBRAPA. **Manual de métodos de análises de solo**. 3. ed. Brasília, DF: Embrapa, 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA-EMBRAPA. **Mapas de solo - Brasil**. Disponível em: <https://geoportal.cprm.gov.br/pronasolos/>. Acesso em: 29 out. 2021.

ENSOR, B. L. **Spatial and temporal trends in greenhouse gas fluxes from a temperate floodplain along a stream-riparian-upland gradient**. Orientador: Durelle T. Scott. 2016. ix, 71f. Dissertação (Master of Science In Biological Systems Engineering) - Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, 2016.

EVANS, P. N. *et al.* An evolving view of methane metabolism in the Archaea. **Nature Reviews Microbiology**, v. 17, n. 4, p. 219–232, 2019.

FARIAS NETO, J. T.; RESENDE, M. D. V.; OLIVEIRA, M. S. P. Seleção simultânea em progênies de açaizeiro irrigado para produção e peso do fruto. **Revista Brasileira de Fruticultura**, v. 33, n. 2, p. 532–539, 2011.

FERREIRA, A.; CAMARGO, F. .; VIDOR, C. Utilização de microondas na avaliação da biomassa microbiana do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 4, p. 991–996, 1999.

FREITAS, M. A. B. *et al.* Floristic impoverishment of Amazonian floodplain forests managed for açaí fruit production. **Forest Ecology and Management**, v. 351, p. 20–27, 2015.



GEDNEY, N. *et al.* Significant feedbacks of wetland methane release on climate change and the causes of their uncertainty. **Environmental Research Letters**, v. 14, n. 8, 2019.

GONÇALVES, P. H. **Influência de Variáveis Biofísicas nas taxas de Respiração de Solos em Floresta Tropical da Amazônia Oriental**. Orientador: José Maria Nogueira da Costa. 2009. 54f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) Universidade Federal de Viçosa, UFV, Viçosa, 2009.

GONTIJO, J. B. *et al.* Not just a methane source: Amazonian floodplain sediments harbour a high diversity of methanotrophs with different metabolic capabilities. **Molecular Ecology**, v. 30, n. 11, p. 2560–2572, 2021.

GRAND, M.; GAIDOS, E. Methane emission from a tropical wetland in ka'au crater, o'ahu, hawai'i. **Pacific Science**, v. 64, n. 1, p. 57–72, 2010.

HAN, M.; ZHU, B. Changes in soil greenhouse gas fluxes by land use change from primary forest. **Global Change Biology**, v. 26, n. 4, p. 2656–2667, 2020.

HANSON, P. J. *et al.* Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. **Biogeochemistry**, v. 48, n. 1, p. 115–146, 2000.

HEDDERICH, R.; WHITMAN, W. Physiology and Biochemistry of the Methane-Producing Archaea. In: **The Prokaryotes: Prokaryotic Physiology and Biochemistry**. Berlin. Springer-V ed. 2013. p. 635–662.

HESS, L. L. *et al.* Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. **Wetlands**, v. 35, n. 4, p. 745–756, 2015.

HOMMA, A. K. O. **A imigração japonesa na Amazônia: sua contribuição ao desenvolvimento agrícola**. 2. ed. Brasília, DF. rev ed. 2016.

HOYOS-SANTILLAN, J. *et al.* Quality not quantity: Organic matter composition controls of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in neotropical peat profiles. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 103, p. 86–96, 2016.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA-INMET. **Série Histórica** - dados Mensais. Disponível em: <https://bdmep.inmet.gov.br/>. Acesso em: 18 mar. 2021.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2014**. synthesis Report. Geneva. 2014. (Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Core Writing Team, Pachauri R. K, L. A. Meyer).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2021: the Physical Science Basis**. Cambridge. 2021. (Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change). Disponível em: <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-i/>.

ISHIKURA, K. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Emissions from Peat Soil in an Undrained Tropical Peat Swamp Forest. **Ecosystems**, v. 22, n. 8, p. 1852–1868, 2019.

ISLAM, K. R.; WEIL, R. R. Microwave irradiation of soil for routine measurement of microbial biomass carbon. **Biology and Fertility of Soils**, v. 27, n. 4, p. 408–416, 1998.

JANSSENS, I. A.; PILEGAARD, K. Large seasonal changes in Q10 of soil respiration in a beech forest. **Global Change Biology**, v. 9, n. 6, p. 911–918, 2003.

JARDIM, M. A. G.; VIEIRA, I. C. G. Composição florística e estrutura de uma floresta de várzea do estuário amazônico, ilha do Combu, Estado do Pará, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Series Botánicas, v. 17, n. 2, p. 333-354, 2001.

JAUHAINEN, J.; HOOIJER, A.; PAGE, S. E. Carbon dioxide emissions from an Acacia plantation on peatland in Sumatra, Indonesia. **Biogeosciences**, v. 9, n. 2, p. 617–630, 2012.

JIANG, Y. *et al.* Topography and plant community structure contribute to spatial heterogeneity of soil respiration in a subtropical forest. **Science of the Total Environment**, v. 733, p. 139287, 2020.

KELLER, M.; KAPLAN, W. A.; WOFSY, S. C. Emissions of N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from tropical forest soils. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 91, n. D11, p. 11791–11802, 1986.

