

Artículo original

Variación estacional de la temperatura media y los flujos advectivos y atmosféricos de calor en un embalse tropical andino

Seasonal variability of advective and atmospheric heat fluxes and mean temperature in a tropical Andean reservoir

Arlex Marín-Ramírez^{1,*}, Andrés Gómez-Giraldo², Ricardo Román-Botero²

¹ Grupo de Investigación en Limnología y Recursos Hídricos, Universidad Católica de Oriente, Rionegro, Antioquia, Colombia

² Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia

Resumen

Con el objetivo de determinar los factores que dominan la dinámica térmica en la escala estacional de un embalse tropical andino, se calculó el balance de energía usando datos de campo, correlaciones empíricas y el modelo numérico hidrodinámico CE-QUAL-W2. Se planteó un método para la estimación de los cambios en la temperatura media inducidos por los flujos de calor atmosféricos y advectivos considerando el efecto de los cambios de volumen. Se encontró que la tasa de cambio de la temperatura media asociada con los flujos advectivos era, en promedio, el doble de la asociada con los flujos atmosféricos y hasta 13 veces mayor en el período húmedo. Un balance de energía a escala estacional en un embalse dominado en tal medida por los flujos advectivos no se había reportado previamente. Los principales factores que explicarían este comportamiento fueron el reducido tiempo de renovación del agua ($V/Q \sim 50$ días), la ubicación sobre la zona de convergencia intertropical y su influencia en el ciclo de radiación solar incidente y la precipitación, y la velocidad del viento sobre la superficie asociada con una morfología encañonada. Estas características suelen ser recurrentes en los embalses andinos, lo que sugiere un régimen térmico distintivo en algunos de estos sistemas que sería determinante para sus procesos biogeoquímicos.

Palabras clave: Embalse tropical andino; Ciclo anual de temperatura; Balance de energía; Simulación numérica; Flujos advectivos.

Abstract

To identify the main factors controlling the seasonal thermal dynamics of an Andean tropical reservoir, we estimated the energy balance using field data, empirical correlations, and hydrodynamic modeling with CE-QUAL-W2. We propose a methodology for estimating variations in the mean temperature induced by advective and atmospheric fluxes considering volume changes. We found that the temperature variations related to advective fluxes were two times higher than those related to atmospheric fluxes and could be up to 13 times higher in the wet season. To our best knowledge, there are not reports showing reservoir energy balances where advective fluxes dominate temperature variations in such a high degree. The main factors explaining this behavior would be a short flushing time ($V/Q \sim 50$ days), the location of the reservoir in the intertropical convergence zone and its influence on the incident solar radiation and precipitation, as well as its canyon-type morphology and low wind velocity. These features are common in tropical Andean reservoirs suggesting a distinctive thermal regime, which, in turn, could be determinant to the biogeochemical processes in these systems.

Keywords: Tropical Andean reservoir; Temperature annual cycle; Energy budget; Numerical modeling; Advective heat fluxes.

Citación: Marín-Ramírez A, Gómez-Giraldo A, Román-Botero R. Variación estacional de la temperatura media y los flujos advectivos y atmosféricos de calor en un embalse tropical andino. Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat. 44(171):360-375, abril-junio de 2020. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1081>

Editor: Silvia Lucía Villabona González

***Correspondencia:**

Arlex Marín-Ramírez;
amarin@uco.edu.co

Recibido: 6 de noviembre de 2019

Aceptado: 28 de mayo de 2020

Publicado: 30 de junio de 2020



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

Introducción

La dinámica de la temperatura dentro de un embalse es el resultado de los flujos de calor que intercambia el cuerpo de agua con su entorno a través de las interfaces agua-atmósfera y agua-sedimento, así como de los flujos advectivos de entrada y salida del embalse (**Henderson-Sellers**, 1986). Estos flujos condicionan los ciclos de estratificación y mezcla y, por lo tanto, tienen un papel fundamental en los procesos de calidad del agua (**Eckert, et al.**, 2002; **Lewis**, 1987), además de influir en el régimen térmico del río aguas abajo (**Jiang, et al.**, 2018).

Diversos estudios se han llevado a cabo en lagos y embalses para conocer la variación estacional de los flujos de calor, del contenido de energía térmica (que en adelante denominamos solo “energía”) y de la temperatura, así como de los ciclos de estratificación y mezcla en la columna de agua. Los resultados han evidenciado que, en la mayoría de los casos, el principal factor que gobierna la variabilidad estacional del contenido de energía son los flujos de calor atmosféricos (**Henderson-Sellers**, 1986), especialmente la radiación solar incidente (**Boehrer & Schultze**, 2008). Estas conclusiones se han obtenido principalmente del estudio de sistemas de latitudes medias a altas, en las cuales la variación estacional de la radiación solar es marcada. Sin embargo, en latitudes bajas los cambios estacionales de la radiación de onda corta son menores y otros factores adquieren importancia en la evolución estacional de la temperatura (**Lewis**, 1987, 1996; **Talling**, 2011).

Dada la reducida amplitud de la radiación solar, los sistemas tropicales presentan pocas diferencias entre la temperatura superficial y la del fondo y un constante flujo vertical de calor. En consecuencia, la estabilidad de la columna de agua es menor y la estructura térmica es más susceptible a variaciones por fenómenos meteorológicos específicos como los vientos fuertes, la baja o alta nubosidad, etc. (**Lewis**, 1987), lo que resalta la importancia de los fenómenos meteorológicos propios de la zona donde se ubica el cuerpo de agua, como el paso de frentes fríos o la presencia de monzones (**Curtarelli, et al.**, 2014; **McGloin, et al.**, 2015; **Zwieten, et al.**, 2012) y su interacción con las características propias del sistema, como el tiempo de renovación del agua (**Monsen, et al.**, 2002), la morfometría, y el grado de exposición al viento, entre otras (**Henry & Barbosa**, 1989; **Townsend**, 1998).

Al igual que en los sistemas templados, a menudo se considera preponderante el intercambio de energía atmosférica en el balance de energía de sistemas en latitudes medias y bajas (**Lewis**, 1983a; **McGloin, et al.**, 2015; **Talling & Lemoalle**, 1998; **Townsend, et al.**, 1997; **Verburg & Antenucci**, 2010). Sin embargo, el flujo de calor advectivo asociado con el caudal y la temperatura de afluentes y efluentes también tienen la capacidad de alterar la estructura térmica, aunque su repercusión ha sido menos estudiada. En general, los flujos advectivos tienen dos efectos diferenciados: un flujo neto de energía térmica y un aporte de energía cinética turbulenta disponible para la mezcla (**Carmack, et al.**, 1979; **Wiegand, et al.**, 1982). La importancia de los afluentes en los procesos de mezcla se ha reportado en sistemas de climas templados (**Carmack, et al.**, 1979; **Fenocchi, et al.**, 2017; **Laval, et al.**, 2012; **Wiegand, et al.**, 1982), subtropicales y tropicales (**Kimura, et al.**, 2014; **Román-Botero, et al.**, 2013; **Wang, et al.**, 2012; **Xie, et al.**, 2017; **Xing, et al.**, 2012), pero la relevancia de los flujos advectivos en el contenido y la variación de la energía se ha investigado menos.

En sistemas de zonas templadas el flujo advectivo es frecuentemente un factor secundario, dada la amplitud estacional de la radiación solar. Aun así, en ocasiones se le ha reconocido una importancia significativa, por lo menos en ciertas épocas del año (**Carmack, et al.**, 1979; **Moreno-Ostos, et al.**, 2008; **Owens**, 1998; **Wiegand, et al.**, 1982). En latitudes bajas sería razonable esperar que, eventualmente, la reducida variabilidad de la radiación solar permitiera que los flujos advectivos en el ciclo anual del contenido de energía cobraran mayor relevancia. Sin embargo, también los estudios en sistemas tropicales han relegado a un segundo lugar el efecto de los flujos advectivos (**Lorenzetti, et al.**, 2015; **McGloin, et al.**, 2015; **Townsend, et al.**, 1997; **Verburg & Antenucci**, 2010), aunque en unos pocos casos se han cuantificado.

Lewis (1983b) incluyó los flujos advectivos en el balance de energía del lago Valencia y los halló insignificantes, lo cual se explica por la gran importancia de la evaporación en el balance de masa en dicho lago. Posteriormente, Xing, *et al.* (2012) y Xie, *et al.* (2017) los cuantificaron en embalses con tiempos de residencia de 2,5 meses y 37 días, respectivamente, y encontraron que su magnitud era comparable a la de los atmosféricos. Sin embargo, estos estudios no analizaron su estacionalidad ni su efecto en los cambios de temperatura.

