

Artículo original

## Ajuste de los modelos de velocidad de transferencia de gases en el embalse tropical andino Porce III

### Adjustment of gas transfer velocity models in the tropical Andean reservoir Porce III

✉ Eliana Bohórquez-Bedoya<sup>1,\*</sup>, ✉ Jhonier Andrés Guevara-Cáceres<sup>2</sup>,  
✉ Andrés Gómez-Giraldo<sup>1</sup>, ✉ Juan Gabriel León-Hernández<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Medellín, Colombia

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería, Universidad Nacional de Colombia, Sede Palmira, Palmira, Colombia

#### Resumen

En los embalses se producen gases de efecto invernadero por la descomposición microbiana de la materia orgánica en los sedimentos o de otros procesos bioquímicos en la columna de agua y la superficie. Estos gases se emiten a la atmósfera por distintas vías. Concretamente los flujos difusivos dependen de la diferencia de concentración entre el agua y la atmósfera y la velocidad de transferencia de los gases ( $k$ ) controlada por forzantes hidrodinámicos que alteran la turbulencia en la superficie del agua. El forzante más reconocido de control de la  $k$  es la velocidad del viento ( $U$ ). Numerosos modelos empíricos relacionan estas variables, la mayoría basados en embalses situados en altitudes altas y medias, aunque algunos suelen replicarse en distintos ambientes y latitudes, incluso en sistemas tropicales. Aquí medimos directamente los flujos difusivos de metano en el embalse tropical andino Porce III utilizando cámaras flotantes y las concentraciones del gas por cromatografía de gases. La  $k$  se estimó a partir de la ley de difusión o primera ley de Fick y la  $U$  en una estación meteorológica ubicada sobre la superficie del embalse para verificar la aplicabilidad de los modelos de velocidad de transferencia de gases propuestos en función de la velocidad del viento en un embalse tropical andino. Los resultados revelaron que dichos modelos, propuestos para lagos y embalses, subestimaron la  $k$  en el embalse Porce III.

**Palabras clave:** Velocidad de transferencia de gases; Emisiones; Metano; Embalses tropicales; Velocidad del viento.

#### Abstract

Greenhouse gases are produced inside reservoirs due to the microbial decomposition of organic matter in the sediments and other biochemical processes in the water column and the surface. These gases are emitted to the atmosphere through different flow pathways. Diffusive fluxes depend on the difference in their concentration in the water and the atmosphere and the gas transfer rate ( $k$ ), controlled, in turn, by hydrodynamic forces that alter turbulence on the water surface. The most widely recognized force controlling  $k$  is wind speed ( $U$ ). Numerous empirical models relate both variables ( $k = f(U)$ ), most based on reservoirs located in high and mid-latitudes. However, some have been widely replicated in different environments and latitudes, even in tropical systems. Here, we measured the methane diffusive fluxes in the tropical Andean reservoir Porce III using floating chambers and gas chromatographic measurements for gas concentrations.  $k$  was estimated from the diffusion law, i.e., Fick's first law, and  $U$  from a meteorological station located on the reservoir surface. Our objective was to verify the applicability of the proposed gas transfer rate models as a function of wind speed in a tropical Andean reservoir. The results revealed that most models in the literature for lakes and reservoirs underestimated  $k$  in the Porce III reservoir.

**Keywords:** Gas transfer velocity; Emissions; Methane; Tropical reservoirs; Wind velocity.

**Citación:** Bohórquez-Bedoya E, Guevara-Cáceres JA, Gómez-Giraldo A, *et al.* Ajuste de los modelos de velocidad de transferencia de gases en el embalse tropical andino Porce III. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 47(185):837-848, octubre-diciembre de 2023. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefn.1970>

**Editor:** Elizabeth Castañeda

**\*Correspondencia:**

Eliana Bohórquez-Bedoya;  
[elibohorquezbed@unal.edu.co](mailto:elibohorquezbed@unal.edu.co)

**Recibido:** 14 de agosto de 2023

**Aceptado:** 10 de diciembre de 2023

**Publicado en línea:** 18 de diciembre de 2023



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

## Introducción

Los embalses emiten gases de efecto invernadero (GEI) como producto de la descomposición microbiana de materia orgánica en los sedimentos y otros procesos bioquímicos que suceden en la columna de agua (Rudd, 1993) y en la superficie, una zona de gran actividad biológica (Bohórquez-Bedoya *et al.*, 2023; Donis *et al.*, 2017; Günthel *et al.*, 2019; Ordóñez *et al.*, 2023). Según estimaciones, los embalses producen entre el 1,3 y el 7 % de las emisiones antropogénicas de CO<sub>2</sub> en 100 años (Deemer *et al.*, 2016; St. Louis *et al.*, 2000).

Una vez los GEI se producen a partir de procesos bioquímicos, se almacenan o se transportan a través del embalse debido a procesos físicos (Vachon *et al.*, 2019) y se emiten a la atmósfera por distintas vías de flujo (Bastviken *et al.*, 2008). Una porción importante de los GEI se transporta a través de la columna de agua y alcanza su superficie, donde puede llegar a la atmósfera por difusión (Abe *et al.*, 2005; Peeters *et al.*, 2019). La magnitud de los flujos difusivos en la interfaz agua-aire depende de las diferencias de concentración entre el agua y el aire y de la velocidad de transferencia de los gases, la cual aumenta con la turbulencia superficial por la acción de los forzantes hidrodinámicos (Barros *et al.*, 2011; Peeters *et al.*, 2019). Aunque también depende de otros procesos como la mezcla convectiva en la superficie y la turbulencia generada por las gotas de lluvia, la velocidad del viento es el principal forzante de la velocidad de la transferencia de gases ( $k$ ) en la superficie del agua (Klaus & Vachon, 2020; Wanninkhof, 2014).