KNIEF, C. Diversity and habitat preferences of cultivated and uncultivated aerobic methanotrophic bacteria evaluated based on pmoA as molecular marker. **Frontiers in Microbiology**, v. 6, n. DEC, 2015.

KROEGER, M. E. *et al.* Rainforest-to-pasture conversion stimulates soil methanogenesis across the Brazilian Amazon. **ISME Journal**, v. 15, n. 3, p. 658–672, 2021.

LAMMEL, D. R. *et al.* Specific microbial gene abundances and soil parameters contribute to C, N, and greenhouse gas process rates after land use change in Southern Amazonian Soils. **Frontiers in Microbiology**, v. 6, p. 1057, 2015.

LAU, A. V.; JARDIM, M. A. G. Florística e estrutura da comunidade arbórea em uma floresta de várzea na Área de Proteção Ambiental, Ilha do Combu, Belém, Pará. **Biota Amazônia**, v. 3, n. 2, p. 88–93, 2013.

LE MER, J.; ROGER, P. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. **European Journal of Soil Biology**, v. 37, n. 1, p. 25–50, 2001.

LIRA-GUEDES, A. C. *et al.* Carbon emissions in hydromorphic soils from an estuarine floodplain forest in the Amazon River. **Brazilian Journal of Environmental Sciences**, v. 56, n. 1, p. 413–423, 2021.

LIU, X. *et al.* Dynamics and controls of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions in the wetland of a montane permafrost region, northeast China. **Atmospheric Environment**, v. 122, p. 454–462, 2015.

MAHESH, P. *et al.* High-precision surface-level CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> using off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS) over Shadnagar, India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 22, p. 5754–5765, 2015.

MANNING, F. C. *et al.* Carbon Emissions From Oil Palm Plantations on Peat Soil. **Frontiers in Forests and Global Change**, v. 2, p. 37, 2019.

- MANTOVANELLI, B. C. *et al.* Spatial distribution of CO<sub>2</sub> emissions and soil properties under native pasture in Humaitá region, Amazonas. **Sociedade & Natureza**, v. 28, n. 2, p. 273–284, 2016.
- MARANI, L.; ALVALÁ, P. C. Methane emissions from lakes and floodplains in Pantanal, Brazil. **Atmospheric Environment**, v. 41, n. 8, p. 1627–1633, 2007.
- MARTINS, P. F. S.; AUGUSTO, S. G. Propriedades físicas do solo e sistema radicular do cacauzeiro, da pupunheira e do açaizeiro na Amazônia oriental. **Revista Ceres**, v. 59, n. 5, p. 723–730, 2012.
- MCDANIEL, M. D. *et al.* The Effect of Land-Use Change on Soil CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O Fluxes: A Global Meta-Analysis. **Ecosystems**, v. 22, n. 6, p. 1424–1443, 2019.
- MELACK, J. M.; ENGLE, D. L. An organic carbon budget for an Amazon floodplain lake. **Verh Int Verein Limnol**, v. 30, n. 8, p. 1179–1182, 2009.
- MENDONÇA, E.; MATOS, E. **Matéria orgânica do solo: métodos de análises**. Viçosa - MG: UFV, 2005.
- MEYER, K. M. *et al.* Conversion of Amazon rainforest to agriculture alters community traits of methane-cycling organisms. **Molecular Ecology**, v. 26, n. 6, p. 1547–1556, 2017.
- MEYER, K. M. *et al.* Belowground changes to community structure alter methane-cycling dynamics in Amazonia. **Environment International**, v. 145, p. 106131, 2020.
- MYHRE, G.; SHINDELL, D.; PONGRATZ, J. Anthropogenic and natural radiative forcing. *In*: STOCKER, Thomas (ed.). **Climate Change 2013: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge; New York: ed. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014. p. 659–740.
- NAIDU, D. G. T.; BAGCHI, S. Greening of the earth does not compensate for rising soil heterotrophic respiration under climate change. **Global Change Biology**, v. 27, n. 10, p. 2029–2038, 2021.
- NAKANO, T. *et al.* A comparison of regression methods for estimating soil-atmosphere diffusion gas fluxes by a closed-chamber technique. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 36, n. 1, p. 107–113, 2004.
- NASCIMENTO, C. N. B.; HOMMA, A. K. O. **Amazônia: meio ambiente e tecnologia agrícola**. Belém, PA: EMBRAPA, 1984.
- NEILL, C. *et al.* Rates and controls of nitrous oxide and nitric oxide emissions following conversion of forest to pasture in Rondônia. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v. 71, n. 1, p. 1–15, 2005.
- NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-NOAA. **Monthly Average Mauna Loa CO<sub>2</sub>**. Disponível em: <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/mlo.html>. Acesso em: 16 maio. 2021.

NOGUEIRA, O. L.; FIGUEIRÊDO, F. J. C.; MULLER, A. A. **Açaí**. Belém, PA: Embrapa Am., 2005. 130p. (Sistemas de Produção 4).

NOH, N. J. *et al.* Temperature responses of carbon dioxide fluxes from coarse dead wood in a black ash wetland. **Wetlands Ecology and Management**, v. 27, n. 1, p. 157–170, 2019.

