

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA  
CURSO DE DOUTORADO**

**EVAPORAÇÃO EM SUPERFÍCIE DE ÁGUA LIVRE COM  
BAIXA TURBIDEZ**

**Tatyana Keyty de Souza Borges**

**CRUZ DAS ALMAS - BAHIA  
2017**

# **EVAPORAÇÃO EM SUPERFÍCIE DE ÁGUA LIVRE COM BAIXA TURBIDEZ**

**Tatyana Keyty de Souza Borges**

Engenheira Agrônoma

Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2010

Mestre em Engenharia Agrícola

Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2013

Tese apresentada ao Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Engenharia Agrícola (Área de Concentração: Agricultura Irrigada e Recursos Hídricos).

**Orientador:** Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira

**CRUZ DAS ALMAS - BAHIA  
2017**

## FICHA CATALOGRÁFICA

B732e

Borges, Tatyana Keyty de Souza.

Evaporação em superfície de água livre com baixa turbidez / Tatyana Keyty de Souza Borges. \_ Cruz das Almas, BA, 2017.

134f.; il.

Orientador: Aureo Silva de Oliveira.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas.

1.Abastecimento de água – Reservatórios de água. 2.Evaporação – Avaliação. I.Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas. II.Título.

CDD: 628.1

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA  
CURSO DE DOUTORADO**

**EVAPORAÇÃO EM SUPERFÍCIE DE ÁGUA LIVRE COM BAIXA  
TURBIDEZ**

**Comissão Examinadora da Defesa de Tese de  
Tatyana Keyty de Souza Borges**

Aprovada em: 07 de Março de 2017

Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia / UFRB  
(Orientador)

Prof. Dr. Maurício Antônio Coelho Filho  
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/ EMBRAPA  
Centro Nacional de Mandioca e Fruticultura  
(Examinador interno)

Prof. Dr. Francisco Adriano de Carvalho Pereira  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia / UFRB  
(Examinador interno)

Prof. Dr. Jorge Luiz Rabelo  
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia / UFRB  
(Examinador externo)

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva  
Universidade Federal de Campina Grande / UFCG  
(Examinador externo)

## DEDICATÓRIA

*À Deus por tudo,  
Aos meus pais, Carlos e Ana, meus alicerces,  
A minha irmã, meus sobrinhos e meu cunhado, por todo amor e carinho.*

## OFEREÇO

*Aos Pastores, Paulo Ortêncio  
Pereira Filho, Jediel Cunha e José  
Joelson, pelo apoio, pela motivação e  
ensinamentos cristãos durante a  
realização do doutorado.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus por tudo.

Aos meus pais, Carlos e Ana, pelo amor e carinho a mim dedicados, pelo apoio, incentivo e força em todos os momentos da minha vida.

À minha querida irmã Talyta e meu cunhado Rodrigo, pela amizade e motivação em todos os momentos que me ajudaram a superar as dificuldades encontradas.

Aos meus sobrinhos Thályta e Rodriguinho, presentes de Deus em nossas vidas, pelo seu amor, carinho, alegria e momentos de descontração.

Aos meus avós, tios, tias, primos e primas que sempre torceram por mim.

A FAPESB pelo apoio financeiro.

Ao Instituto Federal do Sertão Pernambucano pela compreensão e liberação para conclusão da tese

À Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, em especial ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola pela oportunidade oferecida.

Ao meu grande Amigo e Professor Aureo Silva de Oliveira, um profissional que admiro muito, pela valiosa orientação deste trabalho, e principalmente pelas conversas, incentivos, ensinamentos e apoio em todos os momentos.

Ao Coordenador Tales Miler Soares, e aos professores Francisco Adriano, Eugênio Ferreira Coelho, Alisson Jadavi, José Fernandes Melo Filho, Lucas Melo Vellame, Maurício Antônio Coelho, Vital Pedro da Silva Paz, pelo conhecimento repassado. Ao professor Ledo e a professora Fabiane, pela contribuição durante a execução deste trabalho.

Aos funcionários do PPGEA, em especial a Leni e dona Celina.

A minha querida amiga Jucy, pelo apoio, companheirismo, atenção, incentivo e auxílio sempre.

Aos meus grandes e verdadeiros amigos da UFRPE e UFRB: Rafael, Jessyka, Aluízio, Raquela, Janice, Taty, Paty, Diogo, Cleene, Lucia, Lucas, Marina, Denize, Mine, Mariana, Bela, Leandra, Adailton, Alide, Neilon, João Paulo, Thaís e Paty por sempre estarmos unidos, compartilhando cada momento.

Aos meus amigos do Laboratório de Água e Solo da UFRPE: Junior, Betinho, Adriana, Eduardo, Adriano, Rogério, Robertson e Thaís Emanuelle.

Aos meus antigos orientadores e amigos, Abelardo Montenegro, Newton Stanford e Mario Lira de Andrade Júnior, que tanto contribuíram para minha formação profissional.

A todos que de alguma forma colaboraram na execução do trabalho.

## EPIGRAFE

Mas os que esperam no Senhor renovarão as suas forças, subirão com asas como águias: correrão e não se cansarão; caminharão, e não se fatigarão (Isaías 40:31).

*“Quando os ideais de Deus são as nossas metas... a vitória é certa!”*

## EVAPORAÇÃO EM SUPERFÍCIE DE ÁGUA LIVRE COM BAIXA TURBIDEZ

**RESUMO:** Este trabalho visou quantificar a evaporação em superfície de água livre com baixa turbidez por três métodos distintos (balanço de massa, balanço de energia com Razão de Bowen e transferência de massa) em condições tropicais. Além disso, foram realizadas comparações entre os três métodos de determinação da evaporação da água, bem como análises dos componentes do balanço de radiação e o albedo. A área experimental está localizada na Fazenda Santo Antônio, de propriedade da empresa DANCO Comércio e Indústria de Fumos Ltda., município de Governador Mangabeira, Bahia (12° 37' S; 39° 03' W; 218 m). Atualmente, existem na fazenda dezenove reservatórios, dos quais treze são utilizados para armazenamento de água de baixa turbidez para irrigação da cultura do fumo (*Nicotiana tabacum* L.) do tipo Sumatra para capa de charuto. Para tal, foram utilizados dados coletados em duas plataformas flutuantes instaladas em reservatórios revestidos com manta impermeável que armazenam água com baixa turbidez e, de uma torre meteorológica na área experimental, em períodos distintos dos anos de 2015 e 2016. As lâminas de evaporação total ficaram próximas, indicando que os resultados foram confiáveis e os métodos apropriados na estimativa da evaporação. Sendo a maior lâmina para o método de transferência de massa (424 mm), seguida do balanço de massa (353 mm) e balanço de energia com Razão de Bowen (350 mm). A evaporação diária segundo o método da transferência de massa variou de 2,4 a 9,4 mm, com média de 5,7 mm dia<sup>-1</sup>. Com o método do balanço de massa, observou-se variação de 0,7 a 8,2 mm de evaporação com média de 4,8 mm dia<sup>-1</sup>. Já no método de balanço de energia com razão de Bowen, a evaporação variou de 0,61 a 8,0 mm, com média de 4,7 mm dia<sup>-1</sup>. A evaporação diária obtida foi relativamente baixa para os três métodos, uma vez que a água é de baixa turbidez e não há impedimento para propagação da radiação solar a grandes profundidades. A atenuação da nebulosidade sobre a radiação solar incidente impactou o componente da radiação refletida cujo valor médio diminuiu de 13 W m<sup>-2</sup> para 5 W m<sup>-2</sup> com o aumento da cobertura de nuvens. O saldo de onda curta, conseqüentemente, também reduziu com a nebulosidade, com variação de -71%. A emissão de onda longa tanto pela atmosfera quanto pela superfície da água são os componentes do balanço de radiação de menor variação no período de 24 horas. O albedo da água com baixa turbidez alcança valores tão baixos quanto 2% em sob céu claro, sendo fortemente influenciado pelas condições de nebulosidade atmosférica e ângulo de elevação do sol. Com alta cobertura de nuvens (baixa transmissividade atmosférica) a dependência entre albedo da água e elevação do sol não é tão evidente quanto a que se dá sob condições de céu claro.

**Palavras-chave:** Balanço de energia; Balanço de radiação; Calor latente; Reservatórios



## EVAPORATION FROM FREE WATER SURFACE WITH LOW TURBIDITY

**ABSTRACT:** This work aimed to quantify the evaporation on free water surface with low turbidity by three different methods (mass balance, energy balance with Bowen Ratio and mass transfer) under tropical conditions. In addition, comparisons were made between the three methods of determining water evaporation, as well as analyzes of the components of the radiation balance and the albedo. The experimental area is located at Fazenda Santo Antônio, owned by DANCO Comércio e Indústria de Fumos Ltda., in the municipality of Governador Mangabeira, Bahia (12°37 'S, 39°03' W, 218 m). Currently, there are nineteen reservoirs on the farm, of which thirteen are used for storage of low turbidity water for irrigation of tobacco (*Sumatripanus tabacum* L.) tobacco of Sumatra type for cigar cover. For this purpose, data were collected on two floating platforms installed in waterproof blanket lined reservoirs that store water with low turbidity and a meteorological tower in the experimental area during different periods of the years 2015 and 2016. The total evaporation slides were indicating that the results were reliable and the appropriate methods in the estimation of evaporation. Being the largest blade for the mass transfer method (424 mm), followed by mass balance (353 mm) and energy balance with Bowen Ratio (350 mm). Daily evaporation according to the mass transfer method ranged from 2.4 to 9.4 mm, with an average of 5.7 mm dia<sup>-1</sup>. With the mass balance method, a variation of 0.7 to 8.2 mm of evaporation with a mean of 4.8 mm dia<sup>-1</sup> was observed. In the Bowen ratio energy balance method, the evaporation ranged from 0.61 to 8.0 mm, with an average of 4.7 mm dia<sup>-1</sup>. The daily evaporation obtained was relatively low for the three methods, since the water is of low turbidity and there is no impediment to propagation of the solar radiation to great depths. The attenuation of the cloudiness on the incident solar radiation impacted the component of the reflected radiation whose average value decreased from 13 W m<sup>-2</sup> to 5 W m<sup>-2</sup> with increased cloud cover. The shortwave balance, consequently, also reduced with the cloudiness, with variation of -71%. The long wave emission by both the atmosphere and the surface of the water are the components of the radiation balance of smaller variation in the period of 24 hours. The albedo of water with low turbidity reaches values as low as 2% under clear sky, being strongly influenced by atmospheric cloudiness and elevation angle of the sun. With high cloud cover (low atmospheric transmissivity), the albedo's dependence on water and rising sunshine is not as clear as that under clear sky conditions.

**Keywords:** Energy balance; Radiation balance; Latent heat; Reservoirs

## SUMÁRIO

1. REVISÃO DE LITERATURA .....	8
1.1. INTRODUÇÃO GERAL .....	9
1.2. <i>Importância da água para diferentes usos e riscos de escassez</i> .....	11
1.3. <i>O ciclo hidrológico e a evaporação em superfície de água livre</i> .....	13
1.4. <i>Balanço de radiação na água</i> .....	16
1.5. <i>Métodos de determinação da evaporação em superfície de água livre</i> ...	19
1.5.1. <i>Método do Balanço de Massa</i> .....	20
1.5.2. <i>Método do Balanço de Energia com razão de Bowen</i> .....	20
1.5.3. <i>Métodos Aerodinâmicos (transferência de massa e correlação de turbilhões)</i> .....	22
1.5.4. <i>Métodos combinados baseados na equação de Penman (Penman, 1948)</i> <sup>23</sup>	
1.5.5. <i>Métodos com tanques evaporimétricos</i> .....	24
1.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	25
1. CAPÍTULO I .....	39
RESUMO .....	40
ABSTRACT .....	41
2.1. INTRODUÇÃO .....	42
2.2. MATERIAL E MÉTODOS .....	44
2.2.1. <i>Localização e descrição da área experimental</i> .....	44
2.2.2. <i>Medição e aquisição de dados experimentais</i> .....	45
2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	49
2.4. CONCLUSÕES .....	58
2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	59
2. CAPÍTULO II .....	66
RESUMO .....	67
ABSTRACT .....	68
3.1. INTRODUÇÃO .....	69
3.2. MATERIAL E MÉTODOS .....	72
3.2.1. <i>Local de estudo</i> .....	72
3.2.2. <i>Reservatórios de água para irrigação</i> .....	73
3.2.3. <i>Estruturas e instrumentação para coleta de dados</i> .....	75
3.2.4. <i>Métodos de quantificação da evaporação</i> .....	79
3.2.5. <i>Determinação do calor sensível (H)</i> .....	88
3.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	88
3.4. CONCLUSÕES .....	113
3.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	114
4. APÊNDICES .....	121

## **1. REVISÃO DE LITERATURA**

## 1.1. INTRODUÇÃO GERAL

No mundo existem aproximadamente 304 milhões de lagos, correspondendo a uma área total de 4,2 milhões de km<sup>2</sup> (Downing et al., 2006). Como a água doce está se tornando um recurso escasso, há um incentivo para o desenvolvimento de estudos sobre evaporação.

Em todo o mundo, pesquisadores e organizações desenvolvem trabalhos para quantificar a evaporação em superfícies de água livre seja por métodos indiretos, maneira mais comumente utilizada, ou por métodos diretos em lagos e reservatórios. Brutsaert (1982) relata alguns trabalhos iniciais sobre a teoria da evaporação realizada por Dalton em 1802 em seu trabalho sobre aerodinâmica da evaporação. Em 1926, Bowen desenvolveu uma relação entre o fluxo de calor sensível (H) e o de calor latente ( $\lambda E$ ) que impactou significativamente as pesquisas em evaporação, tendo sido incorporado ao balanço de energia, entre outros métodos.

Existe uma ampla diversidade de métodos que quantificam a evaporação em superfícies de água livre, como por exemplo, balanço de massa, balanço de energia com razão de Bowen, transferência de massa, correlação de turbilhões, métodos combinados e medições em tanques evaporimétricos (na superfície ou enterrados) (Singh e Xu, 1997; Gianniou e Antonopoulos, 2007; Jensen e Allen, 2016). O balanço de energia e a correlação de turbilhões são considerados os métodos mais precisos, e portanto são tipicamente adotados como referência em estudos de evaporação tanto em superfície vegetadas quanto em água livre (Rosenberry et al., 2007; Tanny et al., 2008; Gianniou e Antonopoulos, 2007).

A determinação da evaporação não é uma tarefa fácil, assim como a seleção do melhor método, por causa de uma série de fatores que determinam os processos de troca entre a superfície da água e a atmosfera acima; estes incluem disponibilidade de dados, condições meteorológicas, turbidez da água e dimensões do corpo hídrico (tamanho, geometria e profundidade) (Goldbach e Kuttler, 2015; Jensen e Allen, 2016). Além disso, para Pereira et al. (2009), o desenvolvimento de métodos confiáveis para estimar a evaporação é um desafio, quando baseados em informações climatológicas de fácil obtenção.

O Brasil se destaca na disponibilidade de recursos hídricos, com 12% do total de água doce do mundo, entretanto mal distribuídos ao longo do seu território (ANA, 2007). A escassez hídrica no país tem se estendido também para algumas regiões sul e sudeste as quais não tinham esse tipo de problema. Contudo, o desenvolvimento de pesquisas realizadas no país na área de evaporação são escassas, devido à deficiência de informações básicas para atender as mais diversas necessidades nas regiões climáticas do país (Oliveira et al., 2005).

No Recôncavo Baiano (região centro-leste da Bahia), mais especificamente no município de Governador Mangabeira, a produção do fumo (*Nicotiana tabacum* L.) tipo Sumatra por reservatórios construídos que armazenam em sua totalidade milhares de metros cúbicos de água. Especificamente, a água utilizada na irrigação do fumo Sumatra é de reduzida turbidez, graças ao um intenso processo de tratamento, visto que o fumo Sumatra é uma cultura nobre e altamente exigente em água de boa qualidade. A produção é exportada para Europa, o que justifica os altos investimentos, com impactos positivos diretos na economia local.

Nesse contexto, o presente trabalho teve como objetivo geral quantificar por métodos distintos (balanço de massa, balanço de energia com Razão de Bowen e transferência de massa) a evaporação da água com baixa turbidez armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeável em condições tropicais. Os objetivos específicos foram: (a) analisar os componentes do balanço de radiação à superfície da água por meio de dados medidos dos fluxos radiativos de onda curta e de onda longa; (b) avaliar o albedo da água com baixa turbidez sob condições variáveis de nebulosidade e estimar a radiação líquida à superfície; (c) comparar os três métodos de determinação da evaporação da água.

Para atender aos objetivos, este trabalho foi dividido em uma revisão de literatura e dois capítulos organizados da seguinte forma: a revisão de literatura refere-se ao balanço de radiação e evaporação em superfícies de água livre; o primeiro capítulo trata do balanço de radiação em um reservatório artificial de uso agrícola com água com baixa turbidez, via medição direta dos componentes do balanço (radiação de onda curta e de onda longa) por meio de um radiômetro líquido instalado em uma plataforma flutuante artesanal e o segundo capítulo descreve como foram realizadas as medições de temperatura da superfície da água e em profundidade bem como a quantificação da evaporação com os dados coletados nas plataformas flutuantes.

## **1.2. Importância da água para diferentes usos e riscos de escassez**

A água é vital para existência da vida na Terra. Considerada um solvente universal é a substância mais reciclável da natureza, e pode-se apresentar dependendo da faixa de temperatura nos três estados físicos: sólido, líquido e gasoso.

Aproximadamente dois terços da superfície do planeta é água. É encontrada na superfície, acima da superfície e abaixo da superfície terrestre, em rios, oceanos, calotas polares, plantas, animais, cursos d'água subterrâneos, ar e nuvens (USGS, 2014). O maior percentual de água é encontrado nos oceanos (97,5%), seguido de uma pequena fração nos pólos (1,5%) e na água doce disponível para consumo (1%) (Santos e Ricciardi, 2013).

Com exceção da água salgada, a água doce em superfícies de água livre (lagos, rios, reservatórios, entre outros), segundo Van Beek et al. (2011) é o recurso com maior acessibilidade para suprir a demanda hídrica da agricultura, principalmente irrigação e pecuária, bem como na indústria e residências. A demanda por água doce aumenta com o crescimento populacional, poluição de mananciais e elevadas taxas evaporativas, fazendo com que a escassez da água seja, de acordo com Van Beek et al. (2011), um dos maiores desafios ambientais do mundo, visto que há um desequilíbrio entre oferta e demanda de água.

Uma estratégia de mitigação da escassez em várias regiões do mundo consiste na construção de reservatórios para armazenar água com diversas finalidades, onde fluxos naturais dos rios não são suficientes (Rohwer, 1931; Salami e Nnadi, 2012), para garantir a segurança alimentar (Fowe et al., 2015; Rahut et al., 2016). Assim, os reservatórios são imprescindíveis para o planejamento dos recursos hídricos em todo o mundo (Solander et al., 2016). Entretanto, como há grandes perdas de água por evaporação em reservatórios, a compreensão da dinâmica da água armazenada requer um amplo leque de informações, não somente relacionadas ao corpo hídrico em si mas também à dinâmica da vegetação e atmosfera no entorno.

A escassez hídrica está relacionada a elevadas taxas de evaporação e padrões de precipitação baixos e mal distribuídos no espaço e no tempo. Em regiões áridas e semiáridas a quantidade de água perdida por evaporação depende principalmente do clima, resultando no agravamento da escassez de água e

limitação do desenvolvimento socioeconômico nessas regiões (Wang et al., 2009; AlHassoun et al., 2011; Benzaghta et al., 2011).

Como por exemplo, a Líbia construiu uma das maiores obras de engenharia civil para sistemas de transporte de água, por meio de uma rede de tubos subterrâneos, para conduzir água retirada dos aquíferos do deserto do Saara e ser armazenada em reservatórios e barragens (Benzaghta, 2014). De acordo com Benzaghta (2014), na Austrália, em áreas quentes e secas, estima-se que 95% da precipitação evapora e não contribui para o escoamento superficial; o lago Nasser, que armazena água do Nilo, no Egito, localizado em uma área muito árida, com clima quente de deserto, também possui altas taxas de evaporação. Smith (2000) informa que a população de mais de 30 países de regiões áridas e semiáridas deverão sofrer por conta da escassez severa por volta de 2025, significando uma disponibilidade anual de apenas 1000 m<sup>3</sup> per capita, com sérias ameaças ao abastecimento humano e agravamento da pobreza rural. Na Arábia Saudita, a evaporação média anual em superfícies de água livre é aproximadamente de 2500 a 3000 mm, enquanto a precipitação média anual varia de 100 a 150 mm (AlHassoun et al., 2011).

A escassez hídrica é a característica mais significativa da paisagem do semiárido brasileiro, vinculada à situação de miséria, reduzida produção agropecuária, produtos de origem animal e vegetal com qualidade inferior (Santos et al., 2012). Logo, a seca faz parte do cenário das regiões semiáridas, devido à variabilidade climática, que ocorreu no passado, continua no presente, e se intensificará no futuro, de acordo com as projeções das mudanças climáticas (Marengo et al., 2016). O polígono das secas, que de acordo com Marengo (2008), ocupa 62% da área do Nordeste brasileiro (NEB) e compreende uma região de 940.000 km<sup>2</sup>, tem um problema crônico de falta de água, com baixo índice pluviométrico (média de 800 mm ano<sup>-1</sup>) afetando 15% da população brasileira, ou seja, 30 milhões de pessoas que moram nessa região. Ainda há também elevados índices de evapotranspiração potencial (Pinheiro et al., 2016), acentuando os déficits hídricos durante o período de ausência de chuva (Montenegro e Montenegro, 2012), altas taxas evaporativas em função da intensidade da radiação solar, temperaturas altas (Marengo, 2008), desertificação, ocasionada pela degradação dessas terras (Marengo et al., 2016) e prejuízos econômicos.

No NEB mesmo sem correr o risco dos reservatórios atingirem o volume morto, como houve no sudeste do país recentemente, o reservatório de Sobradinho, segundo maior lago artificial brasileiro, que é abastecido pelo rio São Francisco, ficou com apenas 18% de sua capacidade total no ano de 2015, que equivale a 34 bilhões de m<sup>3</sup> de água, representando redução de 42% em relação ao mesmo período do ano anterior (Bahia, 2015).

Outra importante bacia hidráulica, esta agora no Recôncavo Baiano, é o reservatório da Pedra do Cavalo, responsável pelo controle de enchentes, geração de energia elétrica, irrigação, e abastecimento hídrico de Feira de Santana, Salvador e outras localidades, teve o nível comprometido pela falta de chuva.

Além das regiões semiáridas, a escassez tornou-se o principal fator limitante no desenvolvimento socioeconômico, criando conflitos sociais, mesmo em locais com recursos hídricos tradicionalmente abundantes (Shen et al., 2013; Kahil et al., 2016; Lamas et al., 2016) a exemplo da região sudeste do Brasil, que no período de 2013 a 2015 enfrentou a pior seca dos últimos 55 anos, impactando diretamente 40 milhões de pessoas nas cidades de São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte (Nobre et al., 2016). Segundo Carvalho (2012) existem três tipos de seca, tais como: seca meteorológica, seca agrícola e seca hidrológica. O autor informa que a seca hidrológica se refere ao rebaixamento dos níveis de água em aquíferos, lagos ou reservatórios a longo prazo que compromete o armazenamento de água. Um exemplo recente foi com os rios que abasteciam o sistema Cantareira, que ficaram muito baixos em 2014 e 2015, por causa da falta e irregularidade de precipitação, agravada pelas condições climáticas extremas e hidrometeorológicas; tendo como consequência níveis reduzidos dos reservatórios que fornecem água para as cidades de São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte (Nobre et al., 2016).

### ***1.3. O ciclo hidrológico e a evaporação em superfície de água livre***

A água é um recurso natural que limita o desenvolvimento dos ecossistemas e atividades econômicas (Soto-García et al., 2013). A dinâmica natural da água quanto a sua ocorrência, transformações e relações com o ambiente é bem caracterizada pelo conceito do ciclo hidrológico (Lorenzon, 2011; Trenberth et al., 2011; Santos e Ricciardi, 2013), direcionada pela disponibilidade energética via radiação solar.



O ciclo da água é um dos mecanismos naturais de interação entre continentes, oceanos e atmosfera (Zhang et al., 2016) que ocorre por meio da conversão do balanço de radiação em calor sensível, latente e calor armazenado (Trenberth et al., 2009). Componentes do ciclo hidrológico incluem: escoamento superficial, infiltração, água subterrânea, precipitação, evapo(transpi)ração, condensação, armazenamento de água na atmosfera, neve, armazenamento de água nos oceanos, rios e lagos. Segundo Aydin e Karakus (2016), o balanço hidrológico representa a contabilização desses componentes no tempo e no espaço. Um dos componentes mais importantes do ciclo da água é a evaporação natural, uma vez que representa a perda primária da água da superfície para a atmosfera.

O número de moléculas que deixam a superfície está relacionado com a temperatura da superfície da água (Finch e Hall, 2001), ou seja, o grau de agitação das moléculas aumenta com a elevação da temperatura. Quando o número de moléculas que deixa a superfície supera o número das que chegam, há um saldo positivo na evaporação. À medida que aumenta a quantidade de vapor d'água acima da superfície da água maior a pressão, já que o choque das moléculas contra a superfície da água é que determina a pressão de vapor d'água, que será máxima quando o ar estiver saturado.

Hostetler e Bartlein (1990) ressaltam a importância de estimativas precisas da temperatura da superfície como pré-requisitos para determinação da evaporação, e explicam que na interface ar-superfície da água o ar é saturado de vapor, sendo a pressão de saturação na superfície função da sua temperatura. Finch e Hall (2001) concluíram que a evaporação é a diferença entre a taxa de vaporização determinada pela temperatura da água e a taxa de condensação determinada pela pressão de vapor. Durante a evaporação, dois processos ocorrem simultaneamente, pois além da água líquida ser convertida em vapor d'água (vaporização), há também a remoção do vapor d'água acima da superfície evaporante pela ação do vento (advecção) (Allen et al., 1998; McMahon et al., 2013).

A evaporação varia de um local para o outro, devido às diferenças climáticas (temperatura do ar, velocidade do vento, radiação solar, umidade relativa, precipitação), características e práticas de manejo do uso da água (Wurbs e Ayala, 2014; Benzaghta, 2014). Segundo Hostetler e Bartlein (1990) a evaporação ocorre sempre que houver um déficit de pressão de vapor d'água entre a superfície da água

e a atmosfera acima dessa superfície, e da disponibilidade de energia necessária para o processo.

No ciclo hidrológico, a principal fonte de energia para iniciar e manter a evaporação no período diurno é a radiação solar (onda curta) (Pereira et al., 1997; Jensen e Allen, 2016). Ao interagir com a superfície da água, uma fração da radiação é refletida e outra é absorvida nas camadas superficiais ou irá penetrar na massa hídrica. A relação entre a radiação incidente e a refletida denomina-se albedo ( $\alpha$ ), cujo valor médio é 0,20 para superfícies vegetadas (Betts e Ball, 1997), enquanto na água  $\alpha$  varia de 0,03 a 0,1 (Oke, 1995). A fração da radiação incidente que não é refletida e nem absorvida na superfície, penetra a maiores profundidades onde será absorvida pela massa hídrica. A consequência é o aumento da temperatura da água. Diferente do meios sólidos e opacos, calor se propaga na água por três mecanismos: radiação, condução e convecção.

A profundidade alcançada pela propagação da radiação solar também é determinada pela turbidez da água (Henderson-Sellers, 1986), visto que existe uma relação direta entre a turbidez e a concentração de sedimentos suspensos (Tananaev e Debolskiy, 2014; Wu et al., 2014). Isto demonstra que ao elevar a carga de sedimentos na água, maior a turbidez, conseqüentemente, maior a dificuldade da penetração da radiação solar no meio. O efeito da turbidez pode ser quantificado através do coeficiente de extinção da radiação solar (Henderson-Sellers, 1986). Acresce que a água turva tipicamente é de baixa qualidade com conseqüente restrições para o consumo e vida aquática.

No período noturno, como não há radiação solar para acelerar a energia cinética das moléculas de água, a evaporação é menor e ocorre em função do vento e déficit de pressão de vapor d'água. Estudos descrevem que a parametrização dos fluxos de calor sensível e latente são proporcionais a velocidade do vento, temperatura e déficit de saturação entre a superfície da água, bem como da altura do sensores (Goldbach e Kuttler, 2015).

Lagos são um sistema de troca de energia, dessa forma, também respondem rapidamente a variabilidade climática sazonal, resultando em diferentes balanços de energia (Oswald e Rouse, 2004). Um dos mais significativos efeitos dessa variabilidade climática nos lagos, de acordo com Lenters et al. (2005) são as mudanças no nível da água; tais mudanças influenciam o equilíbrio do lago, resultando em três alterações principais: (a) na precipitação sobre o lago e a bacia

hidrográfica ao seu redor, (b) na evapotranspiração da superfície terrestre e derretimento de neve (associado ao escoamento superficial e fluxo de água subterrânea e (c) na evaporação direta da superfície do lago. Os autores destacam também que a evaporação em um lago não é apenas influenciada pelo clima, mas também pelas características do próprio lago, como, por exemplo, a profundidade, a área, a cor, clareza, dentre outros.

#### **1.4. Balanço de radiação na água**

A radiação solar incidente que atinge a superfície ( $R_g$ ) representa em média apenas 52% da radiação solar no topo da atmosfera ( $R_o$ ), da qual 29% é radiação difusa e 23% é radiação direta (Pereira et al., 2007). O valor de  $R_g$  depende do dia do ano, horário do período diurno, latitude, altitude e cobertura de nuvens (Abteu e Melesse, 2013). A radiação solar incidente  $R_g$  exerce papel essencial em estudos de necessidade hídrica de culturas irrigadas, modelagem do crescimento e produção vegetal, mudanças climáticas e otimização do conforto ambiental (Beruski et al., 2015). A sua distribuição espacial e estacional é a causa dos fenômenos meteorológicos na superfície terrestre (Pereira et al., 2007).

O balanço de radiação é a contabilidade entre os fluxos radiativos de onda curta (radiação solar) e de onda longa (radiação terrestre). A interação de tais fluxos a superfície desempenha papel fundamental nos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera, especificamente no nível inferior da camada limite planetária.

A quantidade de água evaporada da superfície de corpos hídricos depende do balanço de radiação. Segundo Allen e Tasumi (2005), a evaporação é um fenômeno superficial e vai depender da profundidade que a radiação solar pode penetrar na massa hídrica, sendo influenciada pela turbidez da água. No período diurno, o saldo de radiação  $R_n$  é positivo, isto é, há ganho de energia pela superfície, contudo à noite  $R_n$  é negativo, ou seja, há mais perda de radiação do que ganho (Liu et al., 2009).

A água é um meio semitransparente, por isso a radiação pode ser transmitida e se propaga a grandes profundidades (Boike et al., 2015). A penetração da radiação solar na água é explicada pela lei de Beer, que relaciona esse fato com o coeficiente de extinção, propriedade está dependente da natureza da água e do

comprimento de onda da radiação. O coeficiente de extinção depende da composição química, crescimento de plâncton e turbidez da água (quantidade de material suspenso) e é maior na região do infravermelho (Oke, 1995).

Nas Figuras 1A e 1B, Jensen e Allen (2016) exemplificam as curvas de absorção da radiação solar na água pura (baixa turbidez) até 50 m de profundidade. Verifica-se que: (a) 35% da radiação solar é absorvida no início, e que na ordem de 70% é absorvida a 5 m de profundidade, 90% é absorvida a 50 m de profundidade; (b) existe uma relação da profundidade de penetração em função do comprimento de onda da radiação solar, uma vez que, à medida que a radiação entra na água o espectro dela muda, porque tem comprimento de onda que já foi absorvido logo no início (comprimentos de onda inferiores a 0,4  $\mu\text{m}$  e superiores a 0,6  $\mu\text{m}$ ) e (c) a água tem uma transmissividade maior para comprimento de onda na região do azul e verde, devido a uma relação de comprimento de onda com a estrutura físico-química da água, podendo se propagar até 160 m de profundidade.

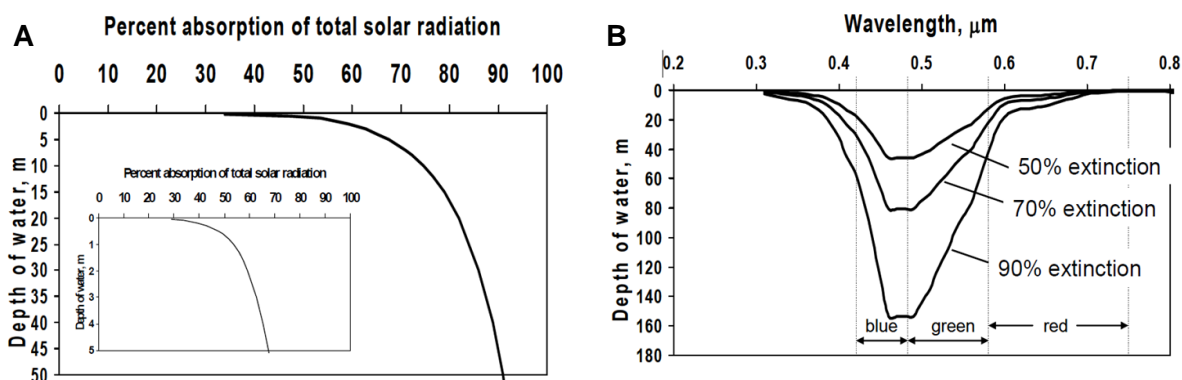


Figura 1- A- Percentual de absorção da radiação solar total em função da profundidade na água pura; B - Profundidade de penetração em função do comprimento de onda da radiação solar na água pura. (Fonte: Jensen e Allen, 2016).

Como os corpos superfícies naturais em geral não são capazes de absorver toda radiação solar incidente, uma parte de  $R_g$  é devolvida por reflexão (radiação refletida,  $R_r$ ) e representa perda de energia. A magnitude de  $R_r$  depende do poder refletor de cada superfície. O albedo ( $\alpha$ ) caracteriza esse poder refletor e é dados por  $R_r / R_g$ , sendo, portanto, um número adimensional. O albedo varia de 0 a 1. Obtém-se da diferença entre  $R_g$  e  $R_r$  o saldo de radiação de onda curta ( $R_{ns}$ ). O albedo não é um valor constante ao longo do dia, sofre variação principalmente em

função da radiação solar direta e do ângulo de elevação do sol  $\beta$  (Oke, 1995). Em alguns instantes do dia, como no nascer e pôr do sol,  $\beta$  é mínimo e a superfície da água funciona como um espelho, isto é, nestes instantes o albedo tende a ser máximo, especialmente em condições de pouca ou nenhuma nebulosidade.

Dentre os fatores que afetam o albedo, de acordo com Finch e Calver (2008), está a radiação solar incidente (direta ou difusa), altura da onda, turbidez da água, profundidade e, no caso de lagos rasos, o coeficiente de reflexão do fundo. Os autores afirmam que o percentual da energia solar direta é fundamental porque o albedo é uma função do ângulo de elevação do sol, e verificaram que o valor do albedo é constante para valores de elevação superiores a  $37^\circ$ . Davies (1972) verificaram que o albedo da água aumenta exponencialmente à medida que o ângulo de elevação decresce. Entretanto, em dia de céu nublado, quando a radiação solar incidente é predominantemente difusa, o albedo da água em média será maior que em dia de céu claro (Finch e Calver, 2008).

Uma água de alta turbidez, de acordo com Finch e Hall (2001), possui um valor alto de albedo, em torno de 0,2, tendo como consequência uma redução na evaporação da água, enquanto que na água com baixa turbidez, o albedo é menor (média de 0,08). Os autores verificaram também que para corpos hídricos mais rasos, o albedo do fundo possivelmente afete a quantidade de calor na água, pois se o fundo do corpo tiver um albedo elevado, maior será a radiação refletida; caso o fundo tenha um albedo baixo, maior será a absorção da radiação solar, elevando a temperatura da água por condução. Oliveira et al. (2012) afirmam que o calor armazenado fica disponível à medida que é transferido para a superfície, por condução e convecção.

A energia disponível para a realização dos processos na superfície terrestre, não depende apenas do balanço de onda curta, exceto no período noturno. A energia de onda longa (OL), também denominada de radiação termal ou infravermelha, possui um espectro com comprimento de onda entre 3000 e 100.000 nm. A contabilização entre os fluxos radiativos de OL atmosférica incidente ( $R_{atm}$ ) e OL oriunda da superfície ( $R_{sup}$ ) resulta no saldo de radiação de onda longa ou balanço de onda longa ( $R_{nl}$ ).

A OL oriunda da superfície é tipicamente constituída de uma fração refletida ( $R_{rL}$ ) e outra emitida ( $R_{eL}$ ). Ambas dependem de uma propriedade da superfície denominada de emissividade ( $\epsilon$ ). Adicionalmente,  $R_{eL}$  é proporcional à quarta

potência da temperatura absoluta da superfície, a lei de Stefan-Boltzmann. Essa lei é derivada a partir da integração da função de Planck, que relaciona a energia radiativa emitida por um corpo negro com a sua temperatura (Wang et al., 2005). A temperatura da superfície da água ( $T_{sw}$ ) é um parâmetro físico imprescindível para compreensão da interação água-atmosfera (Alcântara et al., 2011). Diferenças entre  $T_{sw}$  e a temperatura do ar  $T_a$  controlam as trocas de calor sensível entre a água e atmosfera (Piccolroaz et al., 2013).

O estudo detalhado da  $T_{sw}$  de um lago, de acordo com Piccolroaz et al. (2013), é desafiador e pode ser limitado pela ausência de informações de variáveis meteorológicas de fácil obtenção. Uma análise mais adequada sobre as oscilações na temperatura da água requer a disponibilidade de séries temporais desses dados ao longo do dia, para se avaliar como cada uma das variáveis ambientais relaciona-se com a  $T_{sw}$ .

A oscilação na temperatura da água depende da ação do vento, da radiação líquida disponível e da propagação do calor no corpo d'água, sendo o transporte vertical de massa no perfil da água a forma mais eficiente de propagação do calor (Angelocci e Villa Nova, 1995). As variações de temperatura expressam mudanças no armazenamento da energia térmica e na dinâmica de sua estratificação (Gianniou e Antonopoulos, 2007). De maneira geral, em lagos, a camada superior é denominada de epilímnio e as camadas mais profundas de hipolimnion, essa divisão é biologicamente essencial porque tende a estratificar os habitats para os organismos aquáticos termicamente sensíveis (Oke, 1995).

