



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería Agrícola
Programa de Magíster en Ingeniería Agrícola

**EVALUACIÓN DE MODELOS PARA ESTIMAR
EVAPORACIÓN EN CUERPOS DE AGUA, CASO DE
ESTUDIO: LAGO LAJA.**

Tesis para optar al grado de Magíster en Ingeniería con mención en
Recursos Hídricos.

ANDRÉS ESTEBAN PÉREZ BARRIGA
CHILLÁN-CHILE
2020

Profesor Guía: PhD. Luis Octavio Lagos Roa
Dpto. de Recursos Hídricos
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Esta tesis ha sido realizada en el Departamento de Recursos hídricos de la Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad Concepción.

Profesor Guía

Dr. Luis Octavio Lagos Roa
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Comisión Evaluadora:



Dr. José Luis Arumí Ribera
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Dr. Mario Lillo Saavedra
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

Director de Programa

Dr. Javier Ferrer Valenzuela
Facultad de Ingeniería Agrícola
Universidad de Concepción

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	VI
ABSTRACT	VIII
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MATERIALES Y MÉTODOS	7
2.1 Área de estudio.....	7
2.2 Equipamiento y mediciones.....	9
2.3 Metodos para estimar la evaporación.....	11
2.3.1 Evaluaciones	14
3. RESULTADOS	16
3.1 Variables medioambientales.....	16
3.1.1 Huella de flujo.....	19
3.2 Componentes del balance de energía superficial	20
3.3 Comparaciones de los modelos con las mediciones	25
4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	35
4.1 Mediciones	35
4.2 Modelos	39
5. CONCLUSIONES	46
6. REFERENCIAS	49

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Métodos pra estimar evaporación (mm h^{-1})	13
Tabla 2. Ecuaciones de indicadores para la validación de modelos	15
Tabla 3. Valores máximos (Máx), mínimos (Mín) y promedios (\bar{X}) diarios, de las variables medioambientales medidas.....	18
Tabla 4. Valores máximos (Máx) y promedios (\bar{X}) diarios de las componentes del balance de energía para los días de medición.	21
Tabla 5. Altura de agua evaporada y tasa de evaporación.....	24
Tabla 6. Parámetros a, b y c de modelos de transferencia de masa e indicadores de bondad de ajuste	31
Tabla 7. Indicadores estadísticos para antes y después de aplicación de parámetro de ajuste para el lago Laja (KLL) (* indica que el factor mostrado es el obtenido después de aplicar KLL)	34



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de la estación EC.....	9
Figura 2. Variables medioambientales medidas, ΔT es la diferencia de temperatura entre el lago y el aire y las otras variables fueron definidas anteriormente.	17
Figura 3. Radiación solar (Q_s) para días medidos.....	18
Figura 4. Dirección de flujos medidos, distancia desde el punto de medición y huella de flujo.	19
Figura 5. Componentes del balance de energía superficial (Q^* es radiación neta, Q_x es flujo de calor en el agua, H_s corresponde al flujo de calor sensible y λE es el flujo de calor latente).....	21
Figura 6. Relación entre el flujo de calor latente y la velocidad de viento (U), el déficit de presión de vapor (DPV), el producto del déficit de presión de vapor y la velocidad de viento ($DPV \cdot U$), la radiación neta (Q^*), y el calor almacenado en el agua (Q_x).	23
Figura 7. Volumen de agua evaporado respecto a la cota del lago.	25
Figura 8. Relación entre la evaporación horaria observado y la estimada con los modelos del grupo combinado. (RMSE in $mm h^{-1}$).....	26
Figura 9. Modelos que consideran la función del viento ajustados maximizar R^2 (RMSE in $mm h^{-1}$).....	28
Figura 10. Relación entre evaporación medida y estimada con las ecuaciones del grupo radiación solar y temperatura.....	29
Figura 11. Relación entre evaporación medida y estimada con las ecuaciones del grupo de transferencia de masa.....	30
Figura 12. Relación entre evaporación medida y estimada con modelos generalizados de transferencia de masa.....	32
Figura 13. Relación entre el flujo de calor latente y el flujo de calor en el agua (Q_x) en rango nocturno (izquierda) y diurno (derecha).....	37
Figura 14. Mapa de indicadores de ajustes de los modelos (R^2 = Coeficiente de determinación, RMSE= Raíz del error medio cuadrático, W = Índice de ajuste, NS= Índice de Nash y Sutcliffe)	43
Figura 15. Errores absolutos máximos, mínimos y promedios entre valor modelado y valor observado para los modelos horarios.	44
Figura 16. Errores absolutos máximos, mínimos y promedios entre valor modelado y valor observado para los modelos horarios luego de aplicar K_{LL}	45

RESUMEN

La cuantificación de la evaporación es muy importante para la gestión de los recursos hídricos, la determinación de la disponibilidad de agua y la modelización ambiental. La evaporación (E) es un componente clave del ciclo hidrológico, que se vuelve más relevante en un escenario climático cambiante, donde se proyectan aumentos de temperatura y E a escala regional. Este estudio evaluó la aplicabilidad horaria de 21 métodos para estimar E en un lago de montaña. Los modelos se agruparon como combinación, temperatura de radiación solar y métodos de transferencia de masa. La E estimada por todos los modelos se comparó con tres campañas de medición con un sistema de Eddy Covariance en el lago Laja durante el mes de enero (22 a 28), marzo (17 a 23) y noviembre (09 a 15) del 2016. El agua evaporada promedio durante las sesiones de medición fueron 3.40, 3.38 y 1.89 mm d⁻¹ respectivamente. El mejor rendimiento se obtuvo con modelos cuyos principios de E principales son el flujo de calor y el flujo de vapor de agua. El mejor desempeño en este grupo fue el modelo Penman que utiliza una función de viento modificada con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.91, coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) de 0.9 e índice de ajuste (W) de 0.98. Al comparar las horas diurnas y nocturnas, se descubrió que la E diurna en el lago se explica mejor por el producto del déficit de presión de vapor y la velocidad del viento, mientras que la E nocturna se explica por el flujo de calor en el agua. Los resultados destacan la importancia del análisis de la dinámica diurna del flujo

de agua y la energía almacenada en el agua para comprender mejor la E en cuerpos de agua.



ABSTRACT

The quantification of evaporation is very important for water resources management, determination of water availability and environmental modeling. Evaporation (E) is a key component of the hydrological cycle, which becomes more relevant under a changing climate scenario, where increases in temperature and E are projected on a regional scale. This study evaluated the hourly applicability of 21 methods to estimate E in a mountain lake. Models were grouped as combination, solar radiation-temperature and mass transfer methods. Estimated E by all models were compared to three measurement campaigns with an Eddy Covariance system in Lake Laja during the month of January (22 to 28), March (17 to 23) and November (09 to 15) of 2016. The average evaporated water during the measurement sessions were 3.40, 3.38 and 1.89 mm d⁻¹ respectively. Best model performance was obtained with models whose main E principles are heat flow and water vapor flow. The best performance in this group was the Penman model using a modified wind function with a determination coefficient (R²) of 0.91, Nash-Sutcliffe coefficient (NS) of 0.9, and index of agreement (W) of 0.98. Comparing daytime and nighttime hours, it was found that the daytime E in the lake is best explained by the product of the vapor pressure deficit and wind speed, while the nighttime E was explained by the flow of heat in the water. Results highlights the importance of the analysis of diurnal dynamics of water flux and energy stored in water to better understand the E in water bodies.

1. INTRODUCCIÓN

En todo el mundo, pero especialmente en las regiones áridas, los efectos del cambio climático y el aumento de las temperaturas amenazan con reducir el agua superficial disponible mediante un aumento de la evaporación, especialmente en los depósitos de almacenamiento en la superficie (Friedrich et al., 2018). Las regiones agrícolas ubicadas en cuencas climáticas mediterráneas dominadas por el deshielo han sido identificadas como altamente vulnerables a los impactos del cambio climático, y se espera que los niveles de temperatura en las montañas aumenten alrededor de 3–4 °C (Meza et al., 2012, 2014), aumentando de la evaporación en lagos de montaña.

Desde 2010, una secuencia ininterrumpida de años secos, con déficits anuales de lluvia del 25 al 45 por ciento, ha afectado al centro de Chile (30–38 °S) (René D. Garreaud et al., 2017). Dada su duración sin precedentes y su gran extensión espacial, este fenómeno se conoce como la mega sequía en el centro de Chile. La mega sequía ha coincidido con la década más cálida registrada en el centro de Chile (Vuille et al., 2015), un factor que ha aumentado la gravedad de la sequía al aumentar la evaporación de los reservorios de agua (Aldunce et al., 2017; René D. Garreaud et al., 2017).

El Lago Laja es un lago de montaña ubicado entre los paralelos 37° 10' - 37° 27' S y los meridianos 71° 22' – 71° 14' W a 1360 msnm, ubicado en la zona afectada por esta mega sequía, está catalogado como un reservorio natural y

operado como un sistema de regulación interanual desde el año 1960. Luego se construyó la planta hidroeléctrica El Toro, que comenzó su operación en el año 1973, transformó el lago Laja de un lago natural en uno gestionado. A partir del año 2001, se agregó una nueva demanda al sistema a través de un canal transfronterizo (el canal Laja-Diguillín) para riego en una cuenca vecina, ubicado aguas abajo del lago en el río Laja. Esto unido a las tendencias de disminución de las precipitaciones debido al cambio climático y el aumento de la demanda debido crecimiento poblacional han incrementado la presión sobre demanda de agua del lago Laja. (Muñoz et al., 2019).

El lago Laja tiene un sistema de cabecera templada dominada por el deshielo y precipitaciones, además, desde el año 1978 cuenta con un túnel que aporta agua proveniente del río Polcura con caudales que promedian los 3,47 m³/s en enero, 2,34 m³/s en marzo y 8,9 m³/s en noviembre.