NORMAN, J. M. *et al.* A comparison of six methods for measuring soil-surface carbon dioxide fluxes. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 102, n. 24, p. 28771–28777, 1997.

NOTTINGHAM, A. T. *et al.* Arbuscular mycorrhizal mycelial respiration in a moist tropical forest. **New Phytologist**, v. 186, n. 4, p. 957–967, 2010.

NUNES FILHO, J. R. **Modelagem da inundação de florestas de várzea do estuário amazônico**. Orientador: Marcelino Carneiro Guedes. 2016. 132f. Dissertação (mestrado em Biodiversidade Tropical) - Fundação Universidade Federal do Amapá - Macapá, 2016.

NYAMADZAWO, G. *et al.* The effects of catena positions on greenhouse gas emissions along a seasonal wetland (Dambo) transect in tropical Zimbabwe. **Archives of Agronomy and Soil Science**, v. 61, n. 2, p. 203–221, 2015.

OERTEL, C. *et al.* Greenhouse gas emissions from soils - A review. **Chemie der Erde**, v. 76, n. 3, p. 327–352, 2016.

PARRON, L. M. *et al.* **Serviços ambientais em sistemas agrícolas e florestais do Bioma Mata Atlântica**. Brasília, DF: EMBRAPA, 2015.

PEARSON, A. J.; PIZZUTO, J. E.; VARGAS, R. Influence of run of river dams on floodplain sediments and carbon dynamics. **Geoderma**, v. 272, p. 51–63, 2016.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.

PETERSEN, I. A. B.; MEYER, K. M.; BOHANNAN, B. J. M. Meta-Analysis Reveals Consistent Bacterial Responses to Land Use Change Across the Tropics. **Frontiers in Ecology and Evolution**, v. 7, p. 391, 2019.

PINTO, O. B. *et al.* Interactions between vegetation, hydrology, and litter inputs on decomposition and soil CO<sub>2</sub> efflux of tropical forests in the Brazilian Pantanal. **Forests**, v. 9, n. 5, p. 281, 2018.

PINTO-JUNIOR, O. B. *et al.* Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em floresta de transição Amazônia Cerrado e em área de pastagem. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 4, p. 813–821, 2009.

POTTER, C.; MELACK, J. M.; ENGLE, D. Modeling methane emissions from amazon floodplain ecosystems. **Wetlands**, v. 34, n. 3, p. 501–511, 2014.

PRANCE, G. T. A terminologia dos tipos de florestas amazônicas sujeitas a inundação. **Acta Amazonica**, v. 10, n. 3, p. 495–504, 1980.

RACHWAL, M. F. G. *et al.* Methane fluxes from waterlogged and drained Histosols of highland areas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 2, p. 486–494, 2014.

REICHSTEIN, M. *et al.* Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, p. 1104, 2003.

SALIMON, C. I. *et al.* CO<sub>2</sub> flux from soil in pastures and forests in southwestern Amazonia. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 833–843, 2004.

SAMPAIO, I. C. G. *et al.* Análise do fluxo de metano de uma plantação de arroz e soja em comparação com floresta tropical na Amazônia. **Espaço científico**, v. 13, n. 1–2, p. 47–60, 2012.

SANTOS, J. C.; SENA, A. L. S.; HOMMA, A. K. O. Viabilidade econômica do manejo de açaiçais no estuário amazônico do Pará. *In*: GUIDUCCI, R.; LIMA FILHO, J.; MOTA, M. (eds.). **Viabilidade econômica de sistemas de produção agropecuários**. Brasília, DF: EMBRAPA, 2012. p. 351–409.

SCHINDLER, T. *et al.* Short-term flooding increases CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O emissions from trees in a riparian forest soil-stem continuum. **Scientific reports**, v. 10, n. 1, p. 3204, 2020.

SELECKY, T. *et al.* Changes in carbon cycling during development of successional agroforestry. **Agriculture (Switzerland)**, v. 7, n. 3, p. 1–12, 2017.

SHI, W. Y. *et al.* Physical and biogeochemical controls on soil respiration along a topographical gradient in a semiarid forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 247, p. 1–11, 2017.

SILVA, C. **Variabilidade espaço temporal do efluxo de CO<sub>2</sub> do solo associado a fatores abióticos em cultivo de híbridos**. Orientador: Alessandro C. de Araújo. 2018. 91f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2018.

SILVA, C. A. R.; SAMPAIO, L. S. Speciation of phosphorus in a tidal floodplain forest in the Amazon estuary. **Mangroves and Salt Marshes**, v. 2, n. 1, p. 51–57, 1998.

SILVA, C. M. *et al.* Variação temporal do efluxo de CO<sub>2</sub> do solo em sistemas agroflorestais com palma de óleo na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, v. 46, n. 1, p. 1–12, 2016.

SILVA, F. P. DA; VIEIRA FILHO, J. E. R. **Avaliação de impacto do programa de agricultura de baixo carbono no Brasil**. ECONSTOR. Brasília, DF: Ipea. (Texto para Discussão, 2568). Disponível em: [www.econstor.eu](http://www.econstor.eu). Acesso em: 24 mar. 2022.

