MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.13.02.35-TDI

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO FLUXO DIFUSIVO DE CO_2 NO RESERVATÓRIO HIDRELÉTRICO DE TUCURUÍ, AMAZÔNIA, BRASIL

Marcelo Pedroso Curtarelli

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. José Luiz Stech, e João Antonio Lorenzzetti, aprovada em 10 de março de 2016.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L6FL6E>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.13.02.35-TDI

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO FLUXO DIFUSIVO DE CO_2 NO RESERVATÓRIO HIDRELÉTRICO DE TUCURUÍ, AMAZÔNIA, BRASIL

Marcelo Pedroso Curtarelli

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. José Luiz Stech, e João Antonio Lorenzzetti, aprovada em 10 de março de 2016.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L6FL6E>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Curtarelli, Marcelo Pedroso.

C94v Variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 no reservatório hidrelétrico de Tucuruí, Amazônia, Brasil / Marcelo Pedroso Curtarelli. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xxvi + 157 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.13.02.35-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. José Luiz Stech, e João Antonio Lorenzzetti.

1. Emissão de dióxido de carbono. 2. Reservatórios hidrelétricos. 3. Amazônia. 4. Aplicações multissensores. 5. Modelos tridimensionais. I.Título.

CDU 504.5:628.13(811)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Marcelo Pedroso Curtarelli***

Título: **" VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO FLUXO DIFUSIVO DE CO2 NO RESERVATÓRIO HIDRELÉTRICO DE TUCURUÍ, AMAZÔNIA, BRASIL".**

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Doutor(a)*** em ***Sensoriamento Remoto***

Dr. José Luiz Stech

Presidente / Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. João Antonio Lorenzzetti

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Milton Kampel

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Jorge Machado Damazio

Convidado(a) / Eletrobras/CEPEL / Rio de Janeiro - RJ

Dr. José Galizia Tundisi

Convidado(a) / Inst Int de Ecologia / São Carlos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(x) unanimidade

São José dos Campos, 10 de Março de 2016

AGRADECIMENTOS

A meus pais, Sérgio e Ana, e todos os meus familiares, pelo o amor, carinho e incentivo aos estudos.

Aos meus orientadores Dr. José Luiz Luiz Stech e Dr. João Antônio Lorenzzetti, pela confiança, amizade e por acreditarem na minha capacidade para desenvolver este trabalho.

A Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A. (Eletrobrás/Eletronorte), Companhia Hidro Elétrica do São Francisco (Eletrobrás/CHESF) e Furnas Centrais Elétricas S.A. (Eletrobrás/Furnas) pelo financiamento do projeto “Emissões de gases de efeito de estufa em reservatórios de centrais hidrelétricas (BALCAR)” (processo 8000003629).

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia para Mudanças Climáticas (INCT para Mudanças Climáticas) e a Eletrobrás/Eletronorte pela concessão do auxílio financeiro para realização de campanhas de campo, compra de aplicativos utilizados nesta pesquisa e também pela disponibilização de dados para o desenvolvimento do trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo ao longo do doutorado (processo 161233/2013-9), à Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por fornecer a infraestrutura necessária para o desenvolvimento do trabalho, e a todos os funcionários e pesquisadores do INPE por serem uma constante fonte de inspiração.

Aos amigos Joaquim Antônio Dionísio Leão, Carlos Alberto Sampaio Araújo, Igor Ogashawara, Dr. Enner Alcântara, Dr. Arley Ferreira Souza, que ajudaram em diversas etapas do trabalho, e ao Dr. Júlio Pablo Fernandez Reyes pela disponibilização dos resultados das simulações com o modelo climáticos regional RegCM4, utilizados para elaboração dos cenários futuros em Tucuruí.

Aos grandes amigos que fiz ao longo destes últimos 6 anos morando em São José dos Campos e aos grandes amigos de Ribeirão Preto e de Florianópolis, a luta continua.

A minha cachorra Cacau, pelos anos de companhia.

RESUMO

A hipótese que motivou esta pesquisa foi a de que a atual estimativa de emissão total de carbono por reservatórios hidrelétricos Amazônicos é imprecisa, uma vez que a variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 não é considerada de maneira adequada. Desta forma, o presente trabalho teve o objetivo de estudar a dinâmica da variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 no reservatório de Tucuruí, Pará, ao longo das estações de verão e inverno, e em condições de clima atual e futuro. Para tanto foi utilizada uma abordagem inovadora que buscou integrar dados coletados *in situ*, dados obtidos por sensoriamento remoto e o uso de modelagem numérica tridimensional para simulação do fluxo difusivo de CO_2. Foram realizados experimentos em condições de clima presente (ano 2013) e clima futuro (ano 2100), considerando dois cenários distintos do ponto de vista climático e de mudanças no uso e cobertura do solo na bacia de contribuição do reservatório. Os resultados obtidos a partir dos experimentos realizados em condições de clima presente mostraram que o fluxo difusivo de CO_2 apresenta alta variabilidade espacial e temporal em Tucuruí. Temporalmente, o fluxo difusivo de CO_2 variou, em média, entre -86 e -24 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ ao longo do dia no verão e entre -105 e -30 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ ao longo do dia no inverno. Em ambos os períodos analisados as maiores taxas de emissão foram observadas no período noturno e início da manhã e as menores no período da tarde. O valor diário médio do fluxo difusivo de CO_2 obtido para o período de verão foi de -1.338 ± 1.335 mg C m^{-2} dia^{-1} e de -1.395 ± 925 mg C m^{-2} dia^{-1} para o período de inverno. Do ponto de vista espacial, o fluxo difusivo de CO_2 apresentou um padrão heterogêneo durante todo o verão, variando, em média, entre -6.950 (zona de transição) e 32 mg C m^{-2} dia^{-1} (absorção no interior dos igarapés). Por outro lado, durante o inverno o fluxo difusivo de CO_2 apresentou um padrão homogêneo, com grande parte da superfície do reservatório apresentando valores próximos à média espacial. Os principais fatores ambientais influenciando a evasão de CO_2 em Tucuruí foram a velocidade de troca gasosa, temperatura da coluna d'água, pressão parcial de CO_2 na água e componentes do balanço energético na camada de mistura. Desta forma a atuação de sistemas convectivos de mesoescala sobre o reservatório de Tucuruí apresentou o potencial de aumentar a evasão de CO_2 em cerca de 28% nos dias em que ocorrem, uma vez que estes sistemas alteram as condições ambientais na região. Em condições de clima futuro, os experimentos realizados apontam que o fluxo difusivo poderá ser impactado de diferentes formas, sendo a eutrofização do reservatório, associada às mudanças no uso e cobertura do solo na bacia de contribuição, um dos principais fatores que irá influenciar as emissões de CO_2 no futuro. Os resultados alcançados na pesquisa permitiram aceitar a hipótese inicial, sendo demonstrado que a variação espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 são aspectos importantes a serem considerados durante as estimativas de emissão de C em reservatório hidrelétricos Amazônicos. Extrapolando os resultados obtidos nesta pesquisa para todo o bioma Amazônico, especula-se que a emissão total de carbono por reservatórios de usinas hidrelétricas possa ser até 22% menor do que a estimativa mais atual reportada na literatura (9 Tg C ano^{-1}). Esta diferença significativa não deve ser negligenciada, uma vez que a emissão de carbono é um fator chave quando se comparam os impactos ambientais de diferentes fontes de geração de energia elétrica podendo influenciar a tomada de decisão para a escolha da fonte mais adequada do ponto de vista ambiental e no local de construção de novos empreendimentos hidrelétricos.

Palavras chave: emissão de dióxido de carbono, reservatórios hidrelétricos, Amazônia, aplicações multissensores, modelos tridimensionais.

SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF DIFFUSIVE CO_2 FLUX IN THE TUCURUÍ HYDROELECTRIC RESERVOIR, AMAZÔNIA, BRAZIL

ABSTRACT

The hypothesis that motivated this research was that the current estimate of the total carbon emissions by Amazonian hydroelectric reservoirs is inaccurate, since the spatial and temporal variability of the diffusive CO_2 flux is not considered properly. Thus, this study aimed to study the spatial and temporal variability of the diffusive CO_2 flux in the Tucuruí reservoir, Pará, along the summer and winter seasons, and for current and future climate conditions. For this purpose we used an innovative approach which integrates data collected *in situ*, data obtained by remote sensing and the use of three-dimensional numerical modeling to simulate the CO_2 diffusive flux. Experiments were carried out for present climate conditions (year 2013) and future climate conditions (2100), considering two different scenarios of climate and land use and land cover changes in the reservoir basin. The results obtained for the experiments conducted under present climate conditions showed that the diffusive CO_2 flux has a high spatial and temporal variability in Tucuruí. Temporally, the diffusive flux of CO_2 ranged, on average, between -86 and -24 mg C m^{-2} $hour^{-1}$ throughout the day in the summer season and between -105 and -30 mg C m^{-2} $hour^{-1}$ during the winter season. In seasons analyzed the highest emission rate was observed during the night and early morning, and the lowest rate during the afternoon. The mean daily value of the CO_2 diffusive flux obtained for the summer period was -1338 ± 1.335 mg C m^{-2} day^{-1} and -1395 ± 925 mg C m^{-2} day^{-1} for the winter period. From the spatial point of view, the diffusive flux of CO_2 showed a heterogeneous pattern during the summer, ranging between -6.950 (transition zone) and 32 mg C m^{-2} day^{-1} (absorption within the littoral zone). Moreover, during the winter season the diffusive flux of CO_2 showed a homogeneous pattern. The main environmental factors influencing the evasion of CO_2 in Tucuruí reservoir were the gas exchange piston velocity, temperature of the water column, partial pressure of CO_2 in the water and the components of energy balance in the mixed layer. Thus the occurrence of mesoscale convective systems over Tucuruí reservoir had the potential to increase the evasion of CO_2 by about 28% on days in which they occurs, since these systems change the environmental conditions in the reservoir region. For the experiments under future climate conditions, the results showed that the diffusive CO_2 flux may be affected in different ways and the eutrophication of the reservoir, associated with the changes in land use and land cover in the reservoir basin, is one of the main factors that will influence the emissions of CO_2 in the future. The outcomes of this research allowed to accept the initial hypothesis, and demonstrated that the spatial and temporal variability of CO_2 diffusive flux are important aspects to be considered for the total carbon emission estimates in hydroelectric reservoir located at Amazon biome. Extrapolating the results obtained in this study for the entire Amazon biome, it is speculated that the total carbon emissions by hydroelectric reservoirs can be up to 22% less than the latest estimate reported in the literature (9 Tg C yr^{-1}). This significant difference should not be neglected, since the carbon footprint is a key factor when comparing the environmental impacts of different sources of electricity generation and can influence the decision-making process for choosing the most appropriate source and the construction site of new hydroelectric projects.

Keywords: carbon dioxide emission, hydroelectric reservoirs, Amazon region, multisensor applications, three-dimensional models.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 – Dimensão do modelo x dimensão do reservatório. 14

Figura 3.1 – Localização da área de estudo. (a) Posição em relação à Bacia Hidrográfica do Tocantins-Araguaia e (b) limite do reservatório e posição das estações amostrais. 23

Figura 3.2 – Série histórica de imagens do sensor TM a bordo do satélite Landsat-5 mostrando a evolução do enchimento do reservatório de Tucuruí ao longo do ano de 1984: (a) 15/05/1984; (b) 19/08/1984; (c) 23/11/1984; (d) 09/10/1985; (e) 06/12/2006 (pico da fase de seca); e (f) 21/06/2009 (pico da fase de cheia). Composição falsa cor R3G4B1. 25

Figura 3.3 – Variação intra-anual da precipitação e da temperatura do ar observados na estação meteorológica de Tucuruí. 27

Figura 3.4 – Fases operacionais da UHE de Tucuruí. Os dados apresentados são referentes ao ano de 2013. 28

Figura 4.1 – Operação para recuperação e fundeio do SIMA no reservatório da UHE Tucuruí. Campanha realizada entre os dias 20 e 22 de novembro de 2012. 31

Figura 4.2 – Configuração dos sensores para coleta de dados radiométricos em superfície e na coluna d'água. 36

Figura 4.3 – Rotas batimétricas planejadas para coleta de dados durante a campanha de campo realizada em julho de 2013. Os círculos vermelhos indicam regiões de difícil acesso dentro do reservatório devido a grande quantidade de árvores mortas. 38

Figura 4.4 – Uso e ocupação da terra na BHTA: (a) mapa de uso e ocupação atual, (b) alterações esperadas para o ano de 2100 para o cenário baseado no RCP 4.5, e (c) e alterações esperadas para o ano de 2100 para o cenário no RCP 8.5. 69

Figura 5.1 – Caracterização climática da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. 75

Figura 5.2 – Caracterização fluviométrica do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí: (a) série temporal com dados diários de vazão medidos na estação Itupiranga entre 1/01/1977 e 31/12/2012; A curva tracejada indica o valor médio da série (11.342 $m^3 s^{-1}$), e (b) variação diária média ao longo de um ano e comparação com o ano de 2013; a parte sombreada em cinza indica ± 1,5 desvios padrões em relação à média. As setas amarelas indicam os anos de ocorrência de El Niño forte,

enquanto que as azuis indicam os anos de ocorrência de La Niña forte (fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>). 77

Figuras 5.3 – Exemplos de SCM identificados pelo algoritmo ForTraCC durante o período de verão (a-d), e durante o período de inverno (e-h). A escala de cor nas figuras indica a fase do ciclo de vida do SCM: vermelho – intensificando, amarelo – estável e verde – desintensificando. O circulo vermelho indica a posição do reservatório de Tucuruí. 78

Figura 5.4 – Ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí: (a) sistemas identificados no período de verão (setas pretas) e radiação incidente de ondas curtas (média diária, indicada pelas barras), (b) porcentagem de ocorrência em cada mês da estação de verão, (c) sistemas identificados no período de inverno (setas pretas) e radiação incidente de ondas curtas (média diária, indicada pelas barras), (d) porcentagem de ocorrência em cada mês da estação de inverno. 79

Figura 5.5 – Grades de batimetria obtidas por meio da aplicação de diferentes métodos de interpolação espaciais: (a) Krigeagem ordinária (KO), (b) Inverso do Quadrado da Distância (IQD), (c) Polinômios Locais (IPL), e (d) Função de Base Radial (FBR). 82

Figura 5.6 – Nível da água simulado (modelo ELCD) e observado (Eletronorte) na barragem do reservatório de Tucuruí: (a) período de verão; e (b) período de inverno. 87

Figura 5.7 – Comparação entre os valores de temperatura observados e simulados no período de verão. Dados coletados com a sonda multiparâmetros acoplada ao SIMA a 0,5 m de profundidade (a) e dados coletados na cadeia de termistores CH10 a 1 m (b), 3 m (c), 4 m (d), 5 m (e), 6m (f), 7 m (g), 8 m (h), 10 m (i) e 12 m (j) de profundidade. 90

Figura 5.8 – Comparação entre os valores de temperatura observados e simulados no período de inverno. Dados coletados na cadeia de termistores CH10 a 0,3 m (a), e 1 m (b) de profundidade. 91

Figura 5.9 – Validação das simulações de fluxo de CO_2 em Tucuruí utilizando o modelo ELCD: (a) todo o conjunto de dados disponíveis, (b) validação para o período de verão e (c) validação para o período de inverno. 92

Figura 5.10 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) série temporal horária para o período de verão, (b) espectro de ondaletas obtido a partir da série temporal de verão, (c) série temporal horária para o período de inverno, (d) espectro de ondaletas obtido a partir da série temporal de inverno. Valores positivos (negativos) nos painéis “a” e “c” representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório; linhas vermelhas indicam a tendência linear. A

escala de cores em “b” e “d” representa a potência de ondaleta enquanto que regiões delimitadas em preto nos painéis representam os picos de energia que foram estatisticamente significantes. 95

Figura 5.11 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) variação média ao longo do dia para o período de verão, e (b) variação ao longo do dia para o período de inverno. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. 98

Figura 5.12 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente. 99

Figura 5.13 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) distribuição espacial média para o período de verão, (b) anomalia em relação à média espacial para o período de verão, (c) distribuição espacial média para o período de inverno, (d) anomalia em relação à média espacial para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As isolinhas apresentadas em “a” e “c” são a cada 40 mg C m^{-2} dia^{-1} e em “b” e d” a cada 10%..... 101

Figura 5.14 – Dinâmica espacial do F_{CO2} simulada para o período de verão: A escala de cores representa os valores de F_{CO2} acumulado a cada hora do dia (mg C m^{-2} $hora^{-1}$). Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2. As isolinhas são apresentadas a cada 2 mg C m^{-2} $hora^{-1}$. 104

Figura 5.15 – Dinâmica espacial do F_{CO2} simulada para o período de inverno: A escala de cores representa os valores de F_{CO2} acumulado a cada hora do dia (mg C m^{-2} $hora^{-1}$). Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2. As isolinhas são apresentadas a 2 mg C m^{-2} $hora^{-1}$..... 105

Figura 5.16 – Estrutura térmica do reservatório de Tucuruí simulada pelo modelo ELCD no período de verão. (a) estrutura térmica média simulada para o período diurno, e (b) estrutura térmica média simulada para o período noturno. Isolinhas de temperatura são apresentadas a cada 0,1 °C. 110

Figura 5.17 – Estrutura térmica do reservatório de Tucuruí simulada pelo modelo ELCD no período de inverno. (a) estrutura térmica média simulada para o período diurno, e (b) estrutura térmica média simulada para o período noturno. Isolinhas de temperatura são apresentadas a cada 0,1 °C. 111

Figura 5.18 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí, para o período de verão do ano de 2100: (a) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 4.5, e (b) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 8.5. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório..... 114

Figura 5.19 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí, para o período de inverno do ano de 2100: (a) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 4.5, e (b) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 8.5. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório..... 115

Figura 5.20 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí para o ano de 2100 frente ao cenário baseado no RCP 4.5: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente. 116

Figura 5.21 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí para o ano de 2100 frente ao cenário baseado no RCP 8.5: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente. 118

Figura 6.1 – Relação entre a idade e o fluxo de CO2 no reservatório de Tucuruí 121

Figura 6.2 – Estimativa global de emissão de CO_2 em Tucuruí. 123

Figura B.1 – Condições iniciais utilizadas para a simulação do período de verão com o modelo ELCD. Perfis coletados pela equipe da Eletronorte no âmbito do projeto BALCAR e pelas cadeias de termistores: (a) temperatura da água, (b) oxigênio dissolvido, (c) pH, (d) concentração de amônio, (e) concentração de fosfato, (f) concentração de sólidos suspensos, (g) concentração de nitrato, (h) concentração de clorofila-*a*. A localização dos pontos amostrados está apresentada na Figura 3.1b. 151

Figura B.2 – Condições iniciais utilizadas para a simulação do período de inverno com o modelo ELCD. Perfis coletados pela equipe da Eletronorte no âmbito do projeto BALCAR e pelas cadeias de termistores: (a) temperatura da água, (b) oxigênio dissolvido, (c) pH, (d) concentração de amônio, (e) concentração de fosfato, (f) concentração de sólidos suspensos, (g) concentração de nitrato, (h) concentração de clorofila-*a*. A localização dos pontos amostrados está apresentada na Figura 3.1b. 152

Figura C.1 – Séries temporais de dados hidrometeorológicos utilizadas para forçar o modelo ELCD durante a simulação de verão: (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa; (c) pressão atmosférica; (d) radiação de ondas curtas incidente; (e) intensidade do vento; (f) direção do vento; (g) precipitação; (h) fração cobertura de nuvens; (i) vazão de entrada e saída. 153

Figura C.2 – Séries temporais de dados hidrometeorológicos utilizadas para forçar o modelo ELCD durante a simulação de inverno: (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa; (c) pressão atmosférica; (d) radiação de ondas curtas incidente; (e) intensidade do vento; (f) direção do vento; (g) precipitação; (h) fração cobertura de nuvens; (i) vazão de entrada e saída. 154

Figura C.3 – Parâmetros de qualidade da água medidos na estação M5 (ver Figura 3.1b) e utilizados como dados de entrada no modelo ELCD em Tucuruí. 155

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 2.1 – Resumo dos principais trabalhos conduzidos em reservatórios hidrelétricos Amazônicos com relação a emissão de carbono. Valores de fluxo apresentados na forma Média ± Desvio Padrão ou Média (Mínimo-Máximo), quando disponíveis. 10

Tabela 2.2 – Visão geral dos principais modelos ecológicos para lagos e reservatórios existentes, seus modelos de simulação e características. 15

Tabela 4.1 - Informações gerais das estações meteorológicas do BDMEP/INMET utilizadas neste trabalho. A localização das estações está apresentada na Figura 3.1a. 30

Tabela 4.2 – Características dos sensores meteorológicos utilizados no SIMA instalado em Tucuruí. 32

Tabela 4.3 – Dados coletados no rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí. 33

Tabela 4.4 - Dados coletados na coluna d'água. 33

Tabela 4.5 – Medições de fluxo difusivo de CO_2. 34

Tabela 4.6 – Configuração das cadeias de termistores fundeadas em Tucuruí. 35

Tabela 4.7 – Características gerais dos dados e produtos derivados de sensoriamento remoto utilizados neste trabalho. 39

Tabela 4.8 – Resumo da análise de alterações no clima e cálculo das anomalias para cada uma das variáveis meteorológicas de interesse e cada um dos cenários considerados. 67

Tabela 4.9 – Resumo dos cenários elaborados para a simulação do FCO2 em Tucuruí no ano de 2100. 70

Tabela 5.1 – Resumo estatístico e comparação entre as variáveis meteorológicas observadas nas estações Marabá (1973-2013) e Tucuruí (1970-2013). 76

Tabela 5.2 – Resumo dos parâmetros que apresentaram melhor resultado para um dos métodos de interpolação avaliados. 83

Tabela 5.3 – Matriz de correlação entre o F_{CO2} simulado para o período de verão e as variáveis de interesse. 107

Tabela 5.4 – Matriz de correlação entre o F_{CO2} simulado para o período de inverno e as variáveis de interesse. 108

Tabela 5.5 – Estatísticas básicas do F_{CO2} e variáveis de interesse para o período de verão e inverno em condições com e sem ocorrência de SCM sobre o reservatório. 113

Tabela A.1 - Parâmetros utilizados para a simulação do F_{CO2} utilizando o modelo ELCD em Tucuruí. 147

Tabela D.1 – Resumo estatístico das variáveis utilizadas para explicar a variabilidade do F_{CO2} em Tucuruí. 157

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

0D	Adimensional
1D	Unidimensional
2D	Bidimensional
3D	Tridimensional
AIIEGA	Associação Instituto Internacional de Ecologia e Gestão Ambiental
ASTER	*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*
AVHRR	*Advanced Very High Resolution Radiometer*
BALCAR	Projeto Emissões de Gases de Efeito Estufa em Reservatórios de Centrais Hidrelétricas
BDMEP/INMET	Banco de dados Meteorológico para Ensino e Pesquisa do Instituto Nacional de Meteorologia e banco de dados do
BHTA	Bacia Hidrográfica do Tocantins-Araguaia
C	Carbono
CAEDYM	*Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*
CarbonSat	*Carbon Monitoring Satellite*
CFL	Courant-Friedrichs-Lewy
CH_4	Metano
CID	Carbono Inorgânico Dissolvido
CO_2	Dióxido de carbono
CO_2-eq	Dióxido de carbono equivalente
COD	Carbono Orgânico Dissolvido
COP	Carbono Orgânico Particulado
CORDEX	*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CV	Coeficiente de variação
CWR	*Centre for Water Research*
DP	Desvio Padrão
ELCD	ELCOM-CAEDYM
ELCOM	*Estuary and Lake Computer Model*
Eletronorte	Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A.

Envi	*Environment for Visualizing Images*
ETM^{+}	*Enhanced Thematic Mapper Plus*
FBR	Função de Base Radial
FLAASH	*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*
GEE	Gases de Efeito Estufa
GLOVIS	*Global Visualization Viewer*
GOES	*Geostationary Operational Environmental Satellite*
GOSAT	*Greenhouse Gases Observing Satellite*
GPCC	*Global Precipitation Climatology Center*
GPM	*Global Precipitation Measurement*
GPS	*Global Positioning System*
HadGEM2-AO	*Atmosphere-Ocean coupled HadGEM version 2*
IGBP	*International Geosphere Biosphere Programme*
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	*International Panel for Climate Change*
IPL	Interpolação Polinomial Local
IQD	Inverso do Quadrado da Distância
KO	Krigeagem Ordinária
MCD12Q1	Produto MODIS *Land Cover Type*
MESSAGE	*Model for Energy Supply Systems and their General Environmental impact*
MiniCAM	*Mini Climate Assessment Model*
MODIS	*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
MOD11A1	Produto MODIS/Terra V5 LST/E L3 *Global* 1 km *Grid*
MOD32-L2	Produto MODIS/Terra *Cloud Mask and Spectral Test Results* 5-Min L2 *Swath* 250m and 1km
MRT	MODIS *Reprojection Tool*
MRT Swath	MODIS *Reprojection Tool Swath*
MSS	*Multispectral Scanner System*
MYD11A1	Produto MODIS/Aqua V5 LST/E L3 *Global* 1 km *Grid*
MYD32-L2	Produto MODIS/Aqua *Cloud Mask and Spectral Test Results* 5-Min L2 *Swath* 250m and 1km
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*

ND	Número Digital
NDWI	*Normalized Difference Water Index*
NRMSE	*Normalizer Root Mean Squared Error*
OCO-2	*Orbiting Carbon Observatory 2*
OLI	*Operational Land Imager*
OMM	Organização Mundial de Meteorologia
PAR	*Photosynthetic Active Radiation*
Pixel	*Picture Element*
PR	*Precipitation Radar*
RAN1	Primeiro Relatório de Avaliação Nacional
RCP	*Representative Concentration Pathways*
RMSE	*Root Mean Squared Error*
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
SNIRH/ANA	Sistema Nacional de Informações de Recursos Hídricos da Agência Nacional de Águas
SONAR	*Sound Navigation and Ranging*
SWIR	*Short Wave Infrared*
TBL	*Thin Boundary Layer*
TR	Tempo de Residência
TIR	*Thermal Infrared*
TKE	*Turbulent Kinetic Energy*
TM	*Thematic Mapper*
TMI	*TRMM Microwave Imager*
TOC	Transformada de Ondaleta Contínua
TOVAS	*TRMM Online Visualization and Analysis System*
TRMM	*Tropical Rainfall Measuring Mission*
UAS	*Unrelated Anthropogenic Sources*
UHE	Usina Hidrelétrica
UFJF	Universidade Federal de Juiz de Fora
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UNIVAP	Universidade do Vale do Paraíba
USGS	*United States Geological Survey*

UTM	Universal Transversa de Mercator
UWA	*University of Western Australia*
VIRS	*Visible and InfraRed Scanner*
VNIR	*Visible and Near InfraRed*
WGS-84	*World Geodetic System* 1984
YSI	*Yellow Springs Instruments*
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1. Hipótese 4
1.2. Objetivos 5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 7
2.1. Emissão de carbono em reservatórios hidrelétricos 7
2.1.1. Estudos em reservatórios hidrelétricos Amazônicos 9
2.1.2. Métodos utilizados para a estimativa das emissões de C 12
2.2. Modelagem numérica aplicada a estudos em reservatórios 13
2.3. Aplicações de sensoriamento remoto para a modelagem das emissões de carbono em reservatórios hidrelétricos 16
2.3.1. Delimitação da área inundada 17
2.3.2. Estimativa da fração de cobertura de nuvens 18
2.3.3. Estimativas da taxa de precipitação 19
2.3.4. Estimativas de temperatura da superfície da água 19
2.3.5. Mapeamento do uso e cobertura do solo 20
3. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 23
3.1. Características gerais e qualidade da água 25
3.2. Clima e regime hidrológico 27
3.3. Operação do reservatório 28
4. MATERIAIS E MÉTODOS 29
4.2. Conjunto de dados 29
4.2.1. Dados obtidos *in situ* 29
4.2.1.1. Dados hidrometeorológicos 29
4.2.1.2. Dados limnológicos e emissão de CO_2 32
4.2.1.3. Dados radiométricos 35
4.2.1.4. Dados operacionais 37
4.2.1.5. Batimetria 37
4.2.2. Dados e produtos obtidos por sensoriamento remoto 38
4.2.2.1. Produtos TRMM 3B42 39

4.2.2.2. Produto M*D35_L2 40
4.2.2.3. Produto MCD12Q2 42
4.2.2.4. Imagens OLI 42
4.2.2.5. ForTraCC 43
4.3. Modelo ELCOM-CAEDYM 44
4.3.1. Módulo hidrodinâmico - ELCOM 45
4.3.2. Módulo ecológico - CAEDYM 50
4.4. Metodologia 53
4.4.1. Caracterizaçãoclimática e do regime fluviométrico 53
4.4.2. Simulaçãodo fluxo difusivo de CO_2 para o período atual 55
4.4.2.1. Definição do domínio numérico e discretização da grade batimétrica 55
4.4.2.2. Configurações gerais do modelo ELCD para Tucuruí 57
4.4.2.3. Parametrização do modelo 59
4.4.2.4. Condições iniciais e forçantes 60
4.4.2.5. Pós-processamento dos resultados 61
4.4.2.6. Validação 61
4.4.2.7. Avaliação da dinâmica temporal e espacial do fluxo de CO_2 62
4.4.3 Analise dos forçantes ambientais e processos físicos que governam as emissões de CO_2 em Tucuruí 64
4.4.3.1 Influência dos SCM sobre os fluxos de CO_2 65
4.4.4. Simulação dos fluxos difusivos de CO_2 para o período futuro 65
4.4.4.1. Elaboração dos cenários futuros 65
4.4.4.2. Simulações do fluxo difusivo de CO_2 70
5. RESULTADOS 73
5.1. Caracterização do clima e regime fluviométrico 73
5.1.1. Clima na bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia e na região do reservatório de Tucuruí 73
5.1.2. Dinâmica fluviométrica do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí 76
5.1.3. Ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala 78
5.2. Fluxo difusivo de CO_2 simulado para oano de 2013 81
5.2.1. Avaliação dos métodos interpoladores para discretização horizontal da grade numérica 81

5.2.2. Descrição das condições ambientais durante os períodos de simulação 84
5.2.3. Validação das simulações 86
5.2.3.1. Balanço hídrico do reservatório 87
5.2.3.2. Temperatura da coluna d'água 88
5.2.3.3. Fluxos difusivos de CO_2 91
5.2.4. Variabilidade temporal do fluxo difusivo de CO_2 94
5.2.4.1. Variabilidade ao longo do dia 97
5.2.4.2. Variabilidade diária 98
5.2.5. Variabilidade espacial 100
5.3. Fatores ambientais que controlam o fluxo de CO_2 em Tucuruí 106
5.3.1. Impacto dos SCM sobre os fluxos de CO_2 112
5.4. Variabilidade do fluxo difusivo de CO_2 no período futuro 113
6. DISCUSSÃO 121
6.1. Comparação com outros estudos conduzidos em Tucuruí 121
6.2. Estimativas globais de emissão de CO_2 em Tucuruí 122
6.3. Implicações para as estimativas globais de emissão de C em reservatórios Amazônicos 124
6.4. Possíveis impactos das mudanças do clima e do uso do solo no futuro sobre as emissões de CO_2 em Tucuruí 127
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÃO 129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 133
APÊNDICE A 147
APÊNDICE B 151
APÊNDICE C 153
APÊNDICE D 157

1. INTRODUÇÃO

Desde o estudo pioneiro de Rudd et al. (1993) sobre as emissões de carbono (C) em reservatórios de usinas hidrelétricas (UHE), muitos trabalhos foram desenvolvidos em diversos países, a fim de melhor compreender tal fenômeno. Neste contexto, podem ser citados com destaque os trabalhos realizados por Duchemin et al. (1995) no Canadá, Soumis et al. (2004) nos Estados Unidos, Rosa e Schaeffer (1995) no Brasil, Keller e Stallard (1994) no Panamá, Galy-Lacaux et al. (1997) e Galy-Lacaux et al. (1999) na Guiana Francesa, Aberg et al. (2004) na Suécia, Huttunen et al. (2002) na Finlândia e Xiao et al. (2013) na China. Entretanto, apesar dos avanços alcançados nas ultimas décadas, ainda existem lacunas no nosso conhecimento sobre as emissões de C em reservatórios de hidrelétricas (MENDONÇA et al., 2012). Tais lacunas são ainda maiores em áreas com baixa capacidade de monitoramento devido ao difícil acesso, como é o caso dos reservatórios localizados na região tropical Amazônica.

De acordo com as estimativas atuais, os reservatórios de UHE localizados na região Amazônica são responsáveis pela emissão de 9 Tg C ano^{-1}, sendo 8 Tg C ano^{-1} emitido como dióxido de carbono (CO_2) e 1 Tg C ano^{-1} como metano (CH_4) (BARROS et al., 2011). Contudo, vale ressaltar que tal estimativa foi obtida por extrapolação de dados publicados na literatura, medidos pontualmente tanto no domínio do espaço como no tempo (ABRIL et al., 2005; GUÉRIN et al., 2006; KELLER; STALLARD, 1994; KEMENES et al., 2007; LIMA, 2005; LIMA et al., 1998; ROSA et al., 2004; SANTOS et al., 2006; ST. LOUIS et al., 2000; THERRIEN, 2005). Consequentemente a abordagem utilizada por Barros et al. (2011) pode levar a uma estimativa imprecisa, considerando que o fluxo difusivo de CO_2 pode variar significativamente no espaço e no tempo.

No caso de reservatórios tropicais localizados fora do bioma Amazônia, estudos recentes, como os apresentados por Roland et al. (2010), Bergier et al.

(2011) e Pacheco et al. (2015), mostraram que o fluxo difusivo de CO_2 apresenta grande variabilidade espacial e temporal. Em reservatórios hidrelétricos localizados no bioma Cerrado, o fluxo difusivo de CO_2 pode variar entre 13% e 46% espacialmente (ROLAND et al., 2010) e em torno de 100% temporalmente ao longo do dia (BERGIER et al., 2011). Além disso, Ometto et al. (2013) mostrou que o fluxo difusivo de CO_2 apresenta significativa correlação negativa com a idade do reservatório. Em outro caso, como por exemplo, no reservatório da UHE de Funil, localizado no bioma Mata Atlântica, o fluxo difusivo de CO_2 pode variar espacialmente mais do que 200%, dependendo da estação do ano. Consequentemente, diferentes conclusões podem ser obtidas em relação às emissões de C nestes ambientes, dependendo do local amostrado, do dia e da hora de coleta de dados.

Um conjunto de dados mais abrangente e recentemente coletado no âmbito do projeto "*Emissões de gases de efeito de estufa em reservatórios de centrais hidrelétricas*" (BALCAR) revelou novos aspectos em relação à variabilidade espacial e temporal das emissões de C em reservatórios Amazônicos hidrelétricos (BRASIL/MME, 2014). No entanto, o conjunto de dados do projeto BALCAR não apresenta as resoluções espaciais e temporais necessárias para investigar a variabilidade das emissões em escalas espaciais e temporais mais finas. Esta limitação é uma grande desvantagem para a investigação de variações intrasazonais e diárias dos fluxos de CO_2 e consequentemente uma avaliação mais precisa das emissões total de C nestes reservatórios.

Os estudos supracitados evidenciam a necessidade de coleta intensiva de dados, tanto no domínio temporal como espacial, para reduzir as incertezas em relação as estimativa das emissões totais de C pelos reservatórios Amazônicos, bem como para avaliar os principais fatores ambientais que regulam tais emissões. Entretanto, este tipo de coleta nem sempre é possível, seja devido aos recursos humanos especializados e altos custos financeiros necessários, seja também pela dificuldade de acesso a região de estudo.

Uma abordagem que vem se desenvolvendo nos últimos anos é a aplicação de dados de sensoriamento remoto para o monitoramento de componentes do ciclo do carbono em ambientes aquáticos continentais via modelagem bio-óptica (KUTSER et al., 2005; KUTSER et al., 2015; PALMER et al., 2015). Tal abordagem apresenta uma série de vantagens em relação às abordagens baseadas em coleta de dados *in situ*, podendo ser destacado a repetitividade da coleta, visão sinóptica de toda área estudada, aquisição de informação espacialmente explicita e menor custo por dado adquirido (JENSEN, 2007). Além disso, atualmente existem missões específicas para o monitoramento dos fluxos de C em diferentes ambientes terrestres, podendo ser citadas as missões *Greenhouse Gases Observing Satellite* (GOSAT, HAMAZAKI et al., 2004; KASUYA et al., 2009) lançado em 2009, *Orbiting Carbon Observatory* (OCO-2, CRISP et al., 2004; FRANKENBERG et al., 2014) lançado em 2014, e a missão *Carbon Monitoring Satellite* (CarbonSat, BOVENSMANN et al., 2010; BUCHWITZ et al., 2013) planejada para ser lançada nos próximos anos. No entanto, no caso dos reservatórios localizados na região Amazônica, abordagens baseadas unicamente em dados de sensoriamento remoto óptico podem ser pouco efetivas, devido à alta porcentagem de cobertura de nuvens sobre esta região ao longo de todo o ano (ASNER, 1991).

Uma segunda abordagem que apresenta alto potencial de aplicação para o estudo das emissões de C em reservatórios Amazônicos, no entanto ainda pouco explorada, é o uso de modelagem numérica (TREMBLEY et al., 2005; MARTI et al., 2007; MOOIJ et al., 2010; SANTOSO et al., 2015). A aplicação de modelos numéricos para estudos em reservatórios apresenta como principais vantagens a possibilidade de realizar simulações em diferentes escalas temporais e espaciais, investigar diferentes processos que ocorrem na coluna d'água de forma integrada, bem como a possibilidade de se investigar cenários diversos (p.ex., mudanças do clima, mudanças no uso do solo na bacia de contribuição, eventos extremos etc.) (MOOIJ et al., 2010; TROLLE et al., 2011; MENSHUTKIN et al., 2014). Por outro lado, esta abordagem apresenta

algumas limitações, principalmente em relação à quantidade de dados necessários para a parametrização, calibração, forçamento e validação dos modelos (MOOIJ et al., 2010), o que muitas vezes impossibilita sua aplicação.

O uso integrado de modelos numéricos, dados coletados *in situ* e dados coletados por sensoriamento remoto vem apresentando grande potencial para o estudo de diferentes aspectos em reservatórios hidrelétricos tropicais (CURTARELLI et al., 2014a,b; CURTARELLI et al., 2015; PACHECO et al., 2015). No entanto, até o momento, não se tem conhecimento de nenhum estudo que tenha utilizado este tipo de abordagem para investigação da dinâmica espacial e temporal das emissões de C em reservatórios hidrelétricos localizados na região Amazônica. Neste contexto, esta tese traz como principal inovação a utilização conjunta e integrada de modelagem ecológica tridimensional (3D) e aplicações baseadas em dados de sensoriamento remoto a fim de melhor compreender a variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 em reservatórios hidrelétricos localizados na Amazônia. Tal abordagem poderá ser replicada para outros reservatórios brasileiros, proporcionando um melhor conhecimento sobre a variabilidade das emissões de C em empreendimentos hidrelétricos, contribuindo para reduzir as incertezas nas estimativas globais de emissão de carbono.

1.1. Hipótese

Com relação à emissão de C em reservatórios hidrelétricos Amazônicos, os resultados apresentados na literatura sugerem que a variabilidade espacial e temporal do fluxo de CO_2 pode ser desprezada durante as estimativas de emissão. No entanto, devido a grande dimensão destes reservatórios, e a variação do nível da água ao longo do ano, provavelmente essa simplificação não seja adequada. A amostragem realizada em poucos locais do reservatório, em horas diferentes do dia e em poucos dias do ano, não apresenta o potencial para verificar essa afirmação; o uso de dados de sensoriamento remoto possui potencial para mostrar a distribuição do fluxo de C no espaço, mas a

componente temporal não parece ser adequada devido a restrições tecnológicas e meteorológicas. Por outro lado, a simulação numérica, fazendo o uso combinado de dados medidos em campo, e de sensoriamento remoto orbital, deve permitir se entender melhor a variabilidade espaço-temporal do fluxo emissivo de CO_2, pois com a ferramenta numérica é possível realizar estimativas no tempo da ordem de segundos. Essa abordagem ainda deve permitir a investigação de quais variáveis (físicas, químicas e/ou biológicas) devem ser consideradas chave nesse processo de emissão. Levando-se em consideração ao exposto, esta tese está fundamentada na seguinte hipótese:

Assim como observado em reservatórios hidrelétricos localizados no bioma Cerrado e da Mata Atlântica, reservatórios Amazônicos também podem apresentar grande variabilidade espacial e temporal no fluxo de CO_2. Desta forma, as recentes estimativas de emissão de C por reservatórios Amazônicos são imprecisas, uma vez que não consideram de maneira adequada a variabilidade espaço-temporal do fluxo difusivo de CO_2 nestes ambientes.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é estudar a dinâmica da variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 no reservatório da UHE Tucuruí ao longo das estações de verão e inverno e em condições de clima atual e futuro. O presente trabalho busca fornecer assim subsídios para estimativas mais precisas da emissão de C em reservatórios Amazônicos. Para tanto foram elaborados os seguintes objetivos específicos:

1. Caracterizar o clima e o regime hidrológico na região do reservatório e sua bacia de drenagem;
2. Simular o fluxo difusivo de CO_2 ao longo das estações de verão e inverno em condições de clima atual;
3. Avaliar os principais fatores ambientais e processos físicos que governam o fluxo difusivo de CO_2 no reservatório de Tucuruí;

4. Simular o fluxo difusivo de CO_2 ao longo das estações de verão e inverno do ano de 2100.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Emissão de carbono em reservatórios hidrelétricos

Dentre todos os tipos de reservatórios hídricos construídos pelo homem, os destinados à geração de energia elétrica tem ganhado cada vez mais destaque no que diz respeito à emissão de C para a atmosfera. O trabalho pioneiro abordando a questão das emissões de C em reservatórios hidrelétricos foi publicado por Rudd et al. (1993). Desde então, este tema tem sido objeto de inúmeros estudos, em diversos países (KELLER; STALLARD, 1994; DUCHEMIN et al., 1995; ROSA; SCHAEFFER, 1995; GALY-LACAUX et al., 1997; GALY-LACAUX et al., 1999; SOUMIS et al., 2004; HUTTUNEN et al., 2002; ABERG et al., 2004; XIAO et al., 2013).

O primeiro grande estudo que compilou as informações disponíveis a respeito das emissões de carbono especificamente em reservatórios hidrelétricos foi realizado por Barros et al. (2011). Estes autores estimaram que, atualmente, os reservatórios hidrelétricos cobrem uma área de $3{,}4 \times 10^5$ km^2 (aproximadamente 23% da área abrangida por todos os reservatórios), sendo responsáveis por emitir 48 Tg C ano^{-1}na forma de CO_2 e 3 Tg C ano^{-1} na forma de CH_4 (1 Tg = 10^{12} g). Tais valores correspondem à emissão de 288 Tg ano^{-1} de carbono equivalente (CO_2-eq) para a atmosfera, o que representa 11% das emissões de Gases de Efeito Estufa (GEE) provenientes de todos os tipos de reservatórios e outros corpos d'água artificiais e 8% das emissões de GEE proveniente dos lagos naturais.

As emissões de C em reservatórios hidrelétricos podem ser classificadas de acordo com diferentes características, sendo estas classificações muito úteis para fins de comparação entre diferentes reservatórios e caracterização dos processos que governam tais emissões. Com relação às fontes de C, as emissões podem ser classificadas em dois tipos (FEARNSIDE; PUEYO, 2012): (1) provenientes de fontes fixas, e (2) provenientes de fontes renováveis. As fontes fixas são aquelas que fornecem carbono uma única vez para o

reservatório, como por exemplo, a vegetação e solo inundados. Por outro lado, as fontes renováveis fornecem carbono constantemente para o reservatório, como por exemplo, a fotossíntese de algas e plantas aquáticas, vegetação presente na bacia de contribuição e vegetação que ocorre na zona que fica exposta durante a época seca. Parte das fontes fixas é, geralmente, responsável pelo pico de emissão que ocorre nos 3 a 5 primeiros anos após o preenchimento do reservatório, enquanto que as fontes renováveis são responsáveis por manter as emissões ao longo do período de operação do reservatório.

Do ponto de vista dos processos de transferência gasosa na interface ar-água, os fluxos de C podem ocorrer através de processos difusivos e ebulitivos (BRASIL/MME, 2012). Os fluxos difusivos ocorrem na interface ar-água e dependem do gradiente de concentração do gás e condições ambientais locais, tais como velocidade do vento, chuva e convecção. Já os fluxos ebulitivos ocorrem por meio da formação de bolhas de CO_2 e CH_4 nos sedimentos que escapam para a atmosfera.

Além disso, as emissões de C em reservatórios hidrelétricos podem ser classificadas de acordo com o local onde ocorrem (BRASIL/MME, 2012). As emissões de montante são aquelas que ocorrem através da superfície do reservatório, à montante da barragem por meio de fluxos difusivos e ebulitivos. Já as emissões de jusante são aquelas observadas tanto no momento da passagem da água pela turbina (*degassing*) como aquelas observadas no trecho de jusante do rio (ABRIL et al., 2005; GUÉRIN et al., 2006; KEMENES et al., 2007).

Com relação à magnitude das emissões, Duchemin et al. (1995) propuseram uma classificação baseada no valor médio dos fluxos de CO_2 e CH_4. Neste caso, são consideradas emissões regulares aquelas com magnitude inferior a metade da média. Emissões acima da média são aquelas com magnitudes

superiores ao dobro da média, sendo estas consideradas como eventos episódicos e com baixa frequência de ocorrência.

Por fim, sempre se deve ter em mente a diferença entre emissões brutas e líquidas (SANTOS et al., 2006). Na maioria dos estudos realizados em reservatórios hidrelétricos são estimadas as emissões brutas de C, ou seja, não são descontadas as emissões naturais que ocorriam no solo e na água antes da construção da barragem, nem as emissões de C devido a fontes antropogênicas não relacionadas com o reservatório (UAS, *Unrelated Anthropogenic Sources*).

2.1.1. Estudos em reservatórios hidrelétricos Amazônicos

Com relação à emissão de C, os reservatórios hidrelétricos localizados na região Amazônica são objeto de estudo de pesquisadores desde a década de 1990. Nestas duas décadas de pesquisas, diversos aspectos relacionados às emissões de C foram abordados, tais como, comparação das emissões com outras fontes de geração de energia (ROSA; SCHAEFFER, 1995), comparação entre fluxos difusivos e ebulitivos de CO_2 e CH_4 (ROSA et al., 2004; SANTOS et al., 2006; BRASIL/MME, 2014), estimativa de emissões por *degassing* (KEMENES et al., 2007; BRASIL/MME, 2014), estimativa de emissões no rio, a jusante dos reservatórios (ABRIL et al., 2005; GUÉRIN et al., 2006; BRASIL/MME, 2014), estudos sobre a variação sazonal dos fluxos difusivos e ebulitivos (BRASIL/MME, 2014).

Os principais reservatórios estudados foram: (1) Balbina, localizado no rio Uatumã, estado do Amazonas, Brasil; (2) Curuá-Una, localizado no rio Curuá-Una, estado do Pará, Brasil; (3) Petit Saut, Localizado no rio Sinnamary, Guiana Francesa; (4) Samuel, localizado no rio Jamari, estado de Rondônia, Brasil; e (5) Tucuruí, localizado no rio Tocantins, estado do Pará, Brasil. A Tabela 2.1 apresenta um resumo dos principais estudos conduzidos em reservatórios de hidrelétricas localizadas na região Amazônica.

Tabela 2.1 – Resumo dos principais trabalhos conduzidos em reservatórios hidrelétricos Amazônicos com relação a emissão de carbono. Valores de fluxo apresentados na forma Média ± Desvio Padrão ou Média (Mínimo-Máximo), quando disponíveis.