En las primeras tres décadas desde que El Toro comenzó a operar en 1973, no hubo conflictos entre los usuarios que dependían del agua del lago Laja, principalmente porque los niveles del lago eran adecuados para satisfacer las demandas de agua. Sin embargo, durante los últimos ~ 15 años, se han producido conflictos entre los usuarios, que han aumentado en número durante la última década. Autores como Garreaud et al. 2017 y Muñoz et al. 2019, consideran que el origen de los conflictos recientes puede ser la sequía de 2010-2019 en Chile (René D. Garreaud et al., 2017; Muñoz et al., 2019).

Bajo este escenario de alta variabilidad climática y los conflictos entre los usuarios de las aguas del lago, ha sido necesario reformular las reglas de operación del Laja, estableciendo un volumen máximo a extraer para riego y generación de energía, de acuerdo con el volumen disponible.

Uno de los principales problemas en la gestión de los recursos hídricos superficiales, tales como depósitos de agua (embalses, lagos, lagunas y en particular el Lago Laja), es la estimación de todos los componentes del balance hídrico. Tal conocimiento es necesario para la regulación del suministro de agua en respuesta a la demanda, para la identificación y estimación de la posible filtración a través del suelo del depósito y para el análisis químico de las aguas del embalse. En los depósitos de agua, por ejemplo, puede ser relativamente fácil de medir flujo de entrada, flujo de salida y la precipitación. Sin embargo, para identificar si la percolación a través del suelo del depósito tiene lugar, en el cierre de balance de agua, es necesaria una estimación precisa de las pérdidas por evaporación. Por lo tanto, la evaporación de los cuerpos de agua ha sido el tema de numerosos estudios a lo largo de los años (Tanny et al., 2008), es por esto que se hace necesario cuantificar la evaporación del Lago Laja.

En Chile, se ha estudiado comúnmente la demanda de agua agrícola con la determinación de la evapotranspiración potencial y algunos estudios se han llevado a cabo para cultivos específicos (Bochetti et al., 2016; Meza, 2005; Olivera-Guerra et al., 2014; Ortega-Farias et al., 2004), sin embargo, la evaporación en cuerpos de agua ha sido pobremente estudiada.

Si bien, la capacidad de monitorear y predecir con precisión la evaporación de la superficie se vuelve crucial para la gestión adecuada del agua en un contexto de variabilidad climática; su estimación a través de modelos inadecuados implica una alta incertidumbre considerable incluso en los signos de proyecciones hidrológicas que dependen de la parametrización o estructura de un modelo (Jansen & Teuling, 2020; Melsen et al., 2018).

La técnica de Eddy Covariance es el único método para obtener mediciones de evaporación directa. Por lo tanto, se considera el método más preciso y confiable para estimar la evaporación (Metzger et al., 2018; Rimmer et al., 2009; Tanny et al., 2008), sin embargo, su uso es limitado debido a la naturaleza costosa y compleja de su operación, por lo que se requieren enfoques de modelado eficaces.

Las ecuaciones para determinar la evaporación se pueden clasificar en varios grupos, incluyendo el balance de masa, balance de energía, el grupo aerodinámico (basado en el flujo de vapor de agua), el grupo de radiación solar y temperatura (basado en la radiación solar y la temperatura del aire) y el enfoque combinado (basado en el flujo de calor y el flujo de vapor de agua). La mayoría de las ecuaciones fueron desarrolladas para su uso en estudios específicos y el área más apropiada para su uso es en climas similares a donde se desarrollaron (Winter et al., 1995).

Se han realizado varios estudios que han evaluado el rendimiento de los modelos de evaporación a escalas diarias (o mayores) (Rosenberry et al., 2007;

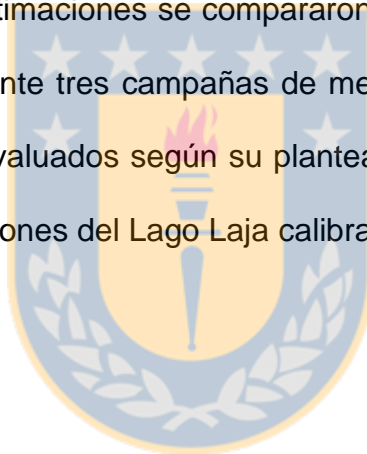
Singh & Xu, 1997; Tanny et al., 2008; Wang et al., 2019; Winter et al., 1995), y la aplicabilidad horaria de estos modelos ha quedado pobremente estudiada. Sin embargo, todas las variables que consideran estos modelos son fácilmente medibles en intervalos de tiempo sub diarios, lo cual permitiría aplicar los modelos a escalas menores de tiempo. Granger y Hedstrom, 2011, desarrollaron relaciones entre las tasas de evaporación por hora y las variables que afectan la evaporación, y concluyeron que la velocidad de viento era el factor más importante de la evaporación. McGloin et al., 2014, evaluaron 3 enfoques para modelar a paso subdiario la evaporación en un pequeño embalse en el sureste de Queensland, Australia, determinando que el modelo teórico de transferencia de masa mostró la mejor correlación.

Las estimaciones confiables de los flujos de calor en la superficie a menudo son necesarias para representar correctamente el efecto que tienen los diferentes tipos de superficie en el clima regional (Chen y Dudhia, 2001). Para modelar con precisión los procesos como la variabilidad diurna en la altura de la capa límite atmosférica (ABL) y los procesos asociados de nubes y precipitación, es esencial que los procesos de superficie se simulen con la frecuencia suficiente para capturar su influencia en el ABL (es decir, los pasos de tiempo en el orden de una hora) (Chen & Dudhia, 2001; McGloin et al., 2014; Pielke, 2001; Pitman, 2003).

La estimación de esta variable en tiempo casi real es importante tanto para el manejo agrícola como para el hidrológico, mientras que el poder monitorear las

tendencias a largo plazo permite la identificación de los impactos climatológicos en la hidrosfera global (Hartfield et al., 2018). El análisis diurno de la evaporación permite asociar este fenómeno a eventos específicos que ocurren durante el día, por ejemplo, ráfagas de viento, olas de calor, nubosidad, entre otros.

El objetivo de esta investigación es evaluar el comportamiento horario de 21 modelos para estimar la evaporación en cuerpos de agua e identificar las principales variables ambientales que controlan la dinámica diurna de la evaporación. Estas estimaciones se compararon con mediciones de un sistema Eddy Covariance durante tres campañas de medición en un lago de montaña. Los modelos fueron evaluados según su planteamiento original, para luego ser ajustados a las condiciones del Lago Laja calibrando las funciones del viento.



2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Área de estudio

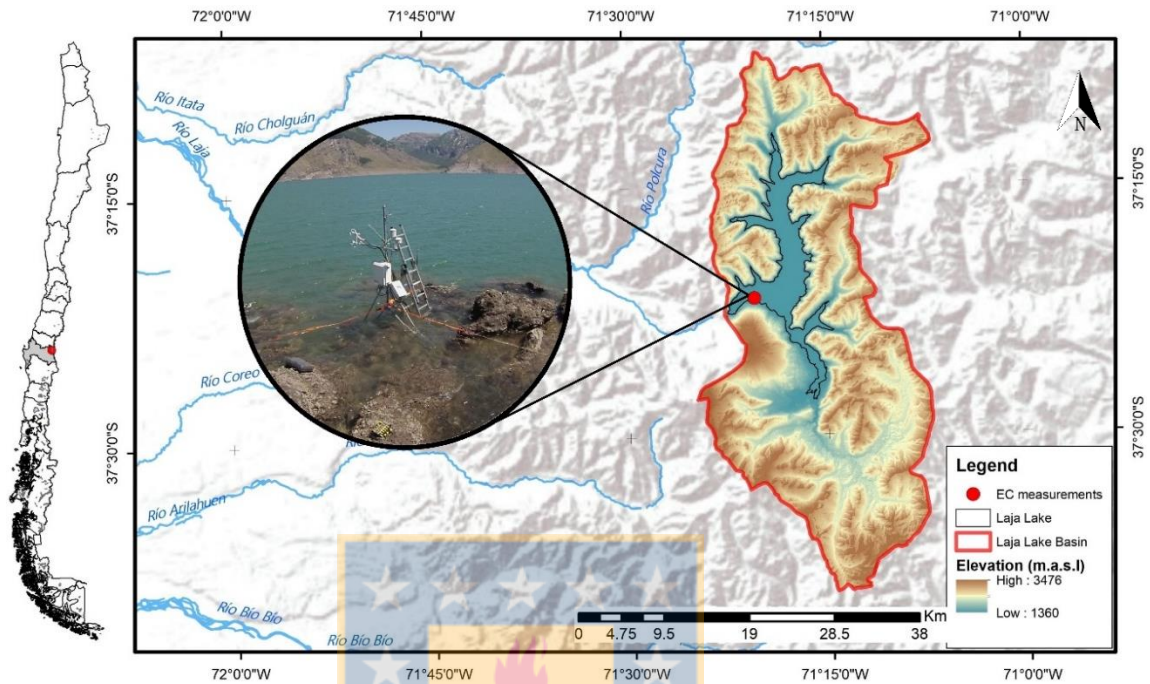
El Lago Laja se sitúa en el centro sur de Chile en medio de la cordillera de los Andes ($37^{\circ} 10' - 37^{\circ} 27' S$ y los $71^{\circ} 22' - 71^{\circ} 14' W$). Tiene 33 km de longitud, 3 km de ancho, una profundidad media de 75 m y una superficie aproximada de 70 km^2 (a una cota de 1360 msnm). Los patrones climáticos en el área generan principalmente lluvias frontales. En la cara occidental de los Andes, la mejora de las precipitaciones ocurre principalmente debido a los efectos orográficos sobre las montañas de los Andes (Garreaud, 2009). En la cuenca del lago Laja, las nevadas se concentran en los meses más fríos del año (junio a agosto), lo que representa el 47% de la precipitación anual total. La cuenca del lago Laja presenta un régimen hidrológico dominado por la nieve cuyas salidas están reguladas por el lago, y tiene un régimen hidrológico dominado por la nieve cuyas salidas están reguladas por el lago.