SILVA JÚNIOR, J. A. *et al.* Fluxos de CO<sub>2</sub> do solo na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, durante o experimento ESECAFLOR/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 85–94, 2013.

SIQUEIRA NETO, M. *et al.* Emissão de gases do efeito estufa em diferentes usos da terra no bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 63–76, 2011.

SJÖGERSTEN, S. *et al.* Tropical wetlands: A missing link in the global carbon cycle? **Global Biogeochemical Cycles**, v. 28, n. 12, p. 1371–1386, 2014.

SOTTA, E. D. *et al.* Soil CO<sub>2</sub> efflux in a tropical forest in the Central Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 601–617, 2004.

SOUSA, D. de P. *et al.* Estimation of evapotranspiration and single and dual crop coefficients of acai palm in the Eastern Amazon (Brazil) using the Bowen ratio system. **Irrigation Science**, v. 39, n. 1, p. 5–22, 2021.

SOUZA, A. P. S.; JARDIM, M. A. G. Diversidade florística e padrões ecológicos de palmeiras da Área de Proteção Ambiental , Ilha do Combu, Belém, Pará, Brasil. **Biota Amazônia**, v. 5, n. 3, p. 8–13, 2015.

SUNDQVIST, E. *et al.* Short-term effects of thinning, clear-cutting and stump harvesting on methane exchange in a boreal forest. **Biogeosciences**, v. 11, n. 21, p. 6095–6105, 2014.

SUTTON-GRIER, A. E.; MEGONIGAL, J. P. Plant species traits regulate methane production in freshwater wetland soils. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 43, n. 2, p. 413–420, 2011.

TANG, X. *et al.* Global patterns of soil heterotrophic respiration – a meta-analysis of available dataset. **Catena**, v. 191, e 104574, 2020.

TAVARES, G. S. *et al.* Análise da Produção e Comercialização de Açaí no Estado do Pará, Brasil. **International Journal of Development Research**, v. 10, n. 4, p. 35215–35221, 2020.

TELES, M. R. **Influência da estrutura da floresta na respiração do solo em diferentes sítios na Amazônia Central**. Orientador: Celso Paulo de Azevedo. 2018. 82f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais e Ambientais), Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2018.

VAN HAREN, J. *et al.* A versatile gas flux chamber reveals high tree stem CH<sub>4</sub> emissions in Amazonian peatland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 307, p. 108504, 2021.

VERCHOT, L. V. *et al.* Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. **Ecosystems**, v. 3, n. 1, p. 41–56, 2000.

VERCHOT, L. V. *et al.* Fluxes of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, NO, and N<sub>2</sub>O in an improved fallow agroforestry system in eastern Amazonia. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 126, n. 1–2, p. 113–121, 2008.

VERCHOT, L. V. *et al.* Land-use change and Biogeochemical controls of soil CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluxes in Cameroonian forest landscapes. **Journal of Integrative Environmental Sciences**, v. 17, n. 3, p. 45–67, 2020.

VILLA, J. A.; BERNAL, B. Carbon sequestration in wetlands, from science to practice: An overview of the biogeochemical process, measurement methods, and policy framework. **Ecological Engineering**, v. 114, p. 115–128, 2018.

- WANYAMA, I. *et al.* Soil carbon dioxide and methane fluxes from forests and other land use types in an African tropical montane region. **Biogeochemistry**, v. 143, n. 2, p. 171–190, 2019.
- WARNER, D. L. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Fluxes From Tree Stems, Coarse Woody Debris, and Soils in an Upland Temperate Forest. **Ecosystems**, v. 20, n. 6, p. 1205–1216, 2017.
- WARNER, D. L. *et al.* Transitional slopes act as hotspots of both soil CO<sub>2</sub> emission and CH<sub>4</sub> uptake in a temperate forest landscape. **Biogeochemistry**, v. 138, n. 2, p. 121–135, 2018.
- WEI, S. *et al.* Effect of tidal flooding on ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in a salt marsh in the Yellow River Delta. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 232, p. 106512, 2020.
- WERE, D. *et al.* Carbon Sequestration by Wetlands: A Critical Review of Enhancement Measures for Climate Change Mitigation. **Earth Systems and Environment**, v. 3, n. 2, p. 327–340, 2019.
- WERE, D. *et al.* Carbon Dioxide and Methane Fluxes from Various Vegetation Communities of a Natural Tropical Freshwater Wetland in Different Seasons. **Environmental Processes**, v. 8, n. 2, p. 553–571, 2021.
- WILKINSON, J. *et al.* Measuring CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> with a portable gas analyzer: Closed-loop operation, optimization and assessment. **PLoS ONE**, v. 13, n. 4, p. 1–16, 2018.
- WU, J. *et al.* Asymmetric response of soil methane uptake rate to land degradation and restoration: Data synthesis. **Global Change Biology**, v. 26, n. 11, p. 6581–6593, 2020.
- WU, X. *et al.* Effects of soil moisture and temperature on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> soil-atmosphere exchange of various land use/cover types in a semi-arid grassland in Inner Mongolia, China. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 42, n. 5, p. 773–787, 2010.
- YANG, M. *et al.* Spatial and seasonal CH<sub>4</sub> flux in the littoral zone of Miyun reservoir near Beijing: The effects of water level and its fluctuation. **PLoS ONE**, v. 9, n. 4, p. 1–9, 2014.
- ZANCHI, F. B. *et al.* Efluxo de CO<sub>2</sub> do solo na Amazônia central: Efeitos ambiental e metodológico. **Acta Amazonica**, v. 42, n. 2, p. 173–184, 2012.
- ZHANG, L. *et al.* Distinct methanotrophic communities exist in habitats with different soil water contents. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 132, p. 143–152, 2019.
- ZHANG, X. *et al.* Effects of continuous drought stress on soil respiration in a tropical rainforest in southwest China. **Plant and Soil**, v. 394, n. 1–2, p. 343–353, 2015.
- ZHANG, Y. *et al.* Variations in wetland hydrology drive rapid changes in the microbial community, carbon metabolic activity, and greenhouse gas fluxes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 317, p. 269–285, 2022.
- ZHU, D. *et al.* Methane emissions respond to soil temperature in convergent patterns but divergent sensitivities across wetlands along altitude. **Global Change Biology**, v. 27, n. 4, p. 941–955, 2021.

