

Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos

**JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NOTURNOS MODULANDO A
QUALIDADE DA ÁGUA EM EXTENSOS SISTEMAS AQUÁTICOS
TROPICAIS**

André Luiz dos Reis

ITAJUBÁ
2018

Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos

**JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NOTURNOS MODULANDO A
QUALIDADE DA ÁGUA EM EXTENSOS SISTEMAS AQUÁTICOS
TROPICAIS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos como parte dos requisitos para obtenção do Título de Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr Arcilan Trevenzoli Assireu

Coorientador: Dr. Felipe Siqueira Pacheco

Itajubá

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, pelo dom da minha vida.

Aos meus pais Luiz Marcos e Maria da Penha, todos os meus familiares e amigos que tanto me apoiaram.

Ao professor Dr. Arcilan T. Assireu e ao Dr. Felipe S. Pacheco pela orientação, amizade e auxílio no desenvolvimento deste trabalho e aos membros da banca examinadora, Dra. Sâmia R. G. Calheiros, Dr. Marcos D. Oyama. D., Dr. João A. Lorenzetti, pela disponibilidade de participar e pelas contribuições.

A todos os professores do MEMARH, colegas do CEPreMG e demais pessoas que me auxiliaram durante o desenvolvimento deste trabalho.

A UNIFEI e ao Instituto de Recursos Naturais à disponibilidade de infraestrutura.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado.

Aos projetos FAPEMIG APQ 1575/14 e CNP 309315/2015-8, 406801/2013-4 e 465672/2014-0, pelos dados utilizados nesta dissertação.

RESUMO

Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos

JATOS DE BAIXOS NÍVEIS NOTURNOS MODULANDO A QUALIDADE DA ÁGUA EM EXTENSOS SISTEMAS AQUÁTICOS TROPICAIS

AUTOR: ANDRÉ LUIZ DOS REIS
ORIENTADOR: DR. ARCILAN TREVENZOLI ASSIREU
CO-ORIENTADOR: DR. FELIPE SIQUEIRA PACHECO

O vento é um dos principais responsáveis pela distribuição da energia na atmosfera. Conhecer a distribuição dos ventos de uma região é importante para aplicações em temas como avaliação do potencial eólico, dissipação da poluição, trocas de energia com a superfície, aviação entre outros. Pouco estudado no Brasil, o Jato de Baixo Nível Noturno (JBNN) é formado geralmente na transição da camada limite diurna e noturna e é caracterizado por ventos intensos e persistentes na baixa atmosfera. Este padrão de vento tem sido observado com certa frequência na região do reservatório de Furnas-MG e está relacionado a condições impróprias para navegação, acidentes e outras implicações para a população local. Este trabalho tem como objetivo investigar a ocorrência do JBNN na região do lago de Furnas e avaliar as mudanças na estrutura térmica e na qualidade da água no lago. Para alcançar os objetivos foram utilizados dados medidos *in situ*, dados da reanálise do ERA5 e resultados de simulações realizadas com o ELCOM-CAEDYM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model - Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model*). A identificação do JBNN foi feita por meio dos critérios utilizados na literatura. Os resultados indicaram que os principais mecanismos relacionados a formação do JBNN são: a oscilação inercial, relevo, gradiente de pressão e o suporte sinóptico. Verificou-se que o JBNN é mais frequente de julho a dezembro e entre as 21 e 8 horas, horário local. Sua ocorrência induz o processo de mistura e modula a qualidade da água do reservatório. As maiores mudanças relacionadas a qualidade da água foram identificadas nas variáveis: carbono inorgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total, nitrato, fósforo reativo, e oxigênio dissolvido. As alterações na estrutura térmica e na qualidade da água do lago e o quanto essas mudanças podem ser observadas estão relacionadas a direção, intensidade e duração dos casos de JBNN.

Palavras-chave: Reservatórios hidrelétricos, Vento, Jatos, Estrutura térmica.

ABSTRACT

Wind is one of the main responsible for energy distribution in the atmosphere. Knowing the wind distribution of a region, it is important for applying in topics such as wind potential evaluation, pollution dissipation, energy exchange with the surface, aviation among others. Little studied in Brazil, Night Low Level Jets (NLLJ) is generally formed in the transition of the diurnal and nocturnal boundary layer and characterized by intense and persistent winds in the lower atmosphere. This pattern of wind has been observed with some frequency in the region of the Furnas-MG reservoir and it is related to unsuitable conditions for navigation, accidents and other implications for the local population. This work aims to investigate the occurrence of the jet in the region and to evaluate the response of the lake during its occurrence. In order to reach the objectives, we used in situ data, ERA5 reanalysis data and results of simulations carried out with the ELCOM-CAEDYM (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model - Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model). Jet identification was made using the criteria used in the literature. The results indicated that the main mechanisms related to the formation of the NLLJ are: inertial oscillation, relief, pressure gradient and synoptic support. The NLLJ is more frequent between July and December and between 20 and 8 o'clock, local time. Its occurrence induces the process of mixing in the water column, changes in water quality. The largest changes related to water quality were identified in variables such as dissolved inorganic carbon, total nitrogen, total phosphorus, nitrate, reactive phosphorus, and dissolved oxygen. Changes in the thermal structure and water quality of the lake and how much these changes can be observed are related to the direction, intensity and duration of the BNN cases.

Keywords: Hydroelectric reservoirs, Wind, Jets, Thermal structure.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Divisão da camada limite atmosférica. Fonte: Oke (2006).....	14
Figura 2 – Cascata de energia de Kolmogorov. A figura representa a distribuição da energia espectral na CLA, onde é definida a região de produção de energia (a) o subintervalo inercial (b) e a região de dissipação (c). $E(k)$ é a quantidade que mede a energia dos turbilhões Λ é a escala integral da turbulência e η é a macro escala de Kolomogorov e k é o número de onda dado por $2\pi\lambda$ em que λ é o comprimento de onda. Fonte: Kaimal e Finnigan (1994) ..	15
Figura 3 - Ciclo diurno da variação da CLA. Fonte: Adaptado de (Stull, 2012).....	17
Figura 4 - Canalização dos ventos. No quadro a esquerda é mostrado o relevo elevado em ambos os lados do eixo principal do reservatório formando uma calha por onde o ar é forçado a fluir. Quando o vento está alinhado na direção da calha (quadro a direita) ocorre a intensificação dos ventos. Fonte: Assireu <i>et al.</i> (2011).....	19
Figura 5 - Estratificação térmica da coluna de água. Fonte adaptado de Curtarelli, (2012).	25
Figura 8 – Localização da área de estudo e mapa de relevo da região.	28
Figura 7 - a) Localização dos instrumentos de pontos de medida, os pontos P1, P2 e P3 são referentes ao posicionamento do lidar ao longo do tempo. Instrumentação utilizada na coleta de dados: b) imagem do sistema de balão responsável por levantar os sensores de temperatura, c) sensores de temperatura, d) Torre Condomínio, e) torre Ilha, f) cadeia de Termistores, g) Lidar sobre o flutuante, h) Torre sobre o flutuante.....	29
Figura 8 - Localização das estações em que foram coletadas as medidas de vazão....	32
Figura 9 - Velocidade e direção dos ventos medidos na Torre ilha, e pelo LIDAR. As linhas verticais limitam o período de vento intenso em superfície.....	34
Figura 10 - Batimetria extraída do trabalho de Costa (2016) reamostrada para uma resolução horizontal de 100 m.....	41
Figura 11 - Comparação das estimativas de velocidade do vento feitas com o Lidar e ERA5 para as alturas de 10m (a), 79m (b), 139m (c) e 200m (d). Os marcadores cinzas indicam a medida em alta frequência do Lidar dentro do horário em que foi calculado a média, a curva azul a média horária do lidar e a curva preta a série temporal da reanálise. A região sombreada indica a ocorrência do JBNN.....	48

Figura 12 - Ocorrência do JBNN de acordo com os métodos listados na Tabela 3 (os marcadores coloridos indicam que o critério foi cumprido) e vento médio horário estimado pelo LIDAR, (linha preta). A região sombreada indica a ocorrência do JBNN.....	49
Figura 15 - Evolução temporal da magnitude do vento no ponto de grade mais próximo ao local onde foram feitas as medidas com o Lidar. A linha preta na vertical indica o horário em que os critérios mostraram a ocorrência do JBNN.	50
Figura 14 - Carta sinótica, dia 22/09/2016 as 06Z. a) Carta de superfície; b) carta de 850 hPa; c) carta de 500 hPa; d) carta de 250 hPa. Fonte: CPTEC-INPE. A marcação no mapa (quadrado amarelo) indica a posição da região do lago de Furnas.....	51
Figura 17 - Variáveis extraídas do ERA5 para o dia 22 de setembro de 2016 as 21 horas, a) pressão ao nível médio do mar; b) corte vertical de temperatura. A localização onde foi extraído o corte é mostrado em (a), linha preta; c) e d) mapa da direção do vento e da temperatura para as alturas de 3000m e 500m, o marcador (*) no mapa indica a posição do reservatório.	52
Figura 18 - Diferença de temperatura entre água e ar adjacente (T. do ar -T. da água).	53
Figura 17 - Variação temporal e vertical da intensidade do vento horizontal (preenchido) e energia cinética turbulenta (linha preta).	54
Figura 18 - a) Constância do vento (CD) e b) Velocidade de fricção.	54
Figura 19 - a) Frequência mensal de ocorrência de JBNN; b) Frequência horária de ocorrência de JBNN.....	55
Figura 20 - a) Frequência de duração do evento em horas e b) <i>Box-plots</i> da distribuição do vento em superfície medidos na torre condomínio relacionadas com a duração do evento. O marcador (*) indica a média da intensidade dos jatos relacionados a determinada duração. Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers. Outliers são também mostrados.....	57
Figura 21 - <i>Box-plots</i> da distribuição dos ventos medidos na torre ilha e na torre sobre o flutuante nos horários com maior ocorrência do jato durante a noite entre as 21 e 9 horas). Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers.	57

<p>Figura 24 - a) Rosa dos ventos para os horários onde foi identificado o JBNN extraída dos dados da Torre Condomínio, b) Rosa dos ventos de todo o período de medição na Torre.</p>	58
<p>Figura 23 - Evolução temporal e vertical da temperatura da água (a) Hotel, (b) Leste e (c) Oeste. A linha preta indica o início do jato.</p>	59
<p>Figura 24 - Altura da termoclina observada para os perfis de temperatura medidos nas posições: Boia Oeste, Boia Leste e Boia Hotel.</p>	60
<p>Figura 25 - a) Frequência de Brunt Väisälä e b) diferença de N2 24 horas a partir do início da ocorrência do jato (21/09 21:00 - 22/09 21:00) e 24 horas antes (20/09 21:00 - 21/09 21:00).</p>	60
<p>Figura 26 - Numero de Wedderburn. Os valores de W foram truncados em 5 para evidenciar os valores menores que 1 no período do jato. O Intervalo sombreado indica a ocorrência do JBNN.</p>	61
<p>Figura 27 - Entalpia modelada e obserivada. O Intervalo sombreado indica a ocorrência do JBNN.</p>	62
<p>Figura 30 - Comparação do perfil de temperatura simulado e medido para o ponto boia hotel (coluna a esquerda): antes do evento (a) durante e depois do evento (d), durante e depois do evento (g); para a Boia Oeste (coluna central): antes do evento (b) em todo o período (e), em todo o período (h) e Boia Leste (coluna a direita): antes do evento (c) durante e depois do evento (f), em todo o período (i). A linha pontilhada em cada gráfico é a reta $y=x$; r^2 é o coeficiente de determinação, ME é o erro médio.</p>	63
<p>Figura 31 - Box-plots mostrando a distribuição dos valores do número de parâmetro de Nash Sutcliffe-ENS (a) e do índice DPIELKE (b), encontrados para cada um dos perfis comparados. Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers.</p>	64
<p>Figura 32 –Temperatura da água extraída da simulação hidrodinâmica as 12 horas do dia 21/09 (primeira linha) anterior a configuração do jato em superfície (a) e a 10 metros de profundidade (b), e as 12 horas do dia 22/09 (segunda linha) após a configuração do jato, em superfície (c) e a 10 metros de profundidade (d). As setas indicam a direção do fluxo de água. Os mapas e) e f) (terceira linha) mostram a diferença de temperatura do dia 21 e 22 pra cada nível.</p>	65

Figura 33 - Velocidade vertical nos pontos: Boia Leste, Boia Oeste e Boia Hotel para a profundidade de 5 m.	66
Figura 34 - Fluxo de CO ₂ para a atmosfera calculado pelo modelo ELCOM – CAEDYM.....	67
Figura 35 - Evolução temporal das variáveis simuladas: a) nitrogênio total (TN), b) nitrato (NO ₃), c) Fosforo total (TP), d) Carbono inorgânico dissolvido (DIC), e) Fosforo reativo (PO ₄) e f) Cianobactérias (CYANO), simuladas para a profundidade de 1 m no período que abrange a ocorrência do JBNN.....	68
Figura 36 - Concentração de oxigênio dissolvido (DO) próximo a superfície na profundidade de 1 m (a) e no fundo em 30 m (b).....	70
Figura 37 – Altura da termoclina calculada a partir do perfil de temperatura simulado para os pontos a) Boia Hotel, b) Boia Leste e c) Boia Oeste. d é a diferença da altura da termoclina entre os pontos Boia Leste e Boia Oeste ($T_{Boia\ Leste} - T_{Boia\ Oeste}$), a linha amarela tracejada corta o eixo da diferença profundidade em 0.	71
Figura 38 - Altura da termoclina calculada a partir do perfil de temperatura resultado dos testes de sensibilidade para os pontos a) Boia Hotel, b) Boia Leste e c) Boia Oeste. Nos gráficos as linhas contínuas indicam que durante o jato a direção do vento foi de leste e as linhas pontilhadas que durante o jato o vento foi de sul.	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Detalhes dos instrumentos utilizados na coleta de dados.	30
Tabela 2 - Estatísticas utilizadas. Nas equações x é uma variável meteorológica simulada ou observada, o é uma variável observada, s uma variável simulada, n é o número de tempos e i o tempo corrente.	33
Tabela 3 - Métodos usados no trabalho de (Wei <i>et al.</i> , 2013) para definição do JBNN.	36
Tabela 4 - Configuração do modelo.	42
Tabela 5 - Medidas utilizadas para composição da média horária dos dados atmosféricos de entrada.	42
Tabela 6 - Parâmetros limnológicos	43
Tabela 7 - Parametrização utilizada na simulação.	44
Tabela 8 - Padrão de duração e intensidade média dos jatos encontrados entre setembro de 2016 e janeiro de 2018.	46
Tabela 9 - Resultado das estatísticas comparando os dados do LIDAR e ERA5. Na última coluna da tabela os números em vermelho indicam que os valores do índice DPIELKE são menores que 2 satisfazendo o critério proposto por Hallak e Pereira Filho (2011). Na tabela é mostrado a profundidade (Prof.), o índice de correlação de Pearson (r), o índice de concordância de Wilmont (d) o erro médio (ME), a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio (RMSEbias), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) o desvio padrão observado e simulado (σ Lidar e ERA5) e o índice sintetizando a metodologia proposta por Pielke e Roger (2002) (DPIELKE).	47

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.2. Hipótese	13
1.3. Objetivos.....	13
1.3.1 Objetivo Geral.....	13
1.3.2 Objetivo específico	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1 Camada limite atmosférica	14
2.3 Interação superfície atmosfera	18
2.4 Jatos de baixos níveis noturnos.....	19
2.5 Reservatórios, estrutura térmica e processos físico-químicos.....	23
2.6 Qualidade da água em resposta à ação dos ventos	26
3. MATERIAIS E MÉTODOS	28
3.1. Descrição da área de estudo.....	28
3.2 Dados.....	28
3.2.1 Dados coletados em campo.....	28
3.2.2 Dados de vazão	31
3.2.3 Dados da reanálise – ERA5	32
3.2.4 Dados auxiliares.....	34
3.3 Características e Definição do JBNN	34
3.4 Identificação da ocorrência de JBNN e análise do vento próximo superfície.....	37
3.5 Balanço de energia.....	38
3.6 Análise da estrutura térmica	39
3. 7 Modelagem hidrodinâmica e qualidade da água.....	40
3.7.1 Modelo ELCOM-CAEDYM.....	40
3.7.2 Modelagem	41
3.7.2.1 Domínio e configuração do modelo	41
3.7.2.2 Processamento dos dados de entrada e parametrização utilizada	42
3.8 Elaboração de cenários	45
3.8.1 Padrões de jatos encontrados	45
3.8.2 Variação de intensidade e direção do vento	46
4. RESULTADOS	47
4.1 Comparação dos dados do ERA5 e dados medidos	47
4.2 Caracterização do JBNN.....	49

4.3 Características da ocorrência dos jatos	55
4.4 Interação lago atmosfera.....	58
4.5 Modelagem	62
4.5.1 Validação do modelo	62
4.5.2 Variação espacial de temperatura	64
4.5.3 Qualidade da água.....	67
4.5.4 Experimentos de controle e sensibilidade	70
5. CONCLUSÕES	74
6. REFERÊNCIAS	76

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, tem-se dado destaque singular ao estudo da interação superfície-atmosfera. As trocas de impulso, calor e escalares entre a atmosfera e a superfície acontecem dentro da Camada Limite Atmosférica (CLA). Essas trocas são importantes para o entendimento dos processos meteorológicos e climatológicos e desempenham papel central em uma ampla gama de sistemas geofísicos e ambientais vitais à manutenção da vida na Terra. A medição precisa e modelagem dos processos envolvidos na dinâmica da CLA trazem resultados importantes em muitos estudos em áreas como previsão de tempo e clima, evaporação, transporte de umidade, aproveitamento eólico, aviação, construção civil, ciências oceânicas, hidrologia, ecologia, limnologia entre outras.

O escoamento na CLA pode ser modulado tanto por forçantes locais (relevo, rugosidade da superfície, aquecimento diferencial da superfície entre outras) como por forçantes de escala sinótica. O Jato de Baixo Nível Noturno (JBNN), por exemplo, é um evento que se desenvolve dentro da CLA, sua configuração pode provocar ventos fortes acima da camada limite noturna. Em um sentido mais aplicado, os JBNNs têm inúmeras implicações tais como: em campos como a aviação (WITTICH *et al.*, 1986), poluição do ar (WEIL *et al.*, 2006; HU *et al.*, 2013) estudos de migração de aves (LIECHTI E SCHALLER, 1999), energias renováveis, como por exemplo, para uma previsão precisa dos rendimentos de energia eólica (BRANDON *et al.*, 2009), desenvolvimento de sistemas convectivos (SANTOS *et al.*, 2008). Além disso, os JBNNs também podem contribuir de forma proeminente para o clima regional, como a variação regional da temperatura da superfície do mar devido ao transporte de gelo (SCHWERDTFEGER, 1975), fluxos de drenagem, que têm um impacto considerável nas circulações em grande escala (PARISH e BROMWICH, 1991), as inundações das Grandes Planícies dos Estados Unidos centrais de 1993 (MO *et al.*, 1995), entre outros.

Em condições de superfície plana e homogênea existe uma boa compreensão dos processos dinâmicos na CLA (SAVELYEV e TAYLOR, 2005; CHAMORRO e PORTÉ-AGEL, 2009; KENT *et al.*, 2018), entretanto, apesar de os avanços alcançados, na maioria dos casos que se encontram na natureza (regiões com presença de montanha e interface terra água em regiões lacustres e oceânicas) ainda existem algumas lacunas. Nesse sentido nas últimas décadas um grande número de pesquisas produziram resultados importantes em temas como: circulação lacustre (ARRITT, 1987; MARIANI *et al.*, 2018), canalização do vento pelo relevo

(NAWRI e STEWART, 2006; CARRERA *et al.*, 2009), formação de camada limite interna (PELLEGRINI e BODSTEIN, 2004; SAVELYEV e TAYLOR, 2005) variação do vento em terreno complexo (VUORINEN *et al.*, 2015).

No Brasil alguns estudos desenvolvidos na região do Reservatório de Furnas têm investigado as variações da circulação em terreno complexo e a interação atmosfera-lago. Alguns dos resultados podem ser encontrados traduzidos em artigos científicos (ASSIREU *et al.*, 2011; ASSIREU *et al.* 2018; REIS *et al.*, 2018; PELLEGRINI *et al.*, 2018), tese de doutorado (SOUZA, 2017); dissertações de mestrado (CORDEIRO, 2015; SIQUEIRA, 2017), além de trabalhos finais de graduação (FERNANDES, 2015; Reis, 2015; GUIMARÃES, 2014). Entretanto, a influência do vento na estrutura térmica e qualidade da água ainda não foi estudada.

Em regiões lacustres, a tensão do vento sobre a água pode resultar em mudanças na termodinâmica do sistema, por exemplo, pode provocar alterações na estrutura térmica da coluna d'água (BOUFFARD e WÜEST, 2018), repercutir na qualidade da água (IMBERGER, 1985; DONELAN *et al.*, 2002; KÄMPF, 2017; BOUFFARD e WÜEST, 2018), promover o transporte de contaminantes e materiais em suspensão (VAN DER STOCKEN *et al.*, 2015; HUANG *et al.*, 2017) entre outras. A física aquática em águas interiores é um assunto crucial para o estudo dos ecossistemas aquáticos. O transporte e a mistura estão relacionados à dinâmica destes sistemas e são de grande importância para o ritmo em que os processos químicos e biológicos se desenvolvem (SCHWAB, 2018). Atualmente o uso integrado de modelos numéricos e dados coletados *in situ* vem apresentando grande potencial para o estudo de diferentes aspectos em reservatórios hidrelétricos tropicais (HODGES *ET AL.*, 2000; CURTARELLI, ALCÂNTARA, *et al.*, 2014; CURTARELLI, *et al.*, 2014; PACHECO *et al.*, 2015) e é uma ferramenta importante pra o entendimento da dinâmica física e química dos corpos d'água.

Em setembro de 2016 no âmbito do projeto VANTPROSP CRA-APQ 01575-1 FAPEMIG uma equipe de pesquisadores e alunos da UNIFEI, UFSC e INPE que participava de um trabalho em campo no lago de FURNAS próximo a cidade de Guapé-MG, foi surpreendida por ventos intensos (8 m/s) e persistentes (~ 9 horas) que resultaram num estado da superfície do lago de altíssimo risco à navegação. A equipe foi forçada a passar a noite em uma ilha à espera de condições seguras para retornar à base. Existem relatos na região de que

estas condições de ventos ocorrem algumas vezes interferindo na rotina e atividades das pessoas que vivem próximas ao lago e o utilizam para diversas finalidades.

A ocorrência de acidentes aéreos e náuticos têm sido relatados com frequência na região do lago de FURNAS. Em abril de 2016 a queda de um monomotor durante a tentativa de um pouso na água levou a morte de duas pessoas no lago de FURNAS próximo a Guapé (SILVA, A. L, 2016). No ano de 2017 quatro acidentes foram registrados sendo dois aéreos e dois náuticos. A queda de um helicóptero em Capitólio-MG em janeiro 2017 logo após a decolagem, pode ter ocorrido, segundo a reportagem do jornal Estado de Minas, devido a um fenômeno conhecido como “vento de cauda”. Na aeronave haviam quatro pessoas que sofreram ferimentos leves (DO VALE, J.H 2017). A queda de um paraglider motorizado no Lago de Furnas no município de Fama- MG em abril deixou o piloto gravemente ferido (fonte EPTV). Em junho, a morte de dois irmãos foi noticiada no município de Fama, onde, após terem saído para pescar na manhã do dia vinte e cinco, desapareceram e os corpos foram encontrados quatro dias depois (SILVA, C, 2017). No dia sete de setembro uma escuna com vinte pessoas naufragou no lago de FURNAS entre os municípios de Capitólio e São João Batista do Gloria - MG, na Região dos cânions (MOREIRA, R 2017).

O reservatório é de grande importância para a região, além da geração de energia elétrica o Lago de Furnas possui usos múltiplos, como por exemplo: navegação, pesca, piscicultura, turismo, consumo humano e animal entre outros. Na região existe um alto investimento na criação de peixes em tanques fechados, o projeto Furnas: “Desenvolvimento de sistema de monitoramento para gestão ambiental da aquicultura no reservatório de Furnas-Mg” é um exemplo de investimento no setor. De acordo com Sampaio *et al.* (2013) um rigoroso monitoramento da qualidade da água é indispensável para que as atividades em tanques redes sejam produtivas e ambientalmente sustentáveis.

O vento intenso observado na campanha experimental e a resposta do lago às condições atmosféricas instigaram o desenvolvimento deste trabalho. A primeira etapa do estudo foi caracterizar o vento dentro da camada limite atmosférica, determinar as forças associadas à sua ocorrência. A segunda etapa foi avaliar a resposta do lago às condições de vento forte utilizando dados medidos *in situ* e a modelagem hidrodinâmica.

1.2. Hipótese

A ocorrência de JBNN atuantes em região de extensos sistemas aquáticos, como no Reservatório de Furnas pode interferir na estrutura térmica e na qualidade da água. As características locais tais como relevo e a pista disponível para o vento no eixo principal do setor do reservatório próximo a cidade de Guapé podem favorecer a intensificação do próximo à superfície. Estes ventos intensos têm o potencial de promover a mistura na coluna d'água e consequentemente provocar mudanças na qualidade da água.

1.3. Objetivos

1.3.1 Objetivo Geral

Estudar a interação superfície atmosfera na região do reservatório de Furnas – MG, um grande sistema aquático tropical, localizado em uma região de terreno complexo, sob a ação de ventos intensos e persistentes associado ao JBNN.

1.3.2 Objetivo específico

- Descrever a ocorrência dos eventos de JBNN na região do Reservatório de Furnas.
- Avaliar, a partir de dados medidos, a mudança na estrutura térmica do lago em resposta a ocorrência do JBNN.
- Aplicar a modelagem hidrodinâmica para avaliar, a qualidade da água em resposta aos fatores meteorológicos e comparar com os resultados medidos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Camada limite atmosférica

As principais trocas de massa, momentum e energia entre a atmosfera e a superfície ocorrem dentro da camada limite atmosféricas (CLA) (ROTACH *et al.*, 2017). As medidas meteorológicas incluindo variáveis termodinâmicas como temperatura, pressão e umidade e variáveis cinemáticas, como a velocidade do vento, são importantes na avaliação dessa troca de energia na camada (DONELAN *et al.*, 2012).

A CLA é definida pela presença de mistura turbulenta entre a superfície terrestre e o ar. Os turbilhões e os movimentos dentro da camada possuem escala de tempo igual ou inferior a uma hora e escala de altura da ordem de 1 a 2 km (STULL, 2012). A CLA pode ser subdividida em duas regiões: camada exterior e camada interna ou camada de superfície (Figura 1). A camada de superfície (CS) é a parte inferior da CLA, está diretamente em contato com os elementos rugosos da superfície (PIRES *et al.*, 2015). Os fluxos e tensões turbulentas dentro dessa camada variam menos que 10% de seu valor médio (WYNGAARD, 1985). A espessura da CS se estende entre 50 e 100 m e pode ser mudada por forçantes de superfície, tais como topografia, rugosidade do terreno, temperatura e umidade (GEERNAERT, 2003).

A CS (Figura 1) ainda pode ser dividida em duas subcamadas, a subcamada de rugosidade e a subcamada inercial (SANTOS-ALAMILLOS *et al.*, 2013). A estrutura do fluxo de ar sobre diferentes superfícies é, portanto, identificadas por estas camadas.

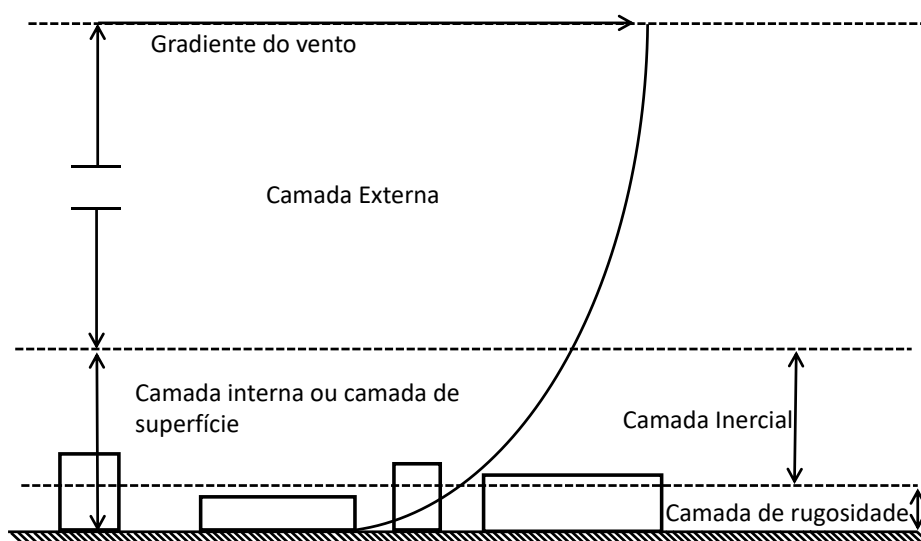


Figura 1 - Divisão da camada limite atmosférica. Fonte: Oke (2006)

A camada de rugosidade (CR) é caracterizada pelo vento não homogêneo devido à interação do escoamento com a superfície. Sua altura depende da geometria da superfície, mas é geralmente de 2-5 vezes a altura dos elementos de rugosidade (CHENG e CASTRO, 2002).

A camada inercial (CI) é caracterizada pela variação logarítmica da intensidade do vento com a altura. O conceito de uma subcamada inercial é comum em muitas abordagens empíricas para descrever a estrutura estatística da camada limite turbulenta (ZHOU e KLEWICKI, 2015). Nessa camada o espectro da turbulência (Figura 2) apresenta comprimentos de onda grandes em comparação aos movimentos dissipativos, e, ao mesmo tempo pequeno em relação às escalas integrais de movimento influenciados pelas condições de contorno externo (KOLMOGOROV, 1941).