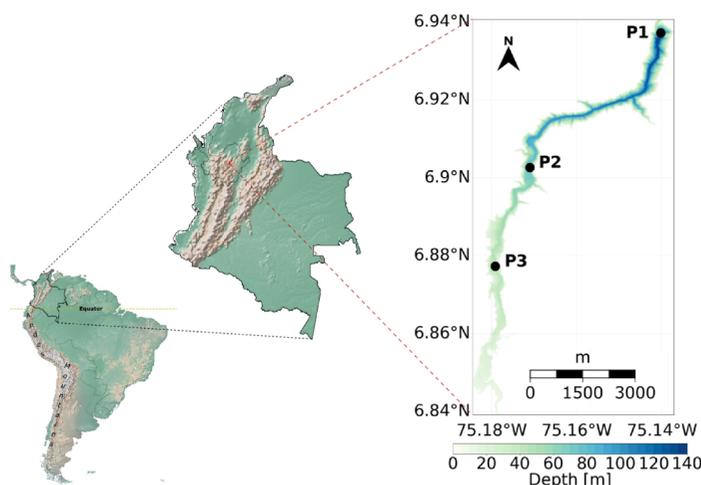
El modelamiento de las emisiones desde los embalses no es exacto debido a la gran variabilidad de la latitud, la topografía, el tamaño, el estado trófico, las condiciones hidrometeorológicas y la profundidad de los sistemas, entre otros aspectos (Bastviken *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2014). Por lo tanto, el modelamiento y la predicción de los flujos de los GEI en la interfaz agua-atmósfera representa un reto para la comunidad científica y los operadores de embalses. Muchos autores han propuesto modelos empíricos para estimar la  $k$ , la mayoría en función de la velocidad del viento, que es reconocido como el principal forzante regulador de la  $k$ . Algunos modelos se utilizan ampliamente para estimar los flujos de GEI, a pesar de la gran variabilidad de condiciones de los sitios y la participación de otros procesos generadores de turbulencia superficial, como la mezcla convectiva, la morfología y la lluvia.

En Colombia el mayor desarrollo hidroeléctrico se concentra en la región andina. Los estudios previos se han enfocado en la cuantificación de los GEI o la comprensión de las dinámicas espaciotemporales de los flujos y las concentraciones de los gases en embalses hidroeléctricos andinos (Bohórquez-Bedoya *et al.*, 2023; Guérin & León, 2015; León, 2020; León *et al.*, 2020; Rodríguez & Peñuela, 2022). En el presente estudio nos propusimos ajustar los modelos de la velocidad de la transferencia de los gases normalizada ( $k_{600}$ ) recogidos en la literatura científica a partir de los resultados de las mediciones *in situ* en un embalse andino para explorar su aplicabilidad en las condiciones de clima y topografía propios de los Andes colombianos.

## Materiales y métodos

### Zona de estudio

El estudio se llevó a cabo en Porce III, un embalse elongado y encañonado en los Andes colombianos (Figura 1), donde se registra una temperatura media de 24,5 °C y una precipitación anual de 2.500 mm. El embalse está ubicado a 660 m.s.n.m., su profundidad media es de 45 m y la máxima de 140 m en cercanías a la presa; almacena hasta 169 mm<sup>3</sup> en un área total de 4,61 km<sup>2</sup>, con una longitud aproximada de 11 km y un ancho entre 300 y 500 m (Figura 1); su capacidad instalada puede generar hasta 660. Se ubicaron puntos de monitoreo (P1, P2 y P3) distribuidos a lo largo del embalse sobre su eje longitudinal desde la presa hasta la cola del embalse (Figura 1), los cuales se monitorearon en seis campañas de campo entre mayo del 2017 y febrero del 2019 que cubrieron las principales temporadas del régimen hidrológico (Tabla 1).



**Figura 1.** Ubicación continental y regional del embalse Porce III en los Andes colombianos y batimetría del embalse

**Tabla 1.** Condiciones meteorológicas e hidrológicas en el área de estudio durante las campañas de monitoreo

| Campaña    | Fechas                       | Condición meteorológica   | Condición hidrológica |
|------------|------------------------------|---|-----------------------|
| 1 (May/17) | 8-12 mayo de 2017            | Estación húmeda   | Aguas altas           |
| 2 (May/18) | 8-12 mayo de 2018            | Estación húmeda   | Aguas altas           |
| 3 (Ago/18) | 31 julio - 3 agosto de 2018  | Estación seca   | Descenso de aguas     |
| 4 (Sep/18) | 19-22 septiembre de 2018     | Transición seca-húmeda  | Descenso de aguas     |
| 5 (Nov/18) | 11-15 noviembre de 2018      | Estación húmeda. Las precipitaciones se vieron atenuadas por la influencia del fenómeno de El Niño de carácter débil (IDEAM, 2018). | Ascenso de aguas      |
| 6 (Feb/19) | 26 febrero - 2 marzo de 2019 | Estación seca, acentuada por fenómeno de El Niño  | Aguas bajas           |

### *Variables meteorológicas*

Se recolectaron los datos de velocidad del viento cada 30 minutos durante todo el período de estudio utilizando una estación meteorológica (Davis Vantage Pro2) instalada a 2 m por encima de la superficie del agua, cerca de la presa. La velocidad del viento ( $U_z$ ) se tomó de las series de tiempo ajustadas en la fecha y hora más cercana de la recolección de mediciones discretas de flujos de  $CH_4$  y se normalizaron a 10 m de altura utilizando el perfil logarítmico propuesto por **Amorocho & DeVries** (1980).

### *Flujos superficiales, $CH_4$ disuelto en superficie y $k_{600}$*

Los flujos difusivos de  $CH_4$  en la interfaz agua-atmósfera se midieron utilizando cámaras flotantes (**Guérin et al.**, 2007) en los tres puntos de monitoreo durante las seis campañas de campo (**Tabla 1**, **Figura 1**). Los muestreos en la zona de la presa (punto de muestreo P1) se hacían tres veces al día durante la mañana (P1-M, 08:00-12:00), la tarde (P1-A, 14:00-20:00) y la noche (P1-N, 22:00-03:00). El muestreo siguió una secuencia típica: zona de entrada, P3, dos veces al día; zona media del lago, P2, dos veces al día (ambos puntos en horas de luz solar) y, finalmente, la zona de la presa, P1, capturando la dinámica diurna, como se explicó antes.

Para cada medición, se desplegaron simultáneamente dos cámaras plásticas de ~40 L cubiertas con cinta de aluminio para minimizar su calentamiento interior (Vachon *et al.*, 2010) y se equiparon con un tapón de butilo que permitía el muestreo de gases con una jeringa y una aguja. Las cámaras, que se adentraban unos 5 cm en el agua, flotaban libremente en la superficie durante 45 minutos y las muestras se tomaron cada 15 minutos para luego ser almacenadas en viales de 5 mL; las concentraciones de gas se analizaron por cromatografía de gases. Como parte de este procedimiento, se recolectaron muestras de CH<sub>4</sub> disuelto en el agua a 0,20 m de profundidad en viales de 20 mL preservados con HgCl<sub>2</sub>. En las muestras se determinó la concentración de CH<sub>4</sub> mediante cromatografía en fase gaseosa (Shimadzu GC-2014 equipado con detector de llama de ionización) utilizando la técnica Headspace (Guérin *et al.*, 2007). La temperatura superficial del agua se midió durante en serie de recolección de datos con una sonda multiparamétrica (Yellow Springs Instruments YSI EXO1 multiparameter sonde).