## CAPÍTULO 5 CONCLUSÃO GERAL

### 5.1 Resultados Chaves: Impactos e implicações

Este estudo forneceu as primeiras medições *in situ* de  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  em solos plantados com açaí em terra firme e floresta de várzea estuarina com dominância de açaizais originários na Amazônia brasileira.

Os resultados mostram que os fluxos de  $CO_2$  e  $CH_4$  nos solos de várzea estuarina foram controlados pelo gradiente topográfico e variação sazonal pluviométrica onde a maior emissão de  $CO_2$  está associado à topografia alta e época menos chuvosa, em contraste a emissão de  $CH_4$  está associada à topografia baixa e época chuvosa. O aumento da temperatura do solo favoreceu as emissões de  $CO_2$ . Por conseguinte, um possível aumento médio das temperaturas globais pode favorecer em um aumento nos fluxos de GEE no estuário amazônico.  $F_{CO_2}$  são maiores com lençol freático e umidade do solo mais baixa. As emissões de  $CH_4$  foram maiores em solos com alta umidade e o efeito do nível de lençol freático acima do solo, influenciada tanto pelas precipitações e as marés, estas favorecem os processos biogeoquímicos no solo que permitem a metanogênese, e atuando como sumidouro de  $CH_4$  quando o lençol freático está mais baixo, e conseqüentemente a umidade do solo é menor.

Os diferentes tipos e intervalos das marés no riacho têm impactos fortes nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo regional e global de carbono pela troca de  $CO_2$  e  $CH_4$  água-atmosfera. Entretanto, os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo não foram influenciados pelas marés. Os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  da água oscilaram notavelmente com diferentes tipos e intervalos das marés, com maiores  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  em maré de sizígia e vazante. No solo não se verificou uma tendência clara, sendo um pouco maiores durante as vazantes da maré. Os parâmetros físico-químicos da água tais como CE e TDS mostraram correlações positiva com os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , mas uma relação muito fraca entre o pH com  $F_{CH_4}$  na água. No ambiente terrestre as variáveis ambientais com maior relação foi a  $T_s$  que influencia os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$ , além disso, a UR e pressão atmosférica mostra uma relação com o  $F_{CO_2}$  do solo.

Comparando os fluxos de gás dos solos de terra firme e várzea, os resultados mostram que os solos de terra firme são sumidouros de  $CH_4$  em período seco e chuvoso, e a floresta de várzea é fonte de  $CH_4$  em ambos os períodos. A absorção e emissão de  $CH_4$  ocorreu, com menor e maior umidade do solo, respectivamente. As duas áreas medidas se comportam como produtores de  $F_{CO_2}$ . Solos com maior teor de umidade do solo produzem menor  $F_{CO_2}$  que evitam a difusão do gás do solo para a atmosfera. Por outro lado, os  $F_{CO_2}$  incrementam com o aumento da temperatura do solo.



## 5.2 Conclusões de forma integrada

Os estuários amazônicos apresentam variabilidade topográfica e altura do lençol freático que influenciam na dinâmica de  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  do solo. As áreas de várzea estuarina, são periodicamente inundadas por marés, que é a característica hidrológica básica desses ecossistemas que controla a troca de carbono. Os diferentes tipos e intervalos das marés no riacho têm impactos fortes nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo de carbono pela troca de  $CO_2$  e  $CH_4$  água-atmosfera. Os solos da floresta estuarina não sofrem influência das marés, embora na vazante tenham taxas mais altas de emissão de  $CO_2$  e  $CH_4$ . As plantações de açaí em terra firme têm um papel positivo na mitigação das mudanças climáticas por ser um sumidouro de  $CH_4$ .

## 5.3 Prioridades para Pesquisas Futuras

Estudos específicos devem ser conduzidos para avaliar a influência das marés (enchente e vazante) mudanças no regime hídrico desses ecossistemas que poderiam estar afetando os fluxos de GEE.