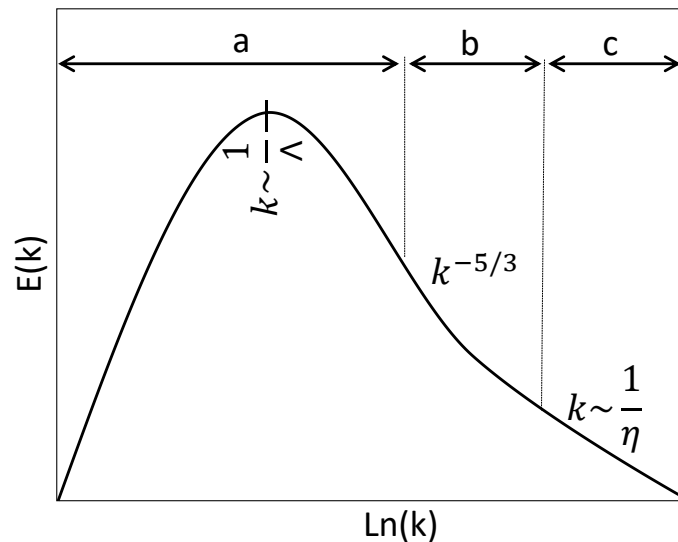


Figura 2 – Cascata de energia de Kolmogorov. A figura representa a distribuição da energia espectral na CLA, onde é definida a região de produção de energia (a) o subintervalo inercial (b) e a região de dissipação (c). $E(k)$ é a quantidade que mede a energia dos turbilhões Λ é a escala integral da turbulência e η é a macro escala de Kolomogorov e k é o número de onda dado por $\frac{2\pi}{\lambda}$ em que λ é o comprimento de onda. Fonte: Kaimal e Finnigan (1994)

A profundidade da CLA apresenta geralmente uma evolução diurna (Figura 3). Em condições de céu claro e superfície homogênea (STULL, 2012). O desenvolvimento da CLA é dominado por um conjunto de forçantes de superfície, incluindo o fluxo de calor sensível, fricção provocada pela superfície, evaporação, e forçantes orográficas (STULL, 2012). O termo de estabilidade de Monin-Obukhov (L) mostra que o aquecimento das camadas inferiores é

importante para a determinar a instabilidade em uma coluna de ar, entretanto, a umidade também tem papel importante.

$$L = \frac{\rho_a u_*^3 T_v}{kg \left(\frac{Q_h}{C_a} + 0,61 \frac{(T_a + 273.16) Q_e}{Q_{lv}} \right)} \quad (2.1)$$

em que ρ_a é a densidade do ar, u_* é a velocidade de fricção, T_v é a temperatura virtual, k é a constante dimensional de Von Karman, g é a aceleração da gravidade Q_h é o calor sensível, C_a calor específico do ar, T_a temperatura do ar, Q_{lv} é o calor latente de vaporização, Q_e é o calor latente.

A estabilidade atmosférica é definida como a condição de equilíbrio de uma parcela de ar com relação ao ambiente, e pode ser classificada como: estável, instável ou neutra. Uma parcela inicialmente em repouso tem as mesmas propriedades termodinâmicas que o ambiente no seu entorno, essa parcela ao ser perturbada desloca-se da sua posição original para uma outra camada, sem que haja troca de calor com o meio, esta situação é denominada processo adiabático. Desse modo uma camada da atmosfera é estável quando uma parcela ao ser perturbada retorna a sua posição inicial; neutra quando se desloca para uma outra posição sob ação da perturbação e instável quando continua seu movimento após a perturbação, até alcançar outra posição de equilíbrio.

Durante o dia, o aquecimento radiativo da superfície leva ao aquecimento das camadas atmosféricas adjacentes, de modo que é observado um gradiente de temperatura e fluxos ascendentes de calor, configurando a formação de uma camada limite convectiva (CLC). Dentro da CLC a distribuição dos ventos e da temperatura potencial são praticamente homogêneas, e a turbulência provocada pelos fluxos de calor age de forma a distribuir as grandezas ao longo da vertical (GARRATT, 1994). No topo da CLC se localiza uma região denominada Zona de Entranhamento (ZE), uma região de transição entre a CLA e a atmosfera livre.

Um pouco antes de o pôr-do-sol, a intensidade da radiação solar que chega a superfície diminui gradativamente, enfraquecendo o fluxo positivo de calor até que a variação da temperatura com a altura se torna positiva próximo a superfície, formando a Camada Limite Estável (CLE). As variáveis acima da CLE ainda apresentam características da CLC, e é nomeada Camada Limite Residual (CR), as variáveis de estado dessa camada são as mesmas

da CLC. A CR é neutra e estratificada e a turbulência é quase que de igual intensidade em todas as direções.

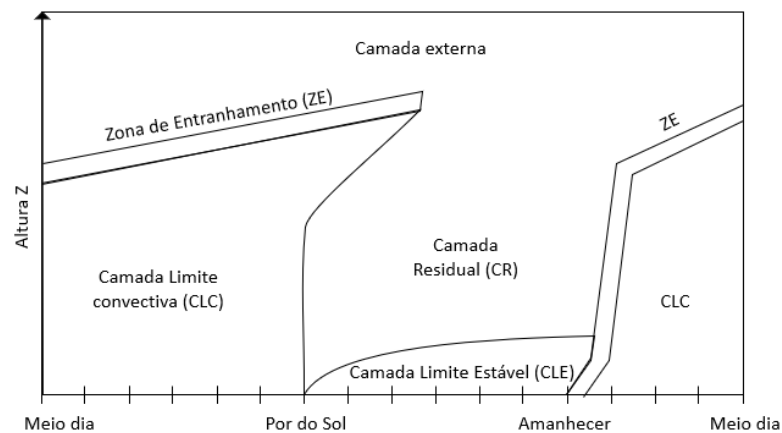


Figura 3 - Ciclo diurno da variação da CLA. Fonte: Adaptado de (Stull, 2012).

Nas camadas atmosféricas adjacentes as superfícies terrestres é esperado que a atmosfera seja instável durante o dia, estável durante a noite e neutra nos horários de transição (GARRATT, 1994). Conforme mostrado por Alcântara *et al.* (2010), e Assireu *et al.* (2011) a CLA sobre extensos reservatórios tropicais tende a ser instável durante a noite e estável durante o dia. Ainda de acordo com Lorenzetti *et al.* (2015) para o reservatório de Manso localizado no estado do Mato Grosso a presença do reservatório caracterizou a atmosfera instável durante o dia e a noite. Desse modo, a presença do corpo d'água pode permitir que a resposta ao aquecimento da superfície seja diferente se comparado aos sistemas terrestres. Woolway *et al.* (2017) observaram a influência do tamanho do lago e as suas implicações na estabilidade atmosférica e verificaram que a variação da condição de instabilidade oscilou de 71 a 100% do tempo, sendo mais frequentes na maior parte do tempo para as regiões próximas aos trópicos, além disso, verificou que durante o verão a frequência temporal de instabilidade é menor, devido ao aumento da área superficial dos lagos.

Em relação à dinâmica dos lagos, a estabilidade atmosférica pode modular os fluxos de calor evaporativo e convectivos da superfície da água. Um estudo realizado em um pequeno lago no Gana mostrou que a instabilidade atmosférica resultou em um aumento entre 44% e 89% na evaporação média e máxima estimada respectivamente, quando comparado à condição neutra (ABBASI *et al.*, 2017).

De acordo com Barthelmie *et al.* (2015) e Sathe *et al.* (2011) a frequência de ocorrência de condições muito estáveis e instáveis diminui para as condições com ventos mais intensos. Apesar disso, Baas *et al.* (2016) mostrou que mesmo em condições de vento forte a estabilidade pode ser determinante na variação do perfil vertical. Os autores mostraram que mesmo sob ventos fortes é possível observar a ocorrência de condições não neutras, o que se deve ao fato da diferença de temperatura da superfície da água e o ar adjacente.

2.3 Interação superfície atmosfera

Na literatura, a maioria dos modelos e formulações matemáticas utilizadas para descrever o vento próximo à superfície são desenvolvidos para terreno plano e homogêneo. Para superfícies com essas características o equilíbrio dinâmico da rugosidade e do vento são bem compreendidos e modelados quantitativamente (GRYNING *et al.*, 2007; KENT *et al.*, 2018). Por simplicidade na modelagem do vento em condições ideais considera-se os seguintes pressupostos: (i) vento estacionário, (ii) homogeneidade horizontal, (iii) uma atmosfera barotrópica, onde a densidade é apenas uma função de pressão, e (iv) rugosidade uniforme com uma longa pista disponível para o vento e sem subsidência (SULLIVAN *et al.*, 1998). Para as condições neutras, o perfil logarítmico do vento pode ser firmemente baseado na literatura, entretanto a Teoria da Similidade de Monin-Obukhov (MOST) afirma que nos casos em que o fluxo de calor da superfície é significativamente diferente de zero devem ser feitas correções de estabilidade.

Em regiões de terreno complexo e superfície heterogênea, com é o caso da maioria das aplicações, é necessário o maior entendimento dos processos envolvidos. Alguns estudos como os de Xu *et al.* (2015) e Grant *et al.* (2016) apontam que uma análise mais robusta depende das informações de superfície, tais como a topografia e a distribuição e densidade dos elementos de rugosidade. Os reservatórios hidrelétricos brasileiros, na sua maioria, foram construídos em regiões de terreno ondulado ao longo de vales (exceto os amazônicos) e possuem formato dendrítico e superfícies ao entorno bastante heterogêneas. Nestes sistemas o escoamento do ar adjacente, ora é influenciado pela superfície terrestre (relevo elevado ao longo do eixo principal), ora pela lâmina d'água (superfície plana e pouco rugosa). A aplicabilidade das teorias e dos modelos de extrapolação dos ventos são dependentes de parâmetros de superfície e das condições atmosféricas.

A presença de relevo complexo pode induzir os campos de vento de mesoescala tanto por processos térmicos como dinâmicos, à exemplo pode ser citado a circulação de brisa e a canalização dos ventos. A canalização dos ventos, refere-se a tendência dos ventos próximo a superfície fluírem paralelo a direção do eixo principal do vale (WEBER e KAUFMANN, 1998; NAWRI e STEWART, 2006; CARRERA *et al.*, 2009) e a circulação de brisa por fluxos de massas de ar forçados pelo aquecimento diferencial vale montanha (REBOITA *et al.*, 2014; De CAMPOS *et al.*, 2016). As características do relevo (relevo inclinado) também estão associadas aos mecanismos que favorece a configuração dos JBNN (WEI *et al.*, 2013).

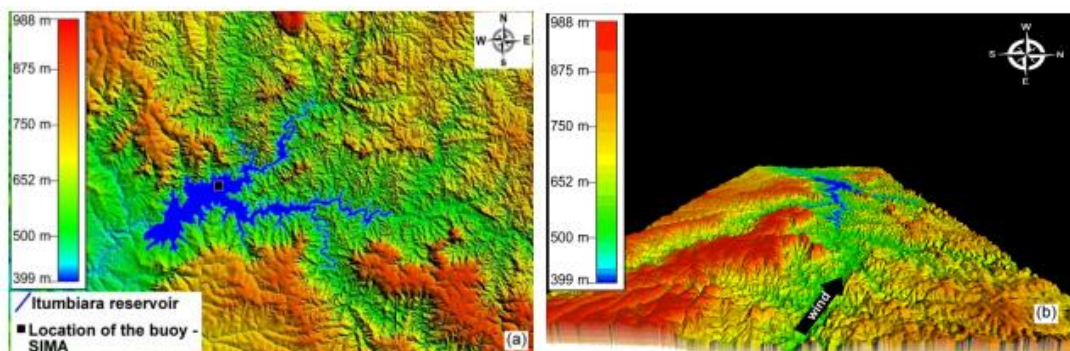


Figura 4 - Canalização dos ventos. No quadro a esquerda é mostrado o relevo elevado em ambos os lados do eixo principal do reservatório formando uma calha por onde o ar é forçado a fluir. Quando o vento está alinhado na direção da calha (quadro a direita) ocorre a intensificação dos ventos. Fonte: Assireu *et al.* (2011).

As superfícies das águas interiores, como os lagos e reservatórios, têm diferentes interações com a CLA em relação à evaporação, velocidade do vento, trocas de calor (SWAYNE *et al.*, 2005) e circulação característica de brisa lacustre (OGAWA *et al.*, 1986; ARRITT, 1987; EKHTIARI *et al.*, 2017; REIS *et al.*, 2018). Além disso, o lago também responde às forçantes meteorológicas. A resposta da dinâmica dos sistemas aquáticos aos ventos é bastante conhecida na literatura. A tensão do vento na superfície do lago pode promover o transporte de água, a inclinação da termoclina e mudanças na estrutura térmica destes sistemas, os padrões de mistura e estratificação em lagos são atributos críticos porque são importantes reguladores da distribuição de gases, solutos e organismos (BOUFFARD e WÜEST, 2018).

2.4 Jatos de baixos níveis noturnos

Na literatura, a ocorrência de ventos intensos e persistentes em baixos níveis durante a noite é comumente tratados como jatos noturnos (JN) ou Jato de baixos níveis noturnos (JBNN)

ou mesmo jatos de baixos níveis (JBN), termo usualmente empregado para nomear a ocorrência dos diversos eventos de jatos nas camadas da atmosfera próximas a superfície. O JBNN é um padrão de ventos que se desenvolve dentro da CLA, e é definido como um fluxo de ar com velocidade máxima observada nos 2 primeiros quilômetros acima da superfície (HU *et al.*, 2013). Em particular, a altura do jato (também chamado de núcleo ou “nariz”) está localizada entre 100-500 m (MAHRT *et al.*, 2010; WEI *et al.*, 2013; KLEIN *et al.*, 2016). No Brasil alguns estudos também mostram certa frequência de ocorrência de jatos nessas alturas como é o caso dos trabalhos que investigaram a ocorrência do jato no reservatório de Itaipu (STIVARI e OLIVEIRA, 1999) e na região metropolitana de Porto Alegre (SANTOS *et al.*, 2008).

Este fenômeno é comum em várias partes do mundo. São encontrados na literatura registros na América do Norte (BLACKADAR, 1957; BONNER, 1968; ZÄNGL, 2004; SHAPIRO e FEDOROVICH, 2009; MAHRT *et al.*, 2010; KLEIN *et al.*, 2016), América do Sul (ENFIELD, 1981) Ásia (LIU *et al.*, 2014), Europa (SANTOS-ALAMILLOs *et al.*, 2013), África (FIEDLER *et al.*, 2013). No Brasil existem poucos trabalhos relacionados à ocorrência de JBNN e estão concentrados principalmente nos estudos de caso e implicações na dinâmica da camada limite planetária, tais como: análise observacional dos casos ocorridos no reservatório de Itaipu (STIVARI e OLIVEIRA, 1999) estrutura da turbulência sob influência dos jatos no sudoeste da Amazônia (SANTANA *et al.*, 2015), influência no transporte de poluentes no estado de São Paulo (KARAM, 2002) entre outros estudos.

A oscilação inercial (IO) é considerada um fator contributivo e primário para a formação dos JBNNs. Blackadar (1957) foi um dos primeiros estudos que modelaram a dinâmica dos JBNNs. Em seu estudo mostrou que a oscilação inercial tem um papel importante no mecanismo de desenvolvimento dos JBNNs. Durante o dia, o vento dentro da camada de mistura é não geostrófico devido aos efeitos de fricção da superfície. Depois do pôr-do-sol, devido ao declínio da turbulência convectiva, ocorrem oscilações inerciais dentro da camada limite. O perfil noturno da velocidade do vento apresenta então uma oscilação em torno do vetor de vento geostrófico noturno com um período de $2f$ (onde f é o parâmetro Coriolis) e a amplitude proporcional ao componente da velocidade não geostrófica. A amplitude da oscilação cresce do ar para o solo até que a força de fricção se tornar suficientemente grande perto da superfície. Como resultado, o perfil vertical do vento horizontal exhibe a forma comum de “nariz”.

O modelo conceitual de Blackadar (1957) parte das equações de camada limite para os componentes u e v :

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV + \frac{\partial t_x/\rho}{\partial z} \quad 2.2$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(G - U) + \frac{\partial t_y/\rho}{\partial z} \quad 2.3$$

em que t_x e t_y representam as tensões turbulentas horizontais, ρ é a densidade do ar, U e V são os ventos zonal e meridional e G o vento geostrófico. O sistema de coordenadas é escolhido de forma que o eixo x fica alinhado com o vetor vento geostrófico (com magnitude G). Assumindo que a fricção no início da formação da CLN é zero, desse modo as equações 2.2 e 2.3 podem ser escritas da seguinte forma:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV \quad 2.4$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(G - U) \quad 2.5$$

Este sistema pode ser resolvido diferenciando 2.4 e substituindo em 2.5. Assumindo um perfil inicial no início da oscilação inercial $U=U_0$ e $V=V_0$ (condição inicial) em $t=0$. A solução pode ser escrita como:

$$U - G = (V_0 - 0)\text{sen}(ft) + (U_0 - G)\text{cos}(ft) \quad 2.6$$

$$V - 0 = (V_0 - 0)\text{cos}(ft) + (U_0 - G)\text{sen}(ft) \quad 2.7$$

Esta solução é aplicável acima da CLN onde os efeitos de fricção podem ser considerados relativamente pequenos. Dentro da CLN podemos assumir a extensão de Blackadar (BLACKADAR, 1957), assumindo agora os efeitos de fricção:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV + f_x(z, t) \quad 2.8$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(G - U) + f_y(z, t) \quad 2.9$$

Onde uma notação abreviada é usada para as divergências cinemáticas do estresse turbulento. A solução de equilíbrio é:

$$0 = fV_{eq} + F_{xeq}(z) \quad 2.10$$

$$0 = f(G - U_{eq}) + F_{xeq}(z) \quad 2.11$$

Onde U_{eq} e V_{eq} são as soluções de equilíbrio. Substituindo os termos por seus valores de equilíbrio, ou seja, assumindo que o atrito real durante e após a transição noturna é igual ao atrito que estaria presente na CLN de equilíbrio isso é

$$F_x(z, t) = f_{xeq}(z) \quad 2.12$$

$$F_y(z, t) = f_{yeq}(z) \quad 2.13$$

De acordo com essa suposição espera-se que a maior parte do atrito ocorra na CLN e que essa fricção não seja muito diferente do termo ficcional no equilíbrio noturno. Assim a fricção torna-se função apenas da altura. O resultado da aplicação dos pressupostos 11 e 12 inserindo 9 e 10 em 7 e 8 temos:

$$\frac{\partial(U - U_{eq})}{\partial t} = f(V - V_{eq}) \quad 2.14$$

$$\frac{\partial(V - V_{eq})}{\partial t} = -f(U - U_{eq}) \quad 2.15$$

por conveniência introduzimos U_{eq} e V_{eq} no operador diferencial do lado esquerdo de forma que as equações sejam expressas em partida do equilíbrio, e a solução é:

$$U - U_{eq} = (V_0 - V_{eq})\text{sen}(ft) + (U_0 - U_{eq})\text{cos}(ft) \quad 2.16$$

$$V - V_{eq} = (V_0 - V_{eq})\text{cos}(ft) - (U_0 - U_{eq})\text{sen}(ft) \quad 2.17$$

Nesse caso U_0 e U_{eq} assim como V_0 e V_{eq} representam a velocidade inicial e de equilíbrio na direção x e y respectivamente. Primeiro, ocorre que a cada altura o IO é independente do IO em outras alturas, segundo, a IO em si não está amortecida. Isso parece uma característica um pouco contra intuitiva, pois a "fricção" está incluída na análise. De fato, em geral, as oscilações são amortecidas pela fricção, neste caso particular o modelo de fricção é por definição em fase com os termos de Coriolis.

Outros modelos conceituais são derivados de (BLACKADAR, 1957), como (WIEL *et al.*, 2010), que introduziu um efeito de fricção dentro da CLN, (ANDREAS *et al.*, 2000) que aplicaram um modelo similar de duas camadas para descrever o vento noturno na Ice Station Weddel na Antártida. Alguns estudos confirmam a teoria da oscilação inercial de Blackadar

(ANDREAS *et al.*, 2000; SHAPIRO e FEDOROVICH, 2009; WIEL *et al.*, 2010); No entanto, algumas incertezas ainda existem (KUTSHER *et al.*, 2012). Outros modelos conceituais são derivados de Blackadar (1957), como Wiel *et al.* (2010), que introduziu um efeito de fricção dentro da CLN, (ANDREAS *et al.*, 2000) que aplicaram um modelo similar de duas camadas para descrever o vento noturno na *Ice Station Weddel* na Antártida.

Embora a oscilação inercial seja amplamente considerada um fator contributivo primário para a formação JBNN, estudos têm demonstrado que vários outros mecanismos, como características do terreno, jatos superiores-troposféricos e diferença de temperatura em superfície também explicam a formação do JBNN. Wei *et al.* (2013), apontou quatro fatores principais que relacionados formação e a força dos JBNNs no delta do Rio Yangtze na China, a saber: a oscilação inercial induzida pela força de Coriolis, o contraste de temperatura terra-mar, forçamento sinóptico e influência de jatos troposféricos superiores. Mahrt *et al.* (2010) estudou a formação dos jatos em uma região de montanha próximo a cidade de *State College*, nos EUA e mostrou que o terreno inclinado tem papel fundamental na formação do JBNN. Baas *et al.* (2009) destacou o desacoplamento de fricção em torno do pôr-do-sol como principal motor de formação de JBNN noturnos em *Cabauw* na Holanda, enquanto que a forçante geostrófica moderada e o resfriamento radiativo elevado contribuem ainda mais para a formação de JBNN.

2.5 Reservatórios, estrutura térmica e processos físico-químicos

O crescimento econômico do Brasil no último século exigiu e tem exigido maior demanda na geração e distribuição de energia, sobretudo a produção por hidrelétricas, visto a disponibilidade hídrica e as características orográficas no Brasil (AGOSTINI e BERGOLD, 2013). No país 60% da energia é proveniente das hidrelétricas, de acordo com a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, 2017). A construção destes sistemas para a geração de energia está atrelada a uma série de impactos ambientais e sociais. Além da geração de energia, também há usos múltiplos da água, entre os quais podemos destacar o consumo humano, a irrigação, o consumo animal, a pesca, a piscicultura, a navegação, turismo entre outros. Após a construção de um reservatório o ambiente característico de rio que antes era lótico passa a ter características lacustres, o que implica em uma série de novos fatores dinâmicos, físicos e químicos que serão responsáveis pela qualidade da água.

Diversos autores tem estudado a dinâmica desses ambientes tais como emissões de GEE (Gases de efeito estufa) em reservatórios hidrelétricos (DOS SANTOS *et al.*, 2006; RAMOS *et al.*, 2006; ROLAND *et al.*, 2010; KUMAR e SHARMA, 2012; OMETTO *et al.*, 2013; PACHECO *et al.*, 2015), campos de velocidade na dispersão de partículas (CHUNG *et al.*, 2009; ASSIREU *et al.*, 2013), fenômenos biogeoquímicos relacionados à ciclagem de nutrientes (SPILLMAN *et al.*, 2007), fluxos de calor (ALCÂNTARA *et al.*, 2010; CURTARELLI, OGASHAWARA, *et al.*, 2014; LORENZZETTI *et al.*, 2015; SHAO *et al.*, 2016), entre outros.

A principal fonte de energia destes sistemas é a radiação solar. A radiação promove o aquecimento próximo a superfície e, por consequência, pelo processo de transferência de calor na coluna d'água às camadas inferiores. O processo de aquecimento na ausência de fatores externos ocorre de forma lenta, gerando camadas de diferentes temperaturas e consequentemente de diferentes densidades, o que permite a separação da coluna de água em camadas típicas, as quais são denominadas: epilímnio, hipolímnio e metalímnio (Figura 5).

A camada superficial de mistura (epilímnio) é a camada superior da coluna d'água imediatamente abaixo da superfície livre e diretamente influenciada pelos ventos (IMBERGER, 1985). O hipolímnio, a camada mais fria e mais densa, fica em contato com o fundo do lago e é separado do epilímnio por um gradiente de temperatura, conhecido como termoclina. O metalímnio é uma camada intermediária onde ocorre uma queda gradual da temperatura (TUNDISI e TUNDISI, 2016). A estratificação da coluna de água em reservatórios e lagos é um processo natural, que pode acontecer em várias escalas de tempo, dependendo das forçantes que por sua vez podem mudar como clima e a estação do ano (IMBERGER, 1985). O tamanho e a profundidade do lago também são importantes no processo de estratificação. Em lagos rasos a estratificação pode ser diária, enquanto em lagos profundos a estratificação pode acontecer em uma escala sazonal (BENJAMIN *et al.*, 2015; KIRILLIN e SHATWELL, 2016).

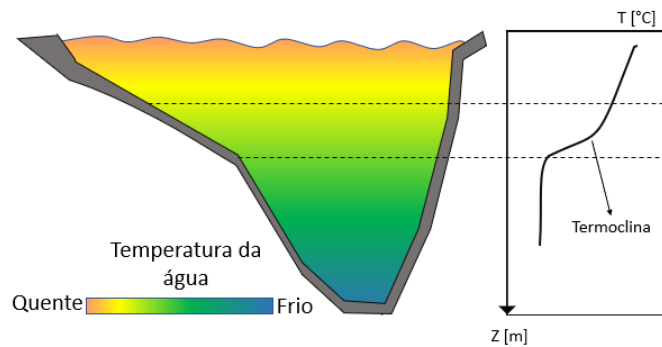


Figura 5 - Estratificação térmica da coluna de água. Fonte adaptado de Curtarelli, (2012).

Os reservatórios também podem apresentar gradientes longitudinais, nos quais podem ser classificadas três regiões: região sob influência dos rios tributários, região intermediária e região mais lacustre, sujeita às ações da abertura dos vertedouros e das turbinas (TUNDISI e TUNDISI, 2016). A delimitação dessas três áreas pode ser variável e depende do fluxo de entrada, dos seus rios tributários, do tempo de retenção e das características e morfologia da própria represa.

A estratificação térmica é um processo que ocorre nos lagos como resultado das propriedades de expansão térmica da água e processos mecânicos como entranhamento, vento, entrada/saída de água do lago entre outros. É determinado pelo equilíbrio entre a turbulência, que atua para aumentar a mistura e as forças de flutuação, que agem para suprimir a turbulência (BOEHRER e SCHULTZE, 2008). Tranvik *et al.* (2009) mostram que, para reservatórios tropicais, as altas temperaturas e a estratificação da coluna d'água tendem a favorecer a respiração da matéria orgânica proveniente da bacia de drenagem e conseqüentemente, o surgimento de regiões anóxicas propícias ao acúmulo de CO₂ e CH₄. Sendo assim, a movimentação das camadas d'água podem alterar substancialmente a relação acúmulo/emissão de carbono em sistemas aquáticos estratificados (ROLAND *et al.*, 2010).

A composição química dos corpos d'água lacustres está relacionada principalmente ao seu processo de formação, a composição da camada de sedimento, ao transporte realizado por seus rios tributários, as chuvas e ao processo de erosão e transporte que ocorre no seu entorno. Os processos de circulação, mistura e estratificação são importantes na dinâmica ecológica e na qualidade da água de lagos e reservatórios, pois controlam a disponibilidade de nutrientes e luz que irão promover a produção primária ou a eutrofização da coluna d'água (TUNDISI e TUNDISI, 2016). Estes processos dinâmicos modulam ainda a distribuição de gases,

organismos fitos e zooplânctons e acúmulo de certos componentes da comunidade como bactérias, processos de decomposição e regeneração de nutrientes no hipolímnio e sedimento. Roland *et al.* (2010) estudaram a variabilidade espacial e sazonal das concentrações de CO₂ e fluxo de gás para cinco grandes reservatórios da região e cerrado do Brasil e mostraram que a mistura na coluna d'água desempenha papel importante nos fluxos de CO₂.

Em lagos estratificados, por exemplo, o acúmulo de poluentes ou substâncias tóxicas pode ocorrer no metalímnio em conjunto com o acúmulo de material em suspensão. Os movimentos horizontais ou instabilidades verticais da massa de água em certos períodos podem aumentar a dispersão nessa camada e na parte profunda do epilímnio (TUNDISI e TUNDISI, 2016), podendo alterar a qualidade da água e favorecer a emissão de gases. A distribuição de alguns gases e o padrão de mistura vertical têm fundamental importância nos ciclos biogeoquímicos dos sistemas aquáticos, em especial para a interface ar-água (DONELAN *et al.*, 2002).

2.6 Qualidade da água em resposta à ação dos ventos

Os sistemas aquáticos constituem uma rede interativa e complexa entre os organismos e os processos físico-químicos devido às respostas das forçantes climatológicas e aos efeitos gerados pela manipulação do sistema na barragem. Os processos hidrodinâmicos nos Grandes Lagos nos Estados Unidos e Canadá, afetam diretamente a dinâmica química, biológica e ecológica do sistema, o transporte horizontal e vertical e os processos de mistura por exemplo, e estão relacionados a distribuição de nutrientes, contaminantes e da biota (SCHWAB, 2018).

Um ecossistema aquático apresenta três interfaces importantes que regulam inúmeros mecanismos: Interface ar-água, sedimento-água e organismos-água (TUNDISI e TUNDISI, 2016). Em lagos, os processos envolvidos na interação com a atmosfera são governados por forçantes térmicas e mecânicas. As forçantes mecânicas são principalmente relacionadas à transferência de energia exercida pelo vento na superfície do lago, que geralmente excede em grande parte a transferência de energia dos rios tributários (IMBODEN e WÜEST, 1995).

Os processos de mistura e transporte em lagos e reservatórios estratificados são forçados pela ação dos ventos (BOUFFARD; WÜEST, 2018). O vento exerce uma ação de *stress* turbulento na superfície da água e como consequência podem ocorrer não só correntes de superfície e o acúmulo de água na direção do vento, mas também movimentos verticais na

coluna d'água (IMBERGER, 1985; MONISMITH, 1986; DONELAN *et al.*, 2012). A amplitude e a dimensão vertical desses eventos dependem da velocidade do vento e do fetch e da topografia do local. Uma reprodução correta dos processos de mistura exige uma representação adequada da variabilidade espacial e temporal do campo de vento.

Muitos e variados modelos de ecossistemas aquáticos foram desenvolvidos e publicados durante as últimas décadas, com o objetivo de representar a variabilidade dos processos ecológicos em sistemas aquáticos. Os modelos matemáticos se apresentam como ferramentas importantes nessas análises, oferecendo uma visão dinâmica dos processos naturais, pois, permitem a integração de dados e descrever espacialmente a resposta do sistema às condições atmosféricas (MOOIJ *et al.*, 2010). Kämpf (2017) mostrou que os ventos são agentes importantes na mistura de águas continentais. O autor usou a modelagem hidrodinâmica e concluiu que instabilidades dinâmicas decorrentes de eventos eólicos tem importância fundamental para os ciclos biogeoquímicos e processos ecológicos em mares e lagos.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Descrição da área de estudo

Este estudo foi realizado no braço do reservatório de Furnas localizado próximo à cidade de Guapé-MG (Figura 6). O Lago de Furnas é um dos principais reservatórios hidrelétricos do Brasil, está localizado na Região Sul do estado de Minas Gerais, possui uma área alagada de 1440 km² formada pelo represamento dos rios Verde, Sapucaí, Machado, Grande e outros tributários.