Reservatório	País	Referência	Data / Período de coleta	Número de locais amostrados	Fluxo CO_2 (mg C m^{-2} dia^{-1})	Fluxo CH_4 (mg C m^{-2} dia^{-1})	Tipo de fluxo
Balbina	Brasil	Guérin et al. (2006)	11/2004	6	912* ± 552	25,2* ± 36	D_{Up}[1] + E_{Up}[2]
		Guérin et al. (2006)	11/2004	4	4.944* ± 1.140	1.368* ± 792	D_{Down}[3]
		Kemenes et al. (2007)	01/2005 a 11/2005	14	-	47 (5-343)	D_{Up} + E_{Up}
		Kemenes et al. (2007)	09/2004 a 02/2006	1	-	34**	E_{Deg}[4]
		Kemenes et al. (2007)	11/2004 a 05/2005	Trecho de rio de 30 a 70 km	-	1.690 (8 - 4600)	D_{Down}
		Brasil/MME (2014)	03/2012 a 11/2012	28	541***	9,1****	D_{Up}
		Brasil/MME (2014)	03/2012 a 11/2012	6	4,1***	3,4****	D_{Down}
		Brasil/MME (2014)	03/2012 a 11/2012	16	0,1***	2,7****	E_{Up}
		Brasil/MME (2014)	03/2012 a 11/2012	-	5,5***	12****	E_{Deg}
Curuá-Una	Brasil	St. Louis et al. (2000)	-	-	791***** (90 - 2.727)	49****** (1,5 - 510)	D_{Up} + E_{Up}
Petit Saut	Guiana Francesa	St. Louiset al. (2000)	-	3	1.216***** (158 - 2.863)	855****** (3 - 2.850)	D_{Up} + E_{Up}
		Abril et al. (2005)	05/2003 e 12/2003	10	1.005* ± 771	54* ± 133,2	D_{Up}

		Abril et al. (2005)	05/2003 e 12/2003	9	10.155* ± 5.091	557.4* ± 262	D_{Down}
		Guérin et al. (2006)	05/2003 a 05/2005	1-9	1.407* ± 1.311	33.6* ± 33	$D_{Up} + E_{Up}$
		Guérin et al. (2006)	05/2003 a 05/2005	4-9	9.738* ± 3.021	705* ± 474	D_{Down}
Samuel	Brasil	Rosaet al. (2004)	1997 e 1998	-	2.031*****	78******	$D_{Up} + E_{Up}$
		Lima (2005)	1999	-	-	262	D_{up}
		Guérin et al. (2006)	11/2004	2	11.712* ± 14.556	60* ± 70,8	$D_{Up}+E_{Up}$
		Guérin et al. (2006)	11/2004	4	17.928* ± 11.556	114* ± 156	D_{Down}
Tucuruí	Brasil	Fearnside (1995)	1990	Calculados teoricamente	2.950	-	$D_{Up} + E_{Up}$
		Rosa et al. (2004)	1997 e 1998	-	2.311*****	30******	$D_{Up} + E_{Up}$
		Lima (2005)	1999	-	-	98	D_{up}
		Brasil/MME (2014)	2011 e 2012	51	691***	4,5****	D_{Up}
		Brasil/MME (2014)	2011 e 2012	5	27,8***	0,4****	D_{Down}
		Brasil/MME (2014)	2011 e 2012	36	0,1***	7,7****	E_{Up}
		Brasil/MME (2014)	2011 e 2012	-	5***	0,03****	E_{Deg}

[1] Fluxo difusivo a montante; [2] Fluxo ebulitivo a montante; [3] Fluxo difusivo a jusante; [4] Fluxo ebulitivo nas turbinas;[5] Fluxo ebulitivo nos vertedores; * Valores apresentados em mmol m^{-2} dia^{-1} e convertidos para mg C m^{-2} dia^{-1} utilizando um fator de conversão igual a 12 (1 mol de CO_2 e de CH_4 contém 12 g de C); ** Gg C ano^{-1}; *** valores apresentados em Ton CO_2 por dia e convertidos para mg C m^{-2} dia^{-1} utilizando a área do reservatório e um fator de conversão de CO_2 para C igual a 0,2727; **** valores apresentados em Ton CH_4 por dia e convertidos para mg C m^{-2} dia^{-1} utilizando a área do reservatório e um fator de conversão de CH_4 para C igual a 0,75; ***** Valores apresentados em mg CO_2 m^{-2} dia^{-1} e convertidos para mg C m^{-2} dia^{-1} utilizando um fator de conversão igual 0,2727; ****** Valores apresentados em mg CH_4 m^{-2} dia^{-1} e convertidos para mg C m^{-2} dia^{-1} utilizando um fator de conversão igual 0,75.

A análise integrada dos diferentes estudos conduzidos em reservatórios hidrelétricos existentes na Amazônia (Tabela 2.1) aponta que a maior parte da emissão de C (CO_2 ou CH_4) em reservatórios hidrelétricos Amazônicos ocorre via fluxo de CO_2 a montante e a jusante da barragem. Com relação aos fluxos que ocorrem a montante (i.e., pela superfície livre dos reservatórios), a difusão é o principal fenômeno de transporte responsável pela emissão de CO_2, representando mais do que 95% do CO_2 emitido para atmosfera.

De acordo com as estimativas atuais, os reservatórios de UHE localizadas na Amazônia são responsáveis pela emissão de 9 Tg C ano^{-1}, sendo 8 Tg C ano^{-1} emitido como dióxido de carbono (CO_2) e 1 Tg C ano^{-1} como metano (CH_4) (BARROS et al., 2011). Contudo, uma recente estimativa realizada para 18 novos e futuros reservatórios nesta região aponta que pode haver um acréscimo entre 0,1 e 0,2 Tg C ano^{-1} (via CH_4) e entre 0,2 e 0,8 Tg C ano^{-1} (via CO_2) devido à construção de novos empreendimentos (FARIA et al., 2015).

2.1.2. Métodos utilizados para a estimativa das emissões de C

Diferentes métodos podem ser utilizados para estimar as emissões de carbono em reservatórios hidrelétricos. Estes métodos podem ser agrupados em três grandes categorias (TREMBLAY et al., 2005):

1. Métodos que calculam o fluxo por meio da concentração do gás dissolvido na água: Estes métodos incluem a análise de isótopos de carbono e o método conhecido como *Thin Boundary Layer* (TBL);

2. Métodos que calculam a concentração integral de GEE na coluna d'água: Estes métodos incluem as medidas com laser infravermelho e correlação de vórtices turbulentos;

3. Métodos que calculam os fluxos por meio de medições realizadas na interface ar-água: Estes métodos incluem as câmaras flutuantes e funis.

A aplicação dos métodos supracitados depende da coleta de dados *in situ*, o que muitas vezes é realizado em poucos ou apenas um ponto do reservatório e com baixa frequência temporal. Além disso, estes métodos apresentam resultados dependentes das condições no momento da coleta (p.ex. horário, condições de vento, época do ano). Tal fato limita as comparações estatísticas, permitindo apenas a identificação de tendências. Estes são os principais motivos que levaram ao desenvolvimento de modelos numéricos para simulação do ciclo do carbono e emissões em lagos e reservatórios (TREMBLAY et al., 2005; MARTI et al., 2007; SANTOSO et al., 2015).

2.2. Modelagem numérica aplicada a estudos em reservatórios

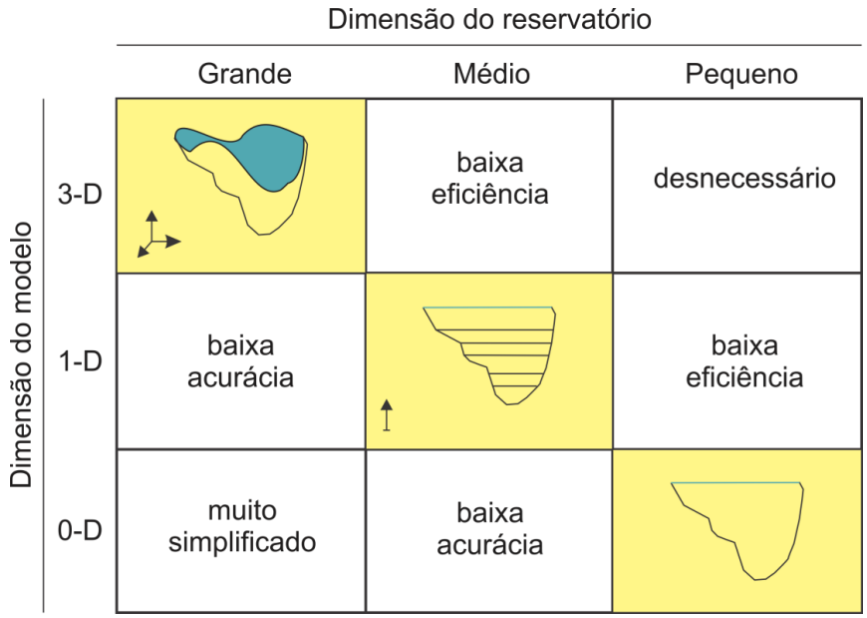
A modelagem numérica tem se tornando uma ferramenta integradora poderosa para estudar fenômenos complexos em ambientes aquáticos, como o ciclo do carbono. Atualmente existe uma grande quantidade de modelos ecológicos desenvolvidos especificamente para lagos e reservatórios, desde modelos mais simples como os modelos concentrados até mais complexos, como os 3D. Mooij et al (2011) e Menshutkin et al. (2014) apresentam interessantes revisões a respeito deste assunto.

Do ponto de vista espacial, os modelos desenvolvidos para lagos e reservatórios podem ser classificados em concentrados ou adimensional (0D), unidimensional (1D), bidimensional (2D) ou 3D (RAJAR; CETINA, 1997). A escolha da dimensão do modelo depende da aplicação e das características específicas do reservatório estudado (Figura 2.1), sendo que a complexidade dos processos simulados geralmente aumenta com o aumento da dimensão do modelo.

De acordo com Tucci (1989), os modelos 0D consideram o reservatório completamente misturado, não contemplando a variação espacial no reservatório, apenas temporal. Estes modelos consideram a concentração média de um determinado componente no tempo e são geralmente utilizados como uma ferramenta preliminar de análise, pois permitem uma visão geral do

problema. Modelos 1D são aqueles que simulam os processos considerando apenas uma dimensão no espaço; podem ser longitudinal ou vertical. Os modelos longitudinais desprezam a estratificação do reservatório enquanto que os verticais são úteis para analisar problemas em que a estratificação deve ser considerada. Estes modelos geralmente são utilizados na fase de viabilidade de um estudo.

Figura 2.1 - Dimensão do modelo x dimensão do reservatório.



Fonte: Adaptado de Leon (2008).

Os modelos 2D simulam os processos em duas dimensões do espaço podendo ser tanto no plano horizontal ou no perfil do reservatório. Tais modelos são úteis quando além da estratificação vertical existe também variação longitudinal, devido ao comprimento do reservatório. Por fim, os modelos 3D são úteis para estudar reservatórios com grandes dimensões, com morfologia complexa, e que apresentam estratificação vertical. A Tabela 2.2 apresenta uma visão geral dos modelos existentes mais utilizados na literatura, bem como seus principais módulos de simulação e características.

Tabela 2.2 – Visão geral dos principais modelos ecológicos para lagos e reservatórios existentes, seus modelos de simulação e características.

Nome do modelo[a]	VOL	CAE	CEQ	D3D	MYL	PCL	SHR	IPH	PRO	SAL	CHA	PIS
Dimensão espacial	0D	1D / 3D	2D	3D	1D	2D	1D	3D	1D	1D	2D	0D
Estratificação	-	+	+	+	+	-	+	+	-	+	-	-
Sedimento	-	+	+	+	+	+	-	±	-	+	+	-
# grupos de fitoplâncton	0	7	3+	3-6	1	3	2	3	10	2-10	0	0
# grupos de zooplâncton	0	5	3+	1-3	0	1	1	1	1	1	0	1
# grupos de bentos	0	6	3+	1	0	1	1	1	0	0	0	1
# grupos de peixes	0	3	0	0	0	3	0	3	0	0	1	±8
# grupos de macrófitas	0	1	3+	0	0	1	0	1	0	0	±5	0
Hidrodinâmica	-	+	+	+	+	±	+	±	±	+	-	-
Dinâmica da temperatura	-	+	+	+	+	+	+	+	±	+	±	±
Dinâmica do oxigênio	-	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-	-
Dinâmica do CO_2	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Dinâmica do carbono orgânico	-	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-	-
Carga de fósforo	+	+	+	+	+	+	+	+	±	+	±	±
Carga de Nitrogênio	+	+	+	+	-	+	+	+	±	+	±	±
Sedimentação / Ressuspensão	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-
Apropriado para estudos de eutrofização?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Apropriado para estudos de mudanças climáticas?	-	+	+	±	+	+	-	+	+	+	±	±

+: completamente considerado; ±: parcialmente considerado; -: não considerado; [a] VOL: Vollenweider, CAE: DYRESM-CAEDYM (1D) e ELCOM-CAEDYM: (3D), CEQ: CE-QUAL-W2; D3D: DELFT3D-ECO, MYL: My Lake, PCL: PC Lake, SHR: Lake Shira Model, IPH: IPH-TRIM3D-PCLAKE, PRO: PROTECH, SAL: SALMO, CHA: Charisma, PIS: Piscator;

Fonte: Adaptado de Mooij et al. (2010).

2.3. Aplicações de sensoriamento remoto para a modelagem das emissões de carbono em reservatórios hidrelétricos

Os dados obtidos por sensoriamento remoto são de grande importância para a modelagem numérica das emissões de carbono em ambientes aquáticos continentais, como os reservatórios hidrelétricos. Tais dados podem ser utilizados em diferentes etapas do processo de modelagem, fornecendo dados tanto para alimentar os modelos como para calibração e validação dos resultados. As principais vantagens na utilização de dados coletados por sensores remotos para a modelagem numérica em reservatórios hidrelétricos são a possibilidade de adquirir dados de forma espacialmente explícita, repetição sistemática na coleta de dados, e possibilidade de coleta de dados em locais com difícil acesso ou inacessíveis (JENSEN, 2007).

Os requisitos de resolução espacial e temporal dos dados obtidos por sensoriamento remoto, utilizados para fins de modelagem, dependem da aplicação, do tamanho do reservatório e também da escala temporal e espacial de interesse. Em linhas gerais, dados com resolução espacial de média a baixa (500-1000 m) e com alta frequência temporal (diária ou subdiária) são úteis para gerar séries temporais para alimentar os modelos e validar os resultados da simulação. Neste caso a variação espacial do dado não é importante e sim a frequência de observações. Por outro lado, a distribuição espacial de uma dada variável é importante no momento de inicialização (condição inicial) e também na validação dos resultados. Nestes casos, a frequência temporal passa a ser secundária, sendo mais interessantes dados com alta resolução espacial, compatível com a grade computacional utilizada para a simulação numérica.

Entre as aplicações de sensoriamento que podem ser utilizadas para auxiliar no processo de modelagem das emissões de carbono em reservatório hidrelétrico são destacadas as seguintes: (1) delimitação da área inundada pelo reservatório (HEINE et al., 2014), (2) estimativa da fração cobertura de nuvens

sobre o reservatório (CURTARELLI et al., 2014b), (3) estimativa da taxa de precipitação na região do reservatório e sua bacia de contribuição (CURTARELLI et al., 2014b), (4) estimativa da temperatura da superfície da água (ALCÂNTARA et al., 2010), e (5) mapeamento de uso e cobertura da terra no entorno e na bacia de contribuição do reservatório e seu entorno (VASCONCELOS; NOVO, 2004). Outras aplicações incluem a estimativa de parâmetros de qualidade da água (ALCÂNTARA et al., 2009; OGASHAWARA et al., 2013; OGASHWARA et al., 2014); avaliação dos componentes terrestres do balanço de carbono (DONG et al., 2003; GIBBS et al., 2007), levantamento de propriedades biofísicas da vegetação na bacia de contribuição ao reservatório (ARAGÃO, 2004).

2.3.1. Delimitação da área inundada

O limite da área inundada pelo reservatório é um dado importante para fins de modelagem numérica, sendo de grande importância para a definição do domínio numérico de simulação. Além disso, é importante para a definição das condições de contorno nas bordas e superfície do reservatório. A delimitação da superfície do reservatório a partir de dados de sensoriamento remoto pode ser realizada de maneira relativamente simples, existindo diversas técnicas descritas na literatura para este fim (NATH; DEB, 2010).

McFeeters (1996) desenvolveu o NDWI (*Normalized Difference Water Index*), um índice obtido por razão de bandas para a delimitação de corpos d'água utilizando imagens TM (*Thematic Mapper*) Landsat. Li et al. (2013) apresentaram uma técnica que utiliza um modelo linear de mistura espectral para o mapeamento da fração de água a partir de imagens obtidas pelos sensores MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e TM. Mais recentemente, Heine et al. (2014) apresentaram uma aplicação baseada em dados coletados na faixa de micro-ondas, obtidos pelo satélite TerraSAR-X, para o monitoramento da área superficial de reservatórios.

Uma das principais vantagens na delimitação dos reservatórios utilizando dados coletados na faixa de micro-ondas é que a obtenção destes dados independe das condições atmosféricas, podendo ser utilizado para a delimitação de reservatórios em regiões permanentemente coberta por nuvens e florestas inundadas (MELACK et al., 2004). Por outro lado, imagens obtidas por sensores que operam na faixa das micro-ondas não são amplamente distribuídas, como as imagens obtidas por sensores ópticos, o que muitas vezes inviabiliza seu uso.

2.3.2. Estimativa da fração de cobertura de nuvens

A fração de cobertura de nuvens é de grande importância para cálculo do balanço energético na superfície da água, sendo uma informação difícil de obter por meio de medidas *in situ*, principalmente na frequência desejada para fins de modelagem numérica. Assim, a detecção da fração de cobertura de nuvens por meio de técnicas de sensoriamento remoto é de grande interesse. Os métodos para detecção de nuvens a partir de dados de sensoriamento remoto geralmente utilizam bandas localizadas na região do visível e infravermelho próximo (VNIR) do espectro eletromagnético.

Dentre os sensores utilizados para a detecção da presença de nuvens destacam-se os sensores MODIS e GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*). Os dados coletados pelo sensor MODIS são capazes de fornecer até quatro estimativas por dia (duas com o MODIS a bordo da plataforma Terra e duas com o MODIS abordo da plataforma Aqua). Já os dados coletados pelo GOES podem fornecer estimativas de cobertura de nuvens a cada30 minutos, dependendo de seu modo de operação.

A identificação de nuvens por meio de imagens de satélite pode ser realizada por diferentes métodos, sendo aplicadas desde técnicas relativamente simples, como a inspeção visual (COUTINHO; FISCH, 2007), até técnicas avançadas que empregam uma série de limiares espectrais, em bandas do visível e

infravermelho, levando em consideração o tipo de cobertura (p.ex. terra, água, desertos, gelo, florestas) (ACKERMAN et al., 1998).

2.3.3. Estimativas da taxa de precipitação

A taxa de precipitação é uma variável que pode ser utilizado diretamente como entrada em modelos numéricos, para a contabilização do balanço hídrico no reservatório. Atualmente existem diversas técnicas para a recuperação da precipitação por meio de imagens de sensoriamento remoto, sendo mais utilizados os métodos baseados na região do VNIR, micro-ondas (passivo e ativo) e também abordagens multissensores (KIDD; LEVAZIAN, 2011). Uma das vantagens em se estimar a taxa de precipitação por meio de dados de sensoriamento remoto é que estes, geralmente, possuem frequência amostral maior do que as medidas realizadas em postos pluviométricos convencionais.

Dentre os satélites utilizados para monitoramento da precipitação podemos destacar a missão TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*, KUMMEROW et al., 1998) e sua sucessora, a missão GPM (*Global Precipitation Measurement*). O TRMM foi um satélite dedicado ao monitoramento da precipitação na região tropical e subtropical do planeta fornecendo produtos padronizados, em diferentes escalas temporais e espaciais. Lançado em 1997, o TRMM teve sua órbita alterada em 2001 para aumentar o tempo de vida útil da missão e operou de maneira contínua até o ano de 2015. Por sua vez, a missão GPM foi lançada em 2014, trazendo novos avanços em relação à missão TRMM, utilizando sensores de micro-ondas ativo e passivo que estendem as capacidades dos sensores a bordo do TRMM.

2.3.4. Estimativas de temperatura da superfície da água

A temperatura da superfície da água estimada a partir de imagens de sensoriamento remoto pode ser utilizada em diversas etapas da modelagem em reservatórios hidrelétricos. A variação espacial da temperatura na superfície do reservatório pode ser utilizada tanto como condição inicial dos modelos

como para validação dos resultados das simulações. Além disso, séries temporais da temperatura dos rios afluentes podem ser utilizadas para alimentar os modelos durante as simulações.

Os métodos para correção atmosférica e obtenção da temperatura da superfície da água a partir de imagens de sensoriamento remoto podem ser classificados em *split window* ou *mono window*, dependendo do número de canais no infravermelho termal utilizados (SOBRINO et al., 2004). Os principais sensores utilizados para recuperar a temperatura de superfície de corpos d'água são o AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), MODIS, TM e ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Cada um destes sensores apresentam resoluções temporais e espaciais distintas, que são adequadas para estudos desde a escala diária a sazonal, em reservatórios de pequeno e grande porte.

Dentre os sensores supracitados destaca-se o MODIS, capaz de fornecer a temperatura de superfície da água na forma de produto padronizado até quatro vezes ao dia. Os produtos MODIS/Terra V5 LST/E L3 Global 1 km Grid (MOD11A1) e MODIS/Aqua V5 LST/E L3 Global 1 km Grid (MYD11A1), são gerados a partir de um algoritmo do tipo *split window* e sete bandas espectrais do sensor MODIS localizadas nas regiões do infravermelho de ondas curtas (SWIR, *Short Wave Infrared*) e do infravermelho termal (TIR, *Thermal Infrared*) (WAN, 2008). Este algoritmo é baseado na absorção diferencial em bandas adjacentes na região do infravermelho (WAN, 2008). Operando desde o ano 2000, o MODIS possui uma série temporal com mais de 10 anos de dados de temperatura da superfície terrestre, possibilitando estudos de médio e longo termo.

2.3.5. Mapeamento do uso e cobertura do solo

Do ponto de vista da modelagem numérica, o mapeamento do uso e cobertura do solo no entorno dos reservatórios e em sua bacia de drenagem é de grande importância para avaliar as fontes de carbono e nutrientes que aportam ao

reservatório (BRASIL/MME, 2012). Além disso, tal mapeamento pode ser utilizado para inferir sobre a dinâmica de mudança destes usos, permitindo assim a elaboração de cenários futuros de aporte de carbono e nutrientes para simulação da emissão de carbono nos reservatórios hidrelétricos.

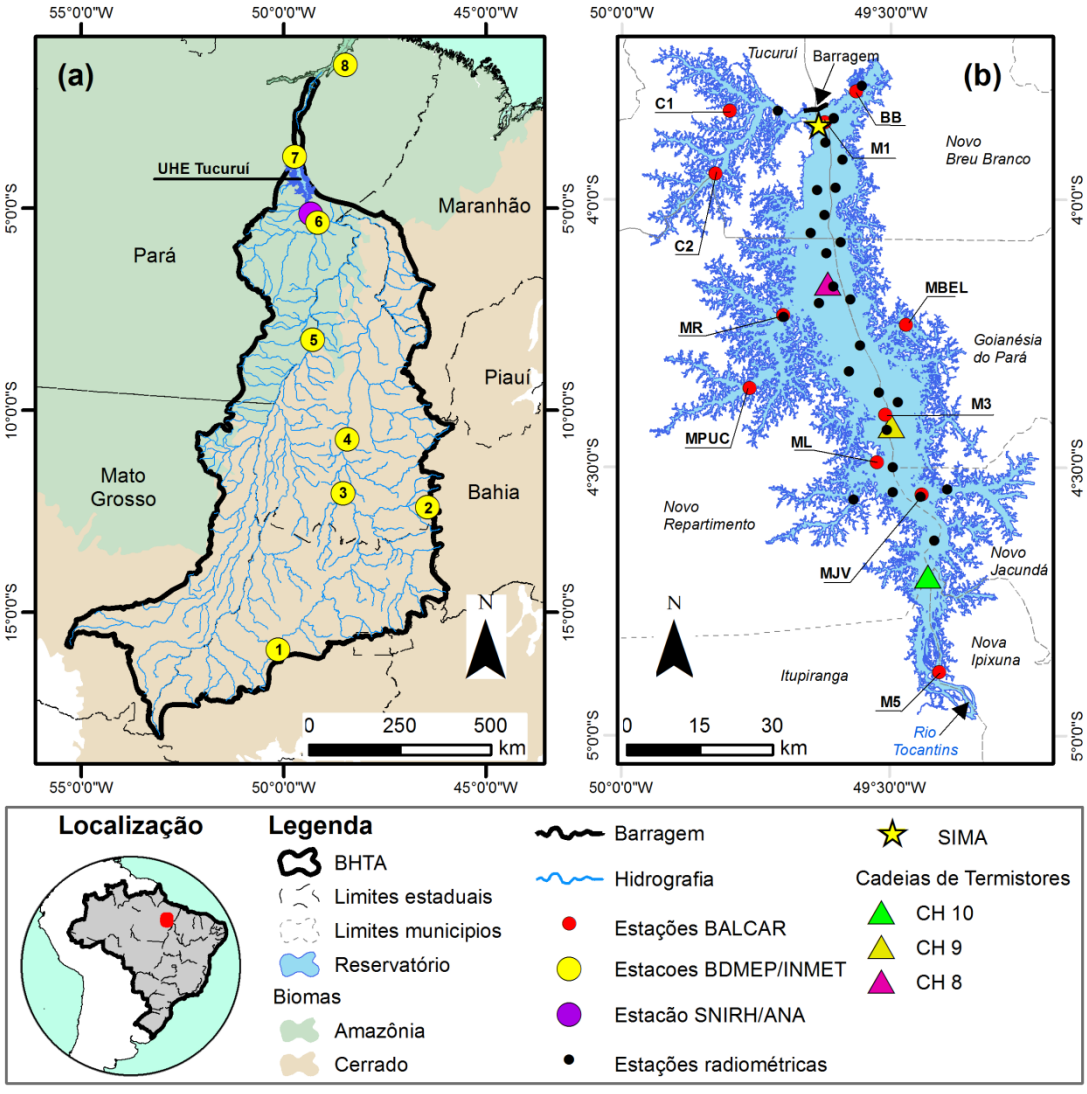
O mapeamento do uso e cobertura do solo com base em imagens de sensoriamento remoto é realizado por meio da aplicação da técnica de classificação digital de imagem (JENSEN, 2007). De maneira generalizada, os classificadores podem ser divididos em dois grandes grupos: (1) por *pixel* (*Picture element*); e (2) por regiões (orientado ao objeto). Classificadores do tipo (1) utilizam apenas a informação espectral de cada *pixel* para achar regiões homogêneas. Estes classificadores podem ser separados em métodos estatísticos (utilizam regras da teoria de probabilidade) e determinísticos (não utilizam probabilidade). Já os classificadores do tipo (2) utilizam, além de informação espectral de cada *pixel*, a informação espacial que envolve a relação com seus vizinhos, identificando regiões homogêneas dentro da imagem.

Atualmente existem diversas metodologias e algoritmos aplicados à classificação para fins de mapeamento do uso e cobertura do solo na região Amazônica. Podem ser citadas desde abordagens baseadas unicamente em dados ópticos (VASCONCELOS; NOVO, 2004), baseadas em dados coletados na faixa das micro-ondas (ARNESEN et al., 2013), e até abordagens baseadas em fusão de dados ópticos e dados de micro-ondas (PEREIRA et al., 2013). Metodologias baseada em dados de micro-ondas apresentam vantagens em relação a dados ópticos para mapeamento do uso do solo na Amazônia, visto a grande cobertura de nuvens nesta região. Contudo, a maior disponibilidade de dados ópticos em relação aos dados de micro-ondas favorece sua utilização, sendo grande parte dos estudos realizados com imagens desta natureza.

3. DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo desta pesquisa compreende o reservatório da UHE de Tucuruí, localizado na parte baixa da Bacia Hidrográfica do Tocantins-Araguaia (BHTA), entre as coordenadas 3,75° S; 49,53° O e 5,01° S; 49,59° O, região Norte do Brasil, estado do Pará, bioma Amazônia (Figura 3.1a). Sua área abrange parte de sete municípios da mesorregião do Sudeste Paraense: Novo Jacundá, Novo Repartimento, Novo Breu Branco, Nova Ipixuna, Itupiranga, Goianésia do Pará e Tucuruí (Figura 3.1b).

Figura 3.1 – Localização da área de estudo. (a) Posição em relação à Bacia Hidrográfica do Tocantins-Araguaia e (b) limite do reservatório e posição das estações amostrais.



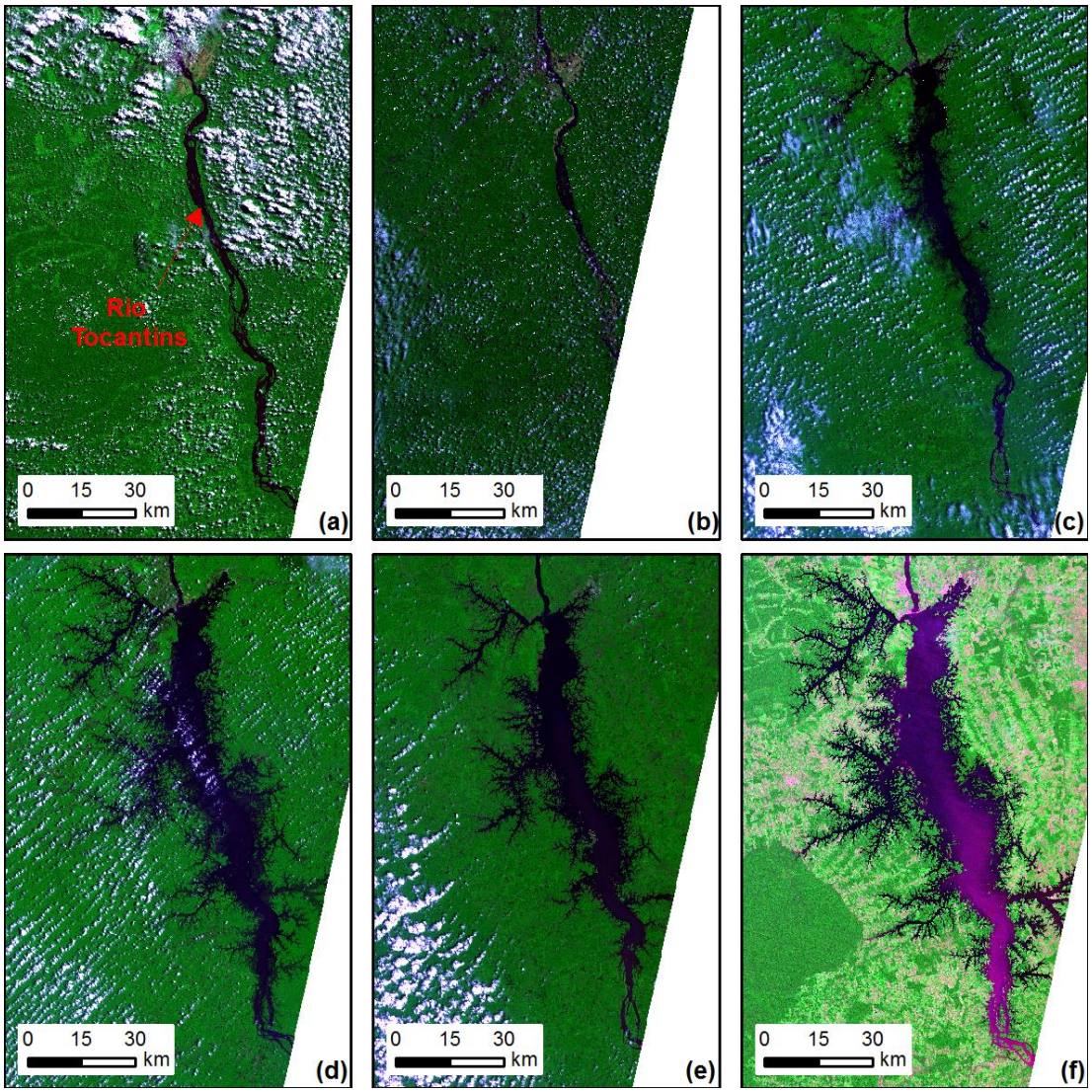
Esta UHE foi planejada e construída entre as décadas de 60 e 80 a partir do barramento do rio Tocantins nas proximidades da cidade de Tucuruí, alagando uma vasta área de floresta tropical. Seu reservatório foi preenchido no ano de 1984 (Figura 3.2). A construção da usina e o enchimento do lago contribuíram com o desenvolvimento econômico da região, principalmente nas cidades em seu entorno (MACIEL, 2012). No entanto, também contribuiu com o aumento do desflorestamento e da degradação florestal em seu entorno, sendo que, entre os anos de 1988 e 2008 foi observada uma taxa de desflorestamento de aproximadamente 600 km^2 por ano na região (CHEN et al., 2015).

Em sua primeira etapa de construção, chamada Tucuruí-I, a UHE de Tucuruí possuía apenas 12 unidades geradoras de 350 MW e duas unidades auxiliares de 22,5 MW, totalizando uma potência instalada de 4.245 MW. Entretanto, em 2007 foi concluída a construção da segunda casa de força (chamada Tucuruí-II), com 11 unidades geradoras de 375 MW e potência instalada total de 4.125 MW. Após a construção da segunda casa de forças, a potência total instalada passou a ser de 8.370 MW, se despontando como a maior usina hidrelétrica 100% nacional.

A escolha deste reservatório como área de estudo levou em consideração os seguintes fatores: (1) o reservatório de Tucuruí é o maior localizado na região Amazônica, (2) relativa facilidade de acesso quando comparado com outros reservatórios da região, (3) existência de um banco de dados atual e consolidado, coletados no âmbito do projeto BALCAR, com dados de fluxos de C e limnológicos necessários para parametrização e validação das simulações com o modelo numérico, (4) existência de 2 projetos de pesquisa em andamento neste reservatório durante o desenvolvimento da tese que forneceram recursos financeiros e humanos para subsidiar as campanhas de campo e instalação de equipamentos para coleta de dados, e (5) apesar de já existirem estudos abordando a temática de emissões de C neste reservatório (p.ex., FEARNISIDE et al., 1995; ROSA; SCHAEFFER, 1995; FEARNSIDE, 1996; ROSA et al., 1996; FEARNSIDE, 2002; SANTOS et al., 2004; ROSA et

al., 2006; BRASIL/MME, 2014), a questão da variabilidade espacial e temporal do fluxo de C foi apenas parcialmente abordada, sendo necessários estudos complementares para sua melhor compreensão.

Figura 3.2 – Série histórica de imagens do sensor TM a bordo do satélite Landsat-5 mostrando a evolução do enchimento do reservatório de Tucuruí ao longo do ano de 1984: (a) 15/05/1984; (b) 19/08/1984; (c) 23/11/1984; (d) 09/10/1985; (e) 06/12/2006 (pico da fase de seca); e (f) 21/06/2009 (pico da fase de cheia). Composição falsa cor R3G4B1.



3.1. Características gerais e qualidade da água

A topografia da região de Tucuruí proporcionou a formação de um reservatório de forma alongada no sentido latitudinal, com cerca de 150 km de comprimento

e aproximadamente 20 km de largura (ver Figura 3.1b). Além disso, proporcionou a formação de diversas ilhas no reservatório. Segundo dados oficiais das Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A. (Eletronorte), empresa que opera a usina, existem 1.652 ilhas no reservatório, sendo cerca de 800 delas habitadas (MACIEL, 2012).

Atualmente o reservatório possui uma área alagada de 2.918 km² (nível máximo, cota 74 m acima do nível do mar) e um volume total estimado em 50,3 bilhões de m³ (MACIEL, 2012). Sua profundidade varia entre 0,5 e 104 m, com profundidade média de 28 m. O tempo de residência da água no reservatório varia entre aproximadamente 30 dias (verão austral) e 180 dias (inverno austral), com valor médio de 96 dias (ELETRONORTE, 1988), isto é, a água do reservatório é renovada, em média, a cada 3meses ao longo do ano.

Considerando a potência total instalada (Tucuruí-I e II) e a área alagada pelo reservatório, a densidade de potência é de aproximadamente 2,79 MW km^{-2}, superior a de outros reservatórios localizados na Amazônia brasileira, como por exemplo, Balbina (0,11 MW km^{-2}), Curuá-Una (0,74 MW km^{-2}), Jatapu (0,11 MW km^{-2}), Pitinga (0,42 MW km^{-2}) e Samuel (0,39 MW km^{-2}) (FEARNSIDE, 2005; SANTOS et al., 2006).

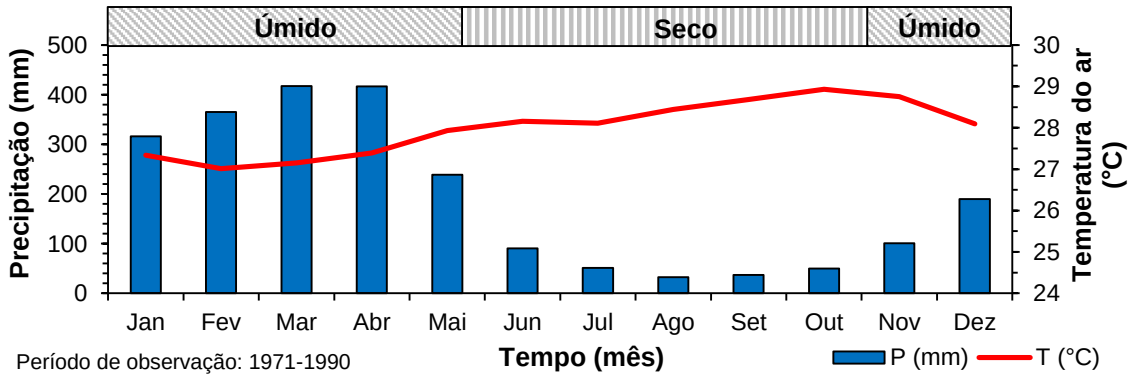
Com relação à qualidade da água, o reservatório apresenta variações espaciais e temporais no nível trófico ao longo de todo o ano (CURTARELLI et al., 2014c; LOBATO et al., 2014). Em todas as fases de operação o reservatório apresenta características predominantemente de corpos d'água mesotróficos (LOBATO et al., 2014), com concentrações de clorofila variando entre 2,9 e 7,3 $\mu g\ L^{-1}$ e concentração de fósforo variando entre 17,4 e 43 $\mu g\ L^{-1}$. Entretanto durante as fases operacionais de seca e enchimento o reservatório pode apresentar características de corpos d'água eutrófico e supereutrófico em algumas regiões (p.ex. a zona de transição rio-reservatório e os igarapés), podendo apresentar concentrações de clorofila superiores a 50 $\mu g\ L^{-1}$. Durante as fases de cheia e

esvaziamento a região próxima à barragem apresenta características de corpos d'água oligotróficos, com concentrações de clorofila próximas a 3 $\mu g\ L^{-1}$.

3.2. Clima e regime hidrológico

Segundo a classificação climática de Köppen-Geiger (PEEL et al., 2007), o clima na região do reservatório pode ser classificado como de monção (Am). A temperatura média mensal do ar varia entre 27 °C (fevereiro) e 29 °C (outubro) ao longo do ano, com média de 28 °C (Figura 3.3). A precipitação se distribui de forma irregular ao longo do ano, com dois períodos bem definidos: (1) período úmido, e (2) período seco. O período úmido se estende entre os meses novembro e maio, com precipitação mensal podendo superar os 400 mm $mês^{-1}$. Este período corresponde ao período de atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a América do Sul, o que favorece a ocorrência mais frequente de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) sobre a região Amazônica (HOREL et al., 1989; PEREIRA FILHO et al., 2015). O período seco ocorre entre junho e outubro, quando a precipitação é, em média, inferior a 40 $mm\ mês^{-1}$. O total precipitado ao longo do ano excede os 2000 mm.

Figura 3.3 – Variação intra-anual da precipitação e da temperatura do ar observados na estação meteorológica de Tucuruí.



Fonte: Embrapa (2003).

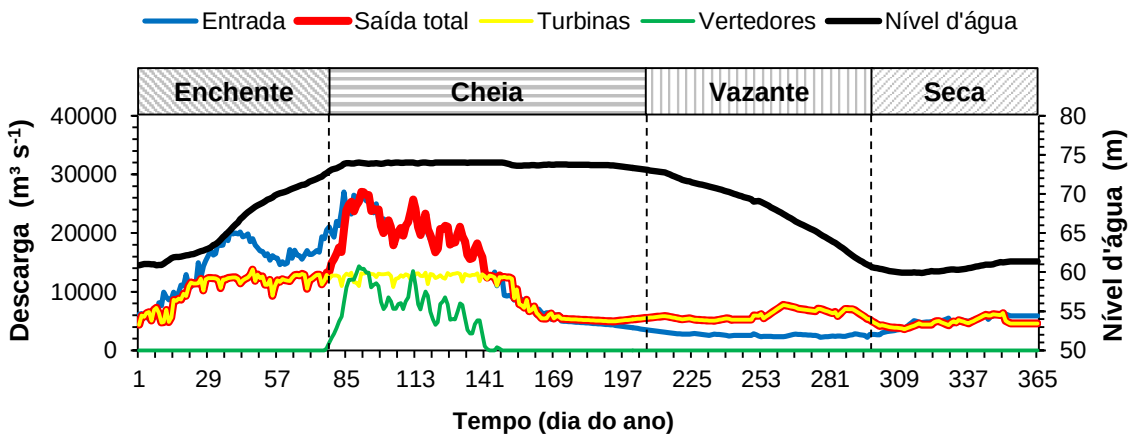
Do ponto de vista hidrológico, o reservatório de Tucuruí está localizado na parte baixa da BHTA, que abrange cerca de 920 mil km^2 (i.e. ~11% do território nacional) (ANA, 2013). O principal contribuinte é rio Tocantins, que tem suas

nascentes na região norte do Goiás e é responsável por uma descarga média de 11.000 $m^3 s^{-1}$em Tucuruí (ANA, 2013); o pico da vazão ocorre nos meses de março e abril, quando a descarga do rio Tocantins pode superar os 20.000 $m^3 s^{-1}$. Além disso, pequenos tributários contribuem em menor escala com a vazão afluente ao reservatório, como o rio Pucuruí, rio Caraipé, rio da Lontra, rio Bacurí, rio Jacundá e rio do Repartimento.

3.3. Operação do reservatório

Do ponto de vista operacional do reservatório da UHE de Tucuruí são diferenciados quatro estágios (Figura 3.4), sendo, enchente, cheia, vazante e seca.

Figura 3.4 – Fases operacionais da UHE de Tucuruí. Os dados apresentados são referentes ao ano de 2013.



Fonte: Eletronorte (2013).

A fase de enchimento ocorre entre os meses de dezembro e março, quando o reservatório atinge a cota máxima (74 m acima do nível do mar). A fase de cheia dura aproximadamente dois meses, entre abril e julho. Durante parte desta fase operacional, os 23 vertedores, com capacidade máxima de 110.000 $m^3 s^{-1}$, são acionados. A fase de vazante ocorre entre agosto e outubro e a fase de seca entre outubro e dezembro. O nível do reservatório varia aproximadamente 16 m ao longo do ano.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.2. Conjunto de dados

Nesta seção é apresentado o conjunto de dados utilizado para o desenvolvimento do trabalho, composto por dados coletados *in situ* e dados obtidos por sensoriamento remoto, conforme descrito a seguir.

4.2.1. Dados obtidos *in situ*

4.2.1.1. Dados hidrometeorológicos

Os dados hidrometeorológicos utilizados neste trabalho são provenientes de três fontes distintas: (1) Banco de dados Meteorológico para Ensino e Pesquisa do Instituto Nacional de Meteorologia (BDMEP/INMET), (2) Sistema Nacional de Informações de Recursos Hídricos da Agência Nacional de Águas (SNIRH/ANA), e (3) banco de dados do Sistema Integrado de monitoramento Ambiental (SIMA), disponibilizados por meio do portal eletrônico do projeto BALCAR, disponível em <www.dsr.inpe.br/hidrosfera/balcar/>.

O BDMEP/INMET possui séries temporais de dados coletados por 291 estações meteorológicas convencionais da rede INMET, totalizando cerca de 3 milhões de informações referentes às medições diárias de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Meteorológica Mundial (OMM). As variáveis atmosféricas disponibilizadas para consultas e *download* no BDMEP/INMET são: (1) precipitação ocorrida nas últimas 24 horas, (2) temperatura do bulbo seco e bulbo úmido, (3) temperatura máxima e mínima, (4) umidade relativa do ar, (5) pressão atmosférica ao nível da estação, (6) insolação, e (7) direção e velocidade do vento.

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados coletados nas estações listadas na Tabela 4.1. O BDMEP/INMET pode ser acessado mediante um cadastro prévio e solicitação de acesso através do seguinte endereço eletrônico: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>.

Tabela 4.1 - Informações gerais das estações meteorológicas do BDMEP/INMET utilizadas neste trabalho. A localização das estações está apresentada na Figura 3.1a.

ID estação	Nome Estação	Latitude (grau decimal)	Longitude (grau decimal)	Altitude (m)	Extensão da série
1	Goiás	-15,92	-50,13	512	1970-2013
2	Taguatinga	-12,40	-46,43	604	1970-2013
3	Peixe	-12,05	-48,53	242	1975-2013
4	Porto Nacional	-10,72	-48,42	239	1970-2013
5	Conceição do Araguaia	-8,25	-49,28	157	1970-2013
6	Marabá	-5,35	-49,15	95	1973-2013
7	Tucuruí	-3,72	-49,72	40	1970-2013
8	Belém	-1,45	-48,47	10	1970-2013

O SNIRH/ANA é um dos instrumentos da Lei nº 9.433/97 que estabelece a Política Nacional de Recursos Hídricos no Brasil. Trata-se de um amplo sistema de coleta, tratamento, armazenamento e recuperação de informações sobre recursos hídricos do Brasil, bem como fatores intervenientes para sua gestão. Neste trabalho foi utilizada a série temporal de dados de vazão diária, medidos entre 1977 e 2013 na estação Itupiranga, localizada a montante do reservatório de Tucuruí. A localização geográfica desta estação está apresentada na Figura 3.1a. O SNIRH/ANA pode ser acessado e consultado no seguinte endereço:<http://www.snirh.gov.br/home/>.

O SIMA (STECH et al., 2006) consiste em um conjunto de *hardware* e *software*, desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em parceria com a Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP), para a coleta de dados meteorológicos e limnológicos com alta frequência temporal e monitoramento em tempo quase real de sistemas aquáticos. É composto por um sistema independente, formado por uma boia toroidal ou plataforma ancorada, na qual os sensores meteorológicos, limnológicos e a antena de transmissão de dados são fixados.

O SIMA fundeado em Tucuruí (Figura 4.1) foi programado para coletar e armazenar dados automaticamente a cada 10 minutos, entretanto, os dados que são transmitidos por telemetria e disponibilizados no banco de dados *online* são referentes a média horária das variáveis monitoradas.

Figura 4.1 – Operação para recuperação e fundeio do SIMA no reservatório da UHE Tucuruí. Campanha realizada entre os dias 20 e 22 de novembro de 2012.

Neste reservatório o SIMA operou entre novembro de 2012 e dezembro de 2013, sendo monitoradas as seguintes variáveis meteorológicas: direção e intensidade do vento, pressão atmosférica, radiação incidente, umidade relativa e temperatura do ar e concentração de CO_2 atmosférico. Os dados do SIMA são armazenados em um banco de dados com acesso através da *internet* (ALCÂNTARA et al., 2013), podendo ser visualizados e solicitados mediante a um cadastro prévio no seguinte endereço eletrônico:<www.dsr.inpe.br/hidrosfera/sima/login.php>.

A posição do SIMA no reservatório de Tucuruí está apresentada na Figura 3.1b. A Tabela 4.2 apresenta um resumo das características dos sensores utilizados no SIMA de Tucuruí.

Tabela 4.2 – Características dos sensores meteorológicos utilizados no SIMA instalado em Tucuruí.

Sensor	Fabricante/Modelo	Faixa de operação	Acurácia	Altura em relação ao nível d'água
Termo-higrômetro	Rotronic / MP 101A	-40 a 60 °C 0 a 100%	± 0,3 °C ± 1%	3 m
Anemômetro	RM Young / 05106	0 a 100 m s^{-1} 0 a 360°	± 0,3 m s^{-1} ± 3°	3 m
Piranómetro	Novalynx / 840-8102	0 a 1500 W m^{-2}	< 1 W m^{-2}	3 m
Barômetro	Vaisala / PTB 110	800 a 1060 hPa	± 0,3 hPa a 20 °C	3 m
Sensor CO_2	Vaisala / GMP 343	0 a 1000 ppm	± 3 ppm a 25 °C e 1013 hPa	0,5 e 3 m

4.2.1.2. Dados limnológicos e emissão de CO_2

Os dados limnológicos e de emissão de CO_2 utilizados neste trabalho são provenientes de três fontes distintas: (1) banco de dados de campanhas do projeto BALCAR, (2) dados coletados por cadeias de termistores fundeadas no reservatório no âmbito do projeto BALCAR, e (3) banco de dados do SIMA disponibilizado no portal eletrônico do projeto BALCAR.

O banco de dados de campanhas do projeto BALCAR é composto por dados coletados tanto na superfície como na coluna d'água, por equipes de diferentes instituições brasileiras, e em diversos reservatórios hidrelétricos do Brasil (BRASIL/MME, 2014). Este banco de dados está disponível no portal do Grupo de Pesquisa Hidrosfera da Divisão de Sensoriamento Remoto do INPE (DSR/INPE), podendo ser acessado mediante a um cadastro prévio no seguinte endereço eletrônico: <http://www.dsr.inpe.br/hidrosfera/balcar/>.

Para o reservatório de Tucuruí estão disponíveis dados coletados por equipes da Universidade federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF), Associação Instituto Internacional de Ecologia e Gestão Ambiental (AIIEGA), INPE e Eletronorte, adquiridos entre os anos 2011 e 2012

(BRASIL/MME, 2014). A posição das estações amostrais do projeto BALCAR utilizadas neste trabalho é apresentada na Figura 3.1b. As Tabelas 4.3, 4.4 e 4.5apresentam um resumo dos dados disponíveis no banco de dados do BALCAR, utilizados neste trabalho.

Tabela 4.3 – Dados coletados no rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí.

ID estação	Data coleta	Estação	Instituição	Variáveis coletadas[1]
M5	05/2011	Seca	UFJF	COD e CID
M5	06/2011	Seca	UFJF	T_w, OD, pH, PT, NO_3^-, COD e CID
M5	06/2011	Seca	AIIEGA	T_w, OD, pH e PT
M5	06/2011	Seca	Eletronorte	T_w, OD, pH, PT, PO_4^-, NO_3^- e NH_4^+
M5	07/2011	Seca	UFRJ	COD, COP e CID
M5	08/2011	Seca	UFJF	T_w, OD, pH, COD, COP e CID
M5	09/2011	Seca	Eletronorte	T_w, OD, pH, PT, PO_4^- e NH_4^+
M5	10/2011	Úmida	UFRJ	COD, COP e CID
M5	12/2011	Úmida	AIIEGA	T_w, OD, pH e PT
M5	12/2011	Úmida	Eletronorte	T_w, OD, pH, PT, PO_4^- e NH_4^+
M5	03/2012	Úmida	Eletronorte	T_w, OD, pH, PT, PO_4^- e NH_4^+
M5	04/2012	Úmida	AIIEGA	T_w, OD, pH e PT

[1] COD: carbono orgânico dissolvido, CID: carbono inorgânico dissolvido, COP: carbono orgânico particulado, T_w: temperatura da água, OD: oxigênio dissolvido, pH: potencial hidrogeniônico, PT: Fósforo total, PO_4^-: fosfato, NO^{3-}: nitrato, NH_4^+: amônio.

Tabela 4.4 - Dados coletados na coluna d'água.