Geralmente, a medição da  $T_{sw}$  pode ser por contato (método direto) ou sem contato (método indireto). Medições diretas em superfícies hídricas apresentam restrições, já que é difícil isolar a  $T_{sw}$  da temperatura do ar  $T_a$ . No método indireto, a medição é feita com base na radiação emitida pela superfície. Dentre os métodos indiretos de se obter a  $T_{sw}$  têm-se os sensores que operam na região do infravermelho termal (janela atmosférica de 8-14  $\mu\text{m}$ ), denominados de radiômetros infravermelhos.

### ***1.5. Métodos de determinação da evaporação em superfície de água livre***

Para quantificar a evaporação em superfície de água existem vários métodos agrupados nas seguintes categorias (Singh e Xu, 1997; Gianniou e Antonopoulos, 2007; Rosenberry et al., 2007, Tanny et al., 2008; Jensen e Allen, 2016):

### **1.5.1. Método do Balanço de Massa**

O balanço de massa baseia-se no princípio da conservação de massa e possibilita a medição direta da evaporação. Representa o equilíbrio no volume de água armazenado entre as variáveis de entrada (precipitação, escoamento superficial e fluxo subterrâneo) e as de saída (evaporação, infiltração no substrato e derivação), com mudanças no nível da lâmina de água durante um determinado intervalo de tempo (WMO, 2012; Tanny et al. (2011); Duan e Bastiaanssen, 2013).

Este método possui desvantagem quando a análise ocorre em açudes e lagos, em que esse controle não existe, principalmente, por causa do processo de infiltração. Já em reservatórios revestidos a única variável de saída é a evaporação e de entrada é a precipitação, visto que a infiltração e qualquer outra variável são anuladas.

### **1.5.2. Método do Balanço de Energia com razão de Bowen**

O balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de transferência de energia (radiação, condução e convecção) (Pereira et al., 1997) tendo a superfície evaporante como referência. Matematicamente:

$$R_n = H + \lambda E + Q_t \quad (1)$$

onde:  $R_n$  representa a radiação líquida,  $H$  é o fluxo de calor sensível,  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente e  $Q_t$  é a energia armazenada na massa hídrica.

O balanço de energia tem como princípio a conservação de energia (Jensen e Allen, 2016), no qual o fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) do balanço de energia, pode ser determinado como termo residual, quando todos os demais termos são conhecidos (Majidi et al., 2015).

O fluxo de calor sensível  $H$  representa a quantidade de energia utilizada para aquecer o ar (Cao et al., 2006) e constitui um componente de difícil determinação. Tipicamente, utiliza-se a razão de Bowen ( $\beta = H / \lambda E$ ) para em eliminando  $H$  da

equação do balanço de energia, facilitar a determinação do fluxo de calor latente como resíduo do balanço (Eq. 1).

Dessa forma, incorporando-se  $\beta$  na Equação 1, a evaporação pode ser estimada como se segue (Eq. 2):

$$E_{RB} = \frac{R_n - Q_t + Q_v}{\rho_w [(1 + \beta)\lambda + C_w(T_{sw} - T_b)]} \quad (2)$$

em que:  $E_{RB}$  é a evaporação da água calculada pelo método do balanço de energia com razão de Bowen,  $R_n$  é o saldo de radiação na superfície,  $Q_t$  é a variação do calor armazenado no corpo hídrico,  $Q_v$  é a energia líquida advectiva para o lago, oriunda de 3 fontes: precipitação direta, fluxo de água subterrânea e escoamento superficial (Allander et al., 2009; McMahon et al., 2016),  $\rho_w$  é a densidade da água,  $\beta$  é a razão de Bowen (adimensional),  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água,  $C_w$  é o calor específico da água,  $T_{sw}$  é a temperatura da superfície da água e  $T_b$  uma temperatura base arbitrária, geralmente 0°C.

O componente  $Q_v$  em muitos casos é considerado insignificante e está relacionado à energia da água via precipitação direta (sem mudança de fase) e/ou escoamento superficial (fluxos de entrada), como também da água subterrânea (fluxos de saídas) (Henderson-Sellers, 1986; Rosenberry et al., 2007). Em caso de reservatórios revestidos as trocas de energia entre as paredes e o fundo são também tipicamente negligenciadas.

O balanço de energia pode ser afetado pela variação da turbidez, como também a evaporação, pois o armazenamento de energia (calor) será diferente (Tanny et al., 2011). Reservatórios profundos e de água clara possibilitam a penetração da radiação solar e armazenam grandes quantidades de energia (Oliveira et al., 2012). Entretanto, os autores explicam que essa capacidade de armazenamento pode ser alterada à medida que há redução na transparência da água, por causa da absorção e espalhamento da luz pelo material em suspensão. A absorção dessa radiação vai variar de acordo com o comprimento de onda. A água líquida (no seu estado natural), sem constituintes suspensos ou dissolvidos, possui uma baixa refletância mesmo na região do visível (Bias et al., 2013).



### 1.5.3. Métodos Aerodinâmicos (transferência de massa e correlação de turbilhões)

Os métodos aerodinâmicos estão entre os mais amplamente utilizados para calcular a evaporação a partir de grandes lagos e reservatórios (Jensen e Allen, 2016). Podem ser denominados de transferência de massa, pois medem o conteúdo de vapor d'água (massa) transferida ou transportada da superfície evaporante para a atmosfera. Essa remoção do vapor de água da superfície hídrica por meio da turbulência difusa, próxima da superfície, depende da velocidade do vento (Rodrigues, 2009).

O principal representante desse método é a correlação de turbilhões (*eddy covariance*) e tem como vantagem permitir a medição direta, precisa, com alta frequência e contínua da evaporação da água. Allen et al. (2011) relatam algumas desvantagens da correlação de turbilhões, tais como: necessidade de correções dos dados, erros de fechamento do balanço na faixa de 10-30%, instrumentação relativamente frágil e dispendiosa, bordadura adequada, com altura do instrumento de 50-100 vezes acima do nível da superfície, interferência nos dados ocasionados pela mudança bruscas de velocidade e direção do vento tanto na vertical, como na horizontal, requer pessoal qualificado, principalmente na área de eletrônica, teoria de fluxos turbulentos e biofísica.

O método de transferência de massa baseia-se na lei de Dalton (Ali et al., 2008), com a vantagem de possibilitar a determinação da evaporação em superfície de água livre de maneira mais simples e com precisão (Majidi et al., 2015). Segundo Bouin et al. (2012), o princípio desse método é estimar o fluxo que corresponde a uma determinada variável  $x$  (pode ser vento, umidade ou temperatura), ou seja,  $F_x = C_x U (x_s - x_z)$ , em que  $C_x$  é um coeficiente de transferência,  $U$  é a velocidade média do vento na altura  $z$ ,  $x_s$  e  $x_z$  correspondem a algum parâmetro medido na superfície e na altura  $z$ . Dessa maneira, é possível fazer a estimativa do fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) e do fluxo do calor sensível ( $H$ ).

Neste método a evaporação é diretamente proporcional ao produto entre o coeficiente de transferência e o déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ) (Harbeck, 1962), conforme a Eq. (3):

$$E_{TM} = \mu U_z (e_{sw} - e_{az}) \quad (3)$$

em que:  $E_{TM}$  é a evaporação pelo método de transferência aerodinâmica ou de massa e tem a mesma unidade da velocidade do vento (Brutsaert, 1982),  $U_z$  é a velocidade do vento na altura  $z$  m acima da superfície,  $e_{sw}$  é a pressão de saturação de vapor d'água ao nível da superfície,  $e_{az}$  é a pressão de vapor d'água no ar a  $z$  m da superfície e  $\mu$  é um coeficiente de transporte de vapor d'água dependente entre outras variáveis das características do lago, através da sua área bem como do clima, topografia, cobertura vegetal e uso do solo nas imediações do lago (Finch e Calver, 2008).

#### **1.5.4. Métodos combinados baseados na equação de Penman (Penman, 1948)**

Basicamente, estes métodos combinam os efeitos do balanço de energia com aqueles do poder evaporante do ar, ou seja, relacionam os termos energético e aerodinâmico. O de Penman foi o primeiro método dessa categoria, em 1948, na Inglaterra (Pereira et al., 1997). Esse é um dos mais utilizados para estimar a evaporação potencial, que pode ser definida como aquela que ocorre em uma superfície extensa de água livremente exposta às condições atmosféricas (Oliveira, 2009).

Dentre os métodos do modelo combinado o de Penman é o mais confiável para simular a evaporação a partir de superfície de água, por isso, de acordo com Jensen e Allen (2016) é o mais utilizado (Eq. 4).

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - Q_t) + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (4)$$

em que:  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente,  $\gamma$  é a constante psicrométrica,  $\Delta$  representa a inclinação da curva de pressão de saturação de vapor d'água à temperatura média do ar,  $(R_n - Q_t)$  representa a energia disponível para evaporação,  $E_a$  é o termo aerodinâmico que pode ser calculado conforme a Eq. (5) (Jensen e Allen (2016):

$$E_a = 6,43(a_w + b_w U_z)(e_z^o - e_z) \quad (5)$$

onde: o valor de 6,43 é utilizado quando o  $\lambda E$  é expresso em  $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ , caso  $\lambda E$  estivesse em  $\text{MJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$  seria de 0,268;  $a_w$  e  $b_w$  são coeficientes da função do vento,  $U_z$  é a velocidade horizontal do vento  $z$  metros acima da superfície; existem valores

tabelados de  $a_w$  e  $b_w$  propostos por Penman (1948) e Cuenca e Nicholson (1982);  $e_z^o$  é a pressão de saturação de vapor d'água em uma determinada altura (kPa),  $e_z$  é a pressão atual de vapor d'água à altura  $z$  acima da superfície (m).

### **1.5.5. Métodos com tanques evaporimétricos**

Essa classe de métodos baseia-se na medição da evaporação utilizando equipamentos denominados de tanques evaporimétricos. Existem diversos tipos de tanques, como por exemplo, o tanque soviético GGI-3000 (0,3 m<sup>2</sup>) e o tanque GGI-20 m<sup>2</sup>, ambos instalados a 0,075 a 0,1 m acima do nível do solo (Jensen e Allen, 2016) e suas aplicabilidades dependem do objetivo da pesquisa a ser realizada. Esses tanques possuem características diferenciadas, tamanhos variados, podendo ser enterrados, superficiais, fixos e flutuantes. Destaca-se o tanque Classe A (TCA), que é um dos mais utilizados, devido sua ampla diversidade de aplicação, além disso, possui um baixo custo de implantação e facilidade de operação (Fontes, 2005).

O tanque Classe A integra na medida da evaporação de uma superfície de água livre os efeitos da radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade do ar local (Mendonça et al., 2006). Sendo assim, algumas intempéries podem comprometer a eficiência deste método. Cunha et al. (2013) concluíram que durante o período chuvoso, os desempenhos dos métodos de cálculo do coeficiente do tanque ficaram comprometidos, em virtude dos erros no manuseio do tanque.

O tanque Classe A é um equipamento composto de um tanque, poço tranquilizador e parafuso micrométrico; possui formato circular, construído em chapa de aço inox, com diâmetro interno de 120,6 cm e altura (interna) de 25,4 cm; já o poço tranquilizador consiste de um tubo cilíndrico, com diâmetro de 9,5 cm e altura de 20,3 cm montado em base sólida de aço inox, provido de três parafusos niveladores para manter a estabilidade da superfície da água no momento da medição da altura da lâmina evaporada; o parafuso micrométrico consiste de um medidor de nível tipo âncora fabricado em aço inox, com comprimento 17 cm, diâmetro 5/8, rosca sem fim e graduado a cada 0,01 mm, sendo montado sob um estrado de madeira de 15 cm de altura, contudo, o nível máximo de água no interior do tanque deve ser de 20,4 cm e no mínimo de 17,9 cm (INSA, 2013).

## 1.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABTEW; W.; MELESSE, A. Evaporation and Evapotranspiration: Measurements and Estimations, Springer Science + Business Media, Dordrecht Netherlands, 2013, 206 pp.
- ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; NOVO, E. M. L. M. Time series analysis of water surface temperature and heat flux components in the Itumbiara Reservoir (GO), Brazil. *Acta Limnologica Brasiliensia*, v. 23, n. 3, p. 245-259, 2011.
- ALHASSOUN, S. A.; ALSHAIKH, A. A.; ALREHAILI, A. M. e MISBAHUDDIN, M. Effectiveness of using palm fronds in reducing water evaporation. *Canadian Journal of Civil Engineering*, v. 38, n. 10, p. 1170-1174, 2011.
- ALI, S.; GHOSH, N. C.; SINGH, R. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes*, v. 22, n. 8, p. 1093-1106, 2008.
- ALLANDER, K. K; SMITH, J. L.-R.; JOHNSON, M. Evapotranspiration from the lower Walker River basin, west-central Nevada, water years 2005–07: USGS- U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009–5079, 2009, 62 pp.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D. e SMITH, M. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Roma: FAO, 1998. 297pp. (FAO Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, v. 98, n. 6, p. 899-920, 2011.
- ALLEN, R. G. e TASUMI, M. Evaporation from American Falls Reservoir in Idaho via a combination of Bowen ratio and eddy covariance. In: Proceedings of the EWRI World Water Conference, Anchorage, AK (CD-ROM). 2005.

- ALVERA-AZCÁRATE, A.; TROUPIN, C.; BARTH, A.; BECKERS, J. M. Comparison between satellite and in situ sea surface temperature data in the Western Mediterranean Sea. *Ocean Dynamics*, v. 61, n. 6, p. 767-778, 2011.
- ANA – Agência Nacional de Águas. GEO Brazil water resources : component of a series of reports on the status and prospects for the environment in Brazil. National Water Agency ; United Nations Environment Programme. Brasília: ANA; PNUMA, 2007. 60 pp.
- ANGELOCCI, L. R.; VILA NOVA, N. A. Variações da temperatura da água de um pequeno lago artificial ao longo de um ano em Piracicaba, SP. *Sci. Agric*, v. 52, n. 3, p. 431-438, 1995.
- AYDIN, H. e KARAKUŞ, H. Estimation of evaporation for Lake Van. *Environmental Earth Sciences*, v. 75, n. 18, p. 1275, 2016.
- ARFI, R. The effects of climate and hydrology on the trophic status of Sélingué Reservoir, Mali, West Africa. *Lakes e Reservoirs: Research e Management*, v. 8, p. 247-257, 2003.
- AWWA/APHA/WEF, 2012. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, In: Rice, E.W., Baird, R.B., Eaton, A.D., Clesceri, L.S. (Eds.), 22nd ed. American Public Health Association, Washington, D.C. 1496 pp.
- BAHIA - Principal reservatório de água da BA, Sobradinho tem baixa capacidade. (2015). Disponível em < <http://g1.globo.com/bahia/noticia/2015/01/principal-reservatorio-de-agua-da-ba-sobradinho-tem-baixa-capacidade.html>> Acesso em 22 dezembro de 2016.
- BENZAGHTA, M. A.; MOHAMMED, T. A.; GHAZALI, A. H.; SOOM, M. A. M. Comparison of evaporation estimate models for surface evaporation in semi-arid region of Libya: a case study. *Canadian Journal of Civil Engineering*, v. 38, n. 12, p. 1373-1380, 2011.
- BENZAGHTA, M. A. Estimation of evaporation from a reservoir in semi arid environments using artificial neural network and climate based

- models. *British Journal of Applied Science e Technology*, v. 4, n. 24, p. 3501, 2014.
- BERUSKI, G. C.; PEREIRA, A. B.; SENTELHAS, P. C. Desempenho de diferentes modelos de estimativa da radiação solar global em Ponta Grossa, PR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 30, n. 2, p. 205-213, 2015.
- BETTS, A. K. e BALL, J. H. Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 102, n. D24, p. 28901-28909, 1997.
- BIAS, E. S.; BARBOSA, F. L. R.; BRITES, R. S. Emprego de imageamento passivo na análise da variabilidade espacial da turbidez no espelho d'água do Lago Paranoá, Distrito Federal. *Eng Sanit Ambient*, v. 18, n. 1, p. 55-64, 2013.
- BOIKE, J.; GEORGI, C.; KIRILIN, G.; MUSTER, S.; ABRAMOVA, K.; FEDOROVA, I.;... LANGER, M. Thermal processes of thermokarst lakes in the continuous permafrost zone of northern Siberia—observations and modeling (Lena River Delta, Siberia). *Biogeosciences*, v. 12, n. 20, p. 5941-5965, 2015.
- BOUIN, M. N.; CANIAUX, G.; TRAUILLÉ, O.; LEGAIN, D.; Le MOIGNE, P. Long-term heat exchanges over a Mediterranean lagoon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. D23104, 2012.
- BRUTSAERT, W. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications*, D. Reidel Publishing Company, 1982, 229 pp.
- BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, n. 5, p. 742-744, 1975.
- CAO, Z.; MA, J.; ROUSE, W. R. Improving computation of sensible heat flux over a water surface using the variational method. *Journal of Hydrometeorology*, v. 7, n. 4, p. 678-686, 2006.
- CARVALHO, O. As Secas e os seus Impactos. Chapter 2 In: *A Questão da Água no Nordeste*, CGEE/ANA, Brasília. 2012, p. 45–100.

COMPANHIA DE ENGENHARIA E RECURSOS HÍDRICOS DA BAHIA – CERB. Barragens – Construção, Operação e Manutenção. Disponível em < <http://www.cerb.ba.gov.br/atividades/barragens-constru%C3%A7%C3%A3o-opera%C3%A7%C3%A3o-e-manuten%C3%A7%C3%A3o> > Acesso em 22 dezembro de 2016.

CUENCA, R. H.; NICHOLSON, M.T. Application of Penman equation: wind function. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, v.108, p.69-76, 1982.

CUNHA, P. C. R.; NASCIMENTO, J. L.; SILVEIRA, P. M.; ALVES JÚNIOR, J. Eficiência de métodos para o cálculo de coeficientes do tanque classe A na estimativa da evapotranspiração de referência. *Pesq. Agropec. Trop.*, 43: 114-122, 2013.

DAVIES, J. Surface albedo and emissivity for Lake Ontario. *Clin Bull*, v. 12, p. 12-22, 1972.

DAVIES, J. A.; ROBINSON, P. J.; NUNEZ, M. Field determinations of surface emissivity and temperature for Lake Ontario. *Journal of Applied Meteorology*, v. 10, n. 4, p. 811-819, 1971.

DONLON, C.; ROBINSON, I. S.; REYNOLDS, M.; WIMMER, W.; FISHER, G.; EDWARDS, R.; NIGHTINGALE, T. J. An infrared sea surface temperature autonomous radiometer (ISAR) for deployment aboard volunteer observing ships (VOS). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 25, n. 1, p. 93-113, 2008.

DOWNING, J. A.; PRAIRIE, Y. T.; COLE, J. J.; DUARTE, C. M.; TRANVIK, L. J.; STRIEGL, R. G.; McDOWELL, W. H.; KORTELAJINEN, P.; CARACO, N. F.; MELACK, J. M.; MIDDELBURG, J. J. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, v. 51, n. 5, p. 2388-2397, 2006.

DUAN, Z. e BASTIAANSEN, W. G. M. Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment*, v. 134, p. 403-416, 2013.

- DUARTE, H. F. Um método para medições de fluxo de calor latente a partir de sensores de umidade capacitivos. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 137f. (Dissertação de Mestrado).
- FINCH, J.; CALVER, A. Methods for the quantification of evaporation from lakes, 2008. 47 p.
- FINCH, J.W.; HALL, RL. Estimation of open water evaporation. Environ Agency, Bristol, 2001.
- FONTES, A. S. Estudo da evaporação em reservatórios situados em região semi-árida: uso de bacia experimental. Salvador, Universidade Federal da Bahia, 2005. 147f. (Dissertação de Mestrado).
- FOWE, T.; KARAMBIRI, H.; PATUREL, J. E.; POUSSIN, J. C.; CECCHI, P. Water balance of small reservoirs in the Volta basin: A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, v. 152, p. 99-109, 2015.
- GIANNIOU, S. K. e ANTONOPOULOS, V. Z. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, v. 345, n. 3, p. 212-223, 2007.
- GOLDBACH, A. e KUTTLER, W. Turbulent heat fluxes above a suburban reservoir: a case study from Germany. *Journal of Hydrometeorology*, v. 16, n. 1, p. 244-260, 2015.
- HARBECK JR., G. E. A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. Washington, DC: US Government Printing Office, 1962.
- HE, X.; LI, Y.; WANG, L.; WANG, L.; SUN, Y.; ZHANG, S. High emissivity coatings for high temperature application: progress and prospect. *Thin Solid Films*, v. 517, p. 5120-5129, 2009.
- HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 24, n. 3, p. 625-649, 1986.



- HONDZO, M. e STEFAN, H. G. Long-term lake water quality predictors. *Water Research*, v. 30, n. 12, p. 2835-2852, 1996.
- HOSTETLER, S. W. e BARTLEIN, P. J. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, v. 26, n. 10, p. 2603-2612, 1990.
- IDSO, S. B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14- $\mu\text{m}$  and 10.5 to 12.5- $\mu\text{m}$  thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research*, v. 17, n. 2, p. 295-304, 1981.
- INSA - Instituto Nacional do Semiárido. Manejo de irrigação utilizando tanque Classe A, 2013. 6f.
- JENSEN, M. E. Estimating evaporation from water surfaces. Paper presented at the CSU/ARS Evapotranspiration Workshop, Fort Collins, CO, March 15, 2010. 26p.
- JENSEN, M. E. e ALLEN, R. G. Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, 2ª ed., 2016, 744 p.
- KAHIL, M. T.; DINAR, A.; ALBIAC, J. Cooperative water management and ecosystem protection under scarcity and drought in arid and semiarid regions. *Water Resources and Economics*, v. 13, p. 60-74, 2016.
- KIRILLIN, G. Modeling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes. *Boreal Environment Research*, v. 15, p. 279-293, 2010.
- KONDA, M.; IMASATO, N.; NISHI, K.; TODA, T. Measurement of the sea surface emissivity. *Journal of Oceanography*, v. 50, n. 1, p. 17-30, 1994.

- KRUK, N. S.; VENDRAME, Í. F.; ROCHA, H. R.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 99, p. 115-123, 2010.
- LAMAS, I. R.; SANTA RITA, L.; MIRANDA, R. M. 2016. Semeando águas no Paraguaçu. *Conservação Internacional*, Rio de Janeiro, 91p.
- LENTERS, J. D.; KRATZ, T. K.; BOWSER, C. J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, v. 308, n. 1, p. 168-195, 2005.
- LIU, H.; ZHANG, Y.; LIU, S.; JIANG, H.; SHENG, L. e WILLIAMS, Q. L. Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 114, n. D4, 2009.
- LORENZON, A. S. Processos hidrológicos em um fragmento de floresta estacional semidecidual no município de Viçosa, Universidade Federal de Viçosa-MG, 2011.71f. (Dissertação de Mestrado).
- MAJIDI, M.; ALIZADEH, A.; FARID, A.; VAZIFEDOUST, M. Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. *Water Resources Management*, v. 29, n. 10, p. 3711-3733, 2015.
- MANHÃES, W. D. A. P.; MOREIRA, M. A. C.; VIEIRA, P. A.; NETO, S. J. C. Avaliação Ambiental dos Campos Eletromagnéticos Irrradiados por uma Estação Rádio Base. *Boletim do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, v. 9, n. 1, p. 153-173, 2015.
- MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. *Parcerias Estratégicas*, n. 27, p. 149–175, 2008.

- MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. *Theoretical and Applied Climatology*, p. 1-12, 2016.
- McMAHON, T. A.; PEEL, M. C.; LOWE, L.; SRIKANTHAN, R.; McVICAR, T. R. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 4, p. 1331-1363, 2013.
- McMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; PEEL, M. C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, v. 3, n. 6, p. 788-818, 2016.
- MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F.; ANDRE, R. G. B.; BERNARDO, S. Coeficientes do Tanque Classe A para a estimativa da evapotranspiração de referencia em Campos dos Goytacazes, RJ. *R. Bras. Agrometeorologia*, 14: 123-128, 2006.
- MONTENEGRO, A. A. A. e MONTENEGRO, S. M. G. L. Olhares sobre as políticas públicas de recursos hídricos para o semiárido. In: *Recursos Hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações*. INSA, 2012. 2-27.
- MOREIRA, M. A. *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação*. 3ª edição, atualizada e ampliada. Viçosa: Editora UFV, 2007. 315p.
- NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, L. A.; ALVES, L. M. Some Characteristics and Impacts of the Drought and Water Crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. *Journal of Water Resource and Protection*, v. 8, n. 02, p. 252-262, 2016.
- OKE, T. R. *Boundary layer climates*. 2a. ed. London: Routledge, 1995, 435p.
- OLIVEIRA, G. X. S. Relações entre medidas de evaporação de superfícies de água livre por evaporímetros e estimativas por métodos meteorológicos em duas

regiões do estado de São Paulo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ, 2009. 102 f. (Tese de Doutorado).

OLIVEIRA, G. M.; LEITÃO, M. M. V. B. R.; GALVÃO, C. O. e LEITÃO, T. J. V. Estimativa da Evaporação e Análise do Uso do Coeficiente ( $K_p$ ) do Tanque “CLASSE A” nas Regiões do Cariri e Sertão da Paraíba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 10, n. 4, p. 73-83, 2005.

OLIVEIRA, A. S.; PEREIRA, F. A. C.; OLIVEIRA, G. X. S. e BORGES, V. P. Evaporação da água de reservatórios: Medição e estimativa por métodos meteorológicos. In: *Recursos Hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações*. INSA, 2012. 44- 73.

OMETTO, J. C. *Bioclimatologia vegetal*. São Paulo: Agronômica Ceres 1981. 440p.

OSWALD, C. J. e ROUSE, W. R. Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian Shield lakes in the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5, n. 1, p. 129-144, 2004.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. *Meteorologia Agrícola*. Ed. Revista e Ampliada, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”-SP. 2007, 202 pp.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A. e SEDIYAMA, G. C. *Evapotranspiração*. Piracicaba: Fealq, 1997.

PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; DA SILVA, D. D. e RAMOS, M. M. Evaporação líquida no lago de Sobradinho e impactos no escoamento devido à construção do reservatório. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 13, n. 3, p. 346-352, 2009.

PICCOLROAZ, S.; TOFFOLON, M.; MAJONE, B. A simple lumped model to convert air temperature into surface water temperature in lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 8, p. 3323-3338, 2013.

- PINHEIRO, E. A. R.; METSELAAR, K.; VAN LIER, Q. J.; ARAÚJO, J. C. Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil. *Ecohydrology*, 2016.
- PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 122, n. 533, p. 1127-1151, 1996.
- RAHUT, D. B.; ALI, A.; IMTIAZ, M.; MOTTALEB, K. A.; ERENSTEIN, O. Impact of irrigation water scarcity on rural household food security and income in Pakistan. *Water Science e Technology: Water Supply*, v. 16, n. 3, p. 675-683, 2016.
- ROHWER, C. 1931. Evaporation from free water surfaces. US Department of Agriculture.
- ROSENBERRY, D. O.; WINTER, T. C.; BUSO, D. C.; LIKENS, G. E. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, v. 340, n. 3, p. 149-166, 2007.
- SALAMI, Y. D. e NNADI, F. N. Reservoir storage variations from hydrological mass balance and satellite radar altimetry. *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, v. 4, n. 6, p. 201-207, 2012.
- RODRIGUES, C. M. M. Cálculo da evaporação de albufeiras de grande regularização do sul de Portugal. Évora, Universidade de Évora, 2009. 269 f. (Dissertação de Mestrado).
- SANTOS, D. B.; SANTANA, G. S.; AZEVEDO, D. O. ; SILVA, A. J. P. e SILVA NETO, M. D. Captação de água de chuva para fins agropecuários no semiárido. In: *Recursos Hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações*. INSA, 2012. 75-98.

- SANTOS, J. A.; RICCIARDI, T. R. Estudo sobre o potencial de aproveitamento de água de chuva na faculdade de engenharia mecânica (FEM). *Revista Ciências do Ambiente On-Line*, v. 9, n. 1, p. 1-7, 2013.
- SANTOS, T. V. Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na Bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009. 96 f. (Dissertação de Mestrado).
- SHEN, Y.; LI, S.; CHEN, Y.; QI, Y.; ZHANG, S. Estimation of regional irrigation water requirement and water supply risk in the arid region of Northwestern China 1989–2010. *Agricultural Water Management*, v. 128, p. 55-64, 2013.
- SINGH, V. P.; XU, C. -Y. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, v. 11, n. 3, p. 311-323, 1997.
- SMITH, M. The application of climatic data for planning and management of sustainable rainfed and irrigated crop production. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 103, n. 1, p. 99-108, 2000.
- SOLANDER, K. C.; REAGER, J. T.; THOMAS, B. F.; DAVID, C. H.; FAMIGLIETTI, J. S. Simulating Human Water Regulation: The Development of an Optimal Complexity, Climate-Adaptive Reservoir Management Model for an LSM. *Journal of Hydrometeorology*, v. 17, n. 3, p. 725-744, 2016.
- SOTO-GARCÍA, M.; MARTIN-GORRIZ, B.; GARCÍA-BASTIDA, P. A.; ALCON, F. e MARTÍNEZ-ALVAREZ, V. Energy consumption for crop irrigation in a semiarid climate (south-eastern Spain). *Energy*, v. 55, p. 1084-1093, 2013.
- SOUZA, N. C. R. Avaliação de metodologia para classificação de alterações hidrológicas à jusante de barramentos em rios de semiárido. Salvador, Universidade Federal da Bahia. Escola Politécnica, 2016. 226f. (Dissertação de Mestrado).

- TANANAEV, N. I. e DEBOLSKIY, M. V. Turbidity observations in sediment flux studies: Examples from Russian rivers in cold environments. *Geomorphology*, v. 218, p. 63-71, 2014.
- TANNY, J.; COHEN, S.; ASSOULINE, S.; LANGE, F.; GRAVA, A.; BERGER, D.; TELTCH, B.; PARLANGE, M.B. Evaporation from a small water reservoir: direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, v. 351, n. 1, p. 218-229, 2008.
- TANNY, J.; COHEN, S.; BERGER, D.; TELTCH, B.; MEKHMANDAROV, Y.; BAHAR, M.; KATUL, G.G.; ASSOULINE, S. Evaporation from a reservoir with fluctuating water level: Correcting for limited fetch. *Journal of Hydrology*, 404: 146–156, 2011.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 90, n. 3, p. 311, 2009.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. e MACKARO, J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses. *Journal of Climate*, v. 24, n. 18, p. 4907-4924, 2011.
- USGS, 2014: One estimate of global water distribution. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey URL: <http://water.usgs.gov/edu/earthwherewater.html>
- Van BEEK, L. P. H.; WADA, Y.; BIERKENS, M. F. Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability. *Water Resources Research*, v. 47, n. 7, 2011.
- VILLA NOVA, N. A.; SANTIAGO, A. V.; REZENDE, F. C. Energia solar: aspectos físicos e de captura pela biomassa. Piracicaba: ESALQ/USP, 2001.

- Von RANDOW, R. C. S. e ALVALÁ, R. C. S. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 398-412, 2006.
- WANG, K.; WAN, Z.; WANG, P.; SPARROW, M.; LIU, J.; ZHOU, X.; HAGINOYA, S. Estimation of surface long wave radiation and broadband emissivity using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) land surface temperature/emissivity products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 110, n. D11109, 2005.
- WANG, Y. M.; TRAORE, S. e KERH, T. Applying evapotranspiration reference model and rainfall contribution index for agricultural water management plan in Burkina Faso. *African Journal of Agricultural Research*, v. 4, n. 12, p. 1493-1504, 2009.
- WEN-YAO, L.; FIELD, R. T.; GANTT, R. G.; KLEMAS, V. Measurement of the surface emissivity of turbid waters. *Remote sensing of environment*, v. 21, n. 1, p. 97-109, 1987.
- WMO - World Meteorological Organization. *International Glossary of Hydrology*, 2012, 471p.
- WU, J. L.; HO, C. R.; HUANG, C. C.; SRIVASTAV, A. L.; TZENG, J. H. e LIN, Y. T. Hyperspectral sensing for turbid water quality monitoring in freshwater rivers: Empirical relationship between reflectance and turbidity and total solids. *Sensors*, v. 14, n. 12, p. 22670-22688, 2014.
- WURBS, R. A. e AYALA, R. A. Reservoir evaporation in Texas, USA. *Journal of Hydrology*, v. 510, p. 1-9, 2014.
- ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E.; HE, Y. A multiyear hourly sea surface skin temperature data set derived from the TOGA TAO bulk temperature and wind



speed over the tropical Pacific. *Journal of geophysical research*, v. 104, n. C1, p. 1525-1536, 1999.

ZHANG, Y.; PAN, M.; WOOD, E. F. On Creating Global Gridded Terrestrial Water Budget Estimates from Satellite Remote Sensing. *Surveys in Geophysics*, v. 37, n. 2, p. 249-268, 2016.

## **1. CAPÍTULO I**

### **BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁGUA DE IRRIGAÇÃO COM BAIXA TURBIDEZ ARMAZENADA EM RESERVATÓRIO ARTIFICIAL**

## BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁGUA DE IRRIGAÇÃO COM BAIXA TURBIDEZ ARMAZENADA EM RESERVATÓRIO ARTIFICIAL

**RESUMO:** O objetivo deste trabalho foi obter o balanço de radiação por meio de dados medidos dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa, analisar as relações entre albedo, nebulosidade e elevação do Sol em um reservatório com água com baixa turbidez. O experimento foi conduzido em dois reservatórios revestidos com manta impermeável, no município de Governador Mangabeira (12° 37' S, 39° 03' W, 218 m) no Recôncavo da Bahia. Os dados experimentais foram coletados em dois períodos distintos: julho a novembro de 2015 e setembro a novembro de 2016, por meio de uma plataforma flutuante artesanal, onde foram medidos dados de radiação solar global, radiação de onda curta refletida, radiação de onda longa atmosférica e radiação de onda longa oriunda da superfície. A dinâmica da radiação solar incidente foi modificada por causa da presença de nuvens. Com aumento da nebulosidade houve significativa atenuação da radiação solar incidente, bastante evidente em torno das 11 h ( $T_{atm,11h} = 0,16$ ). A atenuação da nebulosidade sobre a radiação solar incidente impactou o componente da radiação solar refletida cujo valor médio diminuiu de  $13 \text{ W m}^{-2}$  para  $5 \text{ W m}^{-2}$  com o aumento da cobertura de nuvens. O saldo de onda curta, conseqüentemente, também reduziu com a nebulosidade, com variação de -71%. A emissão de onda longa tanto pela atmosfera quanto pela superfície da água são os componentes do balanço de radiação de menor variação no período de 24 horas. A nebulosidade pode alterar a distribuição previsível do albedo para dia de céu claro. Em 30 de outubro de 2015 ( $T_{atm} = 0,19$ ),  $\alpha$  máximo igual a 0,079 ocorreu às 13 h ( $\theta = 65,52^\circ$ ) e  $\alpha$  mínimo igual a 0,049 ocorreu às 08 h ( $\theta = 41,58^\circ$ ). Com o aumento da nebulosidade esse padrão é alterado, não somente quanto ao formato da curva como também quanto aos instantes de ocorrência de valores máximo e mínimo de albedo. Além disso, sob condições de céu claro ( $0,7 < T_{atm} < 1$ ) é evidente a dependência do albedo em relação à elevação do sol. No presente caso foi possível ajustar um modelo potencial aos dados com razoável grau de confiabilidade ( $r^2 = 0.7573$ ). Portanto, O saldo de radiação ao nível da superfície da água com baixa turbidez é fortemente influenciado pelas condições de nebulosidade atmosférica devido ao impacto dessas sobre a radiação solar incidente em maior grau e em menor grau sobre a temperatura da água e emissão de onda longa atmosférica.

**Palavras-chave:** onda curta; onda longa; albedo; saldo radiômetro; transmissividade atmosférica

## RADIATION BALANCE IN LOW-TURBIDITY IRRIGATION WATER STORED IN AN ARTIFICIAL RESERVOIR

**ABSTRACT:** The objective of this work was to obtain the radiation balance by means of measured data of the radiative fluxes of shortwave and longwave, to analyze the relations between albedo, cloudiness and elevation of the Sun in a reservoir with water with low turbidity. The experiment was conducted in two reservoirs coated with a waterproof blanket in the municipality of Governador Mangabeira (12° 37 'S, 39° 03' W, 218 m) in the Recôncavo da Bahia. The experimental data were collected in two distinct periods: July through November 2015 and September through November 2016, by means of a handmade floating platform, where measured data of global solar radiation, reflected shortwave radiation, atmospheric longwave radiation and long wave radiation from the surface. The dynamics of incident solar radiation were modified because of the presence of clouds. With increasing cloudiness, there was a significant attenuation of the incident solar radiation, quite evident around 11 h ( $\tau_{atm, 11h} = 0.16$ ). The attenuation of the cloudiness on the incident solar radiation impacted the component of the reflected solar radiation whose average value decreased from  $13 \text{ W m}^{-2}$  to  $5 \text{ W m}^{-2}$  with increased cloud cover. The shortwave balance, consequently, also reduced with the cloudiness, with variation of -71%. The long wave emission by both the atmosphere and the surface of the water are the components of the radiation balance of smaller variation in the period of 24 hours. The cloudiness can change the predictable distribution of the albedo for clear sky day. On October 30, 2015 ( $\tau_{atm} = 0.19$ ), the maximum  $\alpha$  equal to 0.079 occurred at 13 h ( $\theta = 65.52^\circ$ ) and the minimum  $\alpha$  equal to 0.049 occurred at 08 h ( $\theta = 41.58^\circ$ ). As cloudiness increases, this pattern is altered, not only in relation to the shape of the curve, but also to the occurrence of maximum and minimum albedo values. Moreover, under clear sky conditions ( $0.7 < \tau_{atm} < 1$ ), the dependence of the albedo on the elevation of the sun is evident. In the present case it was possible to fit a potential model to the data with a reasonable degree of reliability ( $r^2 = 0.7573$ ). Therefore, the radiation balance at the surface level of the water with low turbidity is strongly influenced by the atmospheric cloudiness due to the impact of these on the incident solar radiation in greater degrees and in smaller crane on the water temperature and long atmospheric wave emission.