A área de estudo é caracterizada por circulações atmosféricas complexas em escala regional e local como resultado da influência significativa da topografia e da morfologia da superfície (ASSIREU et al., 2011 e 2018; PELLEGRINI et al. 2018; REIS et al., 2018). O eixo principal do setor do reservatório próximo a cidade de Guapé é orientado na direção leste-oeste cercado por regiões relativamente elevadas, o que configura a ocorrência da canalização e intensificação dos ventos, como mostrado por Assireu et al. (2011). Na direção sudeste do lago está localizada a Serra da Mantiqueira, indicada na Figura 6.

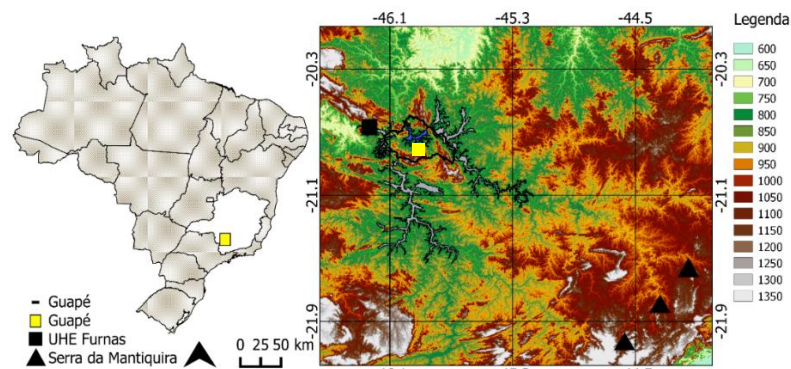


Figura 6 – Localização da área de estudo e mapa de relevo da região.

3.2 Dados

3.2.1 Dados coletados em campo

Os dados medidos, analisados neste trabalho, foram coletados no âmbito do projeto VANTPROSP CRA-APQ 01575-1 FAPEMIG. Neste projeto foram feitas medidas atmosféricas, de temperatura da água e de alguns parâmetros limnológicos na região de estudo. Maiores detalhes da coleta de dados e do projeto podem ser encontrados em Assireu et al., (2018). Os instrumentos foram instalados próximos às posições denominadas Hotel, Condomínio e Ilha (Figura 7). Entre os dias 19 e 23 de setembro de 2016 foi feita uma campanha

de coleta de dados com uma equipe em campo, após essa data, torres instrumentadas ainda continuaram fazendo medidas.

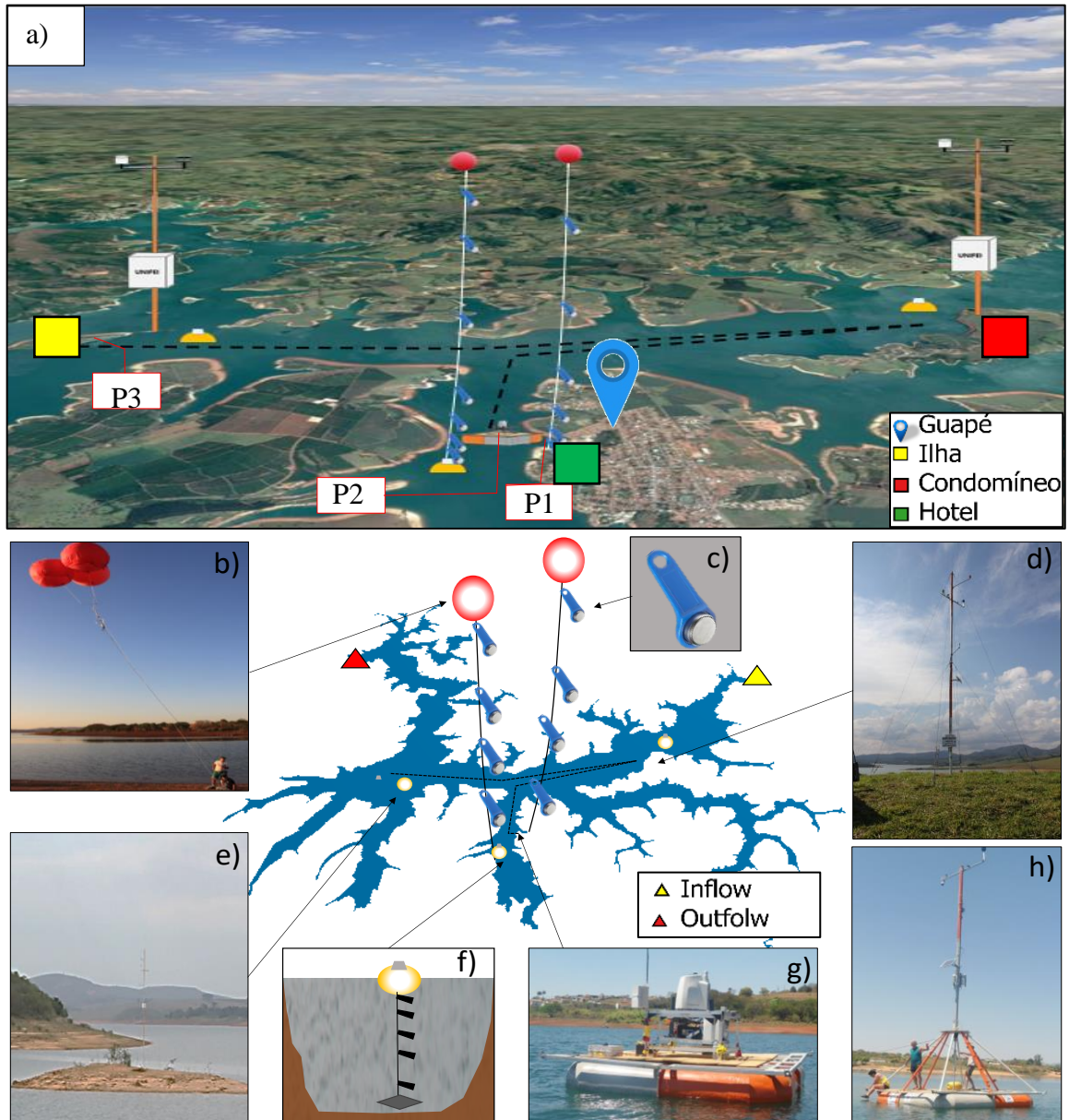


Figura 7 - a) Localização dos instrumentos de pontos de medida, os pontos P1, P2 e P3 são referentes ao posicionamento do lidar ao longo do tempo. Instrumentação utilizada na coleta de dados: b) imagem do sistema de balão responsável por levantar os sensores de temperatura, c) sensores de temperatura, d) Torre Condomínio, e) torre Ilha, f) cadeia de Termistores, g) Lidar sobre o flutuante, h) Torre sobre o flutuante.

Na localização denominada Condomínio, foi instrumentada uma torre de 12 m (Torre Condomínio; posição $20.71^{\circ}\text{S } 45.88^{\circ}\text{O}$) e sobre a lâmina d'água próximo à torre, uma cadeia de Termistores (Boia Leste; posição $20.729^{\circ}\text{S } 45.899^{\circ}\text{O}$). Na localização denominada Hotel foi levantado um balão inflado com gás hélio, amarrado a uma corda na qual foram distribuídos

sensores de temperatura e umidade (Balão 1), distante aproximadamente 900 m também foi colocado uma cadeia de Termistores (Boia Hotel; posição 20.758°S 45.930°O) na qual foi fixado outro balão (Balão 2). Na localização ilha foi instrumentada uma torre de 12 m (Torre Ilha; posição 20.73°S 45.96°O) próximo a esta torre também foi fundeada uma cadeia de Termistores (Boia Oeste; posição 20.734°S 45.963°O). A descrição dos instrumentos se encontra na Tabela 1. Um LIDAR montado sobre um sistema compensação da oscilação da superfície da água também foi utilizado. Maiores detalhes do sistema amortecimento podem ser encontrados em Nassif (2017).

Tabela 1 – Detalhes dos instrumentos utilizados na coleta de dados.

Dados	Variáveis	Instrumentos	Acurácia	Faixa de Medida
Lidar	Vento (10, 20, 38, 39, 59, 79, 99, 139, 159, 179 e 199 m)	LIDAR Zefir ZP300	<0,5%	<1 a 70 m/s
Estação lidar	Temperatura (2 m)	-	-	-
	Umidade (2 m)	-	-	-
	Pressão (2 m)	-	-	-
	Vento (2 m)	-	-	-
Torre Condomínio	Vento (10 m)	Anem. ultrassônico (Young 3D 8100)	$\pm 0,05 \text{ m/s}$ $\pm 2^\circ$	0 a 40 m/s
	Temperatura e umidade (10 m)	Temperatura e Umidade relativa (HC2S3-L)	$\pm 0,8^\circ \text{C}$ $\pm 0,8\%$	-40 a 60°C 0 a 100%
	Radiação (10 m)	Piranômetro (LI-200R)	1%	75 μA por 1000 W m
Torre Ilha	Temperatura e umidade (10 m)	Temperatura e Umidade relativa (HC2S3-L)	$\pm 0,8^\circ \text{C}$ $\pm 0,8\%$	-40 a 60°C 0 a 100%
Torre Ilha	Vento (2 m)	Anem. de copo (Lambrecht 14564)	$\pm 0,7 \text{ m/s}$	0,7 a 50 m/s
Torre Flutuante	Vento (10 m)	AU (Young 3D 8100)	$\pm 0,05 \text{ m/s}$ $\pm 2^\circ$	0 a 40 m/s
	Temperatura e umidade (10 m)	Temperatura e Umidade relativa (HC2S3-L)	$\pm 0,8^\circ \text{C}$ $\pm 0,8\%$	-40 a 60°C 0 a 100%
	Radiação (10 m)	Piranômetro (LI-200R)	1%	75 μA por 1000 W m
Balão 1	Temperatura e umidade (2, 5, 10, 20, 50, 80 e 100 m)	Ibutton (DS1923)	$\pm 0,5^\circ \text{C}$	-20 a 85°C
Balão 2	Temperatura e umidade (2, 5, 10, 20, 50 e 80 m)	Ibutton (DS1923)	$\pm 0,5^\circ \text{C}$	-20 a 85°C
Boia leste	Temperatura da água (0.1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 e 25 m)*	Termistor (Hobo)	$\pm 0,21^\circ \text{C}$	-40° a 70°C
Boia oeste	Temperatura da água (0.1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 e 25 m)*	Termistor (Hobo)	$\pm 0,21^\circ \text{C}$	-40° a 70°C
Boia Hotel	Temperatura da água (0.1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18 e 25 m)*	Termistor (Hobo)	$\pm 0,21^\circ \text{C}$	-40° a 70°C

* Profundidade na coluna d'água.

Inicialmente o LIDAR foi posicionado nas margens do lago na região do Hotel onde denominou-se o ponto P1 (20.759°S -45.925°O) entre 19/09 00:00 e 20/09 16:20. Às 16:20 do dia 20 o LIDAR foi posicionado no ponto P2 (20.758°S 45.927°O) onde permaneceu até as 20:00 do dia 21. Entre 20:00 e 23:50 do dia 21 o LIDAR fez a movimentação do ponto P2 ao ponto P3 (O seguimento tracejado na Figura 7b indica o caminho percorrido). Na posição P3 (20.737°S 45.971°O) permaneceu de entre 00:00 e 12:00 do dia e retornando à posição P1 as 14:00 do dia 22.

No fim da campanha de coleta de dados em campo a Torre Ilha e a Torre Condomínio continuaram registrando as medidas. Na plataforma onde foi posicionado o LIDAR foi montada uma outra torre instrumentada (Torre Flutuante) que fez medidas até setembro de 2017 na posição (P2).

3.2.2 Dados de vazão

Foram também coletados dados de vazão na base da Agência Nacional de Águas (ANA). A ANA é uma entidade federal responsável pela coordenação do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos. As séries temporais de dados hidrológicos são disponibilizadas gratuitamente no portal Hidroweb (<http://hidroweb.ana.gov.br>) e no portal do Sistema de Acompanhamento de Reservatórios (<http://sar.ana.gov.br>).

A utilização dos dados históricos esbarra na dificuldade de encontrar estações hidrológicas próximas à região de estudo e na questão da continuidade de coleta dos dados, sendo frequentemente encontradas longas falhas de observação nas séries. Devido a essas falhas foram selecionados os dados de três principais rios tributários no setor leste do reservatório: Rio das Mortes, Rio Jacaré e Rio Grande (UHE de Itutinga) (Figura 8) e foi feito o download dos dados diários de vazão. Em seguida foi feito o cálculo da vazão diária total de entrada no reservatório (Soma da vazão das três estações de medição).

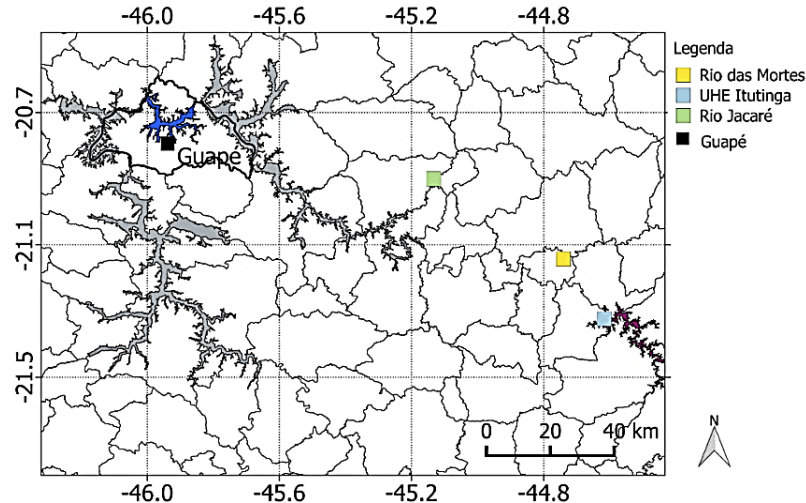


Figura 8 - Localização das estações em que foram coletadas as medidas de vazão.

3.2.3 Dados da reanálise – ERA5

A fim de complementar o estudo, também foram utilizados os dados da reanálise do ERA5. A reanálise é um conjunto de dados em grade, que combinam dados medidos (fornecidos por institutos nacionais de meteorologia) com dados obtidos a partir de modelos de circulação global de alta resolução, fornecendo uma síntese das observações disponíveis em todo o mundo. A reanálise do ERA5 foi desenvolvida pelo Centro Europeu de Previsão Meteorológica de Médio Prazo (ECMWF). O ERA-5 apresenta importantes avanços em relação à reanálise do ERA-Interim (versão anterior ao ERA5), pois inclui um aumento da resolução espacial e temporal, bem como um modelo mais recente do sistema de assimilação de dados.

A utilização destes dados justifica-se pela ausência de medidas acima do alcance do LIDAR no período da coleta de dado em campo e ausência de dados em níveis da atmosfera após o campo (no período em que foram realizadas medidas apenas nas torres). A escolha dos dados da reanálise do ERA5 considerou a alta resolução espacial vertical e temporal ($0,3^\circ$, 137 níveis, 1 hora respectivamente) e além disso alguns trabalhos recentes que estudam a CLP como por exemplo (COUTO e FISCH, 2018) utilizaram dados do ERA5 como apoio para discussão de seus resultados.

Foi selecionada a escala sub diária dos dados de análise e as variáveis: vento (componentes u, v e z), temperatura, umidade e altura geopotencial. A resolução espacial foi de $0,3^\circ$ (~30 km), com dados horários em 137 níveis do modelo (entre 10 e 80301 m do solo) entre

os dias 18 e 23/09/2016 (período que a equipe estava em campo) e a partir desta data até 01/03/2018.

Os dados de velocidade do vento da reanálise foram comparados aos dados medidos pelo LIDAR. Foram selecionados os dados do ERA5 mais próximos da posição P1 e nos níveis de 200, 139, 79 e 10 m, para comparação. Os níveis escolhidos se justificam pela altura equivalente LIDAR-ERA5. Foram aplicadas as estatísticas conforme descritas abaixo para avaliar a conformidade dos dados estimados pelo LIDAR e os dados da reanálise.

A comparação entre duas séries de dados foi avaliada utilizando o critério do cálculo do skill conforme a metodologia proposta por Pielke e Roger (2002). Nestes casos, os desvios padrões das séries observada e da série simulada devem ser aproximadamente iguais ($\sigma_{obs} \approx \sigma_{sim}$), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) deve ser menor que o desvio padrão da observação ($RMSE < \sigma_{obs}$) e o $RMSE_{bias}$, que representa a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio médio, também deve ser menor que o desvio padrão da observação ($RMSE_{bias} < \sigma_{obs}$). O índice DPIELKE (Tabela 2) foi proposto para sintetizar os critérios propostos por Pielke e Roger (2002), o índice igual a zero indica o valor perfeito da comparação, entretanto, a comparação apresenta uma boa destreza para índices menores que 2 (HALLAK e PEREIRA FILHO, 2011).

Tabela 2 - Estatísticas utilizadas. Nas equações x é uma variável meteorológica simulada ou observada, o é uma variável observada, s uma variável simulada, n é o número de tempos e i o tempo corrente.

Estatística	Equação
Desvio padrão (σ)	$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$
Erro médio (ME)	$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - o_i)$
Erro médio quadrático (MSE)	$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - o_i)^2$
R. do erro médio quadrático (RMSE _{bias})	$RMSR_{bias} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^i [(s - \bar{s}) - (o_i - \bar{o})]^2 \right\}^{1/2}$
correlação de Pearson (R)	$\rho = \frac{\sum_{n=1}^i (s_i - \bar{s})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{n=1}^i (s_i - \bar{s})^2} \cdot \sqrt{\sum_{n=1}^i (o_i - \bar{o})^2}}$
índice de concordância (d)	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{o})^2}{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{o} + o_i - \bar{o})^2}$
DPIELK	$DPIELK = ABS \left(\frac{1 - \sigma S}{\sigma O} \right) + \frac{RMSR_{bias}}{\sigma O} + \frac{RMSE}{\sigma O}$

3.2.4 Dados auxiliares

Foram utilizados também dados de superfície coletados na plataforma do Weather Underground da estação IMINASGE82 (-21.440 S -46.056 O) localizada às margens do lago de Furnas no município de Alfenas-MG. Estes dados foram utilizados para fornecer medidas meteorológicas no período anterior a ida a campo para a construção da série temporal utilizada na modelagem hidrodinâmica. A estação possui o selo de qualidade da empresa que faz a divulgação dos dados. Foram selecionados os dados horários de temperatura, umidade, vento, pressão atmosférica, radiação e precipitação.

3.3 Características e Definição do JBNN

No dia 22 de setembro de 2016 foram observados a 10 m ventos com intensidade da ordem de 8 a 10 m/s, com início às 21:00 horas horário local (hl) do dia 21 persistindo até por volta das 11 horas do dia seguinte com direção predominante de leste (Figura 9). Conforme citado por Pelegrini et al., (2018), o evento que originou a ocorrência destas características de vento foi o JBNN.

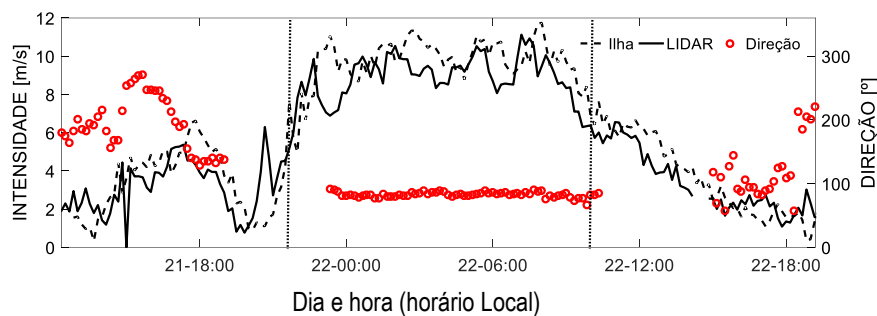


Figura 9 - Velocidade e direção dos ventos medidos na Torre ilha, e pelo LIDAR. As linhas verticais limitam o período de vento intenso em superfície.

A direção predominante e a energia cinética do vento foram analisadas para caracterizar o padrão de vento. Uma medida útil para determinar a variação da direção do vento pode ser obtida considerando-se a constância direcional do vento. A constância direcional (DC) é definida como a relação entre a velocidade média do vento (ou média escalar) e o módulo da soma dos componentes médios (u e v) do vento vetor (BINTANJA *et al.*, 2014):

$$DC = \frac{|\bar{V}|}{\bar{V}} = \frac{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}}{\bar{V}} \quad (3.1)$$

na equação \bar{u} e \bar{v} são as médias das componentes zonal e meridional do vento em intervalos de 1 hora, \bar{V} é a velocidade média do vento no mesmo intervalo. DC é igual a 1 se o vento soprar na

mesma direção o tempo todo (vento constante) e zero se o vento soprar de qualquer direção por igual quantidade de vezes (vento variável). Esta medida foi empregada para mostrar numericamente a predominância do vento soprando de leste durante o evento. Foi calculado também uma relação proporcional a energia cinética turbulenta em intervalos de 10 minutos:

$$ECT = \frac{var(u) + var(v) + var(w)}{2} \quad (3.2)$$

em que u , v e w são as componentes x, y e z do vento, a variância foi calculada em intervalos de 10 minutos.

Uma ampla variedade de critérios de velocidade foi aplicada em estudos anteriores para definir a presença de JBNNs. Reiter (1969) propôs que apenas os máximos horizontais da velocidade do vento com corte vertical e horizontal pudessem ser definidos como jatos. No entanto, nas últimas décadas outros métodos baseados no vento máximo ao longo do perfil vertical foram amplamente empregados para determinar a altura e a intensidade dos JBNNs. Estes métodos tais como utilizados em Wei *et al.* (2013) consideram como parâmetros a altura máxima do jato, a variação da velocidade ao longo da altura e o vento máximo (nariz do jato). Outros métodos consideram também a variação da direção do vento.

Foi feita a comparação LIDAR-ERA5 e a aplicação dos métodos usados por Wei *et al.* (2013) nos dados do ERA5 com a finalidade de verificar se neste caso os critérios apresentados pelos autores (Tabela 3) permitem classificar a ocorrência de JBNN. A metodologia foi aplicada no ponto de grade dos dados do ERA5 mais próximo da região do lago. Verificou-se que próximo à superfície os dados da reanálise não apresentam uma boa concordância com os dados do LIDAR (discussão apresentada nos resultados). Assim os métodos foram adaptados de forma que estes foram aplicados para alturas dentro da CLA maiores que 139 m. Também foi limitada a altura do vento máximo no perfil vertical para que este fosse observado próximo à superfície. A altura foi limitada em 1000 m, ou seja, a altura do nariz do jato só pode ser identificada até 1000 m na atmosfera.

Essa limitação se justifica pelo fato de que altura do jato é frequentemente observada entre 100 e 700 m (CORRÊA *et al.*, 2008; MAHRT *et al.*, 2010; WEI *et al.*, 2013; KLEIN *et al.*, 2016). Corrêa *et al.* (2008) classificou a ocorrência dos jatos na região de Manaus em 3 camadas: entre os níveis de 500 m e 700 m (mais baixos) e entre 1250 m e 1500 m (correspondendo aproximadamente ao nível intermediário de 850 hPa) e a terceira camada mais

alta, entre os níveis de 2000 m e 3250 m (níveis médios). Nosso interesse é observar a ocorrência do jato com as mesmas características observadas no campo, cuja altura do jato foi de aproximadamente 500 m.

Alguns dos critérios usados por Wei *et al.* (2013) também foram empregados em trabalhos no Brasil. Os Critérios 1A, 1B, 1C e 2 foram usados para identificar a ocorrência do jato na região metropolitana de Porto Alegre, Rio Grande do Sul (SANTOS *et al.*, 2008). Um outro estudo desenvolvido para a região do Pantanal Mato-grossense, buscou identificar a ocorrência do jato de baixos níveis usando o método 5 da tabela (MARTINS, 2011). Em ambos os trabalhos as metodologias foram aplicadas em dados de radiossondagem.

Tabela 3 - Métodos usados no trabalho de Wei *et al.* (2013) para definição do JBNN.

Método	Critério	Id.**
Bonner (1968)	$V_{max} \geq 12m/s$ e $\Delta V \geq 6m/s$	1A
	$V_{max} \geq 16m/s$ e $\Delta V \geq 8m/s$	1B
	$V_{max} \geq 20m/s$ e $\Delta V \geq 10m/s$	2C
Whiteman et al. (1997)	$V_{max} \geq 10m/s$ e $\Delta V \geq 5m/s$	2
Whiteman et al. (1997) adap.	$V_{max} \geq 5m/s$ e $V_{min(acima)} < V_{max}/2$	3
Blackadar (1957)	$\Delta V \geq 2.6m/s$	4
Andreas et al. (2000)	$V_{max} - V_{min(sup)} \geq 2m/s$ e $V_{max} - V_{min(Inf)} \geq 2m/s$	5

* $\Delta V = V_{max} - V_{min}$ ou $\Delta V = V_{max} - V_{3km}$ **Id. É o identificador do critério usado nos resultados.

A identificação do jato concentrou-se em apontar os mecanismos que favorecem o seu desenvolvimento, fazendo comparações com os resultados encontrados na literatura. Assim foi feita uma análise das condições sinóticas no dia evento, um mapa de relevo, o campo de pressão, vento em diferentes níveis e o aquecimento influenciado pelo relevo (Lago e Serra da Mantiqueira).

3.4 Identificação da ocorrência de JBNN e análise do vento próximo superfície

A ocorrência do JBNN como discutido no referencial teórico pode trazer implicações para a dinâmica do sistema lacustre, portanto, é importante a disponibilidade de informações que mostrem a intensidade, duração e frequência dos eventos em uma determinada região. A intensidade dos JBNN tem sido estudada sobretudo avaliando a altura e a velocidade máxima do jato. Existem poucos estudos que avaliaram a duração do evento e os efeitos em superfície. Mitchell *et al.* (1995) por exemplo, desenvolveram uma climatologia de JBNN nas Grandes Planícies do centro dos Estados Unidos e verificaram eventos com duração entre 2 e 4 horas e mostraram que quanto maior a duração menor a intensidade dos ventos. Song *et al.* (2005) estudou os jatos no sul das Grandes Planícies dos Estados Unidos e verificaram diferenças na duração entre a estação quente e fria, a maior duração dos jatos, cerca de 6 horas foi observada na estação quente.

Os critérios descritos na Tabela 3 também foram aplicados para investigar a ocorrência de outros casos de JBNN no período de setembro de 2016 a fevereiro de 2018. Foi considerado como ocorrência do jato os horários onde foi identificada a presença simultânea dos métodos que indicaram o JBNN no dia 22 de setembro de 2016. No período foi encontrado a frequência horária e a variação anual do JBNN. Os resultados da análise estão apresentados em histogramas. Foi encontrado também a duração de cada caso e a característica do vento em superfície. Foi considerado como duração de um evento o número de horas consecutivas em que os critérios propostos caracterizaram o JBNN, os resultados foram mostrados em um histograma.

A característica do vento em superfície também foi investigada e organizada de acordo com a duração do jato. Primeiro identificou-se todos os jatos de mesma duração e em um segundo momento foram selecionados os dados medidos em superfície durante a ocorrência destes jatos. De acordo com a duração foi construída distribuição destes ventos em um gráfico do tipo *box-plot*. Para corroborar com a análise foi extraído dos dados da Torre Condomínio outro gráfico do tipo *box-plot* com a distribuição sazonal dos ventos na janela diária de maior ocorrência do jato (entre 21:00 e 9:00 horas). Também foi extraído dos dados de superfície a rosa-dos-ventos com distribuição da direção do vento em duas condições: (i) durante todo o período analisado e (ii) apenas quando foram observados os casos.

3.5 Balanço de energia

Mudanças na estrutura térmica de um lago podem ser provocadas pela entrada/saída de água do sistema, pelo fluxo de energia ou mistura na coluna d'água (TUNDISI e TUNDISI, 2016). Portanto, é necessário quantificar o balanço de energia do sistema. A entalpia (H) mede o conteúdo de calor de um sistema cuja expressão refere-se à soma da energia interna do sistema somado ao produto da pressão e do volume. Quando $H > 0$ o sistema absorve calor e quando $H < 0$ o sistema libera calor. Foram utilizadas duas metodologias para o cálculo da entalpia, similar ao proposto por Thiery *et al.* (2014). A entalpia observada (H_{obs}) considera a distribuição de temperatura na coluna e é equacionada a seguir:

$$H_{obs} = h * \bar{\rho} * Cp * \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \quad (3.3)$$

em que h a altura da coluna de água, $\bar{\rho}$ a densidade média na coluna d'água. A densidade da água ρ em cada profundidade de medição foi estimada pela equação 3.4 proposta pela relação de Thisen-Scheel-Diesselhorst:

$$\rho = 1000 \left[1 - \frac{T + 288.9414}{508929.2(T + 68.12963)(T - 3.9863)^2} \right] \quad (3.4)$$

na equação T é a temperatura da água em uma determinada profundidade. Cp é o calor específico da água à pressão constante ($4,1813 \times 10^3 \text{ J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) e $(\partial T)/\partial t$ taxa de variação temporal da temperatura média na coluna de água. Os cálculos foram feitos para os mesmos intervalos de tempo em que foram realizadas as medidas de temperatura da água.

A mudança de entalpia prevista (H_{mod}) é dada por:

$$H_{mod} = R_{liq} - Q_h - Q_e \quad (3.5)$$

com R_{liq} a radiação líquida, e com Q_h e Q_e os fluxos turbulentos de calor latente e calor sensível, respectivamente (todas as unidades W/m^2). Os fluxos de calor foram determinados utilizando um programa chamado “*Lake Heat Flux Analyzer*”. Este programa foi desenvolvido para os cálculos dos fluxos de energia da superfície de lagos. Maiores detalhes da metodologia empregada e da aplicação do modelo podem ser encontrados em Woolway *et al.* (2015) e Woolway (2015).