ID estação	Data coleta	Estação	Instituição	Variáveis coletadas[1]	Profundidade de coleta (m)
M1	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte		0, 5, 6, 12, 18, 30, 40, 50, 57
MR	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte	T_w, OD,	0, 5, 15, 19
MBEL	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte	NH_4^+, PO_4^-,	0, 8, 15
MPUC	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte	NO^{3-}, STS,	0, 2, 5, 10
M3	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte	Chl-*a*	0, 3, 15, 30
ML	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte		0, 3, 7, 13
MJV	06 e 12/2011	Seca / Úmida	Eletronorte		0, 3, 6, 12

[1] Chl-*a*: concentração de clorofila-*a*, STS: sólidos totais suspensos.

Tabela 4.5 – Medições de fluxo difusivo de CO_2.

ID estação	Data coleta	Estação	Instituição	Método de coleta
C1	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
C2	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
BB	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
M1	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
MR	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
MBEL	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
MPUC	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
M3	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes
MJV	06, 09 e 12/2011 03 e 06/2012	Seca / Úmida	Eletronorte	Câmaras flutuantes

As cadeias de termistores foram fundeadas no reservatório de Tucuruí em novembro de 2012 e coletaram dados continuamente até junho de 2013, quando foram resgatadas. Estas cadeias foram fundeadas em 4 locais diferentes, sendo uma instalada junto a boia ao SIMA (região próxima a barragem), duas no corpo principal do reservatório (nomeadas CH 8 e CH 9) e uma na região de transição entre o rio e o reservatório (nomeada CH 10). As posições das cadeias de termistores estão apresentadas na Figura 3.1b. Em cada uma das cadeias foram utilizados 15 termistores HOBO®, modelo U22-001 Water Temp Pro v2. Estes termistores operam entre -40 e 50 °C na água, podendo chegar até 120 m de profundidade. Possuem acurácia de 0,2 °C com resolução variando entre 0,02 e 0,25 °C. Seu tempo de resposta em 90% do tempo é de 5 minutos para medidas dentro da água. Sua memória interna suporta o armazenamento de mais de 42.000 dados, podendo ser

descarregados em um computador através de sua interface USB. Os termistores foram programados para coletar e armazenar dados a cada 10 minutos. A Tabela 4.6 apresenta a configuração e período de funcionamento de cada uma das cadeias fundeadas em Tucuruí.

Tabela 4.6 – Configuração das cadeias de termistores fundeadas em Tucuruí.

ID estação	Níveis amostrados[1] (m)	Período de funcionamento
SIMA	0,3;1; 2; 4; 6; 8; 10; 13; 16; 19; 22; 25; 30; 40; 48	26/12/2012 a 01/07/2013[2]
CH 8	0,3; 1; 2; 4; 6; 8; 10; 12; 14; 16; 18; 20; 25; 30; 35	26/11/2012 a 28/11/2012
CH 9	0,3;1; 2; 3; 4; 6; 8; 10; 12; 14; 16; 18; 20; 22; 35	26/11/2012 a 01/07/2013[2]
CH 10	0,3; 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 10; 12; 14; 16; 18; 20	26/11/2012 a 01/07/2013

[1] Profundidade abaixo da superfície da água; [2] Apresentaram problemas e o equipamento foi perdido e/ou removido durante os experimentos.

Além disso, dados de temperatura coletados utilizando uma sonda multiparâmetros acoplada as SIMA foram utilizados para complementar os dados coletados pelas cadeias de termistores. Estes dados foram coletados com frequência horária entre dezembro de 2012 e março de 2013, a uma profundidade de aproximadamente 0,5 m, utilizando uma sonda da marca YSI® (*Yellow Springs Instruments*), modelo 6600 v2-2. Estes dados também foram transmitidos via telemetria pelo SIMA.

4.2.1.3. Dados radiométricos

Dados radiométricos foram coletados em 26 pontos (ver localização na Figura 3.1b), durante uma campanha de campo realizada no reservatório de Tucuruí entre os dias 24 e 29 de novembro de 2012. Estes dados foram coletados utilizando três radiômetros da marca TriOS®, modelo Ramses-ACC-VIS, que operam entre 320 e 950 nm, com resolução espectral de 3,3 nm e 0,3 nm de acurácia. Estes dados foram posteriormente utilizados para o calculo do coeficiente de atenuação da radiação eletromagnética na coluna d'água.

A coleta de dados foi realizada entre as 10h00min e 15h00min (horário local), tanto em superfície como em diferentes profundidades da coluna d'água. O

arranjo dos sensores radiométricos foi configurado da seguinte forma: dois sensores foram posicionados na estrutura metálica submergível para perfilamento da coluna d'água (um medindo a irradiância espectral descendente, $E_d(\lambda)$ (W m^{-2}), e outro a radiância espectral ascendente, $L_u(\lambda)$ (W m^{-2} sr^{-1})),enquanto que um sensor ficou posicionado na estrutura fixa fora da água medindo a radiância espectral da placa de referência, $L_{placa}(\lambda)$ (W m^{-2} sr^{-1}), (Figura 4.2). A profundidade máxima de coleta em cada ponto foi definida como sendo aquela em que o $E_d(\lambda)$ fosse equivalente a 1% do $E_d(\lambda)$ observado em subsuperfície.

Figura 4.2 – Configuração dos sensores para coleta de dados radiométricos em superfície e na coluna d'água.

Por fim foi desenvolvida uma rotina automatizada no aplicativo MatLab® para pré-processar os dados coletados e calcular o coeficiente de atenuação vertical, $K_{d(\lambda)}$ (m^{-1}), integrado para a região da radiação fotossintéticamente ativa (PAR, *Photosynthetic Active Radiation*), utilizando a seguinte relação (KIRK, 2011):

$$K_{d(\lambda)} = -\frac{\ln\left(\frac{Ed_z(\lambda)}{Ed_{z-1}(\lambda)}\right)}{\Delta z} \qquad (4.1)$$

onde, *z* representa a profundidade em que as medições foram realizadas (m). O $K_{d(PAR)}$ foi obtido por meio da integração do $K_{d(\lambda)}$ entre 400 e 700 nm. O método de integração utilizado foi o método dos trapézios.

4.2.1.4. Dados operacionais

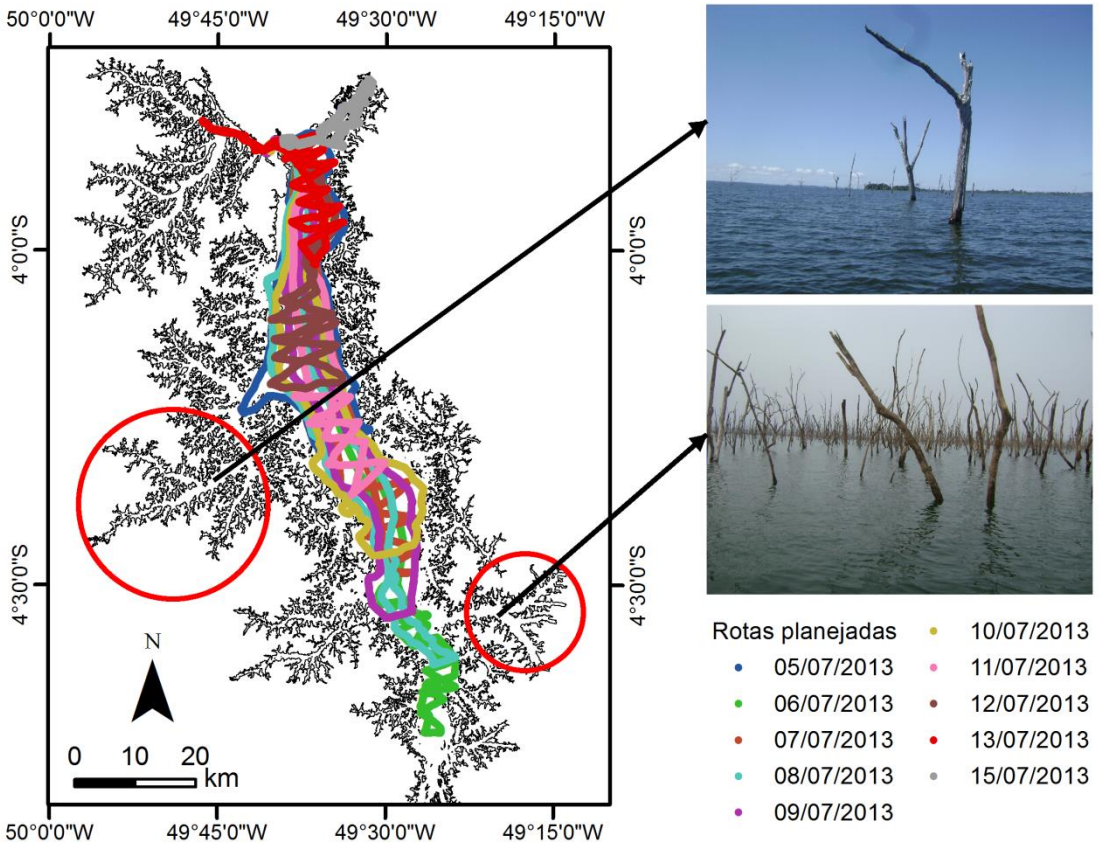
Os dados operacionais do reservatório foram obtidos por meio do boletim *online* publicado pela Eletronorte. O boletim é atualizado durante os dias úteis e pode ser obtido gratuitamente no seguinte portal <http://www.eln.gov.br/opencms/export/sites/eletronorte/pilares/geracao/estados/tucurui/boletim/bvn.pdf>. Ao longo do ano de 2013 o boletim da Eletronorte foi acessado todos os dias úteis e as informações de vazão afluente total, vazão turbinada, vazão vertida e nível operacional foram salvas em uma planilha eletrônica.

4.2.1.5. Batimetria

Os dados de batimetria foram obtidos durante uma campanha de campo realizada entre os dias 5 e 15 de julho de 2013, período coincidente com a fase operacional de cheia em Tucuruí. A campanha para coleta de dados batimétricos levou em consideração os protocolos descritos por Levec e Skinner (2004) e Wilson e Richards (2006), sendo dividida em duas etapas: (1) planejamento das rotas; e (2) coleta de dados.

O planejamento e traçado das rotas batimétricas foi realizado com auxílio do aplicativo Google Earth®. As rotas foram definidas levando em conta o grande número de ilhas e árvores mortas no reservatório, fato que dificulta e compromete a segurança da navegação, especialmente em condições de ventos moderados e fortes (Figura 4.3). O percurso total previsto para um dia de trabalho foi definido considerando uma velocidade média de viagem de 20 km h^{-1} e um máximo de 11 h trabalhados no mesmo dia (06h00min-17h00min).

Figura 4.3 – Rotas batimétricas planejadas para coleta de dados durante a campanha de campo realizada em julho de 2013. Os círculos vermelhos indicam regiões de difícil acesso dentro do reservatório devido a grande quantidade de árvores mortas.



As coletas foram realizadas utilizando um GPS (*Global Positioning System*) com SONAR (*Sound Navigation and Ranging*) acoplado, da marca Garmin®, modelo GPSmap 520s. Este equipamento tem capacidade de coletar dados em duas frequências (50 e 200 Hz), sendo possível realizar coletas em locais com profundidade superiores a 100 m. A precisão vertical do equipamento é de ± 0,1 m e a horizontal de ± 3 m. Durante a coleta de dados o equipamento foi ajustado para coletar dados a cada 2 segundos, utilizando como referência o sistema de coordenadas geográficas e o *World Geodetic System* 1984 (WGS-84) como *datum*. Foram percorridos cerca de 1.800 km ao longo do reservatório, sendo coletadas 179.898 amostras de profundidade.

4.2.2. Dados e produtos obtidos por sensoriamento remoto

Os dados obtidos por sensoriamento remoto que foram utilizados nesta pesquisa são provenientes de diferentes satélites e sensores, com diferentes resoluções espacial, temporal, radiométrica e espectral. Alguns dados já são fornecidos na forma de produtos padronizados e possuem séries temporais longas disponíveis gratuitamente. A Tabela 4.7 apresenta um resumo das características dos dados e produtos obtidos por sensoriamento remoto utilizados nesta pesquisa

Tabela 4.7 – Características gerais dos dados e produtos derivados de sensoriamento remoto utilizados neste trabalho.

Dado / Produto	**Sensor**	**Resolução espacial**	**Resolução temporal**	**Resolução radiométrica**	**Resolução espectral**	**Cobertura temporal**
TRMM[1] 3B42	PR[2], TMI[3], VIRS[4]	~25 km	Diário	-	-	12/1997 – 04/2015
M*D35_L2	MODIS[5]	1 km	4 observações por dia	-	-	02/2000 – Atual
MCD12Q2	MODIS	1 km	Anual	-	-	2001 – Atual
Imagens Landsat-8	OLI[6]	30 m	16 dias	12 bits	9 bandas	04/2013 – Atual
ForTraCC[7]	GOES[8]/ Imager	4 km	~30 minutos	-	-	01/2009 - Atual

[1] *Tropical Rainfall Measuring Mission*; [2] *Precipitation Radar*; [3] *TRMM Microwave Imager*; [4] *Visible and Infrared Scanner*; [5] *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*; [6] *Operational Land Imager*; [7] *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*; [8] *Geostationary Operational Environmental Satellite.*

A seguir é feita uma breve descrição de cada um dos dados/produtos obtido por sensoriamento remoto que foram utilizados neste trabalho.

4.2.2.1. Produtos TRMM 3B42

Os produtos TRMM 3B42 diário fornece séries temporais de precipitação acumulada diária (mm dia^{-1}), e são derivados a partir do algoritmo TRMM3B42 (HUFFMAN et al., 2007). O objetivo deste algoritmo é produzir estimativas de

taxa de precipitação instantânea (mm h^{-1}), a cada três horas, com o menor RMSE (*Root Mean Squared Error*) possível, utilizando dados coletados pelos sensores PR (*Precipitation Radar*), TMI (TRMM *Microwave Imager*) e VIRS (*Visible and Infrared Scanner)*, abordo do TRMM, e outros dados produzidos pelo *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC). Informações detalhadas sobre o TRMM e o algoritmo 3B42 podem ser obtidas em Kummerow et al. (1998) e Huffman et al. (2007).

O produto TRMM 3B42 foi validado para a bacia de drenagem do reservatório de Tucuruí, por meio de comparação com dados obtidos por estações *in situ* (CURTARELLI et al., 2015b). Apesar de apresentar fraca correlação linear com as estimativas obtidas com os dados observados (r = 0,15) e uma tendência em superestimar a precipitação (viés = 2,6 mm dia^{-1}), o produto TRMM 3B42 se mostrou capaz de captar as variações sazonais da precipitação e estimar a ausência de chuva de maneira razoável.

Neste trabalho, o produto TRMM 3B42 foi processado *online* utilizando o sistema TOVAS (*TRMM Online Visualization and Analysis System*), que permite o processamento de dados de precipitação, sobre uma dada região, e durante um determinado período de tempo, especificados pelo usuário. O sistema fornece como saída, tanto séries temporais de precipitação sobre a região de interesse, como as imagens utilizadas sua geração. O TOVAS pode ser acessado no seguinte endereço eletrônico:<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/tovas/>.

4.2.2.2. Produto M*D35_L2

Os produtos MODIS/Terra *Cloud Mask and Spectral Test Results* 5-Min L2 *Swath* 250m and 1km (MOD32-L2) e MODIS/Aqua *Cloud Mask and Spectral Test Results* 5-Min L2 *Swath* 250m and 1km (MYD32-L2), designados M*D35_L2, fornecem observações sobre a cobertura de nuvens em uma dada região em quatro horários diferentes do dia (i.e., aproximadamente 01h30min, 10h30min, 13h30min e 22h30min, horário local). Estes produtos são gerados a

partir de imagens coletadas pelo sensor MODIS (JUSTICE et al., 1998) e um algoritmo que emprega uma série de limiares espectrais, em bandas do visível e infravermelho, levando em consideração o tipo de cobertura do solo (ACKERMAN et al., 1998). Neste algoritmo, testes estatísticos são utilizados para avaliar se um determinado elemento de imagem (*pixel*) MODIS está ou não obstruído por nuvens, utilizando diferentes níveis de confiança (i.e., > 99% “claro”, > 95% “provavelmente claro”, > 66% “provavelmente nublado”, e ≤ 66% “nublado”). Maiores detalhes sobre o algoritmo utilizado para produzir o produto M*D35_L2 podem ser consultados em Ackerman et al. (1998).

Neste trabalho, o produto M*D35_L2 foi adquirido através do portal *Reverb Echo*, da Agência Espacial Norte Americana (NASA, *National Aeronautics and Space Administration*), disponível no seguinte endereço eletrônico: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>. O produto M*D35_L2 foi pré-processado utilizando o aplicativo MODIS *Reprojection Tool Swath* (MRT Swath), onde foi realizado o recorte das cenas MODIS para a região de interesse e projeção para o sistema de coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator) utilizando o *datum* WGS-84. Posteriormente, uma rotina foi desenvolvida no aplicativo MatLab® especificamente para calcular e gerar a série temporal de fração cobertura de nuvens, C (%), sobre o reservatório de Tucuruí. Neste caso, foram considerados como *pixels* obstruídos por nuvens aqueles classificados como “nublado” e “provavelmente nublado” pelo algoritmo M*D35_L2.

Vale ressaltar que esta metodologia para extração da fração cobertura de nuvens a partir do produto M*D35_L2 foi avaliada para a região do reservatório de Tucuruí por Costa et al. (2015). Os resultados desta avaliação mostraram que, apesar da fraca correlação linear com as estimativas obtidas a partir de dados *in situ* (r = 0,19), as estimativas de fração cobertura de nuvens a partir dos dados MODIS são capazes de reproduzir de maneira satisfatória o ciclo sazonal na região; seu uso é indicado para regiões com ausência de observações *in situ*.

4.2.2.3. Produto MCD12Q2

O produto MODIS *Land Cover Type* (MCD12Q1) fornece informações sobre o uso e cobertura da terra, obtidas a partir de observações do sensor MODIS, com frequência anual, e 1 km de resolução espacial (FRIEDL et al., 2010). Este produto inclui mapas de uso e cobertura da terra e informações de controle de qualidade, produzidos utilizando cinco esquemas diferentes, e derivados a partir de um método de classificação supervisionada por árvores de decisão. Maiores informações sobre o produto MCD12Q1 podem ser consultadas em Friedl et al. (2010).

Os produtos MCD12Q1 foram adquiridos através do portal *Reverb Echo*, da NASA, disponível no seguinte endereço: <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>. Este produto foi pré-processado utilizando o aplicativo MODIS Reprojection Tool (MRT), onde foi realizado o recorte das cenas para a região de interesse e projeção para o sistema de coordenadas UTM utilizando o *datum* WGS-84. Neste trabalho, foram utilizadas as informações de uso e cobertura da terra derivadas a partir do esquema proposto pelo *International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP), que inclui 17diferentes classes de uso e ocupação da terra.

4.2.2.4. Imagens OLI

O sensor OLI (*Operational Land Imager*) opera a bordo do satélite Landsat-8, lançado em 2013 para dar continuidade à missão Landsat (IRONS et al., 2012; ROY et al., 2014). O sensor OLI representa uma evolução dos sensores utilizados pelos satélites da série Landsat, apresentando as seguintes melhorias em relação a seus antecessores *Multispectral Scanner System* (MSS), TM e *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM^{+}): (1) utilização de um sistema de varredura eletrônica "*pushbroom*" em oposição ao sistema de varredura mecânica "*whiskbroom*" utilizados nos antecessores, (2) melhoria significativa na relação sinal-ruído, (3) aumento da resolução radiométrica, de 8 para 12 bits, e (4) melhorias na resolução espectral, apresentando maior

número de bandas e mais estreitas do que os sensores anteriores. Maiores informações sobre o satélite Landsat-8 e o sensor OLI podem ser consultadas em Irons et al. (2012) e Roy et al. (2014).

As imagens OLI utilizadas neste trabalho foram obtidas através do *Global Visualization Viewer* (GLOVIS), do Serviço Geológico Norte Americano (USGS, *United States Geological Survey*), através do seguinte portal eletrônico: <http://glovis.usgs.gov/>. O GLOVIS fornece imagens OLI com nível de processamento 1 com correções de terreno, com valores fornecidos em número digital (ND), formato inteiro sem sinal, e reamostrados para 16 bits. Os valores são disponibilizados em grades regulares, ortorretificadas, com 30 m de resolução espacial para os canais multiespectrais (bandas 1-7 e 9) e 15 m para o canal pancromático (banda8). O sistema de projeção das imagens é o UTM e o *datum* o WGS-84.

Todas as imagens OLI utilizadas neste trabalho foram pré-processadas utilizando o aplicativo Envi® (*Environment for Visualizing Images*). Primeiramente as imagens com valores em ND foram convertidas para unidade de radiância no topo da atmosfera (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) utilizando os coeficientes fornecidos nos metadados das imagens. Após a conversão para radiância no topo da atmosfera, foi realizada a correção atmosférica das imagens utilizando o módulo FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*) do aplicativo Envi® para conversão dos dados para reflectância de superfície. Neste caso, foram utilizadas as funções de resposta espectral relativa para cada banda do sensor OLI, disponibilizadas pela NASA.

4.2.2.5. ForTraCC

O ForTraCC é um algoritmo desenvolvido com base em observações do satélite GOES na região espectral do infravermelho termal (i.e., comprimento de onda centrado em 10,8 μm) para identificar e rastrear SCM usando suas

propriedades radiativas e morfológicas. O algoritmo ForTraCC possuí quatro etapas principais, que são descritas resumidamente a seguir.

A primeira etapa do algoritmo é a detecção do SCM, que é baseada no conceito de que a convecção profunda penetra na troposfera superior (i.e., entre 9 e 10 km acima da superfície da terra). Neste caso, o ForTraCC utiliza um limiar de temperatura de brilho de 235 K e um tamanho mínimo de agrupamento de nuvens de 2.400 km² para identificar os possíveis SCM. O segundo passo é o cálculo de parâmetros morfológicos (p.ex., tamanho e localização do centro de massa) e radiativos (p.ex., temperatura de brilho média e mínima) dos sistemas. Estes parâmetros são descritos em detalhe por Machado et al. (1998) e Vila e Machado (2004). O terceiro passo é o rastreamento do SCM, que é baseado em um método de sobreposição proposto por Mathon e Laurent (2001). O passo final é a previsão da evolução e deslocamento do SCM, que pode ser realizada para até 2 horas de antecedência. Uma descrição completa do algoritmo ForTraCC e sua validação estão disponíveis em Vila et al. (2008).

O produto ForTraCC foi acessado através de seu portal eletrônico, disponível em:<http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>. Neste portal foi possível acessar o banco de imagens GOES processadas utilizando o algoritmo ForTraCC, sendo consultada todas as imagens disponíveis para o anos de 2013. A ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí foi verificada por meio de inspeção visual das imagens, sendo tabuladas as informações sobre o dia de ocorrência e o tempo de duração do evento. Posteriormente, os dados de radiação incidente de ondas curtas, medidos pela boia SIMA no ano de 2013, foram utilizados para validar a ocorrência desses eventos.

4.3. Modelo ELCOM-CAEDYM

O ELCOM-CAEDYM (ELCD) é um modelo numérico 3D, composto de um módulo hidrodinâmico e um modelo de ecológico acoplado, desenvolvido pelo *Centre for Water Research* (CWR) da *University of Western Australia* (UWA),

utilizado para simulação ecológica e de qualidade da água em lagos, reservatórios e estuários. Trata-se de um modelo robusto e amplamente utilizado na literatura cientifica capaz de simular diversas variáveis no meio aquático, permitindo a compreensão de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem simultaneamente na superfície, na coluna d'água e nos sedimentos. O modelo ELCD foi testado e validado em diversas regiões do mundo, se mostrando adequado para estudos de ciclagem de nutrientes em lagos e reservatórios (ROMERO et al., 2004; BRUCE et al., 2006), dinâmica dos fluxos de CO_2 em lagos e reservatórios (MARTI et al., 2007; SANTOSO et al., 2015), qualidade da água em lagos com morfometria complexa (MISSAGHI; HONDZO, 2010), efeitos das mudanças climáticas sobre o estado trófico em lagos (TROLLE et al., 2011), entre outras aplicações descritas na literatura.

A escolha do modelo ELCD para simular o comportamento do fluxo difusivo de CO_2 no reservatório de Tucuruí levou em consideração as revisões bibliográficas realizadas por Mooij et al. (2010) e Menshutkin et al. (2014), sendo considerado os seguintes aspectos técnicos e financeiros para a seleção do modelo: (1) ter a capacidade de simular a dinâmica do CO_2 na coluna d'água bem como o fluxo atmosférico de CO_2, (2) ser um modelo 3D, indicado para grandes reservatórios com morfometria complexa, como é o caso de Tucuruí; (3) possuir boa documentação, de fácil acesso, (4) ser adequado para o estudo dos efeitos das mudanças climáticas sobre a dinâmica do fluxo de CO_2, (5) possuir interface gráfica amigável, o que facilita a configuração e processamento dos dados para as simulações e possibilita a rápida visualização dos resultados, (6) ser amplamente utilizado na literatura, e (7) ser disponibilizado gratuitamente ou com um preço acessível.

4.3.1. Módulo hidrodinâmico - ELCOM

O ELCOM (*Estuary and Lake Computer Model*) foi desenvolvido com o objetivo de predizer a distribuição da velocidade, temperatura e salinidade, em estuários, lagos, reservatórios e áreas costeiras, sujeitos a forçantes

ambientais (HODGES et al., 2000). Pode ser utilizado tanto isoladamente para estudos dos processos físicos que atuam nos sistemas aquáticos, como pode ser acoplado ao modelo ecológico CAEDYM (descrito no item 4.3.2) para simulação dos processos químicos e biológicos.

O modelo resolve as equações de transporte de fluidos integradas no tempo, conhecidas como Reynolds-Averaged Navier-Stokes, bem como as equações de transporte de escalares, utilizando aproximações hidrostáticas e de Boussinesq. O modelo trata separadamente os processos de mistura e advecção de *momentum* e escalares (HODGES et al., 2000; LAVAL et al., 2003). Em cada passo de tempo o ELCOM executa a seguinte rotina de cálculos: (1) estimativa dos fluxos de calor e introdução/remoção de calor na superfície da água, (2) mistura dos escalares utilizando o modelo de mistura vertical, (3) introdução da energia do vento como uma fonte de *momentum* para a camada de mistura, (4) solução da evolução da superfície livre, (5) difusão horizontal do *momentum*, (6) advecção dos escalares, e (7) difusão horizontal dos escalares.

O módulo termodinâmico considera os componentes penetrativos (i.e., radiação de ondas curtas, Q_{sw}) e não penetrativos (i.e., radiação de ondas longas, Q_{lw}, fluxos de calor sensível, H, e latente, E). Os componentes não penetrativos são considerados como fontes de calor na camada de mistura superficial, enquanto que os componentes penetrativos são introduzidos como fontes de calor em uma ou mais camadas, decaindo exponencialmente com a profundidade (HODGES et al. 2000).

A fração de Q_{sw} (280-2800 nm) que penetra no corpo d'água, $Q_{sw}^{(-0)}$ (W m^{-2}), é dado por (HODGES; DALLIMORE, 2010):

$$Q_{sw}^{(-0)} = Q_{sw_incidente}(1 - r_a^{sw}) \tag{4.2}$$

onde, $Q_{sw_incidente}$ é a radiação de ondas curtas incidente sobre a superfície da água (W m^{-2}), r_a^{sw} é o albedo da água para radiação de ondas curtas. O modelo permite que o usuário divida a radiação de ondas curtas total, em quatro faixas do espectro eletromagnético (PAR, infravermelho próximo e ultravioleta A e B) (HODGES; DALLIMORE, 2010); A atenuação da radiação de ondas curtas na coluna d'água segue a lei de Beer-Lambert:

$$Q_{sw}(z) = Q_{sw}^{(-0)} e^{-K_d z} \tag{4.3}$$

onde, z é a profundidade abaixo da superfície d'água (m) e K_d é o coeficiente de atenuação vertical para a radiação de ondas curtas (m^{-1}).

O fluxo de radiação de ondas longas, Q_{lw} (W m^{-2}), pode ser calculado por três métodos, de acordo com o dado de entrada informado pelo usuário (radiação de ondas longas incidentes, radiação de ondas longas liquida, fração de cobertura de nuvens). Se o dado de entrada for a fração de cobertura de nuvens, C (%), o balanço de ondas longas é calculado da seguinte forma (HODGES; DALLIMORE, 2010):

$$Q_{lw} = (1 - r_a^{lw})(1 + 0.17C^2)\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{4.4}$$

onde, r_a^{lw} é o albedo da água para radiação de ondas longas, ε_a é a emissividade do ar, σ é a constante de Stefan-Boltzmann (= 5,6697 x 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}), T_a é a temperatura do ar (°C), ε_s é a emissividade da água (= 0,96), e T_s é a temperatura da superfície da água (°C).

Os fluxos de calor sensível, H (W m^{-2}), e latente, E (W m^{-2}), são estimados a partir de modelos aerodinâmicos (*bulk parameterization*) para transferência de calor e massa, parametrizados em função de variáveis meteorológicas (FISCHER et al., 1979):

$$H = C_H \rho_a C_p U_{10} \left(T_a - T_s \right) \tag{4.5}$$

$$E = \min \left[0, \frac{0.622}{P_{atm}} C_E \rho_a L_E U_{10} \left(e_a - e_s \right) \right] \tag{4.6}$$

onde, C_H é o coeficiente de transferência de calor sensível, ρ_a é a densidade do ar (= 1,2 kg m^{-3}), C_p é o calor específico do ar a pressão constante (= 1.003 J kg^{-1} K^{-1}), U_{10} é a velocidade do vento medido a altura padrão de 10 m (m s^{-1}), P_{atm} é a pressão atmosférica (mbar), C_E é o coeficiente de transferência de calor latente, e_a é a pressão de vapor do ar (mbar), e e_s é a pressão de vapor saturado (mbar) para T_s. Note que o modelo não considera efeitos de condensação em sua formulação ($E \leq 0$, Equação 4.6).

O ELCOM possui um submódulo que, quando ativado, considera a estabilidade atmosférica nas estimativas dos fluxos de calor sensível e latente. Neste caso, os coeficientes de troca de calor sensível, C_H, e latente, C_E, são ajustados em cada iteração do modelo, de acordo com a estabilidade atmosférica. O ELCOM utiliza o procedimento iterativo proposto por Hicks (1975), baseado na similaridade de Monin-Obukhov, e descrito em Imberger e Patterson (1990) para ajuste dos coeficientes.

O módulo de mistura vertical implementado no ELCOM considera dois tipos de eventos podem ocorrer em um fluido estratificado: (1) mistura convectiva, gerada a partir de gradientes de densidades instáveis, que reduzem a energia potencial do fluido e liberam energia, e (2) mistura de gradientes de densidade estáveis, que dissipam energia e aumentam a energia potencial do sistema (HODGES et al., 2000). O saldo de energia cinética turbulenta (TKE, *Turbulent Kinetic Energy*) é dado por:

$$TKE_M = TKE_A + TKE_R + TKE_\varepsilon \tag{4.7}$$

onde, TKE_A é a energia disponível para a mistura (J), TKE_R é a energia requerida para mistura (J), $TKE\varepsilon$ é a energia dissipada durante a mistura (J), TKE_M é a energia residual após a mistura (J). Destes quatro tipos de TKE, apenas TKE_M é considerada uma variável que pode ser transportada por advecção (HODGES et al., 2000).

A TKE_R é calculada por meio do gradiente de densidade na coluna d'água. Já a TKE_A é modelada por meio de equações de transporte de energia cinética turbulenta. O modelo pode considerar tanto a energia gerada devido ao atrito do vento na superfície livre do reservatório, E_U (J), quanto a energia gerada devido ao cisalhamento entre as camadas de água, E_S (J), (SPIEGEL; IMBERGER, 1980). E_U é parametrizada em função da velocidade de cisalhamento do vento, u_*, e um coeficiente de mistura, C_n (= 1,33):

$$E_U = \frac{1}{2} C_n^3 u_*^3 \tag{4.8}$$

E_S é parametrizada em função do cisalhamento entre as camadas, S, e outro coeficiente de mistura, C_S (= 0,15):

$$E_S = \frac{1}{2} C_S S^2 \tag{4.9}$$

A energia gerada devido ao atrito da água no fundo do reservatório, E_B, também pode ser incluída no modelo de mistura vertical de acordo com a condição de contorno informada pelo usuário (p.ex., *freeslip*, *no slip*). A mistura vertical ocorre quando a condição $TKE_A > TKE_R$ é atingida.

A evolução da superfície livre, η, é modelada por meio da integração vertical da equação da continuidade, considerando o fluido incompressível e aplicando a condição de contorno cinemática. O esquema numérico utilizando é do tipo semi-implicito e a adição de *momentum* devido à ação do vento é modelada

utilizando a seguinte condição de contorno sobre a superfície livre (HODGES et al., 2000):

$$\tau_U = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (4.10)$$

onde, C_D é o coeficiente de transferência de *momentum*.

O algoritmo hidrodinâmico utiliza uma abordagem Euler-Lagrangeana para a advecção do *momentum*, adaptada do trabalho de Casulli e Cheng (1992), enquanto que o transporte de escalares é baseado em um esquema conservativo chamado ULTIMATE QUICKEST, proposto por Leonard (1991). A discretização do domínio de simulação é realizada utilizando uma grade do tipo C de Arakawa, onde a velocidade é definida na face de cada célula e a altura da superfície livre e concentração de escalares no centro das células.

O ELCOM pode incluir os efeitos de rotação da Terra nas simulações, considerando a aceleração de Coriolis nas equações de transporte. Além disso, o modelo pode considerar a precipitação no computo do balanço de massa (HODGES; DALLIMORE, 2010). Informações adicionais sobre os métodos numéricos e a formulação matemática do ELCOM podem ser encontradas em Hodges et al. (2000) e Laval et al. (2003).

4.3.2. Módulo ecológico - CAEDYM

O CAEDYM (*Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*) é um modelo ecológico para simulações em ambientes aquáticos, desenvolvido para ser facilmente acoplado com modelos hidrodinâmicos de qualquer dimensão (HIPSEY et al., 2006). Uma das principais vantagens do CAEDYM é possuir configurações flexíveis para as simulações de forma a possibilitar sua utilização em aplicações específicas.

Os algoritmos implementados no CAEDYM incluem a dependência da salinidade em sua formulação, podendo ser ativada ou não dependendo do

ambiente analisado. Além disso, o modelo pode simular processos que ocorrem em escala de tempo sub diária, geralmente operando com o mesmo passo de tempo do módulo hidrodinâmico (HIPSEY et al., 2006).

O CAEDYM utiliza a radiação de ondas curtas incidentes (200-2800 nm), fornecida pelo módulo hidrodinâmico, como a fonte de luz para a produção primária. Neste caso, a radiação de ondas curtas incidente é convertida em radiação na região PAR, assumindo que 45% da radiação total incidente estão localizadas nesta região do espectro eletromagnético (400-700 nm) (JELLISON; MELACK, 1993). O coeficiente de extinção da luz para a região PAR é ajustado dinamicamente a cada passo de tempo levando em consideração as concentrações de algas, detritos e partículas sólidas suspensas (HIPSEY et al., 2014). A radiação de ondas curtas incidente na faixa do ultravioleta (280-400 nm) pode ser considerada em processos como a inativação de patógenos e fotólise da matéria orgânica.

Os processos de sedimentação e ressuspensão são representados por meio do balanço de massa das variáveis simuladas. A sedimentação das partículas é modelada com base na lei de Stokes e a ressuspensão depende de parâmetros como cisalhamento crítico e constante de ressuspensão (HIPSEY et al., 2014). A concentração de sólidos suspensos é considerada no calculo da densidade da água em cada passo de tempo.

A dinâmica do oxigênio dissolvido considera as trocas com a atmosfera, consumo de oxigênio nos sedimentos, utilização por micro-organismos durante a mineralização da matéria orgânica e nitrificação, consumo e produção de oxigênio pelas algas (fotossíntese e respiração) e respiração de outros organismos aquáticos. As trocas com a atmosfera é baseada no modelo de Wanninkhof (1992) e nas equações de Riley e Skirrow (1975).

A dinâmica do fitoplâncton considera os processos de crescimento, migração na coluna d’água, respiração, fotossíntese, excreção e decaimento por mortalidade e predação. A taxa de crescimento é limitada pela temperatura da

água, quantidade de nutrientes e de luz disponível (HIPSEY et al., 2014). A fotoinibição do crescimento do fitoplâncton pode ser considerada de acordo com especificações de usuário. A dinâmica dos nutrientes dentro dos grupos de algas simulados pode ser modelada utilizando dois modelos distintos: (1) razão constante entre nutrientes e clorofila; e (2) armazenamento intracelular dinâmico.

O ciclo do carbono é considerado a espinha dorsal do CAEDYM, sendo os demais ciclos elementares (i.e., fósforo, nitrogênio e sílica) baseados no do carbono (HIPSEY et al., 2014). Tanto as formas orgânicas e inorgânicas como dissolvidas e particuladas de carbono, são modeladas explicitamente pelo CAEDYM. Para simulação do ciclo do carbono ao menos três variáveis de estado do carbono são compulsórias, podendo ser utilizadas até nove variáveis de estado do carbono nas simulações. Os principais processos considerados no ciclo do carbono são modelados pelo CAEDYM são: (1) fluxo de carbono inorgânico dissolvido (CID) com a atmosfera, (2) sistema tampão induzido por variações na concentração de CID, (3) mineralização do carbono orgânico dissolvido (COD), (4) fixação biológica CID, (5) fluxo de CID e COD com os sedimentos, (6) decomposição do carbono orgânico particulado (COP) em COD, (7) excreção de COD e COP por organismos vivos, e (8) sedimentação e ressuspensão de COP e carbono inorgânico.

O fluxo de difusivo de CO_2, F_{CO2} (mg C m^{-2} s^{-1}), através da superfície livre da água é calculado segundo Wanninkhof (1992):

$$F_{CO2} = k_{CO_2} K_0 (pCO_2^{água} - pCO_2^{ar}) \tag{4.11}$$

onde, pCO_2 é a pressão parcial de CO_2 (atm), kco_2 é o coeficiente de transferência gasosa (m s^{-1}) dado por:

$$k_{CO_2} = 2{,}2x10^{-5} \frac{U_{10}^2}{\sqrt{Sc}} \tag{4.12}$$

onde, *Sc* é o número de Schmidt:

$$Sc = \left(0{,}9 + \frac{S}{350}\right)\left[2073{,}1 - 125{,}62T_S + 3{,}6276T_S^2 - 0{,}043219T_S^3\right] \quad (4.13)$$

onde, *S* é a salinidade da água (psu). A solubilidade do dióxido de carbono, K_0 (mol L^{-1} atm^{-1}), é calculada de acordo com Weiss (1974).

4.4. Metodologia

4.4.1. Caracterização climática e do regime fluviométrico

Esta etapa inicial do trabalho teve como objetivo caracterizar o clima na bacia de drenagem do reservatório de Tucuruí e o regime fluviométrico do rio Tocantins a montante do reservatório, bem como avaliar a frequência de ocorrência de SCM sobre a região do reservatório de Tucuruí. Estas análises tiveram como objetivo verificar se o ano de 2013, escolhido como ano base para as simulações do fluxo de CO_2 em Tucuruí, apresentou um comportamento normal das variáveis meteorológicas e fluviométrica, semelhante a média climatológica observada nas últimas décadas. Além disso, os resultados obtidos nesta etapa do trabalho fornecem subsídios para as etapas seguintes: simulação do fluxo difusivo de CO_2, análise dos forçantes ambientais que governam os fluxos de CO_2, e elaboração de cenários futuros para simulação do fluxo difusivo de CO_2.

A caracterização do clima na bacia de drenagem do reservatório foi realizada utilizando os dados das estações meteorológicas do BDMEP/INMET (ver Tabela 4.1). A partir das séries temporais fornecidas, para cada uma das estações de monitoramento, foram computadas as médias climatológicas das variáveis meteorológicas fornecidas. A classificação do tipo de clima foi realizada com base nas estatísticas extraídas das séries temporais, utilizando o esquema proposto por Köppen-Geiger (PEEL et al., 2007).

Além disso, testes estatísticos foram aplicados nas séries temporais obtidas nas estações Marabá (localizada a montante do reservatório) e Tucuruí (localizada a jusante do reservatório), a fim de verificar a variabilidade espacial das variáveis meteorológicas sobre o reservatório de Tucuruí. Por fim, os dados coletados durante o ano de 2013 na estação Tucuruí foram comparados com a média climatológica desta estação, a fim de verificar se as variáveis meteorológicas apresentaram um comportamento normal ao longo deste ano. Todos os processamentos aplicados nas séries temporais das estações do BDMEP/INMET foram realizados utilizando uma planilha eletrônica do aplicativo Excel®.

O regime fluviométrico do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí foi caracterizado com base na série temporal de dados de vazão medidos na estação Itupiranga, obtida por meio do SNIRH/ANA. Com base nestes dados foram calculadas estatísticas básicas sobre a vazão afluente ao reservatório de Tucuruí e também analisada a sua dinâmica típica ao longo do ano. A influência de eventos de El Niño e La Niña sobre a vazão afluente foi avaliada levando em conta as datas de ocorrência destes eventos fornecidas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do INPE (CPTEC/INPE) (disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>). Estas análises também foram realizadas utilizando uma planilha eletrônica do aplicativo Excel®.

A caracterização da frequência e duração das ocorrências de SCM sobre o reservatório de Tucuruí foi realizada por meio de inspeção visual das imagens processadas pelo algoritmo ForTraCC e disponibilizadas pelo CPTEC/INPE. Esta análise foi realizada apenas para o ano de 2013 e teve como objetivo identificar a estação e o mês do ano com maior frequência de ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí, bem como a duração média destes eventos.

4.4.2. Simulação do fluxo difusivo de CO_2 para o período atual

Nesta subseção é descrito em detalhes as configurações utilizadas para as simulações do F_{CO2} em Tucuruí com o modelo ELCD. Além disso, são descritos os métodos utilizados para definir e discretizar o domínio numérico de simulação, os parâmetros e as condições inicias e de contorno para cada simulação, bem como os forçantes ambientais.

4.4.2.1. Definição do domínio numérico e discretização da grade batimétrica

A definição do domínio de simulação e a discretização da grade numérica3-D utilizada para as simulações do F_{CO2} em Tucuruí foi realizada utilizando como base uma imagem do sensor OLI (ver seção 4.2.2.5) e os dados batimétricos coletados durante a campanha de campo de junho de 2013 (ver seção 4.2.1.5).

Primeiramente a imagem OLI foi utilizada para delimitar a área máxima do reservatório e definir o domínio numérico da simulação. A data da imagem foi selecionada levando-se em conta a fase operacional e nível do reservatório, sendo escolhida a imagem adquirida em 16 de junho 2013, quando o reservatório estava na fase operacional de cheia (i.e., cota da superfície 73,75 m e área superficial máxima). A delimitação foi realizada utilizando o NDWI, proposto por McFeeters (1996):

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \tag{4.14}$$

onde, *Green* representa a banda centrada na região verde do espectro eletromagnético (banda 3 do sensor OLI) e *NIR* representa a banda centrada na região do infravermelho próximo no espectro eletromagnético (banda 5 do sensor OLI). Este índice varia entre -1 e 1, sendo os corpos d'água representados por valores positivos e os demais alvos (p.ex., vegetação e solo exposto) representado por valores próximo de 0 (zero) e negativos. O cálculo

do NDWI foi realizado utilizando a ferramenta *Raster Calculator* da extensão *Spatial Analyst* do aplicativo ArcGIS® (ESRI, 2015a), sendo o resultado desta operação editado e vetorizado posteriormente para a isolar o polígono com o limite do reservatório das demais feições de água presentes na cena OLI.

Após a delimitação do domínio de simulação, os dados batimétricos foram utilizados para discretizar a grade numérica 3D dentro deste domínio. A discretização horizontal da grade foi realizada por meio do procedimento de interpolação espacial. Para tanto, primeiramente as amostras de profundidade foram corrigidas para o nível operacional máximo do reservatório (74 m acima do nível do mar) com base no nível do reservatório nos dias do levantamento de campo.

A interpolação espacial foi realizada utilizando quatro diferentes métodos que estão disponíveis na extensão *Geostatistical Analyst* do aplicativo ArcGIS® (ESRI, 2015b). Os interpoladores espaciais utilizados neste trabalho foram: (1) inverso do quadrado da distância (IQD); (2) interpolação polinomial local (IPL); (3) função de base radial (FBR); e (4) krigeagem ordinária (KO). Entre eles, a KO é o único método geoestatístico, sendo os demais determinísticos. Esses métodos foram escolhidos, pois são amplamente utilizados na literatura (LI; HEAP 2008) e frequentemente utilizados para interpolar dados batimétricos em diferentes sistemas aquáticos (MERWADE et al., 2006; BELLO-PINEDA; STEFANONI-HERNÁNDEZ, 2007; MERWADE, 2009).

Para os 4 métodos avaliados foi utilizado o mesmo tamanho de grade horizontal, sendo este definido em 400 m x 400 m (47.128 pontos de grade horizontal). Além disso, foram testados diferentes parametrizações e ajustes para cada método. Para o método IQD, foram testados diferentes números de vizinhos, comprimento do semieixo e parâmetro de potência. Para o método de IPL, foram testadas diferentes ordens polinomiais e funções Kernel. Para o método FBR, os parâmetros testados foram número de vizinhos, comprimento

do semieixo e função Kernel. Para o método KO, foram testados diferentes ajustes do semivariograma.

A melhor parametrização de cada um dos métodos avaliados foi definida com base nos resultados de validação cruzada (método *Leave-one-out*) (LI; HEAP, 2008) fornecidos pela extensão *Geostatistical Analyst* do aplicativo ArcGIS®. Por fim, os melhores resultados produzidos por cada um dos 4 métodos foram comparados, sendo escolhido o método com menor RMSE para discretizar horizontalmente a grade numérica.

Na direção vertical, optou-se por utilizar um fatiamento de camadas com resolução não uniforme. Esta escolha levou em consideração a necessidade de representar a camada de mistura na superfície de forma detalhada, otimizar o desempenho do modelo e reduzir o custo computacional das simulações. Desta forma, as espessuras das camadas verticais foram definidas da seguinte forma: (1) de 0 a 2 m de profundidade a espessura foi de 0,1 m (20 camadas), (2) de 2 a 4 m de profundidade a espessura foi de 0,2 m (10 camadas), (3) de 4 a 9 m de profundidade a espessura foi de 0,5 m (10 camadas), (4) de 9 a 20 m de profundidade a espessura foi de 1 m (11 camadas), (5) de 20 a 40 m de profundidade a espessura foi de 2 m (10 camadas), (6) de 40 a 70 m de profundidade a espessura foi de 3 m (10 camadas), e (7) de 70 a 80 m de profundidade a espessura foi de 5 m (2 camadas). Esta configuração resultou num total de 73 camadas.

4.4.2.2. Configurações gerais do modelo ELCD para Tucuruí

A simulação do F_{CO2} foi realizada para duas épocas distintas do ano: (1) verão (úmido), de 21 de dezembro de 2012 a 21 de Março de 2013, entre o final da fase operacional de seca e inicio fase de enchimento do reservatório, e (2) inverno (seco), de 21 de junho a 21 de setembro 2013, entre a fase operacional de cheia e inicio da vazante. Foi utilizado um período de 10 dias para aquecimento e estabilização do modelo em ambas as simulações. Desta forma as simulações iniciaram 10 dias antes dos períodos de interesse. O passo de

tempo utilizado para os cálculos foi de 120 s, sendo este definido em função da resolução da grade batimétrica e a condição de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (HODGES; DALLIMORE, 2010). Os resultados foram programados para serem salvos a cada 30 passos de tempo (i.e., 1hora).

Para os dois períodos simulados o módulo hidrodinâmico ELCOM foi configurado de forma a considerar a instabilidade da camada limite atmosférica durante o calculo dos fluxos de calor. Este procedimento é apropriado para lagos e reservatórios localizados na região tropical, onde as condições de instabilidade atmosférica são persistentes (VERBURG; ANTENUCCI, 2010; LORENZZETTI et al., 2015), e também nos casos em que os sensores meteorológicos estão localizados sobre a superfície da água e os dados são coletados em intervalos subdiários (IMBERGER; PATTERSON, 1989), como no caso da coleta de dados meteorológicos pelo SIMA em Tucuruí.

Além disso, o efeito de rotação da Terra foi considerado durante as simulações. Esta decisão foi tomada considerando a fraca estratificação observada no corpo principal do reservatório (~0,1 °C m^{-1}, observado na cadeia de termistores CH8), que produz valores de gravidade reduzida da ordem de 10^{-3} m s^{-2}. Considerando a profundidade do reservatório com valores da ordem de 10^{1} m e o parâmetro de Coriolis com valores da ordem de 10^{-5} s^{-1}, temos valores de velocidades de propagação de ondas internas na ordem de 10^{-2} m s^{-1} e um raio de deformação de Rossby da ordem de 10^{3} m, que é menor do que a largura média do reservatório (~10^{4} m). Desta forma, o efeito de rotação da Terra não pode ser negligenciado, sendo o termo referente à aceleração de Coriolis considerado nas equações de Navier-Stokes.

Por fim, a dinâmica da camada de mistura superficial foi modelada utilizando um esquema de fechamento para turbulência que considera a geração de TKE devido ao cisalhamento do vento na superfície da água, entranhamento convectivo e cisalhamento na base da camada de mistura superficial

(SPIEGEL; IMBERGER, 1980); a geração de TKE devido ao cisalhamento no fundo do reservatório também foi considerada nas simulações.

Já o módulo ecológico CAEDYM foi configurado para simular apenas as frações lábeis de COP e COD, sendo as frações refratárias desconsideradas nas simulações. Com base no estudo de Tavares (2011), que caracterizou a estrutura da comunidade de fitoplâncton em Tucuruí, foi selecionado apenas um grupo de algas a ser simulado. Neste caso optou-se por incluir as cianobactérias da espécie *Microcystis auruginosa* que foi a espécie mais frequente (i.e., presente em 80% das amostras) e dominante (i.e., representam mais de 70% dos indivíduos dentro de uma amostra) observada por Tavares (2011) em Tucuruí. Para este grupo de algas, a migração vertical na coluna d'água e a fotoinibição foram consideradas durante as simulações.