El flujo a través de la interfaz agua-atmósfera ( $F_{g,T}$ ) se calculó a partir de la tasa de cambio lineal de la concentración de gas dentro de la cámara ( $dC_{cham}/dt$ ), el volumen interno de la cámara ( $V_{cham}$ ) y el área de la base de la cámara en contacto con el agua ( $A_{cham}$ ), así:

$$F_{g,T} = (dC_{cham}/dt) V_{cham} / A_{cham} \quad (1)$$

A continuación, se estimó la velocidad de transferencia de gases de la primera ley de Fick:

$$F_{g,T} = k_{g,T} (C_w - C_{eq}), \quad (2)$$

donde  $k_{g,T}$  es la velocidad de transferencia del gas a la temperatura *in situ* y  $C_w$  y  $C_{eq}$  son las concentraciones de gas disuelto en el agua superficial y de equilibrio con la atmósfera, respectivamente. Los flujos positivos van del agua a la atmósfera. La ecuación (2) se resolvió para  $k_{g,T}$  y luego se normalizó a un número de Schmidt de 600 ( $Sc=600$ , para CO<sub>2</sub> a 20 °C), con el fin de obtener la velocidad de transferencia del gas normalizada ( $k_{600}$ ) según Jähne *et al.* (1987).

Se estimó la máxima velocidad de transferencia de gases teóricamente posible con base en la mayor velocidad del viento medida *in situ* empleando el modelo de renovación de superficie (*surface renewal model*, SRM)  $k_{600\_SRM}$ :

$$k_{600\_SRM} = A 600^{-n} (\epsilon v)^{1/4}, \quad (3)$$

donde  $A$  es el coeficiente de proporcionalidad,  $n$  es 0,5,  $\epsilon$  es la tasa de disipación de la energía cinética turbulenta calculada de acuerdo con la ecuación (4), y  $\nu$  es la viscosidad cinemática dependiente de la temperatura del agua.

$$\epsilon = u^{*3} / (\kappa z); u^* = \left( \frac{\rho_a C_d U^2}{\rho_w} \right)^{0.5}, \quad (4)$$

donde  $u^*$  es la velocidad de fricción calculada a partir del esfuerzo cortante en la interfaz agua-atmósfera siguiendo a MacIntyre *et al.* (2002),  $\kappa$  es la constante de von Karman (0,41),  $z$  es la profundidad del agua de la estimación (0,15 m),  $\rho_a$  y  $\rho_w$  son la densidad del aire y del agua, respectivamente,  $U$  es la velocidad del viento medida a 2 m por encima de la superficie del agua y  $C_d$  es el coeficiente de dragado considerando la estabilidad atmosférica según Verburg & Antenucci (2010). Los resultados establecieron que la tasa de disipación teórica máxima,  $\epsilon$  (Ec (6.1)), y la viscosidad cinemática máxima ( $\nu$ ) fueron  $4 \times 10^{-6} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$  y  $9,15 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , respectivamente. Para ser conservadores, se utilizó el coeficiente de proporcionalidad máximo reportado en la literatura ( $A = 1,46$ ) (Esters *et al.*, 2017), y se obtuvo una  $k_{600\_max}$  de ~ 30 cm h<sup>-1</sup> para la máxima velocidad del viento medida (13 m s<sup>-1</sup>). Los resultados mayores a este valor de referencia se descartaron, asumiendo la presencia de burbujas durante la medición.

### Modelos de $k_{600}$ y ajuste

Se hizo una exhaustiva revisión de la literatura científica en busca de modelos de  $k_{600}$  derivados de lagos, embalses, océanos, estuarios y algunos ríos. Tales modelos proponen la estimación de  $k_{600}$  en relación con la velocidad del viento normalizada,  $U_{10}$ . Al examinar

en detalle los modelos, se encontraron patrones definitorios de tipos de modelos: lineales, bilineales, cuadráticos, cúbicos, exponenciales, potenciales y polinómicos. Por último, se eligieron expresiones representativas de cada tipo de modelo utilizado ampliamente en la parametrización de  $k_{600}$  a partir de mediciones en ambientes hidrodinámicamente similares: embalses, lagos y estuarios. Se descartaron algunos tipos de modelo que aplican para otros sistemas, por ejemplo, los modelos cúbicos que se emplean para los océanos.

Se calcularon las regresiones lineales entre los resultados de  $k_{600}$  estimados a partir de las mediciones *in situ* ( $k_{600\_estim}$ ) y los obtenidos de los modelos ( $k_{600\_model}$ ). Para calificar el ajuste de la regresión, se utilizó el coeficiente de determinación ( $r^2$ ), y se siguió el estándar convencional presentado por **Schober & Schwarte** (2018) para su valoración.

Se registró, además, el valor de la pendiente y del intercepto: el más cercano a 1 y el más cercano a 0, respectivamente, indicaron el mejor ajuste del modelo. Finalmente, se estimó el porcentaje de error:

$$\% \text{ error} = \frac{\text{valor estimado con modelo} - \text{valor medido}}{\text{valor medido}} \quad (5)$$

## Resultados

### Mediciones *in situ*

Las mediciones continuas de las variables meteorológicas tomadas durante el periodo de estudio arrojaron lo siguiente: la temperatura superficial del agua en el embalse Porce III permaneció cálida, en un rango entre los 22,4 y los 28,7 °C, y la velocidad del viento,  $U_{10}$ , varió entre 0 y 13,0 m s<sup>-1</sup>. La columna de agua se mantuvo débilmente estratificada. Durante los periodos de luz solar, la capa superficial (0-5 m) presentó sobresaturación de oxígeno. La pluma del río Porce fue constantemente intrusiva, excepto en el periodo de lluvias de noviembre de 2018, cuando viajó por el fondo promoviendo un ambiente óxico en la zona más profunda del embalse. Este fenómeno contrastó con la anoxia observada en las demás campañas de monitoreo. Las características de la columna de agua se presentan más ampliamente en **Bohórquez-Bedoya et al.** (2023).

Durante las mediciones discretas de los flujos de CH<sub>4</sub> con cámaras flotantes se registró una velocidad del viento entre 0,5 y 7,8 m s<sup>-1</sup> y una temperatura del agua estable, entre 23,6 y 27,8 °C, lo que se espera en condiciones tropicales sin variaciones abruptas de la temperatura atmosférica a lo largo del año; además, la mayoría de las mediciones se realizaron durante las horas del día (**Tabla 2**). Los flujos de CH<sub>4</sub> (n = 20) variaron entre 0,05 y 2,36 mmol m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>; las concentraciones de CH<sub>4</sub> en el agua ( $C_w$ ) fueron las típicas, de  $\sim 1 \times 10^{-1}$  μmol L<sup>-1</sup>, aunque tres mediciones resultaron en valores de  $\sim 7 \times 10^1$  μmol L<sup>-1</sup> y  $\sim 3,5 \times 10^2$  μmol L<sup>-1</sup> en P1 y P3, dos de ellas durante una temporada de fuerte sequía (feb/2019). La concentración de equilibrio de CH<sub>4</sub>, que depende de la temperatura superficial del agua, permaneció alrededor de  $2,5 \times 10^{-3}$  μmol L<sup>-1</sup> y la  $k_{600}$  estimada a partir de los datos *in situ* varió entre 0,01 y 27,7 cm h<sup>-1</sup>.