O programa fornece os fluxos de calor na superfície calculados em W/m^2 , são eles: a radiação de onda curta (Q_{sin}), os fluxos de calor sensível (Q_h) e latente (Q_e), fluxos de onda longa de entrada (Q_{lin}) e saída (Q_{lout}), expressa em termos do fluxo total de calor superficial (Q_{tot}) como:

$$Q_{tot} = Q_{sin} + Q_{lin} - Q_{lout} - Q_h - Q_e \quad (3.6)$$

as variáveis de entrada usadas para o cálculo dos fluxos de calor foram extraídas das medidas realizadas no campo. Foram selecionadas as variáveis: temperatura da água da superfície, temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e radiação de ondas curtas. Além disso, as alturas de medição dos sensores acima da superfície da água foram necessárias. Maiores detalhes do equacionamento podem ser encontrados no Manual do Usuário (WOOLWAY, 2015).

3.6 Análise da estrutura térmica

A ação do vento sobre estrutura térmica do reservatório foi analisada pela estabilidade na coluna d'água e a profundidade da termoclina. A medida do grau de estabilidade foi dada pela frequência de Brunt Väisälä (N^2), também chamada de frequência de estabilidade determinada conforme Read *et al.* (2011) e Maes e O'kane (2014) pela seguinte formulação:

$$N^2 = \frac{-g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z} \quad (3.7)$$

em que g é a constante gravitacional e $\bar{\rho}$ a média da densidade na coluna d'água no tempo. A diferenciação da densidade em relação à altura foi aplicada considerando o epilímnio e o hipolímnio sendo ρ a densidade média e z a profundidade média em cada camada. As camadas epilímnio e o hipolímnio foram determinadas acima e abaixo da termoclina respectivamente. Quanto maior o N^2 mais estável é a coluna d'água. A profundidade da termoclina foi calculada usando um esquema baseado na mudança máxima de temperatura com relação à profundidade, metodologia usualmente empregada na literatura como por Read *et al.* (2011).

O cálculo do número de Wedderburn (W), um parâmetro que mede o balanço entre a força de flutuação do corpo d'água e a força do vento, foi introduzido para avaliar os movimentos verticais de água no lago. O W é geralmente usado para estimar a intensidade da ressurgência. O Número de Wedderburn, foi introduzido por Thompson (1980) para descrever

a probabilidade de eventos de ressurgência em condições estratificadas. Para $W \leq 1$, existe uma alta probabilidade de que a termoclina se incline para a superfície na extremidade contra o vento do lago e a água do metalímnio será arrastada para a camada de mistura da superfície, causando um aumento na profundidade da camada mista; caso contrário ($W > 1$), a camada de mistura irá aprofundar-se lentamente. O cálculo do W foi determinado conforme equacionamento apresentado por Shintani *et al.* (2010):

$$W = \frac{g' * h_1^2}{u_*^2 * L} \quad (3.8)$$

em que u_* é a velocidade de fricção sobre a água, g' a gravidade reduzida, h_1 é a profundidade do lago (30 m) e L o comprimento do eixo principal do lago (7 Km), mesma direção do vento durante a ocorrência do JBNN. A velocidade de fricção foi estimada por:

$$u_* = \left| 0.0013 \frac{\rho_a}{\rho_w} U_{10}^2 \right|^{1/2} \quad (3.9)$$

em que ρ_a é a densidade do ar, calculada pela equação: $\rho_a = P_{atm} \cdot 28.9644 / (T_a \cdot 8314.32)$, ρ_w a densidade da água e U_{10} o vento a 10 m. A gravidade reduzida é dada por:

$$g' = g \left(\frac{\rho_h - \rho_e}{\bar{\rho}} \right) \quad (3.10)$$

em que ρ_h é a densidade do hipolímnio, ρ_e a densidade do epilímnio e $\bar{\rho}$ é a densidade média na coluna d'água e g a gravidade. Por simplicidade ρ_h e ρ_e foram determinadas pela média das temperaturas abaixo e acima da termoclina respectivamente.

3.7 Modelagem hidrodinâmica e qualidade da água

3.7.1 Modelo ELCOM-CAEDYM

A qualidade da água em resposta a forçante meteorológica foi avaliada com a implementação do modelo ELCOM-CAEDYM. O modelo ELCOM-CAEDYM é uma ferramenta tridimensional de modelagem numérica, hidrodinâmica e termodinâmica acoplado a um modelo de qualidade da água (HODGES e DALLIMORE, 2014). O Modelo foi desenvolvido pelo *Centre for Water Research (CWR)* da *University of Western Australia (UWA)*. Trata-se de um modelo robusto e amplamente utilizado na literatura científica 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.

3.7.2 Modelagem

3.7.2.1 Domínio e configuração do modelo

O período selecionado para simular a resposta do sistema aquático às condições de ventos intensos e persistentes observados foi de 18 a 24 de setembro de 2016. O passo de tempo utilizado para os cálculos foi de 60 segundos, sendo este definido em função da resolução da grade batimétrica e a condição de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (GRATZIOU *et al.*, 2016). Os resultados foram programados para serem salvos a cada 20 passos de tempo.

A definição do domínio da simulação considerou o setor próximo a cidade de Guapé (Figura 8), visto a disponibilidades de dados na região. Foram considerados os limites de entrada e saída mostrados na Figura 7 e os dados da batimetria do setor pra discretizar a grade 3D da simulação. Os dados de batimetria foram adquiridos a partir de trabalhos anteriores realizados na região de Guapé. Os dados foram extraídos do trabalho de Costa (2016) e reamostrados a uma resolução horizontal de 100 metros utilizando o *software* ARCGIS 10.4. A resolução vertical para todas as simulações foi de 1 metro totalizando 61 camadas verticais.

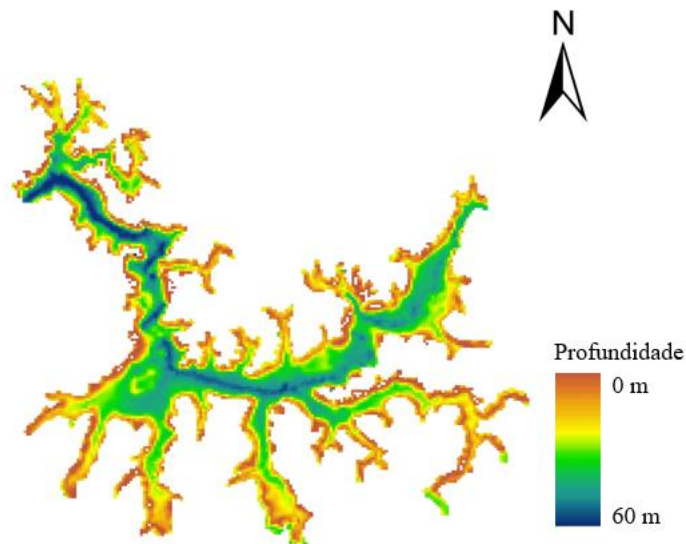


Figura 10 - Batimetria extraída do trabalho de Costa (2016) reamostrada para uma resolução horizontal de 100 m.

Na Tabela 4 são apresentados os módulos que compõem o modelo ELCOM. São mostrados também os módulos que foram selecionados para a simulação.

Tabela 4 - Configuração do modelo.

Modulo	Descrição	Opção
iheat_input	Controla a termodinâmica da superfície	Sim
iatmstability	Mantém a estabilidade atmosférica na termodinâmica de superfície	Sim
irain	Simula a entrada por precipitação	Não
iflow	Controla a vazão de entrada e saída	Sim
iunderflow	Controla vazão de subsuperfície	Não
ibubbler	Simula a formação de bolhas	Não
itemperature	Considera a temperatura como uma variável escalar transportável	Sim
isalinity	Considera a salinidade como uma variável escalar transportável	Não
idensity	Controla se a densidade é incluída na simulação	Sim
ijet	Controla descargas de água ou bombeamentos	Não
icaedym	Simula a qualidade da água	Sim
inonhydrostatic	Utiliza aproximação não hidrostática na simulação	Não
icoriolis	Permite considerar o efeito da força Coriolis na latitude em estudo	Sim
iretention	Simula o tempo de retenção da água	Sim
ilaketide	Simula o efeito de marés	Não
icaedym	Controla se o módulo de qualidade de água será utilizado	Sim

3.7.2.2 Processamento dos dados de entrada e parametrização utilizada

A primeira etapa consistiu em preparar os dados meteorológicos para a simulação. O modelo foi configurado para assumir as condições atmosféricas uniformes em todo o setor do reservatório. Pra tanto, foram feitas médias horárias das variáveis meteorológicas (Tabela 5). Nos períodos onde não foram feitas medidas pelos instrumentos do projeto (período antes da realização do campo) foram utilizados os dados da estação meteorológica cadastrada na base de dados do Weather Underground para complementar as séries temporais.

Tabela 5 - Medidas utilizadas para composição da média horária dos dados atmosféricos de entrada.

Variável	Dado
Temperatura*	Torre Ilha, Torre condomínio, LIDAR
Int. do Vento*	Torre Ilha, Torre Condomínio, LIDAR
Dir. do Vento**	LIDAR, Torre Condomínio
Radiação*	Torre Condomínio
Pressão*	LIDAR

* Média simples ($média = \bar{x}$). ** A média da direção do vento foi calculada pela média das componentes médias u e v no intervalo ($direção\ média = tg\left(\frac{v}{u}\right)$) convertido para ângulo meteorológico.

As condições iniciais para simulação no período foram estabelecidas com base nos dados limnológicos medidos e em valores de referência encontrados na literatura. A temperatura de entrada e de saída da grade foram consideradas constantes em todo o período, tais valores foram medidos na altura da termoclina as 0:00 horas, horário local (hl) do dia 21/09 na Boia Leste e Boia Oeste respectivamente. Para a condição inicial do perfil de temperatura foram tomados os dados das boias Leste e Oeste e Hotel para o mesmo horário (0:00 hl do dia 21/09). A Tabela 6 mostra os parâmetros limnológicos utilizados na construção dos arquivos de entrada para a simulação.

Tabela 6 - Parâmetros limnológicos

Profundidade (m)	0.50	10.00	20.00	45.00
Temperatura (°C)	24.67	24.43	23.27	20.73
Oxigênio Dissolvido (mg/L)	4.89	5.09	4.83	2.24
pH	7.21	7.27	7.10	6.81
Turbiditez (NTU)	1.20	0.98	1.37	1.77
Condutividade (µS/cm)	33.60	33.73	34.40	34.43
Matéria em suspensão (mg/L)	2.31	4.20	3.63	1.79
DOC (mg/L)	1.23	1.43	1.29	1.36
TOC (mg/L)	1.42	1.69	1.53	1.40
POC (mg/L)	0.19	0.26	0.24	0.09
DIC (mg/L)	3.26	3.29	3.72	4.71
NT (mg/L)	447.58	444.88	418.68	556.05
NO ₃ ⁻ (mg/L)	248.66	247.16	232.60	308.91
NH ₄ ⁻ (mg/L)	44.40	44.14	41.54	55.16
PT (µg/L)	28.75	28.14	30.51	37.17
PO ₄ ³⁻ (µg L ⁻¹)	3.99	3.91	4.24	5.16
Densidade Bactéria (cels.10 ⁶ .mL ⁻¹)	0.25	0.22	0.30	0.32
Biomassa Bactéria (µgC L ⁻¹)	5.00	4.49	5.94	6.30
Clorofila a (µgL ⁻¹)	2.90	3.53	3.70	1.35
Biomassa Carbono Total Fito (µgCL ⁻¹)	122.33	26.32	12.22	2.06
Densidade Fito (ind mL ⁻¹)	1805.00	1297.00	989.00	135.33

Foi considerada apenas uma entrada de água no reservatório e as vazões de entrada e saída (*outflow e inflow*) foram consideradas iguais. A vazão média diária foi calculada com base nos dados de vazão coletados na base de Dados da ANA. Os parâmetros utilizados para quantificar as variáveis no modelo foram assumidos com base na literatura e estão sintetizados na Tabela 7 para facilitar a visualização.

Tabela 7 - Parametrização utilizada na simulação.

Parâmetro	Valor	Referência
Albedo para radiação de ondas longas	0.03	Slater (1980)
Coefficiente de arrasto do fundo (1 m)	0.001	Wüest e Lorke (2003)
Coefficiente de arrasto do vento	0.001	Hicks (1972)*
Coefficiente de extinção da radiação fotos sinteticamente ativa (PAR)	0.5	Nascimento (2010)**
Coefficiente de extinção da radiação na região do infravermelho próximo (NIR)	2.0	Curtarelli et al 2014a
Coefficiente de extinção UVA	1.0	Curtarelli et al 2014a
Coefficiente de extinção UVB	2.5	Curtarelli et al 2014a
Coefficiente de transferência calor sensível	0.00143	Hicks (1972)*
Coefficiente de transferência de calor latente	0.00143	Hicks (1972)*
Difusividade	5.25	Pacheco et al. (2011)
Refletividade dos sedimentos	0.9	Curtarelli et al 2014a

* Valores considerando a atmosfera neutra e vento medido a 10 m de altura. ** Valores observados para o reservatório da UHE Itumbiara em maio de 2009. *** Valor obtido para o reservatório de Manso/MT, considerando o reservatório isotrópico.

Para a verificação dos resultados, foi aplicada uma análise estatística comparando a temperatura da água simulada e observada. Foram selecionados da simulação os valores de temperaturas no tempo e na profundidade em que foram realizadas as medidas em campo. A seleção para a comparação foi feita para as três posições em que foram realizadas as medidas (Hotel, Leste e Oeste). A busca nos resultados da simulação gerou perfis com o mesmo número de profundidades e número de tempo em que foram feitas as medidas. As estatísticas usadas para determinar a eficiência do modelo foram aplicadas nestes perfis de temperatura encontrados. As metodologias utilizadas foram: a proposta por Pielke e Roger (2002), a mesma empregada na comparação Lidar – ERA5 (item 3.2.4 da metodologia) e o coeficiente de Nash–Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970).

Em limnologia o coeficiente de Nash–Sutcliffe (E_{NS}) é amplamente utilizado para a comparação do dado observado e modelado. O E_{NS} é uma estatística normalizada que determina a magnitude relativa da variância residual em comparação com a variância dos dados medidos (NASH e SUTCLIFFE, 1970).

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - s_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2} \quad (3.11)$$

em que i é o número de profundidades usados na comparação, o_i os valores de temperatura observados em cada profundidade, s_i os valores de temperatura simulados em cada profundidade e \bar{o} a média da temperatura observada na coluna d'água.

O coeficiente E_{NS} indica o quão bem o gráfico de dados observados versus simulados se ajusta à linha 1:1. As eficiências de Nash-Sutcliffe variam de -Infinito a 1. Essencialmente, quanto mais próximo de 1, mais preciso é o modelo. $E_{NS} = 1$, corresponde a uma combinação perfeita para os dados modelados e observados. Ainda conforme Silva et al. (2008), quando o valor de E_{NS} for maior que 0,75, o desempenho do modelo é considerado bom. Para valores de E_{NS} entre 0,36 e 0,75, o desempenho é considerado aceitável, enquanto valores de E_{NS} inferiores a 0,36 fazem com que o modelo seja julgado como inaceitável.

Além disso, foram separados os períodos: i) antes do início do evento (21/09/2016 21:00), ii) depois do início do evento e iii) todo o período. Para cada período foi construído um gráfico de dispersão contendo todos os perfis de temperatura, calculado o coeficiente de determinação (r^2) e o erro médio (ME).

3.8 Elaboração de cenários

3.8.1 Padrões de jatos encontrados

Foram também realizadas simulações variando a intensidade e duração do JBNN. Nestes primeiros cenários o objetivo foi identificar os efeitos na coluna d'água dos casos de JBNN encontrados no período de setembro de 2016 a fevereiro de 2018. Para tanto foram considerados a duração e intensidade média dos jatos (Tabela 8) e a direção predominante do jato (ventos de leste). Para construção da série de velocidade e direção foi feito uma média diurna dos dados de intensidade do vento medidos na torre condomínio e no flutuante e selecionada nos dados a variação da direção do vento para um dia de céu claro. O dia selecionado foi o dia 25 de setembro de 2016. Com este resultado foi montada uma série temporal de 8 dias (os mesmos da simulação anterior) e inserido o padrão do jato encontrado.

O padrão de vento do jato foi inserido usando uma interpolação cúbica em que as coordenadas y e x representaram a intensidade do vento e duração do evento, respectivamente. Para a construção da curva (que representa a intensidade do vento durante o jato) foram determinados os valores da velocidade média diurna do vento às 21 horas (tempo 1) a velocidade média do jato (Tabela 8) e a velocidade média diurna do vento no horário equivalente à soma do tempo 1 e a duração do jato (21h + duração do jato = tempo 2). A partir desses três pontos foi aplicada a função interpolação cúbica do *Matlab* e gerado os valores da intensidade do vento do tempo 1 até o tempo 2 em intervalos de 1 hora. A curva gerada foi

inserida a partir das 21 horas do dia 21 na série temporal construída com a média diurna. Este procedimento foi adotado para minimizar o efeito de uma mudança abrupta da intensidade do vento. As demais variáveis de entrada do modelo foram consideradas as mesmas da simulação do jato ocorrido no dia 22/09/2016.

Tabela 8 - Padrão de duração e intensidade média dos jatos encontrados entre setembro de 2016 e janeiro de 2018.

Duração (h)	Velocidade média (m/s)
1	5,5
2	6,9
3	8,4
4	6,9
5	7,0
6	6,3
7	5,7
8	6,4
9	8,5
10	6,6
11	9,3
12	7,6

3.8.2 Variação de intensidade e direção do vento

Nesta segunda etapa de criação dos cenários o objetivo foi verificar o efeito de diferentes valores de intensidade do vento e direção para casos hipotéticos de jato. A resposta do lago foi avaliada de forma similar ao item 3.8.1. Para a construção das séries temporais de velocidade e direção do vento foram considerados jatos, com duração de 2 e 9 horas e intensidades de 4, 6 e 9 m/s. Para cada caso foi considerado durante a ocorrência do jato a direção do vento paralela e perpendicular ao *fetch*, ventos de leste e ventos de sul respectivamente. A metodologia usada para a construção das séries foi a mesma empregada no item anterior.

4. RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos ao longo do trabalho. Primeiramente são apresentados os resultados relativos à comparação dos dados da reanálise do ERA5 e os dados medidos em campo (item 4.1) seguido da caracterização e descrição do sistema de vento intenso e persistente observado no campo em setembro de 2016 (item 4.2) e a frequência de ocorrência do jato no período de setembro de 2016 a fevereiro de 2018 onde também foram mostrados as características do vento em superfície durante o desenvolvimento do jato (item 4.3). Posteriormente são apresentados os resultados relativos à avaliação da estrutura térmica do lago durante a configuração do jato (item 4.4). O item 4.5 apresenta os resultados da simulação hidrodinâmica do lago tendo como condição de contorno as variações meteorológicas medidas durante o desenvolvimento do jato. É mostrada a validação do modelo e as mudanças na estrutura térmica e química. Por fim, no item 4.6 são apresentados os resultados relativos às simulações de controle onde foram criados cenários hipotéticos para verificar a resposta da estrutura térmica do lago e relação a direção intensidade e duração do vento no sistema lacustre.

4.1 Comparação dos dados do ERA5 e dados medidos

A análise estatística (Tabela 9) permitiu verificar que os dados da reanálise melhor se ajustaram aos dados medidos para as alturas mais afastadas da superfície. A análise dos critérios propostos por Pielke mostrou que o segundo e terceiro critério ($RMSE < \sigma_{obs}$ e $RMSE_{ub} < \sigma_{obs}$) foram cumpridos para as alturas de: 200, 139 e 79 m. O terceiro critério, relação entre os desvios padrões, teve melhor resultado para a altura de 200 metros.

Tabela 9 - Resultado das estatísticas comparando os dados do LIDAR e ERA5. Na última coluna da tabela os números em vermelho indicam que os valores do índice DPIELKE são menores que 2 satisfazendo o critério proposto por Hallak e Pereira Filho (2011). Na tabela é mostrado a profundidade (Prof.), o índice de correlação de Pearson (r), o índice de concordância de Wilcoxon (d) o erro médio (ME), a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio (RMSE_{bias}), a raiz do erro médio quadrático (RMSE) o desvio padrão observado e simulado (σ Lidar e ERA5) e o índice sintetizando a metodologia proposta por Pielke e Roger (2002) (DPIELKE).

Prof.	r	d	ME	RMSE _{bias}	RMSE	σ LIDAR	σ ERA	DPIELKE
200	0,63	0,835	0,32	2,21	2,23	2,76	2,32	1,76
139	0,59	0,829	0,08	2,26	2,25	2,74	2,05	1,89
79	0,56	0,825	-0,11	2,28	2,28	2,75	1,8	2,03
10	0,57	0,745	-1,43	2,21	2,64	2,63	0,94	2,48

A avaliação pela formulação proposta por Hallak e Pereira Filho (2011) mostrou que apenas nas alturas de 200 e 139 m o índice DIELKE apresentou valores menores que 2, indicando que a reanálise do ERA5 pode representar o dado medido. Em 200 e 139 m, os valores de correlação foram de 0,63 e 0,59 respectivamente, ambos significativos para um nível de significância de 0,025. O índice de concordância de Wilmont foi de 0,83% e 0,82% para as mesmas alturas respectivamente.

Similar ao que foi verificado na avaliação estatística, a comparação visual (Figura 11), permite observar que as curvas (ERA5 e lidar) são mais próximas para o nível de 200 m (Figura 11d). As maiores diferenças são observadas em superfície e podem ser explicadas pela complexidade das forçantes que modulam a circulação na camada limite inercial, o número de medições/estimativas usadas para compor a reanálise e a resolução dos dados da reanálise.

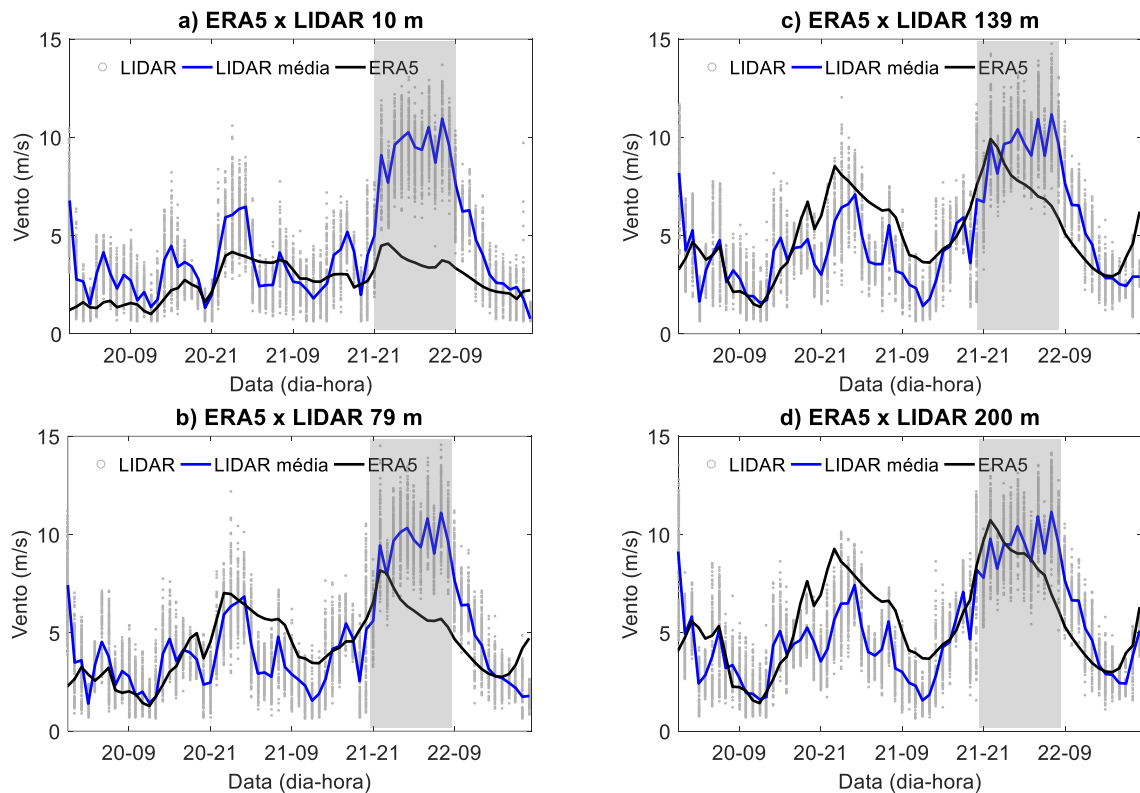


Figura 11 - Comparação das estimativas de velocidade do vento feitas com o Lidar e ERA5 para as alturas de 10m (a), 79m (b), 139m (c) e 200m (d). Os marcadores cinzas indicam a medida em alta frequência do Lidar dentro do horário em que foi calculado a média, a curva azul a média horária do lidar e a curva preta a série temporal da reanálise. No eixo a data está em horário local. A região sombreada indica a ocorrência do JBNN.

Também é observado na comparação que a reanálise subestima o número de horas com vento acima de 8m/s, comparado às estimativas de vento feitas com o lidar. As maiores

diferenças entre os dados da reanálise e as estimativas do Lidar foram verificadas nos horários de ocorrência do vento intenso (intervalo sombreado na Figura 11), inclusive em superfície. No período de ocorrência do JBNN (21-21 e 22-09) pode-se notar que o perfil do Lidar é de um vento relativamente uniforme desde 10 m até 200 m, enquanto o perfil da reanálise mostra uma clara redução da velocidade em 79 e 10 m. Isso significa que a reanálise indica um fluxo de momentum mais intenso da atmosfera para a superfície.

4.2 Caracterização do JBNN

A aplicação dos métodos propostos por Wei et al. (2013) para identificação do jato mostrou que das 22 horas do dia 21 às 06 horas do dia 22, os critérios 1A, 2, 4 e 5, apresentados na Tabela 3, indicaram simultaneamente a presença do jato. Nesses horários o vento a 10 m estimado pelo LIDAR foi persistente e da ordem de 8 m/s, como observado na Figura 12. Os métodos 1A e 5 foram usados para identificação de casos de jatos no Brasil (SANTOS *et al.*, 2008; MARTINS, 2011).

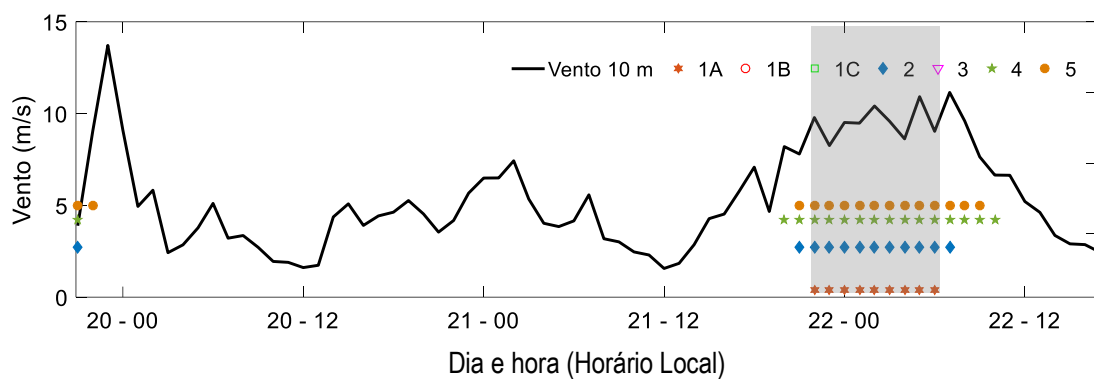


Figura 12 - Ocorrência do JBNN de acordo com os métodos listados na Tabela 3 (os marcadores coloridos indicam que o critério foi cumprido) e vento médio horário estimado pelo LIDAR, (linha preta). A região sombreada indica a ocorrência do JBNN.

A variação temporal da intensidade de vento obtida da reanálise entre os dias 19 e 25 de setembro de 2016 (Figura 13) permite identificar a presença de núcleos com máximos de vento no período noturno próximo à altura de 500 m. É notório que no dia 22, por volta das 00h h1 os ventos são mais intensos e o núcleo é visivelmente maior, ou seja, o vento é intenso persiste por mais tempo. Nesse horário, a magnitude do vento dentro do núcleo concorda com o critério proposto por Bonner (1968), usado para classificação do JBNN. De acordo com o autor, o vento máximo (vento observado na altura do nariz do jato) para configuração do jato deve ser maior que 12 m/s.

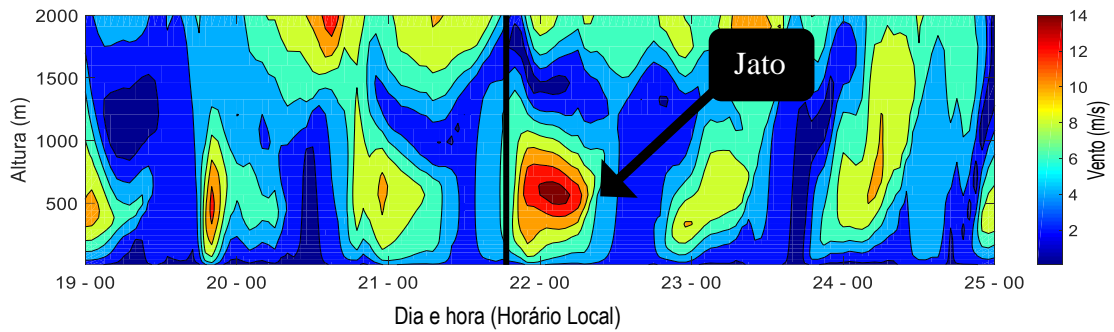


Figura 13 - Evolução temporal da magnitude do vento no ponto de grade mais próximo ao local onde foram feitas as medidas com o Lidar. A linha preta na vertical indica o horário em que os critérios mostraram a ocorrência do JBNN.

A ocorrência do jato está associada a mecanismos que favorecem a intensificação do vento. A análise sinótica (Figura 14) na noite da ocorrência do evento mostrou a presença de uma frente fria a norte da região e a presença de uma alta pós frontal com centro em 35 S e 40 O (Figura 14a). No campo de pressão é observado centro da alta pressão, este centro de alta pressão afastou-se do continente em relação aos períodos anteriores a formação do jato, porém, ainda exerceu influência sobre a região onde se localiza o lago. A carta de 850 hPa (Figura 14b) mostrou a atuação de um anticiclone e ventos acima de 20 nós (10,3 m/s) de leste. Em altos níveis (Figura 14bc e Figura 14d) o padrão sinótico mostra também a presença do jato subtropical.