Para diferenciar la importancia relativa de los flujos advectivos y atmosféricos de calor es importante considerar que los primeros generan cambios en la masa almacenada en el lago, por lo que una comparación directa entre los flujos no permite determinar el efecto relativo de cada uno en el cambio de la temperatura media. De hecho, si las variaciones en el volumen almacenado son importantes, el ciclo anual del contenido de energía podría no tener correspondencia directa con el de la temperatura media sino con el aumento y disminución del nivel. En estos casos, es más conveniente analizar las variaciones en la temperatura media que el contenido de energía (Townsend, *et al.*, 1997).

En el presente estudio se describe el cambio estacional de la temperatura media de un embalse tropical andino asociado con los flujos advectivos y atmosféricos de calor para determinar los principales factores que lo producen. La metodología permitió separar el efecto del flujo advectivo en las variaciones del volumen y cuantificar las variaciones de la temperatura media asociadas con cada flujo diariamente durante 14 meses. La información requerida se recolectó en campo y se complementó con estimaciones indirectas y una modelación numérica utilizando el modelo hidrodinámico y de calidad de agua CE-QUAL-W2.

Materiales y métodos

Sitio de estudio

Amaní es un embalse tropical (5°33' N) ubicado en el departamento de Caldas, Colombia, sobre la vertiente oriental de la cordillera Central andina. Entró en operación en el 2002 y es utilizado para la generación de energía eléctrica en la central Miel I de la empresa ISAGEN. El embalse está formado por el represamiento del río La Miel 500 m, aguas abajo de su confluencia con el río Moro, mediante una presa de 188 m de altura y 340 m de longitud de cresta. El vertedero se encuentra en la cota de los 445,5 m s.n.m., con una profundidad de 170 m en ese nivel, un volumen total de 590 Hm³ y un área superficial de 12,3 km². El embalse se encuentra en un cañón profundo y se compone de dos brazos principales: el del río La Miel, de 20 km de longitud, y el del río Moro, de 13 km. El ancho máximo es de 400 m cerca de la presa. Existe, además, un pequeño brazo formado por la quebrada Santa Bárbara, afluente del río Moro (**Figura 1**).

El embalse cuenta con tres estructuras para la extracción del agua: un vertedero de excedencias sobre el cuerpo de la presa, una descarga de fondo con tomas a 341,6 y 293 m s.n.m., las cuales no operaron durante el periodo de estudio, y la estructura de captación adyacente a la presa en la cota de 375 m s.n.m.

Información utilizada

La información utilizada para la estimación de los flujos de calor se agrupó en tres categorías: a) datos de campo, b) estimaciones indirectas y c) datos generados mediante la modelación numérica.

a) Datos de campo

Durante 14 meses se hicieron cinco campañas de medición en los meses de febrero, abril (en adelante abril/12), agosto y octubre de 2012 y abril de 2013 (en adelante abril/13). Se midieron perfiles de temperatura con un equipo multiparamétrico CTD Sea-Bird SBE 25 (precisión: 0,001 °C, frecuencia de muestreo: 8 Hz), con el cual se registraron datos aproximadamente cada 0,2 m. Los perfiles se realizaron a lo largo de los tres brazos que conforman el embalse, pero para efectos del presente trabajo se usó la información en cercanías de la presa (**Figura 1**).

Durante las campañas se midió la temperatura del aire y la humedad relativa cada 30 minutos mediante una estación meteorológica DAVIS Vantage VUE®. La temperatura superficial del agua en cercanías de la presa y la temperatura de ingreso de los ríos La Miel y Moro, se midieron entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012 mediante termistores HOBO® Pro v2 (precisión de 0,2 °C y resolución de 0,02 °C), con una frecuencia de 15 minutos.

Los registros de temperatura de los ríos correspondieron a un período hidrológico de transición de caudales bajos a altos, por lo que se logró capturar un espectro relativamente amplio de caudales.

La radiación solar media diaria se midió en las estaciones El Vergel, Cañaverál, Florencia y Berlín, operadas por ISAGEN. Se usaron los valores de la temperatura del aire, la velocidad del viento media diaria y los registros diarios de humedad relativa máximos y mínimos en la estación El Vergel. También se utilizó la información diaria de la media del nivel del embalse, los caudales en los ríos La Miel (estación Puente Samaná) y Moro (estación Tarro Pintado) y los caudales de la descarga de fondo y de la captación suministrada por ISAGEN (Figura 1).

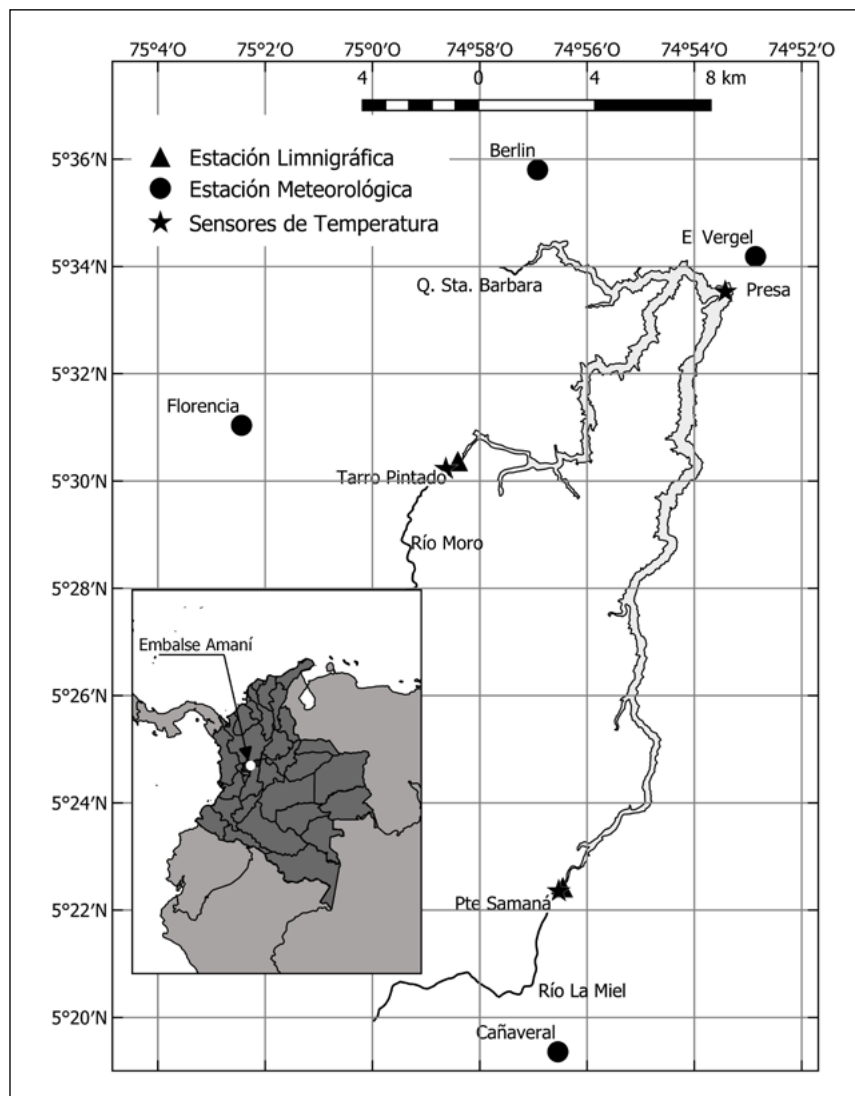


Figura 1. Localización del embalse Amani y ubicación de las estaciones de medición.

b) Estimaciones indirectas

La nubosidad se estimó a partir de la radiación solar promedio de las estaciones disponibles utilizando la relación de Angstrom-Prescott (Paulescu, *et al.*, 2016):

$$\frac{R}{R_{ext}} = \alpha + \beta \frac{n}{N} \quad (1),$$

donde R es la radiación media diaria sobre la superficie terrestre, R_{ext} es la radiación diaria extraterrestre, n es el número de horas de brillo solar, N es el número de horas posibles de brillo solar y los parámetros α y β son coeficientes de calibración que dependen del sitio de estudio. Guzmán, *et al.* (2013) cuantificaron α en 0,26 y β en 0,51 para la región de Cenicafé en el departamento de Caldas, Colombia, a una distancia aproximada de 100 km del embalse Amaní. La radiación extraterrestre se estimó siguiendo a Allen, *et al.* (2006). A partir de la ecuación (1), y con los datos de radiación medidos, se obtuvo la relación n/N , de donde la nubosidad se estimó como $C = 1 - n/N$.