**Tabla 2.** Síntesis de los principales resultados de las mediciones *in situ* y estimaciones en superficie durante las mediciones discretas con cámaras flotantes (n = 20)

| Medición o estimación                              | Mínimo | Máximo | Media ± desviación estándar |
|--|--------|--------|-----------------------------|
| $F_{CH_4}$ (mmol m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) | 0,05   | 2,36   | 1,20 ± 0,74                 |
| $C_w$ (μmol L <sup>-1</sup> )                      | 0,10   | 369,70 | 0,42 ± 0,54 <sup>a</sup>    |
| $T_w$ (°C)   | 23,60  | 27,80  | 25,7 ± 1,0                  |
| $U_{10}$ (m s <sup>-1</sup> )                      | 0,50   | 7,80   | 4,1 ± 2,2                   |
| $k_{600}$ (cm h <sup>-1</sup> )                    | 0,01   | 27,70  | 13,8 ± 9,5                  |

<sup>a</sup> Excluyendo tres datos extremos: 336,8, 69,3 y 369,7 μmol L<sup>-1</sup>

A lo largo del periodo de estudio, el embalse fue una fuente continua de emisiones de metano a la atmósfera, alcanzando las más altas en la zona cercana al afluente principal. Durante las épocas de sequía, cuando los niveles del embalse eran bajos, tanto las emisiones como las concentraciones superficiales de CH<sub>4</sub> fueron mayores y se distribuyeron más irregularmente en comparación con los periodos de lluvia y los niveles de agua altos. El comportamiento espacial y temporal de los flujos y concentraciones de metano se encuentran descritos en detalle en **Bohórquez-Bedoya et al. (2023)**.

#### Ajuste de los modelos de $k_{600}$

Los valores resultantes de aplicar los modelos representativos enumerados del 1 al 6 en la **tabla 3** ( $k_{600\_model}$ ), mostraron coeficientes de determinación similares con respecto a los resultados de  $k_{600}$  medidos *in situ* ( $k_{600\_estim}$ ), todos ellos entre 0,59 y 0,66 (**Figura 2**). Estos resultados demuestran una fuerte correlación entre los modelos y la variable medida *in situ*, lo que demuestra que la velocidad del viento es, en efecto, una variable adecuada para estimar la velocidad de transferencia de los gases en el embalse Porce III.

Los modelos 1, 2 y 5 presentaron pendientes elevadas, de 2, 3,5 y 2,3, respectivamente, frente a los modelos 3, 4 y 6, que presentaron pendientes más cercanas a 1 (1,2, 1,3 y 1,5, respectivamente). La dispersión de los puntos alrededor de la línea 1:1 en la **figura 2** demuestra que los modelos 4 y 6 se ajustaron mejor a la magnitud de los datos medidos que los demás modelos, cuyos resultados de  $k_{600\_model}$  se concentraron en velocidades de transferencia de gases bajas, de  $k_{600\_model} < 15 \text{ cm h}^{-1}$ , en tanto que las estimaciones *in situ* se extendieron hasta valores de  $k_{600\_estim} \sim 28 \text{ cm h}^{-1}$  para las velocidades del viento más altas medidas con las cámaras flotantes. Aunque todos los modelos probados subestimaron las velocidades de transferencia de gases a juzgar por las pendientes resultantes en la regresión lineal, los modelos 3, 4 y 6 representaron mejor los datos medidos. Entre los modelos con mejor ajuste, el modelo 6 tuvo un intercepto más cercano a 0 (-2,9) que el modelo 4 (-8) y el modelo 3 (+3,1). Por otro lado, el modelo 3 reprodujo mejor las bajas velocidades de transferencia de gases ( $k_{600\_estim} < 10 \text{ cm h}^{-1}$ ) y el modelo 4 los datos cuando  $k_{600\_estim} > 15 \text{ cm h}^{-1}$ .

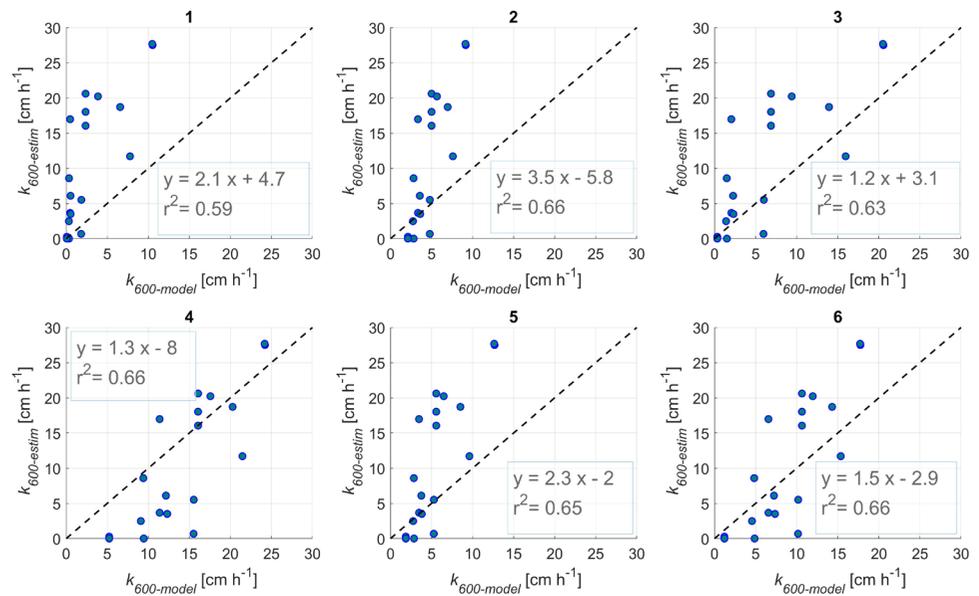
**Tabla 3.** Modelos representativos de  $k_{600}$  propuestos en la literatura