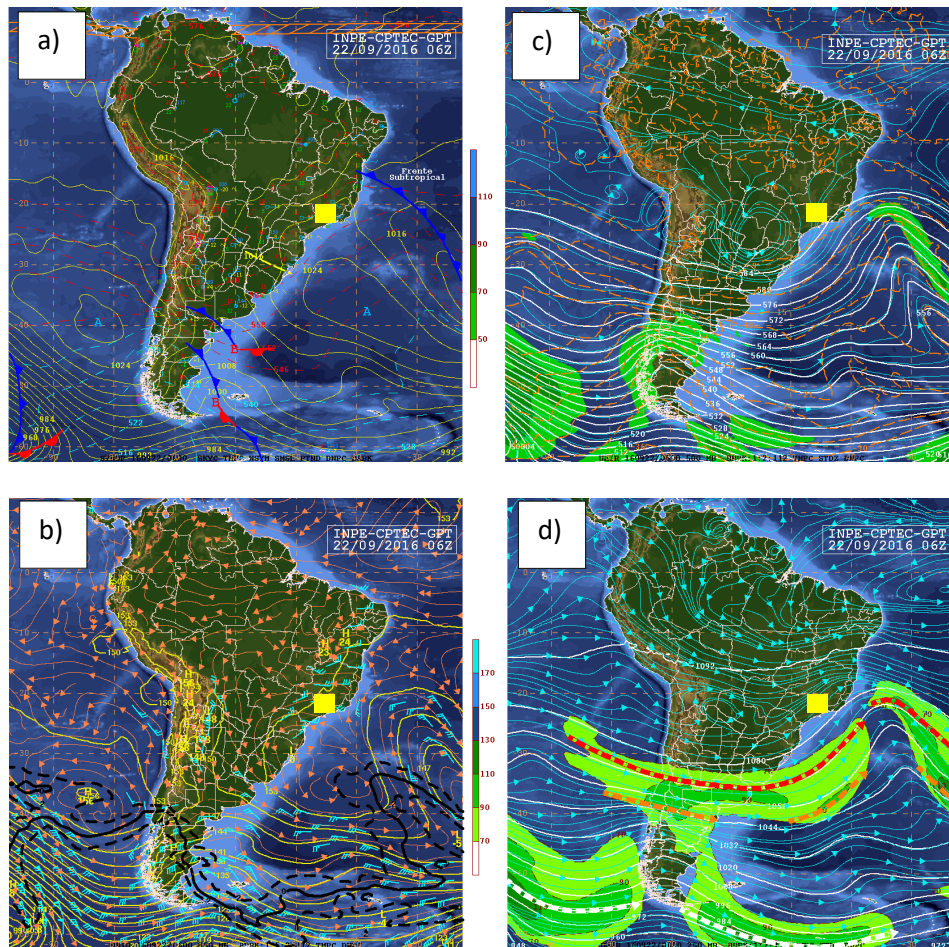


Figura 14 - Carta sinótica, dia 22/09/2016 as 06Z. a) Carta de superfície; b) carta de 850 hPa; c) carta de 500 hPa; d) carta de 250 hPa. Fonte: CPTEC-INPE. A marcação no mapa (quadrado amarelo) indica a posição da região do lago de Furnas.

Um fator que também pode estar associado a configuração de jatos é o relevo. Na direção sudeste do lago está localizada a Serra da Mantiqueira, porção mais elevada em comparação com a região do lago (Figura 6). A Figura 15b mostra o perfil de temperatura na direção perpendicular ao eixo principal do setor do reservatório (setor estudado). A linha em que foi extraído o perfil é mostrada na Figura 15a. Próximo a montanha (Serra da Mantiqueira) o ar é relativamente mais frio para um mesmo nível na região do lago (Figura 15b). Essa configuração gera um gradiente de pressão na direção da Serra da Mantiqueira, que teoricamente induz ventos da serra soprando na direção do reservatório.

Observa-se na Figura 15c que em 3 km o vento sopra para norte na região próxima ao lago (marcador preto no mapa) e para oeste em 500 m (Figura 15d). Na comparação fica claro que em 500 m o vetor vento apresenta maior magnitude. No tempo o vetor vento em 500 m

rotaciona para à esquerda da direção do vento observado logo após o pôr do sol, movimento característico da teoria da oscilação inercial proposta por Blackadar (1957).

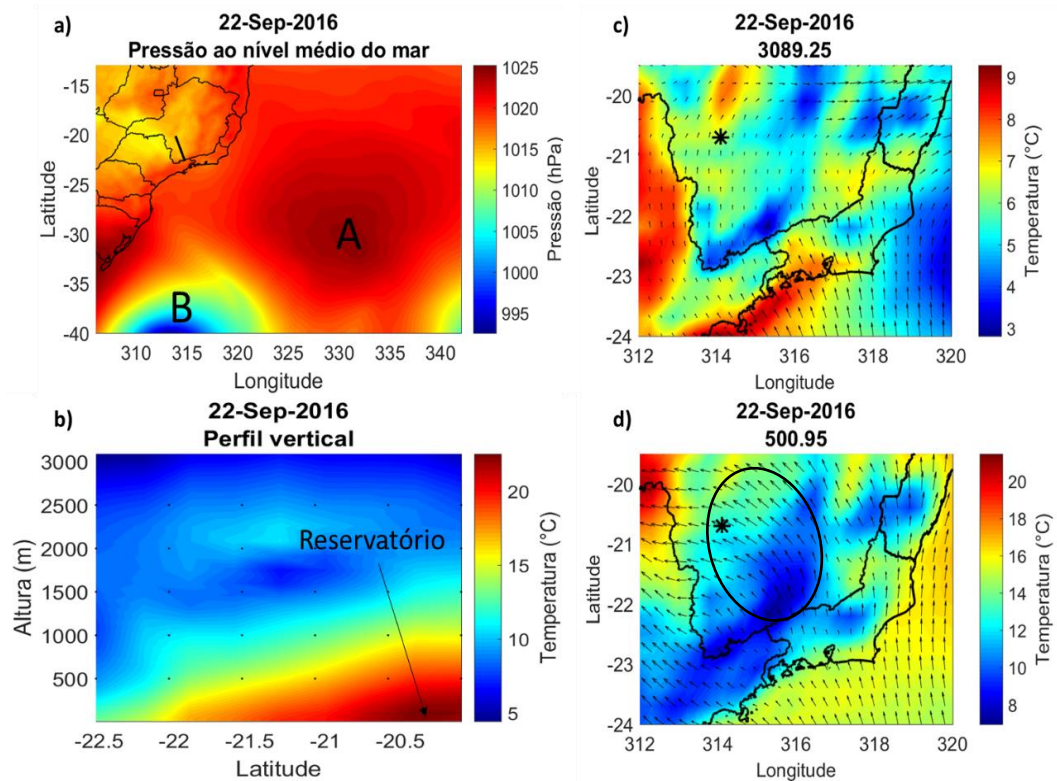


Figura 15 - Variáveis extraídas do ERA5 para o dia 22 de setembro de 2016 as 21 horas, a) pressão ao nível médio do mar; b) corte vertical de temperatura. A localização onde foi extraído o corte é mostrado em (a), linha preta; c) e d) mapa da direção do vento e da temperatura para as alturas de 3000m e 500m, o marcador (*) no mapa indica a posição do reservatório.

A oscilação inercial proposta por Blackadar (1957) usada individualmente não explica a formação do jato. Para as coordenadas da região do lago o período inercial ($P = 2\pi/2\Omega\sin(\varphi)$) é de aproximadamente 33,8 horas. De acordo com a teoria, a formação do jato aconteceria $P/2$ horas após o pôr do sol (≈ 17 horas), no entanto o desenvolvimento do jato aconteceu aproximadamente 3 horas após o pôr do sol.

O caso em estudo, se desenvolve em terreno inclinado, como já discutido anteriormente. Du e Rotunno (2014) propuseram um modelo analítico simples incluído a forçante térmica diurna característica de terrenos inclinados (mecanismo Holton) e a fricção da camada limite (mecanismo Blackadar) para explicar a amplitude e fase dos JBNN observadas numa região inclinada próximo as Grandes Planícies dos EUA. Os mecanismos geradores do jato contribuem para a redução do período inercial e a sua ocorrência. O equacionamento considerando as duas

forçantes pode reduzir o período inercial e explicar a formação do jato. Estudos futuros irão abordar essa temática.

As características locais na região do reservatório também podem favorecer a intensificação do vento em superfície. A configuração do relevo ao entorno do lago induz a canalização do vento como mostrado por Assireu *et al.* (2011). O relevo em forma de calha alinhado com o eixo principal do reservatório na direção leste-oeste (Figura 6) somado a direção predominante do vento (vento de leste) favorece a sua intensificação em superfície nessa direção.

A Figura 16 mostra a diferença de temperatura ar-água. As medidas de temperatura do ar foram extraídas de sensores suspensos por um balão fixado em uma boia (Boia Hotel) e as medidas de temperatura da água do sensor de temperatura mais próximo a superfície da cadeia de Termistores fundeada na mesma posição. As diferenças de temperatura chegaram a 5°C no início da manhã e -10°C durante a tarde, tal característica mostra que existe um aquecimento diferencial marcante (lago e superfície ao entorno). Potes *et al.* (2017) usaram o critério de diferença de temperatura ar-água $> 7^{\circ}\text{C}$ e velocidade do vento $< 3,5 \text{ m/s}$ para identificar dias com ocorrência de brisa, os autores utilizaram dados de temperatura da água e do ar de uma plataforma fundeada sobre o lago. A diferença de temperatura acentuada, similar ao proposto pelos autores foi observada nos dois dias durante a noite ultrapassando os 5°C de diferença. Durante o dia o ar permanece relativamente mais quente que água, o contrário é observado a noite. A diferença de temperatura permite que durante a noite exista um fluxo de calor da superfície para a atmosfera. Essa característica local induz uma circulação lacustre. Reis *et al.*, (2018) mostraram através da modelagem atmosférica o aquecimento diferencial entre o lago de Furnas e a superfície no entorno e a ocorrência de circulação característica de brisa lacustre.

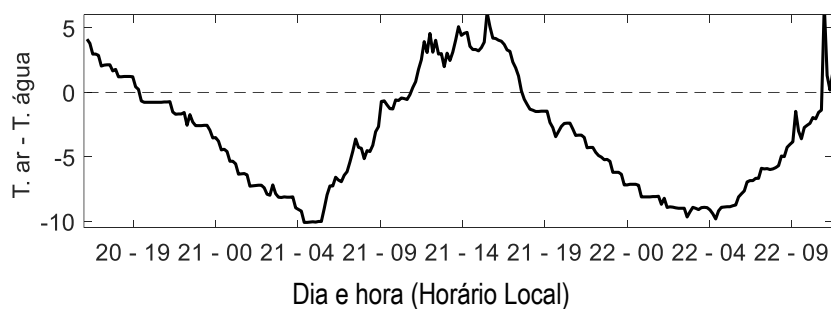


Figura 16 - Diferença de temperatura entre água e ar adjacente (T. do ar -T. da água).

Os dados em superfície mostram que o jato está associado a ocorrência de ventos fortes também em superfície. As estimativas do LIDAR mostram ventos superiores a 8 m/s entre às 21 h do dia 21 e por volta das 10 horas do dia 22 (Figura 17), período de ocorrência do jato. O vento intenso se distribui em toda ao longo de toda coluna da atmosfera em que foram feitas as médias. O proporcional a energia cinética turbulenta média no período de ventos intensos se manteve relativamente maior que nos demais horários, isso indica que ocorreu um processo de mistura na CLA. Outra característica que foi observada é a presença de velocidade vertical positiva no período (Figura não apresentada). Outro caso de vento intenso com as mesmas características também pode ser observado na noite do dia 19, entretanto, este teve duração de 2 horas aproximadamente.

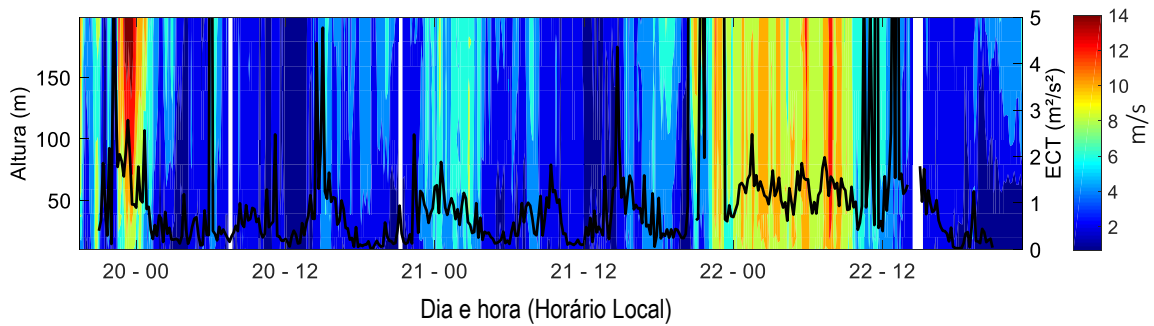


Figura 17 - Variação temporal e vertical da intensidade do vento horizontal (preenchido) e energia cinética turbulenta (linha preta).

A fim de caracterizar o vento em superfície, a relação DC (Figura 18a) mostra que durante ocorrência do jato a direção do vento é praticamente constante. O valor do índice DC próximo de 1 indica uma mínima variação direcional durante o evento. A velocidade de fricção (Figura 18b) determinada pela equação (8) também foi relativamente alta nos horários com a presença do Jato.

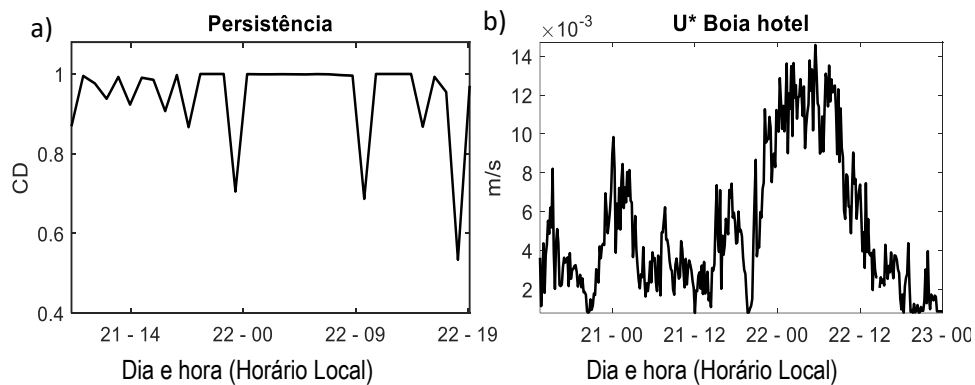


Figura 18 - a) Constância do vento (CD) e b) Velocidade de fricção.

A ocorrência do jato é caracterizada por um padrão de vento intenso e unidirecional na CLA (em particular na altura do nariz do jato), que somado as características da região ao entorno do Lago de Furnas favorece também ocorrência de vento intenso poucos metros acima da superfície, como observado em campo e discutido acima. A tensão do vento sobre a lâmina d'água transfere energia para o lago e pode provocar alterações na estrutura térmica, na qualidade da água e ainda provocar a agitação da superfície. Jin e Wang (1998) verificaram uma boa correlação entre as ondas de superfície e o stress do vento na superfície em um estudo no Lake Okeechobe na Florida – Estados Unidos. A exemplo dessa condição da superfície influenciada pelo vento podem ser citados as condições do lago de risco à navegação que foi observada no campo. Nas próximas seções serão mostradas as análises dos dados coletados em campo, a ocorrência de outros casos de JBNN e a modelagem hidrodinâmica do sistema tendo como condição de contorno as características do jato.

4.3 Características da ocorrência dos jatos

De setembro de 2016 a fevereiro de 2018, foi feita uma busca nos dados da reanálise do ERA5 de casos de JBNN usando a metodologia proposta por Wei et al., (2013). Foi considerado a presença do jato os perfis de vento em que os critérios 1A, 2, 4 e 5 apresentados na Tabela 3 indicaram simultaneamente a presença do jato. Essa consideração foi feita seguindo os critérios que indicaram a presença do jato no caso piloto aqui estudado. Os resultados mostraram que os casos de JBNN se concentram de julho a dezembro (Figura 19a). Nos estados unidos a climatologia de JBNN desenvolvida para as grades planícies dos Estados Unidos (EUA) (Mitchell *et al.*, 1995; Song *et al.*, 2005) aponta maior ocorrência de jatos na estação quente, de março a setembro, primavera e verão no hemisfério norte. No Brasil Martins (2011) estudou casos de JBNN que ocorreram nos meses de setembro e janeiro, Santos *et al.* (2008) estudou um caso de jato intenso observado em janeiro, verão austral.

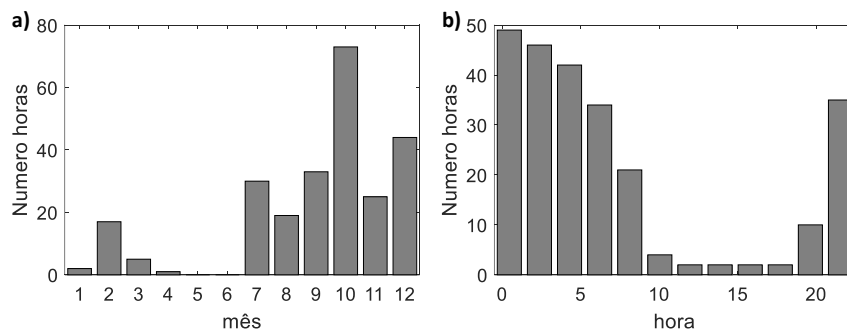


Figura 19 - a) Frequência mensal de ocorrência de JBNN; b) Frequência horária de ocorrência de JBNN.

Os perfis característicos de jatos foram observados predominantemente durante a noite e primeiras horas, após o nascer do sol, entre 21:00 e 8:00 horas horários locais (Figura 19b). Essa característica confirma o que vem sendo descrito na literatura: o JBNN se desenvolve durante a noite, acima da CLN e perde força no início da manhã por causa do aquecimento (HEINOLD *et al.*, 2015). Quando cessa a radiação solar a atmosfera tende a se tornar estável, criando condições para a ocorrência da oscilação inercial que junto aos demais mecanismos estão ligados a formação do jato. No nascer do sol o aquecimento da superfície favorece condições de instabilidade e o jato perde força.

A intensidade dos JBNN tem sido estudada sobretudo avaliando a altura do nariz do jato e a velocidade do vento nessa altura (SHU *et al.*, 2018). Existem poucos estudos que avaliaram a duração do evento e os efeitos em superfície. Alguns exemplos encontrados são trabalhos desenvolvidos por: Mitchell *et al.* (1995), Song *et al.* (2005), Klein *et al.* (2016). No período analisado foram encontrados 61 casos de JBNN (Figura 20a). A maior parte destes teve duração de 1 hora, ou seja, apenas um perfil se adequou aos critérios propostos. Não foi aplicado uma metodologia para investigar os casos de 1 hora, como por exemplo, se estes casos estão associados a tempestades. Entretanto a metodologia apresentada identifica no perfil de vento características distintas do que seria ventos provocados por convecção.

Foram encontrados também jatos com duração entre 2 e 12 horas. Excluindo os casos de 1 hora, as maiores frequências são observadas para os jatos de 3 e 6 horas respectivamente. Diferente do resultado observado neste trabalho, Mitchell *et al.* (1995) verificaram na climatologia de JBNN nas Grandes Planícies do centro dos Estados Unidos eventos com duração entre 2 e 4 horas. Song *et al.* (2005) encontrou jatos com duração máxima de 6 horas na estação quente no sul das Grandes Planícies dos Estados Unidos.

As características locais da região de estudo favorecem que os ventos sejam mais intensos próximo à superfície. A Figura 20b mostra a distribuição da intensidade do vento a 10 m relacionada a duração dos jatos. O JBNN com maior intensidade média em superfície teve duração de 11 horas, seguido pelos casos de 3 horas. Contrapondo o que foi observado por Mitchell *et al.* (1995), onde foi mostrado que quanto maior a duração menor a intensidade dos ventos, no presente estudo os resultados não indicaram um padrão claro de variação da intensidade em superfície com relação à duração dos jatos.

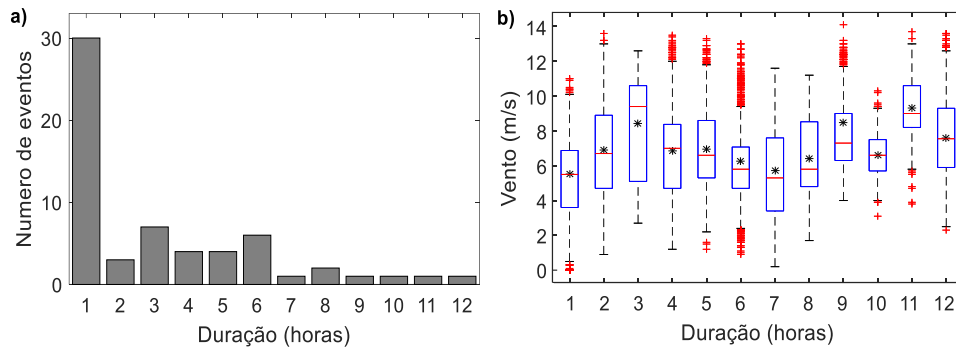


Figura 20 - a) Frequência de duração do evento em horas e b) *Box-plots* da distribuição do vento em superfície medidos na torre condomínio relacionadas com a duração do evento. O marcador (*) indica a média da intensidade dos jatos relacionados a determinada duração. Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers. Outliers são também mostrados.

A Figura 21 apresenta a distribuição mensal da intensidade do vento durante o período em que foram realizadas as medidas apenas nas torres e selecionando os horários com maior ocorrência do JBNN (durante a noite entre às 21 e 9 horas). A distribuição do vento para o mês de setembro é a que apresenta maiores intensidades (Figura 21).

A comparação das Figura 20b e Figura 21 mostra padrões de ventos mais intensos para os horários com ocorrência de JBNN em relação à intensidade média do vento durante a noite, nos horários típicos com ocorrência do jato. Klein *et al.* (2016) não identificaram variações do vento em superfície durante as noites com formação do JBNN, entretanto, encontraram uma relação nos horários com ocorrência do jato com o cisalhamento do vento em superfície. Diferente deste resultado neste trabalho a observação em superfície mostram intensidades do vento relativamente maiores durante o jato.

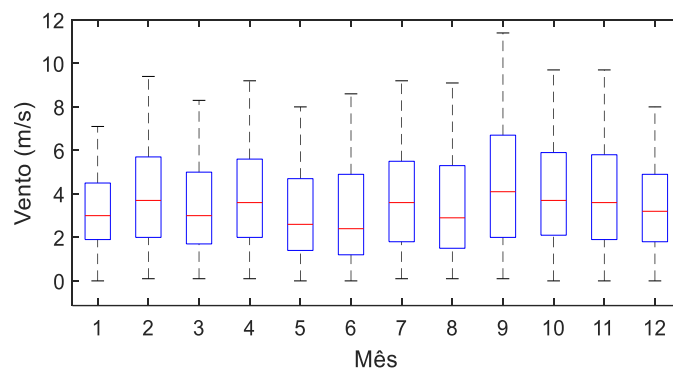


Figura 21 - *Box-plots* da distribuição dos ventos medidos na torre ilha e na torre sobre o flutuante nos horários com maior ocorrência do jato durante a noite entre as 21 e 9 horas). Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers.

A Figura 22 mostra a rosa-dos-ventos nos horários em que foi identificada a ocorrência do jato (Figura 22a) e para todo o período de dados (Figura 22b). Assim como no JBNN observado em setembro de 2016 durante a ocorrência dos jatos a direção predominante dos ventos é de leste alinhada com o eixo principal do reservatório como mostrado na rosa-dos-ventos na Figura 22a. Essa característica na direção do vento permite a canalização e intensificação do vento pelo relevo. O vento alinhado com a direção do eixo principal do reservatório é canalizado pelo relevo (ASSIREU *et al.*, 2011; REIS *et al.*, 2018). Para estes horários a frequência de ventos acima de 6m/s em superfície é alta. Quando analisado o período total existe uma maior distribuição da direção do vento, apesar de a direção predominante ainda ser de leste (devido às características da circulação local) e a frequência de ventos acima de 6 m/s é relativamente menor.

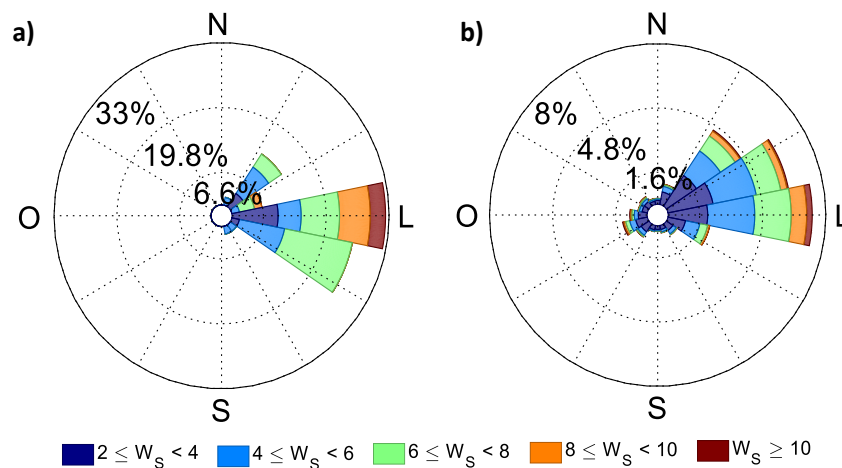


Figura 22 - a) Rosa dos ventos para os horários onde foi identificado o JBNN extraída dos dados da Torre Condomínio, b) Rosa dos ventos de todo o período de medição na Torre.

4.4 Interação lago atmosfera

A dinâmica dos lagos é governada por forçantes térmicas e mecânicas. As forçantes térmicas estão relacionadas às trocas radiativas convectivas latentes e turbulentas com o ambiente. Por outro lado, as forçantes mecânicas estão relacionadas à transferência de energia, principalmente do vento e da entrada/saída de água do sistema. Estas forçantes modulam a estrutura térmica dos reservatórios condicionando influências de uma série de parâmetros físico-químicos importantes na dinâmica biológica do sistema (SAMPAIO *et al.*, 2008).

A Figura 23 e a Figura 24 mostram a evolução temporal do perfil de temperatura e da profundidade da termoclina, respectivamente, nos três pontos onde foram realizadas as

medidas: Boia Leste, Boia Oeste e Boia Hotel. A profundidade da termoclina no período anterior ao início do jato permanece em torno de 10 metros de profundidade. Valores similares foram observados por Sampaio *et al.* (2008) no mesmo setor do lago.

Os dados de temperatura em diferentes níveis mostraram que a ocorrência do jato (caracterizado pelo vento intenso) forneceu energia suficiente para o processo de mistura na coluna d'água. Na boia oeste (Figura 23c), localizada no final do *fetch* é observado um forte afundamento da termoclina (Figura 24) indicando um padrão de mistura. Na boia Leste (Figura 23b) existe um acúmulo das águas mais frias nas camadas mais profundas. Na Boia Hotel (Figura 23a) também foi observado que, após o evento, ocorreu uma mistura na coluna d'água e um pequeno afundamento da termoclina (Figura 24). Entretanto como é uma região mais abrigada (um pequeno braço de água perpendicular ao eixo principal do reservatório no setor) as mudanças não foram muito expressivas. Como as medições de temperatura são realizadas em intervalos discretos, a resolução vertical das estimativas de termoclina foram limitadas pela resolução das medições.

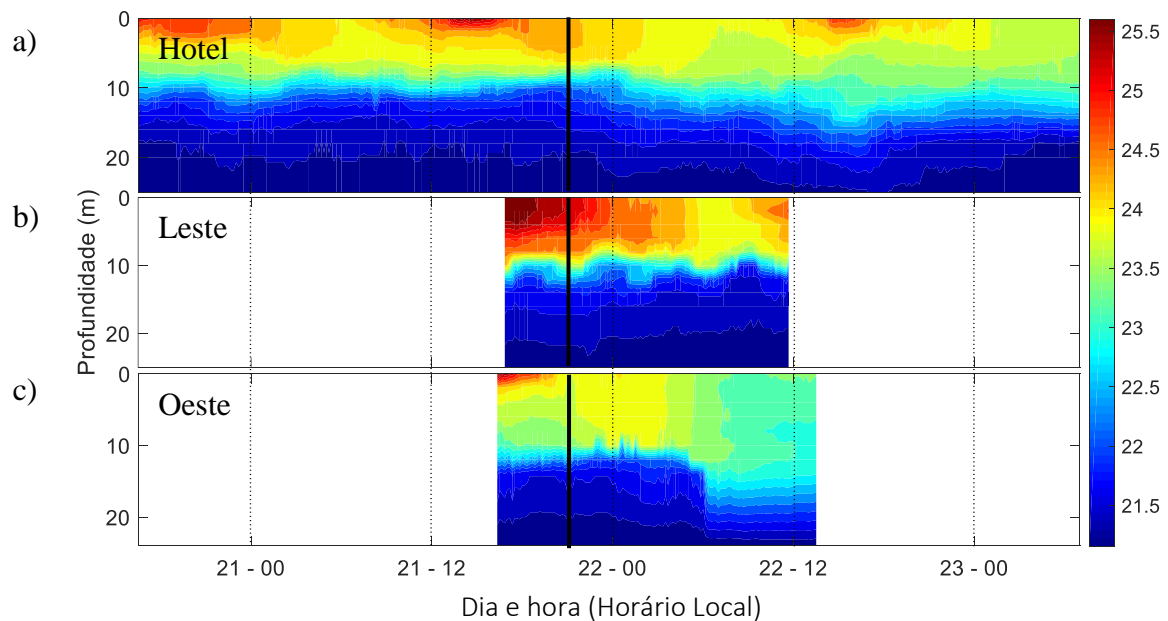


Figura 23 - Evolução temporal e vertical da temperatura da água (a) Hotel, (b) Leste e (c) Oeste. A linha preta indica o início do jato.

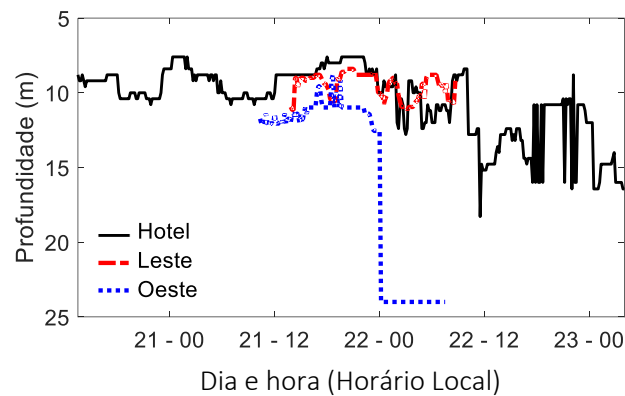


Figura 24 - Altura da termoclina observada para os perfis de temperatura medidos nas posições: Boia Oeste, Boia Leste e Boia Hotel.