Neste estudo foi demonstrado uma influência da inundação adjacente ao riacho, sendo que os  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  são muito maiores quando as águas abandonam as áreas de várzea, no movimento de vazante. Portanto, pesquisas adicionais devem examinar as propriedades físico-químicas do solo antes e depois de períodos de inundação.

Faz-se necessário investigar se a conversão de pastagem ou áreas degradadas em áreas com plantações de açaizais é favorável para mitigar os GEE.

## 5.4 Considerações Finais

O estudo mostrou que a pequena variação topográfica na área de várzea é fundamental para uma variação significativa do  $F_{CO_2}$  e para indicar um consumo ou produção de  $CH_4$ . Essas informações poderiam ser úteis para os balanços regionais dos GEE.

Este resultado mostra que os diferentes tipos e intervalos das marés no riacho, têm impactos fortes nos  $F_{CO_2}$  e  $F_{CH_4}$  na água, que desempenham um papel fundamental no ciclo de carbono pela troca de  $CO_2$  e  $CH_4$  água-atmosfera. Os solos da floresta estuarina não sofrem influência das marés, embora na vazante tenha taxas mais altas de emissão de  $CO_2$  e  $CH_4$ .

Os solos das áreas de terra firme plantadas com açaí atuam como sumidouro de  $CH_4$  atmosférico, e a área de várzea dominada por açaizais e fonte de  $CH_4$ , conhecer essa dinâmica dos fluxos torna-se importante na tomada de decisões para seu uso, principalmente na Amazônia no contexto das mudanças climáticas globais.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, J. . *et al.* Estrutura e distribuição espacial de andirobeiras (*Carapa spp.*) em floresta de várzea do Estuário Amazônico. **Ciência Florestal**, v. 24, n. 4, p. 1007–1016, 2014.
- ABRIL, G. *et al.* Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. **Nature**, v. 505, n. 7483, p. 395–398, 2014.
- AGUIAR, E. A. L. S. P. **Análise de tipologias florestais por meio da resposta espectral de uma imagem hiperespectral (hyperion/eo-1) no município de manaus, reserva ducke.** Orientador: Lizit Alencar da Costa. 2014. 59f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais e Ambientais) – Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2014.
- ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D.; SILVA, A. Análise florística e estrutura de florestas de Várzea no estuário amazônico. **Acta Amazonica**, v. 34, n. 4, p. 513–524, 2004.
- ALVARENGA, G. C. *et al.* Spatial patterns of medium and large size mammal assemblages in várzea and terra firme forests, Central Amazonia, Brazil. **PLoS ONE**, v. 13, n. 5, p. 1–19, 2018.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Seasonal and spatial variability of CO<sub>2</sub> in aquatic environments of the central lowland Amazon basin. **Biogeochemistry**, v. 143, n. 1, p. 133–149, 2019.
- AMARAL, J. H. F. *et al.* Carbon Dioxide Fluxes to the Atmosphere From Waters Within Flooded Forests in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 125, n. 3, p. 1–15, 2020.
- BANGE, H. *et al.* Nitrous oxide (N<sub>2</sub>O) and methane (CH<sub>4</sub>) in rivers and estuaries of northwestern Borneo. **Biogeosciences**, v. 16, n. 22, p. 4321–4335, 2019.
- BARBOSA, P. M. *et al.* Dissolved methane concentrations and fluxes to the atmosphere from a tropical floodplain lake. **Biogeochemistry**, v. 148, n. 2, p. 129–151, 2020.
- BORREL, G. *et al.* Production and consumption of methane in freshwater lake ecosystems. **Research in Microbiology**, v. 162, n. 9, p. 832–847, 2011.
- CARVALHO, W. D. *et al.* Deforestation control in the Brazilian Amazon: A conservation struggle being lost as agreements and regulations are subverted and bypassed. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 17, n. 3, p. 122–130, 2019.
- CATTANIO, J. H.; ANDERSON, A. B.; CARVALHO, M. S. Floristic composition and topographic variation in a tidal floodplain forest in the Amazon Estuary. **Revista Brasileira de Botânica**, v. 25, n. 4, p. 419–430, 2002.
- CLAYTON, H.; ARAH, J. R. M.; SMITH, K. A. Measurement of nitrous oxide emissions from fertilized grassland using closed chambers. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D8, p. 16599–16607, 1994.
- COSTA, F. de S. *et al.* Métodos para avaliação das emissões de gases do efeito estufa no sistema solo-atmosfera. **Ciência Rural**, v. 36, n. 2, p. 693–700, 2006.

COSTA, M. R. T. da R. *et al.* **Atividade Agropecuária no Estado do Pará**. Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 2017. Disponível em: <https://www.embrapa.br/amazonia-oriental/publicacoes> Acesso em: 17 maio. 2021.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA-EMBRAPA. **Mapas de solo - Brasil**. Disponível em: <https://geoportal.cprm.gov.br/pronasolos/>. Acesso em: 29 out. 2021.

FALESI, Í. C. Estado atual de conhecimento de solos da Amazônia brasileira. (EMBRAPA - CPATU, Ed.) *In*: SIMPÓSIO DO TRÓPICO ÚMIDO, I., 1984, Belém. Anais. **Anais[...]**. Belém (PA): EMBRAPA-CPATU: 1986

HAN, X. *et al.* Carbon concentrations and their stable isotopic signatures in the upper Han River, China. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 26, p. 14116–14127, 2019.