La subcuenca del lago Laja (975 km^2) es una depresión de los suelos volcánicos andinos con baja permeabilidad (Thiele et al., 1998). Las pendientes pronunciadas dominan la topografía y los suelos son volcánicos y arenosos. El lago tiene dos salidas, una natural que consiste en la filtración a través de rocas fracturadas, que dan origen al río Laja, y una antropogénica en forma del túnel de la central hidroeléctrica El Toro, que conecta el lago con el río Polcura y cuyos

flujos varían de acuerdo con las demandas de energía y riego (Muñoz et al., 2019).

El lago Laja es un reservorio natural operado como sistema de regulación interanual, abastece las centrales hidroeléctricas Abanico, El Toro, Antuco, Rucúe y Quilleco, así como también alimenta el sistema de riego, Laja sur, Zañartu, Laja Diguillin y una serie de otros canales. El lago Laja es de origen natural, pero puede ser regulado de manera controlada a través de la central hidroeléctrica El Toro. Su volumen útil es de aproximadamente 5600 Hm³ y representa la mayor reserva de energía embalsada del sistema interconectado de energía eléctrica en Chile.

El punto de mediciones se situó a la orilla sur del lago (Figura 1) a 4,5 km del centro de esquí Volcán Antuco (37°21'43.86"S, 71°20'24.60"O a 1360 msnm). Al sur del punto de medición se encuentra el volcán Antuco, y al norte se observa una extensión de cerros con escasa vegetación. El sector aledaño a la estación presenta suelos sin valor agrícola, ganadero o forestal, su uso está limitado para la vida silvestre, recreación o protección de hoyas hidrográficas, y es del tipo arenoso y pedregoso. La velocidad de viento para los períodos de medición alcanza los 8 m s⁻¹ y predominantemente van en dirección oeste a este.



Fuente: Elaboración propia

Figura 1. Ubicación de la estación EC.

2.2 Equipamiento y mediciones

Durante los meses de enero (22 al 28), marzo (17 al 23) y noviembre (09 al 15) del 2016 se instaló un sistema Eddy Covariance (EC) en el área de estudio para medir, en intervalos de 30 minutos, los principales componentes del balance de energía y las principales variables medioambientales que afectan la evaporación.

Para medir la radiación solar (Q_s) se utilizó un piranómetro (LI-200R, Licor, Lincoln, NE, USA), montado a 3 metros de altura. La radiación neta (Q^*) fue medida con un radiómetro neto (NR-Lite2, Kipp & Zonen, Delft, Holanda), montado a dos metros de altura y utilizando un brazo de extensión de dos metros

de largo para captar siempre la energía proveniente de la superficie de agua. El flujo de calor sensible (H_s) fue medido con un anemómetro sónico 3D (CSAT3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) montado a 2 metros de altura en forma horizontal a la dirección del viento y una fina termocupla (FW3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). El flujo de calor latente (λE) fue medido por el anemómetro sónico y un analizador de gases (EC150, Campbell Scientific, Logan, UT, USA).

La temperatura del aire y la humedad relativa fueron medidas con una sonda (HMP45C, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) a 2,5 metros de altura. La temperatura superficial del agua fue medida con un registrador de temperatura (iButton DS1921Z, Maxim Integrated, San Jose, CA, US), fijado a una cuerda de uso marino anclada a un peso y suspendida con una boya. La velocidad de viento fue medida con el mismo anemómetro sónico 3D. Señales de estos instrumentos se muestrean cada 5 segundos, y se almacenan como la media transcurridos 30 minutos en un registrador de datos (CR3000, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Dos baterías de 12 V, conectadas en paralelo suministraron la energía.

Para determinar el flujo de calor en el agua (Q_x) se utilizó la forma reducida del balance de energía (Blanken et al., 2000; Liu et al., 2009):

$$Q_x = Q^* - \lambda E - H_s \quad (1)$$

Para asegurar que los flujos de calor latente y calor sensible provinieran principalmente del cuerpo de agua se realizó un análisis de footprint (huella de flujo) usando el método desarrollado en Hsieh et al., 2000.

2.3 Metodos para estimar la evaporación

Se utilizaron 21 modelos, para estimar evaporación en forma horaria, los que se pueden asociar en los siguientes grupos:

Grupo combinado: el método combinado incluye generalmente a la transferencia de energía y a los componentes aerodinámicos. Para aplicaciones prácticas, la formulación requiere la medición de los flujos de radiación sobre el cuerpo de agua, la temperatura de la superficie del agua y datos meteorológicos como la velocidad del viento, temperatura del aire y temperatura de punto de rocío a una altura determinada.

Grupo de radiación solar y temperatura: el grupo de radiación solar y temperatura grupo consiste en cuatro modelos, y tiene la ventaja de requerir una menor cantidad de parámetros físicos, tales como la radiación solar, temperatura del aire, presión atmosférica y humedad relativa. Sin embargo, como en todos los métodos, es importante que las mediciones sean representativas con respecto a las condiciones del cuerpo de agua.

Grupo de transferencia de masa: el grupo de transferencia de masa consiste en tres modelos, la transferencia de masa se basa en principios físicos. La evaporación calculada a partir de este método se considera proporcional a una función de la velocidad media del viento y la diferencia entre la presión de vapor del aire en la superficie de evaporación y la presión de vapor del aire en algún nivel por sobre la superficie del cuerpo de agua.

La Tabla 1 muestra las ecuaciones involucradas para cada uno de los 21 modelos, los últimos 7 modelos del grupo de transferencia de masa fueron propuestos por Singh y Xu (1997), y requieren de la estimación de los parámetros a , b y c .

Para estimar estos parámetros se utilizó un método basado en el criterio de mínimos cuadrados entre la evaporación medida y la estimada. Cuando estamos trabajando con un modelo empírico, los valores de los parámetros deben calibrarse a partir de una muestra de valores de entrada y de salida del modelo, y de una función objetivo cuyo valor debe minimizarse. Uno de los objetivos más sencillos es un modelo de regresión lineal que utiliza una variable de entrada x , y una variable de salida y . El modelo por calibrar es una ecuación de tipo $y' = A + BX$, en el que los parámetros A y B deben ser tales que minimicen la función objetivo $\sum_{i=1}^n (y' - y)^2$, donde n es el número de pares de datos.

Tabla 1. Métodos para estimar evaporación (mm h⁻¹)

Método	Ecuación
Grupo combinado	
Priestley-Taylor	$E = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \left(\frac{Q^* - Q_x}{\lambda \rho_w} \right) 3,6$
deBrauin-Keijman	$E = \left(\frac{\Delta}{0,85\Delta + 0,63\gamma} \right) \left(\frac{Q^* - Q_x}{\lambda \rho_w} \right) 3,6$
Penman-Monteith	$E = \frac{\Delta(Q^* - Q_x) + \rho_a C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_a}{r_s} \right)} \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$
Penman	$E = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Q^* - Q_x) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} K_u \cdot f(U) (e_s - e_a) \right) \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$
Penman-Kimberly	$E = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Q^* - Q_x) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} K_u (e_s - e_a) W_f \right) \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$
Brutsaert-Striker	$E = \left((2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Q^* - Q_x) - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} K_u \cdot f(U) (e_s - e_a) \right) \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$
deBruin	$E = \left(\frac{\alpha}{\alpha - 1} \right) \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \frac{f(U) (e_s - e_a)}{\lambda \rho_w} * 3,6$
Grupo radiación solar y temperatura	
Jensen-Haise	$E = C_r (T_a - T_x) Q_s \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$; $C_r = 1 / (C_1 + C_2 \cdot C_H)$; $C_H = 5 / (e_s - e_a)$; $C_1 = 38 - \left(\frac{2 Elev}{305} \right)$; $T_x = -2,5 - 1,4(e_s - e_a) - Elev/550$; $C_2 = 7,3^\circ C$
Makkink	$E = \left(0,61 \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) Q_s - 0,12 \right) \frac{3,6}{\lambda \rho_w}$
Stephens-Stewart	$E = (0,0082 T_a - 0,19) (Q_s \cdot 3,495 \cdot 10^{-2}) / 24$
Turc	$E = (0,013 \frac{T_a}{T_a + 15} (Q_s + 50)) / 24$ for $RH > 50\%$ and for $RH < 50\%$ $E = (0,013 \frac{T_a}{T_a + 15} (Q_s + 50) \left[1 + \frac{(50 - RH)}{70} \right]) / 24$
Grupo transferencia de masa	
Ryan-Harleman	$E = \left(\frac{(2,7 \theta_v ^{0,333} + 3,1 U_2) (e_{s^*} - e_a)}{\lambda \rho_w} \right) 3,6$
Trivett	$E = 0,024 (e_{s^*} - e_{a^*}) U_2 / 24$
Quinn	$E = (0,052 + 0,0066 U_3) (e_{s^*} - e_{a^*}) U_3 / 24$
(A)	$E = a \cdot (e_{s^*} - e_{a^*})$
(B)	$E = a \cdot U_2 (e_{s^*} - e_{a^*})$
(C)	$E = a \cdot (1 - e^{-U_2}) \cdot (e_{s^*} - e_{a^*})$
(D)	$E = a \cdot (1 + b \cdot U_2) \cdot (e_{s^*} - e_{a^*})$
(E)	$E = a \cdot U_2 \cdot (e_{s^*} - e_{a^*}) \cdot (1 - b \cdot (T_a - T_0))$
(F)	$E = a \cdot (T_a + 25)^2 \cdot (100 - HR)$
(G)	$E = a \cdot (1 + b \cdot U_2) \cdot (e_{s^*} - e_{a^*}) \cdot (1 - c \cdot (T_a - T_0))$