Os lagos variam em grau de estratificação (medida pela frequência de empuxo de Brunt-Väisälä – N^2) em até nove ordens de magnitude (AND e LORKE, 2003), resultando em variações substanciais na energia necessária para quebrar a estratificação. A estratificação pode, portanto, variar em escalas globais e regionais, à medida que fatores destrutivos, como o vento são observados (MCGOWAN e STURMAN, 1996). A Figura 25a mostra a variação da frequência de Brunt-Väisälä entre os dias 20 e 23, os valores permanecem relativamente menores durante a noite e apresentam as maiores frequências durante o dia. A Figura 25b mostra a diferença do N^2 , calculados para a região do hotel entre 24 horas antes e 24 horas depois do início do jato. As diferenças são negativas e se mantêm entre 0 e -5×10^{-5} , indicando menores frequências durante e depois da ocorrência do evento. Essas variações indicam maior instabilidade na coluna d'água durante o jato o que favorece o processo de mistura.

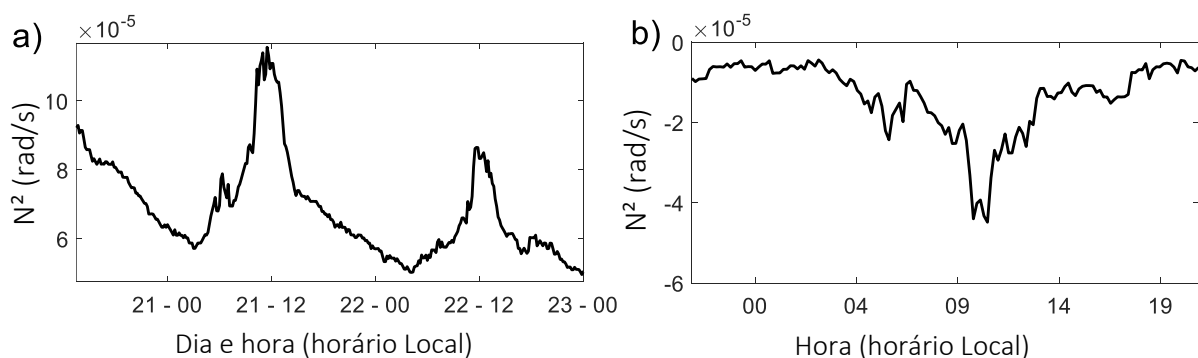


Figura 25 - a) Frequência de Brunt Väisälä e b) diferença de N^2 24 horas a partir do início da ocorrência do jato (21/09 21:00 - 22/09 21:00) e 24 horas antes (20/09 21:00 - 21/09 21:00).

Foi observada uma inclinação da termoclina após a ocorrência do jato. Na Boia Leste a altura da termoclina permaneceu em torno de 10 metros de profundidade, enquanto na Boia Oeste foi observado um afundamento da mesma, devido ao processo de mistura (Figura 24). O

Número de Wedderburn (Figura 26), apresenta valores menores que 1 durante a ocorrência do JBNN. Estes valores de W representam um maior potencial para a ocorrência de ressurgência na região a leste do eixo principal do lago no setor. Valores de $W < 1$ estão associados a fluxos verticais de massa e energia através do metalímnio por ação de ondas internas não lineares (MACINTYRE e MELACK, 2009). Os movimentos induzidos pelo vento são importantes porque determinam, diretamente na camada de superfície e indiretamente no hipolímnio, os caminhos de fluxo de variáveis de estado ecologicamente importantes que definem a qualidade da água em um lago (IMBERGER, 1985).

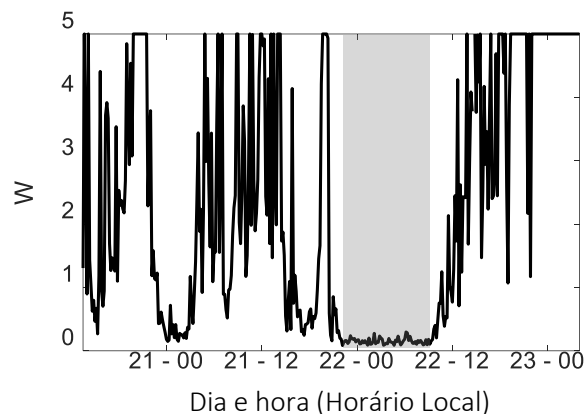


Figura 26 - Numero de Wedderburn. Os valores de W foram truncados em 5 para evidenciar os valores menores que 1 no período do jato. O Intervalo sombreado indica a ocorrência do JBNN.

Com o objetivo de evidenciar que as mudanças na estrutura térmica são forçadas principalmente pela ação dos ventos na superfície do lago, analisou-se o balanço de energia. O cálculo da entalpia, mostra que as mudanças de temperatura na coluna d'água podem ser causadas tanto por interação hidrodinâmica do lago, quanto pela interação superfície-atmosfera. A diferença entre a entalpia, modelada e observada pode ser usada para determinar o quanto uma metodologia é eficiente em estimar os fluxos de calor do lago para a atmosfera (THIERY *et al.*, 2014).

Os fluxos estimados com o *Lake Heat Flux Analyzer* usados para o cálculo da entalpia simulada são calculados de acordo com a teoria da similaridade e relações empíricas que não consideram variações na estrutura térmica do lago (WOOLWAY, 2015). Como ocorre um resfriamento das águas superficiais os fluxos de calor calculados indicam uma maior transferência de energia para atmosfera (valores negativos da entalpia entre às 21 horas do dia 22 e 12 horas do dia 22). Esse resultado indicou que o resfriamento é causado principalmente pela perda de calor do lago para a atmosfera. No entanto, a entalpia observada não apresenta

valores tão negativos quanto a entalpia modelada, uma vez que, o resfriamento é provocado pelo processo de mistura. Neste estudo H_{sim} seria a entalpia verificada caso o balanço de calor estivesse regendo a estrutura térmica e H_{obs} a entalpia realmente observada. Assim durante o evento não foi o balanço de calor que regeu a estrutura térmica mais sim o processo hidrodinâmico.

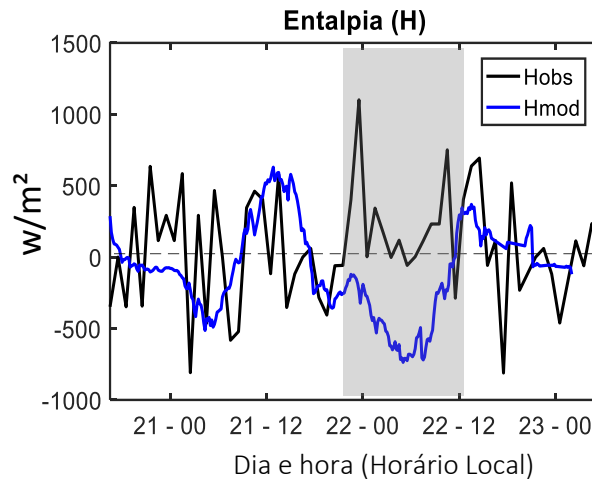


Figura 27 - Entalpia modelada e observada. O Intervalo sombreado indica a ocorrência do JBNN.

4.5 Modelagem

4.5.1 Validação do modelo

A diferença entre a temperatura máxima e mínima medida em cada nível no período usado para a comparação variou de 0,1 a 2,78°C, ultrapassando a casa dos 2°C apenas em superfície na Boia Leste e Boia Oeste. Na comparação estatística (modelo – observação) o erro médio entre a simulação e a observação não passou de 0,88°C (valor referente a profundidade de 10 m na posição Boia Leste).

A Figura 28 apresenta o gráfico de dispersão de todos os perfis de temperatura e algumas estatísticas. Na comparação o período total foi dividido em: antes do evento, durante e depois do evento e período total. A distribuição de temperatura apresenta um bom ajuste, o coeficiente de determinação (r^2) se manteve acima de 0,73, o erro médio variou de 0,07 °C a 0,23°C. Os melhores resultados foram encontrados para a Boia Oeste. Quanto ao período de comparação não foram observadas diferenças expressivas. É observado no intervalo entre 22 e 23 °C no eixo x que a dispersão se afasta da reta 1:1. Esses valores de temperatura são característicos da região da termoclina e mostram uma tendência de o modelo subestimar tais valores.

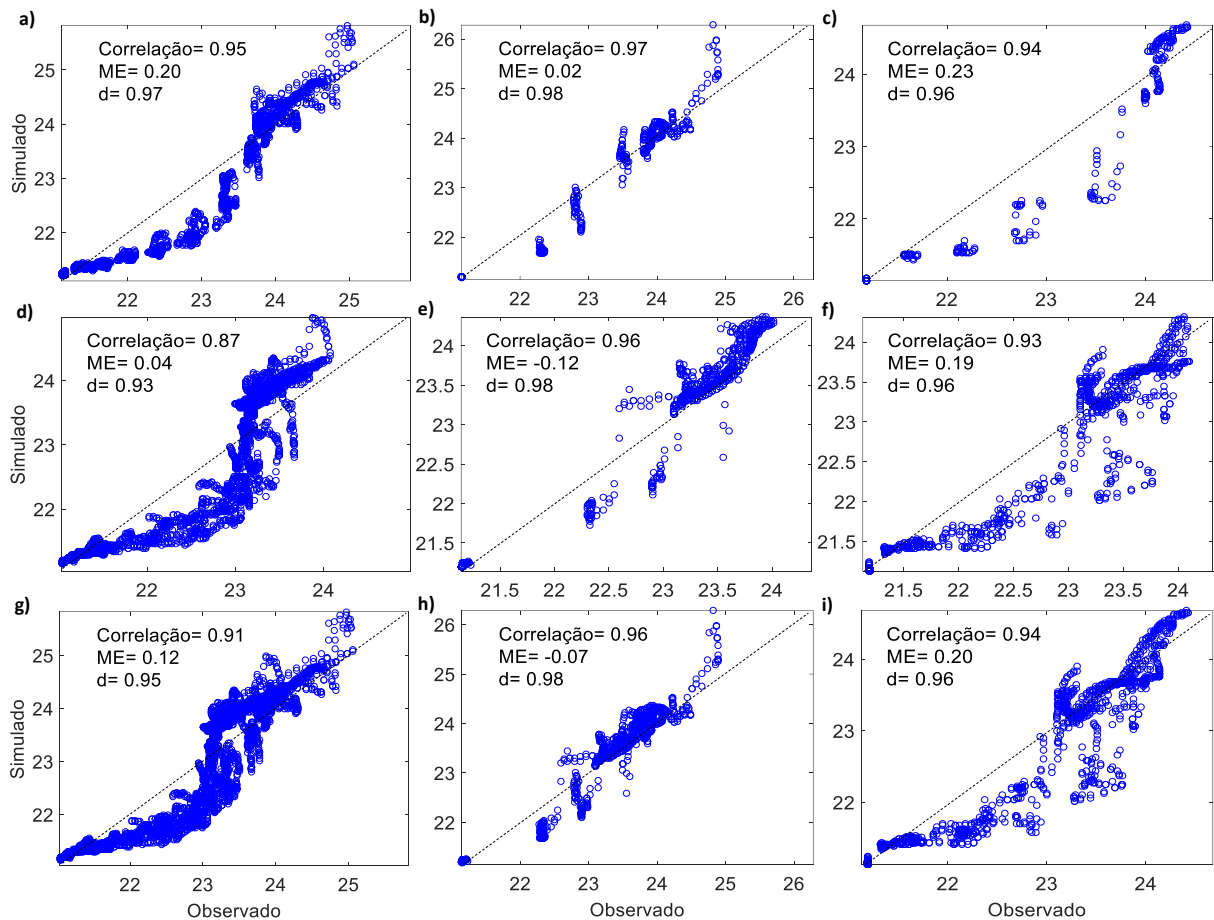


Figura 28 - Comparação do perfil de temperatura simulado e medido para o ponto boia hotel (coluna a esquerda): antes do evento (a) durante e depois do evento (d), durante e depois do evento (g); para a Boia Oeste (coluna central): antes do evento (b) em todo o período (e), em todo o período (h) e Boia Leste (coluna a direita): antes do evento (c) durante e depois do evento (f), em todo o período (i). A linha pontilhada em cada gráfico é a reta $y=x$; r^2 é o coeficiente de determinação, ME é o erro médio.

A metodologia usada para validar o modelo foi aplicada em cada perfil de temperatura individualmente. O resultado da comparação dos perfis verticais de temperatura indicou que o modelo ELCOM-CAEDYM é eficiente em prever a observação. Em todos os perfis de temperatura o índice Dpielke e o E_{NS} indicaram bons resultados para a comparação, de acordo com os limites propostos por Hallak e Pereira Filho, (2011) ($DPIELKE < 2$) e Silva et al. (2008) ($E_{NS} > 0,36$). Tanto o E_{NS} quanto o $DPIELKE$ permaneceram dentro dos limites propostos na metodologia em todos os perfis comparados, como pode ser observado na Figura 29. A Figura 29 mostra a distribuição dos coeficientes E_{NS} e $DPIELKE$ calculados para cada perfil temporal. Os melhores resultados, valores de E_{NS} , valores mais próximos a 1 e valores de $DPIELKE$ mais próximos de 0, foram observados na comparação dos perfis do ponto Boia Oeste.

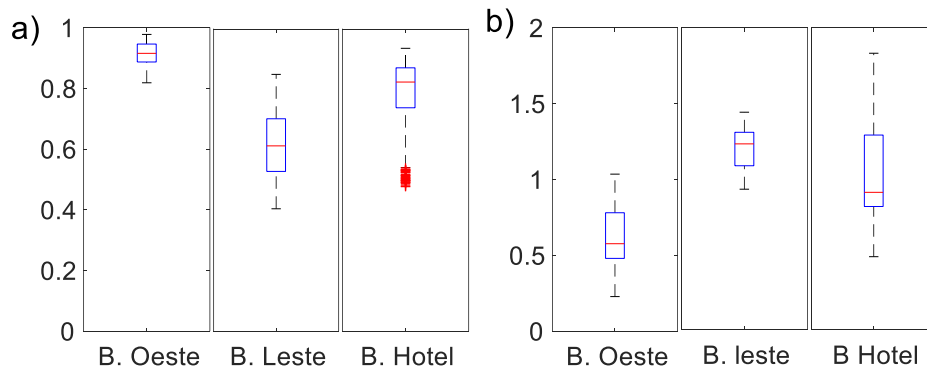


Figura 29 - Box-plots mostrando a distribuição dos valores do número de parâmetro de Nash Sutcliffe- E_{NS} (a) e do índice DIELKE (b), encontrados para cada um dos perfis comparados. Linhas no interior das caixas representam a mediana, as caixas 50 % dos dados, e os traços representam as amplitudes para o fundo de 25% e o topo de 25% dos valores excluindo os outliers.

4.5.2 Variação espacial de temperatura

Diferente da observação a modelagem permite visualizar a distribuição espacial das variáveis simuladas. A Figura 30 ilustra a distribuição de temperatura e o vetor da direção do fluxo de água, em superfície e em 10 m de profundidade, às 12 horas do dia 21 e às 12 horas do dia 22. Também é mostrado a diferença da temperatura entre os mesmos horários para as duas profundidades (Temperatura da água do dia 21 – temperatura da água do dia 22). Os resultados permitiram observar que a simulação hidrodinâmica forçada pelo jato implica em diferenças substanciais na temperatura e direção do fluxo de água.

Os padrões de circulação na superfície do lago imitam as direções do vento durante a ocorrência do jato. Hannoun *et al.* (2006) mostrou resultados similares para o lago de Boulder Basin, nos Estados Unidos, usando o mesmo modelo hidrodinâmico. No trabalho os autores mostraram que o fluxo dentro do lago acompanha as variações da direção do vento.

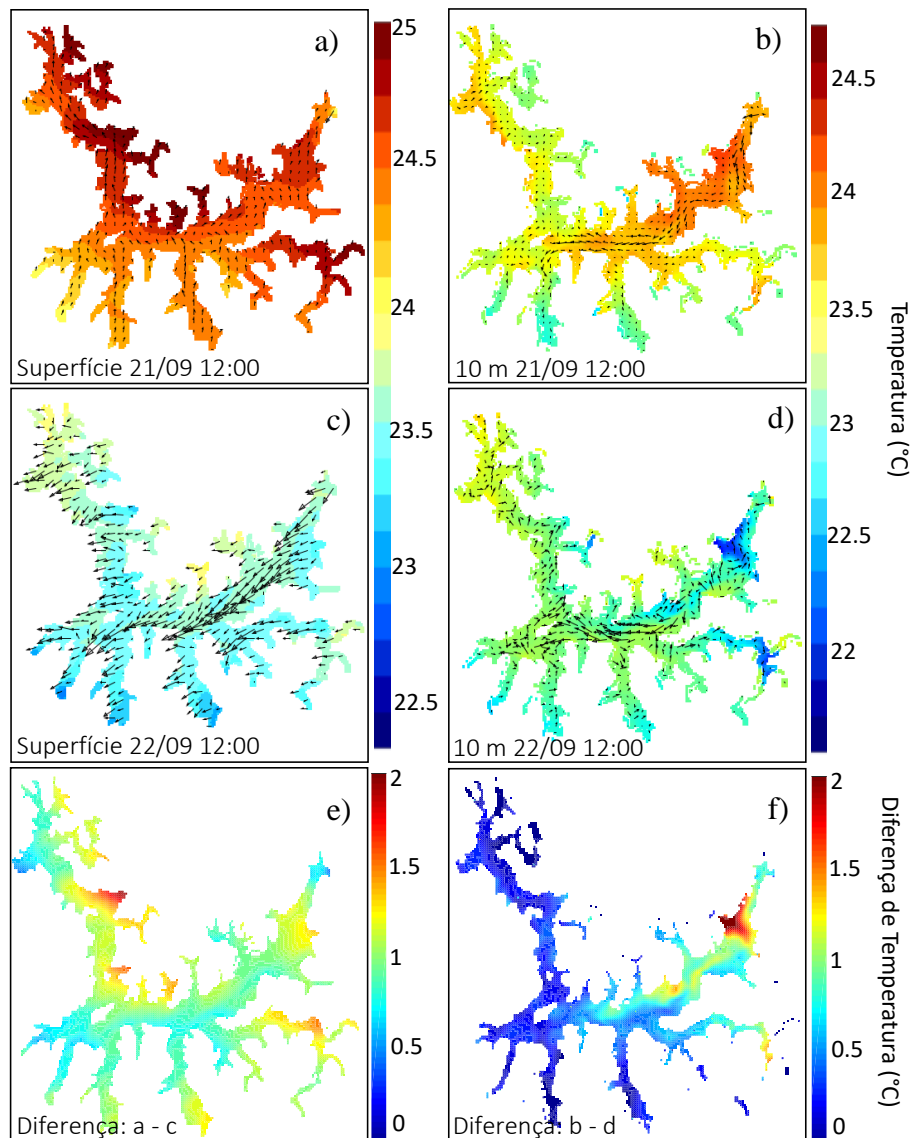


Figura 30 – Temperatura da água extraída da simulação hidrodinâmica as 12 horas do dia 21/09 (primeira linha) anterior a configuração do jato em superfície (a) e a 10 metros de profundidade (b), e as 12 horas do dia 22/09 (segunda linha) após a configuração do jato, em superfície (c) e a 10 metros de profundidade (d). As setas indicam a direção do fluxo de água. Os mapas e) e f) (terceira linha) mostram a diferença de temperatura do dia 21 e 22 pra cada nível.

As diferenças de temperatura em superfície antes e depois do evento (Figura 30a e Figura 30c) aproximam-se de 2 °C (Figura 30d) em algumas regiões. As menores diferenças são observadas à esquerda da direção do vento na região do *fetch*, enquanto nas regiões mais abrigadas (ramificações do lago fora do eixo principal do setor do reservatório) foram encontradas as diferenças mais expressivas de temperatura, chegando até 2°C em alguns pontos (Figura 30d). Para a profundidade de 10 m as diferenças foram maiores nos setores localizados

na porção leste e em algumas regiões mais abrigadas localizadas à direita da direção predominante do vento (Figura 30f).

A região de estudo destaca-se pela piscicultura. Existem na região vários criadouros de peixes em tanques rede, muitos destes estão localizados nos braços a norte do eixo principal do reservatório como é mostrado em um mapeamento apresentado por Carvalho *et al.* (2014). As mudanças da temperatura podem implicar em uma maior pressão nestes sistemas, uma vez que é observado uma redução da mesma, o que é prejudicial ao cultivo de peixes. As baixas temperaturas são responsáveis pela redução do metabolismo dos peixes. Rebouças *et al.* (2014) produziram uma revisão bibliográfica mostrando a influência da oscilação térmica em águas de piscicultura e observaram que o metabolismo dos peixes está diretamente relacionado à variações da temperatura da água, sendo responsável pelas atividades fisiológicas, como a respiração, digestão, reprodução e alimentação.

Como observado nos resultados, as variações de temperatura estão relacionadas a mistura na coluna d'água. O vento persistente que sopra de leste durante o jato produziu valores elevados da velocidade do fluxo de água em superfície (Figura 30d e Figura 30e). No ponto localizado na porção leste do lago e profundidade de 11 m foram observadas velocidades verticais positivas enquanto na porção oeste as velocidades foram negativas (Figura 31). As velocidades encontradas no dia 22/09 destoam dos demais períodos simulados e estão relacionados a ocorrência do jato. Estes fluxos são característicos de movimentos *upwelling* na região do ponto Boia Leste e *downwelling* na região do ponto Boia Oeste.

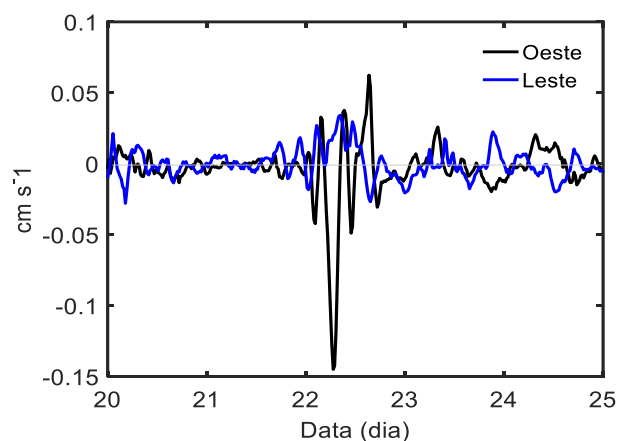


Figura 31 - Velocidade vertical nos pontos: Boia Leste, Boia Oeste e Boia Hotel para a profundidade de 5 m.

4.5.3 Qualidade da água

As variações de temperatura da água e da dinâmica de estratificação térmica de um ecossistema aquático influenciam diretamente os processos físicos, químicos e biológicos (TUNDISI e TUNDISI, 2016). A curva diurna do fluxo atmosférico de CO₂ extraído em um ponto na região do *fetch* próximo a posição Boia Oeste é mostrada na Figura 32. O fluxo de CO₂ indicou que no período estudado o lago pode ser caracterizado como fonte de CO₂ atmosférico. Durante o desenvolvimento do jato, o fluxo de CO₂ para atmosfera teve um aumento significativo, alcançando valores de 1500 mgCm⁻²dia⁻¹. Estes valores são comparados as emissões de CO₂ dos reservatórios amazônicos que podem chegar até cerca de 1500 mgCm⁻²dia⁻¹ (BARROS *et al.*, 2011). Barros *et al.* (2011) mostraram que as emissões de carbono estão correlacionadas à idade e à latitude dos reservatórios e que as taxas de emissão mais altas são observadas nos reservatórios da região amazônica tropical. Ainda segundo o autor nos reservatórios tropicais não amazônicos a taxa de emissão é de até cerca de 600 mgCm⁻²dia⁻¹.

As elevadas taxas de emissão de CO₂ no período da ocorrência do JBNN estão relacionadas aos processos dinâmicos no lago que modulam a velocidade de transferência de gás para a atmosfera. Essa velocidade depende da velocidade de fricção local (KWAN e TAYLOR, 1994). Durante a ocorrência do jato a velocidade de fricção (Figura 18b) mostrou valores relativamente altos. A correlação entre a velocidade de fricção e o fluxo de CO₂ foi de 0,79.

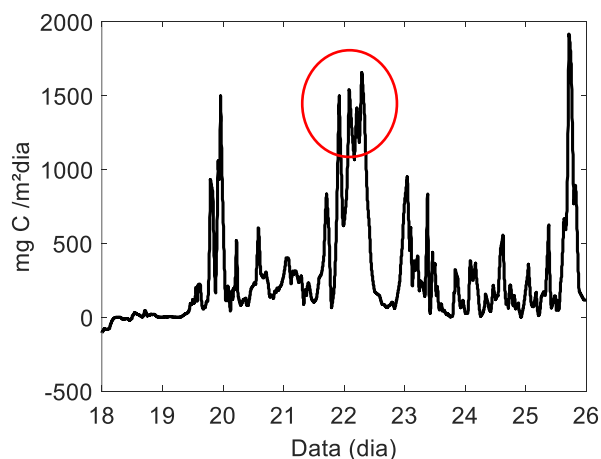


Figura 32 - Fluxo de CO₂ para a atmosfera calculado pelo modelo ELCOM – CAEDYM. O círculo vermelho na figura indica o aumento do fluxo de CO₂ o período de ocorrência do JBNN.

A Figura 33 apresenta a evolução das propriedades químicas: carbono inorgânico dissolvido (DIC), nitrogênio total (TN), fósforo total (TP), cianobactérias (CYANO), nitrato (NO_3) e fósforo reativo (PO_4) no período simulado. Observa-se nas variáveis uma oscilação diurna associada a flutuabilidade das cianobactérias. Com a variação da temperatura a cianobactéria se desloca na coluna d'água e influencia as concentrações químicas da água. Após o início do jato (21 horas do dia 21) observa-se que a variação das concentrações químicas no ponto Boia Leste (no início do *fetch*) começam a divergir das concentrações extraídas da simulação nos pontos Boia Oeste e Boia Hotel.

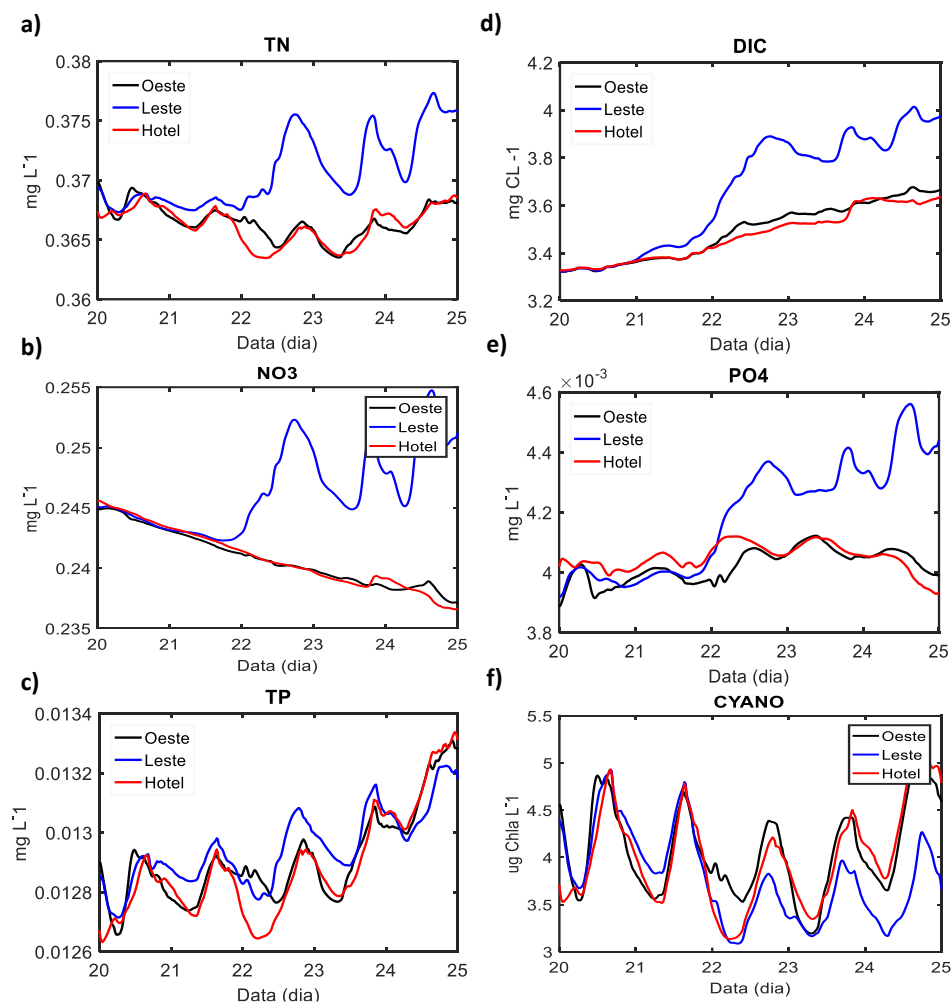


Figura 33 - Evolução temporal das variáveis simuladas: a) nitrogênio total (TN), b) nitrato (NO_3), c) Fósforo total (TP), d) Carbono inorgânico dissolvido (DIC), e) Fósforo reativo (PO_4) e f) Cianobactérias (CYANO), simuladas para a profundidade de 1 m no período que abrange a ocorrência do JBNN.

Na região da Boia Leste é observado uma elevação das concentrações de DIC, NT, TP, NO_3 e PO_4 após o início do jato. O comportamento das variáveis químicas suporta a hipótese de que um processo de subsidência ocorreu no lado oposto à origem do vento e descendência

no final do *fetch*. O aumento das concentrações de DIC, TN, TP, NO₃, e PO₄ na posição Boia Leste estão associadas as concentrações mais elevadas de nutrientes características do hipolímnio e ao movimento das massas de água do fundo para a superfície (Figura 31). Macintyre e Jellison (2001) mostraram que a ocorrência de ventos intensos na região do lago Mono (no estado da Califórnia - Estados Unidos) favoreceram os fluxos de nutrientes entre as camadas de superfície e as mais profundas devido ao processo de ressurgência e também contribuíram para um aumento da turbulência no topo da pycnoclina. Merino-Ibarra *et al.* (2008) verificaram que os padrões de vento intenso impulsionaram as trocas de nutrientes entre as camadas superficial e inferior no lago tropical Vale de Bravo no México.