**Keywords:** short wave; long wave; albedo; balance radiometer; atmospheric transmissivity

## 2.1. INTRODUÇÃO

Na superfície planetária, o saldo de radiação resultante de fluxos radiativos de onda curta (radiação solar) e de onda longa (radiação terrestre) representa o suprimento energético para amplo leque de processos físicos e biológicos (Rosenberg et al., 1983; Monteith e Unsworth, 2013). Parte do saldo de radiação converte-se em calor armazenado na subsuperfície e a outra é transportada via fluxos turbulentos na interface superfície-atmosfera (Arya, 2001; Shuttleworth, 2012). O saldo de radiação constitui o parâmetro que governa o clima na atmosfera inferior (Iziomon et al., 2004).

O saldo de radiação à superfície ou radiação líquida ( $R_n$ ) pode ser estimado ou medido. Muitos são os modelos de saldo radiômetros comercialmente disponíveis e os mais precisos tipicamente conjugam quatro sensores (Blonquist et al., 2009), sendo dois na face superior para medição dos fluxos incidentes de radiação solar ( $R_g$ ) e radiação atmosférica ( $R_{atm}$ ) e outros dois na face inferior para medição dos fluxos de onda curta e de onda longa oriundos da superfície por reflexão ( $R_r$ ) e emissão ( $R_{sup}$ ).  $R_n$  é a soma do saldo de radiação de onda curta ( $R_{nS}$ ) com o saldo de radiação de onda longa ( $R_{nL}$ ) (Arya, 2001; Blonquist et al, 2009).

A radiação solar incidente  $R_g$  pode alcançar grandes profundidades na água dependendo, entre outros fatores, da turbidez associada aos sedimentos em suspensão (Jensen e Allen, 2016). Em média, 92% de  $R_g$  é absorvido e convertido em calor na água (Henderson-Sellers, 2002; Shuttleworth, 2012). A turbidez pode reduzir esse percentual via aumento da reflexão (Finch e Hall, 2001). Segundo esses autores, em lagos de elevada turbidez, o albedo pode chegar a 20%.

O albedo é a razão entre  $R_r$  e  $R_g$  e caracteriza o poder refletor de uma superfície (Coakley, 2003). O albedo é um importante parâmetro em estudos de balanço energético tanto em escala local quanto regional e global. Xiao et al. (2016) aperfeiçoaram a modelagem da temperatura da superfície da água dos Grandes Lagos, USA, ao considerarem um albedo dinâmico em detrimento de um valor fixo. Argaman et al. (2012) utilizaram a variação temporal (1987-2009) do albedo do lago Elton como indicador dos impactos da ação antrópica e mudanças climáticas na degradação desse importante lago salino do sudoeste da Rússia.

Além da qualidade da água, o albedo de superfícies hídricas é fortemente influenciado pela combinação de fatores como nebulosidade, elevação do Sol e

velocidade do vento (Katsaros et al., 1985; Liu et al., 2015). A atividade de microrganismos aquáticos (fitoplâncton) também interfere no albedo (Jin et al., 2004). Katsaros et al. (1985) encontraram redução do albedo oceânico com o aumento da velocidade do vento. Jin et al. (2004) defendem que o vento tem impacto mais significativo sobre o albedo da água quando o Sol está baixo no horizonte. Segundo Coakley (2003) qualquer que seja a superfície, o albedo depende da distribuição espectral e angular da radiação incidente, e, portanto, o albedo não é uma propriedade intrínseca da superfície. Jin et al. (2004) reportam variações distintas do albedo oceânico com a elevação do Sol nos comprimentos de onda de 868 nm e 415 nm da radiação incidente.

Saldo radiômetros são instrumentos sofisticados e exigem manuseio cuidadoso (Allen et al., 2011). Entre medir ou estimar a radiação líquida  $R_n$  é preferível em alguns casos a estimativa. Isso depende não somente da qualidade da calibração do instrumento (Samani et al., 2007) como também da aplicação da informação. Em estudos de evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) com equações do tipo Penman, por exemplo, ASCE (2005) recomenda que  $R_n$  seja estimado, devido às dificuldades de se padronizar a superfície sobre a qual o instrumento encontra-se instalado conforme prevê a definição de  $ET_o$ .

Sob quaisquer condições de nebulosidade e para uma ampla diversidade de superfícies, incluindo a água, os componentes  $R_g$  e  $R_{ns}$  do balanço de radiação têm-se mostrado bons estimadores de  $R_n$  via modelo linear de primeiro grau (Iziomon et al., 2004; Gavilán et al., 2007; Cueto et al., 2015). Jensen e Allen (2016) compilaram vários resultados de pesquisa e apresentaram coeficientes de regressão linear para estimativa de  $R_n$ . Wan e Barnes (1980) e Sene et al. (1991) estudaram a estimativa de  $R_n$  em função de  $R_g$  e  $R_{ns}$  sobre a água de lagos naturais.

No Recôncavo da Bahia, a cultura do fumo tipo Sumatra para capa de charuto é irrigada com água com baixa turbidez oriunda de osmose reversa. É um sistema de produção único no Brasil e no mundo. A água de irrigação, após tratamento, é armazenada em reservatórios revestidos artificialmente com capacidades de até 30.000 m<sup>3</sup>. Devido às particularidades desse tipo de água e considerando as características tropicais da região, os objetivos deste trabalho foram: (a) medir e analisar os componentes do balanço de radiação sobre a água com baixa turbidez; (b) medir e analisar a influência da posição do Sol e da nebulosidade sobre o albedo da superfície e (c) avaliar métodos de estimativa da radiação líquida e outros

componentes do balanço de radiação considerando as características da água e parâmetros da atmosfera.

## 2.2. MATERIAL E MÉTODOS

### 2.2.1. Localização e descrição da área experimental

A área experimental está localizada na Fazenda Santo Antônio, de propriedade da empresa DANCO Comércio e Indústria de Fumos Ltda, município de Governador Mangabeira, Bahia (12°37' S, 39°03' W, 218 m). O clima segundo a classificação de Köppen é do tipo Am, com médias anuais de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar da ordem de 1150 mm, 25 °C e 65%, respectivamente. O vento é predominantemente sudeste com velocidade média de 2,5 m s<sup>-1</sup>.

A empresa é especializada em produzir fumo (*Nicotiana tabacum* L.) do tipo Sumatra para capa de charuto. Na fazenda a cultura do fumo é conduzida sob telado preto com filtragem parcial da radiação solar e irrigada por sistemas de gotejamento. A água para irrigação provém de reservatórios artificiais escavados e revestidos de manta impermeabilizante de polietileno preto de alta densidade (PEAD) de 2 mm de espessura.

Tipicamente os reservatórios apresentam seções trapezoidais perpendiculares com bases (inferior e superior) retangulares. Demais características incluem: paredes inclinadas de 40 a 50° com a horizontal, área da base maior variando de 270 m<sup>2</sup> a 7.500 m<sup>2</sup> e profundidade máxima variando de 4 a 8 m. A capacidade máxima de armazenamento dos reservatórios varia de dez mil a quarenta mil metros cúbicos de água. Atualmente existem na fazenda dezenove reservatórios revestidos, dos quais treze são utilizados para armazenamento de água de irrigação.

A uniformidade da queima da folha do fumo Sumatra depende, entre outros fatores, da qualidade da água utilizada na irrigação, especialmente no que se refere ao teor de cloro. Por essa razão, a água de irrigação, da captação à distribuição, é filtrada para eliminação das impurezas maiores (orgânicas e inorgânicas). A última etapa do processo é a osmose reversa. Assim, a água armazenada nos

reservatórios revestidos de PEAD é livre de sais e possui alta transparência (baixa turbidez).

### 2.2.2. Medição e aquisição de dados experimentais

Os dados experimentais foram coletados em dois períodos distintos: julho a novembro de 2015 e setembro a novembro de 2016, por meio de uma plataforma flutuante artesanal (PF) (Figura 1) cujos detalhes de projeto, construção, instalação e operação foram apresentados por Borges et al. (2016). Em 2015, a PF foi posicionada no centro do espelho d'água de um reservatório de 35 m de largura (direção leste-oeste) e 85 m de comprimento (direção norte-sul), com lâmina d'água inicial de 5,5 m. Em 2016, utilizou-se um reservatório recém-construído muito semelhante em dimensão ao primeiro, mas com lâmina máxima aproximada de 7,5 m. Nos dois anos, portanto, a PF ficou a pelo menos 17 m da borda dos tanques, em qualquer direção.

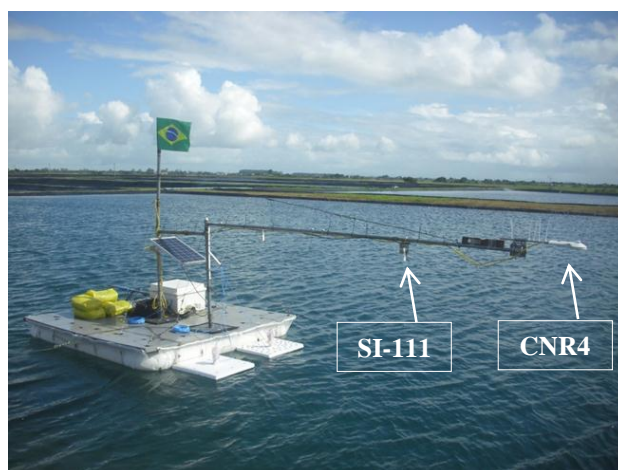


Figura 1 - Plataforma flutuante artesanal (PF) com o saldo radiômetro CNR4 de quatro componentes e o termômetro infravermelho SI-111, em reservatório artificial. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia (12° 37' S, 39° 03' W, 218 m), no ano de 2015.

Os componentes do balanço de radiação sobre o espelho d'água foram medidos com um saldo radiômetro de quatro componentes, modelo CNR4 (*Kipp e Zonen, The Netherlands*). Conforme mostra a Figura 1, o CNR4 foi instalado na extremidade de uma barra horizontal em aço-galvanizado a 3 m de distância da PF e



1,51 m acima da superfície da água. Objetivou-se com essa distância minimizar interferências do material da PF no sinal do sensor, em termos de radiação refletida e emitida. Na mesma barra horizontal e a 1 m do CNR4 instalou-se também um termômetro infravermelho modelo SI-111 (*Apogee Instruments, USA*). Nos dois anos de estudo, a PF foi ancorada na lateral do reservatório por meio de cordas de nylon, mantendo dessa forma o saldo radiômetro orientado para o norte geográfico.

O CNR4 é constituído de quatro sensores de termopilha, sendo dois na face superior e dois na inferior. Em primeiro plano na extremidade do saldo radiômetro e alinhados verticalmente estão os sensores de radiação de onda curta (OC) incidente ( $R_g$ ) e de OC refletida ( $R_r$ ). Em segundo plano e também alinhados verticalmente têm-se os sensores de radiação de onda longa (OL) incidente ( $R_{atm}$ ) e de OL oriunda da superfície ( $R_{sup}$ ). O range espectral dos piranômetros (sensores de OC) compreende o intervalo de 305 a 2.800 nm e dos pirgeômetros o intervalo é de 4.500 a 42.000 nm, com campo de visão de  $150^\circ$  no detector superior e  $180^\circ$  no inferior, em ambos os casos. A temperatura interna do CNR4 pode ser medida, à escolha do usuário, por meio de um termistor ou de uma termoresistência (Pt-100). Esta temperatura é necessária para correção do sinal gerado pelos sensores de OL, já que o corpo do instrumento é também uma fonte emissora deste tipo de radiação. Especificações técnicas adicionais do CNR4 são disponibilizadas pelo fabricante (Kipp e Zonen, 2010).

Com base nas medições dos quatro componentes do balanço de radiação à superfície, os saldos de radiação de OC e de OL bem como a radiação líquida são determinados por meio das Eq. 1 a 3.

$$R_{nS} = R_g - R_r \quad (1)$$

$$R_{nL} = R_{atm} - R_{sup} \quad (2)$$

$$R_n = R_{nS} + R_{nL} \quad (3)$$

onde:  $R_{nS}$  é o saldo de radiação de OC ( $W m^{-2}$ );  $R_g$  é a radiação de OC incidente ( $W m^{-2}$ );  $R_r$  é a radiação de OC refletida ( $W m^{-2}$ );  $R_{nL}$  é o saldo de radiação de OL ( $W m^{-2}$ );  $R_{atm}$  é a radiação de OL incidente;  $R_{sup}$  é a radiação de OL oriunda da

superfície ( $W m^{-2}$ ) e  $R_n$  é a radiação líquida resultante de todos os comprimentos de onda ( $W m^{-2}$ )

O albedo da superfície foi determinado pela Eq. 4.

$$\alpha = \frac{R_r}{R_g} \quad (4)$$

O fluxo de radiação de OL oriunda da superfície da água ( $R_{sup}$ ) é formado de duas partes: (i) a radiação de OL emitida pela água, que é função de sua temperatura absoluta conforme a lei de Stefan-Boltzmann (Monteith e Unsworth, 2013) e (ii) a radiação de OL refletida pela superfície da água, já que a mesma no intervalo espectral do pirgeômetro não se comporta como corpo negro, para o qual a emissividade ( $\epsilon$ ) é igual a 1. Assim, matematicamente o componente  $R_{i\uparrow}$  (Eq. 2) é dado pela Eq. 5 como se segue:

$$R_{sup} = R_{eL} + R_{rL} = R_{eL} + \alpha_L R_{atm} \quad (5)$$

onde:  $R_{eL}$  é a radiação de OL emitida pela superfície ( $W m^{-2}$ );  $R_{rL}$  é a radiação de OL refletida pela superfície ( $W m^{-2}$ ) e  $\alpha_L$  é o coeficiente de reflexão (“albedo”) da superfície para radiação de OL.

Combinando as equações anteriores, a radiação líquida  $R_n$  corrigida para a emissividade da superfície foi determinada pela Eq. 6:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + (1 - \alpha_L)R_{atm} - R_{eL} \quad (6)$$

Na aplicação da Eq. 6, o coeficiente  $\alpha_L$  foi calculado como  $(1 - \epsilon_w)$ , sendo  $\epsilon_w$  a emissividade da água e igual a 0,97 (Davies et al., 1971; Finch e Hall, 2002). Portanto, estima-se que aproximadamente 3% da radiação de OL incidente retorna por reflexão.

Informação atmosférica adicional foi obtida de uma estação meteorológica automática adjacente aos reservatórios e equipada com um termohigrômetro modelo

HMP60 (*Vaisala, FI*) posicionado a 2 m de altura do solo; conjunto anemométrico de direção e velocidade do vento, modelo 03001 (*R. M. Young, USA*) a 7 m do solo em 2015 e 3 m em 2016 e piranômetro modelo LP02 (*Hukseflux Thermal Systems, The Netherlands*) em 2015 e modelo SPLite (*Kipp e Zonen, The Netherlands*) em 2016 ambos a 2,5 m de altura. No dois anos, utilizou-se um pluviômetro modelo TE525MM (*Texas Electronics, USA*) com área de captação a 0,8 m de altura. Todos os sensores, incluindo a PF e a torre meteorológica, foram escaneados a cada 5 segundos em 2015 e 30 segundos em 2016 por meio de um dataloguer modelo CR1000 (*Campbell Scientific, USA*). Os dados processados (médias e totais) eram armazenados em intervalos de 5, 30 e 60 minutos.

As condições atmosféricas interferem na magnitude dos componentes do balanço de radiação à superfície (Jensen e Allen, 2016). Nuvens bloqueiam a passagem da radiação solar e incrementam a emissão de radiação atmosférica (Monteith e Unsworth, 2013). A transmissividade atmosférica diária à passagem de radiação de OC para fins de caracterização das condições de nebulosidade diurna foi calculada segundo a Eq. 7. Para isso dados horários de  $R_{s\downarrow}$  da torre meteorológica foram agrupados em intervalos diários.

$$\tau_{\text{atm}} = \frac{R_g}{R_o} \quad (7)$$

onde:  $\tau_{\text{atm}}$  é a transmissividade atmosférica média diária (adimensional);  $R_g$  é a radiação OC ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ) e  $R_o$  é a radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ).

Sob condições de ausência total de nuvens (céu claro), a radiação solar incidente  $R_g$  se aproxima do máximo teórico  $R_{g0}$ , cujo valor pode ser estimado pela Eq. 8 (Allen et al., 1998).

$$R_{g0} = \tau_o \cdot R_o = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5}A)R_o \quad (8)$$

onde:  $R_{go}$  é a radiação de OC incidente em dia de céu claro ( $MJ m^{-2} dia^{-1}$ );  $\tau_o$  é a transmissividade atmosférica média diária em dia de céu claro (decimal) e  $A$  é a altitude local (m).

Na análise da influência das condições de nebulosidade sobre a magnitude e curso diário dos componentes do balanço de radiação na superfície da água adotou-se o seguinte critério de classificação:  $T_{atm} \leq 0,30$  (céu nublado),  $0,30 < T_{atm} < 0,70$  (céu parcialmente nublado) e  $T_{atm} \geq 0,70$  (céu claro). O valor de  $R_o$  na Eq. 7 foi calculado com base na latitude local e época do ano (dia Juliano) segundo procedimentos da ASCE (2005).

## 2.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### *Análise dos componentes do balanço de radiação*

Em 2015, o período de coleta de dados variou de 11 de junho (dia juliano, DJ 162) a 02 de dezembro (DJ 336), correspondendo a um intervalo de 175 dias. Já em 2016 (ano bissexto), a tomada de dados na área experimental cobriu o período de 10 de setembro (DJ 254) a 30 de novembro (DJ 335), totalizando 82 dias. A Tabela 1 resume valores representativos de algumas variáveis atmosféricas medidas nas estações meteorológicas dos respectivos períodos de estudo.

Tabela 1. Condições atmosféricas representativas nos dois períodos de estudo (2015 e 2016). Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Ano	Temperatura do ar (°C)			Umidade relativa do ar (%)		Chuva (mm) Total	Velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) <sup>(a)</sup>		Radiação solar global ( $MJ m^{-2} dia^{-1}$ )		
	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.	Mín.		Máx.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.
2015 <sup>(b)</sup>	38,1	15,9	24,5	98	32	100,9	13,2	2,7	29,3	7,3	21,7
2016 <sup>(c)</sup>	33,4	19,7	21,3	100	38	103,7	-	2,6	27,1	8,3	19,9

<sup>(a)</sup> Vento medido a 7 m de altura em 2015 e a 3 m de altura em 2016; <sup>(b)</sup> Os valores na tabela resumem o intervalo de 07 de agosto (DJ 219) a 29 de dezembro (DJ 363) em 2015; <sup>(c)</sup> Valores de temperatura e umidade relativa do ar a partir de 01 de outubro em 2016.

Com base nos piranômetros das estações meteorológicas e segundo os critérios de nebulosidade baseados em  $T_{atm}$  (Eq. 7) verificaram-se em 2015 a ocorrência de 13 dias de céu claro (9% do período), 129 dias de céu parcialmente

nublado (89%) e 3 dias de céu nublado (2%). Em 2016, esses percentuais foram de 0, 90 e 10%, respectivamente. Portanto, houve predomínio de céu parcialmente nublado na região de estudo. A transmissividade atmosférica média diária  $T_{atm}$  variou de 0,18 a 0,73 em 2015 e de 0,22 a 0,68 em 2016.

Três dias de 2015 com  $T_{atm}$  contrastantes foram selecionados para exemplificar os efeitos da nebulosidade no balanço de radiação à superfície da água. A Tabela 2 resume os valores extremos e médios dos componentes do balanço de radiação (Eq. 1 a 6) para os três dias, ou seja, 04 de setembro (DJ 247), 10 de outubro (DJ 283) e 30 de outubro (DJ 303) cuja  $T_{atm}$  calculada pela Eq. 7 foi 0,72; 0,44 e 0,19, respectivamente. A Figura 2 ilustra a variação dos componentes do balanço de radiação no intervalo de 24 horas.

Tabela 2. Valores absolutos máximo, mínimo e médio dos componentes de onda curta e de onda longa do balanço de radiação à superfície da água em 2015. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

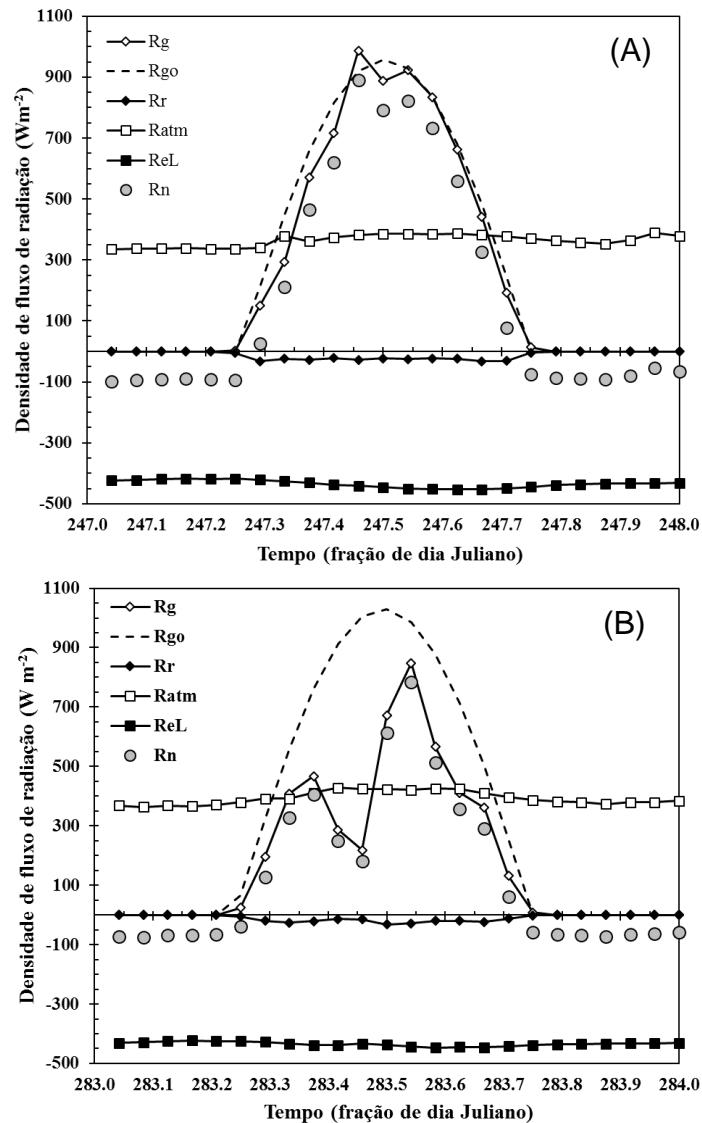
Densidade de fluxo de radiação ( $W m^{-2}$ )	Céu claro (DJ 247 - $T_{atm} = 0,72$ )			Céu parcialmente nublado (DJ 283 - $T_{atm} = 0,44$ )			Céu nublado (DJ 303 - $T_{atm} = 0,19$ )		
	Máx.	Mín.	Méd. <sup>(a)</sup>	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.
$R_g$	987	-	278	848	-	192	269	-	83
$R_r$	32	-	13	32	-	10	16	-	5
$R_{ns}$	959	-	266	820	-	182	256	-	78
$R_{atm}$	390	336	364	428	363	393	434	378	415
$R_{rL}$	12	10	11	13	11	12	13	11	12
$R_{eL}$	453	418	434	447	422	434	444	436	440
$R_{nL}$	98	55	81	76	22	53	70	23	37
$R_n$	889	98	184	785	76	128	228	70	41

<sup>(a)</sup> Média aritmética de 24 valores horários

Para fins de comparação e referência, a Figura 2 também mostra a variação de  $R_{go}$  segundo a Eq. 8, em que  $\tau_o$  é igual a 0,754 com base na altitude local de 218 m. Apenas os componentes  $R_g$  e  $R_{atm}$  não dependem diretamente da natureza da superfície. Fluxo de radiação na Figura 2 é positivo quando orientado para a superfície e negativo quando no sentido oposto.

Em DJ 247 (Figura 2A) a curva de  $R_g$  acompanha de perto a de  $R_{go}$  principalmente na parte da tarde. Na parte da manhã  $R_g$  esteve levemente abaixo de  $R_{go}$ , exceto às 11 h quando  $R_g$  superou  $R_{go}$  em 7,4%, vindo a cair novamente às 12 h. Valor medido de  $R_g$  maior que o teórico  $R_{go}$  pode ocorrer quando nuvens nas proximidades do instrumento refletem de volta (*backscatter*) a radiação de onda

curta anteriormente refletida pela superfície (ASCE, 2005; Jensen e Allen, 2016). Com aumento da nebulosidade (Figuras 2B e 2C) há significativa atenuação da radiação solar incidente  $R_g$ . Comparando-se DJ 303 com DJ 247, a redução média foi de 70%, conforme dados da Tabela 2. Na Figura 2B o efeito da nebulosidade é bastante evidente em torno das 11 h ( $T_{atm,11h} = 0,16$ ).



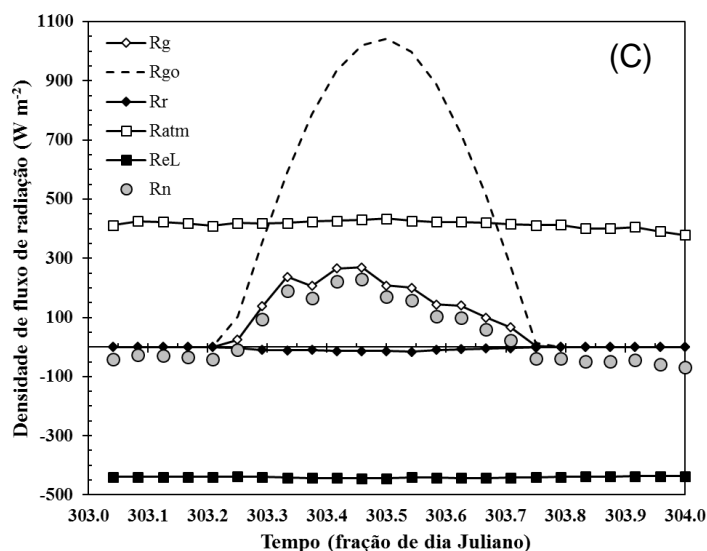


Figura 2 - Variação dos componentes do balanço de radiação ao nível da superfície da água em (A) 04/09/2015 (céu claro -  $\tau_{atm} = 0,72$ ), (B) 14/10/2015 (céu parcialmente nublado -  $\tau_{atm} = 0,44$ ) e (C) 30/10/2015 (céu nublado -  $\tau_{atm} = 0,19$ ). Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

A atenuação provocada pela nebulosidade sobre  $R_g$  impactou o componente  $R_r$  cujo valor médio diminuiu de  $13 \text{ W m}^{-2}$  para  $5 \text{ W m}^{-2}$  (redução de 61%) com o aumento da cobertura de nuvens. O saldo de onda curta  $R_{ns}$ , consequentemente, também sofreu redução com a nebulosidade, com variação de 71%.

A emissão de OL, tanto pela atmosfera ( $R_{atm}$ ) quanto pela superfície da água ( $R_{eL}$ ), foi a componente do balanço de radiação com menor variação no período de 24 horas (Figura 2). A presença de nuvens aumenta a emissividade atmosférica ( $\epsilon_{atm}$ ) (Shuttleworth, 2012; Carmona et al., 2014) e, por isso, o componente  $R_{atm}$  aumentou em função da nebulosidade, com variação de 14% do céu claro para o céu nublado, segundo os dados médios da Tabela 2.

Oke (1998) destaca que além do grau de nebulosidade, o tipo e a altura das nuvens também influenciam  $\epsilon_{atm}$  cuja estimativa é feita com dados meteorológicos de rotina (temperatura do ar e pressão de vapor d'água). Carmona et al. (2014), após avaliarem várias equações conhecidas para determinação da radiação de OL incidente, propuseram dois modelos alternativos para a província de Buenos Aires nos quais  $\epsilon_{atm}$  é calculado em função da umidade relativa do ar. A Tabela 2 mostra também pouca oscilação na radiação de OL refletida pela superfície da água ( $R_{rL}$ ), pois esse componente do balanço de radiação equivale a uma fração muito pequena de apenas 3% de  $R_{atm}$ .

Verifica-se na Tabela 2 diminuição da amplitude (valor máximo – valor mínimo) da radiação emitida pela superfície ( $R_{eL}$ ) com o aumento da nebulosidade. Em DJ 247 ( $T_{atm} = 0,72$ ) a amplitude foi de  $35 \text{ W m}^{-2}$ , seguido de DJ 283 ( $T_{atm} = 0,44$ ) e DJ 303 ( $T_{atm} = 0,19$ ) com  $25 \text{ W m}^{-2}$  e  $8 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. Segundo a lei de Stefan-Boltzmann, a emissão de OL é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta da superfície (Monteith e Unsworth, 2013). Portanto, assumindo-se constante a emissividade da água ( $\epsilon_w = 0,97$ ), menores amplitudes na radiação de OL emitida estão associadas a menores oscilações da temperatura da superfície  $T_{sw}$ . A Figura 3 mostra o curso diário da temperatura  $T_{sw}$  medida com o termômetro infravermelho (Figura 1) nos três dias de 2015. A temperatura do ar ( $T_a$ ) medida a 3 m de altura na torre meteorológica também é apresentada para fins de comparação.

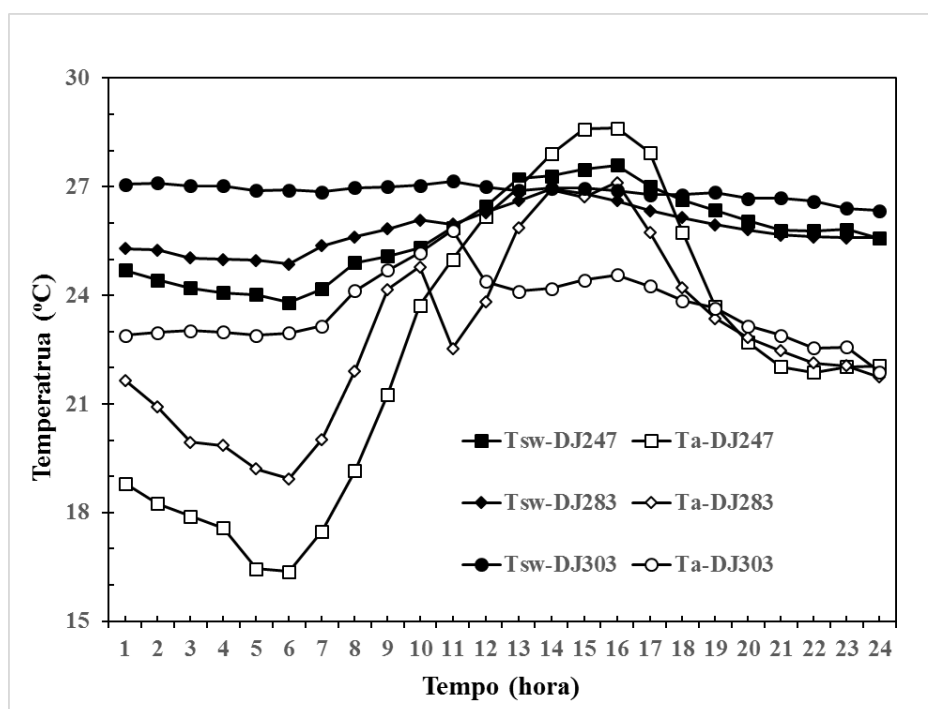


Figura 3 - Temperatura da superfície da água ( $T_w$ ) e do ar ( $T_a$ ) nos três dias de 2015 com graus de nebulosidade contrastantes. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Segundo a Figura 3, a maior variação na temperatura da água ( $\Delta T_w = 3,78$  °C) ocorreu no dia de céu claro (DJ 247), seguido de DJ 283 (céu parcialmente nublado) com  $\Delta T_w = 2,07$  °C e praticamente temperatura constante em DJ 303 com  $\Delta T_w = 0,81$  °C (céu nublado). Porém,  $T_w$  médio foi maior e igual a  $26,9$  °C no dia mais alta nebulosidade, inclusive no período noturno. Em DJ 247,  $T_w$  médio foi de



25,6 °C e 25,8 °C em DJ 283. Essa a razão pela qual na média,  $R_{eL} = 440,28 \text{ W m}^{-2}$  (Tabela 2) foi maior em DJ 303 ( $T_{atm} = 0,19$ ). Adicionalmente, a Figura 3 mostra que a água sofre menor variação de temperatura frente ao ar, especialmente em dia de céu claro, devido a sua elevada capacidade calórica ( $4180 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$  a 25 °C) (Monteith e Unsworth, 2013).

A Figura 2 mostra que em qualquer condição de nebulosidade, o saldo de radiação  $R_n$  segue de muito perto a radiação de OC incidente à superfície  $R_g$  no período diurno.  $R_n$  é também fortemente relacionado a  $R_{ns}$  via  $R_g$ . Segundo Jensen e Allen (2016),  $R_g$  é o principal componente de  $R_n$ . No período noturno  $R_n$  é negativo e igual a  $R_{nL}$ . Considerando que os valores dos fluxos opostos  $R_{atm}$  e  $R_{eL}$  são muitos próximos, o saldo de radiação de OL  $R_{nL}$  torna-se pequeno frente ao saldo de radiação de OC  $R_{ns}$  (Eq. 3).

### **Albedo da água**

A Figura 4 mostra a variação do albedo da água de 07 h às 17 h dos três dias selecionados. Em dias de céu claro (DJ 247) o albedo tende a apresentar variação em forma de “U”, com valores máximos nos extremos e mínimo no centro. Portanto, em condições de alta transmissividade atmosférica é nítida a relação de dependência entre o albedo do espelho d’água e o instante do dia (Henderson-Sellers, 1986; Liu et al., 2015). Com o aumento da nebulosidade esse padrão é alterado, não somente quanto ao formato da curva como também quanto aos instantes de ocorrência de valores máximo e mínimo de albedo. A Figura 4 mostra claramente que há uma tendência de o albedo diminuir nos extremos da curva e aumentar no centro com o aumento da nebulosidade. Segundo Shuttleworth (2012), mais radiação tende a ser refletida cedo de manhã e final da tarde quando o ângulo de elevação do sol ( $\theta$ ) é baixo, aumentando substancialmente o albedo nesses horários. Esse autor sugere para a água,  $\alpha$  entre 0,03 e 0,1 quando  $\theta$  é alto (em torno do meio-dia) e entre 0,1 e 0,5 quando  $\theta$  é baixo.

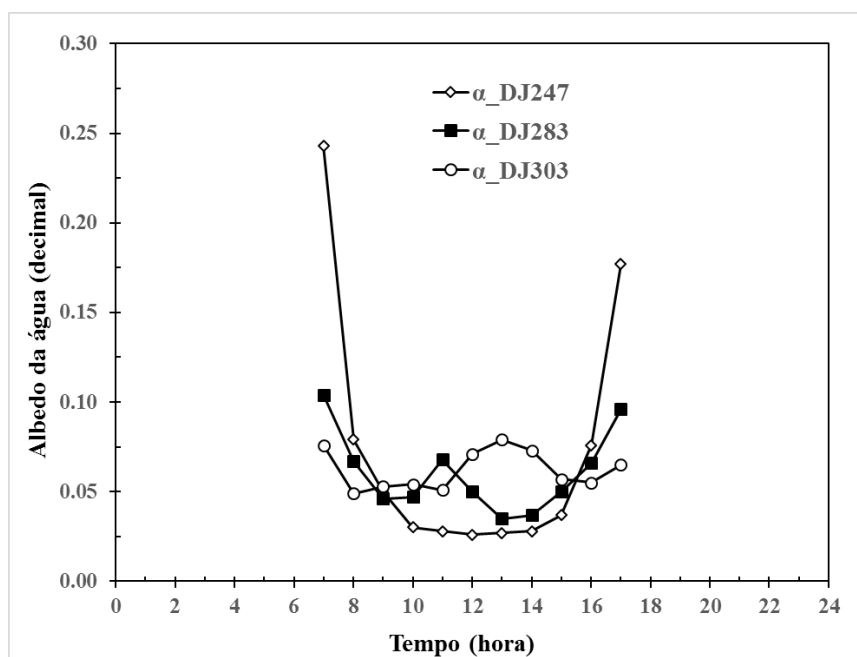


Figura 4 - Albedo horário entre as 07 e 17 h para os três dias selecionados com grau de nebulosidade variável DJ 247 (4/09, céu claro -  $\tau_{atm} = 0,72$ ), DJ 283 (14/10, céu parcialmente nublado -  $\tau_{atm} = 0,44$ ) e DJ 303 (30/10, céu nublado -  $\tau_{atm} = 0,19$ ). Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Na Figura 4, os maiores valores de  $\alpha$  cedo de manhã (0,243 às 07 h,  $\theta = 19,23^\circ$ ) e final da tarde (0,177 às 17 h,  $\theta = 6,90^\circ$ ) ocorreram no dia de céu claro (DJ 247). Nesse dia,  $\alpha$  mínimo (0,026) ocorreu na passagem meridiana do sol (12 h) quando  $\theta$  foi máximo ( $69,87^\circ$ ). Por outro lado, em DJ 303 ( $\tau_{atm} = 0,19$ ),  $\alpha$  máximo igual a 0,079 ocorreu às 13 h ( $\theta = 65,52^\circ$ ) e  $\alpha$  mínimo igual a 0,049 ocorreu às 08 h ( $\theta = 41,58^\circ$ ). Além da elevação do sol e nebulosidade, o vento também exerce influência sobre o albedo, pois altera a rugosidade da superfície da água (Katsaros et al., 1985; Jin et al., 2004).

Apesar da notória diferença na variação do albedo entre os três casos estudados, na média o albedo foi semelhante, ou seja, 0,072 em DJ 247, 0,061 em DJ 283 e 0,062 em DJ 303. Por outro lado, o albedo calculado com valores médios diários de  $R_g$  e  $R_r$  (Tabela 2) via Eq. 4 revela valor crescente com a nebulosidade, ou seja, 0,045 em DJ 247, seguido de 0,052 e 0,061 em DJ 283 e DJ 303, respectivamente. Em ambos os casos, estes resultados estão coerentes com Jensen e Allen (2016) que destacam o baixo valor médio do albedo da água (0,06) em relação a outras superfícies. Em áreas de vegetação agrícola o albedo médio varia de 0,20 a 0,25. Henderson-Sellers (1986) e Shuttleworth (2012) sugerem albedo médio de 0,08 para a água, já incluindo os efeitos da nebulosidade.