Os processos de sedimentação e ressuspensão do COP foram considerados durante as simulações. Os fluxos de COD e CID na interface água-sedimentos também foram considerados nas simulações, sendo utilizado um modelo estático baseado em formulações empíricas.

4.4.2.3. Parametrização do modelo

A parametrização do modelo ELCD para a simulação do F_{CO2} em Tucuruí foi realizada com base em dados coletados no próprio reservatório e também publicados na literatura. Optou-se em primeiro lugar por utilizar valores de parâmetros coletados e analisados no próprio reservatório. Entretanto, devido a grande quantidade de parâmetros necessários (64 parâmetros) foi necessário também utilizar parâmetros publicados na literatura. Neste caso, optou-se por valores de parâmetros coletados em reservatório tropicais e também para a mesma espécie fitoplâncton simulada em Tucuruí (i.e., *Microcystis auruginosa*).

A Tabela A.1 do Apêndice A apresenta de maneira detalhada todos os valores adotados, faixa de variação encontrada na literatura, unidades e referências dos parâmetros utilizados nas simulações. Os parâmetros foram divididos em

físicos (Tabela A.1a), biológicos (Tabela A.1b), químicos (Tabela A.1c) e sedimento (Tabela A.1d).

4.4.2.4. Condições iniciais e forçantes

As condições iniciais para simulação dos dois períodos foram estabelecidas com base nos dados limnológicos medidos em perfis e disponibilizados no banco de dados do projeto BALCAR (ver Tabela 4.4), dados de temperatura da coluna d'água coletados pelas cadeias termistores (ver Tabela 4.6) e nível do reservatório fornecido pela Eletronorte. Para a simulação do período de verão o nível do reservatório era de 60,9 m (~13 m abaixo do nível máximo) no inicio da simulação. Já para o período de inverno o nível do reservatório era de 73,8 (0,2 m abaixo do nível máximo) no inicio da simulação. Em ambos os casos a superfície da água foi considerada plana no inicio das simulações. A Figura B.1 e B.2 do Apêndice B apresentam os dados utilizados como condições iniciais para as simulações em Tucuruí.

Nos dois períodos simulados o modelo acoplado ELCD foi forçado usando os seguintes dados: (1) séries temporais de dados operacionais fornecidos pela Eletronorte com frequência diária (i.e., vazão de entrada e vazão de saída), (2) séries temporais de dados meteorológicos coletados pelo SIMA com frequência horária (i.e., velocidade e direção do vento, temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica e radiação incidente de ondas curtas), (3) séries temporais de dados hidrometeorológicos derivados a partir de dados de sensoriamento remoto (i.e., fração cobertura de nuvens, derivada do produto MOD35_L2, e precipitação diária sobre o reservatório, derivada do produto TRMM 3B42), e (4) dados de qualidade da água do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí disponíveis no banco de dados do projeto BALCAR (coletados na estação M5, ver Tabela 4.3).

As variáveis meteorológicas foram consideradas homogêneas sobrea superfície livre do reservatório, sendo aplicadas de maneira uniforme sobre as células de fronteira. Foi considerada apenas uma entrada de água no

reservatório (i.e., o rio Tocantins) e apenas uma saída (i.e., vazão turbinada); neste caso os forçantes de vazão de entrada e saída foram aplicados apenas nas células correspondentes à entrada do rio Tocantins e a posição das turbinas na barragem.

A concentração de nutrientes, carbono e demais parâmetros de qualidade da água no rio Tocantins foram consideradas constantes ao longo dos períodos simulados, o que é razoável levando em consideração a grande área da bacia de drenagem. As Figuras C.1, C.2 e C3 do Apêndice C apresentam as séries temporais e os demais dados utilizados para forçamento das simulações de verão e inverno.

4.4.2.5. Pós-processamento dos resultados

Os resultados das simulações com o modelo ELCD incluíram séries temporais de F_{CO2} médio para toda superfície do reservatório, bem como séries temporais de F_{CO2} para cada ponto de grade da superfície. Estes resultados foram processados usando uma rotina MatLab®, desenvolvida especificamente para processar os resultados das simulações em Tucuruí, a fim de converter e agregar os fluxos de unidades de g C m^{-2} s^{-1} (valores instantâneos) para unidades de mg de C m^{-2} $hora^{-1}$ e mg C m^{-2} dia^{-1} (valores acumulados). Como resultados deste processamento foram obtidos séries temporais com valores de fluxo horário e diário para cada uma das estações.

4.4.2.6. Validação

Os resultados das simulações do F_{CO2}, para os dois períodos analisados, foram validados por meio de comparação com as medições de F_{CO2} realizadas pela equipe da Eletronorte durante o projeto BALCAR, entre os anos 2011 e 2012 (ver Tabela 4.5). Tais medições foram realizadas utilizando câmaras flutuantes (ver posição das estações BALCAR na Figura 3.1b).

Para compor o conjunto de dados de validação, foram selecionados os valores de F_{CO2} simulados nos pontos de grade correspondentes as posições das estações da Eletronorte, no mesmo dia do ano e hora de coleta. A validação foi realizada tanto para os períodos separadamente (i.e., verão e inverno) como também para todo o conjunto de dados. Além disso, dados de temperatura da água, coletados pelas cadeias de termistores em diferentes profundidades, e valores de nível do reservatório, fornecidos pela Eletronorte, foram utilizados como dados auxiliares para validação das simulações por meio de comparação com valores simulados pelo modelo ELCD. A comparação entre os valores observados e simulados foi realizada por meio do calculo de métricas amplamente utilizadas na literatura como o coeficiente de determinação (R^2), viés, RMSE e RMSE normalizado pela amplitude (NRMSE):

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(\left(X_{sim_i} - \overline{X}_{sim} \right) \times \left(X_{obs_i} - \overline{X}_{obs} \right) \right)}{\sum_{i=1}^{n} \left(X_{sim_i} - \overline{X}_{sim} \right)^2 \times \sum_{i=1}^{n} \left(X_{obs_i} - \overline{X}_{obs} \right)^2} \tag{3.15}$$

$$Viés = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(X_{sim_i} - X_{obs_i} \right)}{n} \tag{3.16}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \left(X_{sim_i} - X_{obs_i} \right)^2}{n}} \tag{3.17}$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\left(X_{obs_{\max}} - X_{obs\min} \right)} \tag{3.18}$$

onde, n é o número de observações, X_{sim} é o valor da variável simulada pelo modelo ELCD, X_{obs} é o valor da variável observado *in situ*, X_{obsmax} é o máximo valor observado *in situ* e X_{obsmin} é o mínimo valor observado *in situ*.

4.4.2.7. Avaliação da dinâmica temporal e espacial do fluxo de CO_2

A avaliação da dinâmica temporal do F_{CO2}, ao longo das estações de verão e inverno, foi realizada por meio da aplicação de técnicas de análise de séries temporais, tanto no domínio do tempo como no domínio da frequência, e posterior extração de métricas estatísticas a partir das séries; estas análises foram realizadas nas séries temporais horárias e diárias contendo o F_{CO2} médio para toda superfície do reservatório.

Primeiramente as séries temporais com frequência horária foram analisadas por meio do espectro de Ondaleta com o objetivo de identificar no espaço tempo-frequência às variações e períodos importantes contidas nas séries de F_{CO2}. Apesar de ser comumente utilizada em outras áreas do conhecimento, apenas recentemente esta técnica de análise de séries temporais passou a ser utilizada para o estudo de ambientes aquáticos continentais (ALCÂNTARA et al., 2011; KARA et al., 2012). Neste trabalho foi utilizado o algoritmo desenvolvido por Torrence e Compo (1998), que realiza a Transformada de Ondaleta Continua (TOC). Para esta análise optou-se pelo uso da Ondaleta-mãe Morlet. Também foram aplicadas técnicas para analise das séries temporais no domínio do tempo, a fim de identificar possíveis tendências ao longo das estações. Métricas estatísticas como média, mediana, desvio padrão, máximo e mínimo foram extraídas para fins de comparação entre os períodos simulados e também comparar com resultados obtidos por outros estudos.

A avaliação da variabilidade do F_{CO2} ao longo do dia foi realizada por meio do calculo do fluxo médio, mínimo, máximo e desvio padrão para cada hora do dia e para cada uma das estações do ano. A avaliação da variabilidade do F_{CO2} ao longo dos dias de cada estação foi realizada por meio da extração de métricas estatísticas das séries temporais com frequência diária. Por fim, foi aplicada a classificação proposta por Duchemin et al. (1995) a fim de verificar a frequência de ocorrência de emissões regulares (i.e., valores menores do que metade do valor médio) e eventos episódicos (i.e., valores maiores do que duas vezes a média) dentro de cada estação analisada.

A avaliação da dinâmica espacial dos fluxos foi realizada por meio da análise das séries temporais de F_{CO2} para cada ponto de grade da superfície. A partir destas séries foram geradas imagens 2D contendo o fluxo médio de CO_2 para cada ponto de grade, para cada uma das estações analisadas. Esta análise teve o objetivo de avaliar a distribuição espacial do F_{CO2} em cada uma das estações e bem como sua dinâmica espacial ao longo do dia. Por fim, foram geradas imagens de anomalias de fluxo para cada um dos períodos analisados, a fim de identificar os locais no reservatório que possuem fluxo igual à média espacial e os locais onde o fluxo é acima ou abaixo da média.

4.4.3 Analise dos forçantes ambientais e processos físicos que governam as emissões de CO_2 em Tucuruí

Esta etapa teve como objetivo identificar os principais forçantes meteorológicos e processos físicos que ocorrem na coluna d'água e governam os fluxos de CO_2 no reservatório de Tucuruí. A influência dos forçantes meteorológicos foi avaliada por meio de análise de correlação entre as variáveis meteorológicas coletadas pelo SIMA (ver Figura C.1 e C.2 do Apêndice C) e os valores simulados de F_{CO2}. A influência de processos físicos e biológicos sobre os fluxos de CO_2 foi avaliada utilizando séries temporais derivadas a partir dos resultados das simulações. Para tanto, foram utilizadas séries temporais de variáveis simuladas na coluna d'água e na superfície. As variáveis selecionadas para esta análise foram: (1) concentração de clorofila, (2) concentração de CID, (3) temperatura da d'água, (4) tempo de retenção da água, (5) velocidade de troca gasosa, (6) fluxo de calor latente, (7) fluxo de calor sensível, (8) fluxo resultante de ondas longas, (9) pressão parcial de CO_2 na superfície da água, (10) velocidade de entranhamento convectivo, (11) energia cinética turbulenta introduzida na camada de mistura, (12) velocidade de cisalhamento do vento na superfície da água, (13) profundidade da camada de mistura superficial, e (14) diferença de temperatura ar-água.

Todas as variáveis utilizadas nesta análise foram pré-selecionadas levando-se em conta estudos prévios, que investigaram e listaram possíveis fatores que podem impactar o fluxo de CO_2 (ST. LOUIS et al., 2000; EUGSTER et al., 2003; POLSENAERE et al., 2013. PACHECO et al., 2015).

4.4.3.1 Influência dos SCM sobre os fluxos de CO_2

A influência da ocorrência de SCM sobre os fluxos difusivos de CO_2 em Tucuruí foi avaliada por meio de comparações e análise de correlação entre os valores de F_{CO2} e as variáveis ambientais, em dias com e sem ocorrência de SCM sobre o reservatório. Para tanto, o conjunto de dados foi dividido em dois, um contendo os valores em dias com ocorrência de SCM e o outro contendo os valores obtidos em dias sem ocorrência de SCM. A identificação dos dias com e sem ocorrência de SCM foi realizada utilizando o produto ForTraCC, por meio da inspeção visual (ver item 4.4.1).

4.4.4. Simulação dos fluxos difusivos de CO_2 para o período futuro

Nesta subseção são descritos em detalhes os cenários futuros elaborados para a simulação do F_{CO2} no reservatório de Tucuruí, bem como as configurações, condições iniciais e dados de entrada do modelo.

4.4.4.1. Elaboração dos cenários futuros

A elaboração dos cenários futuros para simulação do F_{CO2} em Tucuruí foi baseada nos novos cenários utilizados pelo Painel Intergovernamental para Mudanças Climáticas (IPCC, *International Panel for Climate Change*) em seu último relatório (*Assessment Report5,* IPCC 2013), os chamados RCP (*Representative Concentration Pathways*). Para tanto foram selecionados dois dos quatro RCP disponíveis atualmente (MOSS et al., 2010), de forma a considerar dois modelos distintos de desenvolvimento: (1) cenário de estabilização da forçante radiativa, baseado no RCP 4.5 (THOMSON et al., 2011). Neste cenário todas as nações do mundo se comprometem a mitigar as

emissões de GEE simultaneamente e de forma eficaz, e também compartilhar um preço comum pelas emissões, que devem ser pagas de acordo com o potencial de aquecimento de cada gás de efeito estufa, e (2) cenário de aumento continuo da forçante radiativa, baseado no RCP 8.5 (RIAHI et al., 2011). Neste cenário não são consideradas políticas de mitigação das emissões de GEE.

Os cenários para simulação foram elaborados para o ano de 2100, levando em consideração as diferenças sazonais entre a estação de verão e inverno, resultando assim em 4 cenários para o futuro: (1) cenário de estabilização para o verão, (2) cenário de estabilização para o inverno, (3) cenário de aumento continuo para o verão, e (4) cenário de aumento contínuo para o inverno. Para todos os cenários elaborados, as variáveis meteorológicas, os dados de vazão de entrada e a carga afluente de carbono e nutrientes utilizados para forçar o modelo ELCD durante as simulações do ano de 2013 (ver item 4.4.2.4 e Figuras C.1, C.2 e C3 do Apêndice C) foram atualizados para o ano de 2100 levando em conta o resultado de simulações realizadas com modelos climáticos regionais e também o resultado da análise das mudanças do uso e ocupação do solo na bacia de drenagem.

A atualização das variáveis meteorológicas para o ano de 2100 foi realizada com base no resultado de simulações com o modelo climático regional RegCM4 (GIORGI et al., 2012), para o domínio da América do Sul no contexto do CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*) (GIORGI et al., 2009). Tais simulações foram realizadas pelo Dr. Júlio Pablo Reyes Fernandez do CPTEC/INPE, incluindo experimentos em condições de clima presente (experimento de controle) e clima futuro (2100), considerando os RCP 4.5 e 8.5. Para o experimento de clima presente, o modelo RegCM4 foi forçado com dados de reanálise ERA-Interim (DEE et al., 2011) e os provenientes do modelo acoplado atmosfera-oceano *Atmosphere-Ocean coupled HadGEM version 2* (HadGEM2-AO) para o período de 2003-2004. Já os experimentos de clima futuro foram forçados com as projeções do

HadGEM2-AO para os cenários RCP 4.5 e RCP 8.5 para o período de 2099-2100.

Os resultados das simulações com o modelo RegCM4 foram programados para serem salvos a cada 3 hora, com resolução espacial de 20 km, sendo estes processados utilizando uma rotina desenvolvida no aplicativo MatLab® para obter as séries temporais das variáveis de interesse no retângulo envolvente do reservatório. Neste caso, as séries temporais contendo os valores das variáveis meteorológicas de superfície foram geradas a partir do valor médio de todos os pontos de grade localizados dentro a região de interesse. Os valores de anomalias das variáveis meteorológicas foram obtidos por meio da diferença entre os resultados da simulação para o ano de 2100 e do período de referência, em condições e clima presente (2003-2004), (Tabela 4.8).

Tabela 4.8 – Resumo da análise de alterações no clima e cálculo das anomalias para cada uma das variáveis meteorológicas de interesse e cada um dos cenários considerados.

RCP 4.5 Verão 2100							
	P_{atm}[1]	**Q_{LW}[2]**	**Q_{SW}[3]**	**U_r[4]**	**T_w[5]**	**T_a[6]**	**U[7]**
Referência	998.5	385.9	275.9	81.8	25.4	24.3	3.6
RCP4.5	998.7	394.3	297.3	78.5	27.2	26.1	3.6
Anomalia	**0.2**	**8.4**	**21.4**	**-3.2**	**1.8**	**1.8**	**0.0**

RCP 4.5 Inverno 2100							
	P_{atm}	**Q_{LW}**	**Q_{SW}**	**U_r**	**T_w**	**T_a**	**U**
Referência	1004.7	355.0	217.2	78.9	21.7	21.5	4.3
RCP4.5	1004.3	370.8	235.0	72.4	25.4	24.8	4.7
Anomalia	**-0.4**	**15.8**	**17.8**	**-6.5**	**3.7**	**3.3**	**0.4**

RCP 8.5 Verão 2100							
	P_{atm}	**Q_{LW}**	**Q_{SW}**	**U_r**	**T_w**	**T_a**	**U**
Referência	998.5	385.9	275.9	81.8	25.4	24.3	3.6
RCP8.5	1000.1	410.4	292.5	79.3	29.1	27.7	4.1
Anomalia	**1.56**	**24.5**	**16.6**	**-2.4**	**3.7**	**3.4**	**0.5**

RCP 8.5 Inverno 2100							
	P_{atm}	**Q_{LW}**	**Q_{SW}**	**U_r**	**T_w**	**T_a**	**U**
Referência	1004.7	355.0	217.2	78.9	21.7	21.5	4.3
RCP8.5	1006.3	374.2	226.5	72.6	25.2	24.5	5.0
Anomalia	**1.56**	**19.2**	**9.3**	**-6.3**	**3.5**	**3.0**	**0.7**

[1] Pressão atmosférica (hPa), [2] Radiação de ondas longas incidente (W m^{-2}); [3] Radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}); [4] Umidade relativa (%), [5] Temperatura da superfície da água (°C), [6] Temperatura do ar (°C) e [7] U intensidade do vento (m s^{-1}).

Como pode ser observado nos dados apresentados na Tabela 4.8, em todos os cenários simulados com o modelo RegCM4, houve uma tendência de aumento em praticamente todas as variáveis meteorológicas (i.e., anomalia positiva). As exceções foram a umidade relativa do ar, que apresentou uma tendência de redução (i.e., anomalias negativas) em 3 dos 4 cenários. Vale ressaltar que os valores de anomalias apresentados aqui estão de acordo com as tendências

apresentadas no Primeiro Relatório de Avaliação Nacional (RAN1, PBMC, 2014) para a região da Amazônia brasileira. Considerando a mesma abordagem utilizada por Trolle et al. (2011), as variáveis meteorológicas foram atualizadas para o ano de 2100 a partir da incorporação das anomalias nas séries temporal obtidas pelo SIMA para o ano de 2013.

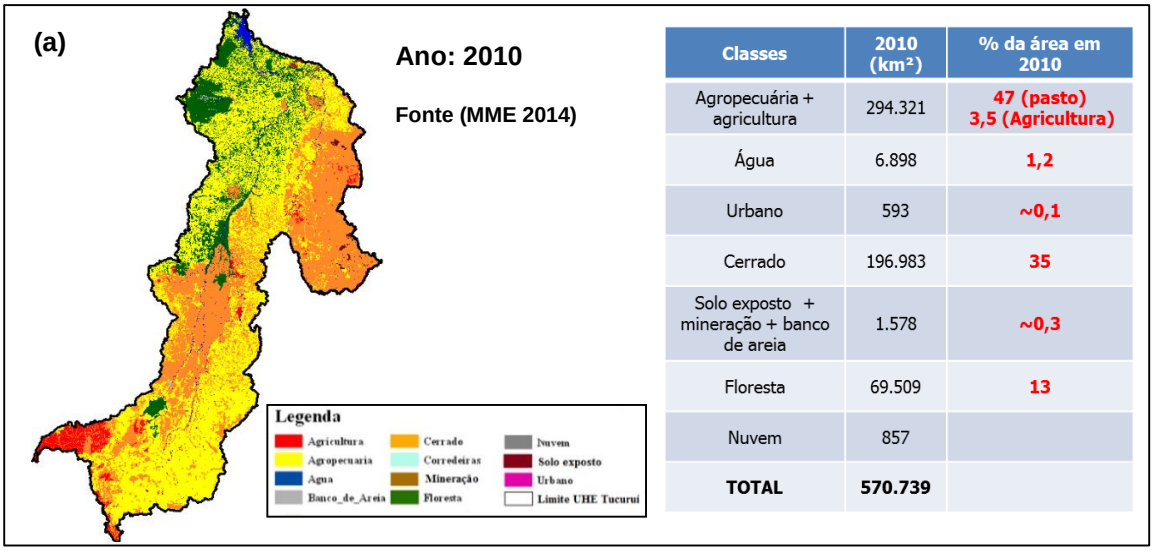
As estimativas da vazão no rio Tocantins para o ano de 2100 foram realizadas com base nas anomalias de precipitação, também obtidas por meio das simulações realizadas com o modelo RegCM4. Esta abordagem foi válida para o caso de Tucuruí, visto que a vazão do rio observada a montante do reservatório possui boa correlação com a precipitação média na bacia de drenagem (dados não apresentados, $R^2 > 0,72$). Desta forma, foram adotados valores de redução da vazão do rio Tocantins de 22% e 36% em relação ao ano de 2013 para o cenário baseado no RCP 4.5 e 8.5, respectivamente.

As cargas de carbono e nutrientes afluentes ao reservatório no ano de 2100 foram estimadas levando em conta as possíveis mudanças no uso e cobertura da terra em sua bacia de contribuição em relação ao período atual (Figura 4.4). Também foram utilizados valores de fluxo de nutrientes e carbono em corpos d'água publicados na literatura, para bacias com diferentes usos da terra (SILVA et al., 2007; JOHNSON et al., 2009)

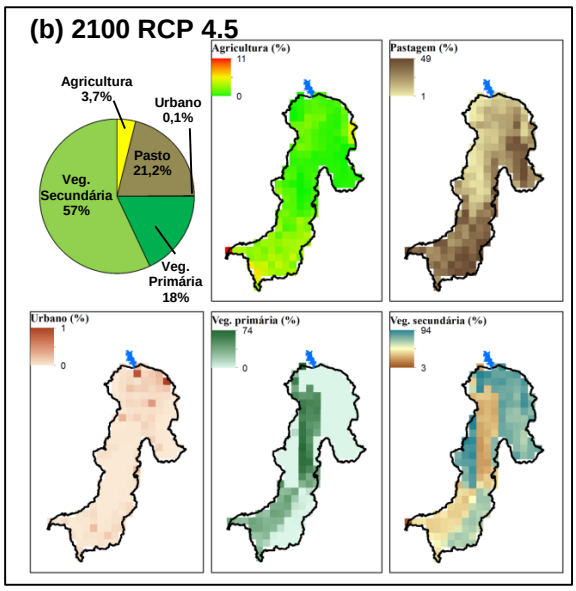
O mapa com o uso e cobertura atual (Figura 4.4a) foi produzido no âmbito do projeto BALCAR (BRASIL/MME, 2014), por meio da aplicação de metodologias de classificação digital em imagens coletadas pelo sensor TM abordo do satélite Landsat-5. O mapa atual foi gerado utilizando imagens do ano de 2010. Os mapas de uso e ocupação do solo para o ano de 2100 (Figura 4.4b,c) foram obtidos a partir dos dados disponibilizados no repositório do IPCC (disponível em <http://tntcat.iiasa.ac.at:8787/RcpDb/>), contendo os resultados das simulações para os RCP 4.5 e 8.5, realizadas com os modelos *Mini Climate Assessment Model* (MiniCAM) (SMITH; WIGLEY, 2006; CLARKE et al., 2007; WISE et al., 2009) e *Model for Energy Supply Systems and their General*

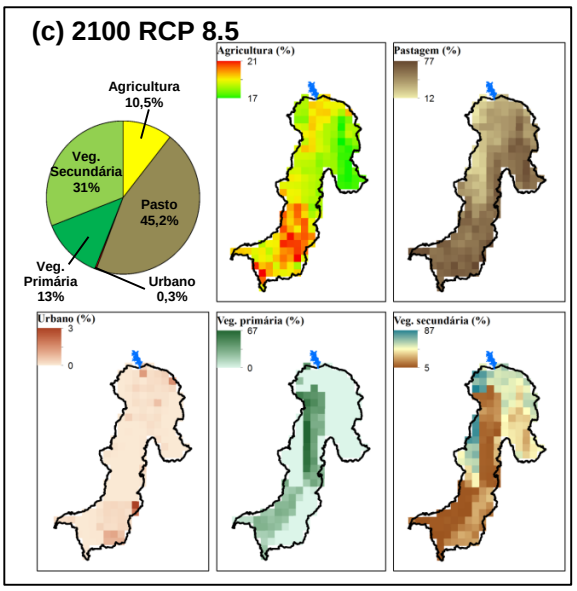
Environmental impact (MESSAGE) (RAO; RIAHI, 2006). Para cada um dos RCP, foram obtidas as grades, com resolução espacial de 0,5° x 0,5°, contendo a porcentagem das seguintes classes de uso e cobertura: (1) vegetação primária, (2) vegetação secundária, (3) áreas urbanizadas, (4) pastagem, e (5) agricultura. Estes dados foram processados utilizando o aplicativo ArcGIS®, onde foi realizado o recorte da grade para a área de interesse e calculada a porcentagem de cada classe de interesse.

Figura 4.4 – Uso e ocupação da terra na BHTA: (a) mapa de uso e ocupação atual, (b) alterações esperadas para o ano de 2100 para o cenário baseado no RCP 4.5, e (c) e alterações esperadas para o ano de 2100 para o cenário no RCP 8.5.



Classes	2010 (km²)	% da área em 2010
Agropecuária + agricultura	294.321	47 (pasto) 3,5 (Agricultura)
Água	6.898	1,2
Urbano	593	~0,1
Cerrado	196.983	35
Solo exposto + mineração + banco de areia	1.578	~0,3
Floresta	69.509	13
Nuvem	857	
TOTAL	**570.739**	





Considerando a redução de áreas com agricultura e pastagem (de 50,5% e, 2010 para 25% em 2100 RCP 4.5) e o aumento das áreas com vegetação nativa (de 48% e, 2010 para 75% em 2100 RCP 4.5), para o cenário de estabilização foi estimada uma redução de 25% da carga de nutrientes e de carbono em relação a 2010. Para o cenário de aumento contínuo foi estimado um aumento de 15% da carga de nutrientes e de carbono em relação a 2010, visto que para este cenário espera-se um aumento de áreas com pastagem e agricultura (↑9%) e redução de áreas com vegetação nativa (↓4%).

Tabela 4.9 – Resumo dos cenários elaborados para a simulação do FCO2 em Tucuruí no ano de 2100.

	Estabilização RCP 4.5		**Aumento Contínuo RCP 8.5**	
	Verão	**Inverno**	**Verão**	**Inverno**
Clima:	↑P_{atm} ; ↑Q_{LW} ; ↑Q_{SW} ; ↓U_R ; ↑T_w ; ↑T_a; ↑U	↓P_{atm} ; ↑Q_{LW} ; ↑Q_{SW} ; ↓U_R ; ↑T_w ; ↑T_a; ↑U	↑P_{atm} ; ↑Q_{LW} ; ↑Q_{SW} ; ↓U_R ; ↑T_w ; ↑T_a; ↑U	↑P_{atm} ; ↑Q_{LW} ; ↑Q_{SW} ; ↓U_R ; ↑T_w ; ↑T_a; ↑U
Vazão:	↓22% vazão afluente	↓22% vazão afluente	↓36% vazão afluente	↓36% vazão afluente
Carga de nutrientes e carbono:	↓25%	↓25%	↑15%	↑15%

4.4.4.2. Simulações do fluxo difusivo de CO_2

As simulações do F_{CO2} para o verão e inverno do ano de 2100 foram realizadas utilizando a mesma configuração (ver item 4.4.2.2) e parametrização (ver item 4.4.2.3) do ano de 2013. Entretanto, as condições iniciais foram modificadas, levando em conta os cenários descritos no item anterior. Para o cenário de estabilização optou-se por manter a mesma estrutura térmica e concentração de nutrientes e carbono na coluna d'água para inicialização do modelo (ver item 4.4.2.4). Já para o cenário de aumento contínuo, optou-se por aumentar as concentrações iniciais de nutrientes e carbono em 10% em relação às utilizadas para 2013 para inicialização do modelo; esta escolha visou considerar um maior grau de eutrofização do reservatório ao longo do século neste cenário. Para cada uma das simulações, o modelo foi alimentado com as séries temporais de dados meteorológicos, hidrológicos e concentração de

parâmetros de qualidade da água atualizados para o ano de 2100, conforme descritos no item anterior.

5. RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos ao longo do trabalho. Primeiramente são apresentados os resultados relativos à caracterização do clima na bacia hidrográfica do rio Tocantins-Araguaia, o regime fluviométrico do rio Tocantins a montante de Tucuruí, e frequência de ocorrência de SCM na região de Tucuruí (item 5.1). Posteriormente são apresentados os resultados relativos à simulação dos fluxos difusivos de CO_2 para o ano de 2013 (item 5.2); nesta subseção são apresentados os resultados da avaliação dos métodos de interpolação para obtenção da grade numérica de simulação, descrição das condições ambientais durante os períodos de simulação, validação das simulações e dinâmica temporal e espacial dos fluxos de CO_2 em Tucuruí. No item 5.3, são apresentados os resultados das análises referentes aos fatores ambientais que controlam os fluxos de CO_2 em Tucuruí. Por fim, no item 5.4 são apresentados os resultados relativos à simulação dos fluxos difusivos de CO_2 para o período futuro, ano de 2100.

5.1. Caracterização do clima e regime fluviométrico

5.1.1. Clima na bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia e na região do reservatório de Tucuruí

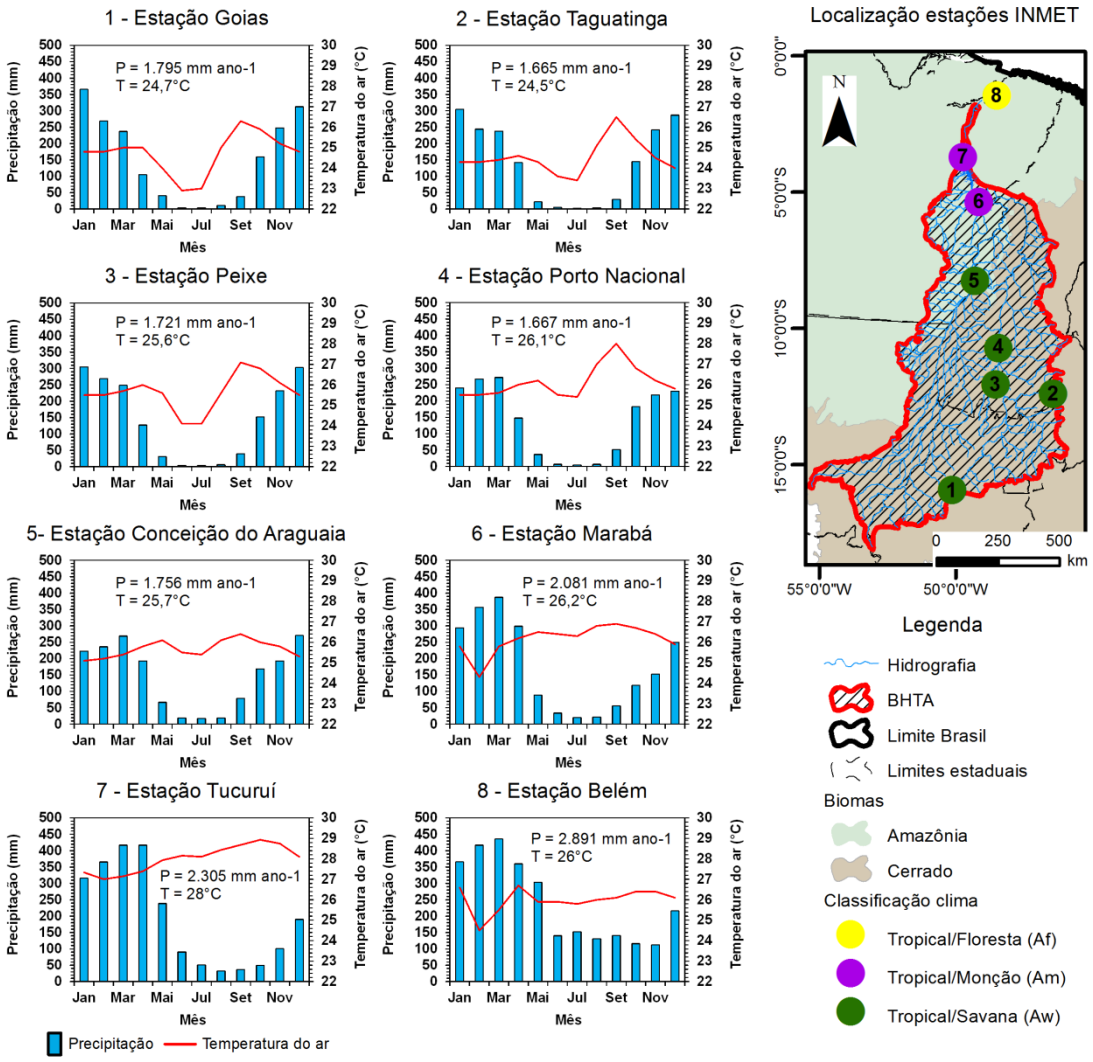
A partir da análise das séries temporais de dados coletados nas estações do BDMEP/INMET (ver Tabela 4.1) constatou-se que a BHTA apresenta um pronunciado gradiente climático, com regiões mais secas e frias ao sul e regiões mais úmidas e quentes ao norte da bacia (Figura 5.1). As porções central e sul da bacia (representadas pelas estações meteorológicas Goiás, Taguatinga, Peixe, Porto Nacional e Conceição do Araguaia), foram caracterizadas por um clima tipicamente tropical de Savana (Aw), com verões chuvosos e invernos secos. Nesta região da bacia a precipitação variou, em média, entre 290 mm $mês^{-1}$ (janeiro) e 7 mm $mês^{-1}$ (junho), com total anual de cerca de 1.700 mm ano^{-1}. Já a temperatura do ar variou, em média, entre 24,3 °C (junho e julho) e 27 °C (setembro), com média anual de 25,3 °C.

Dentro da porção centro-sul da bacia, as regiões onde estão localizadas as estações meteorológicas de Porto Nacional e Conceição do Araguaia (i.e., porção central da BHTA) foram as que apresentaram menor pluviosidade, com um acumulado anual de cerca de 1.660 mm ano^{-1}. Já a região onde está localizada a estação meteorológica Goiás (i.e., porção sul) foi a que apresentou o maior volume precipitado ao longo do ano, com um valor médio de aproximadamente 1.800 mm ano^{-1}. A região da estação meteorológica Taguatinga foi a que apresentou menor temperatura média anual, com 24,5 °C; a maior temperatura média anual nesta porção da bacia foi observada na região da estação meteorológica Porto Nacional, com 26 °C.

A porção norte da BHTA (i.e., região onde está localizado o reservatório de Tucuruí), representada pelas estações meteorológicas Marabá e Tucuruí (Figura 5.1), foi caracterizada por um clima tropical de Monção (Am), com a precipitação distribuída de forma irregular ao longo do ano. Nesta porção da bacia o maior volume precipitado também ocorreu durante os meses de verão, quando a precipitação acumulada atingiu valores próximos de 400 mm $mês^{-1}$(março). Durante os meses de inverno, o volume precipitado foi menor, atingindo o mínimo em agosto (~28 mm $mês^{-1}$). O total precipitado ao longo do ano foi, em média, de aproximadamente 2.200 mm ano^{-1}. A temperatura do ar nesta região variou, em média, entre 25,7 °C (fevereiro) e 27,8 °C (setembro e outubro); a temperatura média anual foi de 27,1 °C.

Na região próxima a foz do rio Tocantins, onde está localizada a estação meteorológica Belém (Figura 5.1), o clima foi caracterizado como tropical de floresta (Af), com o maior volume precipitado concentrado nos períodos de verão. Nesta região o mês mais chuvoso foi março, com precipitação média de aproximadamente 440 mm $mês^{-1}$. Já o mês mais seco foi novembro, com precipitação média de 112 mm $mês^{-1}$. A precipitação acumulada ao longo do foi, em média, de cerca de 2.900 mm ano^{-1}. A temperatura do ar variou, em média, entre 24,5 °C (fevereiro) e 26,7 °C (abril), com média anual de 26 °C.

Figura 5.1 – Caracterização climática da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia.



Com relação à variabilidade espacial das variáveis meteorológicas sobre o reservatório de Tucuruí, foi constatado que estas apresentam um comportamento relativamente homogêneo sobre a região (Tabela 5.1). Este resultado indica que a opção de considerar os dados meteorológicos obtidos pelo SIMA homogêneos sobre a superfície do reservatório durante a etapa de modelagem dos fluxos de CO_2 foi razoável (ver item 4.4.2.4), visto que nenhuma diferença significativa (*teste-t*, p-valor < 0,01) foi observada entre as variáveis meteorológicas coletadas nas estações Tucuruí (localizada a jusante do reservatório) e Marabá (localizada a montante do reservatório).

Tabela 5.1 – Resumo estatístico e comparação entre as variáveis meteorológicas observadas nas estações Marabá (1973-2013) e Tucuruí (1970-2013).

Variável	Marabá	Tucuruí	Diferença absoluta	Diferença (%)
Precipitação (mm dia^{-1})	13,7	13,3	0,4	2,9
Temperatura máxima (°C)	32,4	32,8	0,4	1,0
Temperatura mínima (°C)	22,9	23,1	0,2	1,0
Umidade relativa (%)	77,2	83,2	6,0	7,7
Pressão atmosférica (hPa)	999,9	1008,2	8,3	0,8
Velocidade do vento (m s^{-1})	1,8	1,7	0,1	6,9
Temperatura de bulbo seco (°C)	28,1	28,0	0,1	0,2
Temperatura de bulbo úmido (°C)	24,9	25,8	0,9	3,8

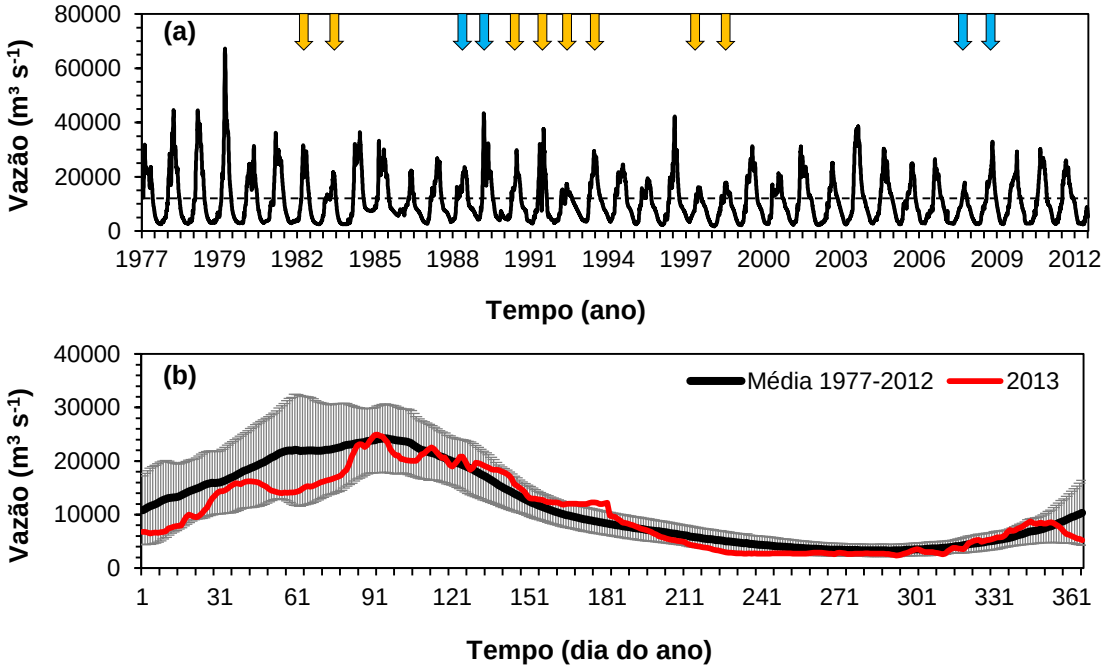
Finalmente, foi constatado que o ano de 2013 (ano base para as simulações do fluxo de CO_2 em Tucuruí) apresentou um comportamento normal, semelhante à média climatológica obtida para o período entre 1970-2012. Neste caso, não foi observada nenhuma diferença significativa entre os valores das variáveis meteorológicas coletadas no ano de 2013 e a média climatológica (*teste-t*, p-valor < 0,01).

5.1.2. Dinâmica fluviométrica do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí

A vazão do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí (Figura 5.2a) apresentou um padrão regular, com o pico da cheia ocorrendo geralmente nos meses de março ou abril, defasado cerca de 3 meses do pico da chuva na BHTA, que ocorre entre dezembro e janeiro. Já o pico da estiagem foi geralmente observado no mês de outubro, defasado cerca de 3 do mês com menor volume precipitado sobre a BHTA. O maior valor de vazão observado na série histórica foi de 67.251 m^3 s^{-1} e ocorreu no dia 2 de março de 1980. O menor valor observado foi de 1.658 m^3 s^{-1}, registrado no dia 12 de outubro de 1998. A vazão média observada nesse trecho do rio Tocantins durante o período analisado foi de 11.342 m^3 s^{-1}.

Anos com ocorrência de eventos de El Niño forte (i.e., 1982, 1983, 1990, 1991, 1992, 1993, 1997 e 1998) apresentaram uma tendência de redução nos picos de cheia; nestes anos a vazão média observada no rio Tocantins foi de 9.750 $m^3 s^{-1}$, cerca de 14% inferior a média climatológica obtida com toda a série de dados. Por outro lado, os anos com ocorrência de eventos de La Niña forte (i.e., 1988, 1989, 2007 e 2008) apresentaram uma tendência de aumento nos picos de cheia; nestes anos a vazão média observada no rio Tocantins foi cerca de 11.000 $m^3 s^{-1}$, semelhante a média climatológica.

Figura 5.2 – Caracterização fluviométrica do rio Tocantins a montante do reservatório de Tucuruí: (a) série temporal com dados diários de vazão medidos na estação Itupiranga entre 1/01/1977 e 31/12/2012; A curva tracejada indica o valor médio da série (11.342 $m^3 s^{-1}$), e (b) variação diária média ao longo de um ano e comparação com o ano de 2013; a parte sombreada em cinza indica ± 1,5 desvios padrões em relação à média. As setas amarelas indicam os anos de ocorrência de El Niño forte, enquanto que as azuis indicam os anos de ocorrência de La Niña forte (fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>).



Com relação ao comportamento médio do rio Tocantins ao longo do ano (Figura 5.2b), foi observado que o pico da cheia ocorre tipicamente no inicio do mês de abril (i.e., no dia 5 de abril), atingindo, em média, um valor de 24.275 $m^3 s^{-1}$. Já a vazão mínima foi observada tipicamente por volta do dia 17 de

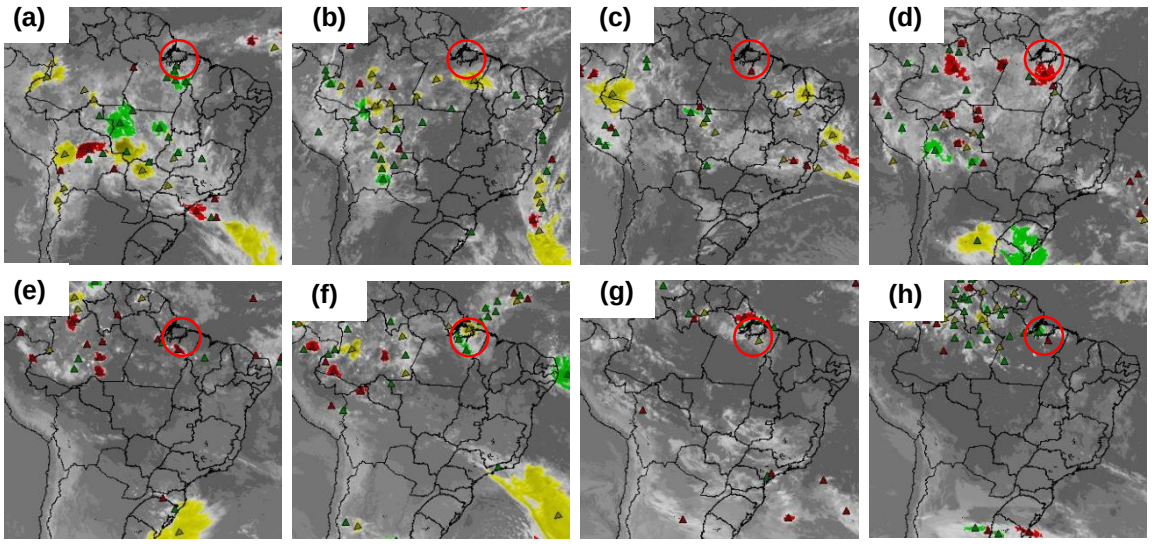
outubro, atingindo, em média, um valor de 3.300 m^3 s^{-1}. Estes valores indicam que a vazão do rio Tocantins que aflui ao reservatório de Tucuruí varia, em média, em torno de 630% ao longo do ano, ou seja, cerca de 21.000 m^3 s^{-1} de variação entre o pico da cheia e da estiagem.

Assim como foi observado nos dados meteorológicos da estação Tucuruí, descrito na subseção anterior, o rio Tocantins também apresentou um comportamento semelhante à média climatológica ao longo do ano de 2013 (Figura 5.2b). A vazão média ao longo de 2013 foi de aproximadamente 10.500 m^3 s^{-1}, cerca de 7% abaixo da média de longo prazo (11.342 m^3 s^{-1}). O pico da cheia ocorreu no dia 3 de abril, com a vazão atingindo o valor máximo de 24.957 m^3 s^{-1}. O pico da estiagem ocorreu no dia 20 de outubro, com a vazão atingindo o valor mínimo de 2.354 m^3 s^{-1}.

5.1.3. Ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala

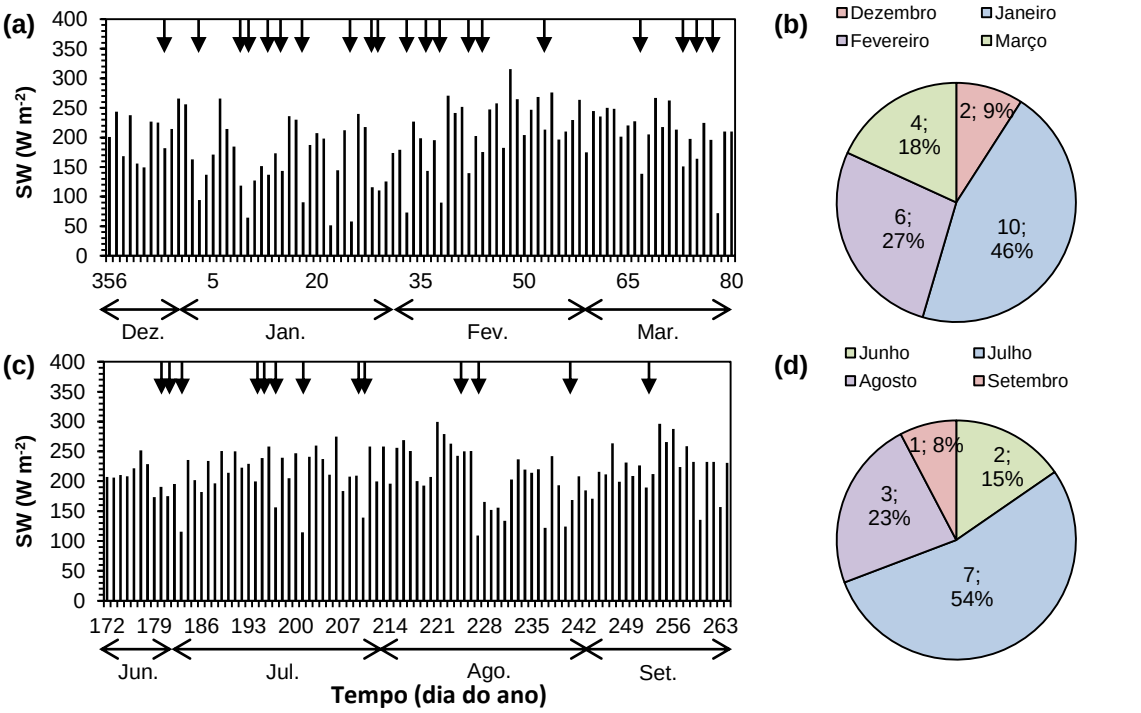
A Figura 5.3 apresenta alguns exemplos de SCM identificados sobre o reservatório de Tucuruí, utilizando o produto ForTraCC.

Figuras 5.3 - Exemplos de SCM identificados pelo algoritmo ForTraCC durante o período de verão (a-d), e durante o período de inverno (e-h). A escala de cor nas figuras indica a fase do ciclo de vida do SCM: vermelho – intensificando, amarelo – estável e verde – desintensificando. O circulo vermelho indica a posição do reservatório de Tucuruí.



A maior frequência de ocorrência de SCM sobre a região do reservatório de Tucuruí foi observada ao longo da estação de verão, entre 21 de dezembro de 2012 e 21 de março de 2013 (Figura 5.4). Neste período, foram observados 22 dias com ocorrência de SCM (Figura 5.4a), o que corresponde a aproximadamente 24% dos dias do período analisado. A duração média de atuação destes sistemas sobre o reservatório foi de 10h, ocorrendo tipicamente entre as 02h00min e 12h00min.

Figura 5.4 – Ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí: (a) sistemas identificados no período de verão (setas pretas) e radiação incidente de ondas curtas (média diária, indicada pelas barras), (b) porcentagem de ocorrência em cada mês da estação de verão, (c) sistemas identificados no período de inverno (setas pretas) e radiação incidente de ondas curtas (média diária, indicada pelas barras), (d) porcentagem de ocorrência em cada mês da estação de inverno.