| Referencia                     | Ambiente | Modelo $k_{600}$ de ( $\text{cm h}^{-1}$ )   | Tipo de modelo                    |
|--------------------------------|----------|--|-----------------------------------|
| 1 (Liss & Merlivat, 1986)      | Lago     | $k_{600} = 0,17U_{10}$<br>$U_{10} < 3,6 \text{ m/s}$<br>$k_{600} = 2,85U_{10} - 9,65$<br>$3,6 \text{ m/s} < U_{10} < 13 \text{ m/s}$ | Bilineal de coeficiente pequeño   |
| 2 (Cole & Caraco, 1998)        | Lago     | $k_{600} = 0,215U_{10}^{1.7} + 2,07$   | Potencial                         |
| 3 (Crusius & Wanninkhof, 2003) | Lago     | 1) $k_{600} = 0,72U_{10}$<br>$U_{10} < 3,7 \text{ m/s}$<br>$k_{600} = 4,33U_{10} - 13,3,$<br>$U_{10} \geq 3,7 \text{ m/s}$           | Bilineal con coeficiente medio    |
| 4 (Borges et al., 2004b)       | Estuario | $k_{600} = 2,580U_{10} + 4,045$  | Lineal                            |
| 5 (Guérin et al., 2007)        | Embalse  | 2) $k_{600} = 1,66e^{0,26U_{10}}$  | Exponencial                       |
| 6 (MacIntyre et al., 2010)     | Lago     | $k_{600} = 2,25U_{10} + 0,16$  | Lineal con intercepto cercano a 0 |

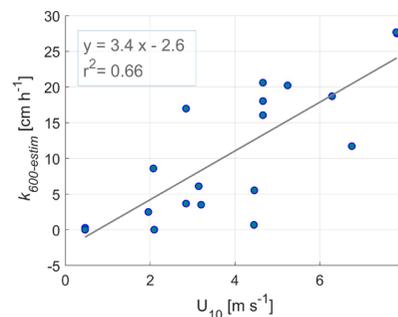
Según los resultados, ninguno de los modelos tomados de la literatura parece adaptarse completamente a las condiciones del embalse Porce III, aunque es claro que los modelos lineales se ajustaron mejor. Por otro lado, del ajuste lineal de los resultados de  $k_{600}$  estimado a partir de mediciones directas con cámaras flotantes en el embalse Porce III se obtuvo que la pendiente de la relación  $k_{600}$  vs  $U_{10}$  fue cercano a 3,4 (Figura 3).

**Estimación del error**

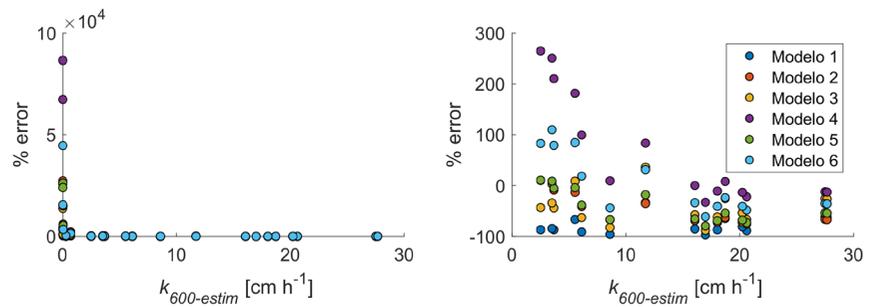
La estimación del error de los modelos seleccionados demostró que usualmente, pero no siempre, subestiman la velocidad de transferencia en el embalse (Figura 4). Sobre la base de todas las estimaciones, los errores fluctuaron de -97 a 86,5 %. Sin embargo, las mediciones *in situ* que resultaron en  $k_{600}$  menores a 1 cm h<sup>-1</sup> fueron extremadamente sensibles en el cálculo del error y arrojaron sobreestimaciones con altos porcentajes de error, del orden de cientos de miles (Figura 4a). A excepción de los  $k_{600}$  estimados con base en las mediciones, la  $k_{600\_estim} < 1$  cm h<sup>-1</sup>, el modelo 4 de **Borges et al.** (2004 b), evaluado para un estuario, registró los mayores porcentajes de error por sobreestimación,



**Figura 2.** Velocidad de transferencia de gases estimada de los flujos de CH<sub>4</sub> ( $k_{600\_estim}$ ) versus modelada a partir de los modelos 1 a 6 presentados en la tabla 3 ( $k_{600\_model}$ ): 1. Bilineal de coeficiente pequeño. 2. Potencial. 3. Bilineal con coeficiente medio. 4. Lineal. 5. Exponencial. 6. Lineal con intercepto cercano a 0



**Figura 3.** Velocidad de transferencia de gases estimada de los flujos de CH<sub>4</sub> ( $k_{600\_estim}$ ) versus velocidad del viento a 10 m sobre la superficie del embalse



**Figura 4.** Porcentaje de error de las estimaciones a partir de los modelos evaluados (modelos 1-6) con respecto a las mediciones *in situ*. **a)** Todos los valores de  $k_{600}$ . **b)** Sólo valores de  $k_{600} \geq 1 \text{ cm h}^{-1}$

especialmente en el rango de  $k_{600} < 6 \text{ cm h}^{-1}$ , en el que el error máximo encontrado fue de 264 %, cuando la mayoría de los modelos subestiman el valor medido *in situ* en porcentajes de error negativos y sin sobrepasar -97 % (**Figura 4b**).

## Discusión

La mayoría de los resultados de flujos de  $\text{CH}_4$  en el Porce III utilizados en este estudio se obtuvieron en el punto más cercano a la presa, donde debido a las profundidades de más de 100 m, se veían menos afectados por las burbujas, lo que coincide con la mayoría de los modelos en otros sistemas, usualmente centrados en las mediciones hechas en áreas abiertas de lagos y embalses (Cole & Caraco, 1998; Crusius & Wanninkhof, 2003; Guérin *et al.*, 2007), lo que puede constituir un factor importante a la hora de comparar entre estudios. Sin embargo, la zona de monitoreo en el embalse no es la única condición que puede generar diferencias entre estudios en la estimación de la  $k_{600}$ . La mayoría de los modelos propuestos en la literatura provienen de mediciones en sistemas ubicados en zonas templadas y altas latitudes, con características físicas distintas a las encontradas en sistemas tropicales de montaña. Variables como el área (Read *et al.*, 2012), la presencia de barreras topográficas (Klaus & Vachon, 2020), el método de medición (MacIntyre, 1995) o el comportamiento de la estructura térmica de la superficie (Pernica *et al.*, 2014) también pueden influir en la obtención de resultados distintos entre estudios.

