

BALANÇO DE ENERGIA E EVAPORAÇÃO DA ÁGUA COM BAIXA TURBIDEZ EM RESERVATÓRIOS DE USO AGRÍCOLA

T. K. S. Borges¹, A. S. Oliveira², N. D. Silva³, J. P. C. Couto⁴

RESUMO: A disponibilidade hídrica em açudes e reservatórios de diferentes regiões do mundo 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. Dessa forma, o trabalho teve como objetivo determinar a evaporação da água com baixa turbidez armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeável destinada à irrigação da cultura do fumo para exportação. A pesquisa foi conduzida em dois reservatórios de uma Fazenda propriedade da empresa DANCO, localizada no município de Governador Mangabeira (12°37' S; 39°03' W; 218 m). Para determinação da evaporação da água por meio do método do balanço de energia com Razão de Bowen, foram utilizadas três estruturas equipadas com instrumentos para coleta dos dados; sendo duas plataformas flutuantes e uma torre meteorológica. Observa-se que na média para todo o período de 74 dias de estudo (18 de setembro a 30 de novembro de 2016), a soma dos fluxos turbulentos (calor sensível + calor latente) correspondeu a 90,3% da energia disponível (radiação líquida – calor na água). A lâmina média de evaporação encontrada foi de 4,7 mm dia⁻¹, variando de 0,61 a 8,0 mm, com total acumulado de 350 mm.

PALAVRAS-CHAVE: calor latente, razão de Bowen, micrometeorologia

ENERGY BALANCE AND EVAPORATION OF LOW TURBIDITY WATER IN AGRICULTURAL USE RESERVOIRS

ABSTRACT: Water availability in dams and reservoirs in different regions of the world has suffered a significant reduction due to the absence of rainfall, water pollution, increasing consumption in the countryside and cities and high losses due to evaporation. 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

¹ Doutoranda em Engenharia Agrícola, UFRB, Cruz das Almas - Bahia. Profª do IF-Sertão Pernambucano. E-mail: tatyana_kayty@yahoo.com.br /tatyana.borges@ifsertao-pe.edu.br

² Professor, UFRB Cruz das Almas - Bahia. E-mail: aureo@ufrb.edu.br

³ Doutorando em Engenharia Agrícola, UFRB, Cruz das Almas, Bahia. E-mail: neylon_duart@hotmail.com

⁴ Mestre em Engenharia Agrícola, UFRB, Cruz das Almas, Bahia. E-mail: jpauloengagro@gmail.com

smoke for export. The research was conducted in two reservoirs of a farm owned by the company 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 energy balance with Bowen Ratio, three structures with instruments for data collection were used, being two floating platforms and a meteorological tower. It is observed that, for the entire period of 74 days of study (September 18 to November 30, 2016), the sum of the turbulent flows (sensible heat + latent heat) corresponded to 90.3% of the available energy (net radiation - heat flux). The average evaporation was of 4.7 mm dia⁻¹, ranged from 0.61 to 8.0 mm, with a total accumulation of 350 mm.

KEYWORDS: latent heat, Bowen ratio, micrometeorology

INTRODUÇÃO

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.

A consequência imediata é 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 & Bastiaanssen, 2013; WWAP, 2015). A agricultura é responsável pela utilização de 70% da água doce do mundo, sendo a irrigação o principal setor demandante (Soto-García et al., 2013). Para tal atividade a água é tipicamente armazenada 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) como também fatores associados ao ambiente circundante em termos de vegetação e topografia da área (Abteu, 2001; Gianniou & Antonopoulos, 2007; Nordbo et al., 2011; Rong et al, 2013; McJannet et al., 2013; Majidi et al., 2015).

Gallego-Elvira et al. (2010) estudaram a perda da água por evaporação em reservatórios revestidos no sudeste da Espanha para agricultura irrigada e, verificaram que em média 86,4% do saldo de radiação foi devido ao fluxo de calor latente (1310 mm ano⁻¹). Já Craig et al. (2005)

verificaram 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 de 2,7 mm dia⁻¹, totalizando uma lâmina de 417 mm, para o maior lago do Tibete, no período de abril a setembro de 2014. 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 (Benzaghta, 2014; Wang et al., 2014; Aydin & Karakus, 2016; Cabrera et al., 2016).