Uma análise mais detalhada do albedo da água em função da transmissividade atmosférica e do ângulo de elevação do sol é apresentada na Figura 5, com base em dados médios de 5 minutos de 2015 e 2016. Os dados da Figura 5 são coerentes com o apresentado pela Figura 4. Payne (1972) explica que numa situação hipotética de ausência de atmosfera, toda a radiação na superfície seria originada diretamente do disco solar. A presença da atmosfera e de nuvens aumenta o espalhamento e a absorção diminuindo a transmissividade, de maneira que a radiação é intensamente espalhada no céu. Assim, segundo Katsaros et al. (1985) e Jin et al. (2004), sob condições de sol alto no horizonte, o albedo da água é maior na presença de nuvens, pois o espalhamento da radiação na atmosfera aumenta o ângulo de incidência da radiação em relação à vertical. Sob céu claro (radiação direta máxima) o ângulo de incidência é nulo e o albedo é mínimo. O oposto ocorre quando o sol está baixo no horizonte. Nessa condição, o albedo tende a ser maior na ausência de nuvens (Figura 4) pois o ângulo de incidência da radiação é maior que o observado quando na presença de nuvens.

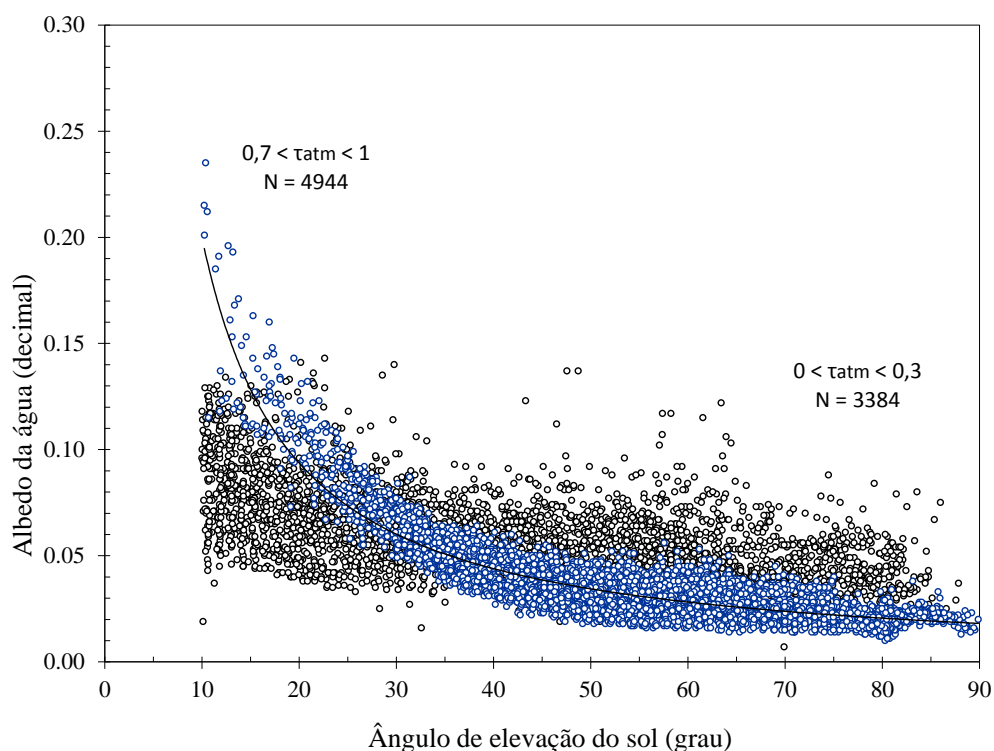


Figura 5 - Relação entre albedo da água em função da transmissividade atmosférica (céu claro:  $0,7 < \tau_{atm} < 1$  – marcador azul e céu nublado:  $0 < \tau_{atm} < 0,3$  – marcador preto) e ângulo de elevação do sol. Fazenda Santo Antônio, Governador mangabeira, Bahia.

De acordo com a Figura 5, sob condições de céu claro ( $0,7 < \tau_{atm} < 1$ ) é evidente a dependência do albedo em relação à elevação do sol. No presente caso foi possível ajustar um modelo potencial aos dados com razoável grau de confiabilidade ( $r^2 = 0.7573$ ), conforme Eq. 9:

$$\alpha = 2,4725 \cdot \theta^{-1,093} \quad (9)$$

em que:  $\theta$  é o ângulo de elevação do sol (graus).

O mesmo não se verifica para a relação entre  $\alpha$  e  $\theta$  sob condições de nebulosidade elevada, ou seja, o albedo independe da elevação do astro.

### ***Estimativa da radiação líquida***

É comum a estimativa do saldo de radiação  $R_n$  a partir da simples medição da radiação solar incidente  $R_g$  numa estação meteorológica padrão. A possibilidade de estimar  $R_n$  de forma tão simples tem sido amplamente explorada sobre diversos tipos de superfícies (Betts e Ball, 1997; Alados et al., 2003; Sene et al., 1991). A Figura 2 mostrou que para um amplo leque de cobertura do céu,  $R_n$  varia ao longo do período de 24 horas predominantemente em acordo com a radiação solar  $R_g$  em detrimentos dos demais componentes do balanço de radiação.

A Figura 6 mostra forte correlação entre o  $R_n$  horário fornecido pelo saldo radiômetro a bordo da plataforma PF1 do reservatório R1 e a radiação solar incidente medida com piranômetro de silício SPLite instalado numa estação meteorológica dentro da área experimental.

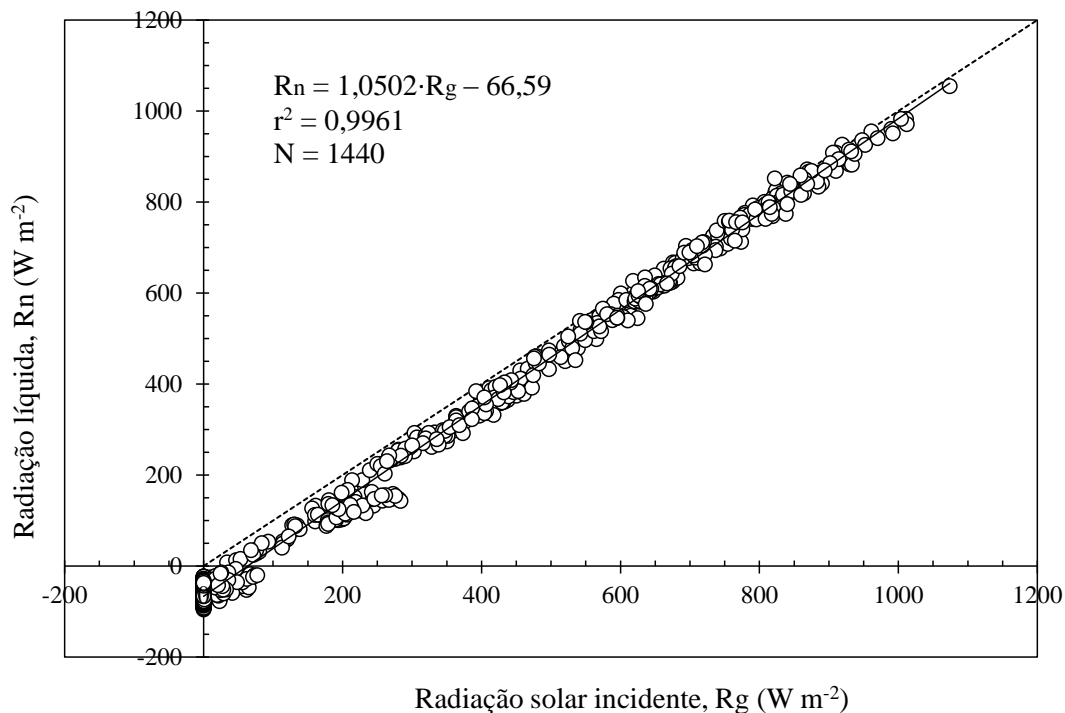


Figura 6 - Estimativa da radiação líquida  $R_n$  ( $W m^{-2}$ ) na superfície da água com baixa turbidez em função da radiação solar incidente  $R_g$  medida com piranômetro instalado numa estação meteorológica padrão. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

A alta correlação entre  $R_n$  e  $R_g$  mostrada na Figura 6 sugere que um modelo linear através da origem também pode estimar com precisão o saldo de radiação. Esse novo ajuste produz uma equação em que  $R_n$  equivale a 94,6% de  $R_g$  com coeficiente de determinação  $r^2 > 0,97$ .

## 2.4. CONCLUSÕES

Os resultados aqui obtidos permitem concluir:

- O saldo de radiação ao nível da superfície da água com baixa turbidez é fortemente influenciado pelas condições de nebulosidade atmosférica devido ao impacto dessas sobre a radiação solar incidente em maior grau e em menor grau sobre a temperatura da água e emissão de onda longa atmosférica;
- O albedo da água com baixa turbidez alcança valores tão baixos quanto 2% em sob céu claro, sendo fortemente influenciado pelas condições de

nebulosidade atmosférica e ângulo de elevação do sol. Com alta cobertura de nuvens (baixa transmissividade atmosférica) a dependência entre albedo da água e elevação do sol não é tão evidente quanto a que se dá sob condições de céu claro;

- (c) O saldo de radiação  $R_n$  ao nível da superfície pode ser estimado com alta precisão a partir da radiação solar incidente. Como o albedo médio da água é muito baixo, a inserção do albedo no modelo de regressão não melhora as estimativas de  $R_n$ .

## 2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; OLMO, F. J.; ALADOS-ARBOLEDAS. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrubland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 116, n. 3, p. 221-227, 2003.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, v. 98, n. 6, p. 899-920, 2011.

ANDRÉ, R. G. B.; MENDONÇA, J. C.; MARQUES, V. D. S.; PINHEIRO, F. M. A.; MARQUES, J. Aspectos energéticos do desenvolvimento da cana-de-açúcar. Parte 1: balanço de radiação e parâmetros derivados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 3, p. 375-382, 2010.

APOGEE INSTRUMENTS: SI-111 infrared radiometer owner's manual. Apogee Instruments, Inc., Logan, Utah, USA, 18 pp., 2013. (Acesso on line em <http://www.apogeeinstruments.co.uk/content/SI-100-manual.pdf>)

ARGAMAN, E.; KEESSTRA, S. D.; ZEILIGUER, A. Monitoring the impact of surface albedo on a saline lake in SW Russia. *Land Degradation e Development*, v. 23, n. 4, p. 398-408, 2012.

AZEVEDO, P. V.; LEITAO, M. M. V. B. R.; SOUSA, I. F.; MACIEL, G. F. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semi-árido do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 5, n. 1, p. 403-410, 1990.

AZEVEDO, P. V.; SABOYA, L. M.; NETO, J. D.; OLIVEIRA, F. D. S.; BEZERRA, J. R.; CARLOS, H. D. A. Disponibilidade energética para a cultura da cana-de-açúcar nos tabuleiros costeiros do estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 18, n. 10, p. 1031-1038, 2014.

BARTUŇKOVÁ, K.; SOKOL, Z.; POP, L. Simulations of the influence of lake area on local temperature with the COSMO NWP model. *Atmospheric Research*, v. 147, p. 51-67, 2014.

BETTS, A. K.; BALL, J. H. Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 102, n. D24, p. 28901-28909, 1997.

BLONQUIST, J. M.; TANNER, B. D.; BUGBEE, Bruce. Evaluation of measurement accuracy and comparison of two new and three traditional net radiometers. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, n. 10, p. 1709-1721, 2009.

BOIKE, J.; GEORGI, C.; KIRILIN, G.; MUSTER, S.; ABRAMOVA, K.; FEDOROVA, I.;... LANGER, M. Thermal processes of thermokarst lakes in the continuous permafrost zone of northern Siberia—observations and modeling (Lena River Delta, Siberia). *Biogeosciences*, v. 12, n. 20, p. 5941-5965, 2015.

BOUIN, M. N.; CANIAUX, G.; TRAULLÉ, O.; LEGAIN, D.; Le MOIGNE, P. Long-term heat exchanges over a Mediterranean lagoon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. D23104, 2012.

CAMPBELL SCIENTIFIC: CNR 4 net radiometer instruction manual. Campbell Scientific, Inc., USA, 70 pp., 2014. (Acesso on line em <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/cnr4.pdf>)

CARMONA, FACUNDO; RIVAS, RAÚL; CASELLES, VICENTE. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies

conditions over a sub-humid region. Theoretical and applied climatology, v. 115, n. 1-2, p. 281-295, 2014.

COAKLEY, J. A. Reflectance and albedo, surface. Encyclopedia of the Atmosphere, p. 1914-1923, 2003.

COGLEY, J. G. The albedo of water as a function of latitude. Monthly Weather Review, v. 107, n. 6, p. 775-781, 1979.

DAVIES, J. A.; ROBINSON, P. J.; NUNEZ, M. Field determinations of surface emissivity and temperature for Lake Ontario. Journal of Applied Meteorology, v. 10, n. 4, p. 811-819, 1971.

DI PACE, F. T.; SILVA, B. D.; SILVA, V. D.; SILVA, S. D. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 12, n. 4, p. 385-392, 2008.

DOWNING, J. A.; PRAIRIE, Y. T.; COLE, J. J.; DUARTE, C. M.; TRANVIK, L. J.; STRIEGL, R. G.; McDOWELL, W. H.; KORTELAJINEN, P.; CARACO, N. F.; MELACK, J. M.; MIDDELBURG, J. J. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. Limnology and Oceanography, v. 51, n. 5, p. 2388-2397, 2006.

DUAN, Z.; BASTIAANSEN, W. G. M. A new empirical procedure for estimating intra-annual heat storage changes in lakes and reservoirs: Review and analysis of 22 lakes. Remote Sensing of Environment, v. 156, p. 143-156, 2015.

EL BAKRY, M. M. Net radiation over the Aswan high dam lake. Theoretical and applied climatology, v. 49, n. 3, p. 129-133, 1994.

GIANNIOU, S. K.; ANTONOPOULOS, V. Z. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. Journal of Hydrology, v. 345, n. 3, p. 212-223, 2007.

HELDWEIN, A. B.; MALDANER, I. C.; RADONS, S. Z.; LOOSE, L. H.; LUCAS, D. D.; HINNAH, F. D. Estimativa do saldo de radiação em girassol como função da



radiação solar global. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 16, n. 2, p. 194-199, 2012.

HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: a review. *Reviews of Geophysics*, v. 24, n. 3, p. 625-649, 1986.

IZIOMON, M. G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Empirical models for estimating net radiative flux: A case study for three mid-latitude sites with orographic variability. *Astrophysics and Space Science*, v. 273, n. 1, p. 313-330, 2000.

JACOBS, J. M.; JIA, X.; CHOI, M.; SUMNER, D. M.; DOUGLAS, E. Net Radiation Estimations in Evapotranspiration Research over Different Canopy Surfaces in a Humid Climate. *Bull Creek Rangeland*, v. 28, p. 81.0, 2007.

JACOVIDES, C. P.; KONTOYIANNIS, H. Statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration computing models. *Agricultural Water Management*, v. 27, n. 3, p. 365-371, 1995.

JIN, Z.; CHARLOCK, T. P.; SMITH Jr., W. L.; RUTLEDGE, K. A parameterization of ocean surface albedo. *Geophysical Research Letters*, v. 31, L22301, p. 1-4. 2004.

KATSAROS, K.B.; McMURDIE, L. A.; LIND, R. L.; DEVAULT, J. E. Albedo of a water surface, spectral variation, effects of atmospheric transmittance, sun angle and wind speed. *Journal of Geophysical Research*, v. 90, C4, p. 7313-7321. 1985.

KIPP E ZONEN: CNR 4 net radiometer instruction manual, version 1409. Kipp e Zonen, B. V., Delft, Netherlands, 37 pp., 2014. (Acesso on line em file:///C:/Users/User/Downloads/KippZonen\_Manual\_CNR4\_NetRadiometer\_1409.pdf)

LEGATES, D. R.; MCCABE JR., G. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water resources research*, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.

- LENTERS, J. D.; KRATZ, T. K.; BOWSER, C. J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, v. 308, n. 1, p. 168-195, 2005.
- LI, CHENG WAN; BARNES, I. W. The relationship between net and global radiation over water. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 28, n. 1, p. 91-100, 1980.
- LI, Z.; LYU, S.; AO, Y.; WEN, L.; ZHAO, L.; WANG, S. Long-term energy flux and radiation balance observations over Lake Ngoring, Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, v. 155, p. 13-25, 2015.
- LIU, H.; FENG, J.; SUN, J.; WANG, L.; XU, A. Eddy covariance measurements of water vapor and CO<sub>2</sub> fluxes above the Erhai Lake. *Science China Earth Sciences*, v. 58, n. 3, p. 317-328, 2015.
- McJANNET, D. L.; COOK, F. J.; BURN, S. Comparison of techniques for estimating evaporation from an irrigation water storage. *Water Resources Research*, v. 49, n. 3, p. 1415-1428, 2013.
- MOREIRA, M. A. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação. 3ª edição, atualizada e ampliada. Viçosa: Editora UFV, 2007. 315pp.
- MONTEITH, J.L; UNSWORTH, M.H. Principles of Environmental Physics. Academic Press, 2007, 280 pp.
- MARENGO, J. A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança do clima no semi-árido do Brasil. *Parcerias estratégicas*, v. 13, n. 27, p. 149-176, 2008.
- NUNEZ, M.; DAVIES, J. A.; ROBINSON, P. J. Surface albedo at a tower site in Lake Ontario. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 3, n. 1, p. 77-86, 1972.
- OKE, T. R. Boundary layer climates. 2a. ed. London: Routledge, 1995, 435pp.

- OSWALD, C. J.; ROUSE, W. R. Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian Shield lakes in the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5, n. 1, p. 129-144, 2004.
- PAYNE, R. E. Albedo of the sea-surface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 29, p. 959-970, 1972.
- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. *Metereologia agrícola*. Ed. Revista e Ampliada, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"-SP. 2007, 202 pp.
- RYU, Y.; KANG, S.; MOON, S. K.; KIM, J. Evaluation of land surface radiation balance derived from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) over complex terrain and heterogeneous landscape on clear sky days. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, n. 10, p. 1538-1552, 2008.
- ROQUE, R. O.; SANSIGOLO, C. A. Estimativas de evaporação do lago Taquaruçu, SP pelo modelo conceitual de Morton. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.6, n.1, p.21-28, 2001.
- SCHMIDT, C. D. S. Necessidade hídrica da cultura do fumo (*Nicotianatabacum* L.) tipo Sumatra cultivado em ambiente protegido no Recôncavo da Bahia. Cruz das Almas/ BA, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, 2008. 76 f. (Dissertação de Mestrado).
- SENE, K. J.; GASH, J. H. C.; McNEIL, D. D. Evaporation from a tropical lake: comparison of theory with direct measurements. *Journal of Hydrology*, v. 127, n. 1-4, p. 193-217, 1991.
- SHUTTLEWORTH, W. J. *Terrestrial Hydrometeorology*. Wiley-Blackwell, 2012, 448 pp.
- SOUZA, A. P.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, A.; GOMES, E. N. Estimativas das componentes da radiação solar incidente em superfícies inclinadas baseadas na radiação global horizontal. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 15, n. 3, p. 277-288, 2011.

- SANTOS, J. A.; RICCIARDI, T. R. Estudo sobre o potencial de aproveitamento de água de chuva na faculdade de engenharia mecânica (FEM). Revista Ciências do Ambiente On-Line, v. 9, n. 1, 2013.
- WANG, W.; XIAO, W.; CAO, C.; GAO, Z.; HU, Z.; LIU, S.; ... ;YANG, D. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. Journal of Hydrology, v. 511, p. 811-824, 2014.
- WINTER, T. C.; BUSO, D. C.; ROSENBERRY, D. O.; LIKENS, G. E.; STURROCK, A. M.; MAU, D. P. Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire. Limnology and Oceanography, v. 48, n. 3, p. 995-1009, 2003.
- XIAO, C.; LOFGREN, B. M.; WANG, J.; CHU, P. Y. Improving the lake scheme within a coupled WRF-lake model in the Laurentian Great Lakes. Journal of Advances in Modeling Earth Systems.
- YU, S.; LIU, J.; XU, J.; WANG, H. Evaporation and energy balance estimates over a large inland lake in the Tibet-Himalaya. Environmental Earth Sciences, v. 64, n. 4, p. 1169-1176, 2011.

## **2. CAPÍTULO II**

### **MEDIÇÃO E ESTIMATIVA DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA COM BAIXA TURBIDEZ EM RESERVATÓRIOS ARTIFICIAIS DE USO AGRÍCOLA**

## MEDIÇÃO E ESTIMATIVA DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA COM BAIXA TURBIDEZ EM RESERVATÓRIOS ARTIFICIAIS DE USO AGRÍCOLA

**RESUMO:** Existem poucos estudos sobre evaporação no Brasil, particularmente em lagos naturais ou reservatórios artificiais. A evaporação é um dos principais componentes do balanço de energia em superfícies de água livre, por representar expressiva perda de água seja em regiões de clima árido ou semiárido, como também em locais úmidos. Dessa forma, objetivou-se com a pesquisa quantificar a evaporação da água com baixa turbidez armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeável e destinada à irrigação da cultura do fumo para exportação. A pesquisa foi conduzida em dois reservatórios da Fazenda que é propriedade da empresa DANCO, localizada no município de Governador Mangabeira (12°37' S; 39°03' W; 218 m). Para determinação da evaporação da água nos reservatórios por meio do balanço de massa, balanço de energia e transferência de massa, três estruturas com instrumentos para coleta de dados foram utilizadas, sendo duas plataformas flutuantes e uma torre meteorológica. O período de monitoramento foi de 18 de setembro a 30 de novembro de 2016, totalizando 74 dias. Os dados revelam que as maiores velocidades do vento ocorreram no período diurno, com 43% das observações concentradas nos intervalos de 3,6 a 5,7 m s<sup>-1</sup> (34,5%) e 5,7 a 8,8 m s<sup>-1</sup> (8,8%). Verificou-se que tanto para períodos de 24 horas quanto para os períodos noturno e diurno, o vento soprou predominantemente do setor sudeste. Maior dispersão na direção do vento, no entanto, foi observada no período noturno. As lâminas de evaporação total ficaram próximas, indicando que os resultados foram confiáveis e os métodos apropriados na estimativa da evaporação. Sendo a maior lâmina para o método de transferência de massa (424 mm), seguida do balanço de massa (353 mm) e balanço de energia com Razão de Bowen (350 mm). A evaporação diária segundo o método da transferência de massa variou de 2,4 a 9,4 mm, com média de 5,7 mm dia<sup>-1</sup> ao longo dos 74 dias do período experimental. Com o método do balanço de massa, observou-se variação de 0,7 a 8,2 mm de evaporação com média de 4,8 mm dia<sup>-1</sup>. Já no método de balanço de energia com razão de Bowen, a evaporação variou de 0,61 a 8,0 mm, com média de 4,7 mm dia<sup>-1</sup>. A evaporação diária obtida foi relativamente baixa para os três métodos, uma vez que a água é de baixa turbidez e não houve impedimento para propagação da radiação solar a grandes profundidades. Na média, temperatura da superfície da água foi sempre maior que a temperatura do ar e, conseqüentemente, a pressão de saturação de vapor d'água maior que a pressão atual de vapor d'água. A diferença de temperatura entre a superfície e o ar mostrou-se mais sujeita a oscilação que o déficit de pressão vapor d'água. A diferença (T<sub>sw</sub> – T<sub>a</sub>) oscilou de 0,64 a 4,56 oC com desvio padrão de 0,78 oC, enquanto o déficit de vapor d'água (e<sub>sw</sub> – e<sub>a</sub>) oscilou de 0,70 kPa a 1,41 kPa, com desvio padrão de apenas 0,16 kPa.

**Palavras-chave:** calor latente; calor sensível; calor armazenado; balanço de energia

## MEASUREMENT AND ESTIMATION OF EVAPORATION OF LOW TURBIDITY WATER IN ARTIFICIAL RESERVOIRS FOR AGRICULTURAL USE

**ABSTRACT:** There are few studies on evaporation in Brazil, particularly in natural lakes or artificial reservoirs. Evaporation is one of the main components of energy balance in free water surfaces because it represents significant loss of water in arid or semi-arid regions, as well as in humid places. Thus, the objective of this research was to quantify the evaporation of water with low turbidity stored in reservoirs coated with impermeable blanket and destined to the irrigation of the culture of the smoke for export. The research was conducted in two reservoirs of the Fazenda that is owned by DANCO, located in the municipality of Governador Mangabeira (12° 37 'S, 39° 03' W; 218 m). To determine the evaporation of water in the reservoirs through mass balance, energy balance and mass transfer, three structures with instruments for data collection were used, being two floating platforms and a meteorological tower. The monitoring period was from September 18 to November 30, 2016, totaling 74 days. The data show that the highest wind velocities occurred in the daytime period, with 43% of the observations concentrated in the intervals of 3.6 to 5.7 m s<sup>-1</sup> (34.5%) and 5.7 to 8.8 m s<sup>-1</sup> (8.8%). It was found that for both 24 hour periods and for the night and day periods, the wind blew predominantly from the southeast sector. Greater dispersion towards the wind, however, was observed at night. The total evaporation slides were close, indicating that the results were reliable and appropriate methods in estimating evaporation. Being the largest blade for the mass transfer method (424 mm), followed by mass balance (353 mm) and energy balance with Bowen Ratio (350 mm). The daily evaporation according to the mass transfer method ranged from 2.4 to 9.4 mm, with an average of 5.7 mm day<sup>-1</sup> at the long of the 74 days of the experimental period. With the mass balance method, a variation of 0.7 to 8.2 mm of evaporation with a mean of 4.8 mm dia<sup>-1</sup> was observed. In the Bowen ratio energy balance method, the evaporation ranged from 0.61 to 8.0 mm, with an average of 4.7 mm dia<sup>-1</sup>. The daily evaporation obtained was relatively low for the three methods, since the water is of low turbidity and there was no impediment to propagation of the solar radiation to great depths. On average, the water surface temperature has always been higher than the air temperature and hence the water vapor saturation pressure greater than the current water vapor pressure. The difference in temperature between the surface and the air was more subject to oscillation than the pressure deficit of water vapor. The difference (T<sub>sw</sub> - T<sub>a</sub>) ranged from 0.64 to 4.56 oC with a standard deviation of 0.78 oC, while the water vapor deficit (e<sub>sw</sub> - e<sub>a</sub>) ranged from 0.70 kPa to 1.41 kPa.

**Keywords:** latent heat; sensitive heat; stored heat; energy balance

### 3.1. INTRODUÇÃO

A disponibilidade hídrica em açudes e reservatórios de diferentes regiões do Brasil tem sofrido significativa redução em função da ausência de chuvas, poluição da água, crescente consumo no campo e nas cidades e elevadas perdas por evaporação. Curtarelli et al. (2013) estudaram a dinâmica temporal da evaporação da hidrelétrica de Itumbiara no Brasil e verificaram que o pico de evaporação ocorreu durante a estação seca. Por meio de um modelo de transferência de massa, os autores encontraram valores de evaporação acumulada de aproximadamente 20 mm d<sup>-1</sup>. Segundo os autores, o volume total de água evaporada no reservatório em 2010 foi cerca de 1,7 bilhão de m<sup>3</sup>, representando uma perda anual de 2.300 mm (10% do volume do reservatório). A consequência imediata foi o agravamento da crise hídrica afetando direta e indiretamente o abastecimento urbano doméstico e industrial bem como as atividades de produção animal e vegetal (Gallego-Elvira et al., 2011; Duan e Bastiaanssen, 2013; UNESCO, 2015).

A agricultura é responsável pela utilização de 70% da água doce do mundo, sendo a irrigação o principal setor demandante onde é praticada (Soto-García et al., 2013). No caso específico da produção agrícola, especialmente de culturas irrigadas, a água é tipicamente derivada de rios, açudes e reservatórios formados pelo represamento dos cursos d'água, ou bombeamento direto de água subterrânea. Em alguns casos é necessário o armazenamento da água em reservatórios artificiais, revestidos com manta impermeável, para posterior distribuição para áreas irrigadas.

O volume de água evaporado de um lago ou reservatório depende de fatores relacionados à atmosfera (radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar e velocidade do vento), à geometria e profundidade do reservatório, ao regime térmico e qualidade da água (turbidez) bem como fatores associados ao ambiente circundante em termos de vegetação e topografia da área (Abtew, 2001; Lenters et al., 2005; Gianniou e Antonopoulos, 2007; Finch e Calver, 2008; Rodrigues, 2009; Curtarelli et al., 2013; Rong et al, 2013; McJannet et al., 2013; Majidi et al., 2015) .

Gallego-Elvira et al. (2010) comentam que a água armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeabilizante no sudeste Espanha destina-se principalmente ao uso em agricultura irrigada. Contudo, verificaram que em média 86,4% do saldo de radiação foi devido ao fluxo de calor latente, correspondendo a



uma lâmina anual de 1310 mm no reservatório estudado. Martínez-Alvarez et al. (2008) observaram que na bacia do rio Segura, sudeste da Espanha, as perdas de água por evaporação ( $58,5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ ) correspondem a 8,3% de toda a água derivada para irrigação nessa região. Já Craig et al. (2005) observaram que, em alguns locais da Austrália, 40% da água armazenada nos reservatórios é perdida por evaporação. Menos de 20% da água disponível é destinada para atender a demanda da população, enquanto que 60% é perdida por evaporação na África (Fowe et al., 2015).

Guo et al. (2016) encontraram evaporação média diária de 2,7 mm dia<sup>-1</sup>, totalizando uma lâmina de água de 417 mm, para o maior lago do Tibete, no período de abril a setembro de 2014. Em áreas semiáridas e áridas, especialmente, as perdas por evaporação são muito maiores que os totais anuais de chuva. Quantificar essas perdas é parte integrante de um adequado programa de manejo e conservação da água. Vários são os métodos, reportados na literatura, para quantificação da evaporação direta e indireta de lagos e reservatórios (Singh e Xu, 1997; Gianniou e Antonopoulos, 2007; Rosenberry et al., 2007, Tanny et al., 2008; Jensen e Allen, 2016). Estes autores agruparam os métodos nas seguintes categorias: balanço de massa, balanço de energia com razão de Bowen, métodos aerodinâmicos (transferência de massa e correlação de turbilhões), métodos combinados baseados na equação de Penman (Penman, 1948) e estimativas da evaporação a partir de medições em tanques evaporimétricos.

O método do balanço de massa é baseado no princípio de conservação de massa, no qual as entradas (precipitação, escoamento superficial) igualam-se as saídas (evaporação, infiltração) com a mudança em volume (Kampf e Burges, 2010). Este método é complexo, possui desvantagem quando a análise ocorre em açudes e lagos naturais, nos quais pode haver muita imprecisão nas medidas dos fluxos de entrada e de saída. Além de perdas por evaporação em reservatórios, ocorrem as perdas por infiltração. O método do balanço de energia necessita de dados de radiação líquida, calor sensível e armazenamento de calor na água. A sua utilização para superfícies hídricas pequenas é limitada, uma vez que necessita de bordadura adequada para que o vento ao fluir na superfície entre em equilíbrio com a mesma e possa representá-la. Quando não houver medição do calor sensível, este termo pode ser substituído na equação do balanço de energia pela razão de Bowen, assim considerado método padrão (balanço de energia combinado com a razão de

Bowen). O método de transferência de massa (aerodinâmica) baseia-se na transferência do vapor d'água para atmosfera por meio do turbilhonamento do ar que flui nas proximidades da superfície (Singh e Xu, 1997). A transferência de massa envolve a medição da velocidade do vento, da área do espelho d'água e do déficit de saturação para estimativa da evaporação.

Winter et al. (1995) determinaram a evaporação no lago Williams, norte dos Estados Unidos, por meio do método do balanço de energia com razão de Bowen, contra o qual compararam 11 formulações matemáticas de estimativa da evaporação. Os autores verificaram que o método de De Bruin-Keijman, Penman e Priestley-Taylor foram os melhores para estimar a evaporação nesse pequeno lago. Rosenberry et al. (2007) testaram 15 métodos de estimativa da evaporação e sugeriram que os que incluem energia disponível e termos aerodinâmicos (métodos combinados) fornecem melhores resultados frente ao método do balanço de energia com razão de Bowen. Wang et al. (2014) avaliaram o desempenho de 19 modelos de estimativa da evaporação em um lago na China. Uma análise de sensibilidade utilizando 12 modelos, realizada por Elsaywaf et al. (2010) no lago Nasser no Egito comprovaram que a energia advectiva (proveniente da precipitação direta, fluxo de água subterrânea e escoamento superficial) e de calor armazenado calculada no balanço de energia afetam as estimativas da evaporação. Comparações de métodos para determinar a evaporação também foram realizadas por Rasmussen et al. (1995), Singh e Xu (1997), Abtew (2001), Keskin et al. (2006), Benzaghta et al. (2012 a), Aydin e Karakus (2016), Cabrera et al. (2016).

A determinação da evaporação não é uma tarefa fácil de ser realizada com precisão, mas é essencial para o manejo de irrigação, gestão e planejamento dos recursos hídricos (Gallego-Elvira et al., 2010; Majidi et al., 2015). A seleção da melhor técnica para determinação da evaporação de superfícies hídricas é em grande parte função da disponibilidade de dados. Não há um método padrão que seja adequado para todas as regiões (Ali et al., 2008), devido cada local possuir características intrínsecas que possam limitar o uso de algum método específico.

Esse trabalho objetiva quantificar a evaporação da água com baixa turbidez armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeável e destinada à irrigação da cultura do fumo para exportação. Tais reservatórios são os únicos no Brasil e, possivelmente no mundo, que utilizam água tratada por osmose reversa para irrigar uma cultura agrícola. Para tanto, os seguintes métodos foram

empregados: método do balanço de massa, balanço de energia com razão de Bowen e método da transferência de massa.

### 3.2. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.2.1. Local de estudo

Os trabalhos de campo foram realizados em reservatórios artificiais de armazenamento de água localizados em propriedade privada (Fazenda Santo Antônio) pertencente à empresa DANCO Comércio e Indústria de Fumos Ltda, município de Governador Mangabeira, Bahia (12°37' S; 39°03' W; 218 m) (Figura 1). O clima é do tipo Am, descrito como clima de bosque chuvoso quente e úmido, conforme a classificação de Köppen. A precipitação média anual é de 1150 mm, com temperatura média de 25 °C e 65% de umidade relativa. A direção predominante do vento é sudeste, com velocidade média diária de 2,5 m s<sup>-1</sup> a 10 m de altura.



Figura 1 - Vista aérea da Fazenda Santo Antônio, mostrando em primeiro plano os reservatórios para armazenamento de água para irrigação da cultura do fumo. Governador Mangabeira, Bahia.

A área é de topografia relativamente plana e a fazenda é especializada no cultivo do fumo tipo Sumatra (*Nicotiana tabacum*, L) para capa de charuto, cuja produção é destinada ao mercado externo. O período de cultivo estende-se de setembro a março. A área total de cultivo é de 180 ha em média e os plantios são

escalonados em função da disponibilidade de água para irrigação. A irrigação da cultura é feita com sistemas de gotejamento.

### **3.2.2. Reservatórios de água para irrigação**

A água utilizada para irrigação da cultura do fumo é inicialmente bombeada de um açude e por meio de tubulações subterrâneas é conduzida para um reservatório de recepção. Deste, a água é bombeada para filtragem onde são removidas as partículas maiores tanto orgânicas quanto inorgânicas. Na sequência, a água passa por um sistema de osmose reversa (doze unidades no total) para separação dos sais presentes na água, em especial os sais de cloro.

Da osmose reversa a água é transferida para os reservatórios de armazenamento (Figura 1) de onde é bombeada para as áreas de cultivo. A produção de água tratada é contínua o ano todo já que são necessárias semanas para enchimento dos reservatórios, especialmente os de maior capacidade.

Os reservatórios são tipicamente de seções trapezoidais perpendiculares entre si, com base maior e base menor retangulares. Os reservatórios são escavados e revestidos por manta (geomembrana) impermeabilizante em polietileno de alta densidade (PEAD).

Rebaixamento de lâmina d'água devido à infiltrações através da manta tem ocorrido seja por envelhecimento do material ou danos mecânicos causados por animais. Vistorias anuais para identificação dos pontos de vazamento e manutenção periódica, incluindo soldagem da manta, objetivam reduzir e/ou eliminar essas perdas. Para o presente estudo dois reservatórios (doravante R1 e R2) foram selecionados e constituem a área experimental, como mostra a Figura 2. A escolha dos reservatórios levou em conta o tamanho do espelho d'água e a idade do material de revestimento.

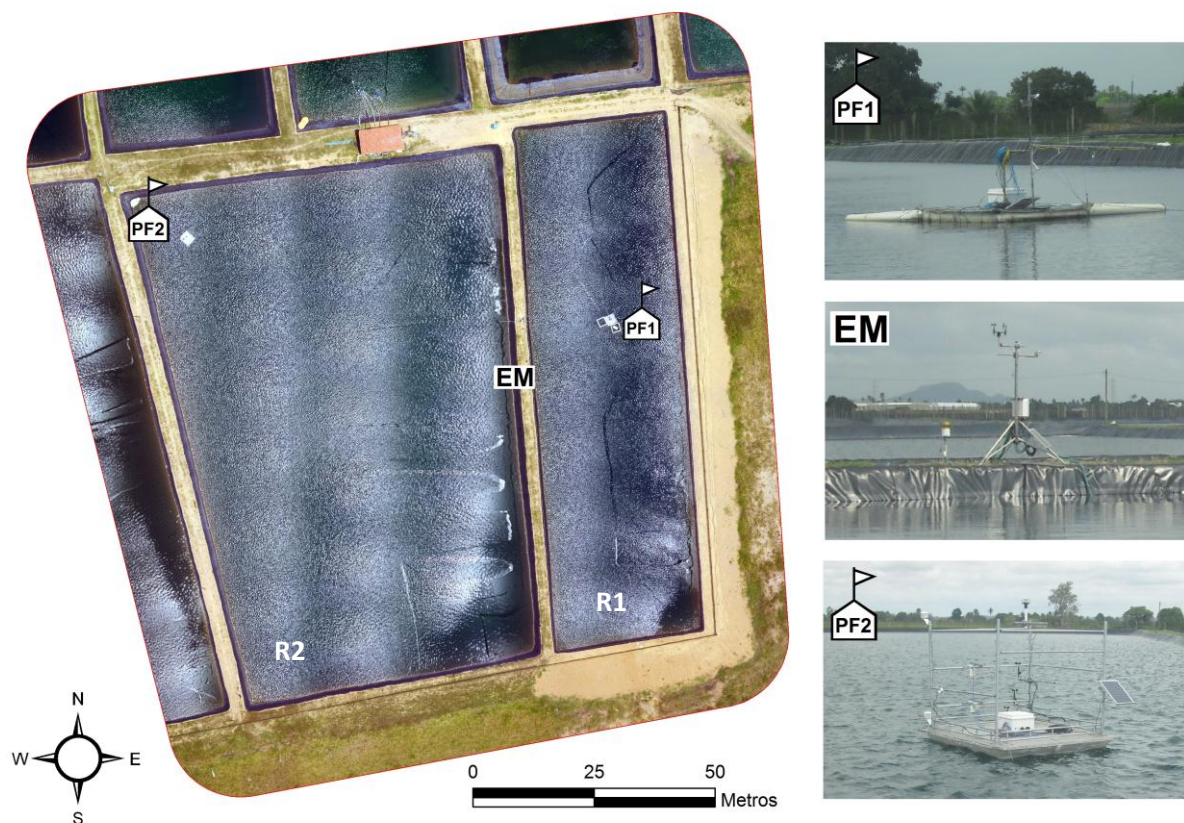


Figura 2 - Vista aérea dos reservatórios (R1 e R2) selecionados para instalação das estruturas de coleta de dados experimentais (PF1 = plataforma flutuante 1; EM = estação meteorológica e PF2 = plataforma flutuante 2). Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

O reservatório R1, o de menor tamanho na Figura 2, foi construído no primeiro trimestre de 2016. Dimensões aproximadas incluem: profundidade máxima média de 7,5 m, 109 m de comprimento, 31 m de largura e paredes com inclinação média de 47° nos quatro lados. A base do fundo (base menor) não é totalmente plana e tem as dimensões de 93,5 m de comprimento por 17 m de largura. No início da pesquisa, medições da profundidade da água em vários pontos indicaram lâmina d'água média de 6,88 m. Por ocasião do revestimento do reservatório, um termopar tipo T (cobre-constantan) e uma placa de fluxo de calor (*modelo HFP01, Hukseflux Thermal Systems, The Netherlands*) foram posicionados sobre o solo e abaixo da manta no centro do fundo do reservatório e, deste ponto, os sensores foram conectados ao datalogger da estação meteorológica (Figura 2). Especificações técnicas da placa de fluxo de calor indicavam fator de calibração de 16,47 W m<sup>-2</sup> mV<sup>-1</sup>.