La temperatura de rocío (T_r) (tomada del código fuente del modelo), se estimó como:

$$T_r = \frac{237,3 \left(\frac{\ln e_a}{2,3026} - 0,6609 \right)}{7,5 - \left(\frac{\ln e_a}{2,3026} - 0,6609 \right)} \quad (2),$$

donde $e_a = e_s HR/100$ es la presión de vapor de agua en el aire en [mmHg], y

$$e_s = e^{2,3026 \left(\frac{7,5T_a}{T_a + 237,3} + 0,6609 \right)} [\text{mmHg}] \quad (3),$$

es la presión de vapor de saturación calculada con la temperatura del aire T_a [°C].

La temperatura media diaria de los ríos La Miel y Moro durante los 14 meses del estudio se estimó mediante una correlación lineal múltiple del registro disponible con la temperatura del aire (T_a [°C]), la radiación solar media diaria (R [W/m^2]) y el caudal (Q [m^3/s]):

$$T_{Miel} [\text{°C}] = 18,78 + 7,19 \times 10^{-3} R + 1,26 \times 10^{-1} T_a - 2,60 \times 10^{-2} Q_{Miel} \quad (4),$$

$$T_{Moro} [\text{°C}] = 19,60 + 3,26 \times 10^{-3} R + 1,38 \times 10^{-1} T_a - 4,75 \times 10^{-2} Q_{Moro} \quad (5).$$

Los coeficientes de correlación múltiple fueron de 0,82 para el río La Miel y de 0,83 para el río Moro.

El caudal afluente no medido, el cual ingresa por la quebrada Sta. Bárbara y demás afluentes menores, se estimó mediante el balance de masa. La temperatura asociada con esta afluencia se supuso igual a la del río Moro.

c) Modelación numérica

El modelo CE-QUAL-W2 (en adelante W2) se implementó con el fin de tener series continuas de temperatura en el embalse. Este es un modelo bidimensional que hace una aproximación en diferencias finitas de las ecuaciones de movimiento integradas lateralmente. Incluye la conservación de masa, el balance de momentum horizontal y el de momentum vertical reducido a la condición hidrostática. Además, simula la ecuación de transporte de constituyentes y de energía térmica en conjunto con la ecuación de estado para la densidad del agua en función de la temperatura y la concentración de sólidos disueltos y en suspensión. En Cole & Wells (2011) se pueden consultar los detalles adicionales.

Al ser un modelo bidimensional, W2 es particularmente apropiado para sistemas en los que predominen los gradientes verticales y longitudinales, como es el caso del embalse Amaní debido a su morfometría encañonada. Se ha empleado con éxito para simular la evolución de la estructura térmica, los procesos de transporte y diferentes parámetros de calidad del agua en embalses (Boegman, *et al.*, 2001; Chung & Gu, 1998; Kim & Kim, 2006).

El dominio geométrico del embalse Amaní se representó mediante 88 segmentos longitudinales y 383 capas verticales definidas a partir de una batimetría realizada en el año 2008. La longitud de los segmentos varió entre 100 y 500 m y el espesor de todas las capas fue de 0,5 m. Se simularon en total 422 días a partir del 13 de febrero del 2012, con condiciones iniciales obtenidas de la primera campaña de campo, y hasta el 10 de abril del

2013, fecha en la que se realizó la última campaña de medición. El modelo W2 calcula el paso de tiempo requerido para que haya estabilidad numérica; en este caso fue de 139 s en promedio. Debido a que todas las variables de entrada correspondían a valores medios diarios, el ciclo diario no quedó representado en la simulación. La calibración del modelo se hizo con los registros de temperatura superficial y de los perfiles medidos aplicando el estadístico RMSE. En la **tabla 1** se presentan las condiciones iniciales, los principales forzantes físicos y los parámetros de calibración usados en la simulación.

Dado que este estudio se centró en la evaluación de los flujos de calor, se muestran a continuación las formulaciones usadas por el modelo para el cálculo del intercambio de energía superficial.

Radiación de onda larga incidente. Se estima siguiendo a **Swinbank** (1963) (válida para $T_a \geq 5^\circ\text{C}$):

$$\phi_{rol_i} = 5,31 \times 10^{-13} T_a^6 (1 + 0,17C^2) 0,97 \quad [W m^{-2}] \quad (6),$$

donde T_a es la temperatura del aire en Kelvin y C es la nubosidad expresada en fracción entre cero y uno.

La radiación de onda larga emitida se estima mediante la ley de Stefan-Boltzmann:

$$\phi_{rol_e} = \epsilon \sigma T_{sup}^4 \quad (7),$$

donde ϵ es la emisividad del agua (0,97), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-1}$) y T_s es la temperatura superficial del agua en Kelvin.

Flujo de calor latente. Se estima mediante la aproximación aerodinámica:

$$\phi_{lat} = f(w) (e_s - e_a) \quad (8),$$

donde e_s es la presión de vapor de saturación en *mmHg* calculada a partir de la temperatura superficial, e_a es la presión de vapor atmosférica en iguales unidades y $f(w)$ es una función del viento de la forma $f(W) = a + bw_2^c$, donde w_2 es la velocidad del viento en *m/s* a dos metros de altura sobre la superficie del agua. Los parámetros a , b y c se deben calibrar para

Tabla 1. Condiciones iniciales, forzantes y parámetros de calibración del modelo CE-QUAL-W2.

Condiciones iniciales	
Temperatura	Perfil medido en febrero cerca de la presa
Forzantes	
Caudal	
<i>Afluente*</i>	Registro en Puente Samaná y Tarro Pintado
<i>Efluente</i>	Registro de los caudales operados
Temperatura de afluentes	Ecuaciones (4) y (5)
Meteorología	
Radiación solar	Registros El Vergel, Cañaveral, Florencia y Berlín
Temperatura del aire	Registro El Vergel
Punto de rocío	Registro El Vergel y ecuación (2)
Velocidad y dirección del viento	Registro El Vergel
Nubosidad	Registro El Vergel y ecuación (1)
Parámetros de calibración	
Coefficiente de extinción de luz**	0,7 m ⁻¹
Parámetros para el flujo de calor superficial** ecuación (8) y (9)	
<i>a</i>	4,14
<i>b</i>	0,46
<i>c</i>	2,00

*Ajustado mediante balance de masa; **Calibrado con temperatura superficial

el sitio específico (McJannet, *et al.*, 2012). En este estudio se usaron los valores de 4,14, 0,46 y 2, respectivamente (Tabla 1), los cuales se obtuvieron del proceso de calibración del modelo numérico.

Flujo de calor sensible. El flujo de calor sensible se estima mediante

$$\phi_{sen} = C_c f(w) (T_{sup} - T_a) \quad (9),$$

donde $C_c = 0,47 \text{ mmHg } ^\circ\text{C}^{-1}$ es la constante psicrométrica y $f(w)$ es la función del viento definida para el flujo de calor latente.

De los resultados de la simulación se extrajeron las series de temperatura superficial, temperatura del agua captada y perfiles de temperatura en la zona de presa. Esta información es necesaria en la estimación de los flujos de energía superficiales y advectivos, así como de la temperatura media diaria del embalse según se expone en la siguiente sección.

Formulaciones para el balance de energía y la variación de la temperatura media

Despreciando el intercambio de energía a través de los sedimentos, la ecuación para el balance de energía de todo el embalse se puede escribir como (Owens, 1998):

$$\rho c \frac{d(VT_m)}{dt} = \Phi_{adv} + \Phi_{atm} \quad (10),$$

donde ρ y c son la densidad y calor específicos del agua, respectivamente, V es el volumen de agua almacenada, T_m es la temperatura media del embalse, Φ_{adv} es el flujo advectivo de calor y Φ_{atm} es el flujo neto total de energía superficial, ambos positivos cuando aumentan la energía del embalse. Por su parte, la temperatura media T_m se define como:

$$T_m = \frac{1}{V} \int_{vol} T dV \quad (11),$$

donde dV es el volumen diferencial de una parcela del embalse con temperatura T y se debe integrar sobre todo el volumen de agua almacenada. Dado que el objetivo era analizar la dinámica de la temperatura media a escala estacional, en este estudio se despreciaron las variaciones horizontales de la temperatura, por lo tanto, la temperatura media se estimó asumiendo la homogeneidad horizontal del perfil simulado en la zona más profunda del embalse, ubicada en cercanías de la presa.