Esse trabalho objetiva quantificar a evaporação da água com baixa turbidez armazenada em reservatórios revestidos com manta impermeável destinada à irrigação da cultura do fumo para exportação. Para tanto, o método do balanço de energia com razão de Bowen foi empregado.

MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi realizado em dois reservatórios artificiais de armazenamento de água localizados na 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). A fazenda é especializada no cultivo do fumo tipo Sumatra (*Nicotiana tabacum*, L) para capa de charuto, cuja produção é destinada ao mercado externo. A água é proveniente de um açude, localizado dentro da fazenda, passa por tratamento (filtração e osmose reversa) e posteriormente é armazenada nos reservatórios. Esses são escavados, com seções trapezoidais perpendiculares entre si, com base maior e base menor retangulares e, revestidos por manta (geomembrana) impermeabilizante em polietileno de alta densidade (PEAD).

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⁻¹ a 10 m de altura.

Para determinação da evaporação da água nos reservatórios por meio do balanço de energia com razão de Bowen, três estruturas com instrumentos para coleta de dados foram utilizadas, sendo duas plataformas flutuantes e uma estação meteorológica (Figura 1). 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.

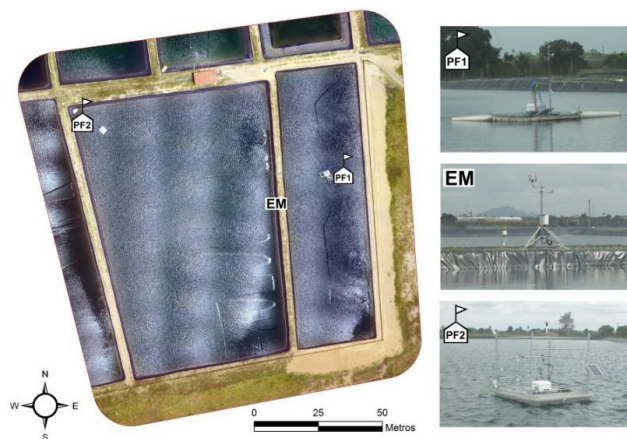


Figura 1. Vista aérea dos reservatórios (R1 e R2) selecionados para instalação das estruturas de coleta de dados experimentais (PF1 = plataforma flutuante 1; EM = estação meteorológica e PF2 = plataforma flutuante 2). Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

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, revestida com manta vinil, foi posicionada no centro do reservatório. Uma descrição detalhada das características da PF1, incluindo as etapas de construção, pode ser encontrada em Borges et al. (2016). A PF1 era equipada dos seguintes instrumentos: (a) saldo radiômetro de quatro componentes (modelo CNR4, Kipp e Zonen, The Netherlands); (b) termômetro infravermelho (modelo SI-111, Apogee Instruments, USA); (c) turbidímetro (modelo OBS 3+, Campbell Scientific, USA). 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. A primeira boia tinham a finalidade de posicionar sensores para monitoramento do perfil térmico 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. A segunda boia tinha no seu interior uma placa de isopor como suporte para quatro termopares, dois verticais e dois horizontais para monitorar a temperatura da superfície.

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 m² de área, e uma estrutura com tubos de aço galvanizado de ¾” (26,7 mm) e 1” (33,4 mm) na forma de andaime. 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. 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 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), posicionados 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. Adicionalmente, uma corda com quatro termopares tipo T (cobre-constantan) e três termistores (modelo T107, Campbell Scientific, USA) foi fixada na lateral oeste da PF. Estes sensores mediram a temperatura da água em profundidades selecionadas para fins de comparação com aquelas medidas no reservatório R1.

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, Helsinki); (b) velocidade e direção do vento por meio de conjunto anemométrico de canecas (modelo 03001, R. M. Young, USA); (c) radiação solar incidente por meio de um piranômetro (modelo SPLite, Kipp & Zonen, The Netherlands), com fator de calibração de $16,57 \mu\text{v W}^{-1} \text{m}^{-2}$. 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. Aproveitando a estrutura, instalou-se também no R2 um segundo turbidímetro de mesmo modelo daquele do R1.