Um dos principais impactos observados nas variáveis meteorológicas coletadas pelo SIMA durante a ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí no período de verão foi a redução da radiação de ondas curtas incidente. Durante os dias sem ocorrência de SCM sobre o reservatório a radiação de ondas curtas incidentes foi, em média, de 215 W m^{-2}, enquanto que nos dias com

ocorrência de SCM foi de 131 W m^{-2}, o que corresponde uma redução de aproximadamente 40% da radiação de ondas curtas incidentes nos dias com ocorrência de SCM. A fração cobertura de nuvens sobre o reservatório foi, em média, de 24% (dias sem SCM) e 70% (dias com SCM).

Com relação à sua variabilidade intrasazonal durante o verão, notou-se uma redução do número de eventos ao longo dos meses da estação (Figura 5.4b). O maior número de eventos foi observado no mês de janeiro, com ocorrência de SCM em 10 dias deste mês (46% das ocorrências). Durante o mês de fevereiro foi observada a ocorrência de SCM em apenas 6 dias, cerca de 27% do total observado no verão. Já durante o mês de março foi observada a ocorrência de SCM em 4 dias, o que representa 18% do total de eventos registrados no verão.

Durante o período de inverno, foram observados 13 dias com ocorrência de SCM sobre Tucuruí (Figura 5.4c), o que corresponde a aproximadamente 14% do período analisado. A duração média de atuação destes sistemas sobre o reservatório no inverno foi inferior ao observado no período de verão, com cerca de 5h de duração. Um dos principais impactos observados nas variáveis meteorológicas durante a ocorrência de SCM sobre o reservatório durante o período de inverno também foi a redução da radiação de ondas curtas incidente, apresentando valores médios de 233 W m^{-2} (dias sem SCM) 203 W m^{-2} (dias com SCM), respectivamente. Estes valores indicam uma redução de aproximadamente 13% da radiação de ondas curtas incidente sobre o reservatório nos dias com ocorrência de SCM no período de inverno. Já a fração de cobertura de nuvens sobre o reservatório apresentou um aumento durante os dias com ocorrência de SCM, com valores médios de 19% (dias sem SCM) e 30% (dias com SCM).

Com relação à sua variabilidade intrasazonal durante o inverno, notou-se um padrão semelhante ao verão, com uma redução do número de eventos ao longo dos meses da estação (Figura 5.4d). O maior número de eventos foi

observado no mês de julho, com ocorrência de SCM em 7 dias deste mês (54% das ocorrências). Durante o mês de agosto foi observada a ocorrência de SCM em apenas 3 dias, cerca de 23% do total observado no período de inverno. Já durante o mês de setembro foi observada a ocorrência de SCM em apenas 1 dias, o que representa 8% do total de eventos registrados no inverno.

5.2. Fluxo difusivo de CO_2 simulado para o ano de 2013

Nesta seção são apresentados os resultados das simulações do F_{CO2} no reservatório de Tucuruí utilizando o modelo ELCD para os períodos de verão e inverno do ano de 2013.

Na primeira subseção (item 5.2.1) é apresentado o resultado da avaliação dos métodos interpoladores para discretizar a grade numérica utilizada para simulação do F_{CO2} em Tucuruí. Na subseção seguinte (item 5.2.2) são descritas as condições ambientais e hidrometeorológicas durante os períodos de simulação. No item 5.2.3, são apresentados os resultados de validação das simulações, por meio de comparação com dados medidos *in situ*. Nas ultimas duas subseções são apresentados os resultados relativos à avaliação da dinâmica temporal (item 5.2.4) e espacial (item 5.2.5) dos fluxos difusivos de CO_2 em Tucuruí.

5.2.1. Avaliação dos métodos interpoladores para discretização horizontal da grade numérica

A Figura 5.5 apresenta os resultados obtidos por meio da aplicação dos quatro métodos de interpolação espacial descritos no item 4.4.2.1, com a parametrização que apresentou o melhor resultado para cada um dos métodos utilizados; os valores dos parâmetros utilizados estão apresentados na Tabela 5.2. A resolução espacial das grades interpoladas é de 400 m. Para todos os métodos aplicados a grade batimétrica resultante apresentou profundidades semelhantes, variando entre 0,5 m a 100 m e com valor médio de aproximadamente 28 m.

Figura 5.5 – Grades de batimetria obtidas por meio da aplicação de diferentes métodos de interpolação espaciais: (a) Krigeagem ordinária (KO), (b) Inverso do Quadrado da Distância (IQD), (c) Polinômios Locais (IPL), e (d) Função de Base Radial (FBR).

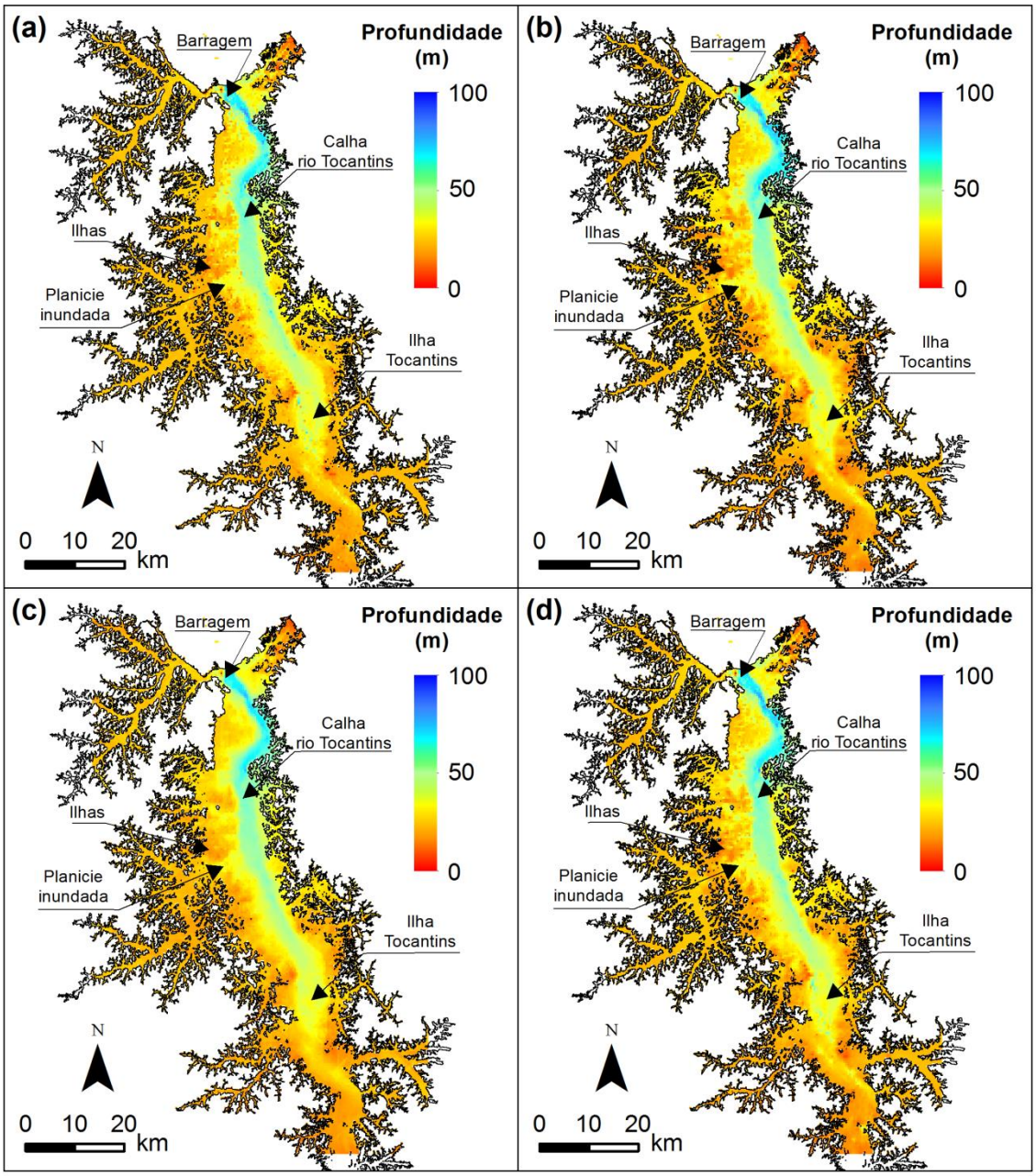


Tabela 5.2 – Resumo dos parâmetros que apresentaram melhor resultado para um dos métodos de interpolação avaliados.

Método	Parametrização
KO	Número de vizinhos = 25; comprimento do semieixo = 1300; defasagem = 12; tamanho de defasagem = 46; semivariograma = estável
IQD	Número de vizinhos = 40; comprimento do semieixo = 5000; potência = 2
IPL	Número de vizinhos = 40; comprimento do semieixo = 5000; ordem do polinômio = 2; função Kernel = constante
FBR	Número de vizinhos = 10; comprimento do semieixo = 5000; função Kernel = spline regular

Do ponto de vista qualitativo, todos os quatro métodos utilizados para interpolar as amostras de profundidade produziram resultados satisfatórios, se mostrando capazes de mapear características batimétricas importantes, como o antigo canal do rio Tocantins e algumas ilhas submersas. Tal fato é de grande importância para estudos com modelos hidrodinâmicos 3D, uma vez que as correntes e a circulação da água são induzidas pela batimetria do reservatório (IMBERGER; HAMBLIN, 1982).

Quantitativamente, a interpolação pelo método KO foi a que apresentou o menor RMSE (0,92 m ou NRMSE = 0,86%) e maior correlação com medições *in situ* (R^2 = 0,997). Por outro lado, o algoritmo IPL foi a que apresentou os piores resultados, com um RMSE de aproximadamente 6 m (NRMSE = 6%) e um coeficiente de correlação de 0,85. As interpolações pelos métodos IQD FBR apresentaram resultados semelhantes aos do método de KO, com RMSE inferior a 1,5 m (NRMSE < 1,4%). O IPL foi o único método que apresentou uma tendência geral em superestimar a profundidade (viés = 0,17 m); todos os outros três métodos (KO, IQD e FBR) apresentaram uma leve tendência em subestimar as profundidades (viés < 0,005 m).

Tomando o valor de RMSE apresentado pelo método KO como referência, os métodos IQD, IPL e FBR apresentaram valores 55%, 59,6% e 17% maiores, respectivamente. Levando isso em consideração, a grade batimétrica obtida pelo método KO foi a selecionada para realizar as simulações com o modelo

ELCD em Tucuruí. Entretanto, vale ressaltar que, exceto para o método IPL, todos os outros três métodos avaliados apresentaram valores de erro aceitáveis (NRMSE < 2%) para fins de modelagem hidrodinâmica.

A título de comparação com os resultados obtidos nesta pesquisa, Merwade et al. (2006) e Bello-Pineda e Hernández-Stefanoni (2007) encontraram resultados semelhantes ao comparar diferentes métodos de interpolação para gerar a grade batimétrica de um canal de rio e de uma plataforma submersa. Nos estudos acima referidos, os métodos geoestatísticos também apresentaram um melhor desempenho quando comparado com outros métodos de interpolação determinísticos. Nestes dois casos citados, os erros obtidos por meio da aplicação dos métodos determinísticos foram cerca de 20% a 30% (MERWADE et al., 2006) e 100% (BELLO-PINEDA; HERNÁNDEZ-STEFANONI, 2007) maiores dos que os obtidos por meio da aplicação de métodos geoestatísticos.

5.2.2. Descrição das condições ambientais durante os períodos de simulação

Um padrão nictemeral (associado ao ciclo diurno) marcante foi observado em todas as variáveis meteorológicas monitoradas pelo SIMA durante os períodos de verão e inverno (Figura C.1 e C.2 do Apêndice C). Testes estatísticos mostraram que, entre todas as variáveis meteorológicas, apenas a velocidade e direção do vento não apresentaram diferenças significativas entre as estações de verão e inverno (*teste-t*, p-valor > 0,01). Por outro lado, a temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica e radiação de ondas curtas incidente apresentaram diferenças significativas entre as estações de verão e inverno (*teste-t*, p-valor<0,01).

A temperatura do ar (Figura C.1a) variou, em média, entre 25,3 °C e 29,0 °C ao longo dos dias no período de verão, com uma média diária de 26,9 °C. Para o período de inverno (Figura C.2a), a temperatura do ar variou, em média, de 25,5 °C a 29,8 °C, com uma média diária de 27,6 °C. As temperaturas mínima

e máxima do ar foram observadas por volta de 07h0min e 17h00min, respectivamente, durante o verão. No período de inverno, uma pequena diferença foi observada neste padrão, sendo a temperatura máxima do ar observada em torno de 19h00min e mínima por volta de 08h00min.

A umidade relativa do ar (Figura C.1b) apresentou um padrão consistente com relação às variações de temperatura do ar. Durante o período de verão, a umidade relativa máxima foi observada por volta de 06h00min (~84%), enquanto a humidade relativa mínima foi observada as 16h00min (~70%), a média diária foi de 79%. No inverno (Figura C.2b), a umidade relativa máxima foi observada as 07h00min (~79%), enquanto a umidade relativa mínima foi observada por volta de 19h00min (~60%), sendo a média diária foi de 71%

A pressão atmosférica (Figura C.1c) oscilou, em média, entre 996 hPa e 1.000 hPa, ao longo dos dias de verão, com valor médio de 998,7 hPa. Nesta temporada, o valor da pressão atmosférica mais elevada foi observado às 10h00min e o menor foi observado às 17h00min. Durante o período de Inverno (Figura C.2c), a pressão atmosférica variou, em média, entre 998 hPa e 1.001 hPa ao longo do dia, com o mínimo ocorrendo às 20h00min e o máximo às 12h00min; o valor médio ao longo do dia foi de 999,7 hPa

Durante a estação de verão, o pico de incidência de radiação de ondas curtas foi frequentemente deslocado de seu horário normal de ocorrência, ao meio-dia, para 13h00min durante o verão (Figura C.1d). Já no período de inverno (Figura C.2d), o pico ocorreu geralmente ao meio-dia. O valor médio do pico de incidência de radiação de ondas curtas foi de 643 W m^{-2} durante o verão e 865 W m^{-2} durante o inverno. No entanto, em condições de céu limpo, o pico de radiação de ondas curtas incidente apresentou valores maiores do que 1.100 W m^{-2} em ambas as estações.

A velocidade do vento (Figuras C.1e e C.2e) variou, em média, entre 1,8 m s^{-1} e 3,2 m s^{-1}, com um valor médio diário de 2,5 m s^{-1} em ambas as estações. A variação da velocidade do vento ao longo do dia exibiu um padrão semelhante

em ambas as estações, com a velocidade máxima observada geralmente durante o período noturno e da manhã (entre as 03h00min e 10h00min) e o mínimo durante a tarde (entre as 14h00min e 16h00min). Em ambas as estações o vento soprou predominantemente de sudeste para noroeste (Figuras C.1f e C.2f).

Tanto a precipitação como a cobertura de nuvens foram maiores durante o período de verão (Figuras C.1g,h e C.2g,h). A precipitação acumulada sobre a área do reservatório foi de cerca de 1.160 mm durante o verão, enquanto que durante o inverno foi de 156 mm. Já a fração cobertura de nuvem apresentou valores médios de 80% e 58% durante o verão e inverno, respectivamente. As altas pluviosidade e cobertura de nuvens observadas durante o período de verão estão associadas à posição da ZCIT esta época do ano ea maior ocorrência de sistemas convectivos sobre a região.

As vazões de entrada e saída (Figuras C.1i e C.2i) apresentaram um padrão distinto entre os dois períodos analisados, sendo observado um aumento das vazões durante o período de verão enquanto no inverno houve um decréscimo da vazão de entrada e a vazão de saída se manteve praticamente constante. O maior valor de vazão de entrada ocorreu no final do período de verão, com valores próximos a 20.000 m^3 s^{-1}. A vazão média de entrada foi cerca de 4 vezes maior no período de verão (13.000 m^3 s^{-1}) do que durante o inverno (3.000 m^3 s^{-1}).

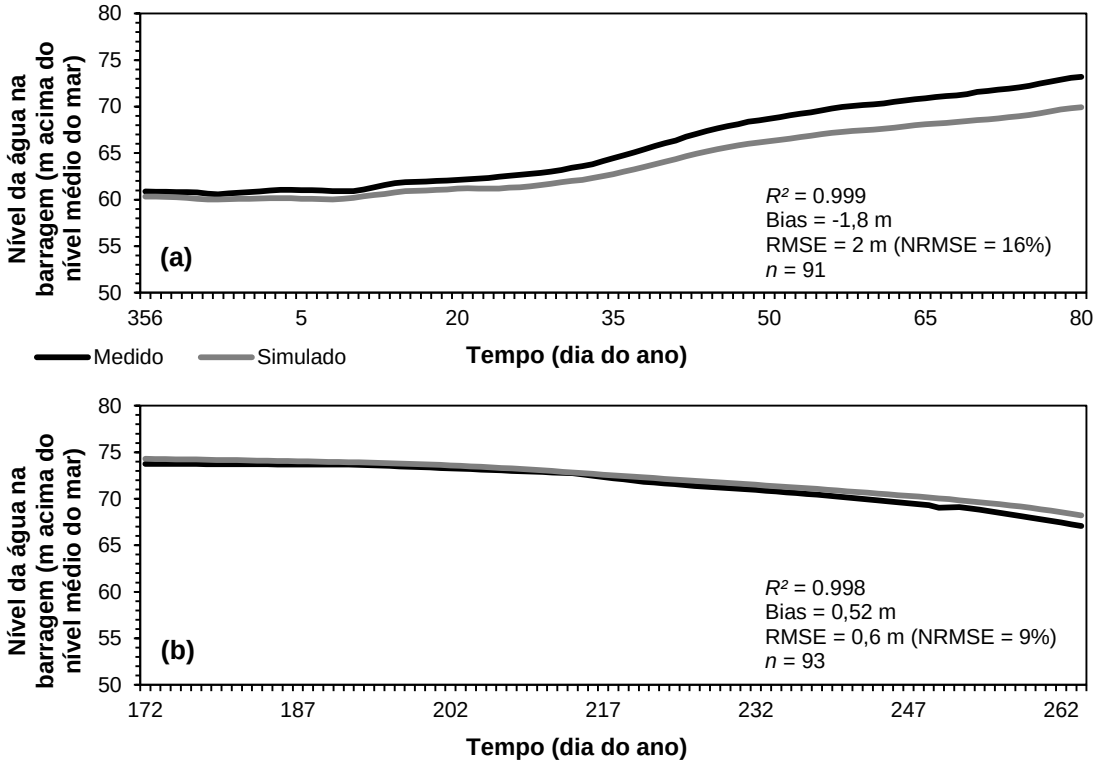
Parâmetros de qualidade da água medidos no rio Tocantins, a montante do reservatório, tais como, temperatura da água, pH e oxigênio dissolvido, apresentaram valores semelhantes em ambas as estações (Figura C.3 do Apêndice C). Com exceção do CID, as concentrações de C foram maiores durante o verão. As cargas de fósforo total e amônia também foram maiores durante o período de verão.

5.2.3. Validação das simulações

5.2.3.1. Balanço hídrico do reservatório

A validação do balanço hídrico foi realizada por meio de comparação entre o nível de água simulado pelo modelo ELCD e medido na barragem diariamente pela Eletronorte. Este procedimento foi realizado tanto para o período de verão como de inverno. A Figura 5.6 apresenta os gráficos contendo o nível da água simulado e medido para cada um dos períodos analisados.

Figura 5.6 – Nível da água simulado (modelo ELCD) e observado (Eletronorte) na barragem do reservatório de Tucuruí: (a) período de verão; e (b) período de inverno.



Para o período de verão o modelo apresentou uma leve tendência em subestimar o nível da água no reservatório (Figura 5.6a). O viés do nível d'água simulado foi de -1,8 m e o RMSE foi de 2 m (NRMSE = 16%). As diferenças observadas entre o nível medido e simulado para a estação de verão podem ser explicadas principalmente pelo fato de que durante as simulações não foram consideradas as entradas de água por afluentes menores (p.ex., o rio Pucuruí, rio Caraipé, rio da Lontra, rio Bacurí, rio Jacundá e rio do

Repartimento). Com relação às contribuições dos afluentes menores durante o período de verão, foi verificado que estas podem ser da ordem de até 300 $m^3 s^{-1}$ (dados não publicados, coletados pela equipe da UFRJ em 10 afluentes menores, disponíveis no banco de dados do projeto BALCAR). Considerando esta vazão fixa ao longo de todo o período simulado (91 dias) temos um volume de água da ordem de 2,4 bilhões de m^3. Para uma área superficial média de 2.000 km^2 este volume de água corresponde a uma lâmina d'água de 1,2 m (~67% do viés obtido).

Para o período de inverno, o modelo apresentou um comportamento oposto ao observado no verão, com uma leve tendência em superestimar os valores de nível da água simulado (Figura 5.6b). O viés do nível da água simulado foi de 0,52 m e o RMSE foi de 0,6 m (NRMSE = 9%). Os menores erros observados durante a simulação do período de inverno podem ser atribuído principalmente ao fato de que as vazões dos afluentes menores decrescem ao longo do ano (~100 $m^3 s^{-1}$, dados não publicados, coletados pela equipe da UFRJ em 5 afluentes menores, disponíveis no banco de dados do projeto BALCAR), influenciando menos o balanço hídrico do reservatório este período do ano.

Outras fontes de erro que podem ter impactado a simulação do balanço hídrico pelo modelo ELCD são: (1) erros na estimativa de evaporação pelo modelo ELCD, e (2) erros inerentes aos dados de entrada, como por exemplo, na precipitação direta sobre o reservatório, estimada pelo produto TRMM 3B42. Contudo, levando em conta os resultados obtidos nesta etapa, concluísse que o modelo ELCD apresentou um desempenho satisfatório em relação à simulação do balanço hídrico e variação do nível simulado.

5.2.3.2. Temperatura da coluna d'água

A validação da temperatura da água simulada pelo modelo ELCD foi realizada por meio de comparação com os dados de temperatura medidos nas cadeias de termistores e também coletados com a sonda multiparâmetros acoplada ao SIMA. Este procedimento foi realizado tanto para o período de verão como de

inverno, sendo utilizados os dados disponíveis para cada um dos períodos. As Figuras 5.7 e 5.8 apresentam os gráficos com as comparações entre a temperatura da água medida e simulada para cada um dos períodos analisados.

No período de verão (Figura 5.7), os valores de temperatura simulados pelo modelo ELCD apresentaram forte correlação (R^2 > 0,8) com os valores observados *in situ*, com uma leve tendência em superestimar a temperatura na parte superior da coluna de água (viés > 0) e subestimar a temperatura nas camadas mais profundas (viés < 0). O coeficiente de correlação variou entre 0,84 e 0,99, com valor médio de 0,97. O viés variou entre -0,05°C e 0,06°C, com valor médio de -0,010 °C. O RMSE foi inferior a 0,4 °C em todos os pontos de validação, com valor médio de 0,15 °C. O NRMSE variou entre 3,5% e 16%, com valor médio de 6%.

No período de inverno (Figura 5.8), devido a problemas apresentados pelas cadeias de termistores, a validação da temperatura simulada pelo modelo ELCD foi realizada apenas com dados coletados pela cadeia de termistores CH10 em duas profundidades. Neste caso os valores simulados também apresentaram boa correlação com os valores observados *in situ* e uma leve tendência em subestimar a temperatura da água (viés < 0). O coeficiente de correlação variou entre 0,67 e 0,75, com valor médio de 0,71. O viés variou entre -0,36 °C e -0,37 °C, com valor médio de -0,36 °C. O RMSE foi inferior a 0,58 °C em todos os pontos de validação, com valor médio de 0,56 °C. O NRMSE variou entre 16% e 20%, com valor médio de 18%.

Cabe ressaltar que os valores de erro encontrados neste estudo foram semelhantes aos relatados em outros estudos utilizando modelagem numérica (SCHLADOW; HAMILTON, 1997; MISSAGHI; HONDZO, 2010), o que demonstra o bom desempenho do modelo ELCD para simular a temperatura da coluna de água no reservatório de Tucuruí.

Figura 5.7 – Comparação entre os valores de temperatura observados e simulados no período de verão. Dados coletados com a sonda multiparâmetros acoplada ao SIMA a 0,5 m de profundidade (a) e dados coletados na cadeia de termistores CH10 a 1 m (b), 3 m (c), 4 m (d), 5 m (e), 6m (f), 7 m (g), 8 m (h), 10 m (i) e 12 m (j) de profundidade.

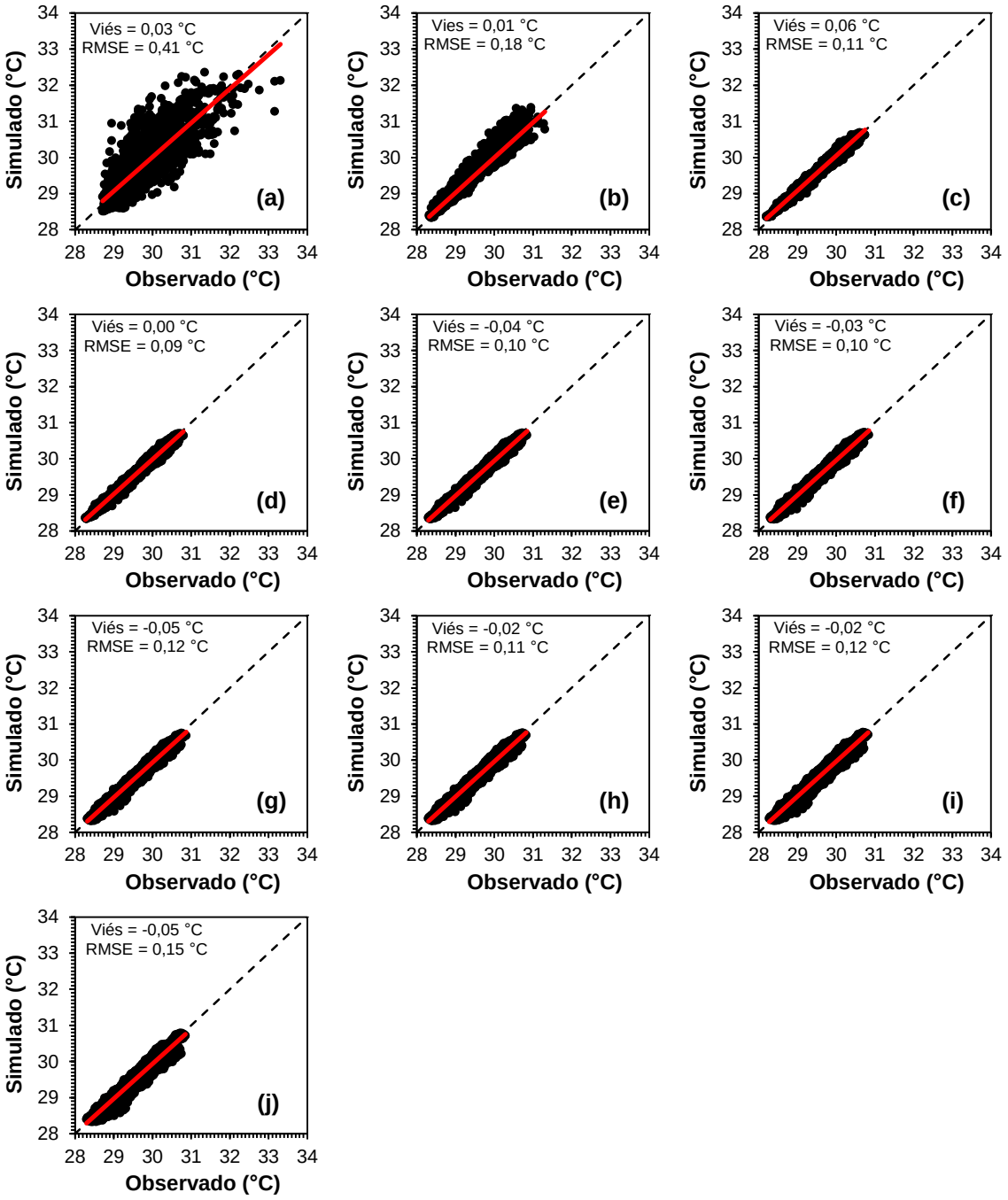
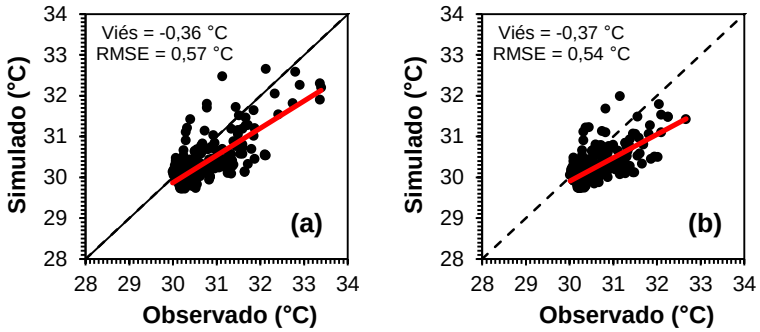


Figura 5.8 – Comparação entre os valores de temperatura observados e simulados no período de inverno. Dados coletados na cadeia de termistores CH10 a 0,3 m (a), e 1 m (b) de profundidade.



5.2.3.3. Fluxos difusivos de CO_2

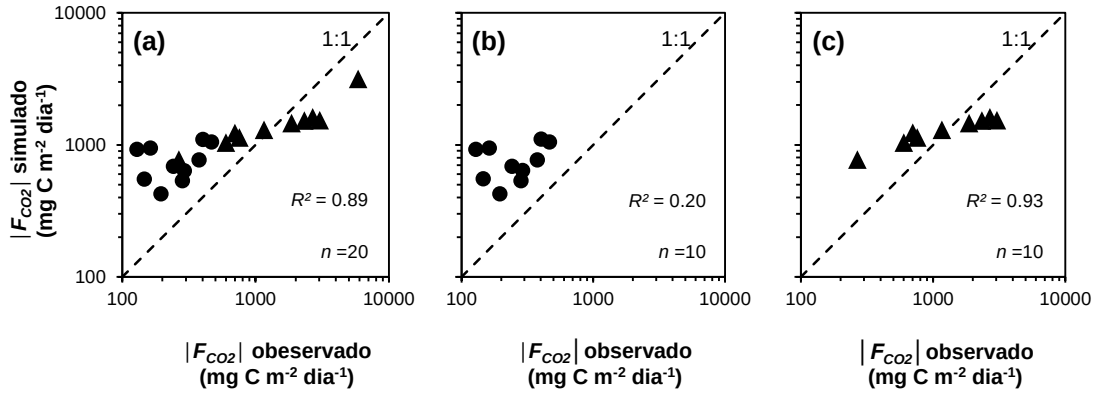
A Figura 5.9 apresenta a comparação entre os fluxos de CO_2 simulados pelo modelo ELCD e medidos em campo pela equipe da Eletronorte durante o projeto BALCAR. Analisando todo o conjunto de dados de validação (Figura 5.9a), os valores de F_{CO2} simulados pelo modelo ELCD apresentaram boa correlação com os valores observados em campo (R^2 = 0,89, n = 20, p-valor < 0,01). O modelo ELCD apresentou uma tendência geral em superestimar os fluxos de CO_2 em Tucuruí (viés = 20 mg C m^{-2} dia^{-1}); o fluxo médio calculado com base nos dados observados foi de -1.099 mg C m^{-2} dia^{-1}, enquanto que o fluxo médio obtido com base nos valores simulados foi de -1.119 mg C m^{-2} dia^{-1}. O RMSE obtido utilizando todo o conjunto de dados de validação foi de cerca de 870 mg C m^{-2} dia^{-1}, que corresponde cerca de 15% da amplitude observada nos dados *in situ* (NRMSE = 15,14%).

Analisando-se os períodos separadamente, observa-se que o modelo ELCD apresentou piores resultados para a simulação de verão (Figura 5.9b). Para este período, o resultado da simulação apresentou fraca correlação com os dados observados *in situ* (R^2 = 0,20, n = 10, p-valor < 0,01), superestimando o fluxo de CO_2 em cerca de 490 mg C m^{-2} dia^{-1}; neste caso, o F_{CO2} médio obtido com base nos dados observados em campo foi de -270 mg C m^{-2} dia^{-1}, enquanto que a média simulada foi de -760 mg C m^{-2} dia^{-1}. O RMSE obtido para o período de verão foi de aproximadamente 530 mg C m^{-2} dia^{-1}, que

corresponde mais de 100% da amplitude observada nos dados *in situ* (NRMSE = 157%).

Já para o período de inverno (Figura 5.9c), o resultado da simulação apresentou uma boa correlação com os dados observados *in situ* (R^2 = 0,92, *n* = 10, p-valor < 0,01), subestimando os valores de F_{CO2} em cerca de 490 mg C m^{-2} dia^{-1}. Vale ressaltar que, para este período do ano, o modelo apresentou uma tendência em superestimar valores de F_{CO2} abaixo de 1.000 mg C m^{-2} dia^{-1} e subestimar valores de fluxo acima deste limiar. O F_{CO2} médio obtido com base nos dados *in situ* foi de -1.966 mg C m^{-2} dia^{-1}, enquanto a média obtida com base nas simulações foi de -1.476 mg C m^{-2} dia^{-1}. O RMSE obtido para o período de inverno foi de aproximadamente 1.100 mg C m^{-2} dia^{-1}, que corresponde cerca de 20% da amplitude observada nos dados *in situ* (NRMSE = 19,8%).

Figura 5.9 – Validação das simulações de fluxo de CO_2 em Tucuruí utilizando o modelo ELCD: (a) todo o conjunto de dados disponíveis, (b) validação para o período de verão e (c) validação para o período de inverno.



As diferenças entre os valores de F_{CO2} simulado e observado podem ser explicadas por diferentes motivos, entre eles podem ser destacados: (1) diferença entre os métodos para estimativa do F_{CO2} utilizado neste trabalho (aplicação do TBL via simulação numérica) e durante as coletas realizadas pela equipe da Eletronorte (câmaras flutuantes), e (2) lapso temporal entre os dados observados (ano 2011 e 2012) e simulados (anos 2013).

Com relação à diferença de métodos, enquanto o modelo ELCD estima o F_{CO2} usando a Equação 4.11, proposta por Wanninkhof (1992), as estimativas feitas no âmbito do projeto BALCAR foram realizadas com base em medições *in situ*, por meio de câmaras flutuantes estáticas. De acordo com Duchemin et al. (1999), as diferenças entre os valores obtidos por estes dois métodos distintos podem ser explicada por três parâmetros importantes: (1) o modo de transporte dos gases dissolvidos, (2) temperatura do ar e temperatura da água, e (3) velocidade do vento. Estes três parâmetros podem afetar um ou ambos os métodos, sendo que, para o caso de Tucuruí, a velocidade do vento parece ser o fator mais importante para explicar as diferenças entre as medições *in situ* e simulações do modelo, uma vez que o principal modo de transporte de gás dissolvido em Tucuruí é a difusão (BRASIL/MME, 2014).

Com relação ao lapso de temporal entre a coleta de dados do projeto BALCAR e ano de simulação (~1 ano), pode se afirmar que não houve alterações significativas no uso e cobertura da terra na bacia de drenagem do reservatório entre os anos de 2012 e 2013. Esta análise foi realizada utilizando o produto MODIS MCD12Q1, sendo verificadas alterações no uso da terra em apenas 5% da área da bacia. Ressaltamos, ainda, que não foram observadas diferenças significativas entre nas variáveis meteorológicas para o ano de 2012 e 2013 (*teste-t*, p-valor > 0,01). As diferenças entre variáveis meteorológicas e 2012 e 2013 foram avaliadas por uma comparação pareada entre as leituras diárias de temperatura do ar, precipitação, velocidade do vento, pressão atmosférica e umidade relativa, medida na estação meteorológica de Tucuruí. Tendo em conta que o uso e cobertura da terra e as condições meteorológicas foram semelhantes nos anos de 2012 e 2013, espera-se que o lapso temporal entre os dois conjuntos de dados não introduza diferenças significativas nas comparações, uma vez que estes são fatores-chave que controlam a entrada de nutrientes e C nos reservatórios, consequentemente influenciando os fluxos de CO_2 (TRANVIK et al., 2009).

Baseado nestes resultados pode-se concluir que o modelo ELCD foi capaz de simular o F_{CO2} de maneira satisfatória em Tucuruí em ambos os períodos, preservando os gradientes espaciais e reproduzindo um valor de F_{CO2} médio semelhante ao obtidos com as medições em campo.

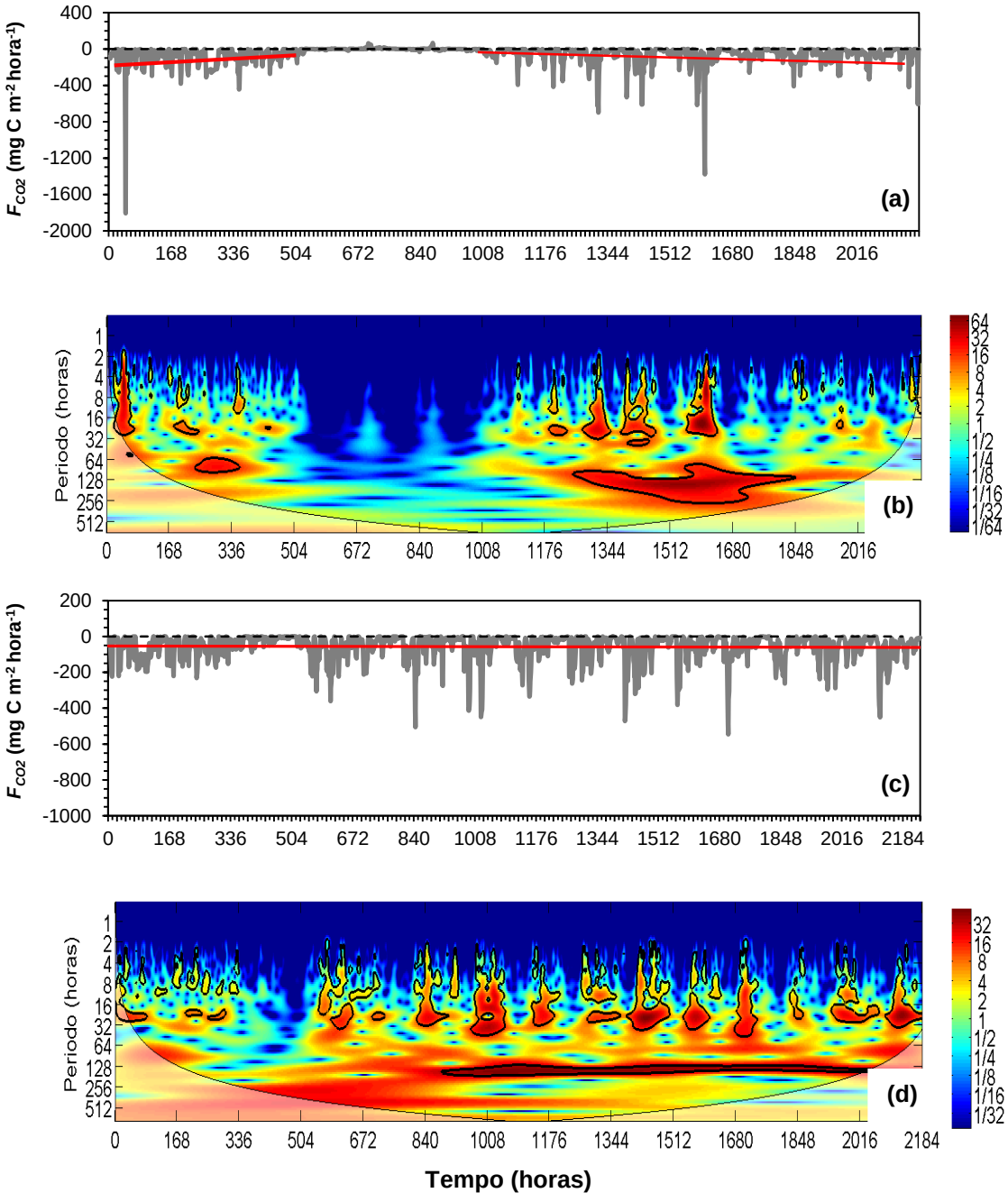
5.2.4. Variabilidade temporal do fluxo difusivo de CO_2

De maneira geral, o F_{CO2} apresentou uma grande variabilidade temporal em ambas as estações simuladas, com picos de emissão ocorrendo em escalas de tempo distintas. A Figura 5.10 apresenta as séries temporais horárias, contendo valores simulados de F_{CO2} (mg C m^{-2} $hora^{-1}$) para os períodos de verão e inverno; os valores apresentados nas séries representam o fluxo médio de CO_2 por toda a superfície do reservatório e acumulados para cada hora dos períodos simulados. Valores negativos (positivos) indicam evasão (absorção) de CO_2 pelo reservatório. Além disso, são apresentados os espectros de ondaleta obtidos utilizando a técnica TOC.

Durante o período de verão (Figura 5.10a) o F_{CO2} apresentou um sinal regular e periódico durante a maior parte do tempo. De maneira geral, o F_{CO2} apresentou uma leve tendência de redução em sua magnitude entre o inicio do verão e o mês de janeiro e uma leve tendência de aumento na magnitude entre o inicio de fevereiro e o final da estação. O fluxo horário simulado para esta estação variou entre -1.808 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e 66 mg C m^{-2} $hora^{-1}$, com valor médio de-56 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e desvio padrão (DP) de ±100 mg C m^{-2} $hora^{-1}$; a mediana foi igual a -19 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (~66% menor em magnitude do que a média).

O mês de janeiro apresentou um comportamento anômalo em relação aos demais meses de verão, exibindo pouca variabilidade e valores de fluxo próximos a 0 (zero) e até mesmo valores positivos; ao longo deste mês, nenhuma tendência foi observada na série temporal. Cabe ressaltar que este período corresponde a época de maior ocorrência de floração de algas no reservatório de Tucuruí, sendo um indicativo de que a ocorrência destes eventos pode ter grande impacto nas emissões de CO_2 neste reservatório.

Figura 5.10 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) série temporal horária para o período de verão (iniciando as 00h00min do dia 21 de dezembro de 2012), (b) espectro de ondaletas obtido a partir da série temporal de verão, (c) série temporal horária para o período de inverno, (d) espectro de ondaletas obtido a partir da série temporal de inverno (iniciando as 00h00min do dia 21 de junho de 2013). Valores positivos (negativos) nos painéis "a" e "c" representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório; linhas vermelhas indicam a tendência linear. A escala de cores em "b" e "d" representa a potência de ondaleta enquanto que regiões delimitadas em preto nos painéis representam os picos de energia que foram estatisticamente significantes.



Por meio da análise do espectro de ondaletas da série temporal de verão (Figura 5.10b) foi possível identificara ocorrência de picos significativos de energia em períodos variando entre 2h e 256h (10,7 dias). Tal fato indica que, ao longo desta estação, os fluxos difusivos de CO_2 em Tucuruí são controlados por processos e condições ambientais que ocorrem em escalas tempo subdiária a quase-semanal. Para o mês de dezembro, os picos significativos de energia ocorreram em períodos variando entre 2h e 24h, sendo que os picos com maior energia ocorreram em períodos de 6h. Durante janeiro foram observados picos significativos de energia com períodos variando entre 2,5h e 4 dias apenas no inicio do mês. Já os meses de fevereiro e março apresentaram picos significativos de energia com períodos variando entre2h e 256h; para estes meses, os picos de maior energia ocorreram com períodos de 24h e 6 dias.

Durante o inverno (Figura 5.10c) o F_{CO2} apresentou um sinal regular e periódico ao longo de toda a estação. Contudo, diferente do verão, durante esta estação do ano, não foi observada nenhuma tendência de aumento ou redução da magnitude dos fluxos de CO_2. O fluxo horário simulado variou entre -545 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e 0 mg C m^{-2} $hora^{-1}$, com valor médio de -58 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e DP de ±73 mg C m^{-2} $hora^{-1}$; a mediana foi de cerca de -31 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (~30% menor em magnitude do que a média). Destaca-se que, ao longo de todo o período de inverno, não houve a ocorrência de valores positivos de F_{CO2} (i.e., absorção de CO_2 pelo reservatório).

A análise do espectro de ondaletas para a série temporal de inverno (Figura 5.10d) mostra a ocorrência de picos significativos de energia em períodos variando entre 2h a 144h (6 dias), indicando que, para esta estação do ano, os fluxos de CO_2 também são controlados por processos e condições ambientais que ocorrem em escalas de tempo de subdiária a semanal. Para o mês de junho, os picos significativos de energia ocorreram em períodos variando entre 2h e 24h, sendo que os picos com máxima energia ocorreram em períodos de 24h. Durante o mês de julho ocorreram picos significativos de energia com

períodos variando entre 2h e 24h a maior parte do mês. Por fim, os meses de agosto e setembro apresentaram picos significativos de energia com períodos variando entre 2h e 144h ao longo de todo período; para estes dois meses, os picos de maior energia ocorreram em períodos de 144h (6 dias).

Os resultados apresentados nesta seção mostraram que, tanto ao longo do período de verão como de inverno, o F_{CO2} possui alta variabilidade temporal, com picos na taxa de emissão em escalas que variam de algumas horas a dias. A fim de se explorar mais detalhadamente a dinâmica temporal do F_{CO2} em Tucuruí, nas subseções seguintes são apresentados os resultados das analises relativas à sua variabilidade ao longo do dia e entre os dias das duas estações analisadas.

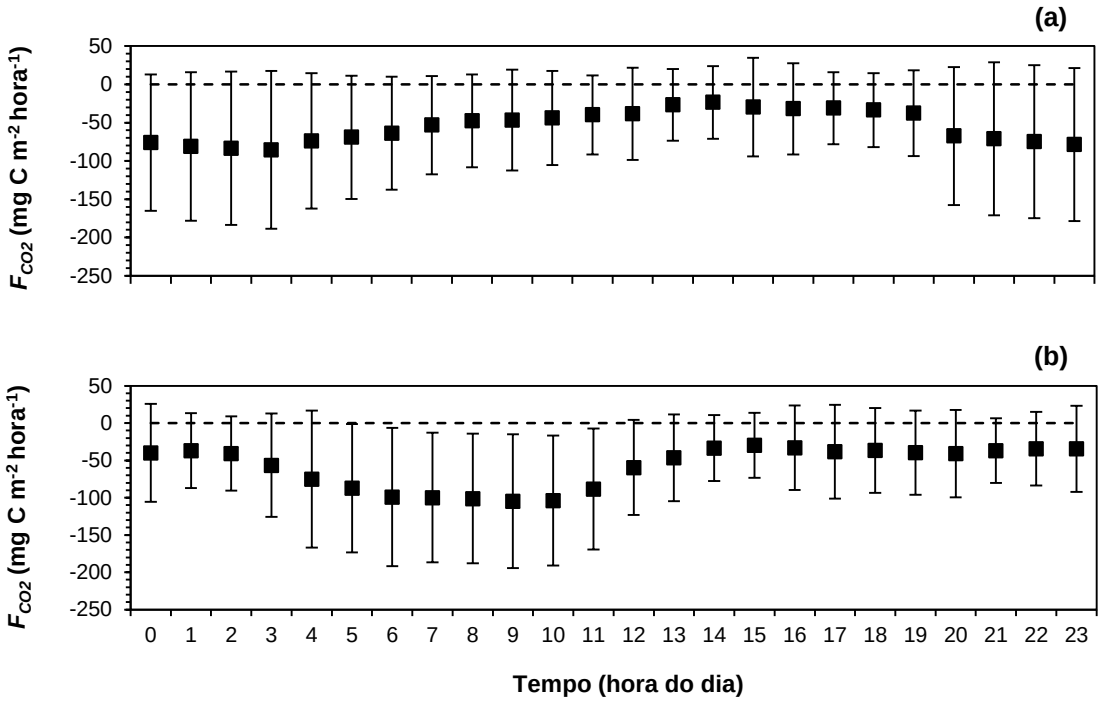
5.2.4.1. Variabilidade ao longo do dia

Com relação à variabilidade do F_{CO2} ao longo do dia, ela apresentou um padrão bastante variável, tanto no período de verão como no inverno. A Figura 5.11 apresenta o fluxo médio para cada hora do dia e para cada um dos períodos simulados.

Durante o verão (Figura 5.11a), o F_{CO2} variou, em média, entre -86 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (entre as 03h00min e 04h00min) e -24 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (entre as 14h00min e 15h00min) ao longo do dia. As maiores magnitudes no F_{CO2} ocorreram, tipicamente, durante o período noturno, entre 21h00min e 04h00min, enquanto que as menores magnitudes ocorreram ao longo do período diurno, tipicamente entre 13h00min e 18h00min.

Para o período de inverno (Figura 5.11b), o F_{CO2} variou, em média, entre -105 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (entre as 09h00min e 10h00min) e -30 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (entre as 15h00min e 16h00min) ao longo do dia. Durante esta estação as maiores magnitudes de F_{CO2} ocorreram tipicamente durante o período noturno e da manhã (04h00min às 11h00min), enquanto que as menores magnitudes ocorreram, em média, no período da tarde, entre 14h00min e 18h00min.

Figura 5.11- F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) variação média ao longo do dia para o período de verão, e (b) variação ao longo do dia para o período de inverno. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório.