En efecto, aunque los resultados de nuestro estudio evidenciaron que el ajuste ( $r^2$ ) de los modelos evaluados fue fuerte, tendieron a subestimar los valores de  $k_{600}$  obtenidos en el embalse Porce III. En particular, el modelo potencial (casi cuadrático) de Cole & Caraco (1998), ampliamente utilizado para estimar  $k_{600}$  (Poindexter *et al.*, 2016), fue el que más subestimó los valores de  $k_{600}$  estimados a partir de los datos de campo, los cuales estuvieron 3,5 veces por encima de los predichos por el modelo. Por otro lado, los modelos lineales de Borges *et al.* (2004) y MacIntyre *et al.* (2010) reprodujeron mejor los resultados según la pendiente obtenida de la regresión lineal cercana a 1. En el caso del modelo de MacIntyre *et al.* (2010), se observó que, excepto por la latitud, las condiciones bajo las cuales se estimó fueron similares a las condiciones de este estudio. Estos autores propusieron el modelo a partir de las mediciones registradas durante el verano en un lago boreal de área similar al embalse Porce III (lago Meräsjarvi en Suecia, 3,82 km<sup>2</sup>), donde la velocidad del viento y la temperatura superficial del agua permanecieron en rangos entre los 0 y los 12 m s<sup>-1</sup> y alrededor de 20 °C, respectivamente. Por otro lado, en el caso del modelo de Borges *et al.* (2004b), los porcentajes de error fueron muy altos en  $k_{600} < 6 \text{ cm h}^{-1}$ , lo que indica sobreestimación. La disminución consistente del error con el aumento de  $k_{600}$  puede atribuirse a la naturaleza de su cálculo, pues los bajos valores de referencia son más sensibles a cambios que los valores más altos.

Habiendo observado que los modelos lineales se ajustaron mejor a los datos del sitio de estudio que otros tipos de modelo, se hizo el ajuste lineal entre la velocidad de transferencia de gases estimada a partir de los datos de campo y la velocidad del viento normalizada

a 10 m. Se observó que el coeficiente de ajuste lineal fue de 3,4, lo que representa bien todo el rango de mediciones (aproximadamente  $0,5 < U_{10} < 8,0 \text{ m s}^{-1}$ ). Este valor de la pendiente es mayor que la de los modelos lineales propuestos en la literatura, cuyo coeficiente para embalses o lagos con bajas velocidades de viento ( $< 4 \text{ m s}^{-1}$ ) se encuentra usualmente entre 0,2 y 1 (Crusius & Wanninkhof, 2003; Deacon, 1977; Liss & Merlivat, 1986; Rik Wanninkhof *et al.*, 1987). Algunos estudios han propuesto coeficientes entre 2,0 y 2,78 (Borges *et al.*, 2004b; MacIntyre *et al.*, 2010; Vachon *et al.*, 2010; Wanninkhof *et al.*, 1985) y pocos de los modelos propuestos previamente presentan coeficientes similares al obtenido en este estudio. Borges *et al.* (2004a) encontraron coeficientes de 3,5 y 3,6 en dos estuarios de Europa, mientras que en lagos y embalses los coeficientes similares o superiores a los de este estudio son escasos, en tanto que en sistemas lóticos se han propuesto valores altos de pendiente, entre 7,1 y 10,0 (Alin *et al.*, 2011; Beaulieu *et al.*, 2012), lo que indica que el uso directo de la mayoría de los modelos lineales propuestos en la literatura para cuerpos de agua lóticos podría conllevar a subestimaciones de  $k_{600}$  en embalses tropicales de montaña.

Los aspectos morfológicos tienen un papel crucial en la magnitud de  $k_{600}$  en la medida en que pueden influenciar la respuesta del sistema ante los forzantes hidrometeorológicos. En consecuencia, la velocidad del viento sirve para una primera estimación, pero tiene limitaciones a la hora de representar, por sí sola, el comportamiento de  $k_{600}$ , por lo que deben considerarse otros aspectos que modulan la respuesta de la turbulencia al viento (Klaus & Vachon, 2020; Vachon *et al.*, 2010). Por ejemplo, a mayor longitud del *fetch* (longitud afectada uniformemente por una velocidad y dirección del viento), mayor la altura del oleaje y mayor turbulencia, y, en consecuencia, mayores valores de  $k$  (Vachon *et al.*, 2010). Por tanto, la longitud del *fetch* y el área superficial del sistema pueden ser parámetros que mejoren la predictibilidad de los modelos. En el Porce III, en particular, la morfología elongada y el carácter encañonado favorecen que la dirección predominante del viento sea en el sentido de la mayor longitud del embalse (Bohórquez-Bedoya *et al.*, 2023), lo que podría producir una respuesta más eficiente de la turbulencia ante la velocidad del viento.

Otro factor reconocido que puede aumentar la magnitud de la turbulencia y de  $k$  es la convección por enfriamiento de la superficie que genera flujo boyante (MacIntyre *et al.*, 2001). Durante las mediciones *in situ* la aparición de este fenómeno podría explicar la subestimación de  $k$  a partir de la velocidad del viento considerada como único forzante, suponiendo que el flujo boyante estuviera incrementando simultáneamente la turbulencia. Sin embargo, desestimamos esta hipótesis porque en la zona de estudio se ha demostrado que el flujo boyante y su efecto sobre la superficie es despreciable frente al efecto de la velocidad del viento (Bohórquez-Bedoya, 2023).

Por otro lado, al analizar los datos físicos y biogeoquímicos de un embalse tropical, MacIntyre *et al.* (2021) demostraron que la turbulencia y, por ende, la velocidad de transferencia de gases, aumentaron en los períodos de calentamiento de la superficie del agua y a las bajas velocidades del viento típicas de sistemas tropicales ( $< 4 \text{ m s}^{-1}$ ), y que el incremento de la turbulencia fue mayor que el esperado con la velocidad del viento solamente. Este comportamiento podría coincidir con los resultados obtenidos en este estudio, pues la mayoría de las muestras se tomó en períodos de calentamiento de la superficie del embalse Porce III, lo que ocurre entre las 8:00 y las 16:00 (Bohórquez-Bedoya, 2023), y la velocidad del viento promedio es cercano a  $4 \text{ m s}^{-1}$ .

Otra explicación de la subestimación de  $k_{600}$  en los modelos basados en la velocidad del viento es la presencia de microburbujas de metano en la superficie (McGinnis *et al.*, 2015). Los autores proponen que el rompimiento de las olas, la precipitación o la supersaturación de metano en la capa superficial introduce microburbujas en esta zona de los lagos y los embalses. Sin embargo, probar esta teoría no es posible a partir de los resultados de nuestro estudio. Un acercamiento podría hacerse a través de la determinación de  $k_{600}$  con base en otro gas diferente al metano y comparar los resultados de ambos gases. Varios autores han encontrado que la  $k_{600}$  proveniente de mediciones de metano *versus*  $\text{CO}_2$  evidencian la

presencia de microburbujas de metano que elevan la  $k_{600}$  medida (McGinnis *et al.*, 2015; Paranaíba *et al.*, 2018; Prairie & Giorgio, 2013). Desafortunadamente, en este estudio no se obtuvieron valores de  $k_{600}$  a partir de mediciones de un gas diferente al metano.