HOMMA, A. K. O. *et al.* Açaí: novos desafios e tendências. **Amazônia: Ciência & Desenvolvimento**, v. 1, n. 2, p. 7–23. 2006.

HOMMA, A. K. O. *et al.* Açaí: novos desafios e tendências. *In*: HOMMA, A. K. O. H. (ed.). **Extrativismo vegetal na Amazônia: história, ecologia, economia e domesticação**. Brasília, DF: EMBRAPA. 2014. p. 133–148.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Tabela 1613** - área destinada à colheita, área colhida, quantidade produzida, rendimento médio e valor da produção das lavouras permanentes. Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/1613#resultado>. Acesso em: 17 maio. 2021a.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Tabela 291**: quantidade produzida e valor da produção na silvicultura, por tipo de produto da silvicultura. Disponível em: <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/289#resultado>. Acesso em: 17 maio. 2021b.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge (UK). 2001. (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC). Disponível em: [https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WGI\\_TAR\\_full\\_report.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/WGI_TAR_full_report.pdf).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate change 2007: the physical science basis**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. (Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Solomon S. *et al.*).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Climate Change 2014: synthesis Report**. Geneva. 2014. (Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. Core Writing Team, Pachauri R. K, L. A. Meyer).

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE-IPCC. **Global Warming of 1.5°C**. an IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change Ipcc. Geneva, Switzerland. 2018.

IRAM, N. *et al.* Soil greenhouse gas fluxes from tropical coastal wetlands and alternative agricultural land uses. **Biogeosciences**, v. 18, n. 18, p. 5085–5096, 2021.

JARDIM, M. A. G. *et al.* Diversidade e estrutura de palmeiras em floresta de várzea do estuário amazônico. **Amazônia: Ciência & Desenvolvimento**, v. 2, n. 4, p. 64–87, 2007.

JIANG, Y. *et al.* Topography and plant community structure contribute to spatial heterogeneity of soil respiration in a subtropical forest. **Science of the Total Environment**, v. 733, p. 139287, 2020.

MELÉM JÚNIOR, N. J.; QUEIROZ, J. A. L. **Plantio de açaizeiro em terra firme**. Macapá: Embrapa, 2011. 23p.

JUNK, W. J. *et al.* Ecohydrology & Hydrobiology Macrohabitat studies in large Brazilian floodplains to support sustainable development in the face of climate change. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 18, p. 334–344, 2018.

LAU, A. V.; JARDIM, M. A. G. Florística e estrutura da comunidade arbórea em uma floresta de várzea na Área de Proteção Ambiental, Ilha do Combu, Belém, Pará. **Biota Amazônia**, v. 3, n. 2, p. 88–93, 2013.

LOS GATOS RESEARCH-LGR. **Ultra-portable greenhouse gas analyzer user manual, model 915-0011, Los Gatos Research**. Mountain View USA: Los Gatos Research, 2013.

LIMA, R. R. A agricultura nas várzeas do estuário do amazônias. **Boletim Técnico Instituto Agrônomo do Norte**, v. 33, p. 1–159, 1956.

MABONI, C. **Fluxo de metano no bioma Pampa: análises em área de arroz e de pecuária**. Orientadora: **Débora Regina Roberti**. 2021. 88f. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Física, RS, 2021.

MADIGAN, M. T. *et al.* **Microbiologia de Brock**. 14. ed. Porto Alegre. Artmed ed. 2016.

MAHESH, P. *et al.* High-precision surface-level CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> using off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS) over Shadnagar, India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 22, p. 5754–5765, 2015.

MCEWING, K. R.; FISHER, J. P.; ZONA, D. Environmental and vegetation controls on the spatial variability of CH<sub>4</sub> emission from wet-sedge and tussock tundra ecosystems in the Arctic. **Plant and Soil**, v. 388, n. 1–2, p. 37–52, 2015.

MEYER, K. M. *et al.* Belowground changes to community structure alter methane-cycling dynamics in Amazonia. **Environment International**, v. 145, p. 106131, 2020.

MORI, G. B. *et al.* Trait divergence and habitat specialization in tropical floodplain forests trees. **PLoS ONE**, v. 14, n. 2, p. 1–14, 2019.

MUSARIKA, S. *et al.* Effect of water table management and elevated CO<sub>2</sub> on radish productivity and on CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> fluxes from peatlands converted to agriculture. **Science of the Total Environment**, v. 584–585, p. 665–672, 2017.

NASCIMENTO, C. N. B.; HOMMA, A. K. O. **Amazônia**: meio ambiente e tecnologia agrícola. Belém, PA: EMBRAPA, 1984.

NEILL, C. *et al.* Rates and controls of nitrous oxide and nitric oxide emissions following conversion of forest to pasture in Rondônia. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, v. 71, n. 1, p. 1–15, 2005.