Los multiplicadores 3.6 y 1/24 aparecen en las ecuaciones para convertir la salida en mm h⁻¹

Fuente: Elaboración propia

- Δ : Pendiente de la curva presión de vapor saturado-temperatura para la temperatura media del aire (Pa °C⁻¹).
- α : 1.26, constante derivada empíricamente de Priestley-Taylor, adimensional.
- a, b y c : Parámetros de ajuste para modelos de transferencia de masa
- γ : Constante psicométrica dependiente de la temperatura y presión atmosférica (Pa °C⁻¹).
- θ_v : Diferencia entre la temperatura de la superficie del agua y la temperatura del aire a 2 metros de altura (°C).
- λ : Calor latente de vaporización (MJ kg⁻¹).
- ρ_w : Densidad del agua (se asume 998 kg m³).
- e_a : Presión de vapor actual a la temperatura del aire en kPa (deBruin en mb).
- e_{a^*} : Presión de vapor actual a la temperatura de punto de rocío (mb).
- e_s : Presión de vapor saturado a la temperatura del aire en kPa (deBruin en mb).
- e_{s^*} : Presión de vapor saturado a la temperatura de la superficie del agua (mb).
- Elev : Elevación (m)
- $f(U)$: Función del viento, $f(U) = a + b U_2$; con a=0,5 y b= 0,54 para Penman, a= 1 y b=0,54 para Brutsaert-Striker, a= 2,9 y =2,1 para deBruin
- J : Día del año
- K_u : Factor de conversión de unidades = 74.44 W m² kPa⁻¹ = 0,268 MJ m² h⁻¹

- RH : Humedad Relativa (%)
 Q* : Radiación Neta (W m⁻²).
 Q_s : Radiación Solar (W m⁻²) (Turc en cal cm⁻² d⁻¹).
 Q_x : Flujo de calor en el agua (W m⁻²).
 r_s : Resistencia a la transferencia de masa (s m⁻¹); r_s = 0
 r_a : Resistencia aerodinámica (s m⁻¹)
 T₀ : Temperatura de la superficie del agua (°C)
 T_a : Temperatura del aire en °C (Stephens-Steward en °F).
 U₂ : Velocidad de viento a 2 metros son la superficie del agua (m s⁻¹) (km hr⁻¹ para Trivett).
 U₃ : Velocidad de viento a 3 metros sobre la superficie del agua (m s⁻¹); $U_2 = U_1 \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right)^{1/7}$, U₂ es la velocidad de viento a la altura 2, U₁ es la velocidad de viento a la altura 1, Z₂ es la altura de medición en 2 and Z₁ es la altura de medición en 1.
 W_f : Función del viento, $W_f = a_w + b_w U_2$; $a_w = 0,4 + 1.4 \exp\{-[(J - 173)/58]^2\}$; $b_w = 0,605 + 0,345 \exp\{-[(J - 243)/80]^2\}$; Para latitudes al sur del ecuador, usar J' en lugar de J, donde J' = (J - 182) para J ≥ 182 y J' = (J + 182) para J < 182

Los modelos de Penman, Brutsaert-Striker y deBruin consideran una función del viento de tipo:

$$f(U) = a + b U_2 \quad (2)$$

donde a y b son constantes de ajuste, que serán calibradas para maximizar la función del coeficiente de determinación (R²)

2.3.1 Evaluaciones

Los modelos fueron con los indicadores que se muestran en la Tabla 2. Donde, la Raíz del Error Medio Cuadrático (RMSE), evalúa la diferencia entre un estimador y el valor real de la cantidad que se quiere calcular, un error cuadrático medio de cero, es ideal pero no es posible en la mayoría de las situaciones, el coeficiente de determinación (R²), oscila entre 0 y 1 y representa el porcentaje de varianza en los datos observados explicado por el modelo, el índice de Nash (NS) produce resultados menores o iguales a 1, si el resultado es 1 el ajuste es perfecto, si es

cero el error es del mismo orden de magnitud que la varianza de los datos observados por lo que la media de los datos observados tendrá una capacidad predictora similar al modelo. Valores inferiores a cero implican que la media tiene una capacidad predictora más alta que el modelo (lo que implica desde luego que el modelo es muy malo) y el índice de ajuste modificado (W) que oscila entre 0 y 1, este último valor implica un ajuste perfecto. Al igual que los anteriores es sensible a la presencia de valores extremos.

Tabla 2. Ecuaciones de indicadores para la validación de modelos

Indicador	Ecuación
Coeficiente de determinación	$R^2 = \frac{cov(o, m)^2}{sd(o)sd(m)}$
Nash y Sutcliffe	$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}$
Índice de ajuste modificado	$W = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{o} + o_i - \bar{o})^2}$
Raíz del error medio cuadrático	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - m_i)^2}{n}}$

Fuente: Elaboración propia

cov= covarianza
sd = desviación típica
o = valores observados
m = valores del modelo
n = número de datos

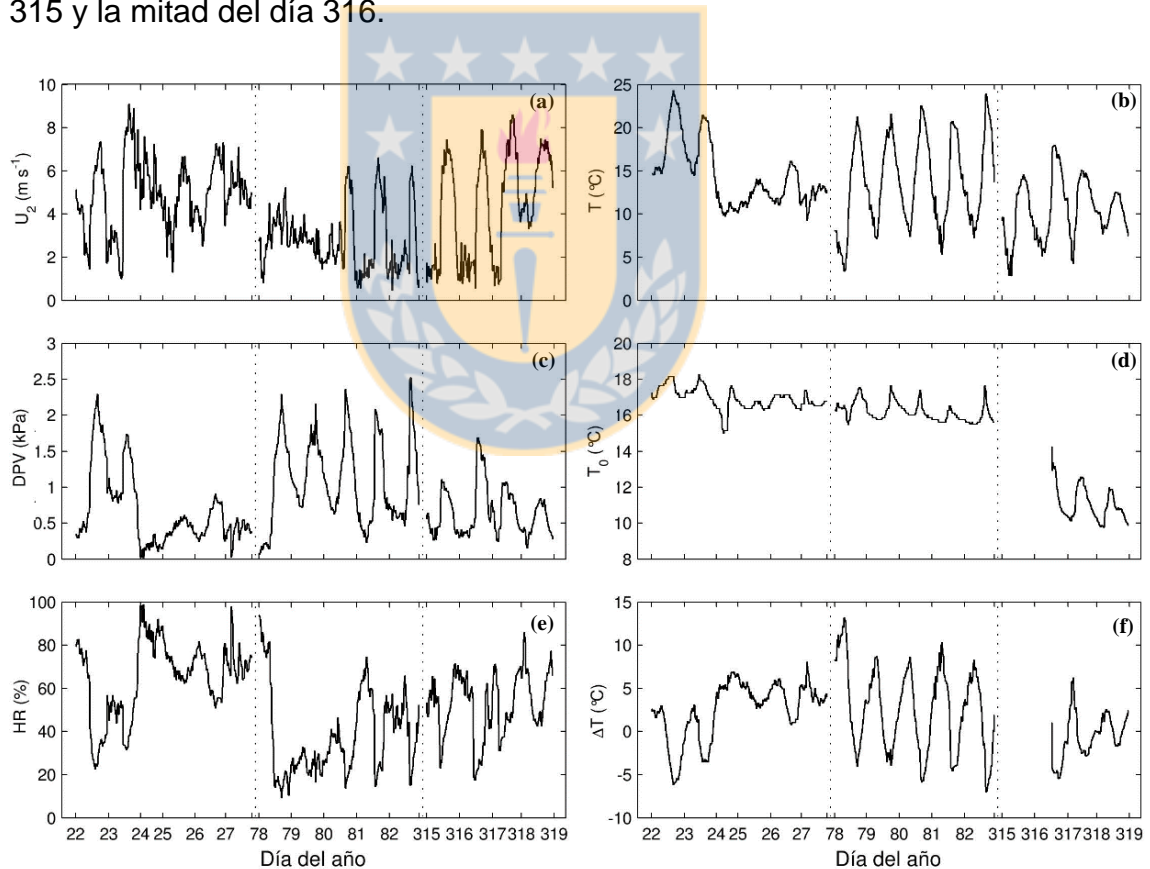
3. RESULTADOS

Durante 7 días del mes de enero (22 al 28/01), 7 días del mes de marzo (17 al 23/03) y 7 días de noviembre (09 al 15/11) del 2016, se realizaron mediciones de las componentes del balance de energía superficial y las variables medioambientales que afectan la evaporación. Se realizó un filtrado de los datos, eliminando los valores que sean atribuibles a ruidos en los datos, falla de sensor o días de lluvia, resultando en un total de 747 datos distribuidos en 259 en enero, 255 en marzo y 233 en noviembre.

3.1 Variables medioambientales

En la Figura 2 se muestran las variables medioambientales medidas y la Tabla 3 muestra las máximas, mínimas y medias diarias de las mismas. Las máximas velocidades de viento se alcanzan comúnmente durante horas de la tarde (entre las 16 y 19 horas) y en la jornada de mediciones de enero, la velocidad de viento (Figura 2a) llegó a los $9,1 \text{ m s}^{-1}$, en marzo alcanzó los $6,6 \text{ m s}^{-1}$ y en noviembre llegó a $8,6 \text{ m s}^{-1}$. El déficit de presión de vapor (Figura 2c) y la temperatura del aire (Figura 2b) alcanzan su mínimo durante horas de la madrugada y su máximo en horas de la tarde, entre las 15 y las 17 horas. La humedad relativa (Figura 2e) oscila entre un 10 y un 90%, alcanzando su máximo por horas de la mañana, y mínimo en horas de la tarde, mostrando un comportamiento contrario a la curva de DPV, los máximos valores de humedad

relativa se observan durante los días de enero. La máxima diferencia de temperatura entre la superficie del lago y la temperatura del aire (Figura 2f), ocurre entre las 6 y 8 de la mañana, y puede alcanzar hasta los 14 °C. La variación diaria de la temperatura superficial del agua (Figura 2 d), no supera los $\pm 2^\circ\text{C}$, alcanzando su máximo durante horas de la tarde. Para la última jornada de mediciones (noviembre) hubo una falla del sensor que registraba la temperatura superficial del agua, por lo cual no se cuenta con datos para el día 315 y la mitad del día 316.