As cianobactérias produzem substâncias tóxicas que são nocivas à saúde humana e também podem causar mortandade de peixes. Após o início do jato a concentração de cianobactéria foi relativamente menor se comparada ao período anterior. Morais *et al.* (2010) estudaram a ação de frentes frias sobre a região metropolitana de São Paulo e a influência na limnologia de reservatórios de abastecimento de água e verificaram que os ventos associados à frente ao promoverem a mistura na coluna d'água e a desagregação do florescimento de cianobactérias. Neste estudo a hidrodinâmica do lago forçada pelo vento faz com que a concentração de Cianobactérias se espalhe na coluna d'água. Foi observado também que em maiores profundidades na região oeste do lago ocorreu uma elevação da concentração de CYANO, que pode estar associada aos fluxos descendentes de massas de água.

Como mostrado na Figura 34 a concentração de DO próximo à superfície aumentou principalmente na região da Boia Oeste e Boia Hotel, além disso, a variação diurna observada no período anterior ao início do jato não foi observada. A concentração de DO em um corpo d'água é controlada por diversos fatores, dentre eles a solubilidade do O₂ atmosférico na água. Os movimentos verticais e a mistura na coluna d'água provocados pelo vento são mecanismos determinantes que podem modular as concentrações de O₂ dissolvido (RO, 2006; HUNT e POACH, 2007; SCULLY, 2010).

Nas camadas mais profundas na região da Boia Oeste e da Boia Hotel logo após a ocorrência do jato observou-se um pico na concentração de DO (um aumento de aproximadamente 14%). Na boia Leste também foi observado uma elevação na concentração de DO, entretanto, várias horas depois. A ação do vento eleva a concentração do DO próximo superfície. Na região oeste do setor do reservatório ocorre um afundamento dessas águas com

maior concentração de DO (*downwelling*) resultando em uma elevação da concentração de DO no fundo do lago (Figura 34b – curva preta e vermelha). Já na porção leste os movimentos *upwelling* carregam águas mais profundas (com concentração de DO relativamente menores) para a superfície, o que explicaria uma menor concentração de DO comparada aos valores simulados na porção oeste (Figura 34b – curva azul). Por continuidade é esperado que exista assim um fluxo de massa d'água em maiores profundidades que flui na direção leste, este fluxo de oeste para leste carregaria massas de água com maior concentração de DO (resultado do afundamento de água na porção oeste) para leste. Scully (2010) realizou experimentos de sensibilidade usando um modelo numérico de circulação e verificou os efeitos do vento na ventilação de águas hipóxicas devido à circulação induzida pelo vento e observou variações similares às encontradas.

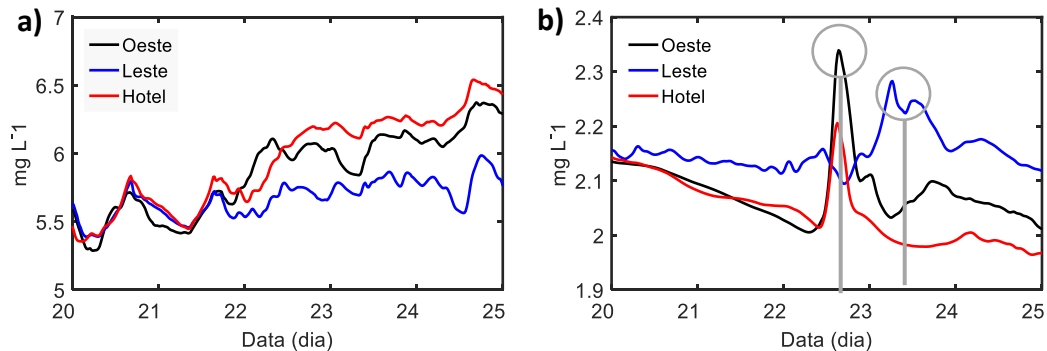


Figura 34 - Concentração de oxigênio dissolvido (DO) próximo a superfície na profundidade de 1 m (a) e no fundo em 30 m (b). Os círculos indicam os picos na concentração de DO.

4.5.4 Experimentos de controle e sensibilidade

As características do vento e sua duração nos casos de JBNN, encontrados no período de estudo, foram utilizadas para a criação das condições de contorno nas simulações de controle. As simulações foram nomeadas de acordo com a duração do jato (exemplo: JBNN 1h, onde 1 é a duração dos eventos). Os resultados apresentados na Figura 35 mostram os efeitos da duração e intensidade do jato na estrutura térmica do reservatório. O padrão do Jato que proporcionou maior mudança na altura da termoclina foi aquele com duração de 11 horas e intensidade de média em superfície de 9,3 m/s, enquanto o que apresentou menor mudança foi o com duração de 1 hora.

Na posição Hotel e Boia Oeste ocorreu um abaixamento da termoclina para as simulações em que os jatos foram caracterizados com duração entre 3 e 12 horas, enquanto na

posição localizada no início do *fetch* (Boia Leste) não foram observadas mudanças significativas.

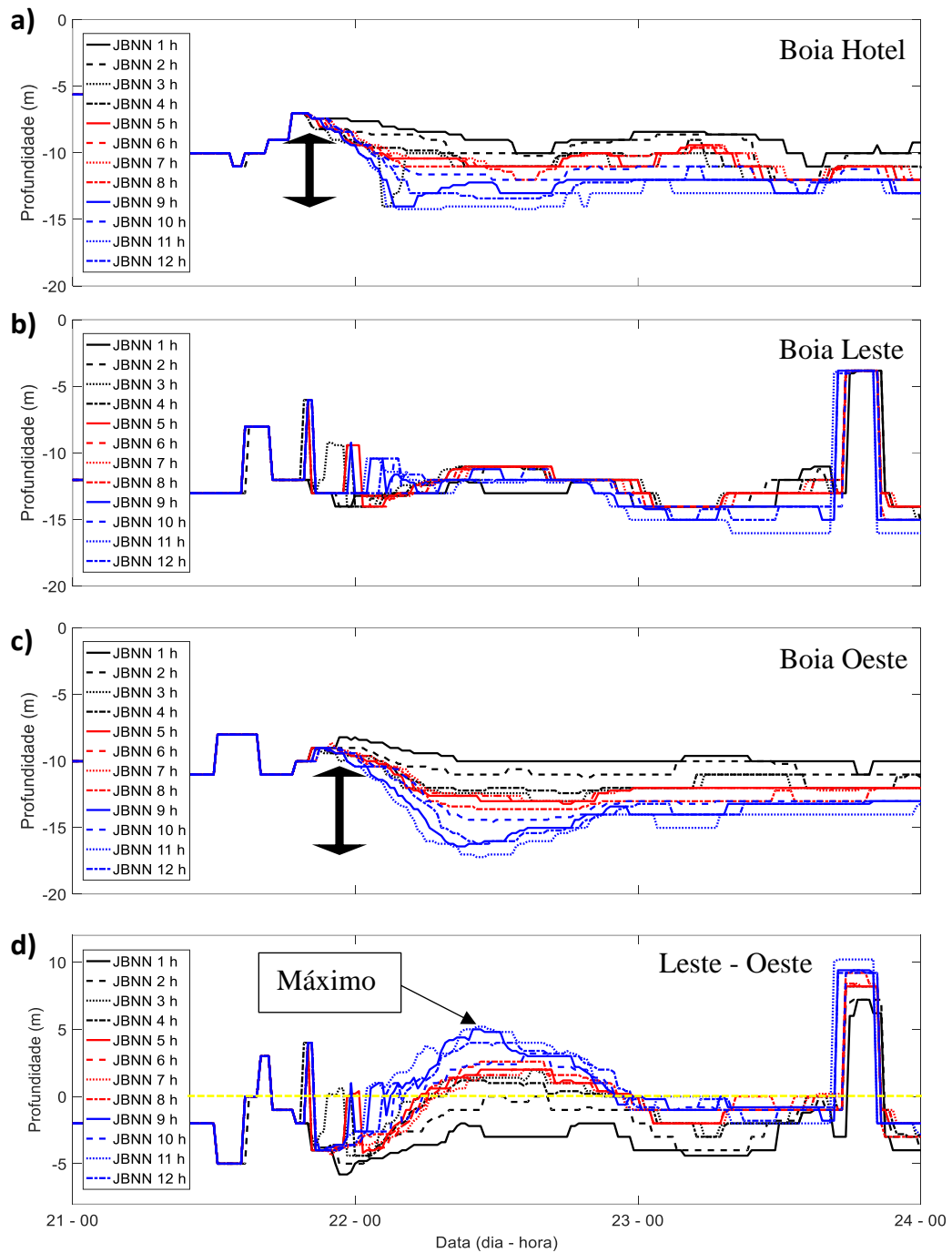


Figura 35 – Altura da termoclina calculada a partir do perfil de temperatura simulado para os pontos a) Boia Hotel, b) Boia Leste e c) Boia Oeste. d) é a diferença da altura da termoclina entre os pontos Boia Leste e Boia Oeste ($h_{\text{Boia Leste}} - h_{\text{Boia Oeste}}$), a linha amarela tracejada corta o eixo da diferença profundidade em 0. A seta em a) e c) indicam a variação máxima na altura da termoclina.

Além do processo de mistura, observou-se também uma inclinação da termoclina para os JBNNs com duração de 3 a 12 horas. Esse resultado é observado na Figura 35d. A máxima inclinação (aproximadamente 5 metros de diferença entre os pontos a leste e oeste) ocorreu para o jato com duração de 11 horas e velocidade de 9,3 m/s. No geral as diferenças foram mais positivas numa relação diretamente proporcional à duração do jato hipotético. Quanto maior a intensidade e maior a duração, maior a inclinação da termoclina.

A direção do vento é um aspecto de estudo importante para determinar a resposta do corpo d'água à forçante do vento. A Figura 36 mostra os resultados do teste de sensibilidade nos quais foram criados cenários de jatos com duração de 2 e 9 horas e o vento soprando de leste (na direção do *fetch*) e de sul com intensidades de 4, 6 e 9 m/s. A máxima profundidade da termoclina extraída do ponto Boia Oeste após o jato para o caso mais intenso, JBNN com duração de 9 horas e intensidade do vento de 9 m/s, foi de aproximadamente 13 m para ventos de sul e 18 m para os ventos de leste (Figura 36c setas vermelhas). Para o ponto Boia Hotel o comportamento foi o mesmo (Figura 36b setas vermelhas), nesse caso o vento de sul está alinhado com o pequeno braço do lago. Esse pequeno braço se estende do eixo principal ao longo de um eixo norte sul e o ponto Boia Hotel está próximo a borda de onde o vento sopra. Essa característica é similar ao que é mostrado para o ponto leste, quando o vento é predominante de leste, caracterizando uma região de ressurgência de massas de água.

Para o caso de JBNN de menor duração e menor intensidade do vento (Figura 36b e c indicada no gráfico pelas setas pretas) as diferenças entre a altura da termoclina são pequenas e mostram que JBNN fracos, independente da direção do vento não provocam grandes mudanças na estrutura térmica. Na Boia Leste (Figura 36a) as mudanças na profundidade são pequenas, oscilam próxima de 13m. A localização do ponto em ambos os casos está em uma região de onde o vento sopra.

Os reservatórios brasileiros possuem em sua maioria geometria bastante irregular, em geral existe um eixo principal e ramificações ao longo desse eixo. A localização do ponto quanto as informações como: o caminho que o vento percorre sobre a lâmina d'água, e se a região é abrigada ou não, são importantes para se determinar as variações na estrutura térmica. De modo geral este experimento mostrou que tanto a direção do vento quanto a sua intensidade e duração influenciam na alteração da profundidade da termoclina.

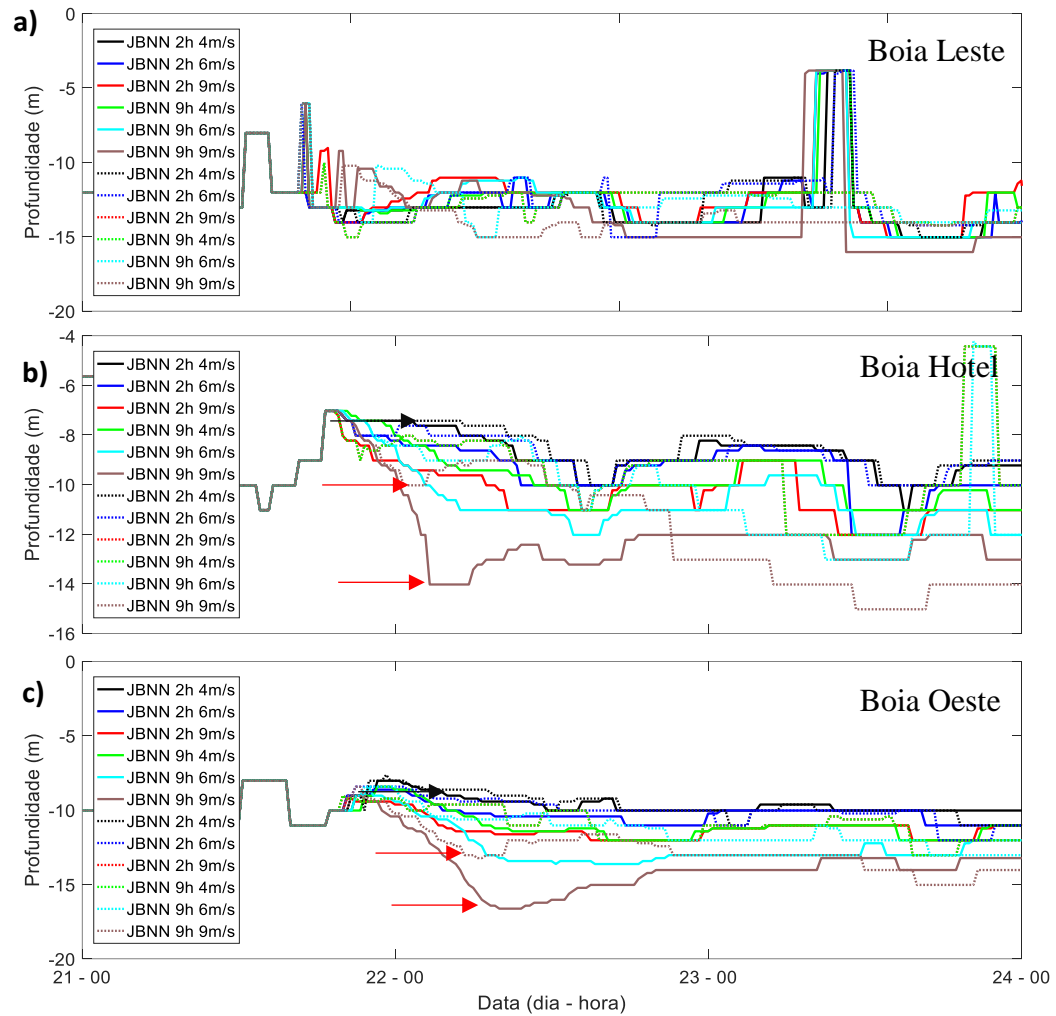


Figura 36 - Altura da termoclina calculada a partir do perfil de temperatura resultado dos testes de sensibilidade para os pontos a) Boia Leste, b) Boia Hotel e c) Boia Oeste. Nos gráficos as linhas contínuas indicam que durante o jato a direção do vento foi de leste e as linhas pontilhadas que durante o jato o vento foi de sul.

5. CONCLUSÕES

A ocorrência do JBNN em regiões de extensos sistemas aquáticos tal como o caso observado no Reservatório de Furnas tem o potencial de modular a estrutura térmica e a qualidade da água do lago. O resultado das mudanças depende de fatores como intensidade, duração e direção dos ventos. No caso estudado o maior impacto foi observado na região de upwelling (regiões de origem do vento), alterando variáveis importantes para a qualidade da água, tais como, carbono inorgânico dissolvido, nitrogênio total, fósforo total, nitrato, fósforo reativo e oxigênio dissolvido.

Os dados da reanálise do ERA5 podem ser usados na identificação do JBNN, entretanto não são adequados para análises próximas a superfície (níveis mais próximos ao solo). Os dados do ERA5 subestimam o vento em superfície, principalmente durante a ocorrência do JBNN. A exemplo a utilização dos dados do nível de 10m do ERA5 não é adequada como condição de contorno para as simulações hidrodinâmicas.

A identificação do JBNN intenso e persistente ocorrido em setembro de 2016 na região do reservatório de Furnas foi identificado com os métodos propostos por Bonner (1968), Whiteman et al. (1997), Blakadar (1957) e Andreas et al. (2000).

As discussões levam a crer que o desenvolvimento do jato está associado ao relevo, suporte sinótico, e ao mecanismo de oscilação inercial na camada limite residual. Concluiu-se também que as características locais ao entorno do lago: canalização do vento pelo relevo e a circulação de brisa geram condições que favorecem a intensificação do vento em superfície.

A ocorrência do JBNN na região do lago de Furnas foi observada com certa frequência. O maior número de ocorrências verifica-se entre os meses de julho e dezembro. Foi possível determinar também que os horários com maior número de ocorrências se estendem das 20 às 8 horas horário local justificando a nomenclatura usada neste trabalho, Jatos de Baixos níveis Noturnos.

O desenvolvimento do jato é relacionado à ocorrência de ventos intensos e unidirecionais próximos à superfície. Esses ventos provocam a perturbação da lâmina d'água e podem gerar condições similares às observadas em campo, resultando em risco a navegação. Além disso, o jato induz no lago um processo de mistura na coluna d'água e a inclinação da termoclina. A região a barlavento, região leste do eixo principal do reservatório é caracterizada

por movimentos *upwelling* enquanto a região próxima à ilha, oeste do eixo principal do reservatório, por movimentos *downwelling*.

A modelagem hidrodinâmica e da qualidade da água realizada por meio do modelo ELCOM-CAEDYM foi eficiente em prever as variações térmicas, salvo nas profundidades relacionadas a termoclina onde o modelo subestima os valores medidos.

O resultado da modelagem permitiu concluir que as variações de temperatura relacionadas a ocorrência do jato ocorrem em todo o setor estudado do reservatório, entretanto, são mais expressivas nas regiões mais abrigadas. Concluiu-se também que o fluxo de CO₂ para a atmosfera é influenciado e aumenta durante o JBNN. Além disso, as variações químicas como transporte de nutrientes do fundo, para a superfície, elevação da concentração de oxigênio dissolvido no fundo e em superfície são observados. Ainda com relação às variações químicas: as concentrações de nutrientes localizadas a leste destoam das simuladas na região oeste, em consequência dos movimentos verticais.

Os outros casos de jatos encontrados no período de setembro de 2016 a fevereiro de 2018 mostraram que os casos de maior duração e os de maior intensidade tem o potencial de gerar alterações na estrutura térmica. As simulações de controle mostraram que a duração, intensidade e direção do jato são determinantes nas variações da estrutura térmica. O maior entendimento do processo de formação do jato e a modelagem do JBNN são propostas de estudos futuros.

De modo geral entendemos que este estudo traz contribuições importantes para a ciência e para a população que utiliza das águas do lago de Furnas, pois, permite descrever um padrão de vento que ocorre com certa frequência na região e que está relacionado a alteração da qualidade da água, estrutura térmica do reservatório e perturbação da superfície. Outros reservatórios tropicais localizados em regiões com ocorrência do JBNN também podem ser impactados pela ocorrência de JBNN. Propõe-se que novos estudos podem ser desenvolvidos para outros reservatórios. No cenário de mudanças climáticas futuras a maior ou menor ocorrência dos JBNN podem alterar significativamente a ciclagem de carbono nestes sistemas e ainda influenciar a qualidade da água.

6. REFERÊNCIAS

- ABBASI, A.; ANNOR, F. O.; VAN DE GIESEN, N. Effects of atmospheric stability conditions on heat fluxes from small water surfaces in (semi-)arid regions. **Hydrological Sciences Journal**, v. 62, n. 9, p. 1422-1439, 2017/07/04 2017. ISSN 0262-6667. Disponível em: < <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1329587> >.
- AGOSTINI, A. M.; BERGOLD, R. C. Vidas secas: energia hidrelétrica e a violação dos direitos humanos no estado do Paraná. **Veredas do Direito: Direito Ambiental e Desenvolvimento Sustentável**, v. 10, n. 19, p. 167, 2013. ISSN 2179-8699.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; BONNET, M. P.; CASAMITJANA, X.; ASSIREU, A. T.; NOVO, E. M. L. D. M. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 11, p. 2651-2665, 2010/11/15/ 2010. ISSN 0034-4257. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425710001926> >.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA (ANEEL). **Banco de Informações de Geração**. 2017. Disponível em: <<http://www2.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>>. Acesso em 011 abr. 2018.
- AND, A. W.; LORKE, A. SMALL-SCALE HYDRODYNAMICS IN LAKES. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 35, n. 1, p. 373-412, 2003. Disponível em: < <https://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.fluid.35.101101.161220> >.
- ANDREAS, E. L.; CLAFFY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-Level Atmospheric Jets And Inversions Over The Western Weddell Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 459-486, December 01 2000. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1023/A:1002793831076> >.
- ARRITT, R. W. The effect of water surface temperature on lake breezes and thermal internal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 40, n. 1, p. 101-125, 1987. ISSN 0006-8314.
- ASSIREU, A.; PIMENTA, F.; SOUZA, V. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoirs. **Energy Resources: Development, Distribution, and Exploitation**, v. 1, p. 1-30, 2011.
- ASSIREU, A. T.; PACHECO, F. S.; DOS REIS PEREIRA, R. Estudo da dispersão de partículas em reservatórios a partir de derivadores rastreados por satélite. p. 9048-9054, 2013.
- ASSIREU et al., 2018. Uso de VANT para prospecção eólica em sistemas aquáticos: desenho amostral e avanços instrumentais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2018. No prelo.

BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; BALTINK, H. K.; HOLTSLAG, A. A. M. A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 8, p. 1627-1642, 2009. Disponível em: < <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JAMC1965.1> >.

BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; BURGERS, G. The impact of atmospheric stability on the near-surface wind over sea in storm conditions. **Wind Energy**, v. 19, n. 2, p. 187-198, 2016. ISSN 1099-1824. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/we.1825> >.

BARROS, N.; COLE, J. J.; TRANVIK, L. J.; PRAIRIE, Y. T.; BASTVIKEN, D.; HUSZAR, V. L. M.; DEL GIORGIO, P.; ROLAND, F. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. **Nature Geoscience**, v. 4, p. 593, 07/31/online 2011. Disponível em: < <https://doi.org/10.1038/ngeo1211> >.

BARTHELMIE, R.; CHURCHFIELD, M.; MORIARTY, P.; LUNDQUIST, J.; OXLEY, G.; HAHN, S.; PRYOR, S. The role of atmospheric stability/turbulence on wakes at the Egmond aan Zee offshore wind farm. *Journal of Physics: Conference Series*, 2015, IOP Publishing. p.012002.

BENJAMIN, K. M.; ORLANE, A.; SUDEEP, C.; MARGARET, D.; ESKO, K.; M., L. D.; ALON, R.; GEOFFREY, S. S.; EUGENE, S.; M., S. L.; RASHID, T.; YVONNE, V.; B., M. P. Morphometry and average temperature affect lake stratification responses to climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 12, p. 4981-4988, 2015. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL064097> >.

BINTANJA, R.; SEVERIJNS, C.; HAARSMA, R.; HAZELEGER, W. The future of Antarctica's surface winds simulated by a high-resolution global climate model: 1. Model description and validation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 12, p. 7136-7159, 2014. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JD020847> >.

BLACKADAR, A. K. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 38, n. 5, p. 283-290, 1957. ISSN 00030007, 15200477. Disponível em: < <http://www-jstor-org.ez38.periodicos.capes.gov.br/stable/26245463> >.

BOEHRER, B.; SCHULTZE, M. Stratification of lakes. **Reviews of Geophysics**, v. 46, n. 2, 2008. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006RG000210> >.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

BOUFFARD, D.; WÜEST, A. Mixing in Stratified Lakes and Reservoirs. In: CLERCX, H. J. H. e VAN HEIJST, G. F. (Ed.). **Mixing and Dispersion in Flows Dominated by Rotation and Buoyancy**. Cham: Springer International Publishing, 2018. p.61-88. ISBN 978-3-319-66887-1.

BRANDON, S.; JIMY, D.; SUKANTA, B.; ANDY, S.; IAN, G. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy. **Wind Energy**, v. 12, n. 1, p. 81-90, 2009. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/we.288> >.

CARRERA, M. L.; GYAKUM, J. R.; LIN, C. A. Observational Study of Wind Channeling within the St. Lawrence River Valley. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 11, p. 2341-2361, 2009/11/01 2009. ISSN 1558-8424. Disponível em: < <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2061.1> >. Acesso em: 2018/05/30.

CARVALHO, N. C.; SIL, M. S. G. M.; SONODA, K. C.; LOSEKANN, M. E.; SAMPAIO, F. G. Chironomidae (Diptera, Insecta) do reservatório de Furnas (MG) e sua relação com a qualidade da água. Embrapa Meio Ambiente-Artigo em anais de congresso (ALICE), In: CONGRESSO INTERINSTITUCIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 8., 2014, Campinas

CHAMORRO, L. P.; PORTÉ-AGEL, F. Velocity and surface shear stress distributions behind a rough-to-smooth surface transition: a simple new model. **Boundary-layer meteorology**, v. 130, n. 1, p. 29-41, 2009. ISSN 0006-8314.

CHENG, H.; CASTRO, I. P. Near-Wall Flow Development After A Step Change In Surface Roughness. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, n. 3, p. 411-432, December 01 2002. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1023/A:1020355306788> >.

CHUNG, S. W.; HIPSEY, M. R.; IMBERGER, J. Modelling the propagation of turbid density inflows into a stratified lake: Daecheong Reservoir, Korea. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, n. 12, p. 1467-1482, 2009/12/01/ 2009. ISSN 1364-8152. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815209001236> >.

CORDEIRO, T. L. **Quantificação da complexidade do relevo e suas implicações para Propriedades Aerodinâmicas**. 2015. Dissertação (Mestrado Meio Ambiente e Recursos Hídricos). Instituto de recursos naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá.

CORRÊA, C. S.; WIEGAND, F.; DALLAROSA, R.; SENNA, R. C. Análise da ocorrência dos fluxos e Jatos de Nível Baixo no perfil vertical do vento na baixa atmosfera em Manaus (AM). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 327-333, 2008. ISSN 0102-7786.

Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862008000300007&nrm=iso >.

COSTA, D. D. A. **Uso de dados termais orbitais no modelo ELCOM para a região de Guapé (MG) do reservatório de Furnas**. 2016. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

COUTO, V. M.; FISCH, G. Spatial analysis of winds At the Alcântara launching center, Maranhão. **Ciência e Natura**, v. 40, p. 57 - 62, 2018. ISSN 2179-460X. Disponível em: < <https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/30648> >.

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E.; RENNÓ, C. D.; ASSIREU, A. T.; BONNET, M. P.; STECH, J. L. Modelling the surface circulation and thermal structure of a tropical reservoir using three-dimensional hydrodynamic lake model and remote-sensing data. **Water and Environment Journal**, v. 28, n. 4, p. 516-525, 2014. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/wej.12066> >.

CURTARELLI, M. P.; OGASHAWARA, I.; ARAÚJO, C. A. S.; ALCÂNTARA, E. H.; LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L. Influence of summertime mesoscale convective systems on the heat balance and surface mixed layer dynamics of a large Amazonian hydroelectric reservoir. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 12, p. 8472-8494, 2014. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JC010288> >.

DE CAMPOS, B.; REBOITA, M. S.; CARVALHO, V. S. B.; DIAS, C. Circulações Locais Induzidas pela Topografia no Vale do Paraíba e na Serra da Mantiqueira: um estudo de caso para o período entre os dias 16 e 22 de agosto de 2010 (Local Circulations Produced by Topography in the Paraíba Valley and Mantiqueira...). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 3, p. 753-765, 2016. ISSN 1984-2295.

DONELAN, M. A.; DRENNAN, W. M.; SALTZMAN, E. S.; WANNINKHOF, R. **Gas transfer at water surfaces**. American Geophysical Union, 2002. ISBN 0875909868.

DONELAN, M. S.; SANDVIK, A.; JONASSEN, M. O.; REUDER, J. Atmospheric profiling with the UAS SUMO: a new perspective for the evaluation of fine-scale atmospheric models. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 116, n. 1, p. 15-26, April 01 2012. ISSN 1436-5065. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00703-010-0063-2> >.

DOS SANTOS, M. A.; ROSA, L. P.; SIKAR, B.; SIKAR, E.; DOS SANTOS, E. O. Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. **Energy Policy**, v. 34, n. 4, p. 481-488, 2006/03/01/ 2006. ISSN 0301-4215. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301421504001892> >.

DO VALE, J.H., 2017 “Helicóptero em Capitólio seguem internadas” disponível em: https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/01/23/interna_gerais,841777/vitimas-de-acidente-com-helicoptero-em-capitolio-seguem-internadas.shtml acessado em 18 de dezembro de 2017 as 14 horas.

DU, Y.; ROTUNNO, R. A Simple Analytical Model of the Nocturnal Low-Level Jet over the Great Plains of the United States. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 10, p. 3674-3683, 2014. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAS-D-14-0060.1> >.

EKHTIARI, N.; GROSSMAN-CLARKE, S.; KOCH, H.; MEIRA DE SOUZA, W.; DONNER, R. V.; VOLKHOLZ, J. Effects of the Lake Sobradinho Reservoir (Northeastern Brazil) on the Regional Climate. **Climate**, v. 5, n. 3, p. 50, 2017.

ENFIELD, D. Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 86, n. C3, p. 2005-2016, 1981. ISSN 2156-2202.

EPTV- 1 edição Piloto de paraglider fica em estado grave após cair no Lago de Furnas disponível em: <https://g1.globo.com/mg/sul-de-minas/noticia/video-mostra-piloto-de-paraglider-caindo-em-parafuso-no-lago-de-furnas-em-mg.ghtml> acessado em 18 de dezembro de 2017 as 14 horas.

FFERNANDES, L. C. Técnicas de reconhecimento de padrão aplicado a modelo digital de terreno e influências para o escoamento do vento. Itajubá: UNIFEI, 2015. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Itajubá 2015.

FIEDLER, S.; SCHEPANSKI, K.; HEINOLD, B.; KNIPPERTZ, P.; TEGEN, I. Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission. **Journal of Geophysical Research. Atmospheres**, Oxford, UK, v. 118, n. 12, p. 6100-6121, 2169-8996. Disponível em: < <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4394707/> >.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer. **Earth-Science Reviews**, v. 37, n. 1-2, p. 89-134, 1994. ISSN 0012-8252.

GEERNAERT, G. Surface layer. **Encyclopedia of atmospheric sciences**. Elsevier Academic Press, Amsterdam, p. 305-311, 2003.