O balanço de energia aplicado a um corpo hídrico é baseado no princípio de conservação da energia (Jensen & 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):

$$Q_t = R_n + Q_v - \lambda E - H - Q_w - Q_b \quad (1)$$

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 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), λE 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. 1, o fluxo de calor sensível H foi suprimido mediante a incorporação da razão de Bowen, dada por:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{(T_{sw} - T_{az})}{(e_{sw} - e_{az})} \quad (2)$$

Em que: β é a razão de Bowen (adimensional), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T_{sw} é a temperatura da superfície da água ($^\circ\text{C}$), T_{az} é a temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) na altura z (m) acima da superfície da água (0,40 m), 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.

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 foi calculada conforme Brutsaert (1982). O calor latente de vaporização da água foi determinado com base na T_{sw} e a pressão atmosférica foi determinada com base na altitude local. O termo Q_w na Eq. 1 é estimado como se segue:

$$Q_w = \rho_w c_w E (T_{sw} - T_b) \quad (3)$$

Em que: ρ_w é a densidade da água (1000 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°C .

O componente Q_b da Eq. 1 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. 1, 2 e 3, 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:

$$E_{RB} = \frac{R_n - Q_t + Q_b}{\rho_w [(1 + \beta)\lambda + c_w T_{sw}]} \quad (4)$$

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

O calor armazenado na água foi calculado de acordo com Blanken et al. (2000). O sinal do fluxo de calor Q_t na Eq. 7 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. Como as superfícies naturais em geral não se comportam como corpo negro, foi necessária correção das leituras da T_{sw} conforme a Eq. 7 a seguir:

$$T_{sw} = \left[\frac{\sigma \cdot T_r^4 - (1 - \varepsilon_{sw}) \cdot L_i}{\varepsilon_{sw} \cdot \sigma} \right]^{\frac{1}{4}} \quad (7)$$

Em que: T_{sw} é a temperatura "verdadeira" da superfície da água (K), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_r é a temperatura radiométrica da superfície (K), ϵ_{sw} é a emissividade da superfície da água (0,97) (adimensional), L_i é a radiação atmosférica incidente medida pelo CNR4.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na Figura 2 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).

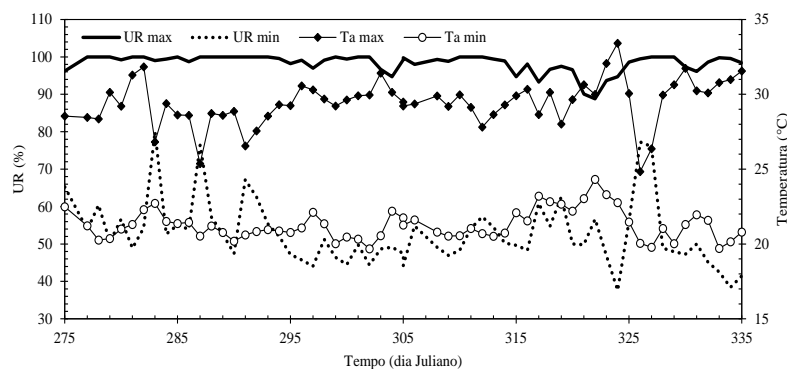


Figura 2. Dados da torre meteorológica localizada na área experimental durante o período de 02/10/2016 a 30/11/2016. $UR_{máx}$ = umidade relativa máxima, $UR_{mín}$ = umidade relativa mínima, $T_{a máx}$ = temperatura máxima do ar e $T_{a mín}$ = temperatura mínima do ar.

A amplitude média da temperatura e umidade relativa do ar foi de $13,7 \text{ }^\circ\text{C}$ e $62,4\%$, respectivamente. Verificou-se que a predominância na direção do vento para períodos de 24 horas quanto para os períodos noturno e diurno foi no setor sudeste. Isto justifica a escolha do posicionamento da PF no reservatório com maior espelho d'água, visto que necessitava de maior bordadura. Sendo imprescindível para coleta de dados mais representativos do corpo hídrico para estimativa da evaporação pelo método empregado nesse estudo.

Em relação à velocidade do vento, os maiores valores ocorreram no período diurno, com média de $3,28 \text{ m s}^{-1}$ enquanto que no período noturno esse valor foi de $1,87 \text{ m s}^{-1}$. Já a média diária da velocidade do vento na área foi de $2,57 \text{ m s}^{-1}$. O monitoramento nos reservatórios com água com baixa turbidez (aproximadamente 3 NTU) foi realizado durante um período total de 74 dias. Durante as medições não houve bombeamento de água para irrigação da cultura do fumo. A gerência da Fazenda utilizou água dos demais reservatórios para esse fim, garantido espelho d'água máximo no R2 para aplicação do método de balanço de energia com Razão de Bowen. No período de monitoramento não foram detectadas falhas nos dados coletados dos

diferentes instrumentos em ambos os reservatórios. A Figura 3A mostra a variação temporal de β 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.