Fuente: Elaboración propia

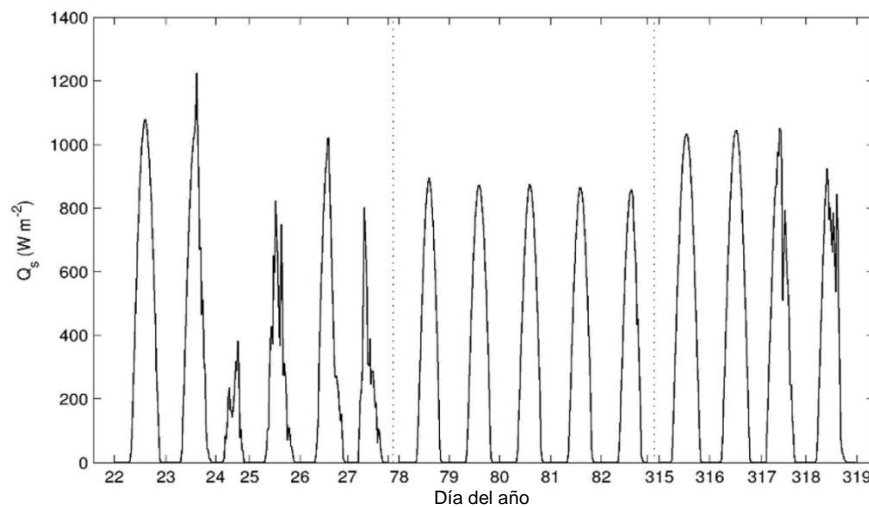
Figura 2. Variables medioambientales medidas, ΔT es la diferencia de temperatura entre el lago y el aire y las otras variables fueron definidas anteriormente.

Tabla 3. Valores máximos (Máx), mínimos (Mín) y promedios (\bar{X}) diarios, de las variables medioambientales medidas.

DOY	T (°C)			T ₀ (°C)			U ₂ (m s ⁻¹)			HR (%)		
	Máx	Mín	\bar{X}	Máx	Mín	\bar{X}	Máx	Mín	\bar{X}	Máx	Mín	\bar{X}
22	24,3	14,5	18,7	18,1	16,9	17,5	7,3	1,4	4,5	82,5	22,5	51,4
23	21,4	13,5	17,7	18,3	16,5	17,3	9,1	1,0	5,0	88,5	31,5	50,0
24	12,6	9,7	10,7	17,6	15,0	16,3	7,6	4,2	5,5	98,8	74,0	87,2
25	14,1	10,1	12,3	16,8	16,3	16,5	6,7	1,3	4,4	88,9	62,2	70,3
26	16,1	11,0	13,2	17,1	16,3	16,9	7,3	2,5	5,2	81,7	50,8	66,0
27	13,5	9,3	12,1	17,4	16,5	16,7	7,1	4,0	5,2	97,9	62,2	72,5
78	21,2	3,4	12,0	17,5	15,5	16,6	5,2	0,8	3,1	93,9	9,2	43,5
79	21,6	7,1	14,3	17,6	15,8	16,3	4,0	1,4	2,7	32,5	16,5	24,8
80	22,5	7,4	14,7	17,4	15,9	16,3	6,2	0,9	3,1	46,3	13,7	30,4
81	20,7	5,3	13,3	16,5	15,6	15,9	6,6	0,5	2,7	74,5	14,3	48,0
82	23,9	7,2	14,2	17,6	15,5	15,9	6,2	0,4	2,3	65,7	15,0	42,7
315	14,5	2,8	9,7	-	-	-	7,4	0,8	3,7	71,5	23,0	51,1
316	17,9	5,1	11,2	14,3	10,4	11,6	7,9	0,8	3,5	70,3	17,4	47,4
317	15,0	4,3	11,4	12,6	10,1	11,2	8,6	0,7	4,8	71,1	30,9	50,6
318	12,5	7,5	10,1	12,0	9,7	10,6	7,5	3,3	5,6	85,9	42,4	59,5

Fuente: Elaboración propia

La Figura 3, muestra la radiación solar medida, que para el periodo observado alcanza su máximo entre las 14 y 15 horas, en enero llega hasta 1200 W m⁻², en marzo alcanza los 900 W m⁻², y en noviembre llega hasta 1050 W m⁻².

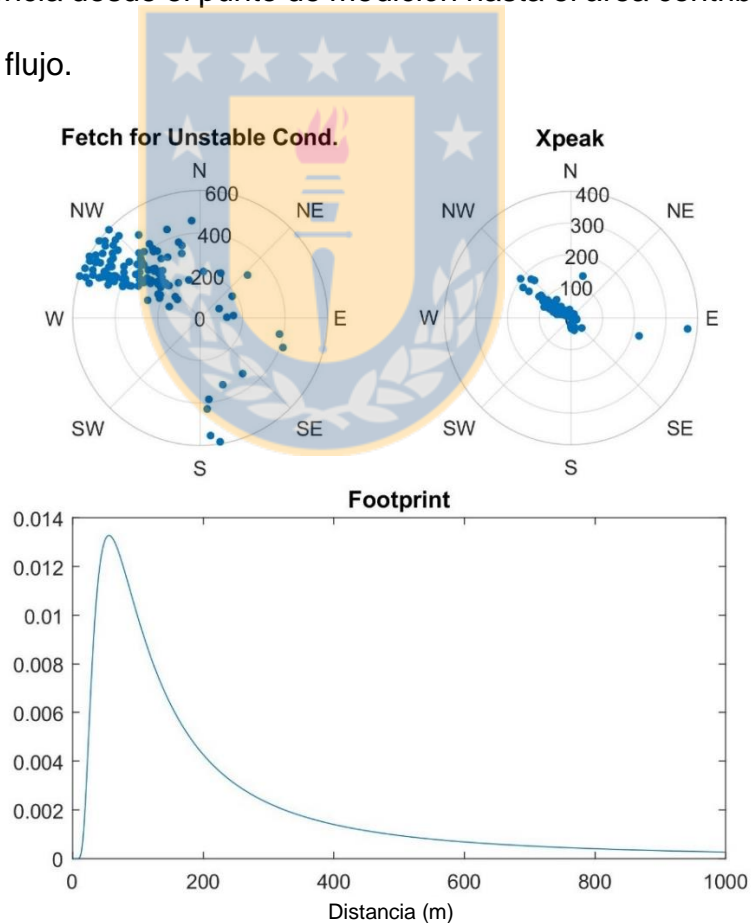


Fuente: Elaboración propia

Figura 3. Radiación solar (Qs) para días medidos

3.1.1 Huella de flujo

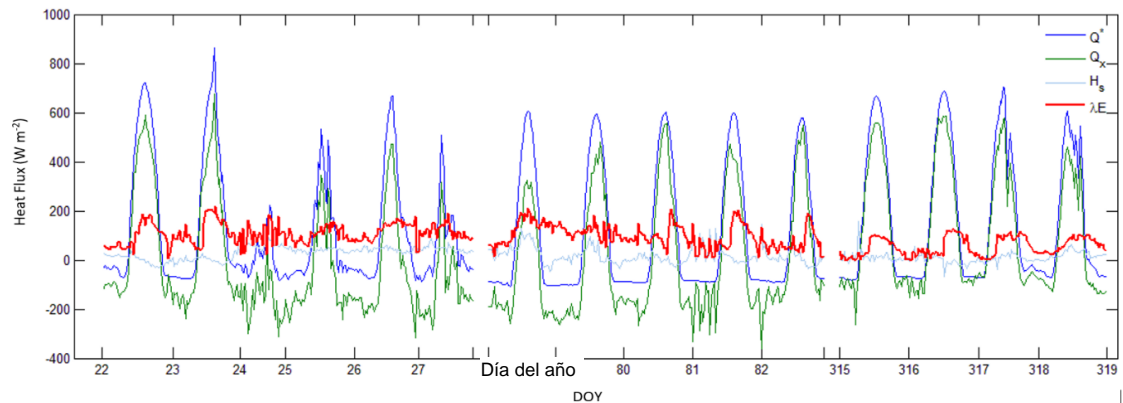
Los resultados mostraron que el 90% de los flujos en condiciones inestables provenían de 500 m de distancia y las contribuciones más importantes desde distancias menores a los 100 m. En el área de estudio, principalmente los flujos provienen de la dirección oesnoroeste. La Figura 4 muestra la dirección de procedencia de los flujos para condiciones inestables, la distancia al punto de máxima influencia desde el punto de medición hasta el área contribución máxima y la huella de flujo.



Fuente: Elaboración propia
Figura 4. Dirección de flujos medidos, distancia desde el punto de medición y huella de flujo.