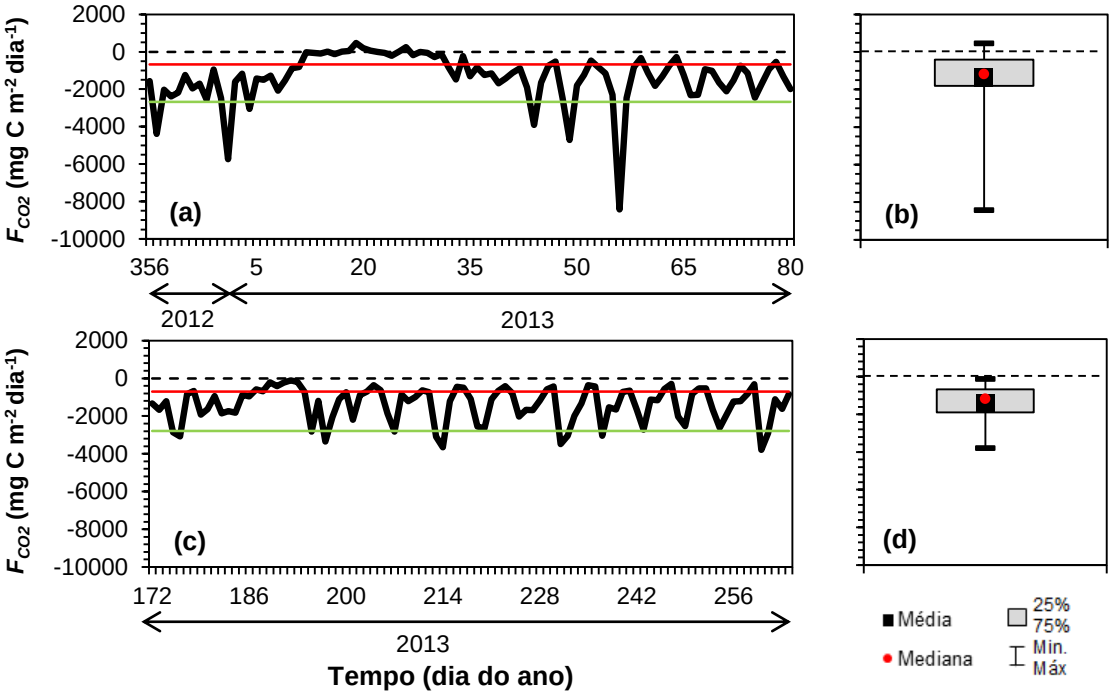
5.2.4.2. Variabilidade diária

A Figura 5.12 apresenta as séries temporais diárias de F_{CO2} (mg C m^{-2} dia^{-1}) simuladas para o período de verão (Figura 5.12a,b) e inverno (Figura 5.12c,d); os valores apresentados nas séries representam o fluxo médio de CO_2 por toda a superfície do reservatório e integrado para cada dia da estação. Valores negativos (positivos) indicam evasão (absorção) de CO_2 pelo reservatório.

Durante o período de verão (Figura 5.12a,b), os valores simulados de F_{CO2} apresentaram uma distribuição assimétrica, variando entre o pico extremo de -8.429 mg C m^{-2} dia^{-1} e 470 mg C m^{-2} dia^{-1}, valor médio de -1.338 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±1.335 mg C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de -1.170 mg C m^{-2} dia^{-1} (~13% menor em magnitude do que a média). Valores positivos de F_{CO2} (i.e. absorção de CO2 pelo reservatório) ocorreram apenas em 8 dias do período de verão (9% do tempo), todos no mês de janeiro.

Levando em conta a classificação proposta por Duchemin et al. (1995), observa-se que, durante o período de verão, os fluxos do tipo regular (i.e., com magnitude igual ou inferior a metade do valor do F_{CO2} médio) ocorreram em torno de 29% do tempo (26 dias). Os valores de F_{CO2} acima da média (i.e., com magnitude igual ou superior ao dobro do valor do F_{CO2} médio) ocorreram em apenas 7% do tempo (6 dias), sendo estes considerados eventos episódicos de emissão de CO_2.

Figura 5.12– F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente.



Durante o período de inverno (Figura 5.12c,d), os valores simulados de F_{CO2} apresentaram uma distribuição com menor assimetria em comparação com os valores simulados para o verão. O F_{CO2} variou entre -3.790 mg C m^{-2} dia^{-1} e -105 mg C m^{-2} dia^{-1}, com valor médio de -1.395 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±925 mg

C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de aproximadamente -1.170 mg C m^{-2} dia^{-1} (~16% menor em magnitude do que a média), mesmo valor obtido para o período de verão.

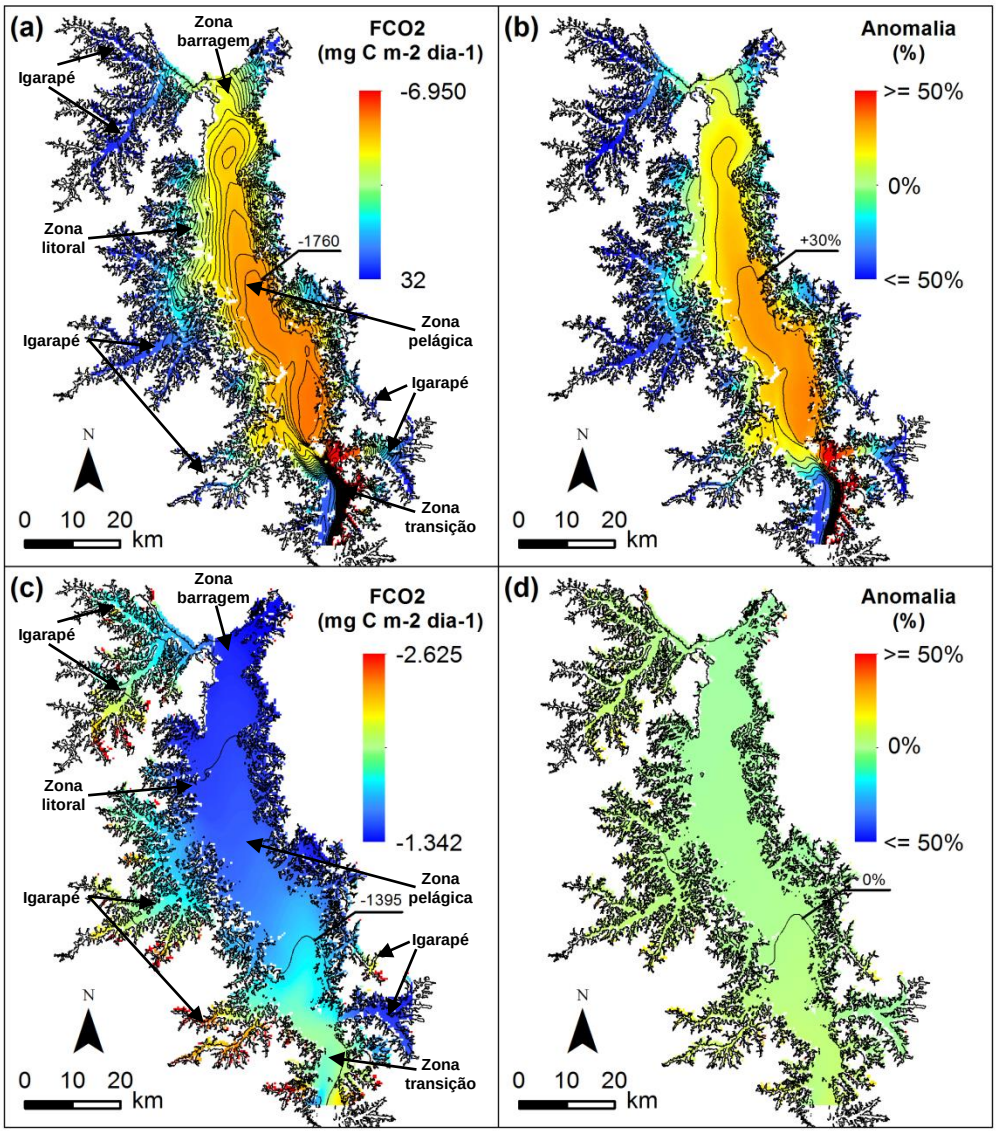
Com relação à classificação proposta por Duchemin et al. (1995), observa-se que, durante o período de inverno os fluxos do tipo regular ocorreram em torno de 27% do tempo (~25 dias), próximo ao observado para o período de verão (~29% do tempo). Por outro lado, os valores de F_{CO2} acima da média (i.e., eventos episódicos) ocorreram em aproximadamente 12% da estação de inverno (~11 dias).

Comparando os valores de F_{CO2} obtidos para o verão e para o inverno, não foi observada diferença significativa entre os valores médios obtidos para as duas estações (*teste-t*, p-valor > 0,01). No entanto, cabe ressaltar que ao longo do período de verão os valores diários de F_{CO2} apresentaram um padrão mais irregular se comparados com a série temporal simulada para o inverno. Além disso, os valores simulados para o verão apresentaram maior variação em torno da média, com coeficiente de variação (CV= DP/média) de cerca de 100%; para o inverno o CV foi de 66%.

5.2.5. Variabilidade espacial

As Figuras 5.13a,c apresentam a distribuição espacial média do F_{CO2} para os dois períodos simulados. Além disso, são apresentadas as anomalias em relação à média espacial (Figuras 5.13b,d), a fim de identificar as regiões do reservatório que apresentam emissão de CO_2 acima e abaixo da média.

Figura 5.13 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí: (a) distribuição espacial média para o período de verão, (b) anomalia em relação à média espacial para o período de verão, (c) distribuição espacial média para o período de inverno, (d) anomalia em relação à média espacial para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As isolinhas apresentadas em "a" e "c" são a cada 40 mg C m^{-2} dia^{-1} e em "b" e d" a cada 10%.



Durante o período de verão (Figura 5.13a), o F_{CO2} apresentou uma distribuição espacial bastante heterogênea, com valores variando entre -6.950 mg C m^{-2} dia^{-1} e 32 mg C m^{-2} dia^{-1}. Para este período do ano, os resultados da simulação apontam que grande parte da superfície livre do reservatório atua como fonte de CO_2 para atmosfera (i.e., valores negativos de fluxo), incluindo a zona de

transição com o rio, o corpo principal do reservatório a zona litoral e a região próxima à barragem. Valores positivos de fluxo (i.e., absorção de CO_2 pelo reservatório) ocorreram apenas em pequenas áreas no interior dos igarapés, podendo ser associados a maior ocorrência de floração de algas nestas regiões do reservatório.

Ainda com relação ao período de verão, o F_{CO2} apresentou gradientes tanto na direção longitudinal como transversal do reservatório. Com relação ao gradiente longitudinal (i.e., da barragem até a zona de transição com o rio Tocantins), as maiores magnitudes do F_{CO2} foram observadas na zona de transição, com valores superiores a -6.000 mg C m^{-2} dia^{-1}, reduzindo gradativamente em direção a região próxima a barragem (~-1.400 mg C m^{-2} dia^{-1}). Em relação ao gradiente transversal (i.e., entre a zona litoral e a zona pelágica), as maiores magnitudes de F_{CO2} foram observados na zona pelágica, região da antiga calha do rio Tocantins, variando entre de -1.800 mg C m^{-2} dia^{-1} e -1.600 mg C m^{-2} dia^{-1}; na zona litoral o F_{CO2} variou entre -1.400 mg C m^{-2} dia^{-1}e -800 mg C m^{-2} dia^{-1}. No interior dos igarapés o F_{CO2} apresentou, em geral, magnitudes inferiores a -700 mg C m^{-2} dia^{-1}.

De maneira oposta ao verão, durante o período de inverno (Figura 5.13c) o F_{CO2} apresentou uma distribuição espacial mais homogênea, com os valores variando entre -2.625 mg C m^{-2} dia^{-1} e -1.342 mg C m^{-2} dia^{-1}. Para este período do ano, os resultados da simulação indicam que toda a superfície livre reservatório atua como fonte de CO_2 para atmosfera (i.e., valores negativos de fluxo), incluindo a zona de transição com o rio, o corpo principal, a região próxima à barragem, a zona litoral e os igarapés. Cabe ressaltar que não foram observados gradientes significativos no F_{CO2} na direção transversal, entre a zona litoral e a zona pelágica. Na direção longitudinal, o F_{CO2} apresentou um gradiente mais fraco em comparação com o verão, com maiores magnitudes na região de transição (~-1.450 mg C m^{-2} dia^{-1}) e menores na região da barragem (~-1.300 mg C m^{-2} dia^{-1}).

Com relação à anomalia espacial do F_{CO2}, a Figura 5.13b mostra que durante o período de verão o corpo principal do reservatório apresentou, em média, valores de fluxo entre 20% e 30% superiores a média espacial. Já as regiões nos interiores dos igarapés apresentaram, em média, valores de fluxo cerca de 10% a 50% inferiores a média espacial. As regiões próximas à barragem, zona litoral e as entradas dos igarapés apresentaram valores de fluxo próximos à média espacial (i.e., anomalias inferiores a 10%). Na zona de transição entre o rio e o reservatório, os valores de fluxo foram, em média, entre 40% e 400% superiores á média espacial. Durante o inverno (Figura 5.13d), praticamente toda superfície do reservatório apresentou comportamento próximo à média espacial, com valores de anomalia inferiores a 10% em todas as regiões.

Vale ressaltar que nos dois períodos simulados, o F_{CO2} apresentou o mesmo padrão espacial ao longo de todo o dia (Figuras 5.14 e 5.15). Durante o verão (Figura 5.14), o F_{CO2} apresentou um padrão heterogêneo, com gradientes nas direções longitudinal e transversal persistentes. A maior heterogeneidade espacial no F_{CO2} ocorreu entre as 21h00min e 22h00min (Figura 5.14v), com valores de fluxo variando entre aproximadamente -500 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (zona de transição) e 2,5 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (interior dos igarapés), média espacial próxima de -100 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e DP de ±40 mg C m^{-2} $hora^{-1}$. A menor heterogeneidade espacial no F_{CO2} ocorreu entre as 14h00min e 15h00min (Figura 5.14o), com valores de fluxo variando entre aproximadamente -123mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (zona de transição) e 1,7 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (interior dos igarapés), média espacial próxima de -23 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ e DP de ±9,8 mg C m^{-2} $hora^{-1}$.Durante o inverno (Figura 5.15) o F_{CO2} apresentou um padrão homogêneo o dia todo, com valores de fluxo variando entre desvios em relação à média espacial inferiores a ±5 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ todas as horas do dia.

Figura 5.14 – Dinâmica espacial do F_{CO2} simulada para o período de verão: A escala de cores representa os valores de F_{CO2} acumulado a cada hora do dia (mg C m^{-2} $hora^{-1}$). Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2. As isolinhas são apresentadas a cada 2 mg C m^{-2} $hora^{-1}$.

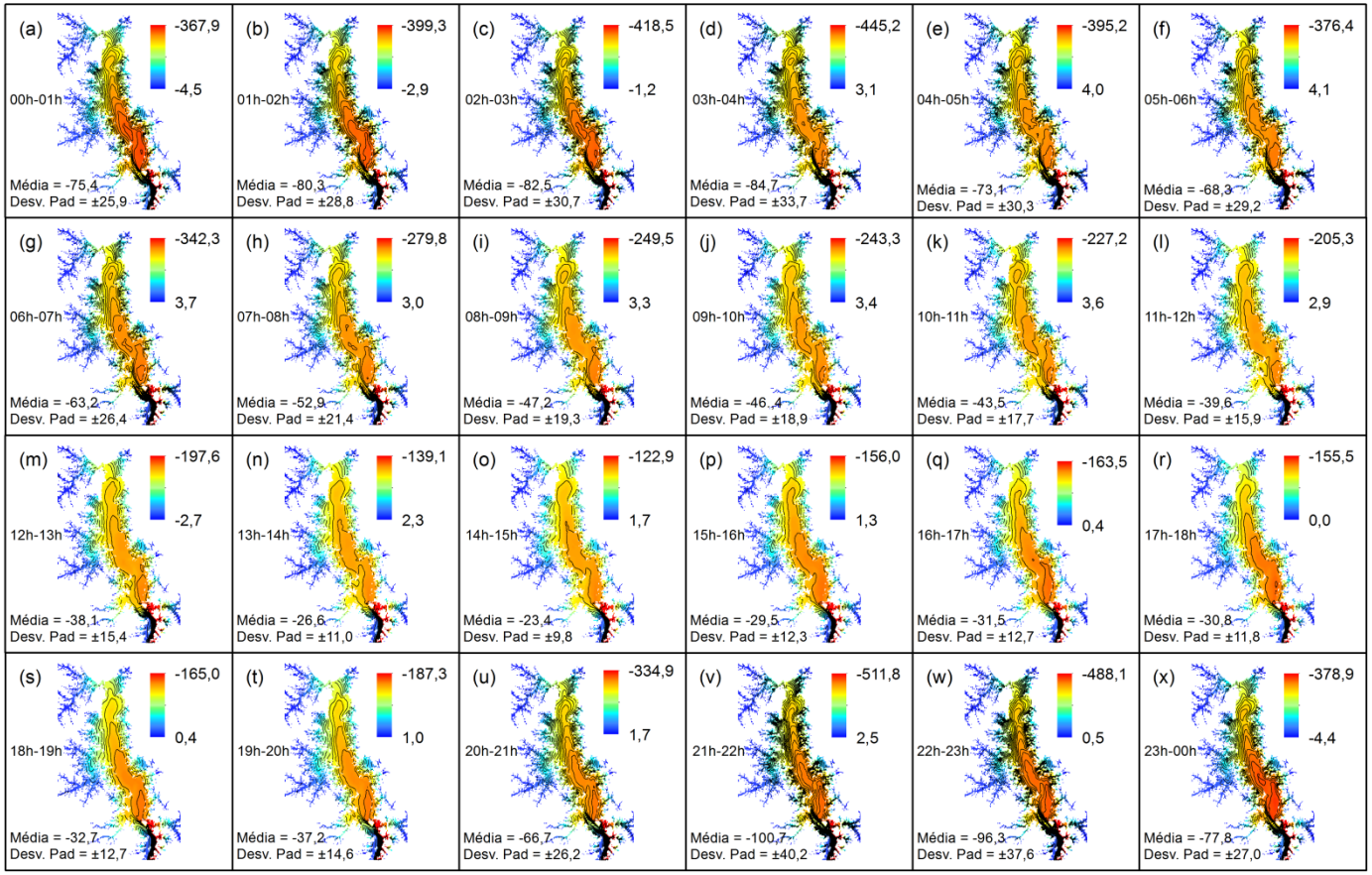
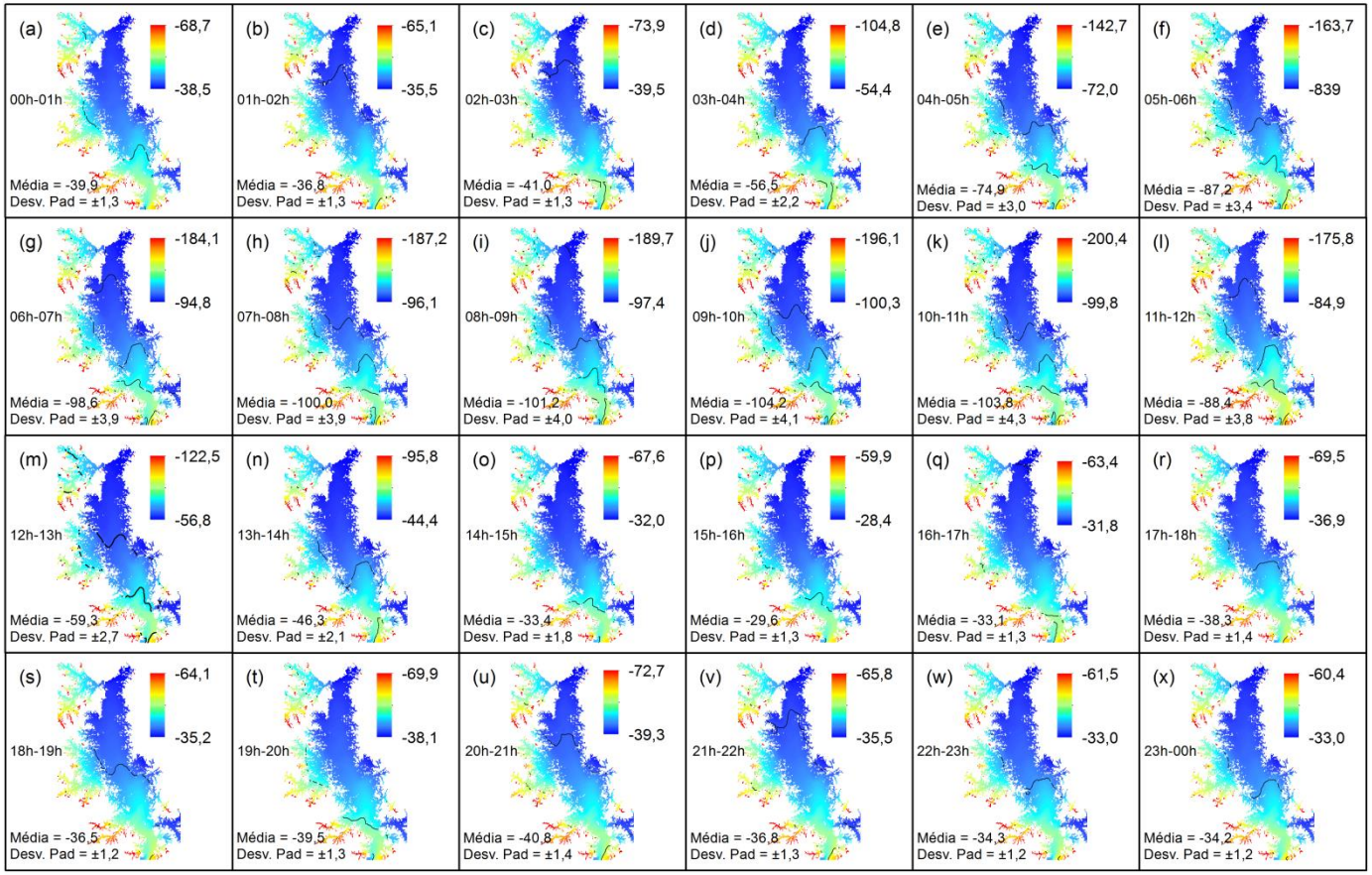


Figura 5.15 – Dinâmica espacial do F_{CO2} simulada para o período de inverno: A escala de cores representa os valores de F_{CO2} acumulado a cada hora do dia (mg C m^{-2} $hora^{-1}$). Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2. As isolinhas são apresentadas a 2 mg C m^{-2} $hora^{-1}$.



5.3. Fatores ambientais que controlam o fluxo de CO_2 em Tucuruí

Nesta seção são apresentados os resultados das análises de correlação realizadas para identificar os principais forçantes meteorológicos e processos físicos que governam os fluxos de CO_2 no reservatório de Tucuruí, tanto no período de verão como no inverno. Também são apresentados os resultados relativos à avaliação dos impactos causados pela ocorrência de SCM sobre o F_{CO2} nos dois períodos analisados. A Tabela D.1 do Apêndice D apresenta um resumo estatístico de todas as variáveis utilizadas nestas análises.

Com relação à análise de correlação entre o F_{CO2} e as 19 variáveis selecionadas para a análise, o coeficiente de correlação variou entre -0,26 e 0,59 para o período de verão (Tabela 5.3, primeira coluna). As maiores correlações positivas com os fluxos de CO_2 foram observadas para as seguintes variáveis: velocidade de troca gasosa (k_{CO2}), fluxo de calor latente (E), fluxo de calor sensível (H), pressão parcial do CO_2 (p_{CO2}), temperatura da água (T_w), radiação de ondas curtas incidente (Q_{SW}) e gradiente de temperatura ar-água (T_a-T_w). Apenas a umidade relativa do ar (U_R) apresentou correlação negativa significativa com o fluxo de CO_2. As demais variáveis apresentaram fraca correlação com o F_{CO2} (i.e., -0,2 < r < 0,2).

Para o período de inverno (Tabela 5.4) o coeficiente de correlação entre o F_{CO2} e as 19 variáveis ambientais selecionadas variou entre -0,26 e 0,52. As maiores correlações positivas com o fluxo de CO_2 foram observadas para as seguintes variáveis: energia cinética introduzida na camada de mistura por cisalhamento do vento na superfície e entranhamento convectivo (Fq), velocidade de entranhamento convectivo (w^*), velocidade de cisalhamento do vento na superfície da água (u_w^*), intensidade do vento (U_{10}), k_{CO2}, E, profundidade da camada de mistura (h), H. Q_{SW}, T_w e temperatura do ar (T_a) apresentaram correlação negativa de fraca a moderada com o F_{CO2}. As demais variáveis apresentaram correlação fraca ou inexistente com o fluxo de CO_2.

Tabela 5.3 – Matriz de correlação entre o F_{CO2} simulado para o período de verão e as variáveis de interesse.

	F_{CO2}[1]	Chl-*a*[2]	CID[3]	T_w[4]	TR[5]	k_{CO2}[6]	E[7]	H[8]	Q_{LW}[9]	p_{CO2}[10]	P_{atm}[11]	Q_{SW}[12]	T_a[13]	U_{10}[14]	U_r[15]	w^*[16]	Fq[17]	u_w^*[18]	h[19]	T_a-T_w[20]
F_{CO2}																				
Chl-*a*	-0.08																			
CID	-0.02	0.44																		
T_w	**0.36**	**-0.39**	**-0.41**																	
TR	-0.18	0.09	0.18	0.02																
k_{CO2}	**0.59**	-0.17	-0.04	**-0.10**	-0.07															
E	**0.52**	-0.30	-0.57	**-0.50**	0.33	0.59														
H	**0.51**	-0.33	-0.46	**-0.42**	0.18	0.52	0.83													
Q_{LW}	0.18	-0.26	-0.27	**0.29**	0.09	-0.02	0.31	0.44												
p_{CO2}	**0.41**	**-0.37**	**0.18**	**0.73**	0.38	0.12	0.69	0.61	0.38											
P_{atm}	-0.15	-0.02	0.37	-0.34	-0.28	-0.06	-0.37	-0.20	-0.14	-0.44										
Q_{SW}	**0.28**	-0.02	-0.16	**0.25**	0.09	0.12	0.36	0.42	0.51	0.32	-0.33									
T_a	0.04	-0.09	-0.05	0.23	0.03	0.00	**-0.13**	**-0.04**	**0.19**	0.08	-0.30	0.49								
U_{10}	-0.04	-0.01	-0.09	0.15	0.01	**0.82**	**0.04**	**0.12**	-0.15	0.03	-0.10	-0.08	0.05							
U_r	**-0.26**	-0.04	0.09	-0.24	-0.11	-0.09	**-0.28**	-0.17	-0.37	-0.28	0.35	-0.77	-0.74	0.08						
w^*	0.13	0.12	0.00	0.07	-0.06	-0.05	-0.05	-0.11	-0.18	-0.03	0.08	-0.34	-0.34	0.56	0.34					
Fq	0.09	0.18	0.04	0.19	-0.07	-0.06	-0.09	-0.11	-0.14	0.03	-0.15	-0.02	-0.04	0.71	0.01	0.59				
u_w^*	-0.01	-0.01	-0.13	0.18	0.04	-0.08	0.01	-0.09	-0.12	0.07	-0.13	-0.02	0.07	0.99	0.05	0.57	0.72			
h	0.10	**0.32**	**0.38**	**-0.29**	-0.17	-0.09	-0.32	-0.44	-0.25	-0.46	0.23	-0.44	-0.12	0.24	0.32	0.51	0.26	0.22		
T_a-T_w	**0.26**	-0.23	-0.28	0.59	-0.01	-0.06	0.28	0.36	0.07	0.51	-0.02	-0.21	-0.65	0.07	0.43	0.33	0.18	0.08	-0.13	

[1] F_{CO2}: fluxo difusivo de CO_2 (mg C m^{-2} dia^{-1}); [2] Chl-*a*: concentração superficial de clorofila-*a* (μg L^{-1}),a 0,1 m de profundidade; [3] CID: concentração superficial de carbono inorgânico dissolvido(mg L^{-1}), a 0,1 m de profundidade; [4] T_w: temperatura média da coluna da água (°C); [5] TR: tempo de residência da água (dias) no reservatório; [6] k_{CO2}: velocidade de troca de CO_2 (m s^{-1}); [7] E: fluxo de calor latente (W m^{-2}); [8] H: fluxo de calor sensível (W m^{-2}); [9] Q_{LW}: fluxo líquido de ondas longas (W m^{-2}); [10] p_{CO2}: pressão parcial do CO_2 (μatm); [11] P_{atm}: pressão atmosférica (hPa); [12] Q_{SW}: radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}); [13]T_a: temperatura do ar (°C); [14] U_{10}: velocidade do vento (m s^{-1}) a 10 m de altura; [15] U_R: umidade relativa do ar (%); [16] w^*: velocidade de entranhamento convectivo (m s^{-1}); [17] Fq: energia cinética turbulenta introduzida na camada de mistura (m^3 s^{-3}); [18] u_w^*: velocidade de cisalhamento do vento na superfície d'água (m s^{-1}); [19] h: profundidade da camada de mistura (m); [20] T_a-T_w: gradiente de temperatura entre o ar e superfície da água (°C).

Tabela 5.4 – Matriz de correlação entre o F_{CO2} simulado para o período de inverno e as variáveis de interesse.

	F_{CO2}[1]	Chl-*a*[2]	CID[3]	T_w[4]	TR[5]	k_{CO2}[6]	E[7]	H[8]	Q_{LW}[9]	p_{CO2}[10]	P_{atm}[11]	Q_{SW}[12]	T_a[13]	U_{10}[14]	U_r[15]	w*[16]	Fq[17]	u_w*[18]	h[19]	T_a-T_w[20]
F_{CO2}																				
Chl-*a*	-0.04																			
CID	-0.04	0.55																		
T_w	**0.25**	**0.54**	**0.45**																	
TR	0.07	**-0.82**	**-0.91**	-0.57																
k_{CO2}	**0.47**	-0.37	-0.49	**-0.60**	0.47															
E	**0.47**	-0.14	-0.26	**-0.27**	0.18	0.74														
H	**0.36**	0.07	0.20	**-0.11**	-0.21	0.38	0.55													
Q_{LW}	-0.12	0.19	0.31	**0.44**	-0.29	-0.38	-0.31	-0.23												
p_{CO2}	0.04	**-0.15**	**0.85**	**0.30**	-0.61	-0.42	-0.33	0.09	0.29											
P_{atm}	0.03	0.11	0.35	-0.04	-0.27	-0.05	-0.07	0.07	0.09	0.27										
Q_{SW}	**-0.26**	0.02	-0.07	**0.48**	0.03	-0.35	-0.12	-0.37	0.30	-0.04	-0.17									
T_a	**-0.21**	0.01	-0.32	0.29	0.22	-0.15	**-0.20**	**-0.82**	**0.18**	-0.32	-0.20	0.46								
U_{10}	**0.47**	-0.37	-0.52	-0.64	0.49	**0.94**	**0.84**	**0.37**	-0.43	-0.50	-0.11	-0.32	-0.12							
U_r	0.19	-0.03	0.13	-0.40	-0.07	0.32	**-0.13**	0.66	-0.22	0.14	0.09	-0.58	-0.78	0.28						
w*	**0.51**	-0.29	-0.13	-0.66	0.25	0.60	0.46	0.37	-0.36	-0.09	0.05	-0.52	-0.36	0.64	0.34					
Fq	**0.52**	-0.34	-0.25	-0.63	0.34	0.73	0.57	0.38	-0.39	-0.19	0.00	-0.35	-0.27	0.74	0.28	0.90				
u_w*	**0.48**	-0.36	-0.51	-0.64	0.48	0.95	0.84	0.40	-0.43	-0.49	-0.10	-0.34	-0.15	1.00	0.30	0.65	0.76			
h	**0.38**	-0.28	-0.02	**-0.52**	0.19	0.39	0.23	0.26	-0.23	0.04	0.06	-0.35	-0.30	0.40	0.30	0.85	0.83	0.41		
T_a-T_w	0.02	0.37	0.62	0.43	-0.61	-0.27	0.00	0.69	0.14	0.51	0.16	-0.10	-0.74	-0.33	0.46	-0.13	-0.19	-0.31	-0.08	

[1] F_{CO2}: fluxo difusivo de CO_2 (mg C m^{-2} dia^{-1}); [2] Chl-*a*: concentração superficial de clorofila-*a* (μg L^{-1}),a 0,1 m de profundidade; [3] CID: concentração superficial de carbono inorgânico dissolvido(mg L^{-1}), a 0,1 m de profundidade; [4] T_w: temperatura média da coluna da água (°C); [5] TR: tempo de residência da água (dias) no reservatório; [6] k_{CO2}: velocidade de troca de CO_2 (m s^{-1}); [7] E: fluxo de calor latente (W m^{-2}); [8] H: fluxo de calor sensível (W m^{-2}); [9] Q_{LW}: fluxo líquido de ondas longas (W m^{-2}); [10] p_{CO2}: pressão parcial do CO_2 (μatm); [11] P_{atm}: pressão atmosférica (hPa); [12] Q_{SW}: radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}); [13]T_a: temperatura do ar (°C); [14] U_{10}: velocidade do vento (m s^{-1}) a 10 m de altura; [15] U_R: umidade relativa do ar (%); [16] w*: velocidade de entranhamento convectivo (m s^{-1}); [17] Fq: energia cinética turbulenta introduzida na camada de mistura (m^3 s^{-3}); [18] u_w*: velocidade de cisalhamento do vento na superfície d'água (m s^{-1}); [19] h: profundidade da camada de mistura (m); [20] T_a-T_w: gradiente de temperatura entre o ar e superfície da água (°C)

Dentre as variáveis que podem explicar diretamente a variação do fluxo de CO_2 (ver Equação 4.11) no reservatório de Tucuruí, destaca-se o k_{CO2}, que apresentou correlação de moderada a forte com o F_{CO2} em ambos os períodos. O k_{CO2}, por sua vez, pode ser explicado pela velocidade do vento na superfície e estabilidade da coluna d'água (ver Equação 4.12). Neste caso, a velocidade do vento foi a variável mais correlacionada com o k_{CO2}, tanto no verão como no inverno ($r > 0,80$).

Com relação à estabilidade da coluna d'água, calculada em função da temperatura da água (ver Equação 4.13), k_{CO2} e T_w apresentaram correlação significativa apenas no período de inverno ($r = -0,60$), indicando que a estrutura térmica da coluna d'água não influência de maneira significativa as emissões de CO_2 durante o período de verão. Tal fato era esperado, levando em conta que o reservatório apresentou a coluna d'água misturada ao longo de todo o verão (i.e., estabilidade próxima da neutra) e estratificada durante o inverno (i.e., coluna d'água estável) (ver Figuras 5.16 e 5.17).

Por outro lado, o p_{CO2}, também utilizado diretamente na estimativa dos fluxos de CO_2 (ver Equação 4.11), apresentou correlação significativa com o F_{CO2} apenas durante o período de verão ($r = 0,41$). Por sua vez, o p_{CO2} foi parcialmente explicado pelas variáveis T_w, concentração de CID, e concentração de clorofila-*a*. Vale ressaltar que, durante o verão, as variáveis CID e concentração de clorofila-*a* apresentaram moderada correlação com as variáveis h e T_w. No período de inverno, as maiores correlações foram observadas entre a concentração de CID e de clorofila-*a* com o tempo de residência (TR) e a T_w.

Com relação a variável T_w, verificou-se a existência de correlação fraca a moderada com os componentes do balanço de calor na superfície (i.e., E, H, Q_{LW} e Q_{SW}) em ambos os períodos analisados ($r \leq 0,50$). Tal fato indica que a variável T_w não é completamente explicada pelos componentes do balanço de calor na superfície. Neste caso, o calor introduzido e/ou removido por advecção

da água (i.e., vazão afluente e defluente) pode ter um importante papel na regulação da temperatura da coluna d'água no reservatório de Tucuruí, consequentemente impactando o F_{CO2}. Destaca-se também que em ambos os períodos, T_w apresentou correlação negativa moderada com h, o que indica uma redução da temperatura com o aumento de h.

Figura 5.16 – Estrutura térmica do reservatório de Tucuruí simulada pelo modelo ELCD no período de verão. (a) estrutura térmica média simulada para o período diurno, e (b) estrutura térmica média simulada para o período noturno. Isolinhas de temperatura são apresentadas a cada 0,1 °C.

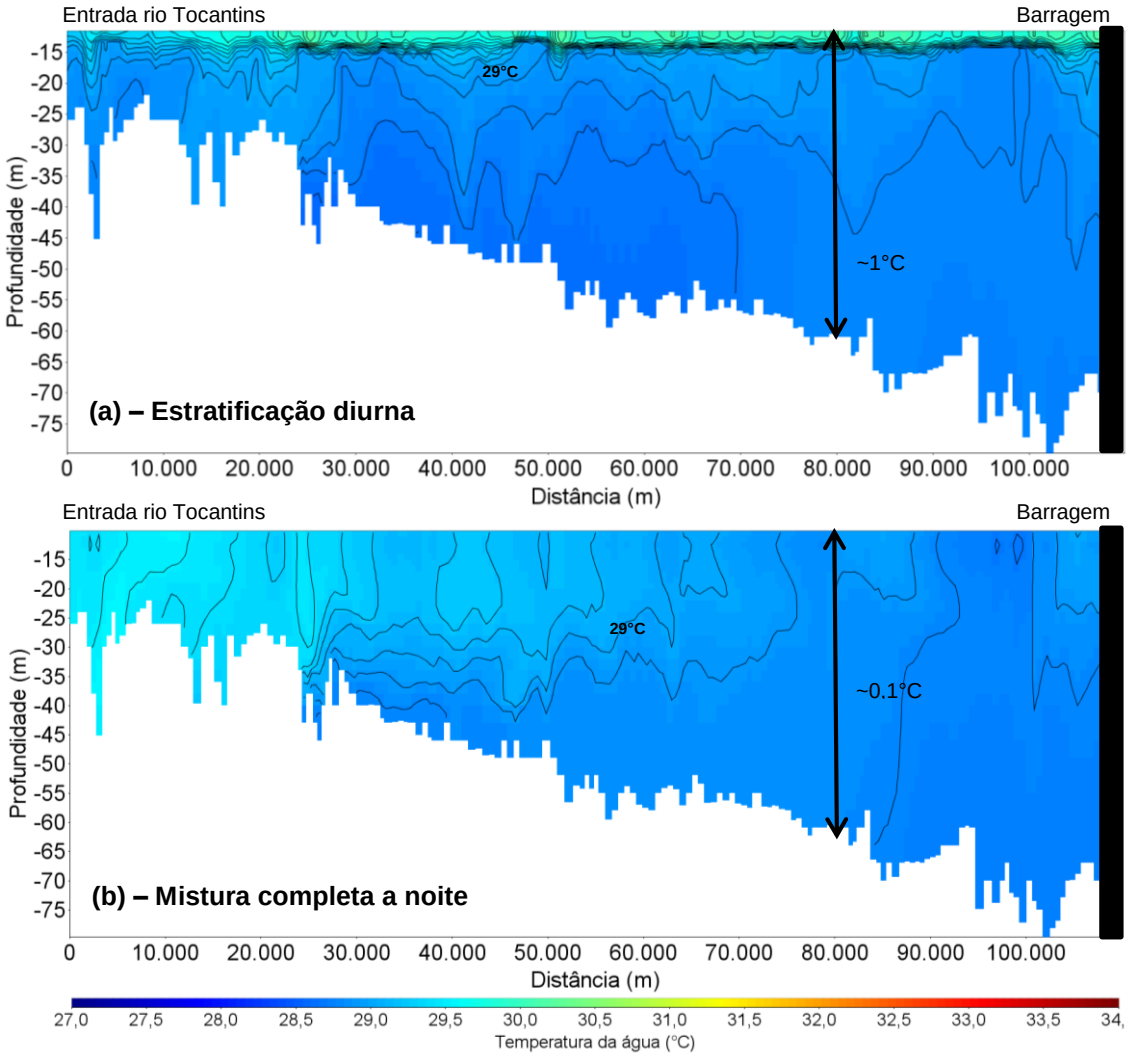
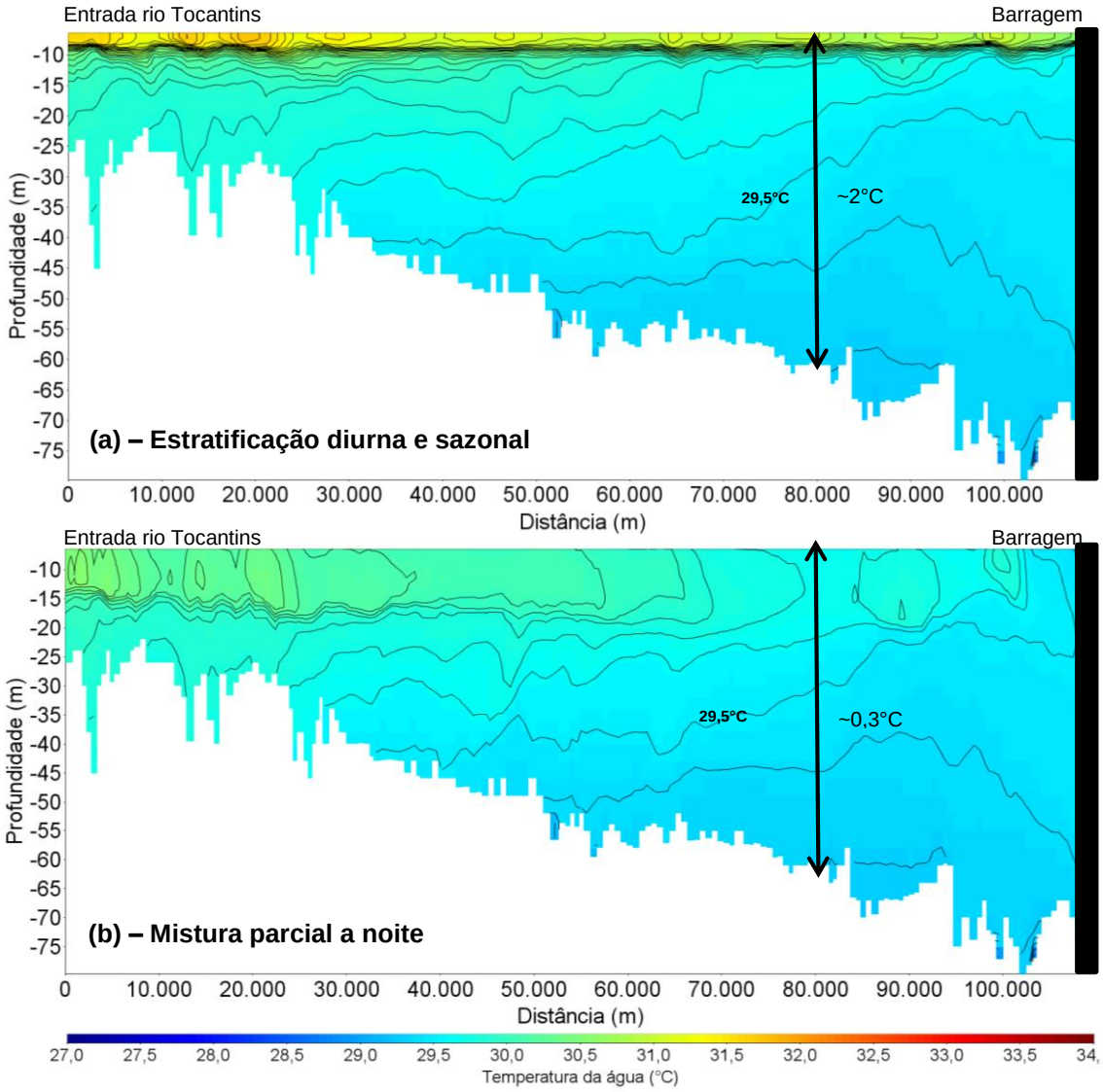


Figura 5.17 – Estrutura térmica do reservatório de Tucuruí simulada pelo modelo ELCD no período de inverno. (a) estrutura térmica média simulada para o período diurno, e (b) estrutura térmica média simulada para o período noturno. Isolinhas de temperatura são apresentadas a cada 0,1 °C.



Por fim, as variáveis u_w*, *w** e *Fq*, que representam a quantidade de TKE introduzida na camada de mistura por meio do cisalhamento do vento e do entranhamento convectivo, não apresentaram correlações significativas com o F_{CO2} no verão. Por outro lado, durante o inverno, as variáveis u_w*, *w** e *Fq* apresentaram correlação moderada com o F_{CO2}, sendo verificado um aumento do F_{CO2} com aumento da TKE introduzida na camada de mistura. Neste caso, o

entranhamento convectivo apresentou coeficiente de correlação com o F_{CO2} ligeiramente superior ao do cisalhamento do vento com o F_{CO2}.

5.3.1. Impacto dos SCM sobre os fluxos de CO_2

A Tabela 5.5 apresenta um resumo dos valores de F_{CO2} e de algumas variáveis ambientais selecionadas, obtidos para os dias com e sem ocorrência de eventos de SCM sobre o reservatório da UHE Tucuruí, para os períodos de verão e inverno. Como pode ser observado, durante os dias com ocorrência de SCM sobre o reservatório de Tucuruí houve uma tendência de aumento na magnitude do F_{CO2}. Este aumento foi, em média, de 28% tanto no período de verão como no de inverno. Com relação às variáveis meteorológicas, não foi observada alteração significativa na intensidade do vento durante a atuação dos SCM. Entretanto, foi observado um aumento na perda de calor para atmosfera (principalmente via fluxo de calor sensível) durante a ocorrência de SCM. Tal aumento está relacionado com a redução da temperatura do ar e aumento da pressão atmosférica e da umidade relativa do ar. Como consequência, durante os dias com SCM foi observado um aumento da energia introduzida na superfície e um aprofundamento da camada de mistura.

Neste caso, o aumento da magnitude F_{CO2} durante a ocorrência de SCM pode ser associado ao aumento da energia introduzida na camada de mistura, devido ao aumento do entranhamento convectivo. Este aumento proporciona o movimento vertical de massas d'água, promovendo a mistura parcial (inverno, ver Figura 5.17a,b) e completa (verão, ver Figura 5.16a,b), dependendo da estrutura térmica da coluna d'água. Tais movimentos verticais são responsáveis por trazer água rica em CO_2 do fundo do reservatório para superfície, aumentando assim a concentração de CO_2 e consequentemente a p_{CO2} (~15 no verão e 9% no inverno). Cabe ressaltar que, apesar de os efeitos da ocorrência de SCM sobre os componentes do balanço de calor e energia na superfície do reservatório serem mais brandos durante o inverno, o aumento proporcional observado F_{CO2} foi igual (~28%). Neste caso pode-se afirmar que

os SCM impactam o F_{CO2} de maneira similar nos períodos de verão e de inverno.

Tabela 5.5 – Estatísticas básicas do F_{CO2} e variáveis de interesse para o período de verão e inverno em condições com e sem ocorrência de SCM sobre o reservatório.

Variável[1]	Média Verão		Diferença	Média Inverno		Diferença
	Com SCM	Sem SCM	%	Com SCM	Sem SCM	%
F_{CO2}	**-1.434**	**-1.036**	**↑28**	**-1.449**	**-1.064**	**↑28**
p_{CO2}	**1.250**	**1.090**	**↑15**	**2.030**	**1.860**	**↑9**
T_a	26,6	27,1	↓2	27,3	27,7	↓1
T_w	29,5	29,7	↓<1	30	30	0
U_{10}	2,5	2,5	0	2,6	2,6	0
U_r	80,3	77,5	↑4	72,6	71,3	↑2
P_{atm}	998,9	998,6	↑<1	999,8	999,4	↑<1
Q_{SW}	**131,5**	**214,9**	**↓39**	**202,7**	**232,9**	**↓13**
Q_{LW}	**-56**	**-79**	**↓29**	-76,6	-77,6	↓1
E	-113	-108	↑6	-119	-124,8	↓5
H	**-17**	**-15**	**↑13**	**-15**	**-13**	**↑15**
w^*	**0,50**	**0,40**	**↑25**	**0,49**	**0,48**	**↑13**
u_w^*	0,35	0,35	0	0,38	0,38	0
Fq	**$1,1\times10^{-7}$**	**$0,8\times10^{-7}$**	**↑27**	**$3,8\times10^{-7}$**	**$3,5\times10^{-7}$**	**↑10**
H	**1,6**	**1,3**	**↑23**	**5,3**	**4,7**	**↑13**

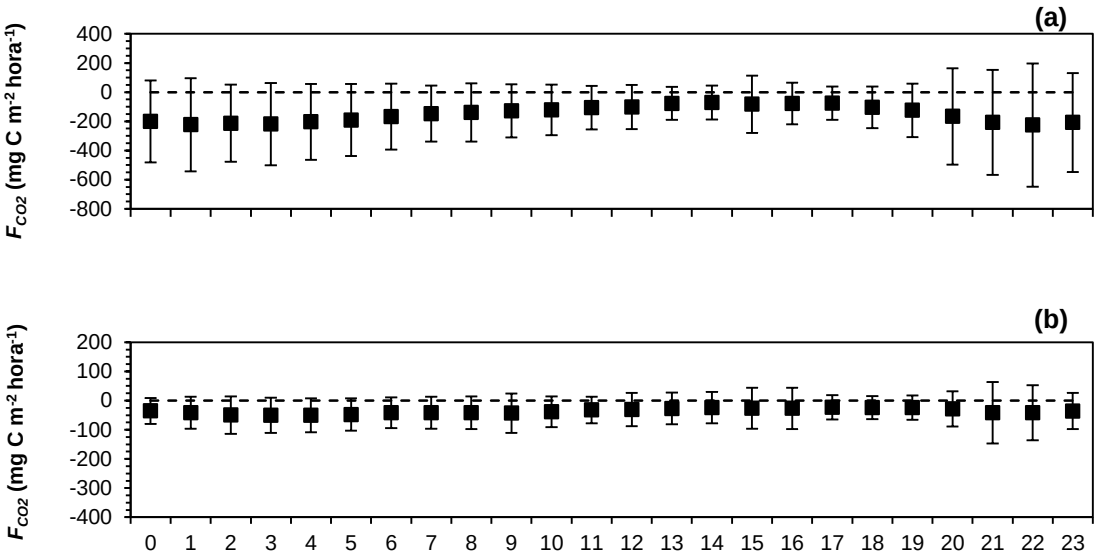
[1] F_{CO2}: fluxo difusivo de CO_2 (mg C m^{-2} dia^{-1}), p_{CO2}: pressão parcial do CO_2 (μatm), T_a: temperatura do ar (°C), T_w: temperatura média da coluna da água (°C), U_{10}: velocidade do vento (m s^{-1}) a 10 m de altura, U_R: umidade relativa do ar (%), P_{atm}: pressão atmosférica (hPa), Q_{SW}: radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}), Q_{LW}: fluxo líquido de ondas longas (W m^{-2}), E: fluxo de calor latente (W m^{-2}), H: fluxo de calor sensível (W m^{-2}), w*: velocidade de entranhamento convectivo (m s^{-1}), u_w*: velocidade de cisalhamento do vento na superfície d'água (m s^{-1}), Fq: energia cinética turbulenta introduzida na camada de mistura (m^3 s^{-3}), h: profundidade da camada de mistura (m).