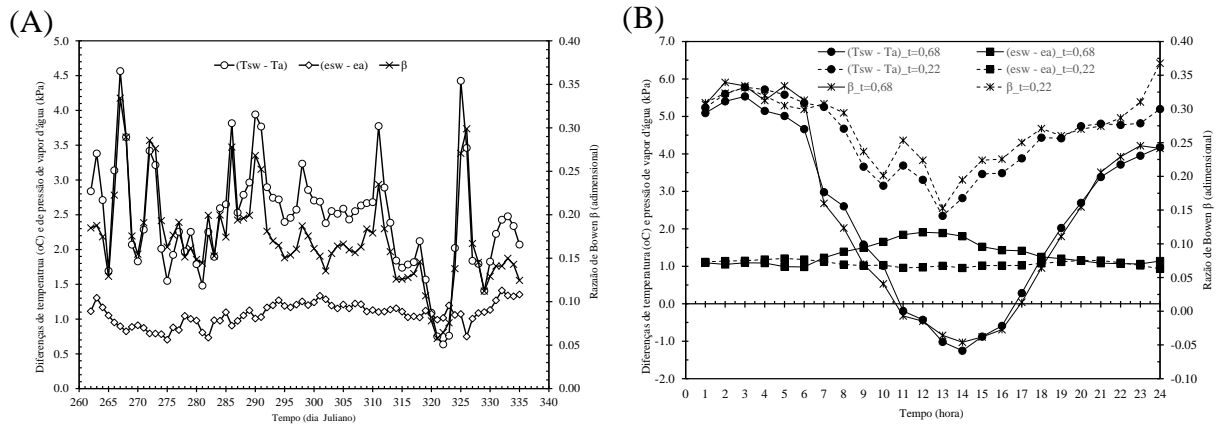


Figura 3. Valores diários (A) e horários (B) da razão de Bowen β e da diferença de temperatura ($T_{sw} - T_a$) e déficit de pressão de vapor d'água ($e_{sw} - e_a$) sobre o espelho d'água do reservatório R2, com termohigrômetro a 40 cm acima da água. Em (A) tem-se, como exemplo, dois dias com alta ($\tau = 0,68$) e baixa ($\tau = 0,22$) transmissividade atmosférica.

Assim calculados, observa-se persistência de valores positivos de β , 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. A Figura 4B exemplifica os efeitos da nebulosidade sobre a variação horária de β 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 ($\tau_{atm} = 0,68$, DJ 334) para 0,27 ($\tau_{atm} = 0,22$, 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.

O termo Q_b das Eq. 1 e Eq. 4 foi considerado insignificante, 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. 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). A Figura 4 mostra a regressão entre dados horários (N = 1776) das 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.

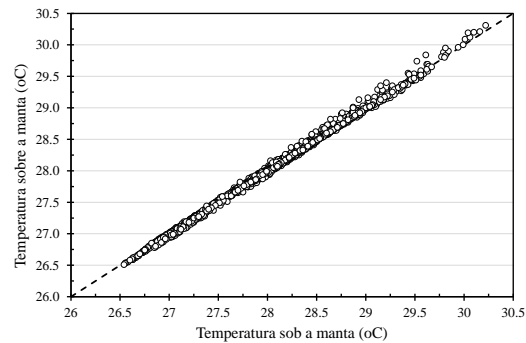


Figura 4. Regressão entre as temperaturas sob e sobre a manta de revestimento do reservatório R1, medidas com termopar tipo T. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

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 $179,2 \text{ W m}^{-2}$.

A Figura 5 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). No gráfico, cada ponto corresponde a uma média de 24 valores horários, exceto para H cujos valores foram obtidos a partir do produto $\beta \cdot \text{LE}$, sendo β também média diária de 24 valores horários.