El flujo de calor neto superficial Φ_{atm} está dado por:

$$\Phi_{atm} = (\phi_{roc} + \phi_{rol_i} - \phi_{rol_e} - \phi_{lat} - \phi_{sen}) A_s \quad (12),$$

donde A_s es el área superficial, ϕ_{roc} es la radiación solar y los demás términos se estiman mediante las ecuaciones (6) a (9).

El flujo de calor advectivo se calcula como:

$$\Phi_{adv} = \rho c \left[\sum_{N. afluentes} Q_i T_i - \sum_{N. efluentes} Q_s T_s \right] \quad (13),$$

donde Q y T son el caudal y la temperatura, respectivamente, y los subíndices i y s hacen referencia a los afluentes y efluentes, respectivamente.

Dado que los flujos de energía pueden inducir tanto cambios de temperatura como de volumen, no es conveniente comparar directamente la magnitud del flujo de calor superficial Φ_{atm} con la del flujo advectivo Φ_{adv} para determinar la importancia relativa de estos en las variaciones de temperatura sin antes descontar de estos flujos su efecto en los cambios de volumen.

Una forma de estimar el aporte individual de dichos flujos en los cambios de la temperatura se obtiene expresando la ecuación (10) en términos de los cambios discretos de la temperatura media y del volumen en un intervalo de tiempo Δt . Luego de integrar y resolver para $(\Delta T_m)/\Delta t$, se obtiene:

$$\Delta \dot{T} = \frac{\Delta T_m}{\Delta t} = \underbrace{\frac{\bar{\Phi}_{atm}}{V_f \rho c}}_{\Delta \dot{T}_{atm}} + \underbrace{\frac{1}{V_f} \left[\frac{\bar{\Phi}_{adv}}{\rho c} - T_{m_0} \frac{\Delta V}{\Delta t} \right]}_{\Delta \dot{T}_{adv}} \quad (14),$$

donde T_{m0} es la temperatura media en el embalse al inicio y V_f es el volumen embalsado al final del intervalo Δt . La barra sobre Φ indica valores medios sobre el intervalo de tiempo y ΔV es el cambio de volumen por diferencias entre los caudales afluente y efluente. El cambio de volumen por evaporación se desprecia, dado que en el embalse Amaní se estimaron tasas de evaporación cercanas a 3 mm/día con base en el flujo de calor latente, en tanto que el aporte neto equivalente de los caudales fue de 66 mm/día en promedio y alcanzó valores máximos de 2.400 mm/día.

Se utilizó un intervalo de tiempo de integración de un día en concordancia con la resolución temporal de la información hidrometeorológica disponible. Se consideró, por lo tanto, que el flujo de calor medio diario era aproximadamente igual al flujo de calor estimado a partir de los valores medios diarios de las variables hidrometeorológicas requeridas.

En la ecuación (14), el término $\Delta \dot{T}_{atm} = \bar{\Phi}_{atm} / (V_f \rho c)$ cuantifica la tasa de aumento en la temperatura asociada con el flujo de calor superficial y el término $\Delta \dot{T}_{adv} = 1/V_f [\bar{\Phi}_{adv} / \rho c - T_{m0} \Delta V / \Delta t]$ cuantifica la tasa de aumento de la temperatura asociada con los flujos advectivos. Estos términos se pueden comparar directamente para determinar la fracción del cambio de temperatura asociado con cada componente del flujo de energía.

Resultados

Simulación numérica

En la **figura 2** se muestra la evolución de los perfiles verticales de temperatura y de la temperatura superficial en cercanías de la presa. Tanto las mediciones como la simulación numérica muestran una estratificación permanente. La diferencia de temperatura entre la superficie y el fondo, según las mediciones, estuvo entre 6 y 8 °C. La termoclina se observó a una profundidad entre los 2 y 6 m aproximadamente. Cerca de la cota de 370 m. s.n.m. se formó un gradiente de temperatura menos pronunciado que el de la termoclina, el cual variaba su intensidad estacionalmente, aumentando en agosto y octubre y reduciéndose en febrero y abril, especialmente en el 2012. La profundidad de la capa de mezcla, la termoclina y el gradiente de temperatura profundo, así como su variabilidad estacional, fueron captados satisfactoriamente por el modelo, lo que sugiere que este reproduce bien el balance de los flujos de calor y los principales procesos de transporte y mezcla al interior del embalse. El RMSE para los perfiles de temperatura varió entre 0,24 y 0,44 °C, con un valor medio de 0,38 °C, y el de la temperatura superficial fue de 0,4 °C.

Flujos atmosféricos y temperatura superficial

La precipitación media mensual registrada en la estación El Vergel fue de 224 mm. Se observan dos periodos de altas precipitaciones en el 2012, el primero entre marzo y mayo

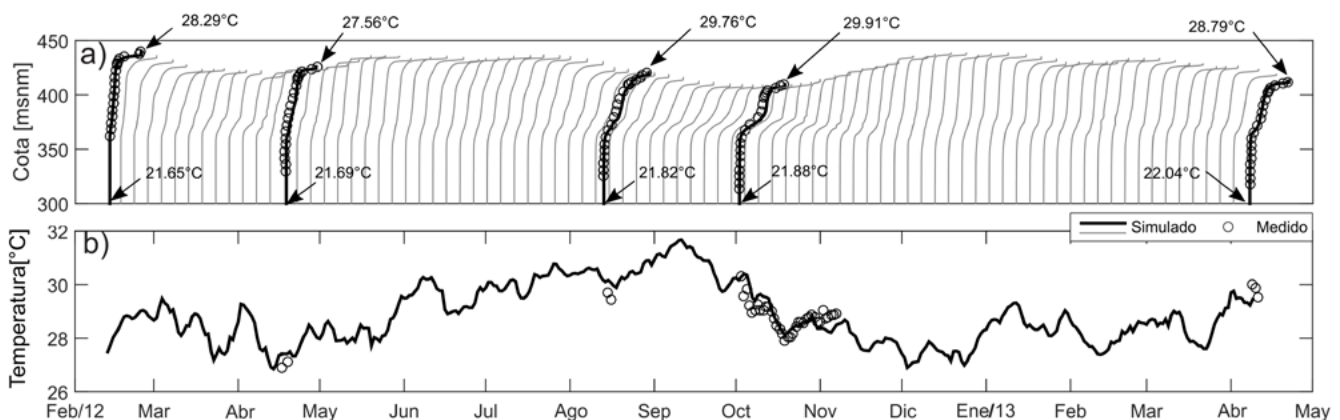


Figura 2. Temperatura simulada y medida. **a)** Perfiles de temperatura a 100 m la presa. **b)** Temperatura superficial a 100 m de la presa

y el segundo entre octubre y diciembre. Durante enero del 2013 se redujo la precipitación y aumentó nuevamente en febrero y marzo del 2013. El periodo de junio a septiembre fue el más seco (**Figura 3a**).

La época seca se caracterizó por tener una temperatura de rocío, una velocidad del viento y una nubosidad inferiores al resto del año. La temperatura del aire (**Figura 3b**) no evidenció variaciones estacionales significativas, aunque tuvo una mayor variabilidad en los meses secos. La topografía encañonada de la zona puede explicar los bajos valores de la velocidad del viento, cuyo promedio diario no superó los 2 m/s (**Figura 3c**).

El promedio anual de la radiación solar diaria fue de $169,4 \text{ W/m}^2$ y osciló aproximadamente entre 100 W/m^2 y 250 W/m^2 (**Figura 3e**). La máxima radiación promedio mensual fue de $217,0 \text{ W/m}^2$ en septiembre y la mínima de $133,4 \text{ W/m}^2$ en noviembre. Desde junio hasta septiembre se observó un aumento progresivo de radiación solar en concordancia con el aumento en la radiación extraterrestre y los escasos eventos de precipitación. A partir de octubre la radiación extraterrestre empezó a disminuir e inició el periodo de lluvias frecuentes, lo que redujo la cantidad de radiación incidente sobre la superficie del agua debido al aumento de la nubosidad (**Figura 3d**). En el mes de abril suele producirse otro máximo en la radiación extraterrestre, sin embargo, este mes se caracterizó por precipitaciones constantes y, por lo tanto, alta nubosidad, lo que redujo la radiación incidente, incluso por debajo de la media anual.