3.2 Componentes del balance de energía superficial

La Figura 5 muestra las curvas diarias de las componentes del balance de energía superficial y la Tabla 4, muestra los valores máximos y promedios diarios de las mismas. La radiación neta alcanza un máximo de 862 W m^{-2} a las 14:30 horas en enero, y presenta valores negativos por la noche. El 73% de las observaciones del flujo de calor sensible son positivas, indicando una transferencia de calor desde el lago a la atmosfera, las observaciones de flujo calor sensible que adoptan valores negativos, son durante horas de la tarde y al anochecer, indicando para estas horas una transferencia de calor desde la atmosfera al lago. El flujo de calor en el agua fue calculado según (1), y presenta valores positivos para horas del día, mientras que por la noche se observan valores negativos. El flujo de calor latente alcanza un máximo de 217 W m^{-2} a las 15:00, para el día 23 de enero.



Fuente: Elaboración propia

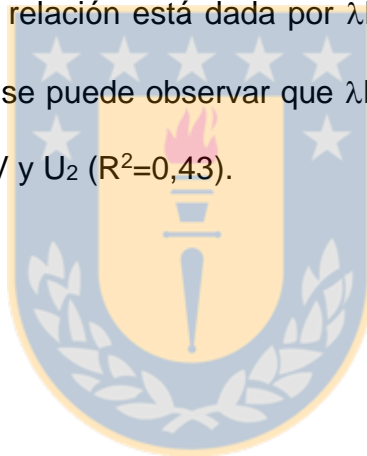
Figura 5. Componentes del balance de energía superficial (Q^* es radiación neta, Q_x es flujo de calor en el agua, H_s corresponde al flujo de calor sensible y λE es el flujo de calor latente).

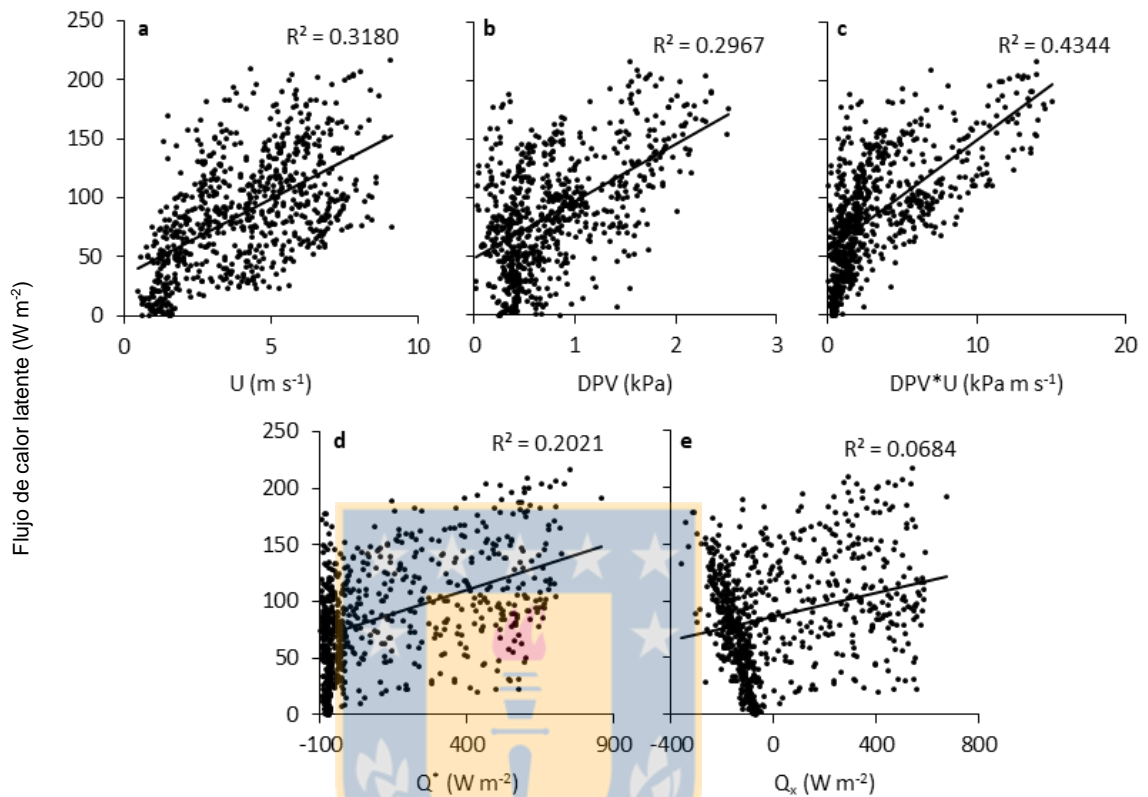
Tabla 4. Valores máximos (Máx) y promedios (\bar{X}) diarios de las componentes del balance de energía para los días de medición.

DOY	λE ($W m^{-2}$)		Q^* ($W m^{-2}$)		H_s ($W m^{-2}$)		Q_x ($W m^{-2}$)	
	Máx	\bar{X}	Máx	\bar{X}	Máx	\bar{X}	Máx	\bar{X}
22	184	91	722	207	37	2	591	113
23	217	117	862	181	56	2	674	62
24	183	104	221	6	92	57	99	-155
25	159	102	534	78	55	40	345	-64
26	178	120	669	139	60	42	472	-23
27	189	113	508	59	87	46	315	-100
78	209	121	608	100	128	38	324	-58
79	182	114	593	109	97	14	479	-20
80	205	99	602	114	41	3	556	12
81	202	85	599	113	130	24	473	4
82	191	71	580	108	145	10	549	28
315	104	45	665	190	157	12	559	133
316	129	56	686	190	54	-2	587	136
317	117	61	704	202	42	6	576	134
318	103	63	606	151	62	22	458	67

Fuente: Elaboración propia

Con el fin de determinar las variables más significativas que afectan la evaporación, se examinaron las relaciones entre el flujo de calor latente, medido cada 30 min y la velocidad de viento sobre la superficie de lago (Figura 6a), el déficit de presión de vapor (Figura 6b), el producto entre la velocidad del viento y el déficit de presión de vapor (Figura 6c), la radiación neta sobre la superficie del lago (Figura 6d) y el flujo de calor en el agua (Figura 6e), mostrando valores de R^2 de 0,318, 0,2967, 0,4344, 0,2021 y 0,0684 respectivamente. La Figura 6 muestra que la menor relación está dada por λE y Q_x , seguido por la relación entre λE y Q^* . Luego, se puede observar que λE está fuertemente influenciado por el producto de DPV y U_2 ($R^2=0,43$).





Fuente: Elaboración propia

Figura 6. Relación entre el flujo de calor latente y la velocidad de viento (U), el déficit de presión de vapor (DPV), el producto del déficit de presión de vapor y la velocidad de viento (DPV*U), la radiación neta (Q*), y el calor almacenado en el agua (Qx).

Las alturas de agua evaporada en promedio para las jornadas de mediciones en enero, marzo y noviembre fueron de 3,40, 3,38 y 1,89 mm respectivamente. La Tabla 5 muestra la altura de agua evaporada para los días de medición, y su equivalencia como caudal de evaporación, el que fue calculado en base al área inundada por el lago (70 km² aproximadamente), la menor tasa evaporativa se

observa en los días de noviembre, mientras que enero se encuentran las mayores tasas de evaporación.

Durante las campañas de enero y marzo se utilizó una bandeja de evaporación clase A, si bien, este método no es recomendable, dada la alta incertidumbre y la dificultad de lectura de esta, en promedio las lecturas fueron de 6,5 mm, evidenciando una sobreestimación de la evaporación.

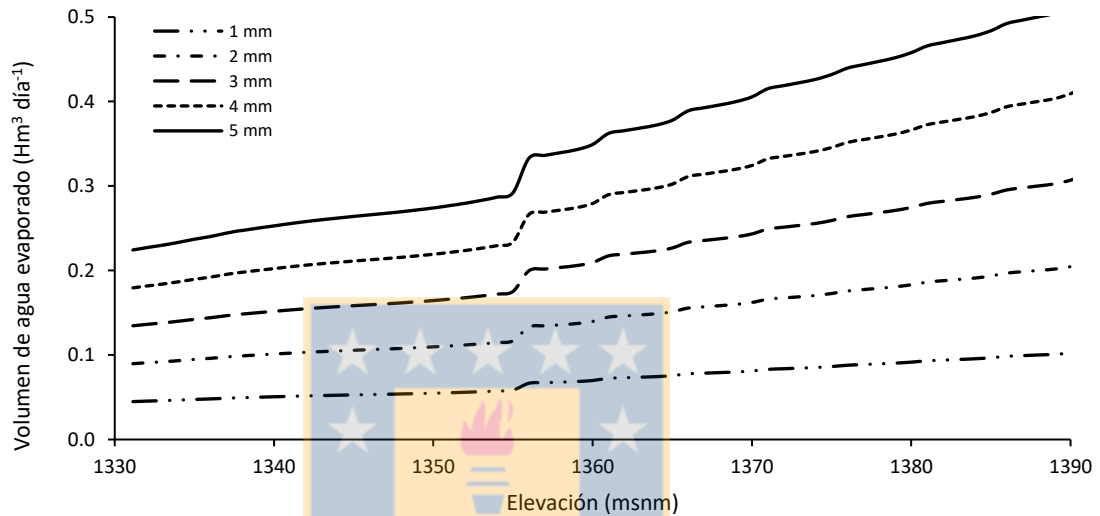
Tabla 5. Altura de agua evaporada y tasa de evaporación.

Fecha	Altura de agua evaporada (mm día ⁻¹)	Caudal evaporado (m ³ s ⁻¹)
22-01-2016	3,20	2,6
23-01-2016	4,02	3,3
24-01-2016	2,44	2,0
25-01-2016	3,56	2,9
26-01-2016	3,95	3,2
27-01-2016	3,23	2,6
18-03-2016	4,14	3,4
19-03-2016	4,01	3,3
20-03-2016	3,46	2,8
21-03-2016	2,97	2,4
22-03-2016	2,33	1,9
10-11-2016	1,53	1,2
11-11-2016	1,93	1,6
12-11-2016	1,88	1,5
13-11-2016	2,21	1,8

Fuente: Elaboración propia

La Figura 7 muestra el volumen de agua evaporado de acuerdo con la cota del nivel de agua del lago, para distintas alturas de agua evaporada, indicando que, a mayor cota del lago, mayor será la evaporación de agua. Entre la cota 1360 y 1370, ocurre un importante cambio de área debido a que entre estas cotas se activa uno de los brazos de este, implicando un salto brusco en las curvas de volumen de agua evaporado.