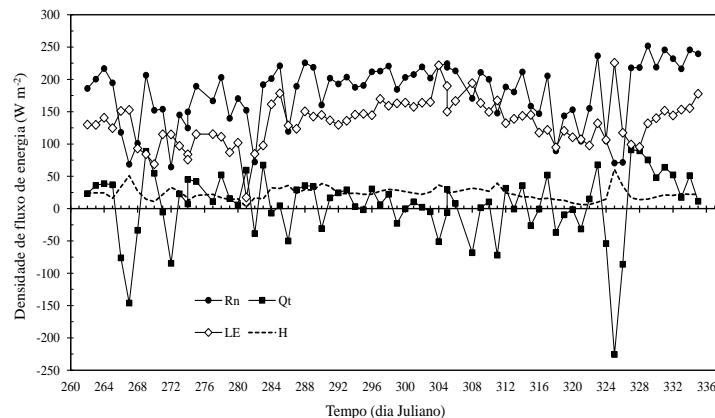


Figura 5. Valor médio diário da densidade de fluxo de radiação líquida (R_n), armazenamento de calor na água (Q_t), calor latente (LE) e calor sensível (H) no reservatório R2 no período experimental de 74 dias. Fazenda Santo Antônio, Governador Mangabeira, Bahia.

Como era esperado, a R_n 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 5 foi de 252 W m^{-2} e o mínimo de 64 W m^{-2} , com média de 179 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 (τ_{atm}) foi inferior a 0,25. Por outro lado, valores mais altos de R_n estão associados a dias de céu claro ($\tau_{\text{atm}} \geq 0,60$), 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 W m^{-2} (noite) a 733 W m^{-2} (dia). 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. O fluxo de calor latente LE na Figura 6 é termo residual 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 $17,3 \text{ W m}^{-2}$ a $225,7 \text{ W m}^{-2}$, com média de $133,4 \text{ W m}^{-2}$. 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 6, aos dias de maior nebulosidade, alguns deles já identificados anteriormente. Em DJ 267 ($\tau_{\text{atm}} = 0,23$) e 325 ($\tau_{\text{atm}} = 0,22$), por exemplo, o fluxo de calor latente foi muito superior à radiação líquida às custas da redução do calor armazenado na água.

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 β é utilizado para obtenção de LE e depois para obtenção de H a partir de LE. Portanto, em reservatório artificial revestido com manta de água com baixa turbidez após tratamento, 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; 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 (m s^{-1}) pela diferença de temperatura ($T_{\text{sw}} - T_a$) ($^{\circ}\text{C}$) e para o caso de LE pelo produto de U pelo déficit de pressão de vapor d'água ($e_{\text{sw}} - e_a$) (kPa).

A evaporação diária segundo o método do balanço de energia com razão de Bowen variou de 0,61 a 8,0 mm, com média de 4,7 mm dia⁻¹. A lâmina de evaporação acumulada encontrada para o período total de experimento foi de 350 mm. 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⁻¹ no período seco e 3,7 mm dia⁻¹ no período chuvoso, com um evaporação acumulada máxima de 20 mm dia⁻¹ no verão.

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. Enquanto que 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. 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.

CONCLUSÕES

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⁻¹.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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

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.

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.

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.

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 m². *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 20, n. 10, p. 874-879, 2016.

CRAIG, I.; GREEN, A.; SCOBIE, M.; SCHMIDT, E. Controlling Evaporation Loss from Water Storages. *NCEA publicação*, v. 1, n. 1, p. 148, 2005.

CURTARELLI, M. P.; ALCÂNTARA, E. H.; ARAÚJO, C. A. S.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. Avaliação da dinâmica temporal da evaporação no reservatório de Itumbiara, GO, utilizando dados obtidos por sensoriamento remoto. *Revista Ambiente & Água*, v. 8, n. 1, p. 272, 2013.

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.

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

GALLEGO-ELVIRA, B.; BAILLE, A.; MARTÍN-GÓRRIZ, B.; MAESTRE-VALERO, J. F.; MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, 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.

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.

JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, 2^a ed., 2016, 744 p.

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.

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-ÁLVAREZ, 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.; 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. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, n. D2, 2011.

RONG, Y.; SU, H.; ZHANG, R.; DUAN, Z. Effects of climate variability on evaporation in Dongping Lake, China, during 2003–2010. *Advances in Meteorology*, v. 2013, 2013.

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

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.

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.

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.

WWAP - Programa Mundial de Avaliação da Água das Nações Unidas. Encarando os Desafios: Estudos de Caso e Indicadores. Paris, UNESCO, 2015, 78 p.