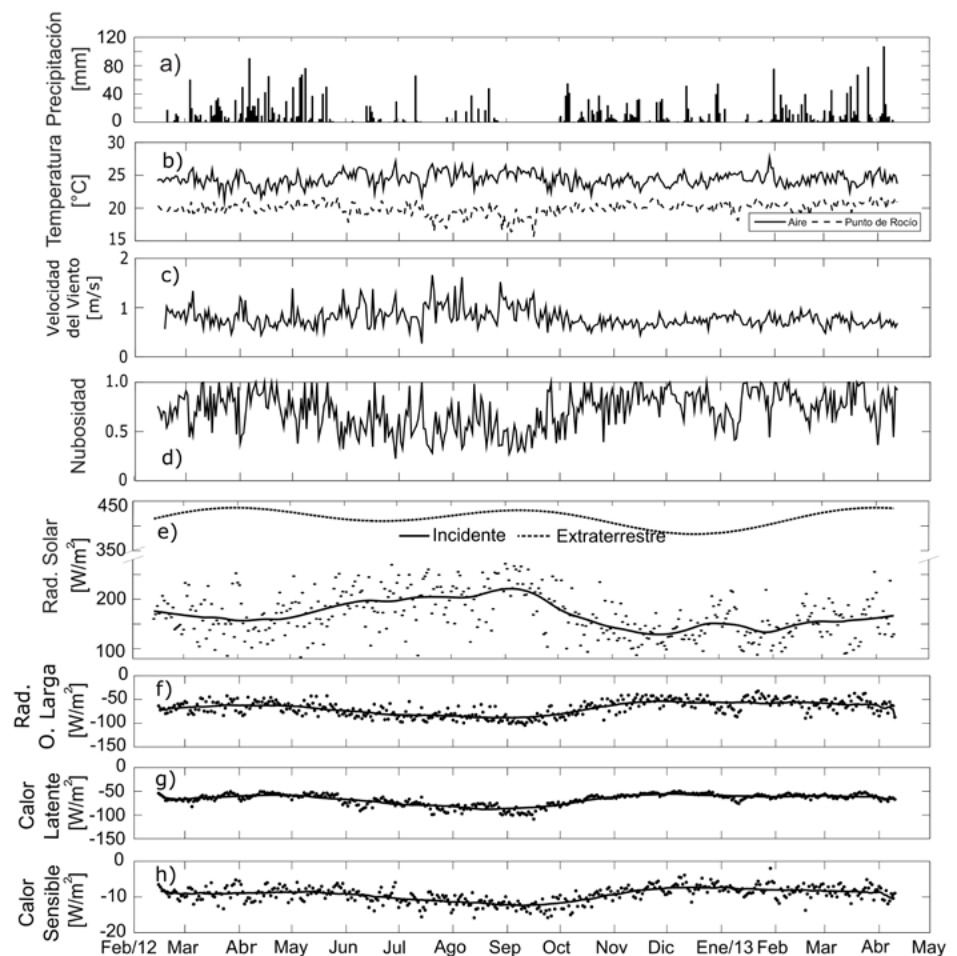


Figura 3. Variables meteorológicas y flujos de energía atmosféricos. Los paneles **a**, **b** y **c** son datos medios diarios medidos en la estación El Vergel. En los paneles **e-h** los puntos representan el flujo medio diario y la línea continua es una media móvil de 60 días.

La radiación de onda larga neta y los flujos de calor sensible y latente fueron negativos a lo largo del período estudiado, lo que indica que, en promedio diario, siempre contribuyeron a enfriar la superficie del agua (**Figura 3f**). El flujo de calor registró los valores más bajos, siendo siempre inferior a -20 W/m^2 (**Figura 3h**), en tanto que la radiación de onda larga neta y el flujo de calor latente oscilaron entre -50 y -100 W/m^2 (**Figura 3f-g**). La variabilidad estacional de estos flujos de energía también es reducida. En los meses de agosto y septiembre se observó una mayor emisión de energía, lo que se relaciona con el aumento de la temperatura superficial, que alcanza valores máximos en estos meses, llegando, según los resultados de la simulación, a cerca de $32 \text{ }^\circ\text{C}$ (**Figura 2b**) debido a la alta radiación solar durante los meses previos. Asimismo, en abril y alrededor de diciembre del 2012, cuando la radiación solar fue baja, se registraron las temperaturas superficiales más bajas, con valores cercanos a $27 \text{ }^\circ\text{C}$.

Flujos advectivo y atmosférico de calor netos y variación de la temperatura media

Las menores afluencias se dieron entre julio y septiembre, en concordancia con las pocas precipitaciones (**Figura 4a**), lo que sumado al elevado caudal captado generó un descenso importante en el nivel del embalse (**Figura 4b**), que alcanzó su mínimo en septiembre para aumentar nuevamente entre octubre y noviembre con el aumento de las afluencias. El flujo advectivo de calor neto varió entre -1.900 W/m^2 y 2.546 W/m^2 (**Figura 4c**). Los valores positivos del flujo advectivo coincidieron con periodos de aumento en el nivel

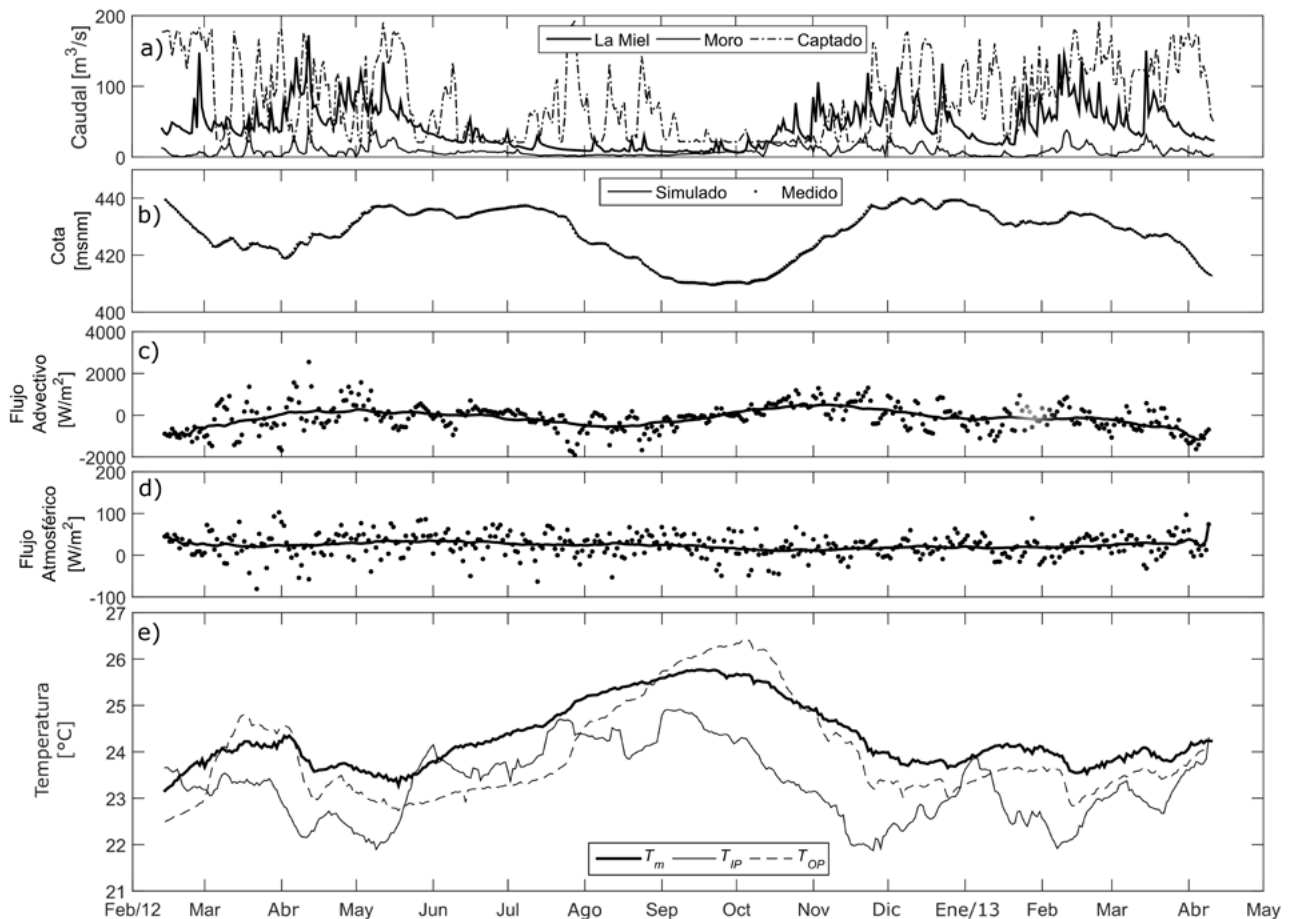


Figura 4. a) Caudales afluentes y efluentes medidos. b) Nivel del embalse. c) Flujo advectivo neto diario normalizado con el área superficial. d) Flujo atmosférico neto diario. e) Temperatura media del embalse (T_m) y meda móvil de 60 días de las temperaturas ponderadas con el caudal de afluentes (T_{IP}) y efluentes (T_{OP})

del embalse (octubre - noviembre), mientras que los valores negativos coincidieron con descensos del nivel (julio - agosto). Se observó que la magnitud y la variación de este flujo están controlados por el caudal neto que ingresa al embalse, el cual genera variaciones en el nivel de hasta de 30 m, equivalentes a cambios en el volumen almacenado de 40 a 90 % del volumen máximo.