NI, M. *et al.* CO<sub>2</sub> partial pressure and CO<sub>2</sub> degassing in the Daning River of the upper Yangtze River, China. **Journal of Hydrology**, v. 569, p. 483–494, 2019.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-NOAA/GML. **Annual Increase in Globally** - averaged atmospheric methane. Disponível em: [https://gml.noaa.gov/ccgg/trends\\_ch4/](https://gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/). Acesso em: 16 maio. 2021.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-NOAA. **Annual Mean Global Carbon Dioxide Growth Rates**. Disponível em: [https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/gl\\_gr.html](https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/gl_gr.html). Acesso em: 16 maio. 2021a.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION-NOAA. **Monthly Average Mauna Loa CO<sub>2</sub>**. Disponível em: <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/mlo.html>. Acesso em: 16 maio. 2021b.

NOGUEIRA, O. L.; FIGUEIRÊDO, F. J. C.; MULLER, A. A. **Açaí**. Belém, PA: Embrapa Am., 2005. 130p. (Sistemas de Produção 4).

NOUCHI, I. *et al.* Seasonal variation in methane flux from rice paddies associated with methane concentration in soil water, rice biomass and temperature, and its modelling. **Plant and Soil**, v. 161, n. 2, p. 195–208, 1994.

OLIVEIRA, D. M.; FRÉDOU, T.; LUCENA, F. A pesca no Estuário Amazônico: uma análise uni e multivariada. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**. Ciências Naturais, v. 2, n. 2, p. 11–21, 2007.

OLIVEIRA, M. S. P.; SCHWARTZ, G. Açaí - Euterpe oleracea. *In*: RODRIGUES, Sueli; SILVA, Ebenezer de Oliveira; BRITO, Edy Sousa de (ed.). **Exotic fruits reference guide**. London: Academic Press, 2018. p. 1–5.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 2007.

PRANCE, G. T. A terminologia dos tipos de florestas amazônicas sujeitas a inundação. **Acta Amazonica**, v. 10, n. 3, p. 495–504, 1980.

PUPIM, F. N. *et al.* Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape. **Quaternary Science Reviews**, v. 210, p. 154–163, 2019.

QUEIROZ, J. A. L. *et al.* Composição florística e estrutura de floresta em várzea alta estuarina Amazônica. **Floresta**, v. 35, n. 1, p. 41–56, 2005.

RÊGO, M. C. **O uso de indicadores de sustentabilidade na gestão ambiental de unidades de conservação**: estudo de caso da APA da Ilha do Combu , Belém / PA. Orientadora: Norma Ely Beltrão. 2013. 67f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Universidade do Estado do Pará, Centro de Ciências Naturais e Tecnologia, Belém, 2013.

SAWAKUCHI, H. O. *et al.* Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, n. 76, p. 1–12, 2017.

SOUSA, D. de P. *et al.* Estimation of evapotranspiration and single and dual crop coefficients of acai palm in the Eastern Amazon (Brazil) using the Bowen ratio system. **Irrigation Science**, v. 39, n. 1, p. 5–22, 2021.

SOUZA, A. P. S.; JARDIM, M. A. G. Diversidade florística e padrões ecológicos de palmeiras da Área de Proteção Ambiental , Ilha do Combu, Belém, Pará, Brasil. **Biota Amazônia**, v. 5, n. 3, p. 8–13, 2015.

TAVARES, G. S. *et al.* Análise da Produção e Comercialização de Açaí no Estado do Pará, Brasil. **International Journal of Development Research**, v. 10, n. 4, p. 35215–35221, 2020.

VERCHOT, L. V. *et al.* Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. **Ecosystems**, v. 3, n. 1, p. 41–56, 2000.

VIEIRA, L. S. Reconhecimento dos recursos naturais da região metropolitana de Belém. **Unpublished report**, 1979.

VILELA, E. F.; CALLEGARO, G. M.; FERNANDES, G. W. **Biomass e agricultura: oportunidades e desafios**. Vertente e ed. Rio de Janeiro: FAPEMIG, 2019.

WANYAMA, I. *et al.* Soil carbon dioxide and methane fluxes from forests and other land use types in an African tropical montane region. **Biogeochemistry**, v. 143, n. 2, p. 171–190, 2019.

WARNER, D. L. *et al.* Upscaling soil-atmosphere CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes across a topographically complex forested landscape. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 264, p. 80–91, 2019.

WEI, S. *et al.* Effect of tidal flooding on ecosystem CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes in a salt marsh in the Yellow River Delta. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 232, p. 106512, 2020.

WILKINSON, J. *et al.* Measuring CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> with a portable gas analyzer: Closed-loop operation, optimization and assessment. **PLoS ONE**, v. 13, n. 4, p. 1–16, 2018.

WITTMANN, F.; SCHÖNGART, J.; JUNK, W. J. Phytogeography, Species Diversity, Community Structure and Dynamics of Central Amazonian Floodplain Forests. In: **Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology**. Springer ed. [s.l.] Dordrecht, 2010. p. 61–102.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION-WMO. **WMO Greenhouse Gas Bulletin**: the State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2020. Geneva, Switzerland: [s.n.]. Disponível em: [https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice\\_display&id=21975#.YgV9I1WZOp](https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=21975#.YgV9I1WZOp). 2021.

ZHUANG, Q. *et al.* Response of global soil consumption of atmospheric methane to changes in atmospheric climate and nitrogen deposition. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 27, n. 3, p. 650–663, 1 set. 2013.