GRANT, E. R.; ROSS, A. N.; GARDINER, B. A. Modelling Canopy Flows over Complex Terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 161, n. 3, p. 417-437, 2016. ISSN 0006-8314.

GRATZIOU, M.; KOPASAKIS, K.; CHALATSI, M. Study of the hydrodynamic characteristics of a Mediterranean stabilization ponds system using a 3D hydrodynamic model. **European Water**, v. 53, p. 55-70, 2016.

GRYNING, S.-E.; BATCHVAROVA, E.; BRÜMMER, B.; JØRGENSEN, H.; LARSEN, S. On the extension of the wind profile over homogeneous terrain beyond the surface boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 124, n. 2, p. 251-268, August 01 2007. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9166-9> >.

GUIMARÃES, I. F **Uso de perfis de temperatura e vento para mensuração do parâmetro de Monin-Obukhov**. Itajubá: UNIFEI, 2014. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Ciências Atmosféricas) - Universidade Federal de Itajubá, 2014.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 591-608, 2011. ISSN 0102-7786. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862011000400009&nrm=iso >.

HANNOUN, I.; LIST, E. J.; KAVANAGH, K. B.; CHIANG, W.-L.; DING, L.; PRESTON, A.; KARAFI, D.; RACKLEY, I. Use of ELCOM and CAEDYM for water quality simulation in Boulder Basin. **Proceedings of the Water Environment Federation**, v. 2006, n. 9, p. 3943-3970, 2006. ISSN 1938-6478.

HEINOLD, B.; KNIPPERTZ, P.; BEARE, R. J. Idealized large-eddy simulations of nocturnal low-level jets over subtropical desert regions and implications for dust-generating winds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 690, p. 1740-1752, 2015. Disponível em: < <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2475> >.

HODGES, B.; DALLIMORE, C. **Estuary, Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM. V2.2 Science Manua**. AUSTRALIA, L. C. F. W. R. O. U. O. W. Australia: Perth 2014.

HODGES, B. R.; IMBERGER, J.; SAGGIO, A.; WINTERS, K. B. Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. **Limnology and Oceanography**, v. 45, n. 7, p. 1603-1620, 2000. Disponível em: < <https://aslopubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.4319/lo.2000.45.7.1603> >.

HU, X.-M.; KLEIN, P. M.; XUE, M.; LUNDQUIST, J. K.; ZHANG, F.; QI, Y. Impact of Low-Level Jets on the Nocturnal Urban Heat Island Intensity in Oklahoma City. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 8, p. 1779-1802, 2013. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAMC-D-12-0256.1> >.

HUANG, M.; GAO, Z.; MIAO, S.; CHEN, F.; LEMONE, M. A.; LI, J.; HU, F.; WANG, L. Estimate of Boundary-Layer Depth Over Beijing, China, Using Doppler Lidar Data During SURF-2015. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 162, n. 3, p. 503-522, March 01 2017. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-016-0205-2> >.

HUNT, P. G.; POACH, M. E. Wind-Driven Surficial Oxygen Transfer AU - Ro, Kyoung S. **Critical Reviews in Environmental Science and Technology**, v. 37, n. 6, p. 539-563, 2007/09/19 2007. ISSN 1064-3389. Disponível em: < <https://doi.org/10.1080/10643380601174749> >.

IMBERGER, J. The diurnal mixed layer1. **Limnology and Oceanography**, v. 30, n. 4, p. 737-770, 1985. Disponível em: < <https://aslopubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.4319/lo.1985.30.4.0737> >.

IMBODEN, D. M.; WÜEST, A. Mixing Mechanisms in Lakes. In: LERMAN, A.;IMBODEN, D. M., *et al* (Ed.). **Physics and Chemistry of Lakes**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1995. p.83-138. ISBN 978-3-642-85132-2.

JIN, K.-R.; WANG, K.-H. WIND GENERATED WAVES IN LAKE OKEECHOBEE1. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 5, p. 1099-1108, 1998. Disponível em: < <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1752-1688.1998.tb04157.x> >.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement**. Oxford university press, 1994. ISBN 0195362772.

KÄMPF, J. Wind-Driven Overturning, Mixing and Upwelling in Shallow Water: A Nonhydrostatic Modeling Study. **Journal of Marine Science and Engineering**, v. 5, n. 4, p. 47, 2017. ISSN 2077-1312. Disponível em: < <http://www.mdpi.com/2077-1312/5/4/47> >.

KARAM, H. A. **Estudo do jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**. 2002. 213 (Doutor). Instituto de agronomia, geofísica e ciencias atmosféricas Universidade de São Paulo, São Paulo.

KENT, C. W.; GRIMMOND, C. S. B.; GATEY, D.; BARLOW, J. F. Assessing methods to extrapolate the vertical wind-speed profile from surface observations in a city centre during strong winds. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 173, p. 100-111, 2018/02/01/ 2018. ISSN 0167-6105. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167610517303136> >.

KIRILLIN, G.; SHATWELL, T. Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes. **Earth-Science Reviews**, v. 161, p. 179-190, 2016/10/01/ 2016. ISSN 0012-8252. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825216302379> >.

KLEIN, P. M.; HU, X.-M.; SHAPIRO, A.; XUE, M. Linkages Between Boundary-Layer Structure and the Development of Nocturnal Low-Level Jets in Central Oklahoma. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 158, n. 3, p. 383-408, March 01 2016. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0097-6> >.

KOLMOGOROV, A. N. Local Structure Of Turbulence in an Incompressible Viscous Fluid at Very Large Reynolds Numbers. In: TIKHOMIROV, V. M. (Ed.). **Selected Works of A. N. Kolmogorov: Volume I: Mathematics and Mechanics**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1941. p.312-318. ISBN 978-94-011-3030-1.

KUMAR, A.; SHARMA, M. P. Greenhouse Gas Emissions from Hydropower Reservoirs. **2012**, v. 11, p. 6, 2012-07-07 2012. ISSN 2392-4101. Disponível em: < <https://www.nepjol.info/index.php/HN/article/view/7159/5789> >.

KUTSHER, J.; HAIKIN, N.; SHARON, A.; HEIFETZ, E. On the Formation of an Elevated Nocturnal Inversion Layer in the Presence of a Low-Level Jet: A Case Study. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 144, n. 3, p. 441-449, September 01 2012. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9720-y> >.

KWAN, J.; TAYLOR, P. A. On gas fluxes from small lakes and ponds. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 68, n. 4, p. 339-356, 1994/03/01 1994. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/BF00706795> >.

LIECHTI, F.; SCHALLER, E. The Use of Low-Level Jets by Migrating Birds. **Naturwissenschaften**, v. 86, n. 11, p. 549-551, November 01 1999. ISSN 1432-1904. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s001140050673> >.

LIU, H.; HE, M.; WANG, B.; ZHANG, Q. Advances in low-level jet research and future prospects. **Journal of Meteorological Research**, v. 28, n. 1, p. 57-75, 2014. ISSN 0894-0525.

LORENZZETTI, J. A.; ARAÚJO, C. A. S.; CURTARELLI, M. P. Mean diel variability of surface energy fluxes over Manso Reservoir. **Inland Waters**, v. 5, n. 2, p. 155-172, 2015. ISSN 2044-205X.

MACINTYRE, S.; JELLISON, R. Nutrient fluxes from upwelling and enhanced turbulence at the top of the pycnocline in Mono Lake, California. In: MELACK, J. M.; JELLISON, R., *et al* (Ed.). **Saline Lakes: Publications from the 7th International Conference on Salt Lakes**,

held in Death Valley National Park, California, U.S.A., September 1999. Dordrecht: Springer Netherlands, 2001. p.13-29. ISBN 978-94-017-2934-5.

MACINTYRE, S.; MELACK, J. M. Mixing Dynamics in Lakes Across Climatic Zones. In: LIKENS, G. E. (Ed.). **Encyclopedia of Inland Waters**. Oxford: Academic Press, 2009. p.603-612. ISBN 978-0-12-370626-3.

MAES, C.; O'KANE, T. J. Seasonal variations of the upper ocean salinity stratification in the Tropics. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 3, p. 1706-1722, 2014. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013JC009366> >.

MAHRT, L.; RICHARDSON, S.; SEAMAN, N.; STAUFFER, D. Non-stationary drainage flows and motions in the cold pool. **Tellus A**, v. 62, n. 5, p. 698-705, 2010. ISSN 1600-0870. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00473.x> >.

MARIANI, Z.; DEGHAN, A.; JOE, P.; SILLS, D. Observations of Lake-Breeze Events During the Toronto 2015 Pan-American Games. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 166, n. 1, p. 113-135, January 01 2018. ISSN 1573-1472. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10546-017-0289-3> >.

MARTINS, H. D. S. **Variabilidade em escala associada com jatos de baixo nível e ondas de gravidade na camada limite noturna do Pantanal**. 2011. Universidade Federal de Santa Maria

MCGOWAN, H. A.; STURMAN, A. P. Regional and local scale characteristics of foehn wind events over the South Island of New Zealand. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 58, n. 1, p. 151-164, March 01 1996. ISSN 1436-5065. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/BF01027562> >.

MERINO-IBARRA, M.; MONROY-RÍOS, E.; VILA CLARA, G.; CASTILLO, F. S.; GALLEGOS, M. E.; RAMÍREZ-ZIEROLD, J. Physical and chemical limnology of a wind-swept tropical highland reservoir. **Aquatic Ecology**, v. 42, n. 3, p. 335-345, September 01 2008. ISSN 1573-5125. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10452-007-9111-5> >.

MITCHELL, M. J.; ARRITT, R. W.; LABAS, K. A Climatology of the Warm Season Great Plains Low-Level Jet Using Wind Profiler Observations. **Weather and Forecasting**, v. 10, n. 3, p. 576-591, 1995. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434%281995%29010%3C0576%3AACOTWS%3E2.0.CO%3B2> >.

MO, K. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J. Physical Mechanisms of the 1993 Summer Floods. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 7, p. 879-895, 1995. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281995%29052%3C0879%3APMOTSF%3E2.0.CO%3B2> >.

MONISMITH, S. An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 171, p. 407-439, 1986. ISSN 0022-1120. Disponível em: < <https://www.cambridge.org/core/article/an-experimental-study-of-the-upwelling-response-of-stratified-reservoirs-to-surface-shear-stress/E8C4D477533248D6840EEA52C24E5027> >.

MOOIJ, W. M.; TROLLE, D.; JEPPESEN, E.; ARHONDITSIS, G.; BELOLIPETSKY, P. V.; CHITAMWEBWA, D. B. R.; DEGERMENDZHY, A. G.; DEANGELIS, D. L.; DE SENERPONT DOMIS, L. N.; DOWNING, A. S.; ELLIOTT, J. A.; FRAGOSO, C. R.; GAEDKE, U.; GENOVA, S. N.; GULATI, R. D.; HÅKANSON, L.; HAMILTON, D. P.; HIPSEY, M. R.; 'T HOEN, J.; HÜLSMANN, S.; LOS, F. H.; MAKLER-PICK, V.; PETZOLDT, T.; PROKOPKIN, I. G.; RINKE, K.; SCHEP, S. A.; TOMINAGA, K.; VAN DAM, A. A.; VAN NES, E. H.; WELLS, S. A.; JANSE, J. H. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. **Aquatic Ecology**, v. 44, n. 3, p. 633-667, September 01 2010. ISSN 1573-5125. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10452-010-9339-3> >.

MORAIS, M.; CASTRO, W.; TUNDISI, J. G. Climatologia de frentes frias sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), e sua influência na limnologia dos reservatórios de abastecimento de água. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 205-217, 2010. ISSN 0102-7786.

MOREIRA, R. 2017 Embarcação com 20 pessoas afunda no Lago de Furnas (MG) disponível em: <https://noticias.uol.com.br/ultimas-noticias/agencia-estado/2017/09/08/embarcacao-com-20-pessoas-afunda-no-lago-de-furnas-mg.htm>. Acessado em dezembro de 2017.

NASSIF, F. D. B. **A tecnologia LiDAR aplicada a medições eólicas sobre corpos hídricos e oceano**. 2017. Dissertação (mestrado) (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica). Centro Tecnológico, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.

NAWRI, N.; STEWART, R. E. Climatological features of orographic low-level jets over frobisher bay. **Atmosphere-Ocean**, v. 44, n. 4, p. 397-413, 2006. ISSN 0705-5900.

OGAWA, Y.; OHARA, T.; WAKAMATSU, S.; DIOSEY, P.; UNO, I. Observation of lake breeze penetration and subsequent development of the thermal internal boundary layer for the NANTICOKE II shoreline diffusion experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 35, n. 3, p. 207-230, 1986. ISSN 0006-8314.

OKE, T. R. Towards better scientific communication in urban climate. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 84, n. 1, p. 179-190, February 01 2006. ISSN 1434-4483. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0153-0> >.

OMETTO, J. P.; CIMBLERIS, A. C. P.; DOS SANTOS, M. A.; ROSA, L. P.; ABE, D.; TUNDISI, J. G.; STECH, J. L.; BARROS, N.; ROLAND, F. Carbon emission as a function of energy generation in hydroelectric reservoirs in Brazilian dry tropical biome. **Energy Policy**, v. 58, p. 109-116, 2013/07/01/ 2013. ISSN 0301-4215. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301421513001444> >.

PACHECO, F.; SOARES, M.; ASSIREU, A.; CURTARELLI, M.; ROLAND, F.; ABRIL, G.; STECH, J.; ALVALÁ, P.; OMETTO, J. The effects of river inflow and retention time on the spatial heterogeneity of chlorophyll and water–air CO₂ fluxes in a tropical hydropower reservoir. **Biogeosciences**, v. 12, n. 1, p. 147-162, 2015. ISSN 1726-4170.

PARISH, T. R.; BROMWICH, D. H. Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime. **Journal of Climate**, v. 4, n. 2, p. 135-146, 1991. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281991%29004%3C0135%3ACSSOTA%3E2.0.CO%3B2> >.

PELLEGRINI, C. C.; BODSTEIN, G. C. R. The height of maximum speed-up in the atmospheric boundary layer flow over low hills. **Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences and Engineering**, v. 26, p. 249-259, 2004. ISSN 1678-5878. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1678-58782004000300001&nrm=iso >.

PELLEGRINI, et al., 2108. O desempenho do WRF em um episódio de intenso e persistente vento num grande reservatório tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2018. No prelo.

PIELKE, S.; ROGER, A. **Mesoscale meteorological modeling**. Academic press, 2002. ISBN 0123852382.

PIRES, L. B. M.; FISCH, G.; GIELOW, R.; SOUZA, L. F.; AVELAR, A. C.; DE PAULA, I. B.; GIRARDI, R. D. M. A study of the internal boundary layer generated at the Alcantara Space Center. **American Journal of Environmental Engineering**, v. 5, n. 1A, p. 52-64, 2015. ISSN 2166-465X.

POTES, M.; SALGADO, R.; COSTA, M. J.; MORAIS, M.; BORTOLI, D.; KOSTADINOV, I.; MAMMARELLA, I. Lake–atmosphere interactions at Alqueva reservoir: a case study in the summer of 2014. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 69, n. 1, p. 1272787, 2017/01/01 2017. ISSN null. Disponível em: < <https://doi.org/10.1080/16000870.2016.1272787> >.

RAMOS, F. M.; LIMA, I. B. T.; ROSA, R. R.; MAZZI, E. A.; CARVALHO, J. C.; RASERA, M. F. F. L.; OMETTO, J. P. H. B.; ASSIREU, A. T.; STECH, J. L. Extreme event dynamics in methane ebullition fluxes from tropical reservoirs. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 21, 2006. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006GL027943> >.

READ, J. S.; HAMILTON, D. P.; JONES, I. D.; MURAOKA, K.; WINSLOW, L. A.; KROISS, R.; WU, C. H.; GAISER, E. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. **Environmental Modelling & Software**, v. 26, n. 11, p. 1325-1336, 2011/11/01/ 2011. ISSN 1364-8152. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S136481521100123X> >.

REBOITA, M. S.; ASSIREU, A.; DA SILVA, L. C.; RIOS, N. Evidências de Circulação de Brisa Vale-Montanha na Serra da Mantiqueira: Cidade de Itajubá–MG. **Ciência e Natura**, v. 36, n. 1, p. 61-71, 2014. ISSN 0100-8307.

REBOUÇAS, P. M.; LIMA, L.; DIAS, I.; BARBOSA FILHO, J. Influência da oscilação térmica na água da piscicultura. **Journal of Animal Behaviour and Biometeorology**, v. 2, n. 2, p. 35-42, 2014.

REIS, A.; DE CAMPOS, B.; CARVALHO, V.; ASSIREU, A. **Análise da Variabilidade dos Ventos em Extensos Sistemas Aquáticos Tropicais: Comparação dos Resultados Obtidos com os Modelos WRF e BRAMS**. 2018. 14.

REIS, A. L. **INFLUÊNCIA DA RUGOSIDADE DO TERRENO PARA O PERFIL VERTICAL DO VENTO**. 2015. Trabalho final de graduação Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá

REITER, E. R. Structure of Vertical Wind Profiles. **Radio Science**, v. 4, n. 12, p. 1133-1136, 1969. Disponível em: < <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS004i012p01133> >.

RO, K. S. A New Unified Equation for Wind-Driven Surficial Oxygen Transfer into Stationary Water Bodies. **Transactions of the ASABE**, v. v. 49, n. no. 5, p. pp. 1615-0-2006 v.49 no.5, 2006-09 2006.

ROLAND, F.; VIDAL, L. O.; PACHECO, F. S.; BARROS, N. O.; ASSIREU, A.; OMETTO, J. P. H. B.; CIMBLERIS, A. C. P.; COLE, J. J. Variability of carbon dioxide flux from tropical (Cerrado) hydroelectric reservoirs. **Aquatic Sciences**, v. 72, n. 3, p. 283-293, June 01 2010. ISSN 1420-9055. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00027-010-0140-0> >.

ROTACH, M. W.; STIPERSKI, I.; FUHRER, O.; GOGER, B.; GOHM, A.; OBLEITNER, F.; RAU, G.; SFYRI, E.; VERGEINER, J. Investigating Exchange Processes over Complex Topography: The Innsbruck Box (i-Box). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 4, p. 787-805, 2017. ISSN 0003-0007.

SAMPAIO, F. G.; LOSEKANN, M. E.; LUIZ, A. J. B.; NEVES, M. C.; FRASCÁ-SCORVO, C. M. D.; RODRIGUES, G. S. Monitoramento e gestão ambiental da piscicultura em tanques-rede em reservatórios. **Informe Agropecuário, Belo Horizonte**, v. 34, n. 272, p. 1-11, 2013.

SAMPAIO, M.; GRECO, M.; PINTO-COELHO, R. Estudo Técnico Científico Visando a Delimitação de Parques Aquícolas nos Lagos das Usinas Hidroelétricas de Furnas e Três Marias. **Secretaria de Aquicultura e Pesca da Presidência da República e Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia e Ensino Superior de Minas Gerais, Belo Horizonte**, v. 22, 2008.

SANTANA, R. A. S. D.; TÓTA, J.; SANTOS, R. M. N. D.; VALE, R. S. D. Estabilidade e estrutura da turbulência sob a influência de jatos de baixos níveis noturnos no sudoeste da amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 405-414, 2015. ISSN 0102-7786. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862015000400405&nrm=iso >.

SANTOS-ALAMILLOS, F. J.; POZO-VÁZQUEZ, D.; RUIZ-ARIAS, J. A.; LARA-FANEGO, V.; TOVAR-PESCADOR, J. Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 7, p. 1592-1609, 2013. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAMC-D-12-0204.1> >.

SANTOS, J. G. M. D.; CAMPOS, C. R. J. D.; LIMA, K. C. Análise de jatos de baixos níveis associados a um sistema convectivo de mesoescala na América do Sul: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, p. 451-468, 2008. ISSN 0102-261X. Disponível em: < http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X2008000400006&nrm=iso >.

SATHE, A.; GRYNING, S. E.; PEÑA, A. Comparison of the atmospheric stability and wind profiles at two wind farm sites over a long marine fetch in the North Sea. **Wind Energy**, v. 14, n. 6, p. 767-780, 2011. ISSN 1099-1824.

SAVELYEV, S. A.; TAYLOR, P. A. Internal boundary layers: I. Height formulae for neutral and diabatic flows. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 115, n. 1, p. 1-25, 2005. ISSN 0006-8314.

SCHWAB, D. J. Hydrodynamic modeling in the Great Lakes from 1950 to 1990 and prospects for the 1990s. In: (Ed.). **Chemical Dynamics in Freshwater Ecosystems**: CRC Press, 2018. p.41-62.

SCHWERDTFEGGER, W. The Effect of the Antarctic Peninsula on the Temperature Regime of the Weddell Sea. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 1, p. 45-51, 1975. Disponível em:

< <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281975%29103%3C0045%3ATEOTAP%3E2.0.CO%3B2> >.

SCULLY, M. E. Wind Modulation of Dissolved Oxygen in Chesapeake Bay. **Estuaries and Coasts**, v. 33, n. 5, p. 1164-1175, September 01 2010. ISSN 1559-2731. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s12237-010-9319-9> >.

SHAO, S.; LI, X.; LI, Y.; ZHU, W.; KANG, D.; FAN, C.; WENG, N. Daily variation analysis of atmospheric turbulence from inland to open sea. *Journal of Physics: Conference Series*, 2016, IOP Publishing. p.012051.

SHAPIRO, A.; FEDOROVICH, E. Nocturnal low-level jet over a shallow slope. **Acta Geophysica**, v. 57, n. 4, p. 950-980, December 01 2009. ISSN 1895-7455. Disponível em: < <https://doi.org/10.2478/s11600-009-0026-5> >.

SHINTANI, T.; DE LA FUENTE, A.; DE LA FUENTE, A.; NIÑO, Y.; IMBERGER, J. Generalizations of the Wedderburn number: Parameterizing upwelling in stratified lakes. **Limnology and Oceanography**, v. 55, n. 3, p. 1377-1389, 2010. Disponível em: < <https://aslopubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.4319/lo.2010.55.3.1377> >.

SHU, Z. R.; LI, Q. S.; HE, Y. C.; CHAN, P. W. Investigation of low-level jet characteristics based on wind profiler observations. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 174, p. 369-381, 2018/03/01/ 2018. ISSN 0167-6105. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0167610517305214> >.

SILVA, C 2017, 2017 Corpos de irmãos que desapareceram no Lago de Furnas são encontrados disponível em: https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/06/30/interna_gerais,880407/corpos-de-irmaos-que-desapareceram-no-lago-de-furnas-sao-encontrados.shtml acessado em 18 de dezembro de 2017.

SILVA, A. L., 2016 “Monomotor caiu em MG durante tentativa de pouso em água” disponível em; <http://g1.globo.com/mg/centro-oeste/noticia/2016/04/pai-e-filho-de-itauna-morrem-apos-queda-de-monomotor-no-sul-de-mg.html> acessado em 18 de dezembro de 2017 as 14 horas.

SIQUEIRA, V. A. **Análise da Camada Limite Planetária na Interface Água-Terra em reservatórios hidroelétricos**. 2017. Dicerção (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos). Instituto de Recurso Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá.

SONG, J.; LIAO, K.; COULTER, R. L.; LESHT, B. M. Climatology of the Low-Level Jet at the Southern Great Plains Atmospheric Boundary Layer Experiments Site. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 10, p. 1593-1606, 2005/10/01 2005. ISSN 0894-8763. Disponível em: < <https://doi.org/10.1175/JAM2294.1> >. Acesso em: 2018/05/16.

SOUZA, V. C. O. **Análise Computacional de Padrões de Variabilidade Não-Lineares em Sistemas Ambientais**. São José dos Campos: INPE, 2017. Tese (Doutorado em Computação Aplicada) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

SPILLMAN, C. M.; IMBERGER, J.; HAMILTON, D. P.; HIPSEY, M. R.; ROMERO, J. R. Modelling the effects of Po River discharge, internal nutrient cycling and hydrodynamics on biogeochemistry of the Northern Adriatic Sea. **Journal of Marine Systems**, v. 68, n. 1, p. 167-200, 2007/11/01/ 2007. ISSN 0924-7963. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0924796306003459> >.

STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do Lago de Itaipu. **Anais do XI Cong. Bras. Met., Rio de Janeiro**, 1999.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Springer Science & Business Media, 2012. ISBN 9400930275.

SULLIVAN, P. P.; MOENG, C.-H.; STEVENS, B.; LENSCHOW, D. H.; MAYOR, S. D. Structure of the Entrainment Zone Capping the Convective Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 19, p. 3042-3064, 1998. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281998%29055%3C3042%3ASOTEZC%3E2.0.CO%3B2> >.

SWAYNE, D.; LAM, D.; MACKAY, M.; ROUSE, W.; SCHERTZER, W. Assessment of the interaction between the Canadian Regional Climate Model and lake thermal–hydrodynamic models. **Environmental Modelling & Software**, v. 20, n. 12, p. 1505-1513, 2005/12/01/ 2005. ISSN 1364-8152. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815205001027> >.

THIERY, W. I. M.; STEPANENKO, V. M.; FANG, X.; JÖHNK, K. D.; LI, Z.; MARTYNOV, A.; PERROUD, M.; SUBIN, Z. M.; DARCHAMBEAU, F.; MIRONOV, D.; VAN LIPZIG, N. P. M. LakeMIP Kivu: evaluating the representation of a large, deep tropical lake by a set of one-dimensional lake models. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 66, n. 1, p. 21390, 2014/12/01 2014. ISSN null. Disponível em: < <https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.21390> >.

THOMPSON, R. Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress. Proc. Second Int. Symp. Stratified Flows, IAHR, 1980, 1980.

TRANVIK, L. J.; A., D. J.; B., C. J.; A., L. S.; G., S. R.; J., B. T.; PETER, D.; KERRI, F.; KENNETH, F.; B., K. L.; L., K. P.; TIIT, K.; SOREN., L.; ISABELLE, L.; M., L. D.; LEIGH, M. S.; M., M. D.; M., M. J.; ERIN, O.; A., P. J.; YVES, P.; H., R. W.; FABIO, R.; S., S. B.; W., S. D.; SEBASTIAN, S.; ALAIN, T.; J., V. M.; M., V. A.; EDDIE, V. W.; A., W. G. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. **Limnology and**

Oceanography, v. 54, n. 6part2, p. 2298-2314, 2009. Disponível em: <
https://aslopubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298>.

TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. **Limnologia**. Oficina de textos, 2016. ISBN 8579751012.

VAN DER STOCKEN, T.; VANSCHOENWINKEL, B.; DE RYCK, D. J. R.; BOUMA, T. J.; DAHDOUH-GUEBAS, F.; KOEDAM, N. Interaction between Water and Wind as a Driver of Passive Dispersal in Mangroves. **PLoS ONE**, v. 10, n. 3, p. e0121593, 03/26

10/31/received

02/11/accepted

04/22/ecorrected 2015. ISSN 1932-6203. Disponível em: <
<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4374773/>>.

VUORINEN, V.; CHAUDHARI, A.; KESKINEN, J.-P. Large-eddy simulation in a complex hill terrain enabled by a compact fractional step OpenFOAM® solver. **Advances in Engineering Software**, v. 79, p. 70-80, 2015. ISSN 0965-9978.

WEBER, R.; KAUFMANN, P. **Relationship of Synoptic Winds and Complex Terrain Flows during the MISTRAL Field Experiment**. 1998. 1486-1496.

WEI, W.; WU, B. G.; YE, X. X.; WANG, H. X.; ZHANG, H. S. Characteristics and Mechanisms of Low-Level Jets in the Yangtze River Delta of China. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 149, n. 3, p. 403-424, December 01 2013. ISSN 1573-1472. Disponível em: <
<https://doi.org/10.1007/s10546-013-9852-8>>.

WEIL, J. C.; PATTON, E.; SULLIVAN, P. Lagrangian modeling of dispersion in the stable boundary layer. Proc. 17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, San Diego, 21–25 May 2006 (paper J3. 4), 2006.

WIEL, B. J. H. V. D.; MOENE, A. F.; STEENEVELD, G. J.; BAAS, P.; BOSVELD, F. C.; HOLTSLAG, A. A. M. A Conceptual View on Inertial Oscillations and Nocturnal Low-Level Jets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 8, p. 2679-2689, 2010. Disponível em: <
<https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAS3289.1>>.

WITTICH, K.-P.; HARTMANN, J.; ROTH, R. On nocturnal wind shear with a view to engineering applications. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 37, n. 3, p. 215-227, November 01 1986. ISSN 1573-1472. Disponível em: <
<https://doi.org/10.1007/BF00122985>>.

WOOLWAY, R. I. **Lake Heat Flux Analyzer user manual** 2015.

WOOLWAY, R. I.; JONES, I. D.; HAMILTON, D. P.; MABERLY, S. C.; MURAOKA, K.; READ, J. S.; SMYTH, R. L.; WINSLOW, L. A. Automated calculation of surface energy fluxes with high-frequency lake buoy data. **Environmental Modelling & Software**, v. 70, p. 191-198, 2015/08/01/ 2015. ISSN 1364-8152. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S136481521500122X> >.

WOOLWAY, R. I.; VERBURG, P.; MERCHANT, C. J.; LENTERS, J. D.; HAMILTON, D. P.; BROOKES, J.; KELLY, S.; HOOK, S.; LAAS, A.; PIERSON, D.; RIMMER, A.; RUSAK, J. A.; JONES, I. D. Latitude and lake size are important predictors of over-lake atmospheric stability. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 17, p. 8875-8883, 2017. ISSN 1944-8007. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.1002/2017GL073941> >.

WYNGAARD, J. C. Structure of the Planetary Boundary Layer and Implications for its Modeling. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, n. 11, p. 1131-1142, 1985. Disponível em: < <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281985%29024%3C1131%3ASOTPBL%3E2.0.CO%3B2> >.

XU, X.; YI, C.; KUTTER, E. Stably stratified canopy flow in complex terrain. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 13, p. 7457-7470, 2015. ISSN 1680-7316.

ZÄNGL, G. A reexamination of the valley wind system in the Alpine Inn Valley with numerical simulations. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 87, n. 4, p. 241-256, December 01 2004. ISSN 1436-5065. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s00703-003-0056-5> >.

ZHOU, A.; KLEWICKI, J. Properties of the streamwise velocity fluctuations in the inertial layer of turbulent boundary layers and their connection to self-similar mean dynamics. **International Journal of Heat and Fluid Flow**, v. 51, p. 372-382, 2015/02/01/ 2015. ISSN 0142-727X. Disponível em: < <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0142727X14001246> >.