La magnitud del flujo neto atmosférico medio diario de calor fue muy inferior al advectivo, entre $-80,7 \text{ W/m}^2$ y 103 W/m^2 , con un valor promedio de $23,4 \text{ W/m}^2$ (**Figura 4d**). El mayor flujo promedio mensual se dio en mayo, con $38,2 \text{ W/m}^2$ y el más bajo en octubre, con $8,1 \text{ W/m}^2$. Lo anterior indica que los cambios en el contenido de energía del embalse están ampliamente dominados por el flujo advectivo debido, principalmente, a las variaciones que este induce en el volumen almacenado, lo que enmascaró el efecto del flujo advectivo en los cambios de temperatura.

En la **figura 4e** se muestra la temperatura media del embalse, la temperatura de los afluentes calculada como un valor promedio ponderado con el caudal ($T_{IP} = \sum Q_i T_i / \sum Q_i$) y la temperatura del efluente (T_{OP}).

La temperatura de los afluentes aumentó entre mayo y septiembre del 2012 con la reducción del caudal, y disminuyó entre septiembre y diciembre cuando estos aumentaron. Generalmente, los afluentes llegan al embalse con una temperatura inferior a T_m y a T_{OP} , por lo que la tendencia general es a enfriar el embalse.

La temperatura del efluente generalmente es menor que la temperatura media, aunque siguen la misma tendencia. Solo en marzo, septiembre y octubre, cuando la temperatura en el embalse registró máximos locales, la temperatura del agua captada superó la media.

En la **figura 5a** se presentan las dos estimaciones de la tasa de cambio en la temperatura media realizadas a partir de los flujos de calor (ecuación 14) ($\Delta \dot{T}_{14}$) y a partir de los perfiles de temperatura simulados ($\Delta \dot{T}_{w2}$), promediadas cada 15 días. Las mayores diferencias se ven en los meses en que el cambio de temperatura por flujos advectivos fue máximo (**Figura 5b**), es decir, cuando las variaciones en la temperatura del embalse estaban fuertemente dominadas por los caudales de entrada y salida. Estas diferencias podrían estar relacionadas con variaciones horizontales de la temperatura del agua en el embalse inducidas por la entrada de los ríos, las cuales no se tuvieron en cuenta en el cálculo de $\Delta \dot{T}_{w2}$, ya que la temperatura media del embalse se obtuvo integrando verticalmente el perfil de temperatura cercano de la presa. Esta variabilidad horizontal puede verse reducida en los meses en que $\Delta \dot{T}_{adv}$ es cercano a cero, ya que son meses de bajo caudal afluente. Las diferencias entre ambas estimaciones no afectaron considerablemente la tendencia estacional de la serie.

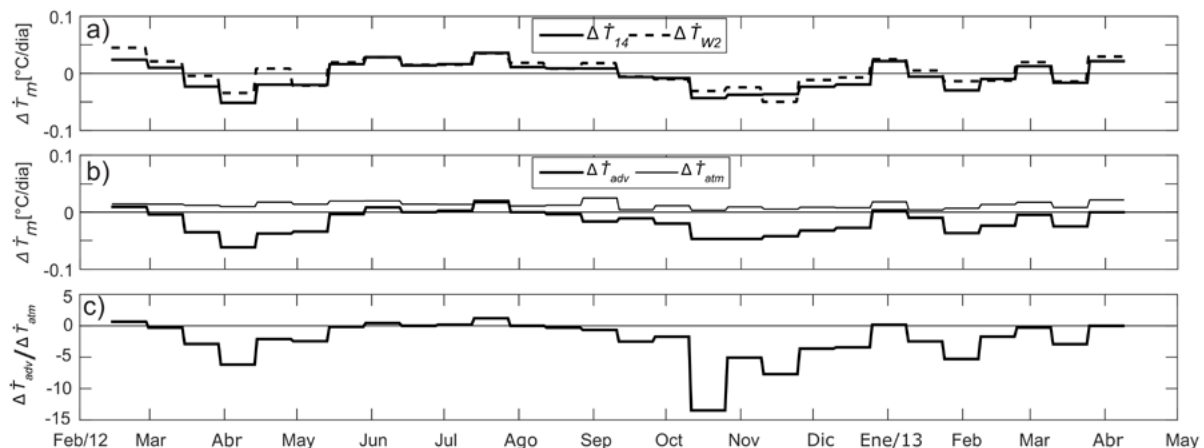


Figura 5. a) Tasa de cambio en la temperatura media del embalse estimada a partir de perfiles simulados ($\Delta \dot{T}_{w2}$) y a partir de la ecuación 14 ($\Delta \dot{T}_{14}$). **b)** Tasa de cambio de temperatura asociada a flujos advectivos ($\Delta \dot{T}_{adv}$) y atmosféricos ($\Delta \dot{T}_{atm}$) estimados mediante la ecuación 14. **c)** Relación $\Delta \dot{T}_{adv} / \Delta \dot{T}_{atm}$

Sin embargo, el resultado sugiere que una estimación del contenido total de energía o de la temperatura media del embalse debe considerar variaciones horizontales, especialmente en periodos de caudales altos.

En la **figura 5b** se registró por separado la tasa de cambio de la temperatura debido a los flujos de calor advectivos y atmosféricos. $\Delta\dot{T}_{adv}$ exhibió mayor variabilidad estacional que $\Delta\dot{T}_{atm}$ y, contrario a este, fue negativo durante buena parte del tiempo. Las mayores tasas de enfriamiento producidas por flujos advectivos se dieron en los meses en que el nivel aumentó, es decir, cuando el caudal afluente superó al captado (abril/12 y octubre).

En los meses de bajo caudal afluente, $\Delta\dot{T}_{adv}$ se acercó a cero y alcanzó valores positivos entre junio y julio, aunque siempre con una magnitud inferior a los flujos atmosféricos. Este aumento se asocia con la mayor temperatura de los afluentes, que supera la del agua captada. En la **figura 5c** se muestra la relación $\Delta\dot{T}_{adv} / \Delta\dot{T}_{atm}$. Dado que el denominador siempre es positivo, el signo de la relación depende exclusivamente de $\Delta\dot{T}_{adv}$. La relación es, en valor absoluto, mayor a la unidad durante la mayor parte del año, con un valor medio de -2,4 y alcanzando valores de -13,5 en la segunda quincena de octubre. Esto revela que el flujo advectivo dominó los cambios de temperatura en el embalse.

Discusión

Los resultados muestran que la radiación de onda larga neta y los flujos de calor latente y sensible diarios extrajeron energía del embalse durante todo el año, siendo la radiación solar la única que suministraba energía a través de la superficie. La radiación de onda corta generalmente superó en magnitud los demás flujos atmosféricos y, por lo tanto, el flujo neto atmosférico diario fue positivo durante todo el año, produciendo un aumento en la temperatura media del embalse. Por su parte, el flujo advectivo generalmente disminuyó la temperatura y, en consecuencia, compensó el efecto de los flujos atmosféricos.