O reservatório R2, de maior espelho d'água e menor profundidade em relação ao R1, foi construído em 2010. Este reservatório também foi construído com seções trapezoidais perpendiculares entre si, porém, o formato das bases menor e maior se aproximam de um trapézio. Vazio, R2 tem uma profundidade média máxima em torno de 6 m com fundo praticamente plano, ou seja, paralelo à superfície da água. Aproximando-se as bases de R2 de um retângulo, as dimensões seriam 70,5 m de largura por 108 m de comprimento na base superior e 54 m de largura por 90 m de comprimento na base inferior. A inclinação média das paredes, determinada em campo, é de 52°. Como no caso anterior, levantamento da profundidade da água no tanque indicou lâmina d'água inicial de 5,24 m, por ocasião do início dos trabalhos.

### **3.2.3. Estruturas e instrumentação para coleta de dados**

Para determinação da evaporação da água nos reservatórios por meio do balanço de massa, balanço de energia e transferência de massa, três estruturas com instrumentos para coleta de dados foram utilizadas, sendo duas plataformas flutuantes e uma torre ou estação meteorológica, como mostra a Figura 2. A torre meteorológica foi posicionada no corredor de 2,5 m entre os dois reservatórios. As três estruturas foram instaladas em momentos distintos, a partir da terceira semana de agosto de 2016, de maneira que o período de dados válidos, comum a todos os instrumentos, compreendeu o período 18 de setembro (dia Juliano, DJ 262) a 30 de novembro de 2016 (DJ 335), totalizando 74 dias.

#### **- Plataforma flutuante do reservatório menor**

A plataforma flutuante do reservatório R1 (PF1) resume-se numa boia quadrada de tubos de PVC de 200 mm de diâmetro sobre a qual uma base de madeira de 2 m x 2 m foi fixada com arame nos cantos e nos lados. A base de madeira foi revestida com manta vinil para maior durabilidade do conjunto especialmente para resistência à umidade. A PF1 foi posicionada definitivamente no centro do reservatório R1, a uma distância mínima de 15,5 m da borda em qualquer direção. A plataforma foi ancorada por meio de cordas de nylon em quatro pontos fixos nas laterais do reservatório. Com carga máxima de instrumentos e sistema de coleta de dados, a base da PF1 ficou a 20 cm da água. Uma descrição detalhada

das características da PF1, incluindo as etapas de construção, pode ser encontrada em Borges et al. (2016). Essa mesma plataforma foi utilizada no ano anterior, cujas medições feitas num outro reservatório serviram de testes para a campanha de 2016.

A PF1 era equipada dos seguintes instrumentos: (a) saldo radiômetro de quatro componentes (*modelo CNR4, Kipp e Zonen, The Netherlands*) posicionado a 1,51 m acima do espelho d'água, na extremidade de uma haste horizontal distante 3 m da base da plataforma. Com essa configuração objetivou-se minimizar a contaminação do sinal do sensor em função de radiação refletida e emitida pelo material da PF1; (b) termômetro infravermelho (*modelo SI-111, Apogee Instruments, USA*) instalado perpendicularmente em relação à superfície da água na mesma haste horizontal do CNR4 e a 2 m de distância da plataforma; (c) turbidímetro (*modelo OBS 3+, Campbell Scientific, USA*) para monitoramento da turbidez da água, em unidade nefelométricas de turbidez (NTU). Com o cabo fixado na base da plataforma, o este do instrumento foi mantido a uma profundidade constante de 0,90 m. A ancoragem da PF1 como acima descrito, manteve o CNR4 orientado para o norte, conforme sugere a literatura (Kipp e Zonen, 2013; Campbell Scientific, 2014; Jensen e Allen, 2016).

A PF1 também serviu de apoio para medição da temperatura da água com termopares tipo T. Para isso, duas outras boias adicionais de PVC de 200 mm de diâmetro foram utilizadas, ambas fixadas na PF1 por meio de arame, formando assim, um único conjunto (Figura 2). A primeira boia, no lado oeste da PF1, foi utilizada para sustentar a corda de termopares. A boia tinha no seu centro cabos de aço diagonalmente esticados, de cuja interseção descia a corda com doze termopares tipo T (cobre-constantan), nas profundidades de 0,005; 0,025; 0,06; 0,10; 0,20; 0,37; 0,66; 1,21; 2,01; 2,96; 4,20 e 6,02 m, para uma melhor representatividade do perfil térmico da água. Dois pesos de 1 kg cada na extremidade inferior da corda mantinha-a esticada. Uma segunda função desta boia era quebrar parcialmente a energia das ondas em dias de vento mais intenso, de maneira a manter o termopar mais raso sempre abaixo do nível da água.

A segunda boia, posicionada no lado sul da PF1, tinha no seu interior uma placa de isopor como suporte para quatro termopares, dois verticais e dois horizontais. Estes termopares forneciam medidas extras da temperatura da superfície da água. Nos quatro casos, a extremidade dos termopares (junção de

medição) foi mantida a 1 mm abaixo da superfície da água. A boia também servia para dissipação da energia da água.

Todos os instrumentos e sensores da PF1 foram conectados a dois coletores de dados (dataloguer), modelos CR1000 e CR800 (*Campbell Scientific, USA*). O CR1000 foi programado para escanear os sensores a cada 30 s, enquanto o CR800 a cada 5 s, com armazenamento final dos dados em intervalos de 5, 30 e 60 min. Baterias de 7 Ah/12 V alimentadas por painel solar de 20 W forneciam energia para o sistema de coleta de dados.

### **- Plataforma flutuante do reservatório maior**

A PF2 instalada no reservatório R2 é semelhante à PF1. A diferença está nos suportes dos sensores. A PF2 foi confeccionada em oficina de torneiro mecânico e tinha formato retangular com 4,40 m<sup>2</sup> de área, e uma estrutura com tubos de aço galvanizado de ¾" (26,7 mm) e 1" (33,4 mm) na forma de andaime (Figura 2). Os tubos passaram por tratamento com galvanização a frio para evitar ferrugem. A base da PF2 era de compensado naval de 18 mm de espessura e revestida na face superior pelo mesmo tipo de manta vinil utilizada na PF1. Da mesma forma, a base de madeira era apoiada numa boia de tubo PVC de 200 mm de diâmetro. Assim, como na PF1, o espaço vazio entre os tubos de PVC e a base de madeira foi preenchido com garrafas PET para dar maior flutuabilidade e estabilidade à plataforma. As garrafas plásticas foram mantidas naquele espaço por meio de tela de nylon fixadas com pregos de estofador na lateral da base.

Apoiados nos postes e barras horizontais da PF2 foram instalados os seguintes instrumentos: (a) quatro anemômetros, sendo três mecânicos (*modelo 03101, R. M. Young, USA*) e um sônico 2D (*modelo WindSonic 4, Gill Instruments, UK*) instalados num dos postes do lado sul da plataforma a 0,38; 0,69; 1,18 e 2,10 m acima do nível da água (escala logarítmica), estando o anemômetro 2D no topo; (b) dois termohigrômetros (*modelo HMP60, Vaisala, Helsinki*), instalados no segundo poste do lado sul, sendo o primeiro a 0,40 m e o segundo a 2 m acima do nível da água; (c) radiômetro infravermelho, mesmo modelo daquele da PF1, posicionado a 0,88 m acima do nível da água, fixado numa barra no lado leste da PF2 e orientado 45° com a horizontal em direção à superfície da água. Adicionalmente, uma corda com quatro termopares tipo T (cobre-constantan) e três termistores (*modelo T107,*



*Campbell Scientific, USA*) foi fixada na lateral oeste da plataforma. Estes sensores mediram a temperatura da água em profundidades selecionadas para fins de comparação com aquelas medidas no reservatório R1.

Na PF2, três coletores de dados (dois CR1000 e um CR800) foram utilizados para armazenamento e processamento dos dados. Os sensores foram escaneados a cada 30 segundos e os dados organizados em tabelas de 5, 30 e 60 minutos. A energia para o sistema foi suprida por um painel solar de 20 W conectado a baterias recarregáveis de 7 Ah/12 V.

### **- Torre meteorológica**

A terceira estrutura de monitoramento era uma estação meteorológica automática instalada em solo, para coleta de dados de: (a) temperatura e umidade relativa do ar com um termohigrômetro (*modelo HMP60, Vaisala, Helsinkî*) posicionado a 2 m acima da superfície do solo; (b) velocidade e direção do vento por meio de conjunto anemométrico de canecas (*modelo 03001, R. M. Young, USA*) a 3 m de altura; (c) radiação solar incidente por meio de um piranômetro (*modelo SPLite, Kipp e Zonen, The Netherlands*), com fator de calibração de  $16,57 \mu\text{V W}^{-1} \text{m}^{-2}$  e posicionado a 2,30 m da superfície do solo. Para o registro diário da precipitação utilizou-se um pluviômetro automático (*modelo TE-525MM, Texas Electronics, USA*), instalado próximo à torre com área de captação a 0,80 m da superfície do solo. Todos os instrumentos conectados ao CR1000 da torre meteorológica foram escaneados a cada 30 segundos e os dados agrupados em tabelas de 5, 30 e 60 minutos.

Ainda como parte da torre meteorológica, dois transdutores de pressão (*modelo CS451, Campbell Scientific, USA*), um em cada reservatório, foram utilizados para monitoramento da variação do nível da água. Especificações técnicas do transdutor de pressão indicam capacidade de detectar variações de até 0,36 mm (0,0035% da escala total) no intervalo de 0 a 60 °C. Em cada reservatório e para instalação do CS451, um tubo em aço-galvanizado de 50 mm de diâmetro e 6 m de comprimento foi utilizado. Fixado numa das extremidades ao tripé da torre meteorológica e apoiado na superfície do solo, o tubo avançava horizontalmente para dentro do reservatório. Passou-se o cabo do instrumento, a partir do dataloguer, por dentro do tubo em direção ao reservatório. Na extremidade do tubo o

CS451 descia, preso numa corda esticada, para dentro da água. Com essa configuração, no reservatório R1 o transdutor foi posicionado na vertical a 1,82 m abaixo do nível da água e no R2 o outro CS451 foi posicionado a 1,25 m de profundidade. Aproveitando a estrutura, instalou-se também no R2 um segundo turbidímetro de mesmo modelo daquele do R1.

Para a análise de distribuição da velocidade do vento em escala diária (24 h) bem como durante os períodos noturno e diurno, dados de vento (direção e velocidade) medido na torre meteorológica foram processados por meio do programa WRPLOT View v. 8.0 (Lakes Environmental Software, 2016). A direção predominante do vento foi caracterizada segundo os pontos cardeais (N, E, S e W) da rosa dos ventos. Essa análise é fundamental para justificar a posição da PF2 no reservatório R2. Diferente de PF1, a PF2 não foi posicionada no centro do tanque (Figura 2), mas no canto noroeste do reservatório de maneira a se garantir o máximo de bordadura (*footprint*) para deslocamento do vento e, portanto, garantir maior representatividade dos dados coletados. Esse posicionamento da PF2 de forma a maximizar a bordadura sobre a superfície da água é fundamental para aplicação do método de balanço de energia com razão de Bowen, bem como do método da transferência de massa, especialmente neste último caso, por se tratar de um método aerodinâmico.

### **3.2.4. Métodos de quantificação da evaporação**

#### **a- Método do balanço de massa (BM)**

O método do BM baseia-se no princípio de conservação de massa e possibilita a medição direta da evaporação. É o método utilizado em evaporímetros como o tanque Classe A, e lisímetros de pesagem contínua. O BM é a contabilidade do volume de água armazenado quando se considera as variáveis de entrada (precipitação, escoamento superficial e fluxo subterrâneo) e as de saída (evaporação, infiltração no substrato e derivação). Variações no volume de água armazenado num reservatório são detectadas através da oscilação da lâmina de água durante um determinado intervalo de tempo (WMO, 2012; Duan e Bastiaanssen, 2013).

Esse método foi aplicado nos dois reservatórios da área experimental, por meio da instalação de um transdutor de pressão (*modelo CS451, Campbell Scientific, USA*) em cada um deles. O reservatório R1 é o controle, pois como mencionado anteriormente, trata-se de construção recente (primeiro trimestre de 2016) enquanto o reservatório R2 é uma construção mais antiga (2010). Portanto, pode-se antecipar problemas de infiltração de água no R2 enquanto que no R1 essa perda é mínima ou inexistente.

Os componentes do balanço de massa para um lago são expressos na Eq. (1) (Keijman e Koopmans, 1973):

$$\Delta h = P + I + S_1 - E_{BM} - S_2 - U \quad (1)$$

em que:  $\Delta h$  é a variação de nível da lâmina d'água (mm),  $P$  é lâmina d'água precipitada no espelho d'água (mm),  $I$  é o escoamento superficial (mm),  $S_1$  é o fluxo subterrâneo para dentro do lago (mm),  $E_{BM}$  é a lâmina d'água evaporada (mm) segundo método do BM,  $S_2$  é o fluxo de perda por infiltração (mm),  $U$  é a lâmina d'água derivada do reservatório (mm), ou seja, água retirada de água para diversos fins, como por exemplo, irrigação.

Resolvendo a Eq. (1) para evaporação e assumindo  $I = S_1 = S_2 = U = 0$  devido às características dos reservatórios da área experimental, tem-se:

$$E_{BM} = P - \Delta h = P - (h_t - h_{t-1}) \cdot 10 \quad (2)$$

onde:  $h_t$  é a altura da lâmina d'água no instante posterior  $t$  (cm) e  $h_{t-1}$  é a altura da lâmina d'água no instante anterior ( $t-1$ ) (cm). O fator 10 converte água evaporada de cm para mm.

#### **b- Método do balanço de energia com razão de Bowen (BERB)**

Com esse método objetivou-se determinar a evaporação da água no R2, reservatório de maior espelho d'água (maior bordadura). A determinação da evaporação, no entanto, utilizou dados coletados em ambos os reservatórios.

O balanço de energia aplicado a um corpo hídrico é baseado no princípio de conservação da energia (Jensen e Allen, 2016) quando devem ser contabilizadas todas as entradas e saídas de energia da massa hídrica, seja por condução, convecção ou radiação. A equação geral do balanço de energia num corpo hídrico é dada por (Winter et al, 2003):

$$Q_t = R_n + Q_v - \lambda E - H - Q_w - Q_b \quad (3)$$

em que:  $Q_t$  é o fluxo de energia decorrente da variação do calor armazenado na massa hídrica num dado intervalo de tempo ( $W m^{-2}$ ),  $R_n$  é o saldo de radiação de todos os comprimentos de onda (onda curta – OC e onda longa – OL) na superfície da água ( $W m^{-2}$ ),  $Q_v$  é a energia líquida acrescentada à massa hídrica pela chuva e fluxos superficiais e subterrâneos de água ( $W m^{-2}$ ) (Allander et al., 2009; McMahon et al., 2016),  $\lambda E$  é a energia (calor latente) usada na vaporização da água ( $W m^{-2}$ ),  $H$  é a energia (calor sensível) transferida da água para atmosfera por condução e convecção ( $W m^{-2}$ ),  $Q_w$  é a energia transportada da superfície para a atmosfera pela água evaporada ( $W m^{-2}$ ) e  $Q_b$  é a energia (calor sensível) intercambiada entre a água e o fundo do reservatório ( $W m^{-2}$ ).

Para aplicação da Eq. 3, o fluxo de calor sensível  $H$  foi suprimido mediante a incorporação da razão de Bowen, dada por:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{(T_{sw} - T_{az})}{(e_{sw} - e_{az})} \quad (4)$$

em que:  $\beta$  é a razão de Bowen (adimensional),  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$ ),  $T_{sw}$  é a temperatura da superfície da água ( $^\circ C$ ),  $T_{az}$  é a temperatura do ar ( $^\circ C$ ) na altura  $z$  (m) acima da superfície da água,  $e_{sw}$  é a pressão de saturação de vapor d'água ( $kPa$ ) com base em  $T_{sw}$  e  $e_{az}$  é a pressão de vapor d'água ( $kPa$ ) no ar atmosférico na altura  $z$  acima da superfície da água.

Na Eq. 4,  $\beta$  é estimado pelo simples produto da constante psicrométrica pela razão entre a diferença de temperatura no numerador e a diferença de pressão de vapor d'água no denominador, pois é assumido que os coeficientes de transporte de calor e massa são iguais.

Para aplicação da Eq. 4, a  $T_{sw}$  foi medida com o termômetro infravermelho da plataforma PF1 (Figura 2). A temperatura do ar foi medida com o termohigrômetro

inferior da plataforma PF2. A altura desse termohigrômetro era de 0,40 m em relação ao nível da água, portanto,  $z = 0,40$  m. A pressão de saturação de vapor d'água  $e_{sw}$  e a pressão atual de vapor d'água  $e_{az}$  foram determinadas como se segue:

$$e_{sw} = 0,61078 e^{\left[ \frac{17,269 T_{sw}}{T_{sw} + 237,3} \right]} \quad (5)$$

$$e_{az} = \frac{UR}{100} e_{sz} \quad (6)$$

em que:  $e_{sz}$  é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa) do ar atmosférico a 0,40 m acima do nível da água.

A pressão atual de vapor do ar ( $e_{az}$ , kPa) foi obtida diretamente do CR1000 onde era calculada a partir da temperatura e umidade relativa do ar medidas a 0,40 m acima do nível da água. A constante psicrométrica na Eq. 4 foi calculada como se segue:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P_{atm}}{\lambda \cdot \varepsilon} \quad (7)$$

em que:  $c_p$  é o calor específico do ar úmido à pressão constante ( $1,013 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica local (kPa),  $\lambda$  é o calor latente de vaporização da água ( $\text{kJ kg}^{-1}$ ) e  $\varepsilon$  é a razão entre a massa molecular da água e a massa molecular do ar seco (adimensional), ou seja,  $18,016/28,996 = 0,622$  (Brutsaert, 1982).

Para uso na Eq. 7, o calor latente de vaporização da água foi determinado com base na temperatura da superfície da água e a pressão atmosférica foi determinada com base na altitude local, como se segue:

$$\lambda = 2,501 - 2,361 \cdot 10^{-3} T_{sw} \quad (8)$$

$$P_{atm} = 101,3 \left[ \frac{288 - 0,0065 \cdot A}{288} \right]^{5,257} \quad (9)$$

Um dos componentes do lado direito da Eq. 3 é desprezível nas condições experimentais do presente estudo. Para o reservatório R2, o componente  $Q_v$  foi eliminado da Eq. 3 pelas razões: (a) o R2 é revestido de material impermeável e, apesar de sua idade, considerou-se eventuais perdas de água e, portanto, de energia, através da manta como insuficientes para afetar o balanço energético da água, (b) o escoamento superficial para dentro do R2 também foi irrelevante, já que as bordas do reservatório estão acima do nível do solo impedindo a entrada de água e (c) considerou-se para a água da chuva que precipitou no espelho d'água do reservatório temperatura semelhante à da água armazenada (Gallego-Elvira et al., 2010).

O termo  $Q_w$  na Eq. 3 é estimado como se segue:

$$Q_w = \rho_w c_w E (T_{sw} - T_b) \quad (10)$$

em que:  $\rho_w$  é a densidade da água ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_w$  é o calor específico da água ( $4,180 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $E$  é a lâmina de evaporação (mm),  $T_{sw}$  é a temperatura da superfície da água ( $^\circ\text{C}$ ) e  $T_b$  é uma temperatura base arbitrária ( $^\circ\text{C}$ ), aqui assumida como  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

O componente  $Q_b$  da Eq. 3 foi verificado experimentalmente mediante a instalação de termopares acima e abaixo da manta no centro do reservatório R1, de forma a representar também as condições no fundo do reservatório R2.

Combinando as Eqs. 3, 4 e 10, a estimativa da evaporação da água do espelho d'água do reservatório R2 foi estimada como termo residual (Majidi et al., 2015) como se segue:

$$E_{RB} = \frac{R_n - Q_t + Q_b}{\rho_w [(1 + \beta)\lambda + c_w T_{sw}]} \quad (11)$$

em que:  $E_{RB}$  é a evaporação da água calculada pelo método do balanço de energia com razão de Bowen ( $\text{m s}^{-1}$ ). Esse resultado é multiplicado por 1000 e dividido por 86400 para obtenção da lâmina d'água evaporada por dia ( $\text{mm dia}^{-1}$ ).

O saldo de radiação  $R_n$  para uso na Eq. 11 foi obtido com o CNR4 (radiômetro líquido) da plataforma flutuante PF1 do reservatório R1 (Figura 2). Algumas características deste instrumento e o modo de operação são descritos no Capítulo 1 deste documento. Detalhes adicionais podem ser obtidos em Kipp e Zonen (2013) e Campbell Scientific (2014). No presente estudo, o saldo de radiação  $R_n$  foi corrigido para emissividade da água ( $\epsilon = 0,97$ ).

O termo  $Q_t$  (calor armazenado na água) foi calculado a partir dos perfis de temperatura da água no intervalo de 0,05 m a 5 m de profundidade, medida com termopares no reservatório R1. Procedimento de cálculo sugerido por Blanken et al. (2000) foi utilizado conforme as Eqs. 12 e 13. Inicialmente, calcula-se a temperatura média do perfil ponderada pela espessura da camada representada por cada um dos termopares da corda.

$$\bar{T}_w = \frac{1}{z} \sum_{i=1}^n T_{wi} \Delta z_i \quad (12)$$

em que:  $\bar{T}_w$  é a temperatura média da água ( $^{\circ}\text{C}$ ) num dado instante até a profundidade  $z$ ,  $z$  é a profundidade total representada pelo perfil de temperatura dos termopares,  $n$  é o número de camadas em que o perfil foi dividido (igual ao número de termopares),  $T_{wi}$  é a temperatura da água ( $^{\circ}\text{C}$ ) medida pelo termopar representante da camada  $i$ ,  $\Delta z$  é a espessura da camada  $i$  (m).

O fluxo de calor na água  $Q_t$  até a profundidade  $z$  é dado por:

$$Q_t = \rho_w c_w \frac{\Delta \bar{T}_w}{\Delta t} z \quad (13)$$

em que:  $\rho_w$  é densidade da água ( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_w$  é o calor específico da água ( $4,180 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $\Delta \bar{T}_w$  é a diferença entre a temperatura média final e temperatura média inicial da água no intervalo de tempo  $\Delta t$  (segundos). Com  $z$  em metros e  $\Delta t$  em segundos,  $Q_t$  tem  $\text{W m}^{-2}$  como unidade final.

O espaçamento entre os termopares e, portanto, a espessura da camada  $\Delta z$ , aumentou com a profundidade já que as maiores variações de temperatura são

esperadas nas camadas menos profundas. O sinal do fluxo de calor  $Q_t$  na Eq. 14 depende do sinal de  $\Delta\overline{T_w}$ , ou seja, se  $\Delta\overline{T_w}$  é positivo houve ganho de calor pela água e  $Q_t$  é positivo, caso contrário  $Q_t$  é negativo indicando perda de calor.

A temperatura da superfície da água utilizada na Eq. 4 foi medida com o termômetro infravermelho da plataforma PF1. Apesar de a PF2 também estar equipada com um desses instrumentos, no cálculo da evaporação com o método do balanço de energia (Eq. 4) utilizou-se dados do termômetro infravermelho da PF1 já que nela também estava instalado o saldo radiômetro. Orientado perpendicularmente em relação à superfície da água na PF1, o campo de visão do sensor correspondia a um ângulo sólido de  $44^\circ$ . Com este ângulo (característica do modelo SI-111) e estando a uma altura de 1 m acima da superfície da água, 98% do sinal do sensor provém de uma área (*footprint*) de  $2,5 \text{ m}^2$ . O princípio físico do sensor baseia-se na detecção da radiação infravermelha emitida pelo alvo no intervalo de 8 a  $14 \text{ }\mu\text{m}$  de comprimento de onda. Maiores detalhes sobre as especificações técnicas do instrumento podem ser encontradas em Apogee (2013).

O radiômetro SI-111 considera que o alvo é um corpo negro e, portanto, a temperatura radiométrica fornecida pelo sensor assume para o alvo emissividade igual a 1. Como as superfícies naturais em geral não se comportam como corpo negro, então o fluxo de radiação termal ao nível do sensor é formado por radiação emitida somada à radiação termal refletida pela superfície, conforme a Eq. 14 a seguir:

$$L_t = L_{es} + L_{rs} \quad (14)$$

em que:  $L_t$  é a radiação de OL total ao nível do sensor oriunda do alvo,  $L_{es}$  é a radiação de OL emitida pela superfície em função de sua temperatura e  $L_{rs}$  é a radiação de OL atmosférica refletida pela superfície.

Desenvolvendo a Eq. 14 tem-se:

$$\sigma T_r^4 = \varepsilon_{sw} \sigma T_{sw}^4 + (1 - \varepsilon_{sw}) L_i \quad (15)$$

em que:  $T_r$  é a temperatura radiométrica da superfície (K),  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ),  $\varepsilon_{sw}$  é a emissividade da superfície da água (0,97)



(adimensional),  $T_{sw}$  é a temperatura "verdadeira" da superfície da água (K) e  $L_i$  é a radiação atmosférica incidente medida pelo CNR4.

Resolvendo a Eq. 15 para  $T_{sw}$  tem-se:

$$T_{sw} = \left[ \frac{\sigma \cdot T_r^4 - (1 - \varepsilon_{sw}) \cdot L_i}{\varepsilon_{sw} \cdot \sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (16)$$

Na Eq. 16, como se vê, a contribuição da radiação de OL refletida é subtraída do total de OL que alcança o sensor.

### **c- Método aerodinâmico ou da transferência de massa (TM)**

Este método também foi aplicado para determinação da evaporação no reservatório R2, o de maior espelho d'água. Os dados necessários foram coletados por instrumentos instalados na plataforma PF2. Esse método baseia-se na lei de Dalton (Ali et al., 2008), com a vantagem de possibilitar a determinação da evaporação em superfície de água livre de maneira mais simples e com precisão (Majidi et al., 2015).

Segundo Bouin et al. (2012), o princípio do método aerodinâmico ou de transferência de massa é estimar o fluxo correspondente à variável  $x$  (exemplo, vento, umidade ou temperatura) como  $F_x = \mu_x \cdot U(x_s - x_z)$ , em que  $\mu_x$  é um coeficiente de transferência,  $U$  é a velocidade média do vento na altura  $z$  e  $x_s$  e  $x_z$  correspondendo ao parâmetro medido na superfície e na altura  $z$ . Dessa maneira, para estimativa da evaporação tem-se:

$$E_{TM} = \mu U_z (e_{sw} - e_{az}) \quad (17)$$

em que:  $E_{TM}$  é a evaporação por unidade de tempo estimada pelo método aerodinâmico ou de transferência de massa,  $\mu$  é um coeficiente de proporcionalidade que reflete as características do corpo hídrico,  $U_z$  é a velocidade média do vento,  $e_{sw}$  é a pressão de saturação de vapor d'água estimada com base na temperatura da superfície da água  $T_w$  (Eq. 5) e  $e_{az}$  é a pressão atual de vapor d'água na altura  $z$  (Eq.

6). A unidade de  $E_{TM}$  na Eq. 17 depende da unidade da velocidade do vento  $U_z$  (Brutsaert, 1982).

A aplicação da Eq. 17 utilizou dados medidos pelos seguintes instrumentos instalados na PF2, quais sejam: termômetro infravermelho (temperatura da superfície da água), anemômetro sônico 2D a 2 m de acima da água (velocidade do vento) e termohigrômetro a 2 m de altura (temperatura do ar e umidade relativa do ar).

O valor de  $\mu$  reflete as características do corpo hídrico, que são determinados pela sua geometria (área), presença de cobertura vegetal, topografia, uso do solo e do clima da área circundante (Finch e Calver 2008) e foi calculado pela expressão abaixo (Brutsaert, 1982):

$$\mu = 3,367 \cdot 10^{-9} \cdot (A_{sw})^{-0,05} \quad (18)$$

em que:  $A_{sw}$  é a área do espelho d'água ( $m^2$ ).

O valor de  $A_{sw}$  foi estimado como se segue:

$$A_{sw} = 4964,2 + 212,1504 \cdot h + 2,1116 \cdot h^2 \quad (19)$$

em que:  $h$  é a profundidade da água (cm) no reservatório R2 num dado instante. Esse polinômio foi obtido a partir das dimensões do reservatório (base maior, base menor e inclinação média da parede).

A profundidade da água em R2 foi calculada em função de leituras do nível d'água feitas transdutor de pressão (CS451), como se segue:

$$h = h_i - (h_s - L_s) \quad (20)$$

em que:  $h_i$  é a profundidade inicial da água no reservatório no início do período de coleta de dados (cm), correspondendo à distância entre a superfície e o fundo do reservatório,  $h_s$  é a profundidade de instalação do CS451 (cm) e  $L_s$  é a leitura do CS451 registrada pelo dataloguer CR1000 (cm).

O valor de  $h_i$  na Eq. 20 era crucial para a qualidade da estimativa de  $h$ . Considerando que havia desnível no fundo dos tanques, especialmente no R1, várias medições de  $h_i$  foram feitas em diferentes pontos escolhidos aleatoriamente e distribuídos por toda a extensão do espelho d'água. O valor médio de  $h_i$  assim obtido representou um plano paralelo ao espelho d'água.

### 3.2.5. Determinação do calor sensível (H)

Tanto no método do balanço de energia quanto no método de transferência de massa é possível a estimativa do fluxo de calor sensível  $H$  como o produto do fluxo de calor latente  $\lambda E$  pela razão de Bowen  $\beta$ , como se segue:

$$H = \beta \cdot \lambda E \quad (21)$$

## 3.3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 3.3.1. Condições Atmosféricas

Na Figura 3 são apresentadas as condições meteorológicas da área experimental medidas por sensores da torre meteorológica durante o período de 02/10/2016 (dia Juliano, DJ 275) a 30/11/2016 (DJ 335). A amplitude média da temperatura e umidade relativa do ar foi de 13,7 °C e 62,4%, respectivamente.

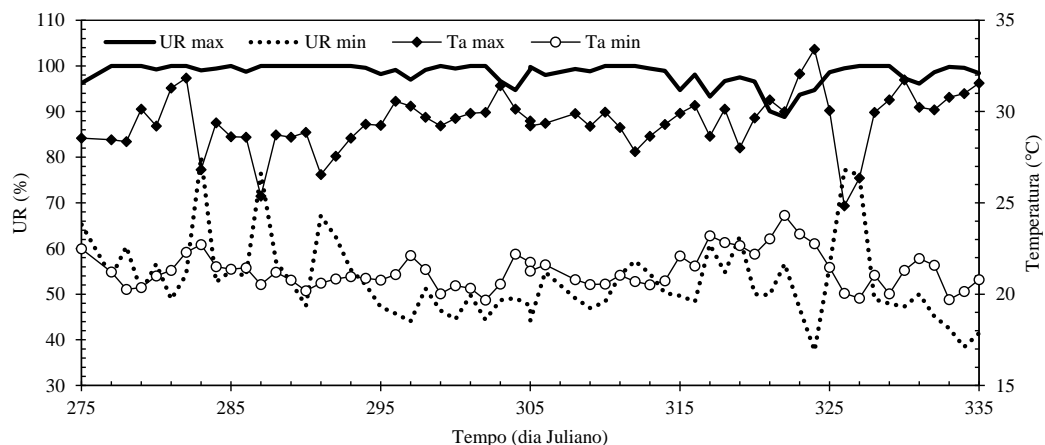


Figura 3 - Dados da torre meteorológica localizada na área experimental durante o período de 02/10/2016 a 30/11/2016. UR<sub>máx</sub> = umidade relativa máxima, UR<sub>mín.</sub> = umidade relativa

mínima,  $T_{a\text{máx}}$  = temperatura máxima do ar e  $T_{a\text{mín.}}$  = temperatura mínima do ar.

A Figura 4 mostra a distribuição da direção resultante do vento médio horário no período experimental de 74 dias (18/09 a 30/11). Percebe-se que tanto para períodos de 24 horas quanto para os períodos noturno e diurno, o vento soprou predominantemente do setor sudeste. Maior dispersão na direção do vento, no entanto, foi observada no período noturno.

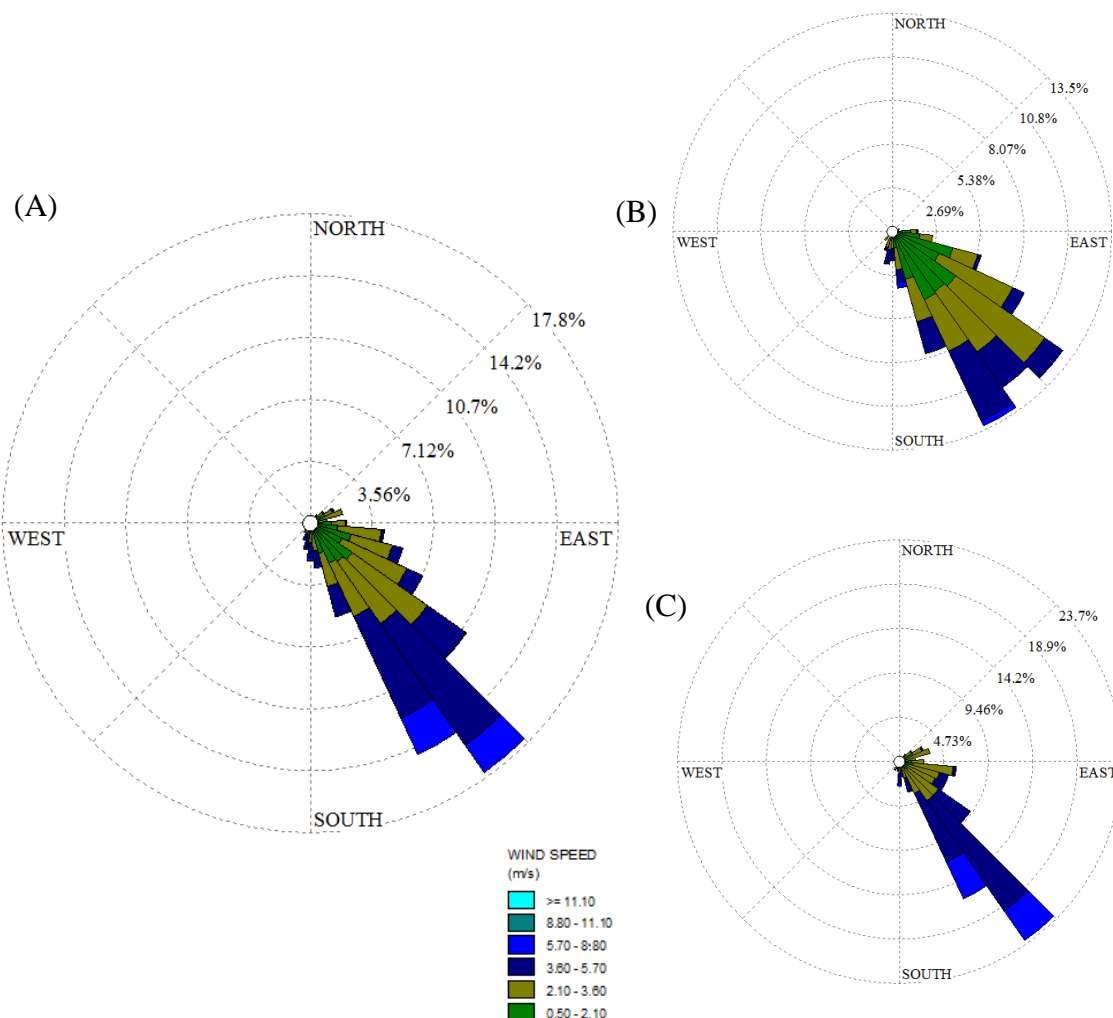


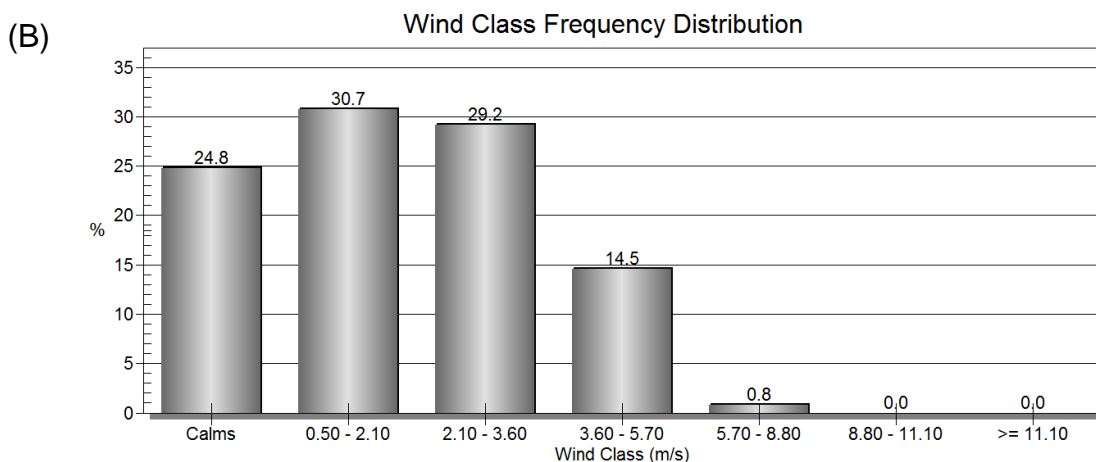
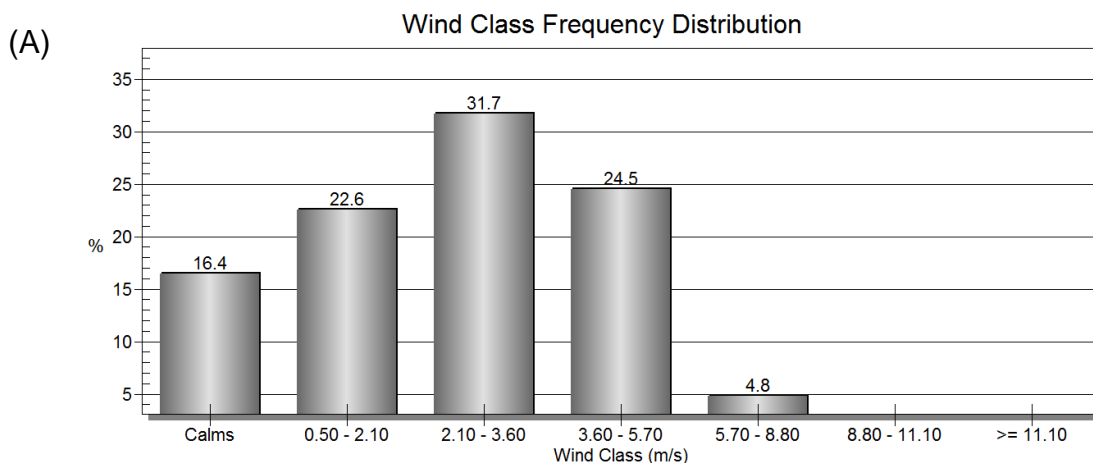
Figura 4 - Distribuição da direção resultante do vento médio horário medido pelo anemômetro de canecas da torre meteorológica instalado a 3 m da superfície do solo. (A) Período diário; (B) Período noturno e (C) Período diurno.