5.4. Variabilidade do fluxo difusivo de CO_2 no período futuro

Nesta seção são apresentados os resultados relativos à simulação do F_{CO2} em condições de clima e uso e ocupação do solo no futuro. As Figuras 5.18 e 5.19 apresentam as variações médias do F_{CO2} ao longo do dia para cada um dos cenários simulados. Para o cenário de verão no ano de 2100 baseado no RCP 4.5 (Figura 5.18a), o F_{CO2} variou, em média, entre -225 mg C m^{-2} $hora^{-1}$

(22h00min) e -70 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (14h00min) ao longo do dia. As maiores magnitudes no F_{CO2} ocorreram, tipicamente, durante o período noturno, entre 21h00min e 04h00min, enquanto que as menores magnitudes ocorreram ao longo do período diurno, tipicamente entre 13h00min e 17h00min. Considerando o cenário de verão baseado no RCP 8.5 (Figura 5.18b), o F_{CO2} variou, em média, entre -50 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (03h00min) e -23 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (14h00min) ao longo do dia. As maiores magnitudes no F_{CO2} ocorreram, tipicamente, durante o período noturno, entre 21h00min e 04h00min, enquanto que as menores magnitudes ocorreram ao longo da tarde e inicio da noite, tipicamente entre 13h00min e 20h00min.

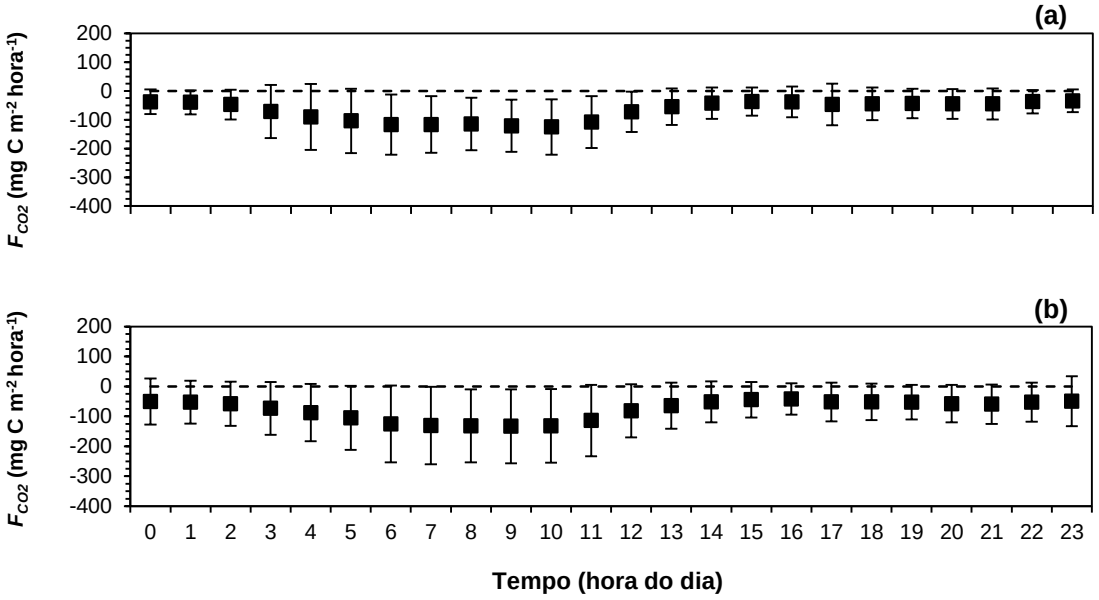
Figura 5.18 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí, para o período de verão do ano de 2100: (a) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 4.5, e (b) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 8.5. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório.



Para o cenário de inverno baseado no RCP 4.5 (Figura 5.19a), o F_{CO2} variou, em média, entre -125 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (10h00min) e -35 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (15h00min) ao longo do dia. Durante este cenário as maiores magnitudes de F_{CO2} ocorreram tipicamente durante o período noturno e da manhã (05h00min

às 11h00min), enquanto que as menores magnitudes ocorreram, em média, no período da tarde e noite, entre 13h00min e 02h00min. Para o cenário de inverno baseado no RCP 8.5 (Figura 5.19b), o F_{CO2} variou, em média, entre -132 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (09h00min) e -41 mg C m^{-2} $hora^{-1}$ (16h00min) ao longo do dia. Durante este cenário as maiores magnitudes de F_{CO2} ocorreram tipicamente durante o período noturno e da manhã (04h00min às 12h00min), enquanto que as menores magnitudes ocorreram, em média, no período da tarde e noite, entre 14h00min e 01h00min.

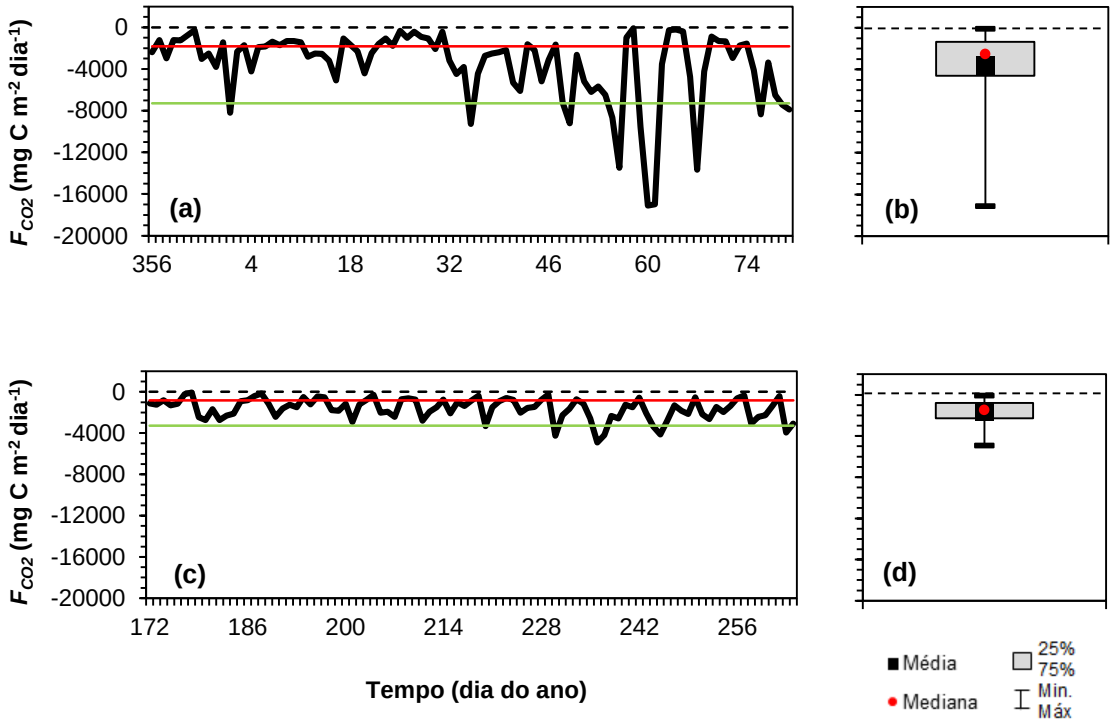
Figura 5.19 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí, para o período de inverno do ano de 2100: (a) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 4.5, e (b) variação média ao longo do dia para o cenário baseado no RCP 8.5. As barras verticais indicam ± 1,5 desvios padrões em relação à média, indicada pelos quadrados pretos. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório.



A Figura 5.20 apresenta as séries temporais diárias de F_{CO2} (mg C m^{-2} dia^{-1}) simuladas para o período de verão (Figura 5.20a,b) e inverno (Figura 5.20c,d) do ano de 2100, levando em consideração o cenário de estabilização da forçante radiativa (RCP 4.5); os valores apresentados nas séries representam o fluxo médio de CO_2 por toda a superfície do reservatório e integrados para

cada dia da estação. Valores negativos (positivos) indicam evasão (absorção) de CO_2 pelo reservatório.

Figura 5.20– F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí para o ano de 2100 frente ao cenário baseado no RCP 4.5: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente.



Para o cenário de verão, os valores de F_{CO2} simulados apresentaram uma distribuição assimétrica, variando entre -17.100 mg C m^{-2} dia^{-1} e -77 mg C m^{-2} dia^{-1}, valor médio de -3.640 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±3.465 mg C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de -2.510 mg C m^{-2} dia^{-1} (Figura 5.20a,b). Diferente do que foi observado para o período de verão de 2013, neste cenário não foram observados valores positivos de F_{CO2} na série temporal diária ao longo da estação. Levando em conta a classificação proposta por Duchemin et al. (1995) observa-se que, os fluxos do tipo regular ocorreram em torno de 38% do tempo

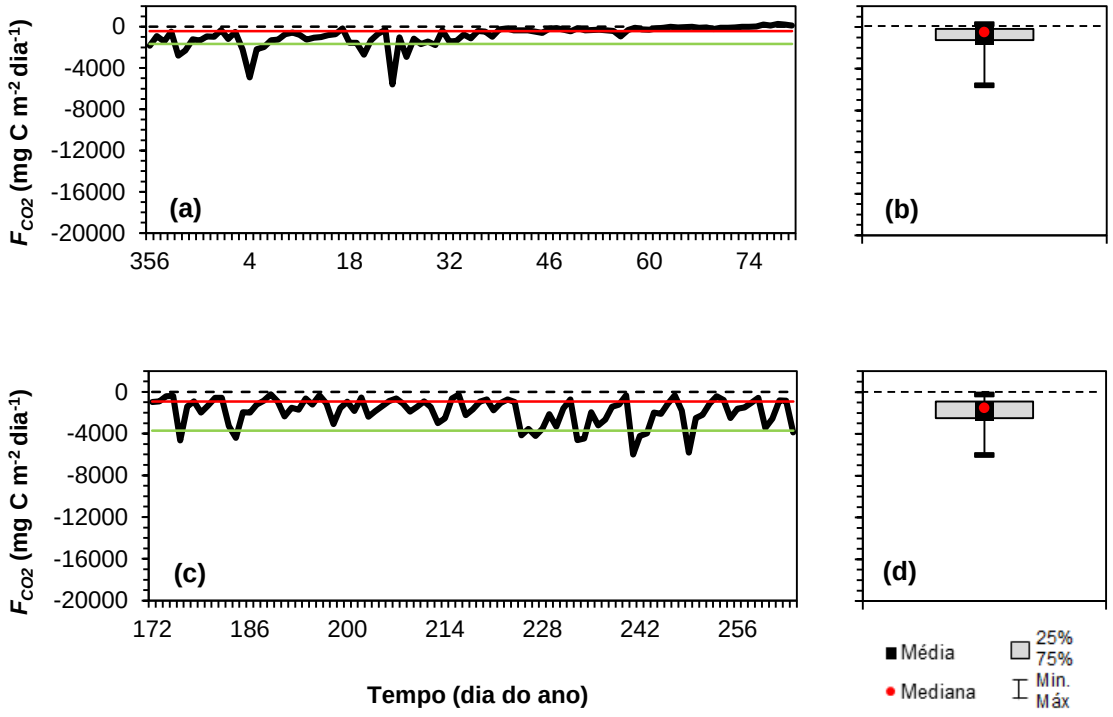
(35 dias). Já os valores de F_{CO2} acima da média ocorreram em apenas 13% do tempo (12 dias).

No cenário de inverno, os valores simulados de F_{CO2} apresentaram uma distribuição com menor assimetria em comparação com os valores simulados para o verão (Figura 5.20c,d). O F_{CO2} variou entre -4.920 mg C m^{-2} dia^{-1} e -62 mg C m^{-2} dia^{-1}, valor médio de -1.640 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±1.035 mg C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de aproximadamente -1.470 mg C m^{-2} dia^{-1}. Com relação à classificação proposta por Duchemin et al. (1995), observa-se que os fluxos do tipo regular ocorreram em torno de 28% do tempo (26 dias). Já os valores de F_{CO2} acima da média (i.e., eventos episódicos) ocorreram em aproximadamente 8% da estação de inverno (7 dias).

Comparando os valores simulados para os cenários de verão e inverno baseados no RCP 4.5, foi constatada diferença significativa entre os valores médios de F_{CO2} obtidos para as duas estações (*teste-t*, p-valor < 0,01), sendo cerca de 120% maior durante o verão. Além disso, durante o período de verão os valores diários de F_{CO2} apresentaram um padrão mais irregular se comparado com a série temporal simulada para o inverno. Os valores de F_{CO2} simulados para o verão apresentaram maior variação em torno da média, com coeficiente de variação CV de cerca de 95%; para o inverno o CV foi de 63%.

A Figura 5.21 apresenta as séries temporais diárias de F_{CO2} (mg C m^{-2} dia^{-1}) simuladas para o período de verão (Figura 5.21a,b) e inverno (Figura 5.21c,d) do ano de 2100, levando em consideração o cenário de aumento da forçante radiativa (RCP 8.5); os valores apresentados nas séries representam o fluxo médio de CO_2 por toda a superfície do reservatório e integrados para cada dia da estação. Valores negativos (positivos) indicam evasão (absorção) de CO_2 pelo reservatório.

Figura 5.21 – F_{CO2} simulado pelo modelo ELCD em Tucuruí para o ano de 2100 frente ao cenário baseado no RCP 8.5: (a) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de verão, (b) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de verão, (c) série temporal com valores integrados para cada dia da estação de inverno, e (d) *box-plot* dos valores diários de F_{CO2} simulados para o período de inverno. Valores positivos (negativos) representam absorção (emissão) de CO_2 pelo reservatório. As linhas sólidas em vermelho e verde indicam os limites da classificação proposta por Duchemin et al. (1995) para emissões regulares e episódicas, respectivamente.



Durante o verão (Figura 5.21a,b), os valores de F_{CO2} simulados apresentaram uma distribuição assimétrica, variando entre -5.590 mg C m^{-2} dia^{-1} e 270 mg C m^{-2} dia^{-1}, valor médio de -830 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±983 mg C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de -471 mg C m^{-2} dia^{-1}. Considerando a classificação proposta por Duchemin et al. (1995) observa-se que, os fluxos do tipo regular ocorreram em torno de 47% do tempo (43 dias). Já os valores de F_{CO2} acima da média ocorreram em apenas 13% do tempo (12 dias).

No cenário de inverno, os valores simulados de F_{CO2} apresentaram uma distribuição com menor assimetria em comparação com os valores simulados para o verão (Figura 5.21c,d). O F_{CO2} variou entre -6.010 mg C m^{-2} dia^{-1} e -235

mg C m^{-2} dia^{-1}, valor médio de -1.858 mg C m^{-2} dia^{-1} e DP de ±1.315 mg C m^{-2} dia^{-1}; a mediana foi de cerca de aproximadamente -1.510 mg C m^{-2} dia^{-1}. Com relação à classificação proposta por Duchemin et al. (1995), observa-se que os fluxos do tipo regular ocorreram em torno de 28% do tempo (26 dias). Já os valores de F_{CO2} acima da média (i.e., eventos episódicos) ocorreram em aproximadamente 12% da estação de inverno (11 dias).

Comparando os valores de F_{CO2} simulados para os cenários de verão e inverno baseados no RCP 8.5, foi constatada diferença significativa entre os valores de F_{CO2} médio obtidos para as duas estações (*teste-t*, p-valor < 0,01), sendo o cerca de 123% maior durante o inverno. Cabe ressaltar que durante o período de verão os valores diários de F_{CO2} apresentaram valores próximo de 0 (zero) boa parte da estação.

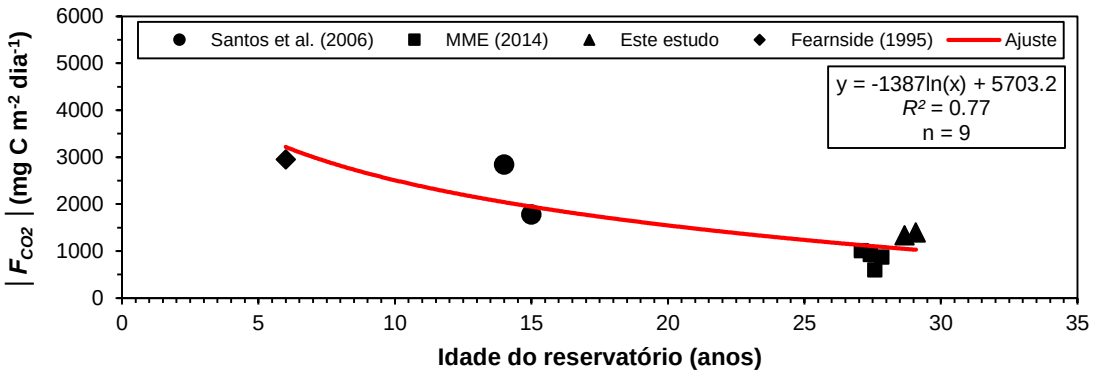
6. DISCUSSÃO

6.1. Comparação com outros estudos conduzidos em Tucuruí

Durante as últimas duas décadas o reservatório de Tucuruí foi objeto de diversos estudos que buscaram melhor compreender aspectos relativos à emissão de GEE para atmosfera. Também foi tema de discussão na literatura científica quanto à sua emissão C e possíveis contribuições para as alterações climáticas (FEARNSIDE, 1996; FEARNSIDE, 2004; ROSA et al., 2006). No entanto, apesar dos diversos estudos realizados neste reservatório, a questão da variabilidade espacial e temporal dos fluxos de CO_2, bem como seus impactos sobre as estimativas de emissão total de C, ainda não foi totalmente compreendida.

Ao comparar os resultados apresentados nesta pesquisa com os relatados por Fearnside (1995), Santos et al. (2006) e os resultados mais recentes do projeto BALCAR (BRASIL/MME, 2014) observou-se uma clara tendência de diminuição no fluxo de CO_2ao longo do tempo. A análise de regressão entre a magnitude do F_{CO2} e a idade do reservatório mostrou a existência de uma relação forte (R^2 = 0,77) e significativa entre estas variáveis (Figura 6.1). Tal tendência de decaimento observada em Tucuruí é consistente com os resultados apresentados por Barros et al. (2011), que compilou informações de mais de 80 reservatórios hidrelétricos ao redor do mundo, e encontraram uma relação logarítmica entre o fluxo de CO_2 e a idade dos reservatórios.

Figura 6.1 – Relação entre a idade e o fluxo de CO2 no reservatório de Tucuruí



Levando em conta o decaimento logarítmico observado na magnitude do F_{CO2} ao longo dos anos, nota-se que a diferença entre a magnitude do F_{CO2} estimada por Fearnside (1995) (ano de referência 1990) e pelo presente estudo (ano de referência 2013) é de cerca de 1.600 mg C m^{-2} dia^{-1}, indicando uma redução de 54% do fluxo difusivo de CO_2 entre 1990 e 2013. A maior taxa de decaimento ocorreu entre 1990 (FEARNSIDE, 1995) e 1999 (SANTOS et al., 2006), quando a magnitude do F_{CO2} reduziu de 2.950 mg C m^{-2} dia^{-1} para 1.777 mg C m^{-2} dia^{-1} (~40%). Tal fato representa uma redução de cerca de 130 mg C m^{-2} dia^{-1} por ano no período entre 1990 e 1999.

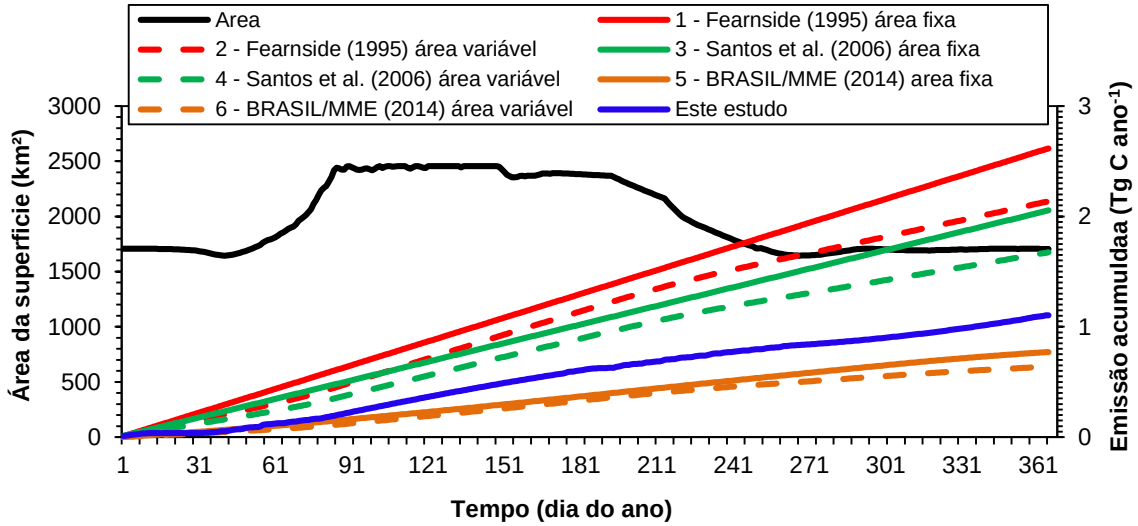
Por outro lado, para período entre o estudo realizado por Santos et al. (2006) e o presente estudo, de 1999 a 2013, a taxa de decaimento foi menor, com a magnitude do F_{CO2} diminuindo de 1.777 mg C m^{-2} dia^{-1} para cerca de 1.300 mg C m^{-2} dia^{-1} (~27%). Neste período houve uma redução de cerca de 30 mg C m^{-2} dia^{-1} por ano. Vale ressaltar que boa parte da redução observada no F_{CO2} ao longo dos anos pode ser explicada pelo consumo das fontes fixas C, tais como as árvores e vegetação inundada pelo reservatório e os estoques de C no solo (FEARNSIDE; PUEYO, 2012).

6.2. Estimativas globais de emissão de CO_2 em Tucuruí

A Figura 6.2 apresenta a emissão de C, via fluxo difusivo de CO_2, pelo reservatório de Tucuruí, acumulada a cada dia do ano. Tal estimativa foi realizada com base nos valores de F_{CO2} simulados para o as estações de verão e inverno em condições de clima presente (ano 2013). Para fins de comparação, também foram realizadas as seguintes estimativas com base nos dados publicados na literatura: (1) F_{CO2} constante (-2.950 mg C m^{-2} dia^{-1}) e área de superfície constante (2.430 km²) (FEARNSIDE, 1995), (2) F_{CO2} constante (-2.950 mg C m^{-2} dia^{-1}, FEARNSIDE, 1995) e área de superfície variável, calculada neste estudo, (3) F_{CO2} constante (-2.311 mg C m^{-2} dia^{-1}) e área de superfície constante (2.430 km²) (SANTOS et al., 2006), (4) F_{CO2} constante (-2.311 mg C m^{-2} dia^{-1}, SANTOS et al., 2006) e área de superfície

variável calculado neste estudo, (5) F_{CO2} constante (-870 mg C m^{-2} dia^{-1}, BRASIL/MME, 2014) e área de superfície fixa (2.430 km²), e (6) F_{CO2} constante (-870 mg C m^{-2} dia^{-1}, BRASIL/MME, 2014) e a área de superfície variável calculado neste estudo.

Figura 6.2 – Estimativa global de emissão de CO_2 em Tucuruí.



A estimativa obtida por meio dos valores F_{CO2} simulados neste estudo (curva azul) resultou num total de 1,1 Tg C ano^{-1} emitido ao longo do ano. Já as estimativas globais obtidas com os valores publicados na literatura foram de (1) 2,6 Tg C ano^{-1}, (2) 2,1 Tg C ano^{-1}, (3) 2,1 Tg C ano^{-1}, (4) 1,7 Tg C ano^{-1}, (5) 0,8 Tg C ano^{-1} e (6) 0,6 Tg C ano^{-1}, respectivamente. Comparando as estimativas realizadas considerando-se a área da superfície do reservatório variável ao longo do ano com aquelas que consideraram a área da superfície fixa, nota-se que apenas a inclusão da variação da área da superfície resulta na redução de 18% das estimativas de emissão de C em Tucuruí.

Levando-se em conta que as estimativas realizadas no âmbito do projeto BALCAR (BRASIL/MME, 2014) foram obtidas por meio de medições realizadas nos anos de 2011 e 2012, aproximadamente 1 ano de diferença em relação a este estudo (2013), especula-se que parte da diferença observada entre as duas estimativas seja devido a inclusão da variabilidade espacial e temporal do F_{CO2}. Do total de 0,5 Tg C ano^{-1}obtido pela diferença entre a estimativa

realizada com dados do BALCAR considerando a área do reservatório variável (0,6 Tg C ano^{-1}) e a obtida neste estudo (1,1 Tg C ano^{-1}), cerca de 0,02 Tg C ano^{-1} pode ser atribuída ao viés apresentado pelo modelo ELCD durante as simulações (~20 mg C m^{-2} dia^{-1}, ver seção 5.2.3.3.).

Outro fator que contribui com esta diferença é o fato de que as medições realizadas no âmbito do projeto BALCAR foram, em sua maioria, feitas após as 10h00min e durante o período da tarde (informação disponibilizada no banco de dados de campanhas do projeto BALCAR, disponível em http://www.dsr.inpe.br/hidrosfera/balcar/campanhas.php). Considerando que neste período do dia a magnitude do F_{CO2} é cerca de 40% menor do que a média (ver Figura 5.11), estima-se que 0,3 Tg C ano^{-1} da diferença possa ser atribuída a não consideração da variabilidade do F_{CO2} ao longo do dia nas estimativas do projeto BALCAR. Tal fato destaca a importância de se considerar a variação do F_{CO2} ao longo do dia durante a coleta de dados para estimar as emissões de C em reservatórios hidrelétricos.

Por fim, o restante da diferença (~0,18 Tg C ano^{-1}) pode ser atribuído à variabilidade espacial do F_{CO2}. Este fato indica que a inclusão da variabilidade espacial do F_{CO2} em Tucuruí pode acarretar em um aumento de 30% da estimativa de emissão de CO_2, semelhante ao reportado por Roland et al. (2010) para reservatórios localizados no bioma Cerrado.

6.3. Implicações para as estimativas globais de emissão de C em reservatórios Amazônicos

No item anterior foi demonstrado que a inclusão da variabilidade temporal e espacial do F_{CO2}, bem como, a inclusão da variação da área superficial do reservatório ao longo do ano, pode ter grande impacto sobre a estimativa de emissão de C no reservatório de Tucuruí. Como este é um dos principais reservatórios localizados na região Amazônica, e é usualmente utilizado como referência nas estimativas de emissão de C, espera-se que os resultados

apresentados neste estudo afetem significativamente as estimativas de emissão de C de todos os reservatórios hidrelétricos Amazônicos.

A estimativa mais atual de emissão de C em reservatórios de UHE localizadas na Amazônia indica que estes reservatórios emitem um total de 9 Tg C ano^{-1}, sendo 8 Tg C emitidos como CO_2 e 1 Tg C como CH_4 (BARROS et al., 2011). Tal estimativa foi baseada na revisão da literatura e considerados estudos realizados em 6 reservatórios diferentes: 5 localizadas dentro da Amazônia Internacional (Balbina, Curuá-Una, Petit Saut, Samuel e Tucuruí) e 1 localizadas fora da fronteira da Amazônia Internacional (Lago Gatún, Panamá). A quantificação da emissão total de carbono foi realizada através da multiplicação do fluxo média de cada gás (-1.518 mg C m^{-2} dia^{-1} para o CO_2 e -186 mg de C m^{-2} dia^{-1} de CH_4) pela área coberta pelos reservatórios (considerado igual a 2×10^4 km^2). Neste caso, foi desconsiderada a variabilidade temporal e espacial dos fluxos de CO_2 e CH_4 e também foi desconsiderada a variação da área superficial dos reservatórios ao longo do ano.

Tendo em conta os resultados obtidos neste estudo, argumenta-se que a emissão global de C relatada por Barros et al. (2011) está superestimada. Primeiramente, Barros et al. (2011) considerou informações coletadas em reservatórios com diferentes idades, mesmo observando uma redução das emissões com a idade dos reservatórios. Como apresentado no item 6.1, no caso de Tucuruí foi observada uma redução de cerca de 110 mg C m^{-2} dia^{-1} no fluxo de CO_2 a cada ano. Além disso, estes autores utilizaram estimativas repetidas para calcular o fluxo médio areal; para os reservatórios de Tucuruí e Samuel, por exemplo, estão inclusos dois estudos diferentes que utilizam o mesmo conjunto de dados, coletados entre 1998 e 1999 (ROSA et al., 2004; SANTOS et al., 2006). Os autores também não consideram os dados de fluxo de CO_2 disponíveis para o reservatório de Balbina reservatório (76 mmol CO_2 m^{-2} dia^{-1}) (GUÉRIN et al., 2006). Por fim, foram utilizados dados do Lago Gatún, localizado fora dos limites da Amazônia.

Considerando o que foi descrito acima, a emissão global de C por reservatórios hidrelétricos Amazônicos foi recalculada. Neste caso, foi utilizando o valor médio das F_{CO2} simulado para Tucuruí no ano de 2013 (-1.366 mg C m^{-2} dia^{-1}), mais recente em relação à relatada por Santos et al. (2006) e utilizada por Barros et al. (2011) em sua estimativa de emissão de C. Os dados dos demais reservatórios foram atualizados para o ano de 2013, utilizando a taxa de decaimento anual observada em Tucuruí. Também foi considerado que os reservatórios apresentam dinâmica espacial e temporal do F_{CO2} ao longo do dia semelhante à observada em Tucuruí, fato que aumenta o valor do fluxo de CO_2. Por fim, foram excluídos os valores repetidos do fluxo de areal de CO_2 e CH_4 do reservatório de Samuel, e incluído o valor do fluxo areal de CO_2 de Balbina reportado por Guérin et al. (2006).

O fluxo médio obtido para o ano de 2013 por todos os reservatórios foi de aproximadamente -1.470 mg C m^{-2} dia^{-1} para o CO_2 e -166 mg C m^{-2} dia^{-1} para o CH_4. Tendo em conta a área total coberta pelos reservatórios hidrelétricos Amazônicos, cerca de 2×10^4 km², estimamos que a emissão de C a partir de reservatórios hidrelétricos Amazônicos em 2013 foi de 8,6 Tg C ano^{-1}, sendo 7,7 Tg C ano^{-1} como CO_2 e 0,9 Tg C ano^{-1} como CH_4 (não considerando a variação área superficial ao longo do ano). Este valor é 5% menor do que o valor relatado por Barros et al. (2011).

Levando em conta a variação da área de superfície dos reservatórios ao longo do ano, esta estimativa de emissão de C pode ser ainda menor. Como foi apresentado na seção anterior, a inclusão da variação da área superficial ao longo do ano pode afetar a emissão total de CO_2 em cerca de 18% em Tucuruí. Partindo-se do princípio de que os reservatórios hidrelétricos Amazônicos existentes apresentam um comportamento operacional semelhante ao observado em Tucuruí, especula-se que a emissão de C a partir destes reservatórios seja de cerca de 7 Tg C ano^{-1}, um valor 22% menor do que o reportado por Barros et al. (2011).

6.4. Possíveis impactos das mudanças do clima e do uso do solo no futuro sobre as emissões de CO_2 em Tucuruí

Como apresentado na seção 5.4, as possíveis alterações no clima e no uso e ocupação do solo na bacia de contribuição do reservatório de Tucuruí podem impactar significativamente o F_{CO2} no futuro. Levando em conta os cenários baseados no RCP 4.5, que consideram alterações climáticas mais brandas comparativamente com os cenários baseados no RCP 8,5 e também consideram uma possível recuperação de áreas com vegetação nativa dentro da bacia de contribuição, o F_{CO2} apresentou uma tendência de aumento no futuro. Por outro lado, considerando os cenários baseados no RCP 8.5, que são mais drásticos do ponto de vista climático e com crescimento de áreas de pastagem e agrícola, o F_{CO2} apresentou uma tendência de redução no futuro.

Este comportamento distinto pode ser explicado, em parte, devido ao fato de que nos cenários baseados no RCP 8.5 espera-se uma maior degradação da qualidade da água no reservatório de Tucuruí, devido ao aumento da carga de nutriente importados da bacia de contribuição, que por sua vez propiciará a maior ocorrência de floração de algas. Tais resultados estão de acordo com os reportados por Pacheco et al. (2013) que mostraram que a eutrofização pode reduzir e até mesmo reverter o papel dos reservatórios no balanço de C, devido ao desequilíbrio no CID induzido pela intensa produção primária, e consequente redução no p_{CO2} da água. Contudo, ressalta-se que os resultados apresentados nesta tese são apenas preliminares, e evidenciam a necessidade de estudos complementares para melhor compreender os possíveis impactos das mudanças do clima e do uso e ocupação do solo sobre a dinâmica do F_{CO2} no futuro.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÃO

Esta pesquisa foi motivada pela hipótese de que as estimativas de emissão de C por reservatórios Amazônicos existentes atualmente são imprecisas, uma vez que a variabilidade espacial e temporal do fluxo de C não é considerada de maneira adequada durante tais estimativas. Para testar esta hipótese o seguinte objetivo foi proposto: avaliar a variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO2 no reservatório da UHE Tucuruí, para as estações de verão e inverno, em condições de clima presente e futuro. Os resultados obtidos permitiram as seguintes conclusões:

Quanto à hipótese da pesquisa

Os resultados da pesquisa permitem aceitar a hipótese formulada, tanto no tocante às variações espaciais como temporais do fluxo de carbono. Neste caso, ficou demonstrado que a variação espacial e temporal do F_{CO2}, a variação da área do reservatório ao longo do ano e o decaimento da magnitude dos fluxos com a idade dos reservatórios são aspectos importantes a serem considerados durante as estimativas de emissão de C. Desta forma, as emissões de C em reservatórios hidrelétricos Amazônicos atuais (ano 2013) podem ser até 22% menor daquele reportado na literatura.

Quanto aos objetivos

A abordagem metodológica aplicada nesta pesquisa, com utilização integrada de modelagem numérica, coleta de dados *in situ* e dados de sensoriamento, se mostrou adequada para o estudo de reservatórios hidrelétricos Amazônicos, pois permitiu o estudo detalhado da variabilidade espacial e temporal do fluxo de CO_2. Além disso, permitiu a construção e simulação de cenários futuros de emissão de CO_2 em Tucuruí. Trata-se do primeiro trabalho que se tem conhecimento a utilizar esta abordagem para o estudo da emissão de C em reservatórios hidrelétricos Amazônicos. Com a metodologia adotada todos os objetivos foram alcançados, a saber:

- Com relação à dinâmica da variabilidade temporal atual do fluxo de CO_2 em Tucuruí: o F_{CO2} apresenta oscilações periódicas, em escalas temporais que vão de 24 horas a 4-6 dias, ao longo das estações de verão e inverno. Durante o período de verão o fluxo de CO_2 apresenta um padrão bastante irregular, o que é um complicador para a estimativa da emissão de C baseado em amostragem em campo durante esta estação do ano. Em ambas as estações, a não consideração da variação do F_{CO2} ao longo do dia pode acarretar em erros de estimativa de emissão de CO_2 da ordem de 40%, dependendo do horário de coleta dos dados.

- Com relação à dinâmica da variabilidade espacial do fluxo de CO_2 em Tucuruí: o F_{CO2} apresenta o mesmo padrão espacial de emissão/absorção ao longo de todo o dia, tanto no período de verão como de inverno. A maior heterogeneidade espacial ocorre durante o período de verão. Durante o inverno, a magnitude do fluxo de CO_2 pela superfície do reservatório pode ser considerada homogênea. A inclusão da variabilidade espacial do F_{CO2} nas estimativas de emissão de CO_2 pode acarretar em um aumento da ordem de 30%.

- Com relação aos fatores ambientais que governam as emissões de CO_2 em Tucuruí: a intensidade do vento, estabilidade da coluna d'água e a temperatura da superfície são os fatores chave controlando a variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2. Neste caso, a ocorrência de SCM são eventos importantes que controlam as emissões de C em Tucuruí, pois promovem o aumento da convecção e desestabilização da coluna d'água, consequentemente aumentando a emissão de C para atmosfera.

- Com relação aos impactos das mudanças do clima e do uso da terra sobre as emissões de CO_2 em Tucuruí: os impactos podem ser variados, dependendo do cenário futuro levado em consideração. As emissões

futuras poderão reduzir em relação aos níveis atuais em um cenário mais drástico do ponto de vista climático e de mudanças de uso da terra. Por outro lado poderão aumentar em relação ao nível atual levando um cenário mais brando do ponto de vista climático e com recuperação de áreas naturais. Tal fato leva a crer que os efeitos da eutrofização, relacionada à mudança no uso da terra, possam ser mais determinantes no papel dos reservatórios no ciclo do carbono do que os efeitos das mudanças do clima.

Principais Contribuições do Trabalho

- Melhor entendimento da variabilidade espacial e temporal do fluxo difusivo de CO_2 em reservatórios hidrelétricos Amazônicos;
- Melhor entendimento sobre as variáveis ambientais que governam as emissões de carbono em reservatórios hidrelétricos Amazônicos;
- Permitiu o entendimento de possíveis impactos das mudanças do clima e do uso e ocupação do solo no futuro sobre os fluxos de CO_2 em reservatório hidrelétricos Amazônicos.
- Permitiu melhorar o planejamento de campanhas de campo para coleta de dados e otimizar a instalação de equipamento para medição do fluxo de CO_2 em reservatório hidrelétricos Amazônicos.

Recomendações

As principais recomendações deste trabalho são:

- Necessidade de inclusão de outros grupos de fitoplâncton e zooplâncton que interferem na dinâmica do C durante a simulação, de forma a considerar uma maior complexidade do ambiente modelado;

- Necessidade de um maior esforço de calibração dos parâmetros utilizados para a simulação do fluxo de CO_2. Neste caso, devido ao grande número de parâmetros necessários, recomenda-se o uso de técnicas de computação de alto desempenho para a escolha de parâmetros otimizados;

- Necessidade de realizar simulações por períodos de tempo mais longo (p.ex., um ano todo) para avaliação da variabilidade das emissões de C durante todos os estágios de operação do reservatório, ao longo de todo o período hidrológico ou todas as estações do ano;

- Necessidade de avaliar a aplicabilidade de outros produtos derivados de sensoriamento remoto para parametrização, forçamento e validação de modelos numéricos para simulação em lagos e reservatórios. Novas missões e satélites lançados recentemente (p.ex., Suomi-NPP, Landsat-8, Sentinel) já estão fornecendo gratuitamente dados e produtos que possuem alto potencial de aplicação para o estudo das emissões de C em reservatórios hidrelétricos.

- Necessidade de avaliar outros cenários de mudanças climáticas e de uso da terra (p.ex., baseados nos RCP 3,5 e 6,5);

- Necessidade de avaliar as emissões líquidas de C, descontando as emissões que ocorriam antes da construção do reservatório e as emissões por UAS;

- Necessidade de acoplamento dinâmico entre modelos numérico desenvolvido para simulações em lagos e reservatório (como p.ex., o modelo ELCD utilizado neste trabalho) e modelos climáticos regionais (como p.ex., o modelo RegCM4) para avaliação dos possíveis impactos das emissões de C por reservatórios hidrelétricos brasileiros sobre o clima na região Amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABERG, J. A.; et al. A comparison of the carbon balances of a natural lake (L. Ortrasket) and a hydroelectric reservoir (L. Skinnmuddselet) in northern Sweden. **Water Resources**, v. 38, p. 531-538, 2004.

ABRIL, G.; et al. Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, GB4007, 2005.

ACKERMAN, S. A. et al. Discriminating clear-sky from clouds with MODIS. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 141-173, 1998.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Conjuntura dos recursos hídricos do Brasil 2013**. Brasília: Agência Nacional de Águas, 2013, 432 p.

ALCÂNTARA, E. H.; et al. Improving the spectral unmixing algorithm to map water turbidity distributions. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, p. 1051-1061, 2009.

ALCÂNTARA, E.; et al. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2652-2665, 2010.

ALCÂNTARA, E.; et al. Time series analysis of water surface temperature and heat flux components in the Itumbiara Reservoir (GO), Brazil. **Acta Limnológica Brasiliensia**, v. 23, p. 245-259, 2011.

ALCÂNTARA, E.; et al. A system for environmental monitoring of hydroelectric reservoirs in Brazil. **Revista Ambiente & Água**, v. 8, n. 1, p. 6-17, 2013.

ARAGÃO, L. E. O. C. **Modelagem dos padrões temporal e espacial da produtividade primária bruta na região do tapajós: uma análise multi-escala.** 2004. 283 p. (INPE-11423-TDI/951). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/07.14.13.33>. Acesso em: 11 de Julho de 2013.

ARNESEN, A. S.; et al. Monitoring flood extent in the Amazon River floodplain using ALOS/PALSAR ScanSAR images. **Remote Sensing of Environment**, v. 130, p. 61-51, 2013.

ASNER, G. Cloud cover in Landsat observations of the Brazilian Amazon. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, p. 3855-3862, 1991.

BARROS, N.; et al. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 593-596, 2011.

BELLO-PINEDA, J.; STEFANONI-HERNÁNDEZ, J.L. Comparing the performance of two spatial interpolation methods for creating a digital bathymetric model of the Yucatan submerged platform. **Pan-American Journal of Aquatic Sciences**. v. 2, p. 247–254, 2007.

BERGIER, I.; et al. Carbon dioxide and methane fluxes in the littoral zone of a tropical savanna reservoir (Corumbá, Brazil). **Oecologia Australis**, v. 15, p. 666-681, 2011.

BRASIL, MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA (MME). **Estado da arte em ciclo do carbono em reservatórios**. Brasília: MME, 2012. 237 p.

BRASIL, MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA (MME). **Emissões de gases de efeito estufa em reservatórios de centrais hidrelétricas**. Brasilia: MME, 2014, 416 p.

BOVENSMANN, H.; et al. A remote sensing technique for global monitoring of power plant CO2 emissions from space and related applications. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 3, p. 781-811, 2010;

BRUCE, L. C.; et al. A numerical simulation of the role of zooplankton in C, N and P cycling in Lake Kinneret, Israel. **Ecological Modelling**, v. 193, p. 412-436, 2006.

BUCHWITZ, M.; et al. Carbon Monitoring Satellite (CarbonSat): assessment of atmospheric CO2 and CH4 retrieval errors by error parameterization. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 6, p. 3477-3500, 2013.

CASULLI, V.; CHENG, R.T. Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. **International Journal for Numerical Methods in Fluids**, v. 15, p. 629-648, 1992.

CENTRAIS ELÉTRICAS DO NORTE DO BASIL S.A. (ELETRONORTE). **UHE Tucuruí**: plano de utilização do reservatório, caracterização e diagnóstico do reservatório e de sua área de influência, TUC-10-26346-RE, Volume I – Texto, Centrais Elétricas do Norte do Brasil (ELETRONORTE), Brasília, DF. 228 p. 1988

CENTRAIS ELÉTRICAS DO NORTE DO BASIL S.A. (ELETRONORTE). **Boletim informativo diário on-line de vazões e níveis**. Disponível em: http://www.eln.gov.br/opencms/export/sites/eletronorte/pilares/geracao/estados/tucurui/boletim/bvn.pdf. Acessado em 2013.

CHEN, G.; et al. Spatiotemporal patterns of tropical deforestation and forest degradation in response to the operation of the Tucuruí hydroelectric dam in the Amazon basin. **Applied Geography**, v. 63, p. 1-8, 2015.

CLARKE, L.; et al. **Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations**. Sub-report 2.1 A of Synthesis and Assessment Product 2.1 by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington, D.C., USA, 2007.154 p.

COSTA, D. A.; et al. Avaliação produto MOD35L2 para estimativa da fração de cobertura de nuvens sobre o reservatório de Tucuruí/PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17. (SBSR), 2015, João Pessoa. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2015. p. 3021-3028. Internet. ISBN 978-85-17-0076-8. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP6W34M/3JM4AKQ>. Acesso em: 06 jan. 2016.

CRISP, D.; et al. The Orbiting Carbon Observatory (OCO) mission Advances in Space Research, v. 34, p. 700–709, 2004.

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios ondulatórios de leste (dols) na região do centro de lançamento de Alcântara-MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 193-203, 2007.

CURTARELLI, M. P.; et al. Modelling the surface circulation and thermal structure of a tropical reservoir using three-dimensional hydrodynamic lake model and remote-sensing data. **Water Environment Journal**, v. 28, p.516-525, 2014a.

CURTARELLI, M. P.; et al. Physical changes within a large tropical hydroelectric reservoir induced by wintertime cold front activity. **Hydrology and Earth System Science**, v. 18, p. 3079-3093, 2014b.

CURTARELLI, M. P.; et al. Spatial and temporal dynamic of the trophic state in a large Amazonian hydroelectric reservoir. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, (IGARSS), 2014, Quebec. **Proceedings...** 2014. p. 890-893. ISBN 9781479957750.

CURTARELLI, M. P.; et al. Coupling remote sensing bio-optical and three-dimensional hydrodynamic modeling to study the phytoplankton dynamics in a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 185-198, 2015a.

CURTARELLI, M. P.; et al. Avaliação do produto TRMM 3B42 diário sobre a Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia até o reservatório de Tucuruí-PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16. (SBSR)., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013. p. 5816-5823. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00066-9 (Internet), 978-85-17-00065-2 (DVD). Disponível em: <http://urlib.net/3ERPFQRTRW34M/3E7G6JK>.

DEE, D. P.; et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DEUS, R.; et al. Three-dimensional model for analysis of spatial and temporal patterns of phytoplankton in Tucuruí reservoir, Pará, Brazil. **Ecological Modelling**, v. 253, p. 28-43, 2013.

DONG, J.; et al. Remote sensing estimates of boreal and temperate forest woody biomass: carbon pools, sources, and sinks. **Remote Sensing of Environment**, v. 84, p. 393-410, 2003.

DUCHEMIN, E.; et al. Production of the greenhouse gases CH_4 and CO_2 by hydroelectric reservoirs of the boreal region. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, p. 529-540, 1995

DUCHEMIN, E.; et al. Comparison of static chamber and thin boundary layer equation methods for measuring greenhouse gas emissions from large water bodies. **Environmental Science & Technology**, v. 33, p. 350-357, 1999.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA E AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Banco de dados climáticos do Brasil**. 2003. Disponível em: http://www.bdclima.cnpm.embrapa.br/. Acessado em : 20 Agosto 2013.

ESRI. **ArcGIS spatial analyst**. 2014a. Disponível em: http://www.esri.com/software/arcgis/extensions/spatialanalyst. Acessado em 10 Janeiro 2014.

ESRI **ArcGIS geostatistical analyst**. 2015b. Disponível em: http://www.esri.com/software/arcgis/extensions/geostatistical. Acessado em 10 Janeiro 2014.

EUGSTER, W.; et al. CO_2 exchange between air and water in an Arctic Alaskan and midlatitude Swiss lake: importance of convective mixing. **Journal of Geophysical Research – Atmosphere**, v. 108, p. 1-7, 2003.

FARIA, F. A. M.; et al. Estimating greenhouse gas emissions from future Amazonian hydroelectric reservoirs. **Environmental Research Letters**, v. 10, p. 1-13, 2015.

FEARNSIDE, P. M. Hydroelectric dams in Brazilian Amazonia as sources of greenhouse gases. **Environmental Conservation**, v. 22, n. 7-19, 1995.

FEARNSIDE, P. M. Hydroelectric dams in Brazilian Amazonia: Response to Rosa, Schaeffer & dos Santos. **Environmental Conservation**, v. 23, p. 105-108, 1996.

FEARNSIDE, P. M. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the energy policy implications. **Water, Air, Soil Pollution**, v. 133, p. 69-96, 2002.

FEARNSIDE, P. M. Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provided a springboard for rethinking a supposedly ‘clean’ energy source. Editorial Comment, **Climatic Change**, v. 66, p. 1–8, 2004.

FEARNSIDE, P. M. Brazil's Samuel Dam: lessons for hydroelectric development policy and the environment in Amazonia. **Environmental Management**, v. 35, p. 1-19, 2005.

FEARNSIDE, P. M.; PUEYO, S. Greenhouse-gas emissions from tropical dams. **Nature Climate Change**, v. 2, p. 382-384, 2012.

FISCHER, H. B.; et al. **Mixing in inland and coastal waters**. San Diego: Academic Press,1979. 302 p.

FRANKENBERG, C; et al. Prospects for chlorophyll fluorescence remote sensing from the Orbiting Carbon Observatory-2.**Remote Sensing of Environment**, v. 147, p. 1-12, 2014

FRIEDL, M. A.; et al. MODIS Collection 5 global land cover: algorithm refinements and characterization of new datasets. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 168-182, 2010.

GAL, G.; et al. Implementation of ecological modeling as an effective management and investigation tool: Lake Kinneret as a case study. **Ecological Modelling**, v. 220, p. 1697-1718, 2009.

GALY-LACAUX, C.; et al. Gaseous emissions and oxygen consumption in hydroelectric dams: a case study in French Guyana. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 11, p. 471-483, 1997.

GALY-LACAUX, C.; et al. Long-term greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical forest regions. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, p. 503-517, 1999.

GIBBS, H. K.; et al. Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REED a reality. **Environment Research Letters**, v.2, p. 1-13, 2010.

GIORGI, F.; et al. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. **WMO Bulletin**, v. 58, p. 175-183, 2009.

GIORGI, F.; et al. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, v. 52, p. 7-29, 2012.

GUÉRIN, F.; et al. Methane and carbon dioxide emissions from tropical reservoirs: significance of downstream rivers. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L21407, p. 1-6, 2006.

HAMAZAKI, T.; et al. Carbon dioxide monitoring from the GOSAT satellite, In: ISPRS CONFERENCE., 2004, Istanbul, Turquia, **Proceedings...** 2004.