## Agradecimientos

A Empresas Públicas de Medellín (EPM) por su apoyo durante el trabajo de campo y la información de soporte. A Victoria Ramírez-Rivera, Lina María Ramírez-Morales, Ricardo Román-Botero, Óscar Darío Beltrán-Pérez y Andrés Felipe Monsalve-Salazar por su participación en el trabajo de campo y los análisis de laboratorio. A la Universidad Nacional de Colombia – Sede Palmira por la financiación del presente trabajo a través de la Convocatoria de proyectos para el fortalecimiento de la investigación y la innovación de la Universidad Nacional de Colombia – Sede Palmira 2019-2021.

## Contribución de los autores

EBB: conceptualización, recolección de datos de campo, integración de datos, cálculos, análisis e interpretación de datos, revisión de la literatura, redacción del artículo; JAGC: revisión de la literatura, integración de datos, cálculos, análisis de los resultados; AGG: conceptualización, recolección de datos de campo, análisis de los resultados, supervisión de la redacción del manuscrito; JGLH: diseño de la investigación, conceptualización, recolección de datos de campo, obtención de financiación.

## Conflicto de intereses

Los autores declaran que no existe ningún conflicto de intereses que ponga en riesgo la validez de los resultados presentados.

## Referencias

- Abe, D.S., Adams, D.D., Sidagis Galli, C.V., Sikar, E., Tundisi, J.G., Galli, C.V.S., Sikar, E., Tundisi, J.G. (2005). Sediment greenhouse gases (methane and carbon dioxide) in the Lobo Broa Reservoir, São Paulo State, Brazil: Concentrations and diffuse emission fluxes for carbon budget considerations. *Lakes and Reservoirs: Research and Management*, 10(4), 201-209. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1770.2005.00277.x>
- Alin, S. R., Rasera, M. de F.F.L., Salimon, C.I., Richey, J.E., Holtgrieve, G.W., Krusche, A.V., Snidvongs, A. (2011). Physical controls on carbon dioxide transfer velocity and flux in low-gradient river systems and implications for regional carbon budgets. *Journal of Geophysical Research*, 116(G1), G01009. <https://doi.org/10.1029/2010JG001398>
- Amorocho, J. & DeVries, J.J. (1980). A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 85(C1), 433-442. <https://doi.org/10.1029/JC085iC01p00433>
- Barros, N., Cole, J.J., Tranvik, L.J., Prairie, Y.T., Bastviken, D., Huszar, V.L.M., del Giorgio, P., Roland, F. (2011). Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience*, 4(9), 593-596. <https://doi.org/10.1038/ngeo1211>
- Bastviken, D., Cole, J.J., Pace, M.L., Van de-Bogert, M.C. (2008). Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole-lake budgets and CH<sub>4</sub> emissions. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(2), 1-13. <https://doi.org/10.1029/2007JG000608>
- Bastviken, D., Cole, J., Pace, M., Tranvik, L. (2004). Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4), 1-12. <https://doi.org/10.1029/2004GB002238>
- Beaulieu, J. J., Shuster, W. D., Rebolz, J. A. (2012). Controls on gas transfer velocities in a large river. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JG001794>
- Bohórquez-Bedoya, E. (2023). Physical processes influence on the dynamics of the main greenhouse gases in mountain tropical reservoirs [Ph.D. thesis]. Universidad Nacional de Colombia and University of Kaiserslautern-Landau. DOI: 10.26204/KLUEDO/7341
- Borges, A.V., Delille, B., Schiettecatte, L.S., Gazeau, F., Abril, G., & Frankignoulle, M. (2004 a). Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> in three European estuaries (Randers Fjord, Scheldt, and Thames). *Limnology and Oceanography*, 49(5), 1630-1641. <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.5.1630>

- Borges, A.V., Vanderborght, J.P., Schiettecatte, L. S., Gazeau, F., Ferrón-Smith, S., Delille, B., Frankignoulle, M.** (2004 b). Variability of the gas transfer velocity of CO<sub>2</sub> in a macrotidal estuary (the Scheldt). *Estuaries*, 27(4), 593-603. <https://doi.org/10.1007/BF02907647>
- Cole, J. & Caraco, N. F.** (1998). Atmospheric exchange of carbon dioxide in a low-wind oligotrophic the addition of SF<sub>6</sub>. *Limnology and Oceanography*, 43(4), 647-656.
- Crusius, J. & Wanninkhof, R.** (2003). Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. *Limnology and Oceanography*, 48(3), 1010-1017.
- Deacon, E. L.** (1977). Gas transfer to and across an air-water interface. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 29(4), 363. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v29i4.11368>
- Deemer, B. R., Harrison, J. A., Li, S., Beaulieu, J. J., Delsontro, T., Barros, N., Bezerra-Neto, J. F., Powers, S. M., Santos, M. A. D. O. S., Vonk, J. A., Dos Santos, M. A., Vonk, J. A.** (2016). Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis. *BioScience*, 66(11), 949-964. <https://doi.org/10.1093/biosci/biw117>
- Donis, D., Flury, S., Spangenberg, J. E.** (2017). Full-scale evaluation of methane production under oxic conditions in a mesotrophic lake. *Nature Communications*, 8(1661), 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01648-4>
- Guérin, F., Abril, G., Serça, D., Delon, C., Richard, S., Delmas, R., Tremblay, A., Varfalvy, L.** (2007). Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in a tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems*, 66(1-4), 161-172. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.03.019>
- Guérin, F. & León, J. G.** (2015). *Greenhouse gas (CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>) emissions from a high altitude hydro-electric reservoir in the tropics (Riogrande II, Colombia)*. Geophysical Research Abstracts.
- Günthel, M., Donis, D., Kirillin, G., Ionescu, D., Bizic, M., McGinnis, D. F., Grossart, H. P., Tang, K. W.** (2019). Contribution of oxic methane production to surface methane emission in lakes and its global importance. *Nature Communications*, 10(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13320-0>
- Klaus, M. & Vachon, D.** (2020). Challenges of predicting gas transfer velocity from wind measurements over global lakes. *Aquatic Sciences*, 82(3), 1-17. <https://doi.org/10.1007/s00027-020-00729-9>
- León, J.G.** (2020). *Cuantificación de emisiones de GEI en un embalse de montaña recientemente inundado: Caso de El Quimbo - GEIMBO*. Quinto informe de avance.
- León, J. G., Rojas, M., Ambiental, Á.** (2020). Estimación de Flujos Difusivos de CO<sub>2</sub> en Embalses Tropicales Mediante El Uso Conjunto De La Teledetección, La Modelación De Concentraciones Superficiales Del Gas y K600. *Revista de Investigación Agraria y Ambiental*, 11(2), 179-196. <https://doi.org/10.22490/21456453.3587>
- Liss, P.S. & Merlivat, L.** (1986). Air-Sea Gas Exchange Rates: Introduction and Synthesis. In *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-4738-2\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-009-4738-2_5)
- MacIntyre, S.** (1995). Trace gas exchange in freshwater and coastal marine systems. *Methods in Ecology*, en: Matson PA, Harriss RC (eds) Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water. Wiley, New York, pp 52-97.
- MacIntyre, S., Amaral, J.H.F., Melack, J.M.** (2021). Enhanced Turbulence in the Upper Mixed Layer Under Light Winds and Heating: Implications for Gas Fluxes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126(12), 1-36. <https://doi.org/10.1029/2020JC017026>
- MacIntyre, S., Eugster, W., Kling, G.W.** (2001). *The critical importance of buoyancy flux for gas flux across the air-water interface*. In: *Gas Transfer at Water Surfaces*, edited by M.A. Donelan, W.M. Drennan, E.S. Saltzman, and R. Wanninkhof. AGU.
- MacIntyre, S., Jonsson, A., Jansson, M., Aberg, J., Turney, D. E., Miller, S.D.** (2010). Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake. *Geophysical Research Letters*, 37(24), 2-6. <https://doi.org/10.1029/2010GL044164>
- McGinnis, D. F., Kirillin, G., Tang, K. W., Flury, S., Bodmer, P., Engelhardt, C., Casper, P., Grossart, H.** (2015). Enhancing Surface Methane Fluxes from an Oligotrophic Lake: Exploring the Microbubble Hypothesis. *Environmental Science and Technology*, 49, 873-880. <https://doi.org/10.1021/es503385d>
- Ordóñez, C., DelSontro, T., Langenegger, T., Donis, D., Suárez, E. L., McGinnis, D. F.** (2023). Evaluation of the methane paradox in four adjacent pre-alpine lakes across a trophic gradient. *Nature Communications*, 14(1), 2165. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-37861-7>
- Paranaíba, J. R., Barros, N., Mendonça, R., Linkhorst, A., Isidorova, A., Roland, F., Almeida, R.M., Sobek, S.** (2018). Spatially Resolved Measurements of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> Concentration and Gas-Exchange Velocity Highly Influence Carbon-Emission Estimates of Reservoirs. *Environmental Science and Technology*, 52(2), 607-615. <https://doi.org/10.1021/acs.est.7b05138>