O vento é uma variável meteorológica relevante no processo de evaporação da água, pois transporta calor e massa via fluxos turbulentos tanto na horizontal quanto na vertical (Allen et al., 1998; Oliveira et al., 2012).

A observação de que o vento soprou predominantemente do setor sudeste no período experimental confirma a correta escolha da localização da plataforma

flutuante PF2, posicionada no canto noroeste do R2 (Figura 2). Esta localização foi definida a partir de observações históricas da direção do vento na região do Recôncavo da Bahia. A posição escolhida garantiu maior bordadura para equilíbrio do vento com superfície da água antes de o mesmo alcançar os sensores na PF2. Essa é uma condição fundamental para obtenção de dados atmosféricos (vento, temperatura e umidade relativa do ar) mais representativos da superfície em questão para estimativa da evaporação pelos métodos do BERB (Eq. 11) e TM (Eq. 17).

Distribuição de frequência da velocidade média horária do vento é apresentada na Figura 5. Os dados revelam que as maiores velocidades ocorreram no período diurno, com 43% das observações concentradas nos intervalos de 3,6 a 5,7  $\text{m s}^{-1}$  (34,5%) e 5,7 a 8,8  $\text{m s}^{-1}$  (8,8%). A média diária da velocidade do vento foi de 2,57  $\text{m s}^{-1}$ . No período diurno a velocidade média do vento foi de 3,28  $\text{m s}^{-1}$  enquanto que no período noturno esse valor foi de 1,87  $\text{m s}^{-1}$ . No período diurno apenas 8,1% das observações corresponderam a ventos calmos (velocidade inferior a 0,5  $\text{m s}^{-1}$ ). Esse percentual foi de 24,8% no período noturno.



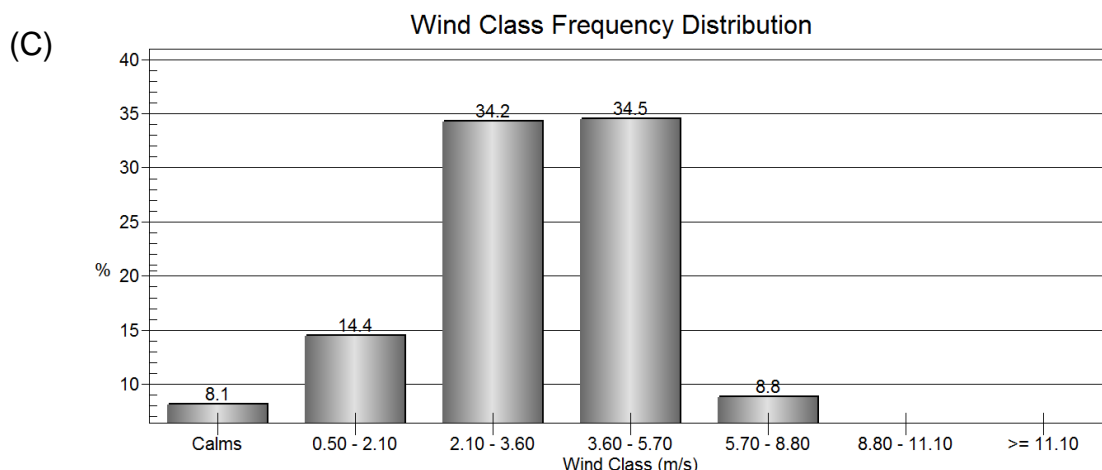


Figura 5 - Distribuição de frequência da velocidade média horária do vento medido pelo anemômetro de canecas instalado na torre meteorológica a 3 m da superfície do solo. (A) Período diário; (B) Período noturno e (C) Período diurno.

### 3.3.2. Quantificação da Evaporação

O monitoramento nos reservatórios com água com baixa turbidez (aproximadamente 3 NTU) foi realizado durante um período total de 74 dias, de 18 de setembro (DJ 262) a 30 de novembro (DJ 335) de 2016. Durante as medições não houve bombeamento de água para irrigação da cultura do fumo. A gerência da Fazenda Santo Antônio utilizou água dos demais reservatórios para esse fim, eliminando assim um dos componentes do balanço de massa bem como garantido espelho d'água máximo no R2 para aplicação dos métodos de BERB e TM. No período de monitoramento não foram detectadas falhas nos dados coletados dos diferentes instrumentos em ambos os reservatórios.

#### **Evaporação via Método de Balanço de Massa**

A Figura 6 mostra a variação do nível d'água no reservatório menor R1 juntamente com os eventos de precipitação pluviométrica. Dados obtidos no reservatório maior R2 também mostraram padrão semelhante de decréscimo da lâmina d'água. Em R1, a leitura inicial do transdutor de pressão foi 184,2 cm e a leitura final, após 74 dias de medição, foi 159,2 cm, correspondendo a uma variação total de 24,9 cm ou 249 mm. No caso do reservatório R2, a leitura inicial do CS451 ali instalado foi 120,5 cm e a final 79,3 cm, resultando numa variação total de 41,2 cm ou 412 mm.

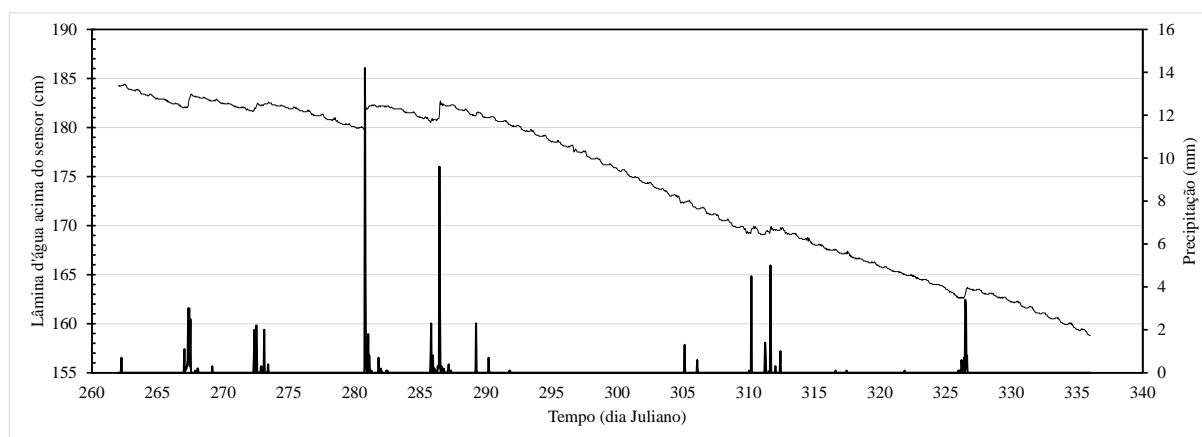


Figura 6 - Distribuição temporal da variação da lâmina d'água acima do transdutor de pressão (cm) e da precipitação (mm) durante o período experimental. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

No mesmo período a precipitação total foi de 97,8 mm. Portanto, e com base na equação simplificada do balanço de massa (Eq. 2), a lâmina d'água evaporada do reservatório R1 foi aproximadamente 347,2 mm correspondendo a 4,7 mm dia<sup>-1</sup>. No reservatório R2, a lâmina d'água evaporada foi aproximadamente 509,3 mm, ou seja, 6,9 mm dia<sup>-1</sup>. A máxima precipitação em 24 horas foi 20,4 mm no dia 06 de outubro de 2016 (DJ 280).

A obtenção de lâmina d'água evaporada maior no reservatório R2 já era esperada, pois como mencionado anteriormente, o reservatório R1 é de construção recente (2016) e foi testado para ocorrência de perdas de água por infiltração através do revestimento do fundo. Os testes realizados pelos técnicos da Fazenda Santo Antônio após a construção do reservatório, ainda que de natureza qualitativa (simples monitoramento visual da velocidade de descida da lâmina d'água) indicaram infiltração nula no R1. O reservatório R2, por outro lado, foi construído em 2010 e devido à idade, é frequente a necessidade de no início de cada estação, se fazer reparos no revestimento. Esses reparos consistem basicamente em se soldar sobre a parte rasgada um pedaço de plástico do mesmo material; procedimento este que não garante prevenção total de infiltrações. Além disso, o reservatório R2 é maior que o R1, o que aumenta ainda mais as chances de perdas de água por infiltração. Portanto, no R2, a perda de água de 509,3 mm em 74 dias provavelmente inclui perdas por infiltração. Assumindo R1 como controle, as perdas

por infiltração em R2 podem ser estimadas pela diferença entre as duas lâminas, ou seja,  $509,3 \text{ mm} - 347,2 \text{ mm} = 162,1 \text{ mm}$ , equivalente a  $2,2 \text{ mm dia}^{-1}$ . Essa taxa de perda por infiltração através do revestimento do reservatório é coerente com valores reportados por Craig (2006) e McJannet et al. (2013). Estes autores mencionam valores estimados de perdas por infiltração da ordem de 1 a  $2 \text{ mm dia}^{-1}$  em reservatórios artificiais na Austrália par fins agrícolas. Essa comparação entre os reservatórios assume que para as condições atmosféricas durante o experimento, o reservatório R2 evaporaria na mesma proporção que R1, independente das dimensões de R2 (maior espelho d'água e menor profundidade média).

A estimativa da lâmina d'água evaporada em R1 com base nas leituras inicial e final do período experimental de 74 dias é coerente com a aplicação do método (Eq. 2) em escala diária, ou seja, variação da lâmina d'água em 24 horas mais a chuva do período. O cálculo diário da evaporação é provável que forneça resultados mais precisos da evaporação total ocorrida no reservatório já devido à maior resolução temporal. Em escala diária, a lâmina d'água evaporada em R1 ( $E_{BM}$ ) foi de  $352,8 \text{ mm}$  em 74 dias, equivalente a  $4,8 \text{ mm dia}^{-1}$  e diferença positiva de  $5,6 \text{ mm}$  em relação à aplicação do método uma única vez para todo o período. No reservatório R2, com o balanço de massa diário a lâmina total evaporada foi  $517,1 \text{ mm}$ , equivalente a  $7 \text{ mm dia}^{-1}$  e diferença de  $7,8 \text{ mm}$  em relação à aplicação do balanço de massa no final do período de coleta de dados. A diferença entre os dois reservatórios neste caso é de  $517,1 - 352,8 = 164,3 \text{ mm}$  equivalente a  $2,2 \text{ mm}$ .

A aplicação do balanço de massa com frequência diária apresenta importante vantagem em relação à aplicação do balanço de massa de uma única vez no final do período, no sentido de que o primeiro permite visualizar a distribuição da lâminas no tempo.

### ***Evaporação via Método do Balanço de Energia***

#### ***Razão de Bowen***

Como mencionado anteriormente a estimativa da evaporação pelo método do balanço de energia utilizou dados coletados em ambos os reservatórios. Na determinação da razão de Bowen  $\beta$  (Eq. 4) utilizou-se dados atmosféricos de temperatura e pressão de vapor d'água oriundos do termohigrômetro instalado na PF2 a  $40 \text{ cm}$  acima da superfície da água. Por outro lado, em termos de temperatura



da superfície optou-se pela média das temperaturas medidas nos dois reservatórios pelos respectivos termômetros infravermelhos.

A Figura 7A mostra a variação temporal de  $\beta$  bem como a da diferença de temperatura entre a superfície e o ar ( $T_{sw} - T_a$ ) e a do déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ) no período de estudo. Cada ponto no gráfico é um valor médio diário oriundo da média aritmética de 24 valores horários. Assim calculados, observa-se persistência de valores positivos de  $\beta$ , com mínimo de 0,058 e máximo de 0,334. Na média,  $T_{sw}$  foi sempre maior que  $T_a$  e, conseqüentemente,  $e_{sw}$  maior que  $e_a$ . A diferença de temperatura entre a superfície e o ar mostrou-se mais sujeita a oscilação que o déficit de pressão vapor d'água. A diferença ( $T_{sw} - T_a$ ) oscilou de 0,64 a 4,56 °C com desvio padrão de 0,78 °C, enquanto o déficit de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ) oscilou de 0,70 kPa a 1,41 kPa, com desvio padrão de apenas 0,16 kPa.

No curso de 24 horas, valores negativos de  $\beta$  foram observados, especialmente em dias de transmissividade atmosférica mais elevada, nos instantes de maior elevação do sol, quando a temperatura do ar a 40 cm de altura tornou-se maior que a temperatura da água. A Figura 7B exemplifica os efeitos da nebulosidade sobre a variação horária de  $\beta$  bem como sobre a diferença de temperatura ( $T_{sw} - T_a$ ) e sobre o déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ). Observa-se que a nebulosidade reduziu a amplitude do déficit de pressão de vapor d'água de 0,93 ( $T_{atm} = 0,68$ , DJ 334) para 0,27 ( $T_{atm} = 0,22$ , DJ 325), devido à redução da temperatura da água e conseqüente redução da pressão de saturação  $e_{sw}$ . A pressão atual de vapor  $e_a$  tipicamente varia muito pouco ao longo do dia. Em DJ 334 o  $e_a$  médio foi de 2,50 kPa e de 2,45 kPa em DJ 325. O déficit de pressão de vapor d'água foi positivo em todos os dias do período de coleta de dados. O mesmo não ocorreu com a diferença de temperatura entre a superfície da água e o ar atmosférico a 40 cm de altura. No exemplo da Figura 7B, ( $T_{sw} - T_a$ ) foi positivo durante as 24 horas em DJ 325 ( $T_{atm} = 0,22$ ), pois nesse dia  $T_{sw}$  foi sempre maior que  $T_{ar}$ . Em DJ 334, ( $T_{atm} = 0,68$ ) não somente a variação de ( $T_{sw} - T_a$ ) aumentou como também  $T_a$  tendeu a ficar maior que  $T_{sw}$  nos horários de maior elevação do sol e, portanto, a diferença ( $T_{sw} - T_a$ ) tornou-se negativa, invertendo nesses horários o fluxo de calor sensível  $H$  da atmosfera para a superfície. Em função dessa inversão, a razão de Bowen  $\beta$  apresentou-se negativa.

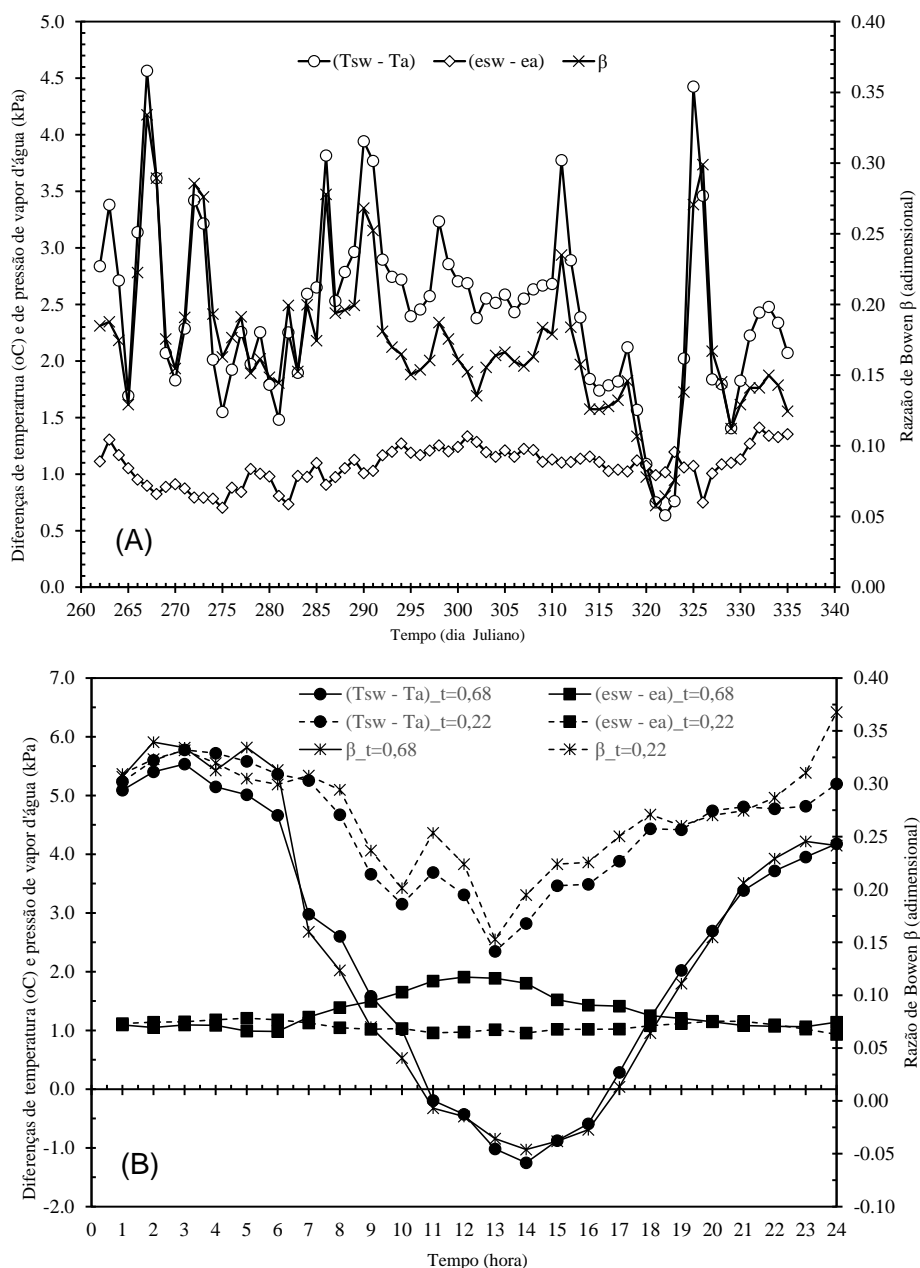


Figura 7 - Valores diário (A) e horário (B) da razão de Bowen  $\beta$  e da diferença de temperatura ( $T_{sw} - T_a$ ) e déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ) sobre o espelho d'água do reservatório R2, com termohigrômetro a 40 cm acima da água. Em (B) tem-se, como exemplo, dois dias com alta ( $\tau = 0,68$ ) e baixa ( $\tau = 0,22$ ) transmissividade atmosférica. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, BA.

Em DJ 325, não somente a nebulosidade foi maior que em DJ 334, mas também a velocidade do vento medida a 40 cm acima do nível d'água (primeiro anemômetro de baixo para cima de um conjunto de quatro unidades). Em DJ 325, a velocidade média horária do vento foi  $3,38 \text{ m s}^{-1}$  (com mínima de  $1,92 \text{ m s}^{-1}$  e máxima de  $4,46 \text{ m s}^{-1}$ ) enquanto em DJ 334, a média horária foi de  $1,97 \text{ m s}^{-1}$ , com

mínima de 0 e máxima de  $4,52 \text{ m s}^{-1}$ . A combinação desses dois fatores (vento e nebulosidade) auxiliam a explicar a razão pela qual no decorso de 24 horas (Figura 7B) a diferença ( $T_{\text{sw}} - T_{\text{a}}$ ) em DJ 325 foi sempre maior que em DJ 334. A ação do vento e da nebulosidade são no sentido de reduzir a temperatura do ar frente à temperatura da superfície, ambos os fatores contribuindo, portanto, para aumentar a diferença ( $T_{\text{sw}} - T_{\text{a}}$ ).

Segundo a Figura 7, a razão de Bowen  $\beta$  sobre a água não somente recebe maior influência da diferença de temperatura ( $T_{\text{sw}} - T_{\text{a}}$ ) em relação ao déficit de pressão de vapor d'água como também  $\beta$  segue de perto a curva de ( $T_{\text{sw}} - T_{\text{a}}$ ). Essa forte relação entre ambas as variáveis é mostrada na Figura 8. Nesta figura, cada ponto corresponde a uma média de 74 valores (um para dia do período de estudo) para uma hora do dia (01 h a 24 h). Valores negativos de  $\beta$  e próximos a zero referem-se aos instantes de maior elevação do sol, conforme discutido anteriormente.

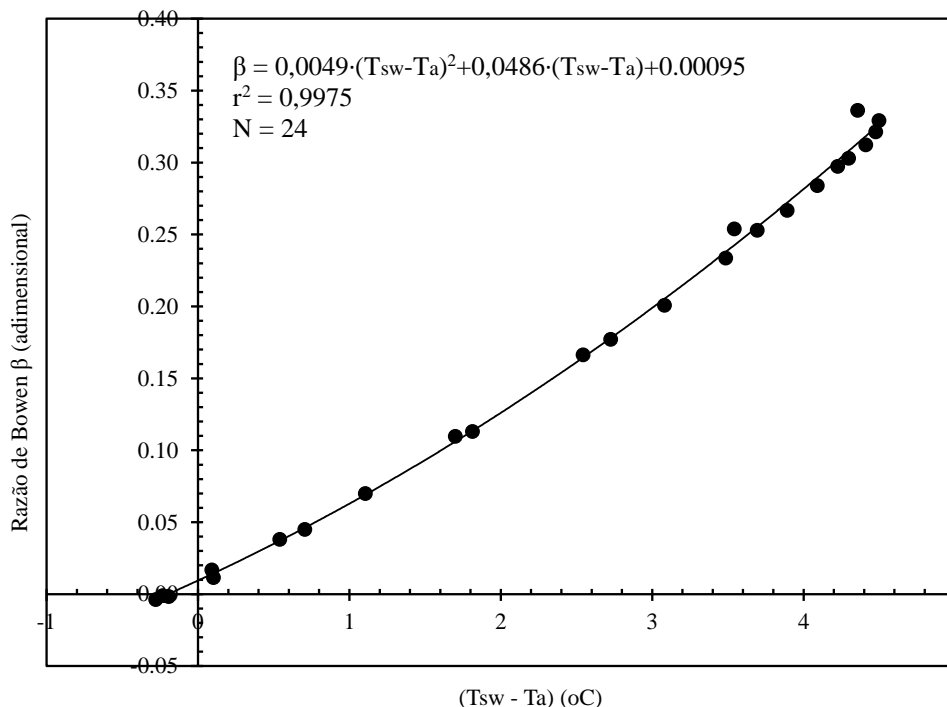


Figura 8 - Regressão linear entre a razão de Bowen e a diferença de temperatura ( $T_{\text{sw}} - T_{\text{a}}$ ) sobre o espelho d'água do reservatório R2. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, BA.

### **Fluxo de calor no fundo do reservatório**

A estimativa da evaporação da água (Eq. 11) requer a determinação do componente fluxo de calor no fundo do reservatório  $Q_b$ . Esse componente foi avaliado no reservatório R1 e assumido para o reservatório R2. Como mencionado anteriormente, por ocasião do revestimento do reservatório R1 (construído no início de 2016) foram instalados abaixo da manta de polietileno de alta densidade (PEAD) um termopar tipo T (cobre-constantan) e uma placa de fluxo de calor HFP01 (*Hukseflux Thermal Systems, The Netherlands*) com fator de calibração de  $16,47 \text{ W m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$ . Na face superior da manta também foi instalado um termopar do mesmo tipo. Os sensores assim dispostos objetivava verificar a existência de gradiente de temperatura através da manta bem como avaliar a ocorrência de fluxo de calor da água para o substrato (solo) através da manta. Os polímeros em geral são materiais de baixa condutividade térmica. A condutividade térmica do PEAD é da ordem de  $0,45$  a  $0,50 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

A Figura 9 mostra a regressão entre dados horários (N = 1776) de as temperaturas medidas sobre e sob a manta de revestimento do reservatório R1. A razão entre as médias das duas séries de dados é 0,99.

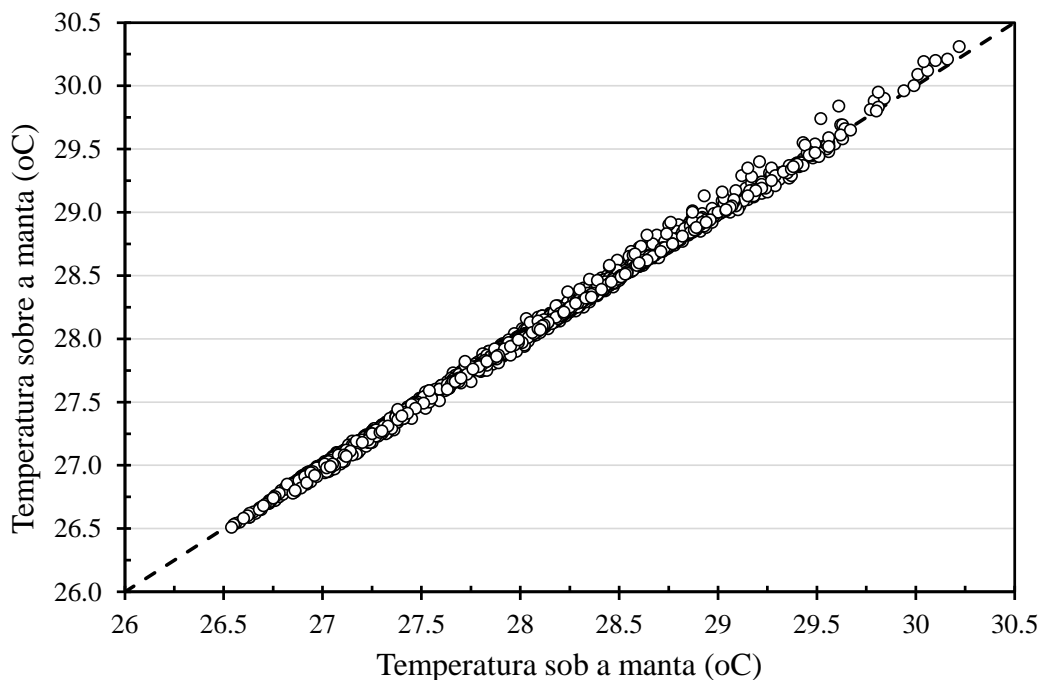


Figura 9 - Regressão entre as temperaturas sob e sobre a manta de revestimento do reservatório R1, medidas com termopar tipo T. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Com base nos dados da Figura 9, é razoável assumir insignificante o componente  $Q_b$  na equação do balanço de energia para cálculo da evaporação no reservatório R2 (Eq. 11), já que praticamente não houve gradiente de temperatura através da manta de revestimento, aliado ao fato de a condutividade térmica do material ser muito pequena. Dados de fluxo de calor através da manta, medidos com a placa de fluxo de calor sob a manta, mostraram-se positivos e negativos com o tempo, mas de valores absolutos muito próximos de zero, confirmando a ocorrência de gradiente térmico praticamente nulo, conforme sugere a Figura 9. É importante destacar, no entanto, que medições de temperatura sob e sobre a manta foram feitas em apenas um ponto do fundo do reservatório. Medições semelhantes nas paredes inclinadas do reservatório também seriam interessantes para composição de uma média mais representativa das variações de temperatura sob a sobre a manta em toda a extensão do revestimento.

### ***Temperatura da água***

Como mencionado anteriormente, a temperatura da água para fins de cálculo do fluxo de armazenamento  $Q_t$  (Eq. 13) foi medida no perfil do reservatório R1 nas profundidades de 0,005; 0,025; 0,06; 0,10; 0,20; 0,37; 0,66; 1,21; 2,01; 2,96; 4,20 e 6,02 m. Assumindo que os perfis de temperatura são semelhantes entre os reservatórios, dados de temperatura da água de R1 foram utilizados para determinação da evaporação em R2 e, para isso, a profundidade de 6,02 m foi desconsiderada já que R2 é um reservatório mais raso (5 m de profundidade). O último termopar a 4,20 m de profundidade representava uma camada de 1,48 m de espessura, ou seja, de 3,46 m a 4,94 m de profundidade.

A Figura 10 exemplifica a variação num intervalo de 24 horas da temperatura média da água em quatro profundidades distintas. Para cada uma delas, um ponto no gráfico representa uma média de 74 valores (74 dias do período de estudo). Nitidamente observa-se a ocorrência de temperaturas extremas mínima e máxima em todas as profundidades ao longo do dia, indicando a ocorrência de fluxo de calor. Variações em tais profundidades só são possíveis na água, pois nesse meio a propagação do calor ocorre não somente por condução, mas também por convecção e radiação. Este último mecanismo é potencializado pela baixa turbidez da água, como aquela encontrada nos reservatórios da área experimental.

Na Figura 10 é visível também que para a profundidade de 2,5 cm, as temperaturas extremas ocorreram primeiro, havendo atrasos com o aumento da profundidade. Os instantes de temperaturas extremas são os mesmos para as profundidades de 296 e 420 cm. Houve também tendência de decréscimo da amplitude térmica diminui com a profundidade, da ordem de 0,95 °C a 2,5 cm, 0,83 °C a 121 cm, 0,79 °C a 296 cm e 0,81 °C a 420 cm.

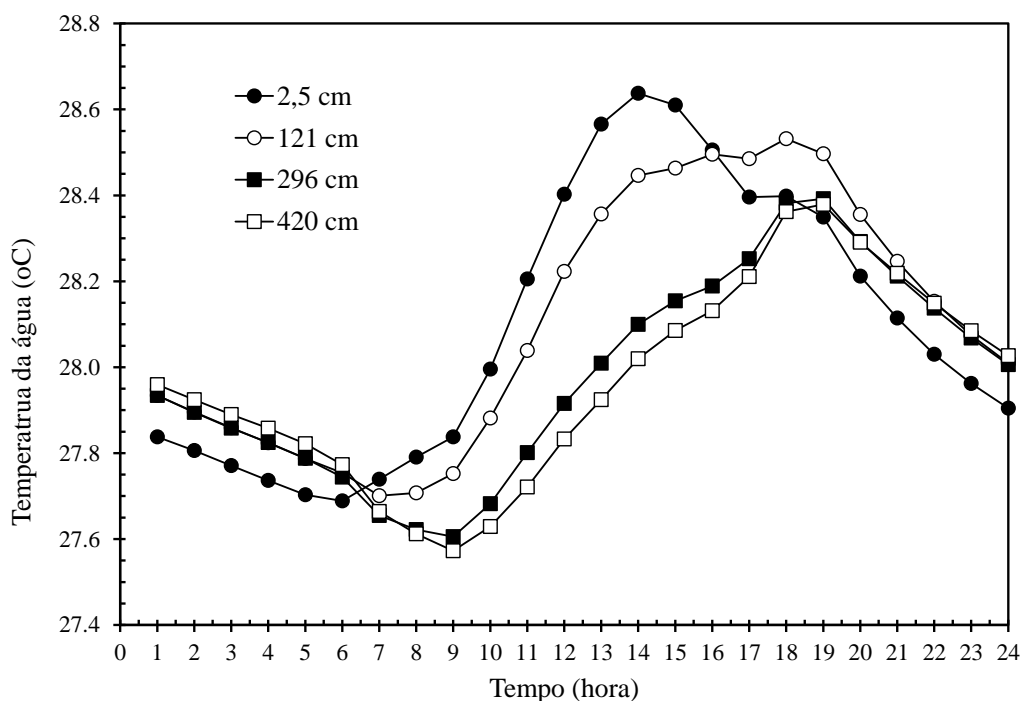


Figura 10 - Valores horários de temperatura da água com baixa turbidez ao longo do dia em quatro profundidades distintas do perfil no reservatório R1. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

A Figura 11 mostra para todo o período de estudo o curso da temperatura média diária nas profundidades representativas de 2,5, 121, 296 e 420 cm. Em cada um dos gráficos, um ponto representa a média de 24 valores horários de temperatura. Considerando que a amplitude térmica diária foi muito semelhante entre as profundidades (Figura 10) era de se esperar que na Figura 11 as curvas de temperatura das quatro profundidades fossem muito próximas entre si. Assim, observa-se que a temperatura média diária, independente da profundidade, variou de 26,75°C (DJ 268) a quase 29,25 °C (DJ 335), portanto com amplitude de apenas 2,5 °C. Essa baixa amplitude térmica da água ao longo de 74 dias justifica-se pelo fato de o curto período de medições (18 de setembro a 30 de novembro de 2016) ter

se concentrado numa única estação do ano, numa localidade com latitude sul de apenas 12° e céu parcialmente nublado, predominantemente.

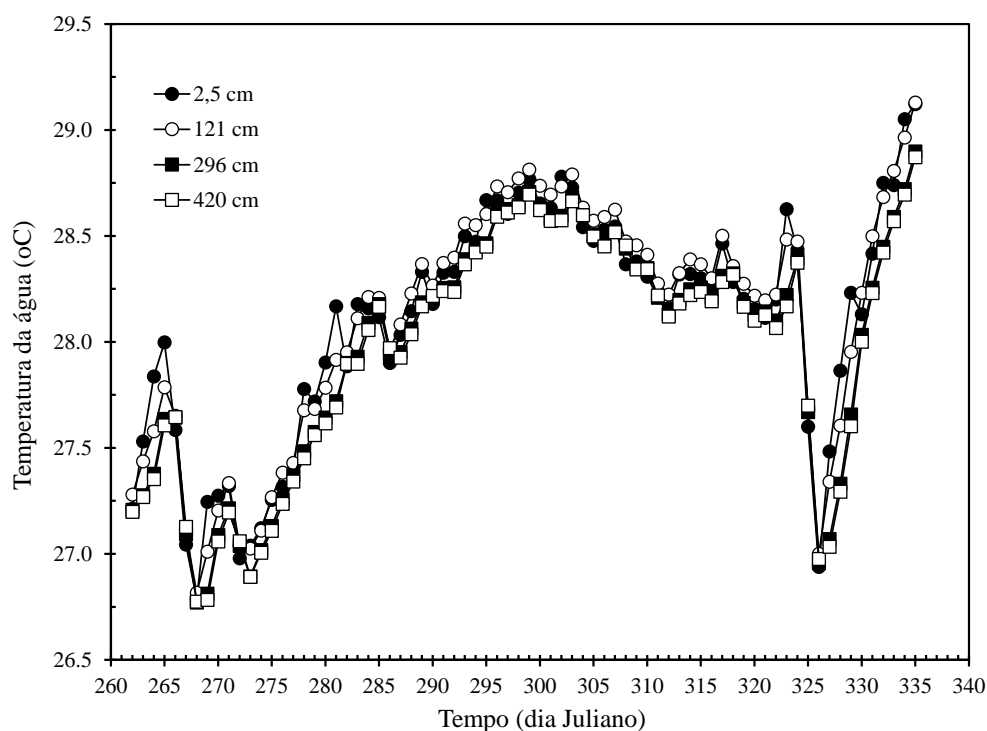


Figura 11 - Curso da temperatura média diária da água nas profundidades representativas de 2,5 cm, 121 cm, 296 cm e 420 cm, no reservatório R1. Fazenda Santo Antônio, Governador mangabeira, Bahia.

Na série de dados de temperatura da água mostrada na Figura 11 são dois os intervalos onde a redução na temperatura foi mais expressiva, ou seja, DJ 266 a 275 e, principalmente em torno de DJ 324 e 326. Esses dois períodos coincidem com nebulosidade atmosférica mais alta. No primeiro intervalo a transmissividade atmosférica média foi de 0,39 e no segundo intervalo foi de 0,22. Após DJ 326, houve uma sucessão de dias com transmissividade atmosférica maior ou igual a 0,60, culminando com 0,68 em DJ 334. Em consequência houve aumento contínuo da temperatura da água alcançando todas as profundidades, devido aos processos de condução, convecção e principalmente radiação. É difícil precisar qual desses foi o mais importante, mas certamente que a radiação é fundamental para aquecimento de todo o perfil tendo em vista a baixa turbidez da água do reservatório.

As Figuras 10 e 11 mostram a distribuição temporal da temperatura da água enquanto a Figura 12 mostra a sua distribuição espacial de 0,5 a 420 cm de profundidade, correspondendo cada curva (perfil) a um instante específico do

período de 24 horas. Cada ponto numa dada curva corresponde a uma média de 74 valores de temperatura naquele instante.