HEINE, I.; et al. Monitoring seasonal changes in the water surface areas of reservoirs using TerraSAR-X time series data in semiarid Northeastern Brazil. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 7, p. 3190-3199, 2014.

HICKS, B. B. A procedure for the formulation of bulk transfer coefficients over water. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 8, p. 515-524, 1975.

HIPSEY, M. R. et al. The Computational Aquatic Ecosystem DYnamics Model (CAEDYM): a versatile water quality model for coupling with hydrodynamics drivers. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON HYDROINFORMATICS, 7, 2006, Nice, França. **Proceedings…** Chennai, India: Research Publishing Services, 2006. p. 526-533.

HIPSEY, M. R.; et al. **Computational aquatic ecosystem dynamics model:** CAEDYM v3: v3.2 Science Manual. Perth: Centre for Water Research, University of Western Australia, 2014. 119 p.

HODGES, B. R.; et al. Modelling basin scale waves in a stratified lake. **Limnology and Oceanography**, v. 45, p. 1603-1620, 2000.

HODGES, B.R.; DALLIMORE, C. **Estuary, lake and coastal oceans model:** ELCOM: v2.2 Science Manual. Perth: Centre for Water Research, University of Western Australia, 2010. 57 p.

HOREL, J. D.; et al. An investigation of the annual cycle of convective activity over tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1388-1403, 1989.

HUFFMAN, G. J.; et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38–55, 2007.

HUTTUNEN, J. T.; et al. Fluxes of CH_4 ,CO_2, and N_2O in hydroelectric reservoirs Lokka and Porttipahta in the northern boreal zone in Finland. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, p. 1-17, 2002.

IMBERGER, J.; HAMBLIN, P.F. Dynamics of lakes, reservoirs, and cooling ponds. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 14, p. 153–187, 1982.

IMBERGER, J.; PATTERSON, J. C. Physical limnology. **Advances in Applied Mechanics**, v. 27, p. 303-475, 1990.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC**). Climate Change 2013**: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.1535 p.

IRONS, J. R.; et al. The next Landsat satellite: the Landsat data continuity mission. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 11–21, 2012.

JELLISON, R.; MELACK, J. M. Meromixis and vertical diffusivities in hypersaline Mono Lake, California. **Limnology & Oceanography**, v. 38, p. 1008-1019, 1993.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment:** an earth perspective. 2. ed. Upper Saddle River: Pearson-Prentice Hall, 2007. 592 p.

JOHNSON, L. T.; et al. The effect of land use on dissolved organic carbon and nitrogen uptake in streams. **Freshwater Biology**, v. 54, p. 2335-2350, 2009.

JUSTICE, C.O.; et al. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, p.1228-1247, 1998.

KARA, E. L.; et al. Time-scale dependence in numerical simulations: assessment of physical, chemical, and biological predictions in a stratified lake at temporal scales of hours to months. **Environmental Modelling & Software**, v. 35, p. 104-121, 2012.

KASUYA, M.; et al. Greenhouse Gases Observing Satellite (GOSAT) - program overview and its development status. **Transactions of The Japan Society for Aeronautical and Space Sciences, Space Technology Japan**, v. 7, p. 5 -10, 2009.

KELLER, M.; STALLARD, R. F. Methane emission by bubbling from Gatun Lake, Panama. **Journal of Geophysical Research – Atmosphere**, v. 99, p. 8307-8319, 1994.

KEMENES, A.; et al. Methane release below a tropical hydroelectric dam. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L12809, p. 1-5, 2007.

KIDD C.; LEVIZZANI, V. Status of satellite precipitation retrievals. **Hydrology Earth System Science**, v. 15, p.1109-1116, 2011.

KIRK, J. T. O. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems.** Cambridge: Cambridge University Press, 1994, 649 p.

KUMMEROW, C.; et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal Atmospheric Oceanic Technology**, v. 15, p. 809-817, 1998.

KUTSER, T.; et al. Mapping lake CDOM by satellite remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, p. 535-540, 2005.

KUTSER, T.; et al. Estimating lake carbon fractions from remote sensing data. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 138-146, 2015.

LAVAL, B.; et al. Modelling circulation in lakes: spatial and temporal variations. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 983-994, 2003.

LEONARD, B.P. The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. **Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering**, v.88, p. 17-74, 1991.

LEÓN, L. F.; et al. **Lake and climate models:** interactions in small and large lakes. St. Petersburg, Russia. Palestra apresentada no “Workshop on parameterization of lakes in NWP and climate modelling”, 18-20 set. 2008.

LEVEC, F.; SKINNER, A. **Manual of instructions:** bathymetric surveys. Cochrane: Ministry of Natural Resources, Canada, 2004, XX p.

LI, S.; et al.A new short-wave infrared (SWIR) method for quantitative water fraction derivation and evaluation with EOS/MODIS and Landsat/TM data. **IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing**, v. 51, p. 1852-1862, 2013.

LI, J.; HEAP, A. D.**A review of spatial interpolation methods for environmental scientists**. Canberra: Geoscience Australia, 2008, 137 p.

LIMA, I. B. T. Biogeochemical distinction of methane releases from two Amazon hydroreservoirs. **Chemosphere**, v. 59, p. 1697-1702, 2005.

LIMA, I. B. T.; e al. Methane production, transport and emission in Amazon hydroelectric plants. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, (IGARSS'98), 1998, Seattle, USA. **Proceedings...** Piscataway, NJ: IEEE, 1998.

LOBATO, T. C.; et al. Categorization of the trophic status of a hydroelectric power plant reservoir in the Brazilian Amazon by statistical analyses and fuzzy approaches. **Science of the Total Environment**, v, 506-507, p. 613-620, 2014.

LORENZZETTI, J. A.; et al. Mean diel variability of surface energy fluxes over Manso Reservoir. **Inland Waters**, v. 5, p. 155-172, 2015.

MACIEL, E. R. **O lago**. Imperatriz: Ética, 2012. 103 p.

MACHADO, L. A. T.; et al. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 1630-1654, 1998.

MARTI, C.; et al. **Coupled physical-biogeochemical modelling of GHG emissions from freshwater reservoirs**. Foz do Iguaçu, Brasil. Palestra apresentada no “II workshop on greenhouse status of freshwater reservoirs”, 4-5 out. 2007.

MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 377-406, 2001.

MCFEETERS, S. K. The use of Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water feature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 1425-1432, 1996.

MELACK, J.; et al. Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. **Global Change Biology**, v. 10, p. 530-544, 2004.

MENDONÇA, R.; et al. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs: what knowledge do we have and what is lacking? In: LIU G. (ed.). **Greenhouse gases -** emission, measurement and management. Rijeka: InTech, 2012, 504 p.

MENSHUTKIN, V. V.; et al. Ecosystem Modeling of Freshwater Lakes (Review): 2. Models of Freshwater Lake’s Ecosystem. **Hydrological Processes**, v. 41, p. 32-45, 2014.

MERWADE, V. M.; et al. Anisotropic considerations while interpolating river channel bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 331, p. 731–741, 2006.

MERWADE, V. Effect of spatial trends on interpolation of river bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 371, p. 169–181, 2009.

MISSAGHI, S.; HONDZO, M. Evaluation and application of a three-dimensional water quality model in a shallow lake with complex morphometry. **Ecological Modelling**, v. 221, p. 1512-1525, 2010.

MOOIJ, W. M.; et al. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. **Aquatic Ecology**, v. 44, p. 633-667, 2010.

MOSS, R. H.; et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. **Nature**, v. 463, p .747-756, 2010.

NATH, R. K.; DEB, S. K. Water-body area extraction from high resolution satellite images: an introduction, review, and comparison. **International Journal of Image Processing**, v. 3, p. 353-372, 2010.

OGASHAWARA, I.; et al. A performance review of reflectance based algorithms for predicting phycocyanin concentrations in inland waters. **Remote Sensing**, v. 5, p. 4774-4798, 2013.

OGASHAWARA, I.; et al. Performance analysis of MODIS 500-m spatial resolution products for estimating chlorophyll-a concentrations in oligo- to meso-trophic waters case study: Itumbiara reservoir, Brazil. **Remote Sensing**, v. 6, n. 2, p. 1634-1653, 2014.

OMETTO, J. P.; et al. Carbon emission as a function of energy generation in hydroelectric reservoirs in Brazilian dry tropical biome. **Energy Policy**, v. 58, p. 109-116, 2013.

PACHECO, F. S.; et al. Derivadores rastreados por satélites aplicados a ambientes aquáticos continentais: caso do reservatório de Manso. In: ALCÂNTARA, E. H.; et al. (eds.). **Novas Tecnologias para o monitoramento e estudo de reservatórios hidrelétricos e grandes lagos**. São José dos Campos: Parêntese, 2011. 328 p.

PACHECO, F. S.; et al. Eutrophication reverses whole-lake carbon budgets. **Inland Waters**, v. 4, p. 41-48, 2013.

PACHECO, F. S.; et al. The effects of river inflow and retention time on the spatial heterogeneity of chlorophyll and water–air CO2 fluxes in a tropical hydropower reservoir. **Biogeosciences**, v. 12, p. 147-162, 2015.

PAINÉL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (PBMC). **Primeiro Relatório de Avaliação Nacional (RN1)**: Base científica das mudanças climáticas. Rio de Janeiro: COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.464 p.

PALMER, S.; et al. Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. **Remote Sensing of Environment**, v. 157, p. 1-8, 2015.

PEEL, M. C.; et al. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, p. 1633–1644, 2007.

PEREIRA, L. O.; et al. Optical and radar data integration for land use and land cover mapping in the Brazilian Amazon. **GIScience & Remote Sensing**, v. 50, p. 301-321, 2013.

PEREIRA FILHO, A. J.; et al. Convective Rainfall in Amazonia and Adjacent Tropics. **Atmospheric and Climate Science**, v. 5, p. 137-161, 2015.

POLSENAERE, P.; et al. Thermal enhancement of gas transfer velocity of CO_2 in an Amazon floodplain lake revealed by eddy covariance measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 1734-1740, 2013.

RAJAR, R.; CETINA, M. Hydrodynamic and water quality modelling: an experience. **Ecological Modelling**, v. 101, p. 195-207, 1997.

RAO, S.; RIAHI, K. The role of non-CO_2 greenhouse gases in climate change mitigation: Long-term scenarios for the 21st century. Multi gas mitigation and climate policy. **Energy Journal**, v. 3 (Special Issue), p. 177–200, 2006.

RIAHI, K.; et al. RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emission. **Climatic Changes**, v. 109, p. 33-57, 2011.

RILEY, J. P.; SKIRROW, G. **Chemical oceanography**. 2 ed. Nova Iorque: Academic Press, 1975. 606 p.

ROBSON, B. J.; HAMILTON, D. P. Three-dimensional modelling of a Microcystis bloom event in the Swan River estuary, Western Australia. **Ecological Modelling**, v. 174, p. 203-222, 2004.

ROLAND, F.; et al. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoirs. **Aquatic Sciences**, v. 72, p. 283-293, 2010.

ROMERO, J.R.; et al. One- and three- dimensional biogeochemical simulations of two differing reservoirs. **Ecological Modelling**, v. 174, p. 143-160, 2004.

ROSA, L. P.; et al. Are hydroelectric dams in the Brazilian Amazon significant sources of ‘greenhouse’ gases? **Environmental Conservation**, v. 23, p. 2-6, 1996.

ROSA, L. P.; et al. Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. **Climatic Change**, v. 66.P. 9–21, 2004.

ROSA, L. P.; et al. Scientific errors in the Fearnside comments on greenhouse gas emissions (GHG) from hydroelectric dams and response to his political claiming. **Climatic Change**, v. 75, p. 91-102, 2006.

ROSA, L. P.; SCHAEFFER, R. Global warming potentials: the case of emissions from dams. **Energy Policy**, v. 23, p. 149-158, 1995.

ROY, D. P.; et al. Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research, **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 154-172, 2014.

RUDD, J. J. M.; et al. Are hydroelectric reservoir significant sources of greenhouse gas? **Ambio**, v. 22, p. 246-248, 1993.

SANTOS, M. A.; et al. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. **Energy Policy**, v. 34, p. 481-488, 2006.

SANTOSO, A. B.; et al. Modelling CO_2 and CH_4 dynamics in a small, eutrophic, monomictic lake. In: JOINT ASSEMBLY, 2015, Montreal, Canada. . 2015, Montreal, Canadá. **Proceedings...** Montreal: AGU-GAC-MAC-CGU, 2015.

SCHLADOW, S. G.; HAMILTON, D. P. Prediction of water quality in lakes and reservoirs: Part II - Model calibration, sensitivity analysis and application. **Ecological Modeling**, v. 96, p. 111-123, 1997.

SILVA, D. M. L.; et al. Can land use changes alter carbon, nitrogen and major ion transport in subtropical Brazilian streams? **Scientia Agricola**, v.64, p.317-324, 2007.

SLATER, P. N. **Remote sensing:** optics and optical systems. Boston: Addison-Wesley, 1980.592 p.

SMITH, S. J.; WIGLEY, T. M. L. Multi-Gas Forcing Stabilization with the MiniCAM. **Energy Journal**, v. SI3, p. 373-391, 2006.

SOBRINO J. A.; et al. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 434-440, 2004.

SOUMIS, N.; et al. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 18, GB3022, 2004.

SPIEGEL, R. H.; IMBERGER, J. The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 1104-1121, 1980.

ST LOUIS. V. L.; et al. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: a global estimate. **BioScience**, v. 50, p. 766-775, 2000.

STECH, J.L.; et al. Telemetric monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, v. 29, p. 1747-1750, 2006.

TAVARES, M. D. R. M. **Estrutura da comunidade microfitoplanctônica da área de influência da UHE de Tucuruí-Pará**. 2011. 55p. Dissertação (Mestrado em Ecologia Aquática e Pesca) - Universidade Federal do Pará, 2011.

THERRIEN, J.; et al. CO2 Emissions from semi-arid reservoirs and natural aquatic ecosystems. In: TREMBLAY, A.; et al. (eds.). **Greenhouse gas emissions**: fluxes and processes, hydroelectric reservoirs and natural environments. Berlin: Springer, 2005. 732 p.

THOMSON, A. M.; et al. RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. **Climatic Change**, v. 109, p. 77-94, 2011.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P.A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-79, 1998.

TRANVIK, L. J.; et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. **Limnology & Oceanography**, v. 54, p. 2298-2314, 2009.

TREMBLAY, A.; et al. **Greenhouse gas emissions -** fluxes and processes: hydroelectric reservoirs and natural environments. Heidelberg: Springer, 2005. 732 p.

TROLLE, D.; et al. Predicting the effects of climate change on trophic status of three morphologically varying lakes: Implications for lake restoration and management. **Environmental Modelling & Software**, v. 26, p. 354-370, 2011.

TUCCI, C. E. M. Modelos de qualidade da água em reservatórios. In: WROBEL, L.C. (ed.). **Métodos numéricos em recursos hídricos**. Rio de Janeiro: ABRH, 1989. 1-83 p.

VASCONCELOS, C. H.; NOVO, E. M. L. M. Mapeamento do uso e cobertura da terra a partir da segmentação e classificação de imagens – fração solo, sombra e vegetação derivadas do modelo linear de mistura aplicado a dados do sensor TM/Landsat5, na região do reservatório de Tucuruí - PA. **Acta Amazônica**, v. 34, p. 487-493, 2004.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J. P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D11, 2010.

VILA, D.; et al. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using Satellite Infrared Imagery: methodology and validation. **Weather Forecasting**, v. 23, v. 233-245, 2008.

WALLACE, B. B.; et al. Simulation of vertical position of buoyancy regulating Microcystis aeruginosa in a shallow eutrophic lake. **Aquatic Sciences**, v. 62, p. 320-333, 2000.

WAN, Z. New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. **Remote Sensing of Environment**, v. 12, p. 59-74, 2008.

WANNINKHOF, R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 97(C5), p. 7373-7382, 1992.

WEISS, R. F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. **Marine Chemistry**, v. 2, p. 203-215, 1974.

WILSON G. L.; RICHARDS, J. M. **Procedural documentation and accuracy assessment of bathymetric maps and area/capacity tables for small reservoirs**. Reston: United States Geological Survey, 2006, 25 p.

WISE, M. A.; et al. Implications of Limiting CO2 Concentrations for Land Use and Energy. **Science**, v. 324, p. 1183-1186, 2009.

WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale hydrodynamics. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 35, p. 373-412, 2003.

XIAO, S.; et al. Diel and seasonal variation of methane and carbon dioxide fluxes at Site Guojiaba, the Three Gorges Reservoir. **Journal of Environmental Sciences**. v. 25, p. 2065-5071, 2013.

APÊNDICE A

Tabela A.1 - Parâmetros utilizados para a simulação do F_{CO2} utilizando o modelo ELCD em Tucuruí.

a) Parâmetros físicos	**Símbolo**	**Unidades**	**Valor utilizado**	**Valores da literatura**	**Fonte**
Albedo para radiação de ondas curtas	ra^{SW}	-	0,03	0,03	Slater (1980)
Coeficiente de arraste de fundo	C1	-	0,001	0,001-0,003	Wüest; Lorke (2003)
Difusividade horizontal	κ	$m^2\ s^{-1}$	5,25	5,25	Pacheco et al. (2011)
Fração da radiação incidente na região do IVP[1]	f_{NIR}	-	0,51	-	Valor padrão ELCOM
Fração da radiação incidente na região PAR[2]	f_{PAR}	-	0,45	0,446	Valor padrão ELCOM
Fração da radiação incidente na região do UV-a[3]	f_{UVA}	-	0,035	-	Valor padrão ELCOM
Fração da radiação incidente na região do UV-b[4]	f_{UVB}	-	0,005	-	Valor padrão ELCOM
Coeficiente de atenuação vertical na região do IVP	Kd_{NIR}	m^{-1}	2	-	Valor padrão ELCOM
Coeficiente de atenuação vertical na região PAR	Kd_{PAR}	m^{-1}	1,2	0,49-4,03	Estimado a partir de medidas *in situ* com o TriOS® Ramses
Coeficiente de atenuação vertical na região do UV-a	Kd_{UVA}	m^{-1}	1	-	Valor padrão ELCOM
Coeficiente de atenuação vertical na região do UV-b	Kd_{UVB}	m^{-1}	2,5	-	Valor padrão ELCOM
b) Parâmetros biológicos	**Símbolo**	**Unidades**	**Valor utilizado**	**Valores da literatura**	**Fonte**
Razão C[5]/Chl-*a*[6]	Ycc	mg C mg Chl-a^{-1}	40	40	Deus et al. (2013)
Velocidade de sedimentação do fitoplâncton	ws	ms^{-1}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	Gal et al. (2009)
Cisalhamento crítico para ressuspensão do fitoplâncton	tcpy	N m^{-2}	0,001	0,001	Robson; Hamilton (2004)
Diâmetro do fitoplâncton	dia	m	$0,4\times10^{-4}$	0,00005-0,0004	Wallace et al. (2000)
Fração da respiração relativa a taxa total de perda metabólica	FRML	-	0,5	0,25-0,7	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009)

Constante de meia-saturação do N[7]	KN	mg L^{-1}	0,047	0,014-0,081	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009); Deus et al.(2013)
Constante de meia-saturação do P[8]	KP	mg L^{-1}	0,035	0,001-0,006	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009); Deus et al.(2013)
Concentração máxima de N interno	INmax	mg N mg Chl-a^{-1}	5	5	Gal et al. (2009)
Concentração máxima de P interno	IPmax	mg P mg Chl-a^{-1}	0,8	0,8	Gal et al. (2009)
Taxa máxima de assimilação de N pelo fitoplâncton	UNmax	mg N mg Chl-$a^{-1}dia^{-1}$	1,5	1,5	Gal et al. (2009)
Taxa máxima de assimilação de P pelo fitoplâncton	UPmax	mg P mg Chl-$a^{-1}dia^{-1}$	0,2	0,2	Robson; Hamilton (2004)
Taxa máxima de crescimento potencial do fitoplâncton	Pmax	dia^{-1}	1,4	0,7-2	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009); Deus et al.(2013)
Concentração mínima de N interno	INmin	mg N mg Chl-a^{-1}	2,5	2,5	Gal et al. (2009)
Concentração mínima de P interno	IPmin	mg P mg Chl-a^{-1}	0,4	0,4	Gal et al. (2009)
Função de respiração do fitoplâncton	krp	-	0,01	0,01	Gal et al. (2009)
Taxa de respiração/mortalidade/excreção	kr	dia^{-1}	0,08	0,0175-0,08	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009); Deus et al.(2013)
Multiplicador de temperatura para o fitoplâncton	vT	-	1,075	1,07-1,08	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009)
Multiplicador de temperatura para a respiração	vR	-	1,065	1,05-1,08	Robson; Hamilton (2004); Gal et al. (2009)

c) Parâmetros químicos	**Símbolo**	**Unidades**	**Valor utilizado**	**Valores da literatura**	**Fonte**
Cisalhamento crítico para ressuspensão de partículas	tcPOM	N m^{-2}	0,02	0,05	Robson; Hamilton (2004)
Taxa de desnitrificação	koN2	dia^{-1}	0,08	0,08-0,4	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009)
Densidade das partículas da matéria orgânica particulada	MOPDen	kg m^{-3}	1.050	1.030-1.080	Bruce et al. (2006); Gal et al, (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Diâmetro das partículas da matéria orgânica particulada	MOPDia	m	1×10^{-5}	$0,5\times10^{-5}$ – $1,5\times10^{-5}$	Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Constante de meia-saturação para nitrificação	KOn	mg O L^{-1}	2	0,5-4	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)

Constante de meia-saturação para desnitrificação	KN2	mg L^{-1}	0,4	0,3 -0,5	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de mineralização do NOD[9] para NH_4[10]	NOD1max	dia^{-1}	0,04	0,01-0,08	Robson; Hamilton (2004); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de mineralização do COD[11] para CID[12]	COD1max	dia^{-1}	0,011	0,011-0,07	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de mineralização do POD[13] para PO_4[14]	FOD1max	dia^{-1}	0,25	0,25	Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de transferência de NOP[15] para NOD	NOP1max	dia^{-1}	0,05	0,005	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de transferência de COP[16] para COD	COP1max	dia^{-1}	0,05	0,001-0,07	Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de transferência de POP[17] para POD	FOP1max	dia^{-1}	0,03	0,03	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa de nitrificação	koNH	dia^{-1}	0,1	0,03-0,25	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Perda de OD[18] por fotorrespiração do fitoplâncton	prc	-	0,02	0,02	Missaghi; Hondzo (2010)
Razão estequiométrica C / O[19]	YOC	mg C mg O^{-1}	2,66667	2,66667	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009)
Coeficiente de atenuação específica para o COP	KeCOP	m^2g^{-1}	0,02	0,02	Missaghi; Hondzo (2010)
Coeficiente de atenuação específica para o COD	KeCOD	m^2g^{-1}	0,001	0,001	Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009)
Multiplicador de temperatura para a desnitrificação	vN2	-	1,06	1,045-1,08	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009)
Multiplicador de temperatura para a nitrificação	vON	-	1,08	1,08	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009)
d) Parâmetros relacionados aos sedimentos	**Símbolo**	**Unidades**	**Valor utilizado**	**Valores da literatura**	**Fonte**
Controls sediment release of PO_4 via oxygen	KOxS-PO4	gm^{-3}	0,5	0,05-1	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)

Fração de sedimento orgânico	FSO	-	0,16	0,04-0,36	Banco de dados projeto BALCAR (MME 2014)
Constante de meia-saturação para o fluxo de OD nos sedimentos	KSOs	mg O L^{-1}	3	0,5-3,2	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Constante de meia-saturação para liberação de COD pelos sedimentos	KDOS-cod	g m^{-3}	0,5	0,005-0,5	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Constante de meia-saturação para liberação de NOD pelos sedimentos	KDOS-nod	g m^{-3}	0,5	0,005-0,5	Gal et al. (2009); Missaghi Hondzo (2010)
Constante de meia-saturação para liberação de POD pelos sedimentos	KDOS-fod	g m^{-3}	0,5	0,005-0,5	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Constante de meia-saturação para liberação de NH_4 pelos sedimentos	KDOS-NH4	g m^{-3}	0,5	0,05-1	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009);
Constante de meia-saturação para liberação de NO_3[20] pelos sedimentos	KDOS-NO3	g m^{-3}	0,03	0,03- 0,5	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa de liberação de NOD	SmpnodL	g m^{-2} dia^{-1}	0,02	0-0,02	Robson; Hamilton (2004); Hipsey et al. (2014)
Taxa de liberação de FOD	SmpfodL	g m^{-2} dia^{-1}	0,004	0-0,004	Robson; Hamilton (2004); Hipsey et al. (2014)
Fluxo máximo de NH_4	SmpNH4	g m^{-2} dia^{-1}	0,05	0,05-0,09	Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de liberação de COD a 20°C	SmpcodL	g m^{-2} dia^{-1}	0,005	0,005	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de liberação de NO_3 a 20°C	SmpNO3	g m^{-2} dia^{-1}	0,03	0,03	Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa máxima de liberação de PO_4 a 20°C	SmpPO4	g m^{-2} d dia^{-1}	0,001	0,0008-0,04	Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Taxa de troca com o sedimento	rSOs	g m^{-2} dia^{-1}	1	0,9-6	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009); Missaghi; Hondzo (2010)
Multiplicador de temperatura para fluxos nos sedimentos	θ(sed)	-	1,065	1,05-1,08	Robson; Hamilton (2004); Bruce et al. (2006); Gal et al. (2009);

[1] IVP: Infravermelho Próximo; [2] PAR: Radiação fotossintéticamente ativa (do inglês *Photosynthetic Active Radiation*); [3] UV-a: Ultra Violeta-a; [4] UV-b: Ultra Violeta-b; [5] C: Carbono; [6] Chl-*a*: Clorofila a; [7] N: Nitrogênio; [8] P: Fósforo; [9] NOD: Nitrogênio Orgânico Dissolvido; [10] NH_4: Amônio; [11] COD: Carbono Orgânico Dissolvido;[12] CID: Carbono Inorgânico Dissolvido; [13] POD: Fósforo Orgânico Dissolvido; [14] PO_4: Fosfato; [15] NOP: Nitrogênio Orgânico Particulado; [16] COP: Carbono Orgânico Particulado; [17] POP: Fósforo Orgânico Particulado; [18] OD: Oxigênio Dissolvido; [19] O: Oxigênio; [20] NO_3: Nitrato.

APÊNDICE B

Figura B.1 – Condições iniciais utilizadas para a simulação do período de verão com o modelo ELCD. Perfis coletados pela equipe da Eletronorte no âmbito do projeto BALCAR e pelas cadeias de termistores: (a) temperatura da água, (b) oxigênio dissolvido, (c) pH, (d) concentração de amônio, (e) concentração de fosfato, (f) concentração de sólidos suspensos, (g) concentração de nitrato, (h) concentração de clorofila-*a*. A localização dos pontos amostrados está apresentada na Figura 3.1b.

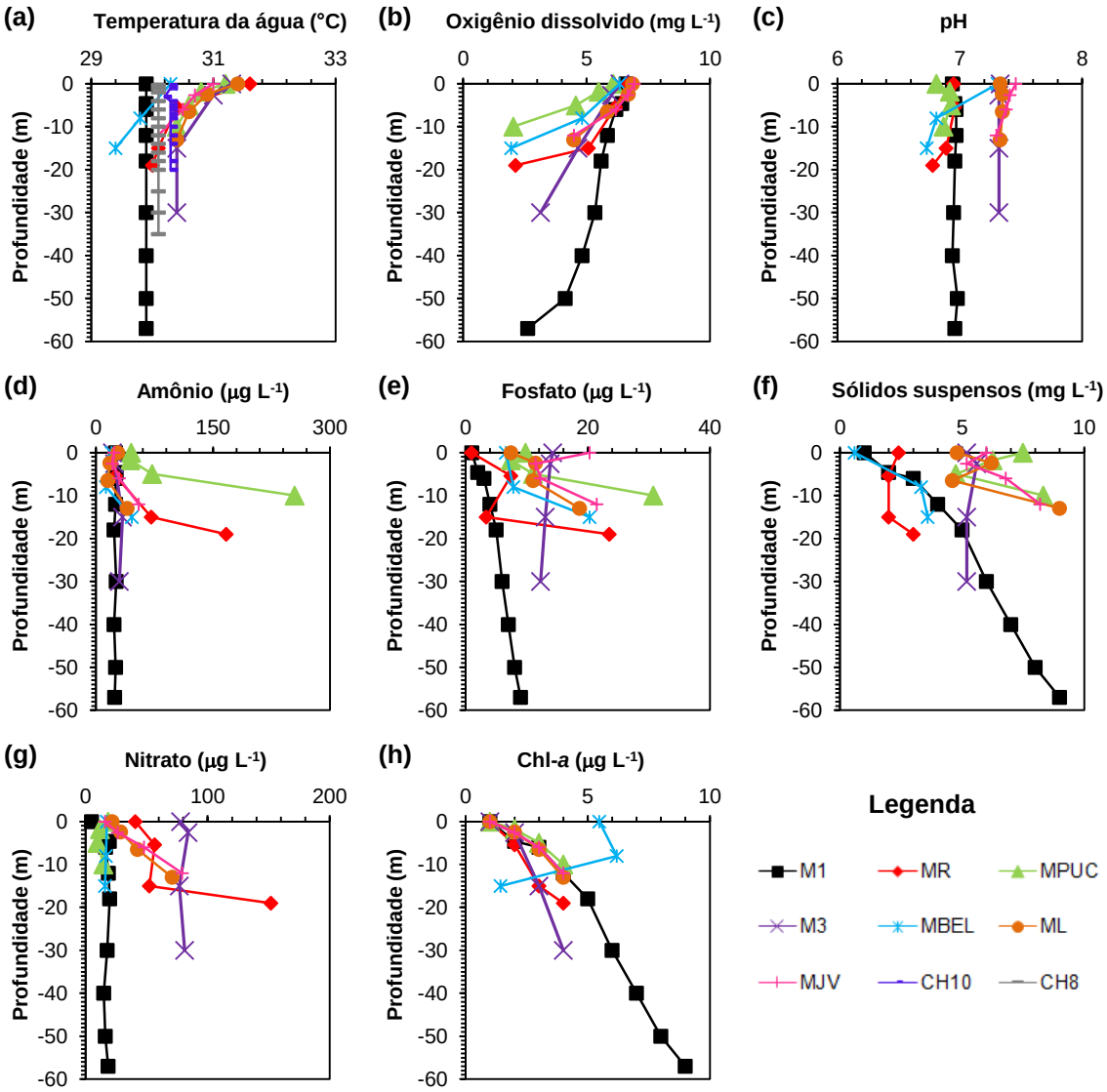
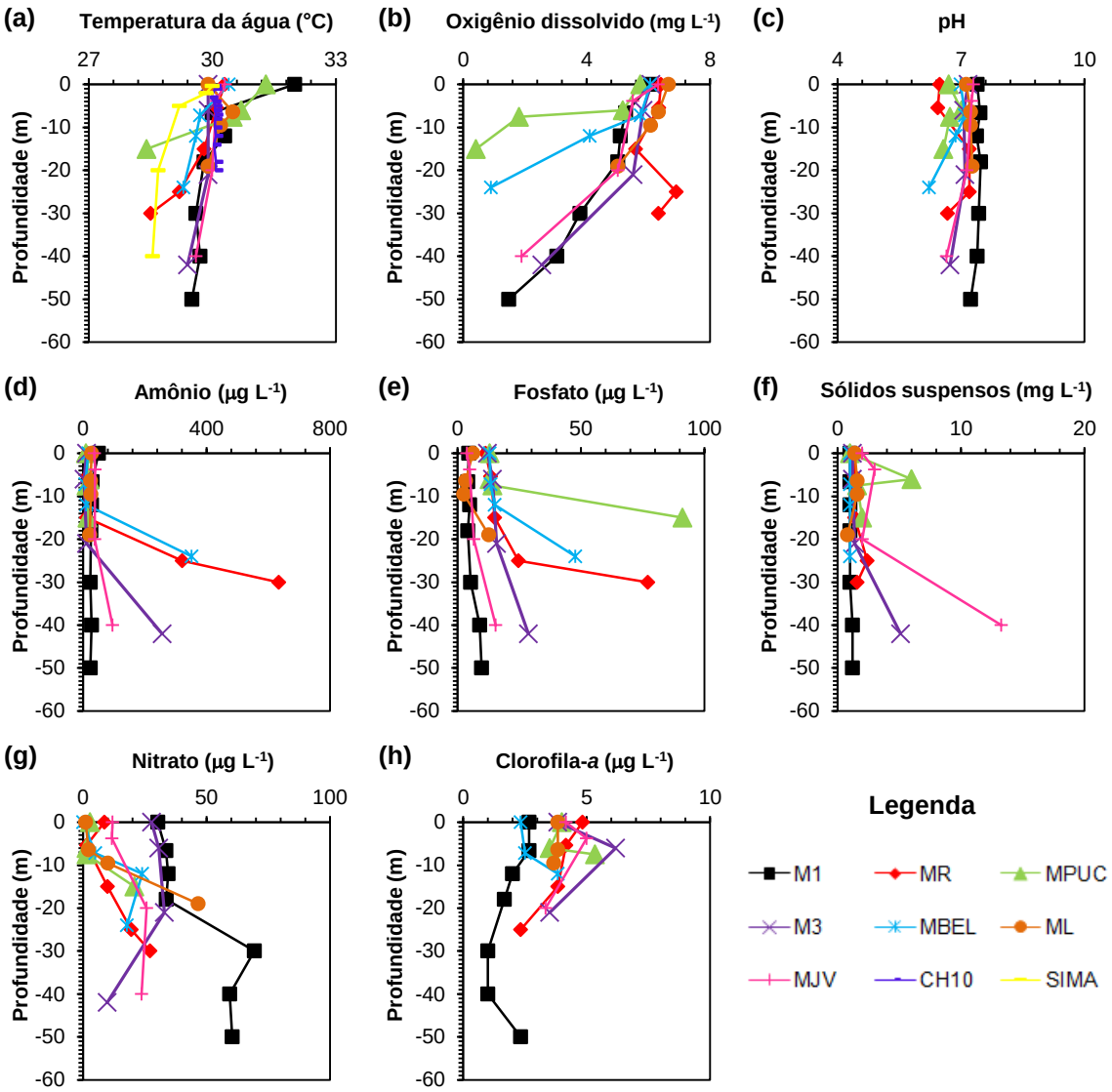


Figura B.2 – Condições iniciais utilizadas para a simulação do período de inverno com o modelo ELCD. Perfis coletados pela equipe da Eletronorte no âmbito do projeto BALCAR e pelas cadeias de termistores: (a) temperatura da água, (b) oxigênio dissolvido, (c) pH, (d) concentração de amônio, (e) concentração de fosfato, (f) concentração de sólidos suspensos, (g) concentração de nitrato, (h) concentração de clorofila-*a*. A localização dos pontos amostrados está apresentada na Figura 3.1b.



APÊNDICE C

Figura C.1 – Séries temporais de dados hidrometeorológicos utilizadas para forçar o modelo ELCD durante a simulação de verão: (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa; (c) pressão atmosférica; (d) radiação de ondas curtas incidente; (e) intensidade do vento; (f) direção do vento; (g) precipitação; (h) fração cobertura de nuvens; (i) vazão de entrada e saída.

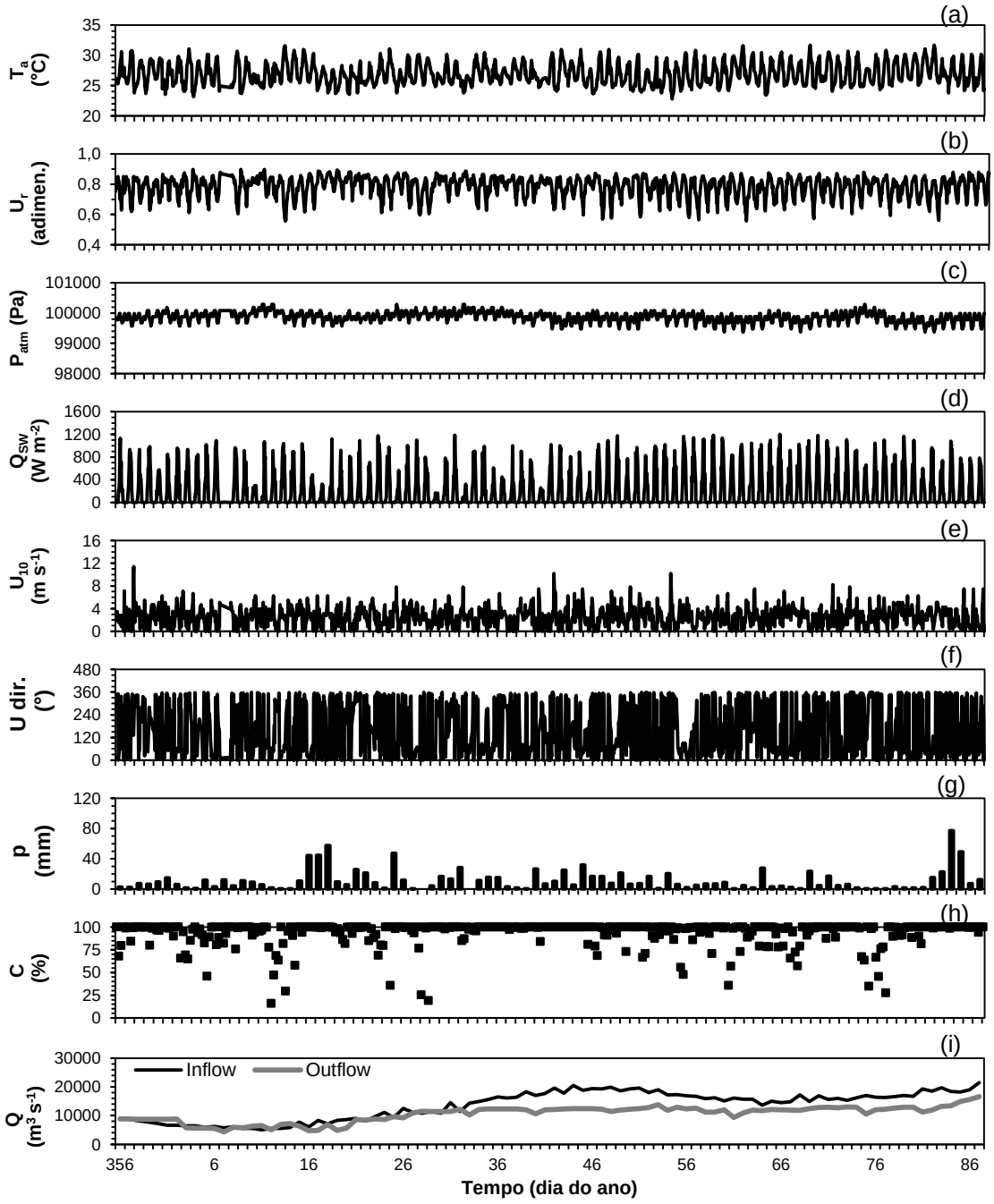


Figura C.2 – Séries temporais de dados hidrometeorológicos utilizadas para forçar o modelo ELCD durante a simulação de inverno: (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa; (c) pressão atmosférica; (d) radiação de ondas curtas incidente; (e) intensidade do vento; (f) direção do vento; (g) precipitação; (h) fração cobertura de nuvens; (i) vazão de entrada e saída.

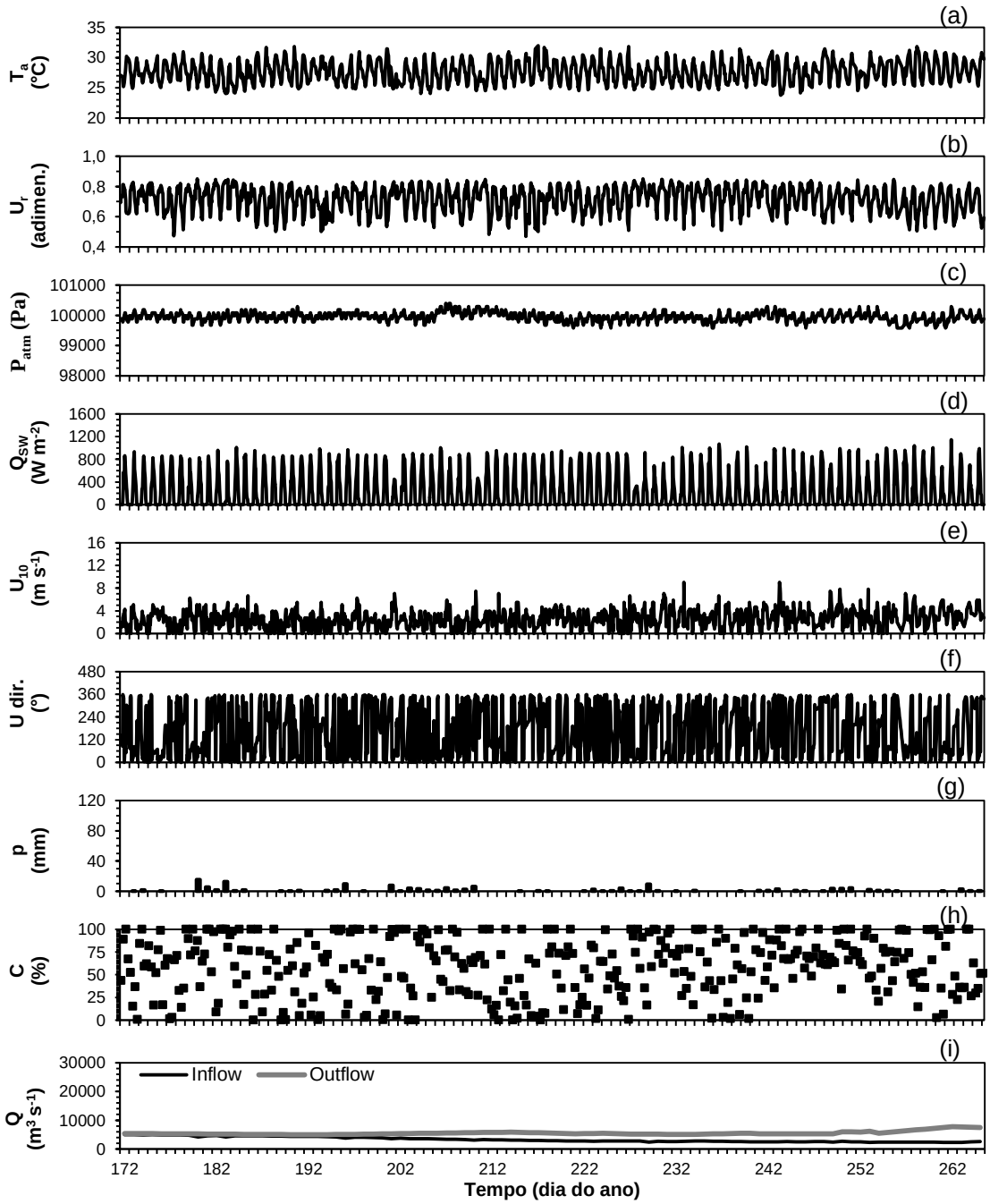
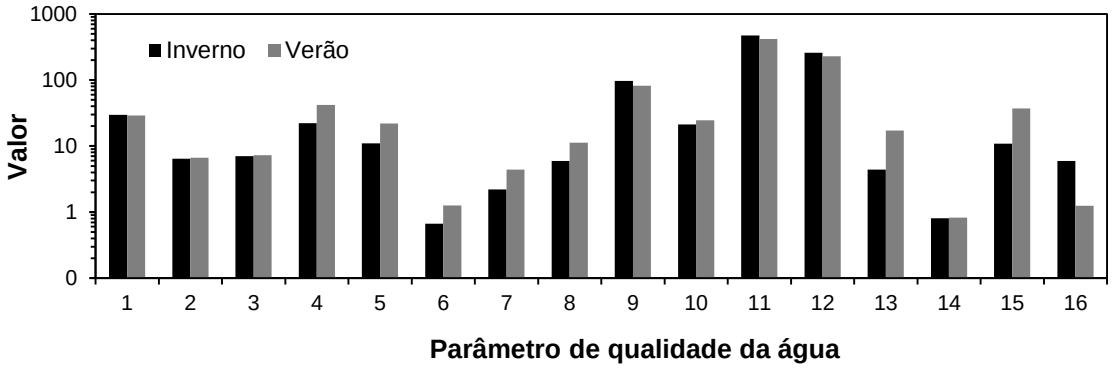


Figura C.3 – Parâmetros de qualidade da água medidos na estação M5 (ver Figura 3.1b) e utilizados como dados de entrada no modelo ELCD em Tucuruí.



1 – Temperatura da água (°C);

2 – Oxigênio Dissolvido (mg L^{-1});

3 –pH;

4 –Concentração de Fósforo Total (μg L^{-1});

5 –Concentração de Fosfato (μg L^{-1});

6 – Concentração de Fósforo Orgânico Dissolvido (μg L^{-1});

7 – Concentração de Fósforo Orgânico Particulado (μg L^{-1});

8 – Concentração de Fósforo Inorgânico (μg L^{-1});

9 – Concentração de Nitrato (μg L^{-1});

10 – Concentração de Amônio (μg L^{-1});

11 – Concentração de Nitrogênio Orgânico Particulado (μg L^{-1});

12 – Concentração de Nitrogênio Orgânico Dissolvido (μg L^{-1});

13 – Concentração de Carbono Orgânico Dissolvido (mg L^{-1});

14 – Concentração de Carbono Orgânico Particulado (mg L^{-1});

15 – Concentração de Carbono Inorgânico Particulado (mg L^{-1});

16 – Concentração de Carbono inorgânico Dissolvido (mg L^{-1});

APÊNDICE D

Tabela D.1 – Resumo estatístico das variáveis utilizadas para explicar a variabilidade do F_{CO2} em Tucuruí.

	F_{CO2}[1]	Chl-*a*[2]	CID[3]	T_w[4]	TR[5]	k_{CO2}[6]	E[7]	H[8]	Q_{LW}[9]	p_{CO2}[10]	P_{atm}[11]	Q_{SW}[12]	T_a[13]	U_{10}[14]	U_r[15]	w^*[16]	Fq[17]	u_w^*[18]	h[19]	T_a-T_w[20]
Verão																				
Média	-1338,2	5,2	4,1	29,9	21,8	2,1	-99,9	-14,6	-19,4	1139,0	998,7	193,1	26,9	2,5	78,2	$3,5\times10^{-3}$	$1,7\times10^{-7}$	$3,5\times10^{-3}$	1,3	-3,0
Máximo	-8429,3	11,3	4,5	31,1	30,5	5,6	-161,7	-31,6	-49,3	2785,0	1001,2	315,8	28,6	3,8	83,6	$4,7\times10^{-3}$	$4,0\times10^{-7}$	$5,2\times10^{-3}$	3,5	-0,9
Mínimo	469,6	1,2	3,8	28,8	3,3	0,4	-37,7	4,8	5,7	17,1	996,7	51,7	25,4	1,0	72,7	$2,4\times10^{-3}$	$3,3\times10^{-8}$	$1,5\times10^{-3}$	0,7	-5,0
DP	1334,6	2,9	0,2	0,7	6,8	0,9	25,8	4,7	8,4	699,4	1,0	56,8	0,7	0,6	2,5	$4,4\times10^{-4}$	$6,7\times10^{-8}$	$7,5\times10^{-4}$	0,4	0,8
Inverno																				
Média	-1395,3	1,6	5,8	30,1	40,0	2,0	-152,8	-17,1	-52,2	1937,5	999,5	213,3	27,6	2,5	71,5	$5,1\times10^{-3}$	$3,5\times10^{-7}$	$3,8\times10^{-3}$	4,8	-2,4
Máximo	-3789,7	5,0	6,0	31,1	72,3	4,3	-206,0	-31,1	-78,8	2845,0	1002,4	299,6	28,8	4,1	78,1	$8,6\times10^{-3}$	$1,0\times10^{-6}$	$6,2\times10^{-3}$	17,6	-3,7
Mínimo	-105,4	0,8	5,5	29,2	2,5	0,5	-95,5	8,2	22,5	920,0	997,1	109,0	25,9	1,1	62,3	$3,3\times10^{-3}$	$8,9\times10^{-8}$	$1,9\times10^{-3}$	1,1	-1,0
DP	925,3	1,0	0,2	0,5	20,5	0,8	24,7	5,0	14,2	508,8	0,9	42,0	0,6	0,7	3,1	$1,2\times10^{-3}$	$1,9\times10^{-7}$	$9,3\times10^{-4}$	2,9	0,6

[1] F_{CO2}: fluxo difusivo de CO_2 (mg C m^{-2} dia^{-1}); [2] Chl-*a*: concentração superficial de clorofila-*a* (μg L^{-1}),a 0,1 m de profundidade; [3] CID: concentração superficial de carbono inorgânico dissolvido(mg L^{-1}), a 0,1 m de profundidade; [4] T_w: temperatura média da coluna da água (°C); [5] TR: tempo de residência da água (dias) no reservatório; [6] k_{CO2}: velocidade de troca de CO_2 (m s^{-1}); [7] E: fluxo de calor latente (W m^{-2}); [8] H: fluxo de calor sensível (W m^{-2}); [9] Q_{LW}: fluxo líquido de ondas longas (W m^{-2}); [10] p_{CO2}: pressão parcial do CO_2 (μatm); [11] P_{atm}: pressão atmosférica (hPa); [12] Q_{SW}: radiação de ondas curtas incidente (W m^{-2}); [13] T_a: temperatura do ar (°C); [14] U_{10}: velocidade do vento (m s^{-1}) a 10 m de altura; [15] U_R: umidade relativa do ar (%); [16] w*: velocidade de entranhamento convectivo (m s^{-1}); [17] Fq: energia cinética turbulenta introduzida na camada de mistura (J); [18] u_w*: velocidade de cisalhamento do vento na superfície d'água (m s^{-1}); [19] h: profundidade da camada de mistura (m); [20] T_a-T_w: gradiente de temperatura entre o ar e superfície da água (°C).