Los períodos de mayor radiación solar se relacionaron directamente con el período hidrológico, ya que en la época seca la menor presencia de nubes aumentaba la transmitividad de la atmósfera, lo que permitió que una mayor radiación solar alcance el cuerpo de agua. Este efecto de atenuación por nubosidad parece incluso ser más importante que la variación de la radiación extraterrestre por la migración latitudinal del sol, creando un ciclo anual de radiación solar incidente que difirió del ciclo de radiación extraterrestre. Esta característica de las regiones ecuatoriales ya había sido resaltada por Lewis (1987, 1996) y está relacionada con la migración de la zona de convergencia intertropical y la alta nubosidad asociada a ella.

Debido a la estratificación permanente que presenta el embalse, el flujo atmosférico no aporta energía a toda la columna de agua, sino que ésta se concentra en la capa de mezcla superficial desde donde se puede redistribuir al hipolimnio a través de los procesos de mezcla turbulentos energizados por forzantes externos. La disminución de la temperatura superficial observada frente a un flujo atmosférico positivo solo se puede explicar por un transporte difusivo de calor hacia el hipolimnio, superior al aporte de los flujos superficiales. Usualmente se establecen tres factores predominantes que explican la mezcla entre el epilimnio y el hipolimnio: 1) la convección producida por el enfriamiento de la capa superficial; 2) el flujo de energía cinética turbulenta del viento, y 3) las inestabilidades generadas por las ondas internas (MacIntyre & Melack, 2009; Monismith & MacIntyre, 2009). La primera opción requiere pérdida de energía a través de la superficie y, dado que el flujo de energía es positivo, es improbable que este factor explique la disminución de la temperatura. La segunda y tercera opciones tampoco parecen explicar el fenómeno, ya que requieren del viento como fuente de energía que dinamice estos procesos y en este período se presentaron los valores más bajos de velocidad del viento, siempre inferiores a un promedio diario de 1 m/s. Un mecanismo que explicaría mejor este comportamiento en Amaní es la mezcla generada por el gradiente vertical de velocidad resultante de la intrusión de los afluentes cerca de la base de la capa de mezcla superficial (Cortés, *et al.*, 2014). Los resultados del modelo W2 sugieren que el río Moro intruye en el metalimnio

(no se muestran los datos), lo cual facilitaría que una fracción importante de esta corriente, de menor temperatura, se mezcle con la capa de mezcla superficial disminuyendo su temperatura. Este comportamiento podría tener un importante efecto en el aporte de nutrientes a la capa de mezcla y en la dinámica del fitoplancton en el embalse (**Gloss, et al., 1980; Vincent, et al., 1991**).

La estimación del flujo de energía advectivo reveló que no es correcto comparar directamente los flujos advectivo y atmosférico de calor para determinar la importancia relativa de cada uno en las variaciones estacionales de la temperatura media del embalse. Para realizar esa comparación de manera adecuada debe tenerse en cuenta el cambio del volumen almacenado generado por la diferencia entre los caudales afluentes y efluentes. Esta corrección ha faltado en los estudios que comparan los flujos advectivos y atmosféricos de calor (**Carmack, et al., 1979; Xie, et al., 2017; Xing, et al., 2012**).

Para determinar la contribución de cada flujo en las variaciones de la temperatura, se calculó la tasa de cambio en la temperatura media del embalse inducida por cada flujo de energía. Así, se evidenció que los flujos advectivos modificaban la temperatura media del embalse en mayor grado que los flujos atmosféricos durante la mayor parte del año, especialmente en los períodos de transición de caudales bajos a altos (primera quincena de abril y segunda quincena de octubre). Lo anterior se ratifica en el hecho de que, justo al final de un periodo seco, el embalse alcanza valores máximos de temperatura media y, por lo tanto, la temperatura del agua extraída también aumenta, en tanto que los afluentes ingresan con temperaturas considerablemente más bajas por el aumento del caudal. El efecto contrario se observa en la transición de los períodos húmedos a los secos cuando, dado el aumento en la temperatura de los ríos, estos tienden también a aumentar la temperatura del embalse, aunque no en igual magnitud que su tendencia a enfriarlo en períodos húmedos. Los resultados muestran que los flujos advectivos tuvieron un papel fundamental en la dinámica estacional de la estructura térmica del embalse, lo que deberá complementarse con otros estudios en los que se cuente con registros continuos de la temperatura de los ríos, pues en este caso fue necesario estimarlos de manera indirecta.

Además, se hace evidente la necesidad de estudiar los factores que controlan la temperatura de los ríos, al ser estos determinantes en el régimen térmico de este tipo de embalses, así como evaluar la forma en que los cambios en los usos del suelo y en el clima (**Råman-Vinnå, et al., 2018**), entre otros, podrían modificar esta temperatura y prever su potencial impacto en el régimen térmico y en los procesos biogeoquímicos en los embalses.

Si bien en otros estudios se ha comprobado la relevancia que podrían tener los ríos en el balance térmico de los embalses tropicales (**Kimura, et al., 2014; Råman-Vinnå, et al., 2018; Xie, et al., 2017; Xing, et al., 2012**), este es el primero en que se estudia cuantitativamente el efecto de los flujos advectivos como reguladores de la temperatura media del embalse en la escala estacional. Dicho comportamiento está relacionado con la ubicación del embalse en una zona ecuatorial influenciada por la migración de la zona de convergencia intertropical y con el bajo tiempo de renovación ($V/Q \sim 50$ días). La ubicación del embalse hace que la amplitud estacional de la radiación solar sea baja, lo que permite que otros factores estacionales cobren importancia. En este caso, el ciclo de precipitación se vuelve determinante, dado que en períodos lluviosos el embalse tiende a disminuir su temperatura por el ingreso de altos volúmenes de agua fría. Otra característica relevante para este comportamiento es la topografía encañonada, lo que se asocia con una baja relación entre área y volumen por reducir la superficie disponible para el intercambio de energía superficial y proteger del efecto del viento, reconocido como uno de los mecanismos importantes de pérdida de energía en lagos de latitudes bajas (**Lewis, 1983b**).

Conclusiones

En el embalse Amani el ciclo anual de la temperatura media es unimodal, controlado principalmente por el ciclo hidrológico, cuyo efecto se manifiesta tanto en los flujos atmosféricos como advectivos. Los primeros constantemente aportan energía al embalse a una

tasa que muestra poca variación estacional, aunque genera un aumento importante de la temperatura superficial en periodos secos en los que la baja nubosidad incrementa la radiación solar. Por su parte, los flujos advectivos reducen la temperatura del embalse debido al reemplazo del agua cálida extraída por el agua afluyente de menor temperatura. La magnitud de estos últimos fue mayor que la de los atmosféricos durante la mayor parte del año, especialmente en periodos de transición de caudales bajos a altos. Este comportamiento difiere de lo que generalmente reporta la literatura especializada en el sentido de que las variaciones de la temperatura se asocian principalmente con los flujos de energía atmosféricos.

Agradecimientos

Los autores agradecen a ISAGEN por financiar el desarrollo de este trabajo, por apoyar la logística de las campañas de campo y por suministrar la información hidrológica y meteorológica utilizada. También agradecen los aportes de los revisores anónimos cuyas inquietudes y sugerencias ayudaron a mejorar ampliamente la primera versión del manuscrito.

Contribución de los autores

El contenido del artículo hace parte de los resultados de la tesis de maestría de AMR, bajo la supervisión de AGG, quién asesoró el trabajo de campo y el procesamiento y análisis de la información. RRB participó en múltiples discusiones relacionadas con el análisis e interpretación de los resultados. Todos los autores participaron en la escritura del manuscrito.