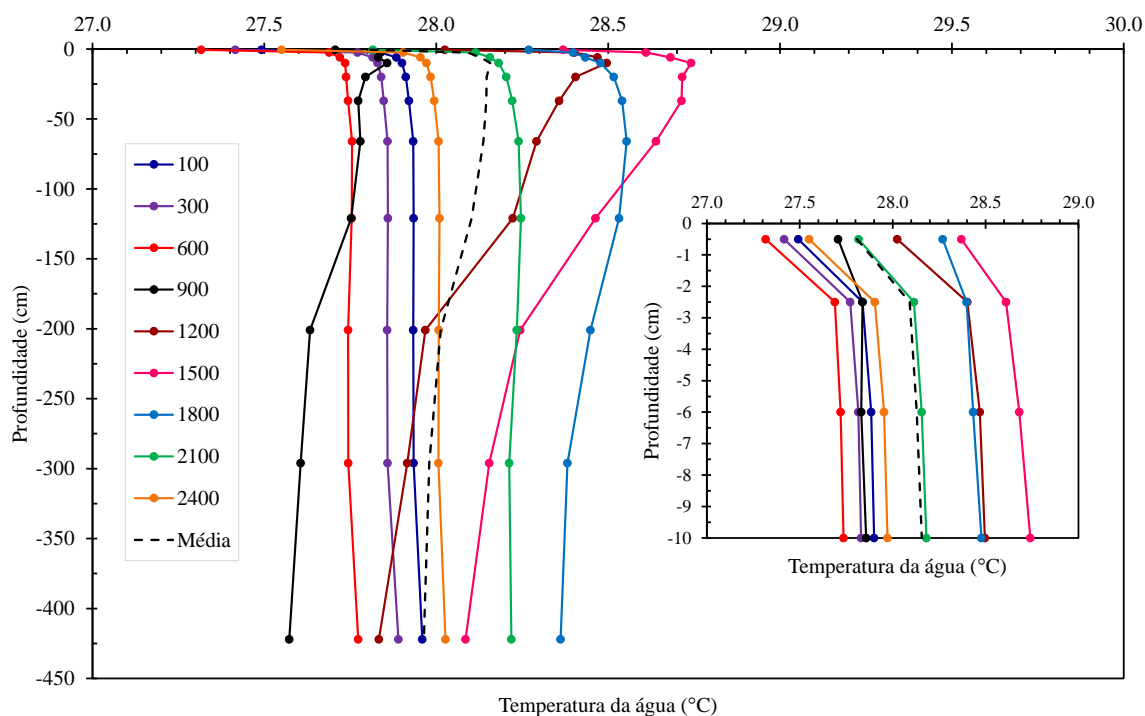


Figura 12 - Perfis de temperatura da água de 0,5 cm a 420 cm no reservatório R1. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Observa-se para todos os instantes selecionados que a temperatura da água diminui em direção à superfície a partir do termopar a 10 cm de profundidade. Observa-se também que os perfis com maior variação de temperatura com a profundidade são aqueles do período da tarde. Adicionalmente, observa-se que, exceto para o meio-dia até a profundidade de 100 cm, a temperatura às 18 horas é máxima na maior parte do perfil. A Figura 12 confirma os dados da Figura 11 no sentido de que a amplitude térmica média diária da água é pequena e, neste caso, não supera 2 °C. A partir das 18 h, a massa hídrica perde calor sistematicamente com o avanço do período noturno até as 06 h da manhã seguinte. Com exceção da camada de 0,5 a 10 cm, a temperatura da água é uniforme com a profundidade a partir das 21 h. Portanto, na média a massa hídrica no reservatório ganhou energia no período diurno (aumento de temperatura) e perdeu no período noturno (diminuição da temperatura). Para um dado instante, a área sob a curva fornece o calor armazenado no intervalo de profundidade, ou seja, de 0,5 a 420 cm. Com dois



perfis sucessivos obtém-se a variação do calor armazenado no intervalo de 60 minutos. Esse é o princípio básico do cálculo do componente  $Q_t$  da Eq. 13.

Na Figura 12 verifica-se que nas camadas superficiais há uma pequena mudança na temperatura, que aumenta ligeiramente e em seguida decresce, ficando quase uniforme com o aumento da profundidade. Resultados antagônicos foram encontrados por Nordbo et al. (2011), ao observarem uma forte estratificação térmica no lago Valkea-Kotinen, devido a combinação das características do local (água do lago era marrom, significa água turva e o vento que fluía sobre a superfície da água era fraco) situado na Finlândia.

Medição e/ou estimativa precisa da temperatura da superfície da água  $T_{sw}$  é pré-requisito para o sucesso da quantificação da evaporação, pelo fato de o ar na interface superfície-atmosfera estar sempre saturado e a pressão de vapor de saturação ser função da  $T_{sw}$  (Hostetler e Bartlein, 1990). Assim, determinações incoerentes de  $T_{sw}$  podem ocasionar uma evaporação não representativa do corpo hídrico. Segundo Jensen e Allen (2016),  $T_{sw}$  tem que representar a temperatura da “pele” da massa hídrica, pois gradientes térmicos potencialmente fortes nos primeiros centímetros da água podem se desenvolver durante o dia sob forte incidência de radiação solar e durante a noite sob forte resfriamento radiativo (emissão de onda longa). Assim, termopares posicionados abaixo da superfície podem não representar adequadamente  $T_{sw}$ , com impacto na estimativa de  $e_{sw}$ , bem como na emissão de radiação de onda longa pela superfície.

### **Balanço de energia e evaporação**

A Figura 13 mostra valores médios diários da densidade de fluxo de radiação líquida ( $R_n$ ), armazenamento de calor na água ( $Q_t$ ), calor latente (LE) e calor sensível (H). Nos gráficos, cada ponto corresponde a uma média de 24 valores horários, exceto para H cujos valores foram obtidos a partir do produto  $\beta \cdot LE$  (Eq. 21) sendo  $\beta$  também média diária de 24 valores horários. Como era esperado, a radiação líquida diária foi sempre positiva indicando fluxo orientado para a superfície da água, ou seja, a superfície em 24 horas ganhou mais energia radiativa que perdeu. O máximo valor de  $R_n$  no período experimental mostrado na Figura 13 foi de  $252 \text{ W m}^{-2}$  e o mínimo de  $64 \text{ W m}^{-2}$ , com média de  $179 \text{ W m}^{-2}$ . Valores mais baixos de  $R_n$  estão associados a dias de alta nebulosidade, a exemplo de DJ 267, 272 e 325 nos quais a transmissividade atmosférica média diária ( $T_{atm}$ ) foi inferior a 0,25. Por outro lado,

valores mais altos de  $R_n$  estão associados a dias de céu claro ( $\tau_{atm} \geq 0,60$ ), como o verificado em DJ 264, 289, 323 e todos os demais dias a partir de DJ 327. Dentro do intervalo de 24 horas, no entanto,  $R_n$  oscilou de  $-64 \text{ W m}^{-2}$  (noite) a  $733 \text{ W m}^{-2}$  (dia).

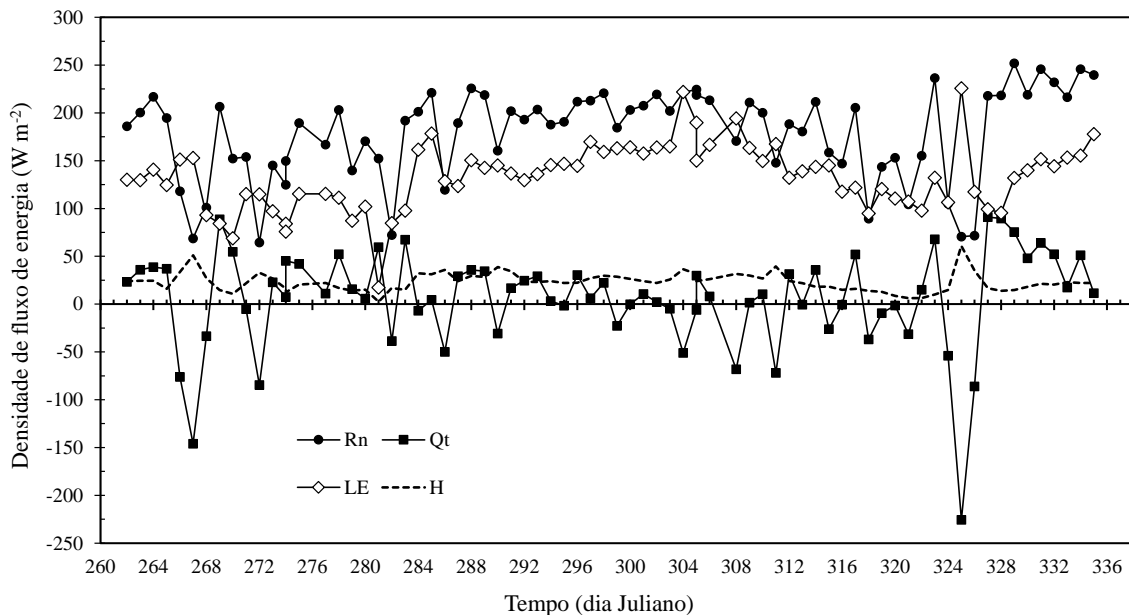


Figura 13 - Valor médio diário da densidade de fluxo de radiação líquida ( $R_n$ ), armazenamento de calor na água ( $Q_t$ ), calor latente (LE) e calor sensível (H) no reservatório R2 no período experimental de 74 dias. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

O fluxo de calor armazenado na água  $Q_t$  depende, segundo a Eq. 13, da oscilação da temperatura da água, como exemplificado na Figura 10. Numa dada profundidade, a água ganha energia quando  $\Delta T_w > 0$  no intervalo de tempo  $\Delta t$ , ou seja, a temperatura final ( $T_{wf}$ ) é maior que a inicial ( $T_{wi}$ ) e perde energia no mesmo intervalo de tempo quando  $\Delta T_w < 0$ . Portanto, é o sinal de  $\Delta T_w$  na Eq. 14 que determina o sinal de  $Q_t$ , já que os demais componentes da equação são sempre positivos. A Figura 13 mostra valores positivos e negativos de  $Q_t$ , com média de  $5,9 \text{ W m}^{-2}$  e variação de  $-226 \text{ W m}^{-2}$  (mínimo) a  $91 \text{ W m}^{-2}$  (máximo). Na maioria dos dias, no entanto, o valor diário médio de  $Q_t$  esteve restrito ao intervalo de  $\pm 80 \text{ W m}^{-2}$ . É interessante observar que o padrão de variação de  $Q_t$  é semelhante ao de  $R_n$ , ou seja,  $Q_t$  aumenta quando  $R_n$  aumenta e diminui quando  $R_n$  também diminui. Essa tendência é mostrada na Figura 14 em que  $Q_t$  é expresso em função de  $R_n$  via regressão linear. Jensen et al. (2005) em estudo de balanço de energia em três lagos dos Estados Unidos propuseram um modelo linear para estimativa de  $Q_t$  em

função dos saldos de radiação de onda curta ( $R_{nS}$ ) e de onda longa ( $R_{nL}$ ). A validação do modelo, no entanto, foi apenas razoável com  $r^2 = 0,63$ . No presente estudo, não foi possível validar o modelo de regressão linear da Figura 14 com dados de 2016.

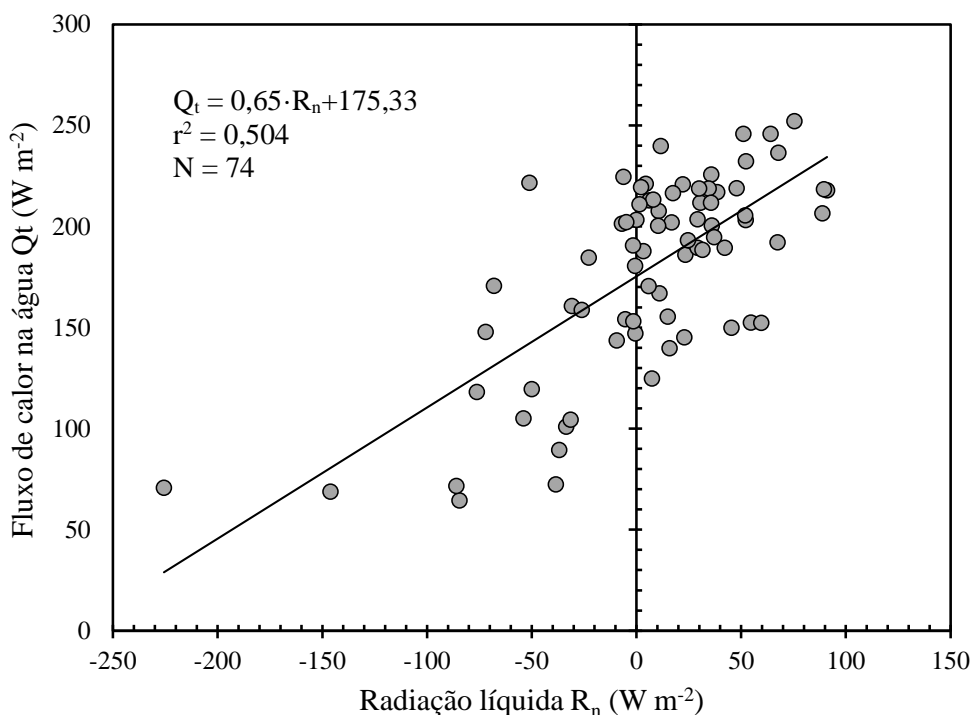


Figura 14 - Regressão linear do fluxo de calor armazenado na água  $Q_t$  em função do saldo de radiação à superfície da água do reservatório R1. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

O fluxo de calor latente LE na Figura 13 é termo residual da Eq. 11 e corresponde à energia utilizada no processo de evaporação da água do reservatório R2 da área experimental. O valor médio diário de LE variou de  $17,3 W m^{-2}$  a  $225,7 W m^{-2}$ , com média de  $133,4 W m^{-2}$ . Na maioria dos dias do período de estudo, LE foi menor que  $R_n$ . Em alguns dias, no entanto, LE foi igual a  $R_n$  e houve o caso também de LE ser maior que  $R_n$ . Valores de LE igual ou maior que  $R_n$  estão tipicamente associados, segundo a Figura 13, aos dias de maior nebulosidade, alguns deles já identificados anteriormente. Em DJ 267 ( $\tau_{atm} = 0,23$ ) e 325 ( $\tau_{atm} = 0,22$ ), por exemplo, o fluxo de calor latente foi muito superior à radiação líquida às custas da redução do calor armazenado na água. Nesses dias, a energia perdida pela massa hídrica somada à radiação líquida (numerador da Eq. 11) foi convertida em calor sensível

para aquecimento ar, mas prioritariamente em calor latente para evaporação da água. Portanto, a energia disponível para fluxos turbulentos ( $R_n - Q_t$ ) priorizou a evaporação da água em detrimento do aquecimento ar. Esse tipo de resultado é compatível com a natureza da superfície, ou seja, água livre em total contato com a atmosfera. Picos nos valores de H, segundo a Figura 13, também estão associados a dias de alta nebulosidade igualmente às custas da perda de energia pela massa hídrica. Observa-se que em todos os dias do período H foi menor que LE.

Consoante ao princípio de conservação da energia,  $R_n$  representa a principal fonte de calor para os processos de aquecimento da água, aquecimento do ar e evaporação da água. Nesse sentido, o componente  $Q_t$  com média de  $5,9 \text{ W m}^{-2}$  durante o período experimental correspondeu a 3,3% de  $R_n$ , cujo valor médio no mesmo período foi de  $179,2 \text{ W m}^{-2}$ . No caso de LE o percentual foi de 74,4% e para o componente H esse percentual foi de 12,9%. Observa-se que na média para todo o período de 74 dias, a soma dos fluxos turbulentos ( $H + LE$ ) correspondeu a 90,3% da energia disponível ( $R_n - Q_t$ ). Esse percentual alto no fechamento do balanço pode ser fictício na medida em que  $\beta$  é utilizado para obtenção de LE e depois para obtenção de H a partir de LE. Portanto, em reservatório artificial revestido com manta de PEAD na cor preta para armazenamento de água com baixa turbidez após tratamento por osmose reversa, a evaporação da água domina o processo de partição da energia disponível em relação ao aquecimento do ar.

A transferência de vapor d'água e energia térmica são regidos predominantemente por variáveis meteorológicas, incluindo déficit de saturação e velocidade do vento influenciada pelas características do corpo hídrico (Brutsaert, 1982; Finch e Calver 2008; Li et al., 2015). Nesse sentido, a obtenção de LE e H pelo método do balanço de energia com razão de Bowen propicia investigar a relação entre esses dois fluxos turbulentos com as condições aerodinâmicas da superfície expressas para o caso de H pelo produto da velocidade do vento  $U$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) pela diferença de temperatura ( $T_{sw} - T_a$ ) ( $^{\circ}\text{C}$ ) e para o caso de LE pelo produto de  $U$  pelo déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_a$ ) (kPa). Com base nos dados da Figura 13, a Figura 15 mostra forte correlação entre os citados fatores e o respectivo fluxo turbulento.

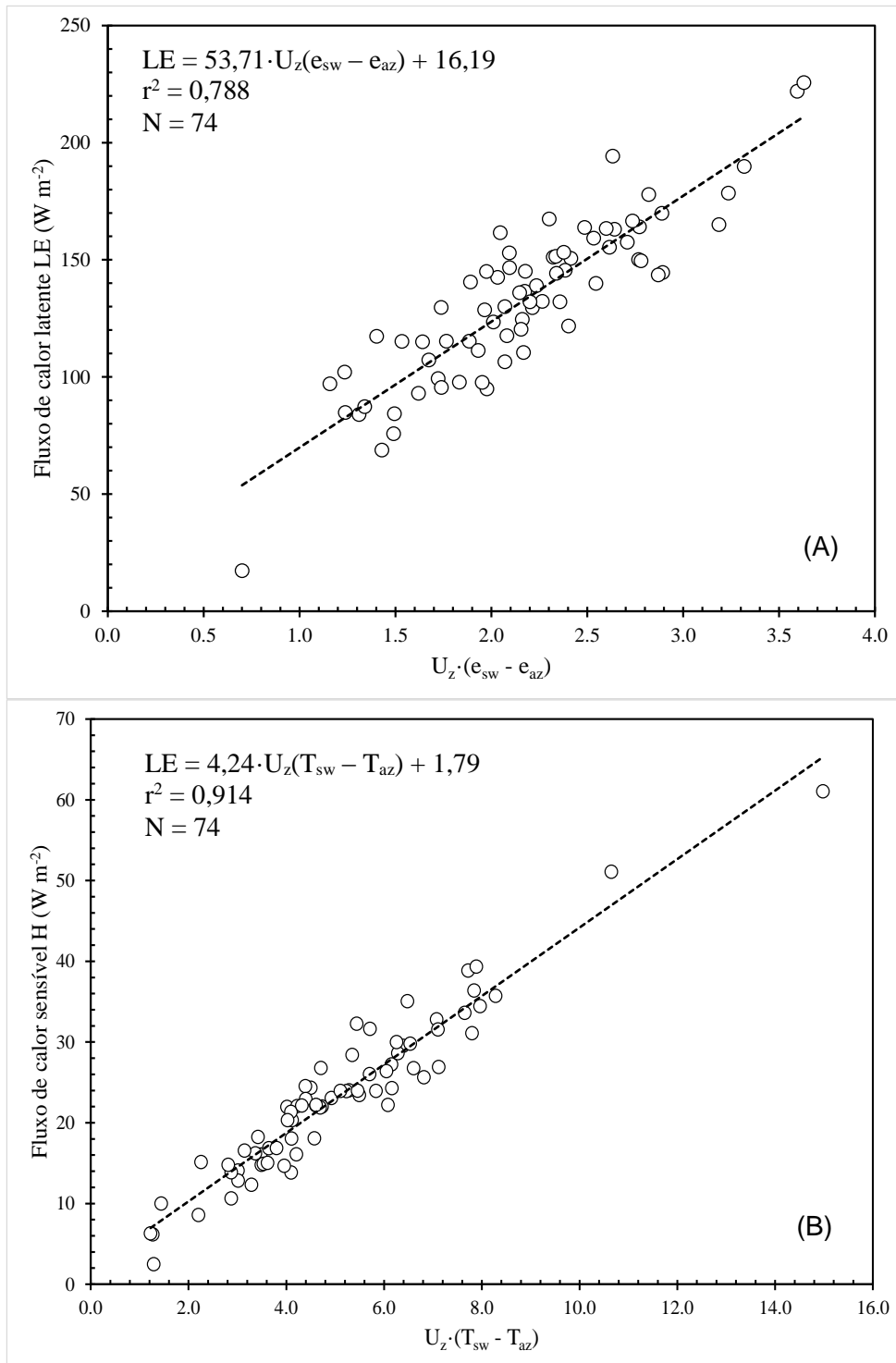


Figura 15 - Fluxo turbulento de calor latente LE em função do produto  $U_z(e_{sw} - e_{az})$  em (A) e fluxo turbulento de calor sensível H em função do produto  $U_z(T_{sw} - T_{az})$  em (B) sobre superfície de água com baixa turbidez com termohigrômetro e termômetro infravermelho a 40 cm e 88 cm acima do nível da água, respectivamente. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia. O subscrito sw designa superfície da água e z designa a altura de 40 cm.

Como observado na Figura 15A, a evaporação aumentou linearmente em função do produto da velocidade do vento com o déficit de pressão de vapor d'água ( $e_{sw} - e_{az}$ ) em que a pressão atual de vapor d'água do ar foi obtida por meio de um termohigrômetro a  $z = 40$  cm acima da superfície. Da mesma forma, o H médio diário apresentou forte correlação (Figura 15B) com o produto da velocidade do vento com a diferença de temperatura ( $T_{sw} - T_{az}$ ). Segundo Blanken et al. (2003) essas relações são essencialmente para confirmar a ausência da resistência à transferência de vapor d'água, excluindo a resistência da camada limite laminar.

### ***Evaporação via Método da Transferência de Massa***

Este método não mede a evaporação, mas a estima a partir da velocidade do vento e déficit de pressão de vapor d'água (Eq. 17). Na aplicação deste método a temperatura e a pressão de vapor d'água do ar foram obtidos de medições feitas com um termohigrômetro instalado a 2 m acima do nível da água na plataforma PF2 do reservatório R2. Dados de velocidade do vento foram obtidos também na mesma altura por meio de anemômetro sônico 2D, conforme mencionado anteriormente (ver item 3.2.3 Estruturas de Coleta de Dados).

A obtenção de dados confiáveis de evaporação por esse método dependeu da cautela na definição das alturas de instalação dos sensores na plataforma flutuante. Assim, as variáveis umidade relativa (UR), temperatura do ar ( $T_a$ ) e velocidade do vento (U) eram monitoradas na mesma altura objetivando preservar a consistência do método. Dados horários foram utilizados para obtenção da evaporação horária sendo posteriormente agrupada para o total diário.

Além das variáveis meteorológicas, a aplicação deste método requer o uso de um fator de proporcionalidade ( $\mu$ ) expresso em função da superfície (área) do espelho d'água (Eq. 18), conforme Brutsaert (1982). Este fator juntamente com a velocidade do vento é interpretado como um coeficiente de transporte de vapor d'água da superfície para a atmosfera.

Utilizou-se valor fixo para a área do espelho d'água igual a 6075 m<sup>2</sup>, correspondendo este ao valor médio entre a área inicial (6124 m<sup>2</sup>) e a área final (6026 m<sup>2</sup>) após 74 dias de medições. A área do espelho d'água foi estimada em função da profundidade da água no reservatório R2 (Eq. 19), via polinômio de segundo grau derivado da geometria do reservatório.

A Figura 16 exemplifica para seis dias em sequência do período experimental o valores horários do fluxo de calor latente LE ( $W m^{-2}$ ) estimado pela Eq. 17 bem como do fluxo de calor sensível H ( $W m^{-2}$ ) estimado pela Eq. 21. O curso diário da radiação líquida  $R_n$  também é plotado para fins de comparação. Entre os seis dias selecionados há significativa variação da transmissividade atmosférica, sendo DJ 325 e 326 dias em que  $T_{atm}$  foi da ordem de 0,22 e os demais dias (323, 327 e 328) com  $T_{atm}$  acima de 0,65.

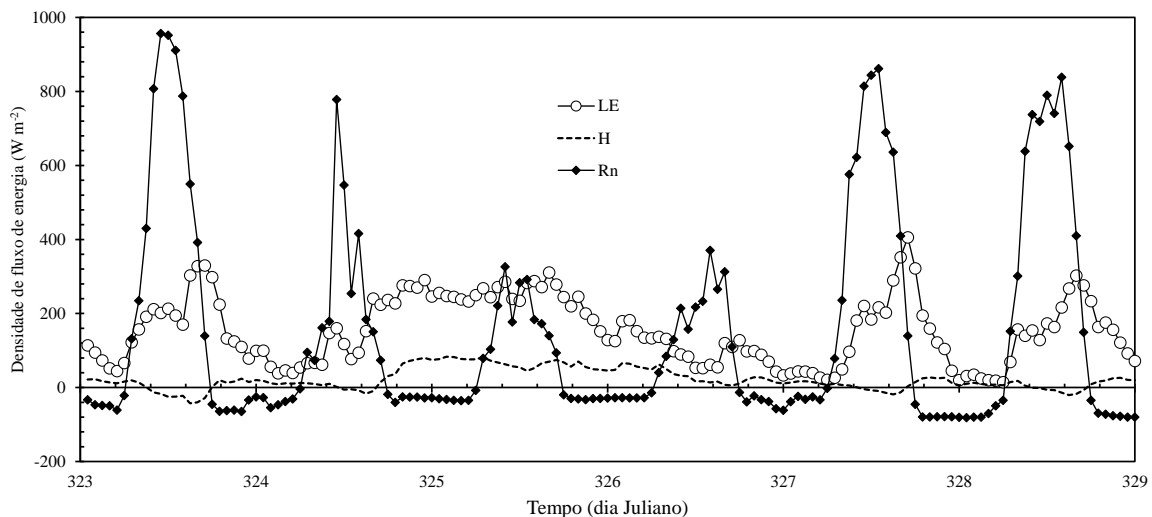


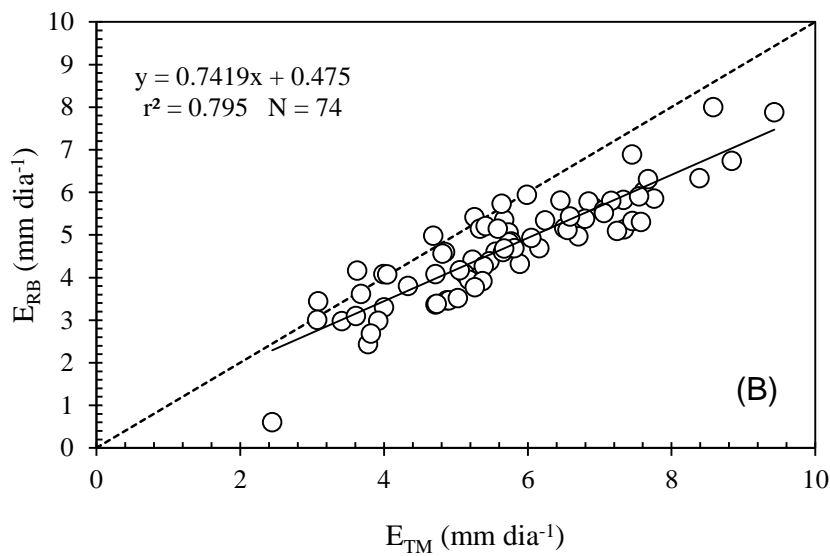
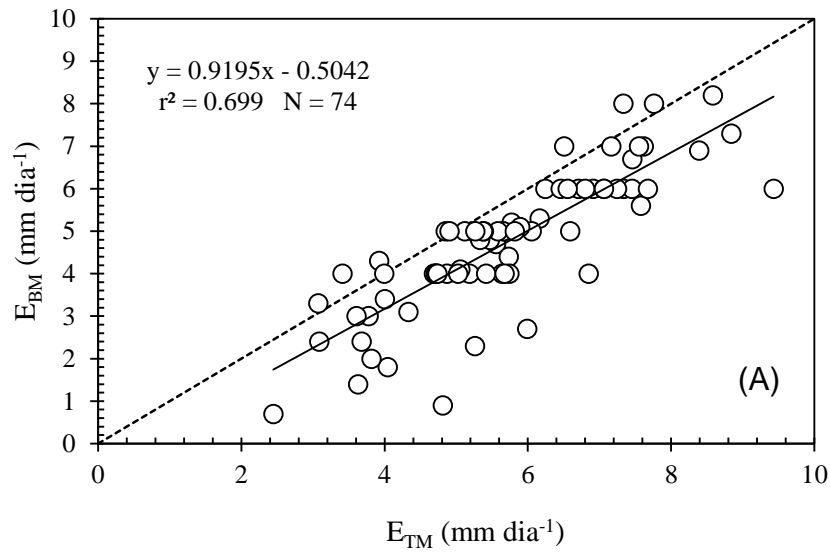
Figura 16 - Curso diário do fluxo de calor latente LE estimado pelo método da transferência de massa sobre a superfície do reservatório R2, fluxo de calor sensível H estimado pelo produto  $\beta \cdot LE$  e a radiação líquida  $R_n$  para seis dias selecionados com transmissividade atmosférica variável. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Observa-se na Figura 16 que a equação da transferência de massa (Eq. 17) conforme utilizada neste trabalho e com medições de variáveis atmosféricas a 2 m de altura estimou valores sempre positivos de LE inclusive no período noturno, quando principalmente nos dias nublados LE foi superior a  $R_n$ . Isso ocorreu provavelmente em função do aporte de energia disponível ( $R_n - Q_t$ ) que foi convertida em calor latente (maior fração) e também calor sensível. Ao se comparar LE com  $R_n$  verifica-se atraso no pico de evaporação frente à radiação disponível, especialmente nos dias de céu claro. Esta tendência também foi observada por Tanny et al (2008) em lago artificial em Israel.

No período apreentado na Figura 16, a evaporação total estimada foi de 33, com média de  $5,5 \text{ mm dia}^{-1}$ .

### Comparação dos métodos de determinação da evaporação

Segue-se uma discussão envolvendo a comparação entre os três métodos para todo o período analisado (Figura 17), para verificar a confiabilidade e precisão dos dados na determinação da evaporação.





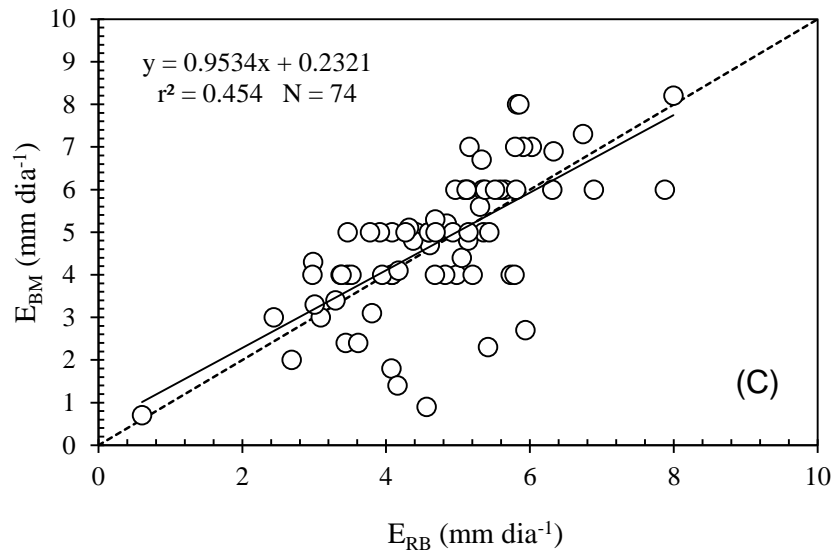


Figura 17 - Regressão linear entre os métodos de determinação da evaporação da água com baixa turbidezno reservatório R2 da área experimental. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

A Figura 18 mostra a evaporação obtida por cada um dos métodos em função da energia disponível ( $R_n - Q_t$ ) por meio de regressões lineares. O coeficiente de determinação entre  $E_{RB}$  e ( $R_n - Q_t$ ) apresentaram alta relação, visto que é um método do balanço de energia. Pelo fato do balanço de massa ser um método que é calculado baseado na mudança do nível da água, cuja única variável de entrada é a precipitação e de saída é a evaporação, o efeito de variáveis energéticas no  $M_{BM}$  não ocorre de maneira direta.

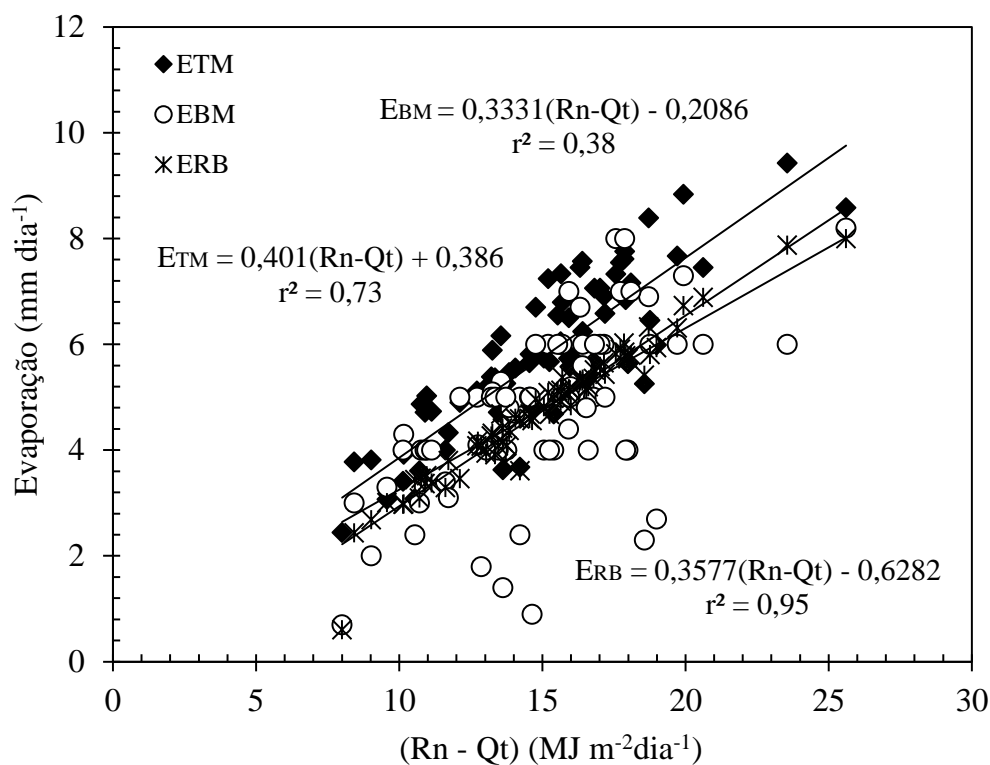


Figura 18 - Comparação entre a energia disponível ( $R_n - Q_t$ ) e a evaporação determinada pelos três métodos.  $E_{BM}$ : evaporação via balanço de massa;  $E_{RB}$ : evaporação via balanço de energia com razão de Bowen e  $E_{TM}$ : evaporação via transferência de massa.

As lâminas acumuladas ficaram próximas, indicando que os resultados foram confiáveis e os métodos apropriados na estimativa da evaporação (Figura 19). A maior lâmina acumulada foi obtida com o método da transferência de massa ( $E_{TM} = 424$  mm), seguido dos métodos de balanço de massa ( $E_{BM} = 353$  mm) e balanço de energia com razão de Bowen ( $E_{RB} = 350$  mm).

A maior evaporação encontrada com a transferência de massa pode ser explicada pela diferença nos princípios físicos dos métodos. Na transferência de massa a evaporação é diretamente proporcional à velocidade do vento e com este método valores negativos de calor latente não ocorrem já que a diferença ( $e_{sw} - e_a$ ) é sempre positiva.

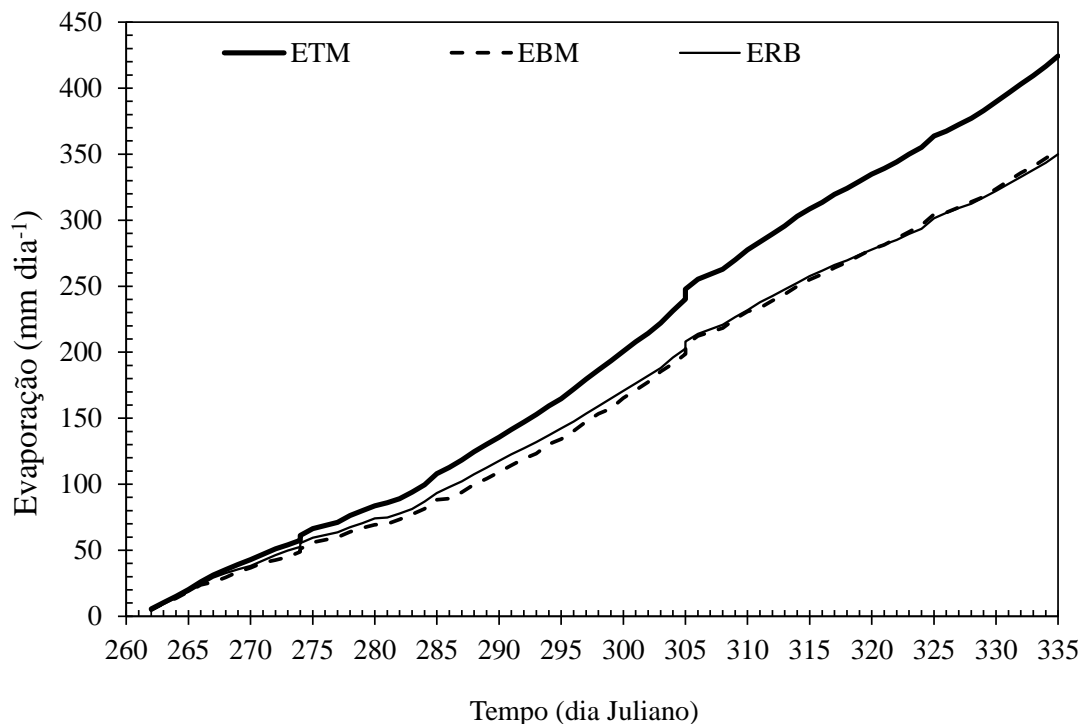


Figura 19 - Lâmina de evaporação acumulada no reservatório R2 ( $E_{TM}$ : evaporação via método de transferência de massa;  $E_{BM}$ : evaporação via método de balanço de massa e  $E_{RB}$ : evaporação via método de balanço de energia com razão de Bowen).