- Peeters, F., Encinas-Fernández, J., Hofmann, H.** (2019). Sediment fluxes rather than oxic methanogenesis explain diffusive CH<sub>4</sub> emissions from lakes and reservoirs. *Scientific Reports*, 9(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-36530-w>
- Pernica, P., Wells, M. G., MacIntyre, S.** (2014). Persistent weak thermal stratification inhibits mixing in the epilimnion of north-temperate Lake Opeongo, Canada. *Aquatic Sciences*, 76(2), 187-201. <https://doi.org/10.1007/s00027-013-0328-1>
- Poindexter, C. M., Baldocchi, D. D., Matthes, J. H., Knox, S. H., Variano, E. A.** (2016). The contribution of an overlooked transport process to a wetland's methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6276-6284. <https://doi.org/10.1002/2016GL068782>
- Prairie, Y. T. & Giorgio, P. A.** (2013). A new pathway of freshwater methane emissions and the putative importance of microbubbles. *Inland Waters*, 3(January), 311-320. <https://doi.org/10.5268/IW-3.3.542>
- Read, J. S., Hamilton, D. P., Desai, A. R., Rose, K. C., Macintyre, S., Lenters, J. D., Smyth, R. L., Hanson, P. C., Cole, J. J., Staehr, P. A., Rusak, J. A., Pierson, D. C., Brookes, J. D., Laas, A., Wu, C. H.** (2012). Lake-size dependency of wind shear and convection as controls on gas exchange. *Geophysical Research Letters*, 39, 1-5. <https://doi.org/10.1029/2012GL051886>
- Rodríguez, D.C. & Peñuela, G.A.** (2022). Estimation of greenhouse gas emissions of a tropical reservoir in Colombia. *Journal of Water and Climate Change*, 13(2), 872-888. <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.330>
- Rudd, J.W.M.** (1993). Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases. *Ambio*, 22(4), 246-248.
- Schober, P. & Schwarte, L.A.** (2018). Correlation coefficients: Appropriate use and interpretation. *Anesthesia and Analgesia*, 126(5), 1763-1768. <https://doi.org/10.1213/ANE.0000000000002864>
- St. Louis, V.L., Kelly, C.A., Duchemin, É., Rudd, J.W.M., Rosenberg, D.M.** (2000). Reservoir Surfaces as Sources of Greenhouse Gases to the Atmosphere: A Global Estimate. *BioScience*, 50(9), 766. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2000\)050\[0766:RSASOG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2000)050[0766:RSASOG]2.0.CO;2)
- Vachon, D., Langenegger, T., Donis, D., McGinnis, D. F.** (2019). Influence of water column stratification and mixing patterns on the fate of methane produced in deep sediments of a small eutrophic lake. *Limnology and Oceanography*, 64(5), 2114-2128. <https://doi.org/10.1002/lno.11172>
- Vachon, D., Prairie, Y.T., Cole, J.J.** (2010). The relationship between near-surface turbulence and gas transfer velocity in freshwater systems and its implications for floating chamber measurements of gas exchange. *Limnology and Oceanography*, 55(4), 1723-1732. <https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.4.1723>
- Wanninkhof, R.** (2014). Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnology and Oceanography: Methods*, 12, 351-362. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>
- Wanninkhof, R., Ledwell, J.R., Broecker, W.S.** (1985). Gas Exchange-Wind Speed Relation Measured with Sulfur Hexafluoride on a Lake. *Science*, 227(4691), 1224-1226. <https://doi.org/10.1126/science.227.4691.1224>
- Wanninkhof, R., Ledwell, J. R., Broecker, W. S., Hamilton, M.** (1987). Gas exchange on Mono Lake and Crowley Lake, California. *Journal of Geophysical Research*, 92(C13), 14567. <https://doi.org/10.1029/JC092iC13p14567>
- Yang, L., Lu, F., Zhou, X., Wang, X., Duan, X., Sun, B.** (2014). Progress in the studies on the greenhouse gas emissions from reservoirs. *Acta Ecologica Sinica*, 34(4), 204-212. <https://doi.org/10.1016/j.chnaes.2013.05.011>