Referencias

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO Riego y Drenaje N° 56, Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma: FAO, (298), 0.
- Boegman, L., Loewen, M. R., Hamblin, P. F., Culver, D. A. (2001). Application of a two-dimensional hydrodynamic reservoir model to Lake Erie. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. **58** (5): 858-869.
- Boehrer, B., & Schultze, M. (2008). Stratification of Lakes. *Geophysical Research Letters*. **35** (16): 1-27.
- Carmack, E. C., Gray, C. B. J., Pharo, C. H., Daley, R. J. (1979). Importance of lake-river interaction on seasonal patterns in the general circulation of Kamloops Lake, British Columbia. *Limnology and Oceanography*. **24** (4): 634-644.
- Chung, S.-W. & Gu, R. (1998). Two-Dimensional Simulations of Contaminant Currents in Stratified Reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*. **124** (7): 704-711.
- Cole, T. M. & Wells, S. A. (2011). CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.71. Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University. Portland, OR.
- Cortés, A., Fleenor, W. E., Wells, M. G., de Vicente, I., Rueda, F. J. (2014). Pathways of river water to the surface layers of stratified reservoirs. *Limnology and Oceanography*. **59** (1): 233-250.
- Curtarelli, M. P., Alcántara, E. H., Rennó, C. D., Stech, J. L. (2014). Physical changes within a large tropical hydroelectric reservoir induced by wintertime cold front activity. *Hydrology and Earth System Sciences*. **18** (8): 3079-3093.
- Eckert, W., Imberger, J., Saggio, A. (2002). Biogeochemical response to physical forcing in the water column of a warm monomictic lake. *Biogeochemistry*. **61**: 291-307.
- Fenocchi, A., Rogora, M., Sibilla, S., Dresti, C. (2017). Relevance of inflows on the thermodynamic structure and on the modeling of a deep subalpine lake (Lake Maggiore, Northern Italy/Southern Switzerland). *Limnologica*. **63**: 42-56.
- Gloss, S. P., Mayer, L. M., Kidd, D. E. (1980). Advective control of nutrient dynamics in the epilimnion of a large reservoir. 1. *Limnology and Oceanography*. **25** (2): 219-228.
- Guzmán, O., Baldián, J. V., Simbaqueva, O., Zapata, H. J., Chacón, C. (2013). Coeficientes para estimar la radiación solar global a partir del brillo solar en la zona cafetera colombiana. *Cenicafé. Revista Del Centro Nacional de Investigaciones Del Café*. **64** (1): 60-76.

- Hawkins, P. R.** (1985). Thermal and chemical stratification and mixing in a small tropical reservoir, Solomon Dam, Australia. *Freshwater Biology*. **15**: 493-503.
- Henderson-Sellers, B.** (1986). Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*. **24** (3): 625-649.
- Henry, R. & Barbosa, F. A. R.** (1989). Thermal structure, heat content and stability of two lakes in The National Park of Rio Doce Valley (Minas Gerais, Brazil). *Hydrobiologia*. **171** (3): 189-199.
- Jiang, B., Wang, F., Ni, G.** (2018). Heating impact of a tropical reservoir on downstream water temperature: A case study of the Jinghong Dam on the Lancang River. *Water* (Switzerland). **10** (7): 951.
- Kim, Y. & Kim, B.** (2006). Application of a 2-Dimensional Water Quality Model (CE-QUAL-W2) to the Turbidity Interflow in a Deep Reservoir (Lake Soyang, Korea). *Lake and Reservoir Management*. **22** (3): 213-222.
- Kimura, N., Liu, W. C., Chiu, C. Y., Kratz, T. K.** (2014). Assessing the effects of severe rainstorm-induced mixing on a subtropical, subalpine lake. *Environmental Monitoring and Assessment*. **186** (5): 3091-3114.
- Laval, B. E., Vagle, S., Potts, D., Morrison, J., Sentlinger, G., James, C., ... Carmack, E. C.** (2012). The joint effects of riverine, thermal, and wind forcing on a temperate fjord lake: Quesnel Lake, Canada. *Journal of Great Lakes Research*. **38** (3): 540-549.
- Lewis, W. M.** (1983a). A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. **40** (10): 1779-1787.
- Lewis, W. M.** (1983b). Temperature, Heat And Mixing in Lake Valencia, Venezuela. *Limnology and Oceanography*. **28** (2): 273-286.
- Lewis, W. M.** (1987). Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*. **18** (1): 159-184.
- Lewis, W. M.** (1996). Tropical lakes: How latitude makes a difference. *Perspectives in Tropical Limnology*. **4364**: 43-64.
- Lorenzetti, J. A., Araújo, C. A. S., Curtarelli, M. P.** (2015). Mean diel variability of surface energy fluxes over Manso Reservoir. *Inland Waters*. **5** (2): 155-172.
- MacIntyre, S. & Melack, J. M.** (2009). Mixing Dynamics in Lakes Across Climatic Zones. In E. L. Gene (Ed.). *Encyclopedia of Inland Waters* (1st ed., pp. 603-612) Academic Press, Boston.
- McGloin, R., McGowan, H., McJannet, D.** (2015). Effects of diurnal, intra-seasonal and seasonal climate variability on the energy balance of a small subtropical reservoir. *International Journal of Climatology*. **35** (9): 2308-2325.
- McJannet, D. L., Webster, I. T., Cook, F. J.** (2012). An area-dependent wind function for estimating open water evaporation using land-based meteorological data. *Environmental Modelling & Software*. **31**: 76-83.
- Monismith, S. G. & MacIntyre, S.** (2009). The Surface Mixed Layer in Lakes and Reservoirs. In E. L. Gene (Ed.), *Encyclopedia of Inland Waters* (1st ed., pp. 636-650). Academic Press, Boston.
- Monsen, N. E., Cloern, J. E., Lucas, L. V., Monismith, S. G.** (2002). A comment on the use of flushing time, residence time, and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography*. **47** (5): 1545-1553.
- Moreno-Ostos, E., Marcé, R., Ordóñez, J., Dolz, J., Armengol, J.** (2008). Hydraulic management drives heat budgets and temperature trends in a Mediterranean reservoir. *International Review of Hydrobiology*. **93** (2): 131-147.
- Owens, E. M.** (1998). Thermal and Heat Transfer Characteristics of Cannonsville Reservoir. *Journal of Lake and Reservoir Management*. **14** (2-3): 152-161.
- Paulescu, M., Stefu, N., Calinoiu, D., Paulescu, E., Pop, N., Boata, R., Mares, O.** (2016). Ångström-PreScott equation: Physical basis, empirical models and sensitivity analysis. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. **62**: 495-506.
- Răman-Vinnă, L., Wüest, A., Zappa, M., Fink, G., Bouffard, D.** (2018). Tributaries affect the thermal response of lakes to climate change. *Hydrology & Earth System Sciences*. **22** (1): 31-51.
- Román-Botero, R., Gómez-Giraldo, A., Toro-Botero, M.** (2013). Efecto estacional de los afluentes en la estructura térmica de un pequeño embalse neotropical, La Fe – Colombia. *Dyna*. **80** (177): 152-161.
- Swinbank, W. C.** (1963). Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **89** (381): 339-348.
- Talling, J.** (2011). Some distinctive subject contributions from tropical Africa to fundamental science of inland waters. *Inland Waters*. **1** (1): 61-73.

- Talling, J. F. & Lemoalle, J.** (1998). Ecological Dynamics of Tropical Inland Waters. In *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* (Vol. 10). Cambridge University Press, Cambridge.
- Townsend, S. A.** (1998). The influence of retention time and wind exposure on stratification and mixing in two tropical Australian reservoirs. *Archiv Für Hydrobiologie*. **141** (3): 353-371.
- Townsend, S. A., Boland, K. T., Luong-Van, J. T.** (1997). Wet and dry season heat loss in two tropical Australian reservoirs. *Archiv Für Hydrobiologie*. **139** (1): 51-68.
- Verburg, P. & Antenucci, J. P.** (2010). Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *Journal of Geophysical Research*. **115** (D11): D11109.
- Vincent, W. F., Gibbs, M. M., Spigel, R. H.** (1991). Eutrophication processes regulated by a plunging river inflow. *Hydrobiologia*. **226** (1): 51-63.
- Wang, S., Qian, X., Han, B.-P., Luo, L.-C., Hamilton, D. P.** (2012). Effects of local climate and hydrological conditions on the thermal regime of a reservoir at Tropic of Cancer, in southern China. *Water Research*. **46** (8): 2591-2604.
- Wiegand, R. C., Carmack, E. C., Daley, R. J., Gray, C. B. J., Jasper, S., Pharo, C. H.** (1982). Seasonal aspects of the surface and advective heat fluxes of Kootenay Lake, British Columbia. *Water Resources Research*. **18** (5): 1493-1502.
- Xie, Q., Liu, Z., Fang, X., Chen, Y., Li, C., MacIntyre, S.** (2017). Understanding the temperature variations and thermal structure of a subtropical deep river-run reservoir before and after impoundment. *Water*. **9** (8): 603.
- Xing, Z., Fong, D. A., Tan, K. M., Lo, E. Y.-M., Monismith, S. G.** (2012). Water and heat budgets of a shallow tropical reservoir. *Water Resources Research*. **48** (6): 1-17.
- Zwieten, P. A. M., Béné, C., Kolding, J., Brummett, R., Valbo-Jørgensen, J.** (2012). Review of tropical reservoirs and their fisheries – The cases of Lake Nasser, Lake Volta and Indo-Gangetic Basin reservoirs. *FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper*, (557), I.