A evaporação diária obtida foi relativamente baixa para os três métodos, uma vez que a água é de baixa turbidez e não há impedimento para propagação da radiação solar a grandes profundidades. A evaporação diária segundo o método da transferência de massa variou de 2,4 a 9,4 mm, com média de 5,7 mm dia<sup>-1</sup> ao longo dos 74 dias do período experimental. Com o método do balanço de massa, observou-se variação de 0,7 a 8,2 mm de evaporação com média de 4,8 mm dia<sup>-1</sup>. Já no método de balanço de energia com razão de Bowen, a evaporação variou de 0,61 a 8,0 mm, com média de 4,7 mm dia<sup>-1</sup>. Curtarelli et al. (2013) avaliaram a dinâmica temporal da evaporação no reservatório da usina hidrelétrica de Itumbiara, entre os estados de Minas Gerais e Goiás, região central do Brasil. Os autores encontraram uma evaporação média de 8,2 mm dia<sup>-1</sup> no período seco e 3,7 mm dia<sup>-1</sup> no período chuvoso, com um evaporação acumulada máxima de 20 mm dia<sup>-1</sup> no verão.

### 3.4. CONCLUSÕES

Com base nos resultados aqui apresentados e considerando as condições de armazenamento da água com baixa turbidez em reservatório artificial revestido com manta de polietileno de alta densidade, pode-se concluir:

- (a) A medição da evaporação da água pelo método do balanço de massa com leitura automática do nível d'água via transdutor de pressão revelou-se numa opção prática e de fácil aplicação. Considerando a robustez do instrumento e a boa resolução das leituras (0,35 mm), este método é confiável para determinação da evaporação em reservatórios artificiais onde as perdas por infiltração são mínimas. A lâmina d'água evaporada no reservatório R2 pelo método do balanço de massa foi em média 4,8 mm dia<sup>-1</sup>, correspondendo a um total acumulado de 353 mm em 74 dias do período experimental;
- (b) O método do balanço de energia com razão de Bowen, apesar de ser completo ao contemplar todos os componentes de entrada e saída de energia da massa hídrica, é de aplicação mais difícil e mais demandante em termos de instrumentos para coleta e processamento de dados. A lâmina d'água evaporada e acumulada no período experimental com esse método foi de 350 mm, com média de 4,7 mm dia<sup>-1</sup>.
- (c) O método da transferência de massa superestimou a evaporação acumulada em relação aos outros métodos aqui utilizados, com lâmina de 424 mm e média de 5,7 mm dia<sup>-1</sup>;
- (d) Através de dois métodos completamente distintos em termos de fundamento físico obteve-se a mesma lâmina média diária, o que reforça a conclusão de que as perdas por evaporação nos reservatórios artificiais da área experimental são expressivas e devem ser levadas em conta por se tratar de água de alto custo.

### 3.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABTEW, W. Evaporation Estimation for Lake Okeechobee in South Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 127, n.3, 140-147, 2001.

AGUADO, E.; BURT, J. E. *Understanding Weather and Climate*. Prentice Hall, 6 ed., Boston, USA. 2012, 576 pp.

ALHASSOUN, S. A.; ALSHAIKH, A. A.; ALREHAILI, A. M. e MISBAHUDDIN, M. Effectiveness of using palm fronds in reducing water evaporation. *Canadian Journal of Civil Engineering*, v. 38, n. 10, p. 1170-1174, 2011.

ALI, S.; GHOSH, N. C.; SINGH, R. Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes*, v. 22, n. 8, p. 1093-1106, 2008.

ALLANDER, K.K., SMITH, J.L., AND JOHNSON, M.J. Evapotranspiration from the lower Walker River basin, west-central Nevada, water years 2005–07: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009–5079, 2009, 62 pp.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D. e SMITH, M. *Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. Roma: FAO, 1998. 297p. (FAO Irrigation and Drainage Paper, 56).

AYDIN, H.; KARAKUŞ, H. Estimation of evaporation for Lake Van. *Environmental Earth Sciences*, v. 75, n. 18, p. 1275, 2016.

APOGEE INSTRUMENTS: SI-111 infrared radiometer owner's manual. Apogee Instruments, Inc., Logan, Utah, USA, 18 pp., 2013. (Acesso on line em <http://www.apogeeinstruments.co.uk/content/SI-100-manual.pdf>)

BENZAGHTA, M. A.; MOHAMMED, T. A.; GHAZALI, A. H.; SOOM, M. A. M. Comparison of evaporation estimate models for surface evaporation in semi-arid region of Libya: a case study. *Canadian Journal of Civil Engineering*, v. 38, n. 12, p. 1373-1380, 2011.

- BLANKEN, P. D.; ROUSE, W. R, CULF, A. D.; SPENCE, C.; BOUDREAU, L. D., JASPER, J. N.; VERSEGHY, D. Eddy, covariance, medições, evaporação, grande, escravo, lago, noroeste, territórios ... *Water Resources Research* , v. 36, n. 4, p. 1069-1077, 2000.
- BLANKEN, P. D.; ROUSE, W. R.; SCHERTZER, W. M. Enhancement of evaporation from a large northern lake by the entrainment of warm, dry air. *Journal of Hydrometeorology*, v. 4, n. 4, p. 680-693, 2003.
- BORGES, T. K. D. S.; DE OLIVEIRA, A. S.; DA SILVA, N. D.; SANTANA, C. E. Plataforma flutuante de baixo custo para pesquisas em micrometeorologia e qualidade da água em reservatórios. *Revista Geama*, v. 4, n. 1, p. 38-45, 2016.
- BOUIN, M. N.; CANIAUX, G.; TRAULLÉ, O.; LEGAIN, D.; Le MOIGNE, P. Long-term heat exchanges over a Mediterranean lagoon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. D23104, 2012.
- BRUTSAERT, W., *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications*, D. Reidel Publishing Company, 1982, 229 pp.
- CABRERA, M.; ANACHE, J. A.; YOULTON, C.; WENDLAND, E. Desempenho dos métodos de estimação da evaporação em comparação com o tanque padrão de 20 m<sup>2</sup>. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* , v. 20, n. 10, p. 874-879, 2016.
- CAMPBELL SCIENTIFIC: CNR 4 net radiometer instruction manual. Campbell Scientific, Inc., USA, 70 pp., 2014. (Acesso on line em <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/cnr4.pdf>)
- CAO, Z.; M. A, J.; ROUSE, W. R. Improving computation of sensible heat flux over a water surface using the variational method. *Journal of Hydrometeorology*, v. 7, n. 4, p. 678-686, 2006.

- CRAIG, I.; GREEN, A.; SCOBIE, M.; SCHMIDT, E. Controlando a perda de evaporação dos depósitos de água. NCEA publicação, v. 1, n. 1, p. 148, 2005.
- CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M. Avaliação do produto TRMM 3B42 diário sobre a Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia até o reservatório de Tucuruí-PA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16. (SBSR), 2013, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, 2013. p. 5816-5823. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00066-9 (Internet), 978-85-17-00065-2 (DVD). (Acesso on line em <http://urlib.net/3ERPFQRTRW34M/3E7G6JK>). (Acesso em: 23 dez. 2016)
- DUAN, Z.; BASTIAANSEN, W. G. M. Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment*, v. 134, p. 403-416, 2013.
- ELSAWWAF, M.; WILLEMS, P.; FEYEN, J. Avaliação da sensibilidade e da previsão da incerteza dos modelos de evaporação aplicados a Nasser Lake, Egito. *Journal of Hydrology*, v. 395, n. 1, p. 10-22, 2010.
- FINCH, J.; CALVER, A. Methods for the quantification of evaporation from lakes, 2008, 47 pp.
- FOWE, T.; KARAMBIRI, H.; PATUREL, J. E.; POUSSIN, J. C.; CECCHI, P. Water balance of small reservoirs in the Volta basin: A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, v. 152, p. 99-109, 2015.
- GALLEGO-ELVIRA, B.; BAILLE, A.; MARTÍN-GÓRRIZ, B.; MAESTRE-VALERO, J. F.; MARTÍNEZ-ALVAREZ, V. Energy balance and evaporation loss of an

irrigation reservoir equipped with a suspended cover in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrological Processes*, v. 25, p. 1694 - 1703, 2011.

GALLEGO-ELVIRA, B.; BAILLE, A.; MARTÍN-GÓRRIZ, B.; MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, V. Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semiarid climate. *Hydrological Processes*, v.24, p. 758 - 766, 2010.

GIANNIOU, S. K.; ANTONOPOULOS, V. Z. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, v. 345, n. 3, p. 212-223, 2007.

GUO, Y.; Zhang, Y.; MA, N.; SONG, H.; GAO, Haifeng. Quantificação de Fluxos de Energia de Superfície e Evaporação sobre um Lago Endorêico de Expansão Significativa no Planalto Tibetano Central. *Jornal da Sociedade Meteorológica do Japão. Ser. II* , v. 94, n. 5, p. 453-465, 2016.

HARBECK JR., G. E. A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. Washington, DC: US Government Printing Office, 1962.

HENDERSON-SELLERS, B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, v. 24, n. 3, p. 625-649, 1986.

HOSTETLER, S. W.; BARTLEIN, P. J. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, v. 26, n. 10, p. 2603-2612, 1990.

JENSEN, M. E. e ALLEN, R. G. Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, 2ª Ed., 2016, 744 pp.

KAMPF, S. K.; BURGESS, S. J. Quantificando o balanço hídrico em um enredo plano planalto: Efeitos de erros de medição na previsão de fluxo. *Journal of Hydrology* , v. 380, n. 1, p. 191-202, 2010.



KEIJMAN, J. Q.; KOOPMANS, R. W. R. A comparison of several methods of estimating the evaporation of Lake Flevo. *International Association of Hydrological Sciences Publ*, v. 109, p. 225-232, 1973.

KESKIN, E. M.; TERZI, Ö. Modelos de estimativa de evaporação para o lago Eğirdir, Turquia. *Processos Hidrológicos* , v. 20, n. 11, p. 2381-2391, 2006.

KIPP E ZONEN: CNR 4 net radiometer instruction manual, version 1409. Kipp e Zonen, B. V., Delft, Netherlands, 37 pp., 2014. (Acesso on line em file:///C:/Users/User/Downloads/KippZonen\_Manual\_CNR4\_NetRadiometer\_1409.pdf)

LAKES ENVIRONMENTAL SOFTWARE: WRPLOT View v. 8.0, User Guide. Waterloo, Ontario, Canada, 110 pp., 2016. (Acesso on line [https://www.weblakes.com/products/wrplot/resources/lakes\\_wrplot\\_view\\_user\\_guide.pdf](https://www.weblakes.com/products/wrplot/resources/lakes_wrplot_view_user_guide.pdf))

LENTERS, J. D.; KRATZ, T. K.; BOWSER, C. J. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, v. 308, n. 1, p. 168-195, 2005.

LI, Z.; LYU, S.; AO, Y.; WEN, L.; ZHAO, L.; WANG, S. Fluxo de energia a longo prazo e observações de equilíbrio de radiação sobre o Lago Ngoring, Planalto Tibetano. *Pesquisa Atmosférica* , v. 155, p. 13-25, 2015.

MAJIDI, M.; ALIZADEH, A.; FARID, A.; VAZIFEDOUST, M. Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. *Water Resources Management*, v. 29, n. 10, p. 3711-3733, 2015.

MARTÍNEZ-ALVAREZ, V.; GONZÁLEZ-REAL, M. M.; BAILLE, A.; MAESTRE-VALERO, J. F.; GALLEGU-ELVIRA, B. Regional assessment of evaporation

from agricultural irrigation reservoirs in a semi-arid climate. *Agricultural Water Management*, v.95, n.9, p.1056–1066, 2008.

McJANNET, D. L.; COOK, F. J. e BURN, S. Comparison of techniques for estimating evaporation from an irrigation water storage. *Water Resources Research*, v. 49, n. 3, p. 1415-1428, 2013.

McMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; PEEL, M. C. Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, v. 3, n. 6, p. 788-818, 2016.

NORDBO, A.; LAUNIAINEN, S.; MAMMARELLA, I.; LEPPÄRANTA, M.; HUOTARI, J.; OJALA, A.; VESALA, T. Medidas de fluxo de energia a longo prazo e balanço energético em um pequeno lago boreal usando a técnica de covariância de eddy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 116, n. D2, 2011.

OLIVEIRA, A. S.; PEREIRA, F. A. C.; OLIVEIRA, G. X. S. e BORGES, V. P. Evaporação da água de reservatórios: Medição e estimativa por métodos meteorológicos. In: *Recursos Hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações*. INSA, 2012. 44- 73.

RODRIGUES, C. M. M. Cálculo da evaporação de albufeiras de grande regularização do sul de Portugal. Évora, Universidade de Évora, 2009. 269 f. (Dissertação de Mestrado).

ROSENBERRY, D. O.; WINTER, T. C.; BUSO, D. C.; LIKENS, G. E. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, v. 340, n. 3, p. 149-166, 2007.

SINGH, V. P.; XU, C. -Y. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, v. 11, n. 3, p. 311-323, 1997.

SOTO-GARCÍA, M.; MARTIN-GORRIZ, B.; GARCÍA-BASTIDA, P. A.; ALCON, F. e MARTÍNEZ-ALVAREZ, V. Energy consumption for crop irrigation in a semiarid climate (south-eastern Spain). *Energy*, v. 55, p. 1084-1093, 2013.

STURROCK, A. M.; WINTER, T. C.; ROSENBERRY, D. O. Energy budget evaporation from Williams Lake: A closed lake in north central Minnesota. *Water Resources Research*, v. 28, n. 6, p. 1605-1617, 1992.

TANNY, J.; COHEN, S.; ASSOULINE, S.; LANGE, F.; GRAVA, A.; BERGER, D.; TELTCH, B.; PARLANGE, M.B. Evaporation from a small water reservoir: direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, v. 351, n. 1, p. 218-229, 2008.

VAREJÃO-SILVA, M. *Meteorologia e Climatologia*. Gráfica e editora Pax, INMET, Brasília, Brasil, 2001, 532 pp.

WANG, W.; XIAO, W.; CAO, C.; GAO, Z.; HU, Z.; LIU, S.; ... ;YANG, D. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. *Journal of Hydrology*, v. 511, p. 811-824, 2014.

WINTER, T. C.; ROSENBERRY, D. O.; STURROCK, A. M. Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*, v. 31, n. 4, p. 983-993, 1995.

WMO - World Meteorological Organization. *International Glossary of Hydrology*, 2012, 471pp.

#### **4. APÊNDICES**

### Memorial fotográfico

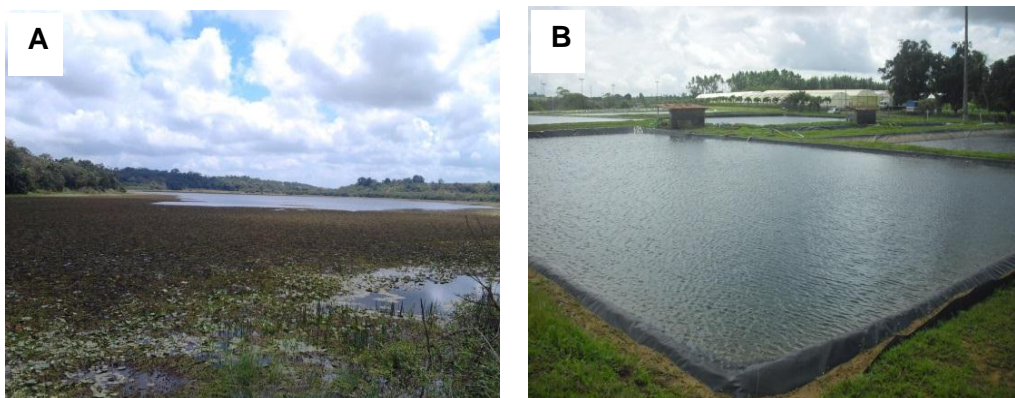


Figura 1 - A. Açude localizado na Fazenda Capivari (alta turbidez). B. Reservatório com água de alta transparência (baixa turbidez).



Figura 2 - Instalação de torre meteorológica com anemômetro a 3 m de altura (esquerda) e a 7 m de altura (direita) no ano de 2015, onde se vê também a plataforma flutuante no centro do espelho d'água.

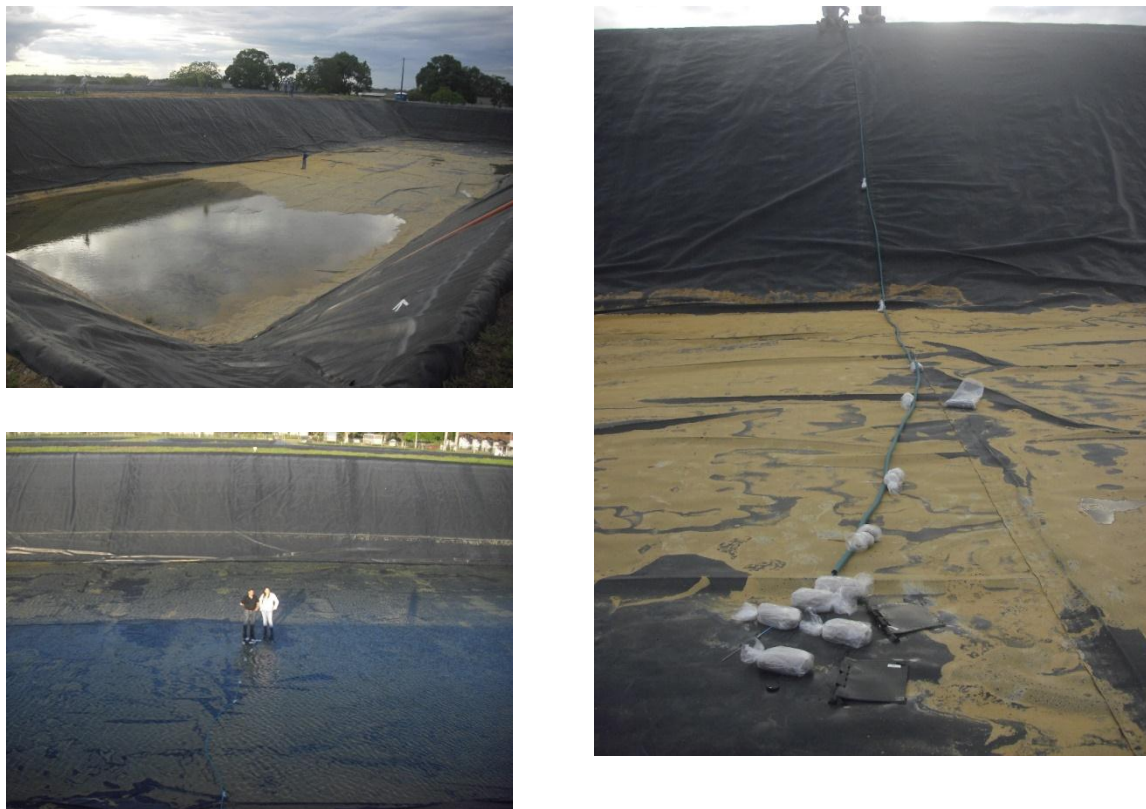


Figura 3 - Placas de fluxo de calor e termopar instalados sobre a geomembrana (fundo do reservatório) no primeiro ano de estudo.

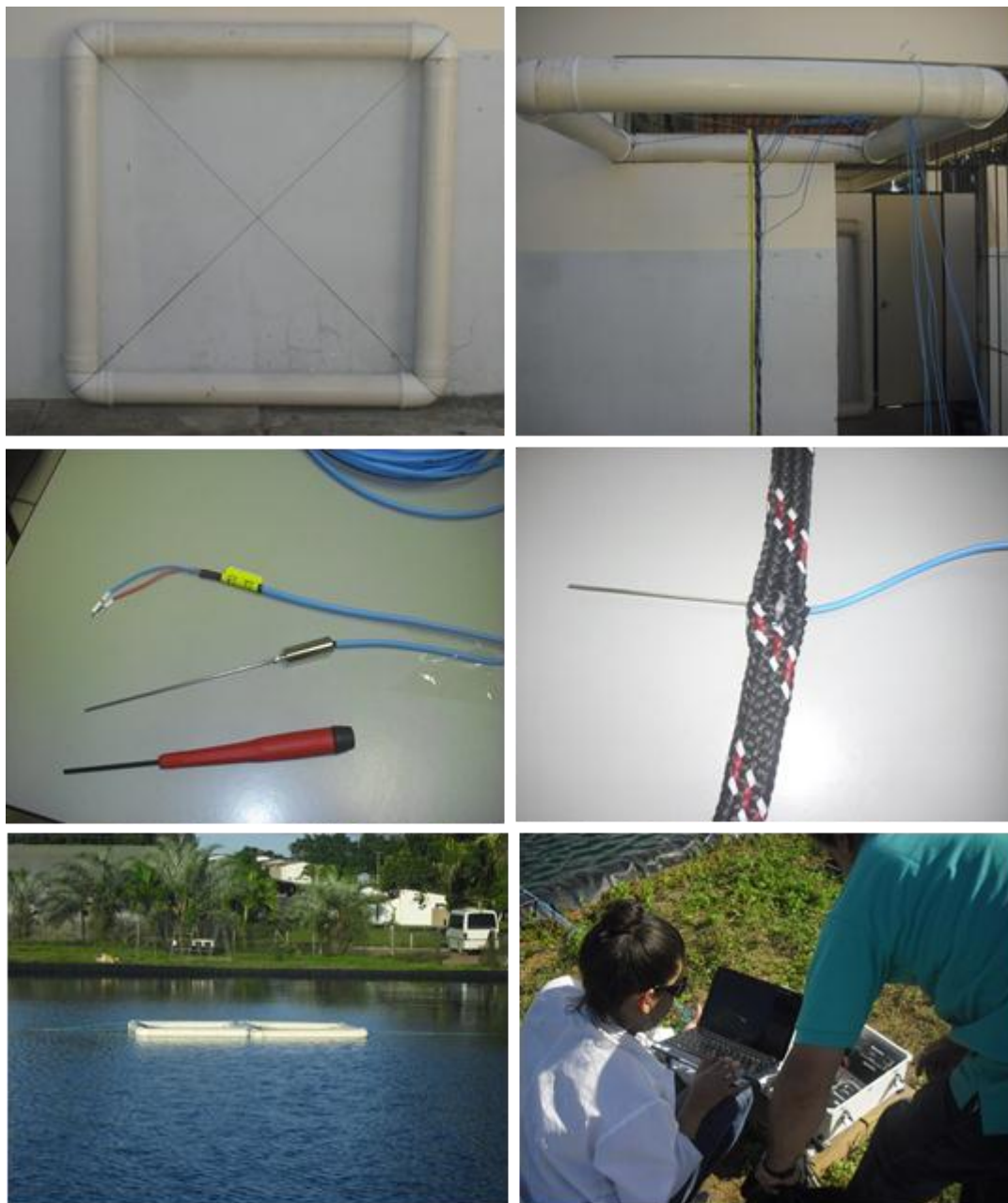


Figura 4 - Testes preliminares com sensores de temperatura da água (termopar tipo T de cobre-constantan).



Figura 5 - Desenvolvimento e instalação da primeira plataforma flutuante de baixo custo para montagem dos sensores no reservatório experimental.



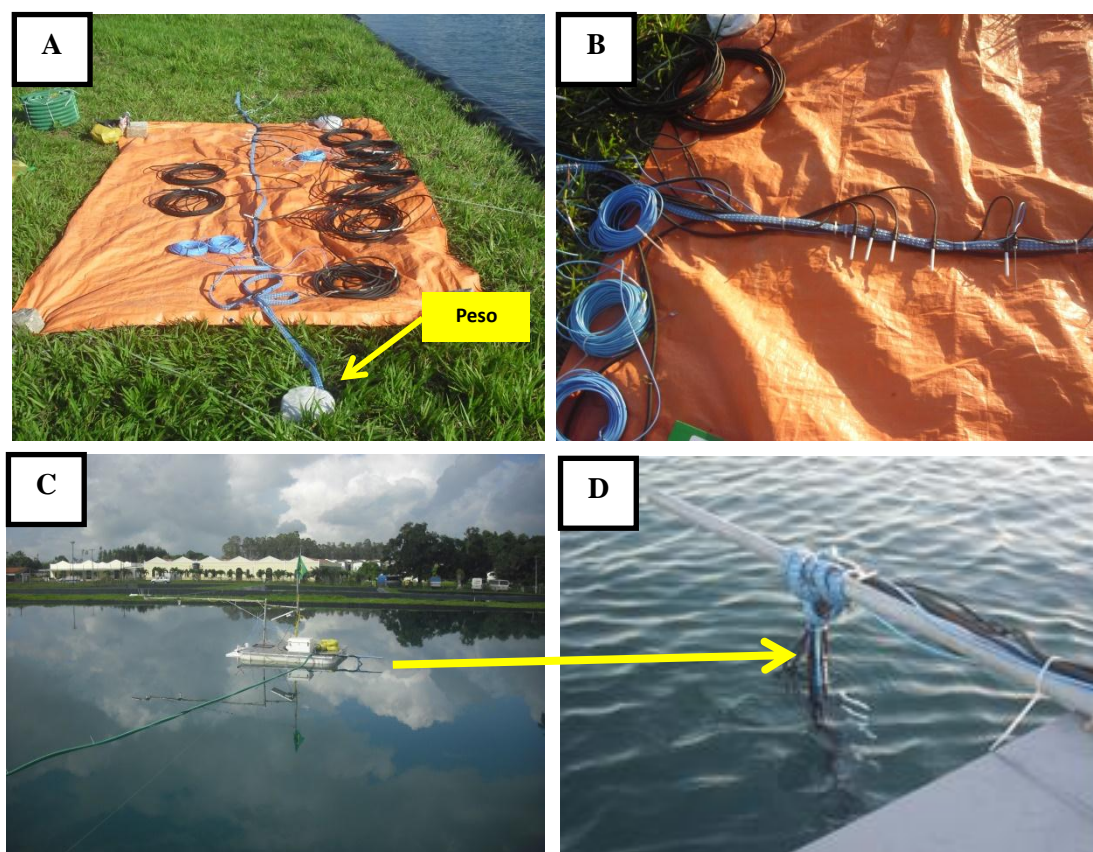


Figura 6 - Instalação dos termistores e termopares na Plataforma Flutuante para coleta de dados no ano de 2015, no reservatório artificial da Fazenda Santo Antônio (DANCO), município de Governador Mangabeira/BA. A- Peso de 5 kg para manter a cadeia dos sensores na vertical; B- Disposição dos sensores na corda de nylon; C- Plataforma Flutuante em operação; D- Fixação da cadeia dos sensores na Plataforma Flutuante.

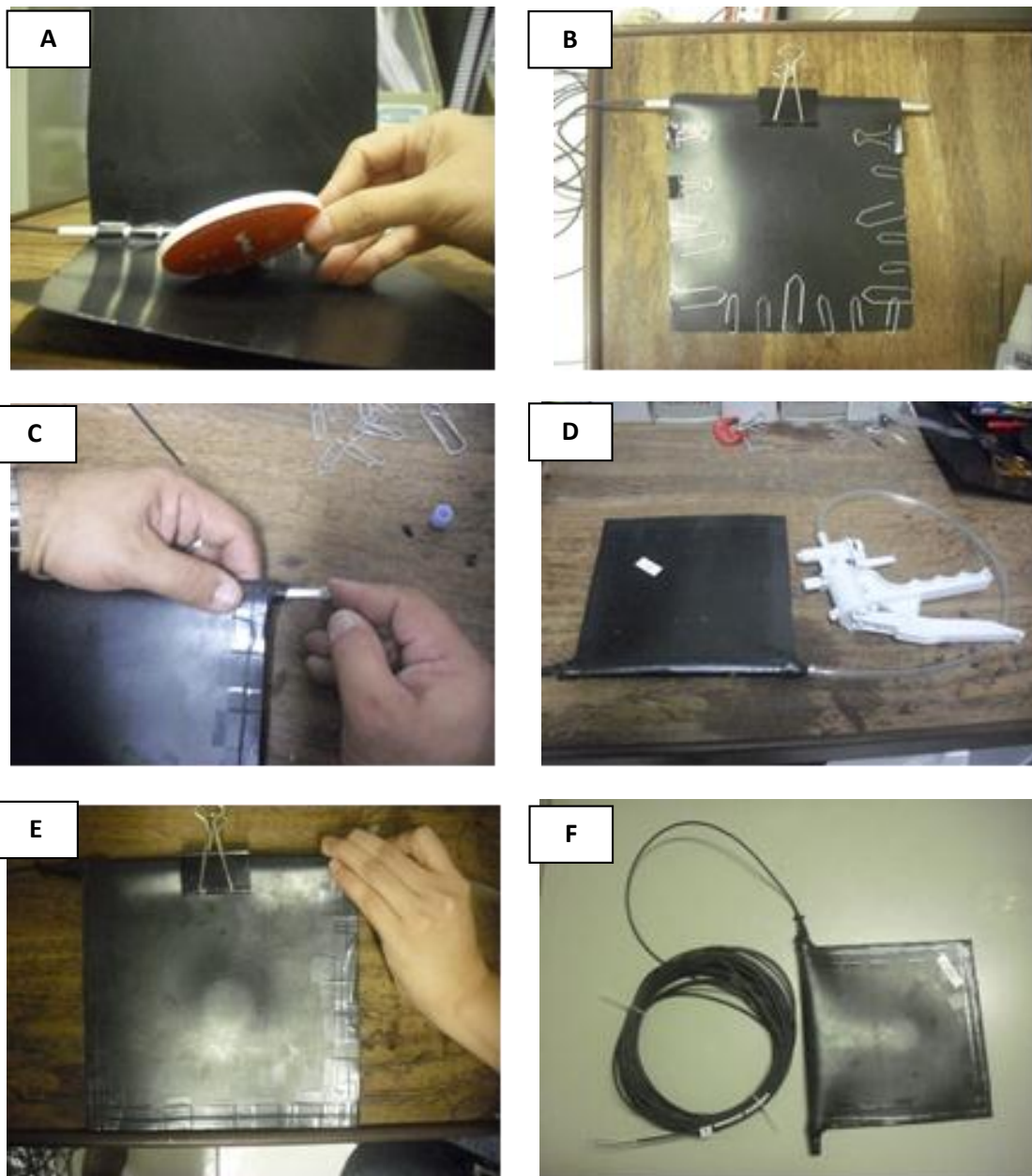


Figura 7 – Envolvimento das placas de fluxo de calor para posicionamento no fundo do reservatório.

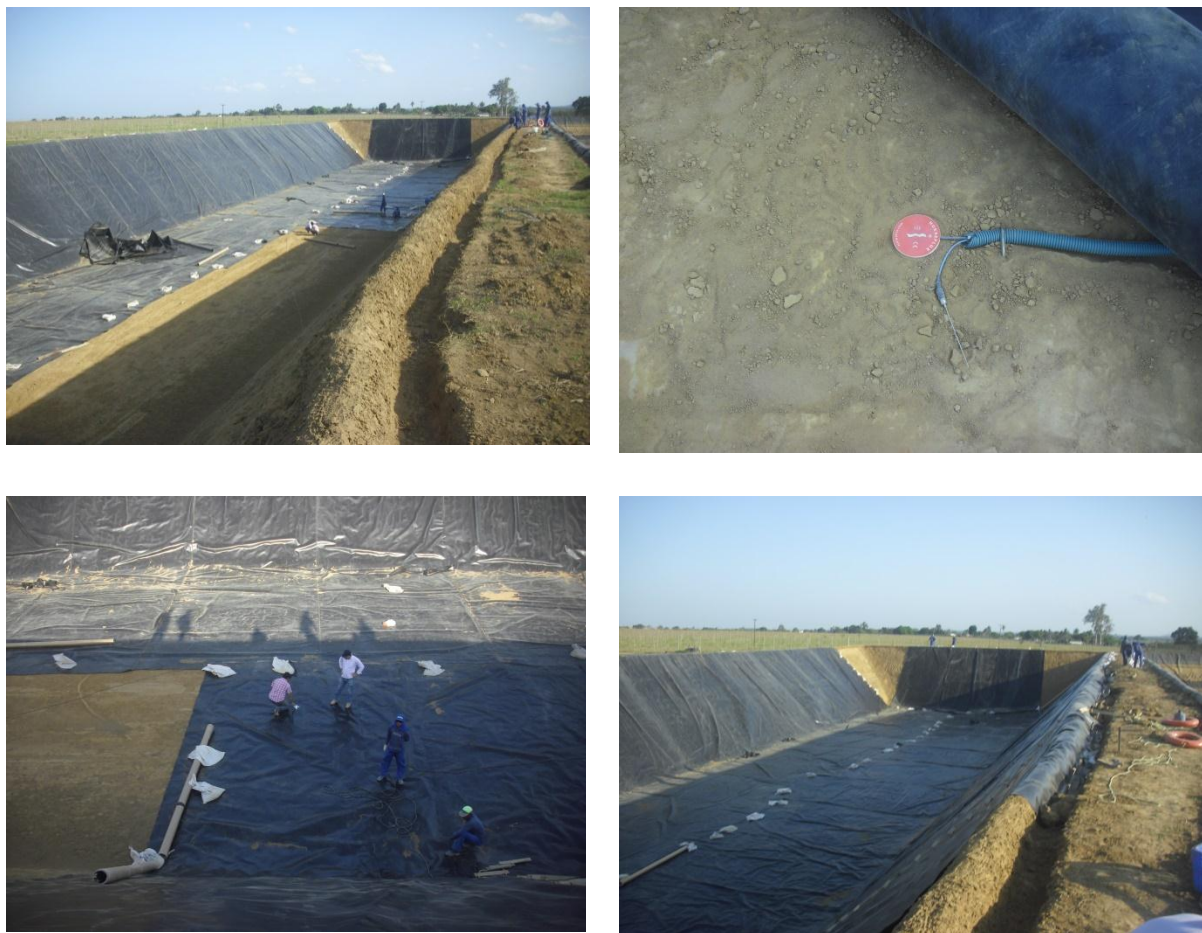


Figura 8 - Construção e revestimento do novo reservatório na Fazenda Santo Antônio da empresa DANCO e instalação da Placa de Fluxo de calor e termopar abaixo da geomembrana (canto superior direito) no dia 15/04/2015.

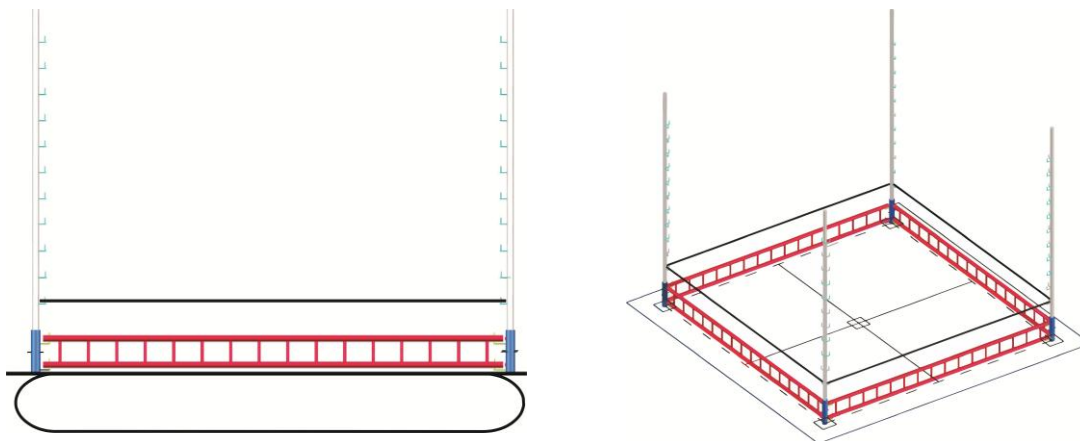


Figura 9 - Designer da nova plataforma flutuante utilizada na coleta de dados no ano de 2016.



Figura 10 - Descarregamento dos dados e plataforma flutuante com todos os sensores instalados.

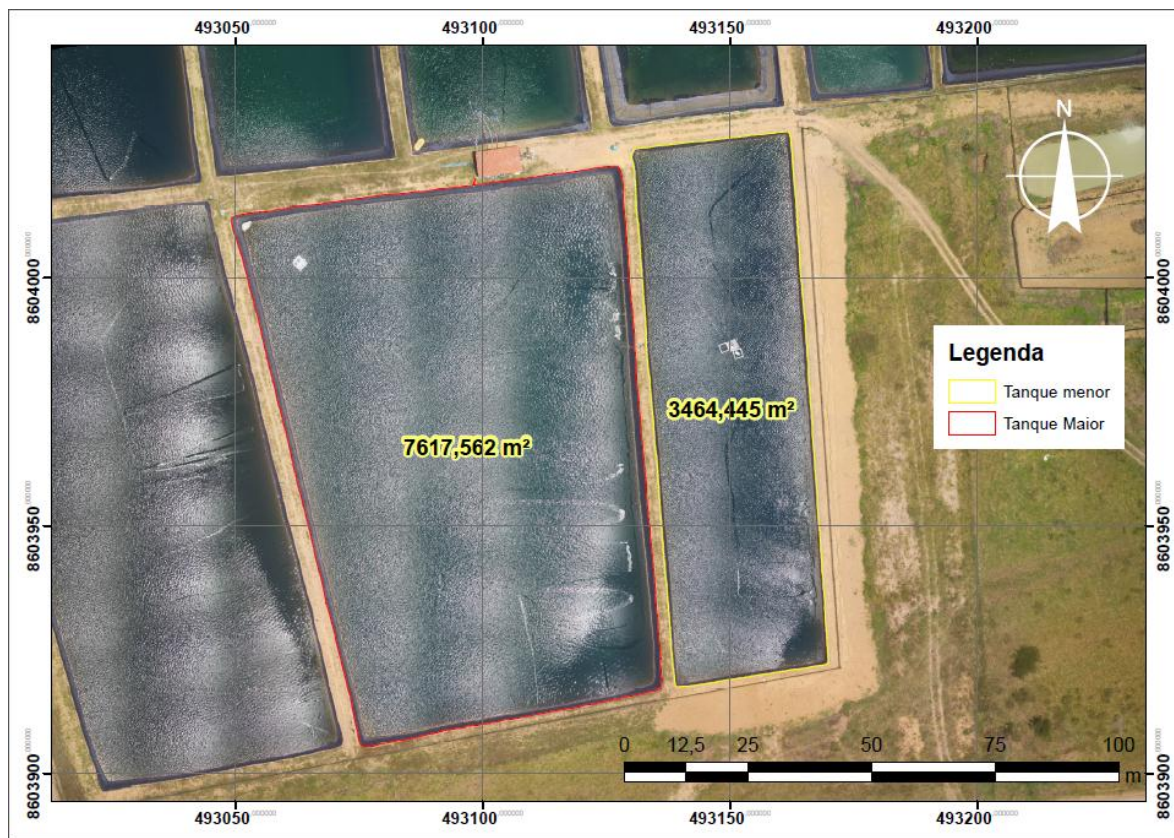


Figura 11 - Foto aérea registrada com drone dos dois reservatórios utilizados no experimento durante o ano de 2016.