Por otra parte, si el lago se encontrara en su cota máxima, a una tasa de evaporación de 4 mm día⁻¹, el volumen de agua evaporado puede llegar hasta los 480000 m³ al día.



Fuente: Elaboración propia

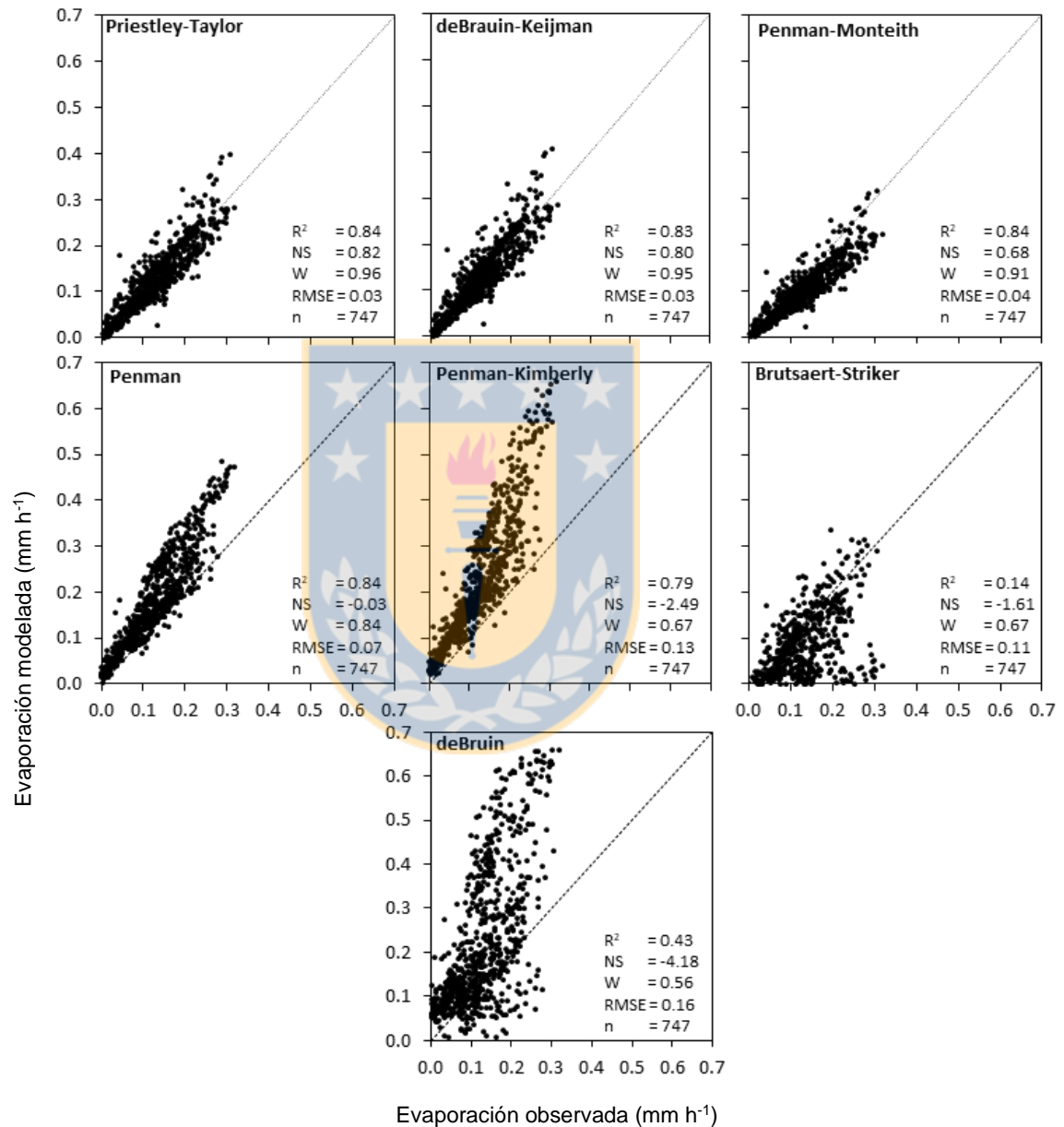
Figura 7. Volumen de agua evaporado respecto a la cota del lago.

3.3 Comparaciones de los modelos con las mediciones

Los modelos fueron analizados a través de los indicadores estadísticos propuestos. Las Figuras 8, 9 y 10 muestran la relación entre la evaporación obtenida con los modelos horarios y la evaporación medida con el sistema EC.

En la Figura 8, se observa que los modelos de Penman y Penman Monteith, muestran relaciones similares (R^2), reflejando la similitud en los respectivos modelos, lo mismo ocurre con los modelos de Priestley-Taylor y deBrauin-

Keijman. La mejor relación entre la evaporación medida y la estimada en este grupo fue obtenida con Priestley-Taylor.



Fuente: Elaboración propia
Figura 8. Relación entre la evaporación horaria observado y la estimada con los modelos del grupo combinado. (RMSE in mm h⁻¹).

Las funciones del viento de los modelos de Penman, deBruin, Brutsaert-Stricker fueron ajustadas según (6), el ajuste se ejecutó para maximizar la función del coeficiente de determinación (R^2), obteniendo:

$$f(U)_{Penman} = 0,395 + 0,171 U_2 \quad (3)$$

$$f(U)_{deBruin} = 0,020 + 0,491 U_2 \quad (4)$$

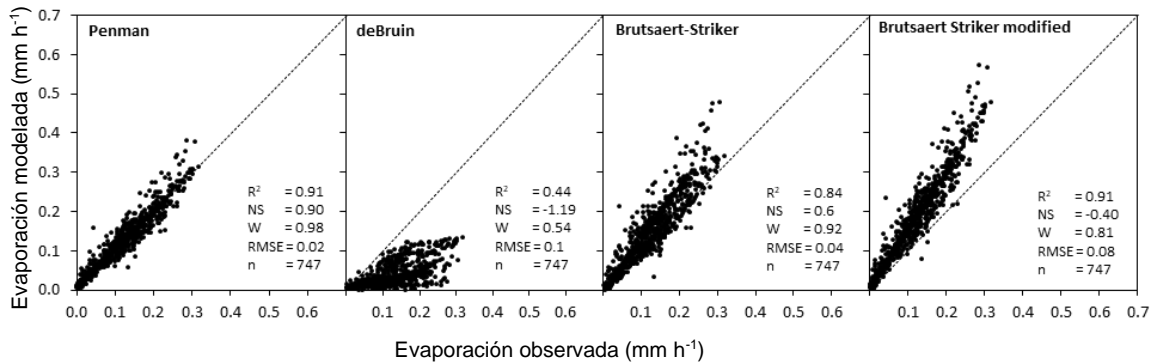
$$f(U)_{Brutsaert-Stricker} = 0,0 + 0,0 U_2 \quad (5)$$

El ajuste realizado permitió pasar de un $R^2=0,84$ a $0,91$ en Penman, $0,43$ a $0,44$ en deBruin y $0,14$ a $0,84$ en Brutsaert.-Stricker. Por otra parte, la propuesta original de Brutsaert-Stricker (1979) (Brutsaert & Stricker, 1979), plantea un contraste entre la componente energética del modelo y la componente aerodinámica, sin embargo, al considerar la componente aerodinámica como una suma a la componente energética, se obtiene un mejor ajuste de R^2 ($0,84$ a $0,91$), el que se muestra en la Figura 9. Esta modificación lleva a plantear el modelo de Brutsaert-Stricker de la siguiente manera:

$$E = \left((2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Q^* - Q_x) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} K_u \cdot f(U) (e_s - e_a) \right) \frac{3.6}{\lambda \rho_w} \quad (6)$$

y su función del viento es:

$$f(U)_{modified\ Brutsaert-Stricker} = 0,463 + 0,246 U_2 \quad (7)$$

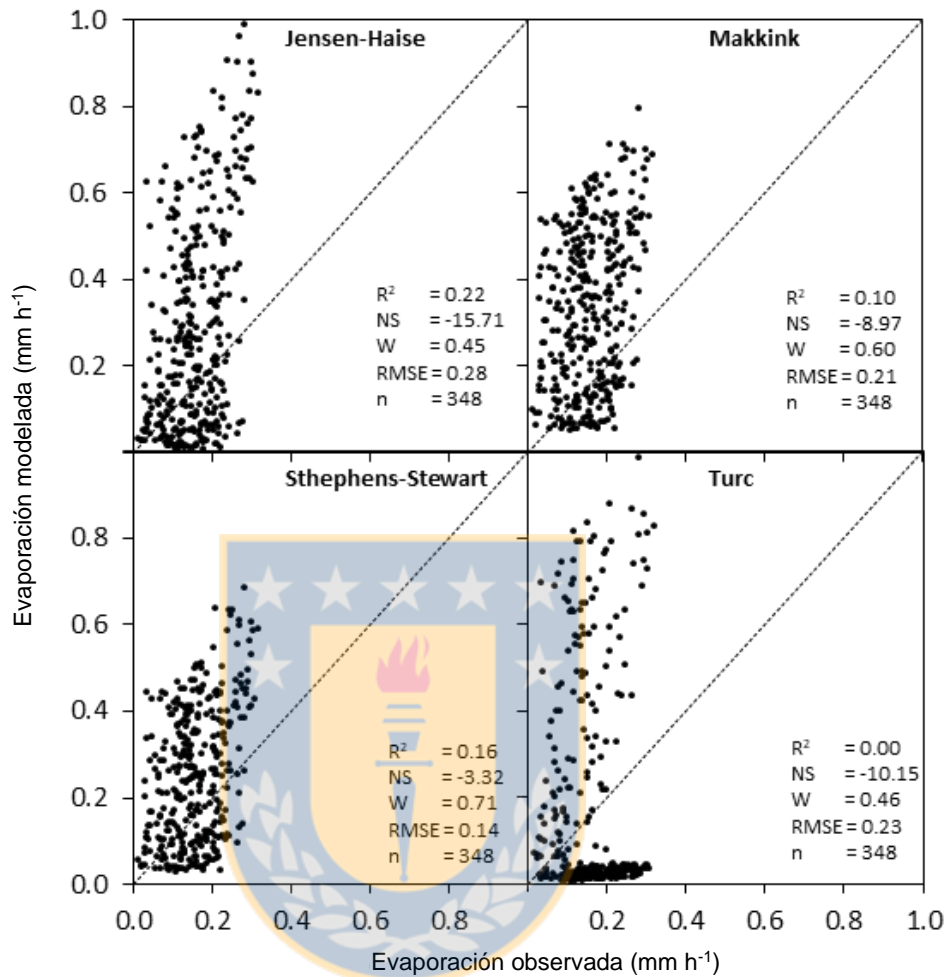


Fuente: Elaboración propia

Figura 9. Modelos que consideran la función del viento ajustados maximizar R^2 (RMSE in mm h⁻¹).

Para el grupo de radiación solar y temperatura se filtraron los datos, considerando sólo rangos diurnos y aquellos valores donde el aporte de radiación solar supera los 100 W m⁻².

Todos los modelos de este grupo sobrestiman la evaporación (Figura 10), el indicador de eficiencia (NS) para todos los modelos de este grupo, es negativo, exponiendo que la media de los datos observados tiene una capacidad predictora más alta que el modelo. Se observa una similitud de las relaciones de evaporación medida y estimada de los modelos de Stephens-Stewart y Jensen-Haise, esto queda se explica por la semejanza en sus ecuaciones. En base a los indicadores analizados, el mejor modelo de este grupo es el de Stephen-Stewart, ya que presenta la menor sobrestimación.

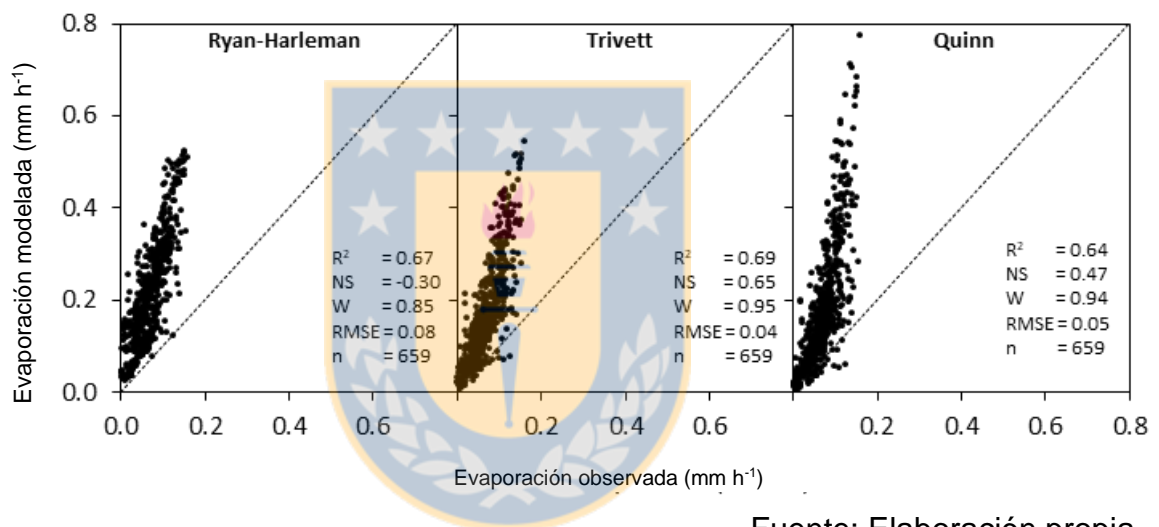


Fuente: Elaboración propia

Figura 10. Relación entre evaporación medida y estimada con las ecuaciones del grupo radiación solar y temperatura.

Por último, los modelos de transferencia de masa presentan una relación lineal aceptable, al igual que la mayoría de sus indicadores, exceptuando el indicador de eficiencia de Nash. Cabe destacar que para dos días no se contó con datos de temperatura superficial del agua, por lo que estos modelos se evaluaron con menor cantidad de datos (n=659).

La Figura 11, muestra la relación entre valores estimados con tres modelos del grupo de transferencia de masa y valores medidos. La mejor relación lineal está dada por el modelo de Ryan-Harleman, sin embargo, esto no quiere decir que es el mejor modelo, ya que presenta una sobrestimación de los valores de evaporación (72%). De estos tres modelos, el mejor es el de Trivett, presentado los mejores indicadores y la menor sobrestimación.



Fuente: Elaboración propia

Figura 11. Relación entre evaporación medida y estimada con las ecuaciones del grupo de transferencia de masa.

Utilizando un ajuste por mínimos cuadrados se buscaron los parámetros a, b y c de los modelos de transferencia de masa generalizados por Singh & Xu (1997), los cuales se muestran en la Tabla 6. Los mejores ajustes están dados por los modelos B, D, E y G, mostrados en Figura 12.

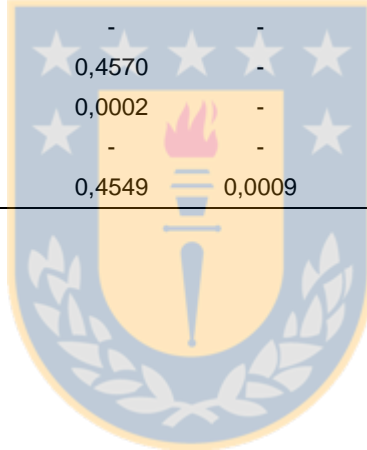
Según los indicadores analizados, el mejor de los modelos generalizados de transferencia de masa es el modelo “G”, sin embargo, el modelo “D”, requiere de

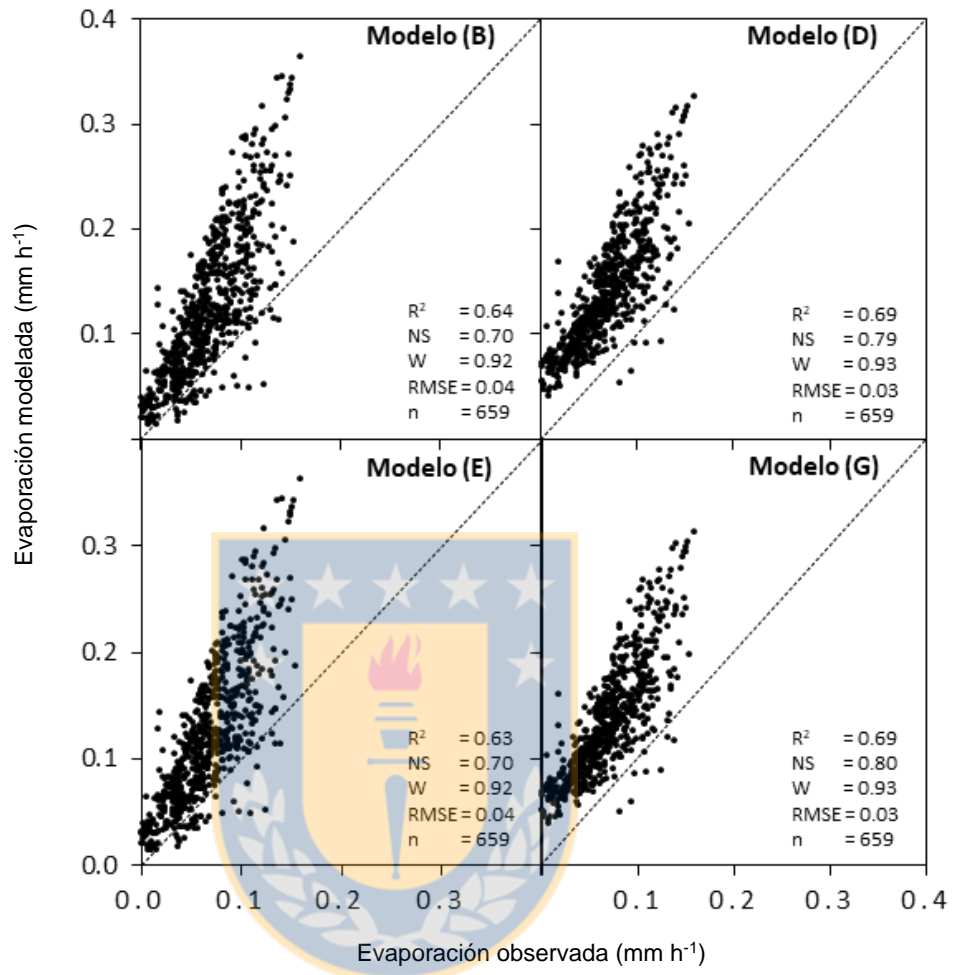
la estimación de un parámetro menos, lo cual es una ventaja al momento de procesar los datos, además la diferencia obtenida en el índice de eficiencia no es significativa.

Tabla 6. Parámetros a, b y c de modelos de transferencia de masa e indicadores de bondad de ajuste

Modelo	Parámetro			Indicador			
	a	b	c	R ²	NS	W	RMSE
(A)	0,2471	-	-	0,23	0,51	0,77	0,05
(B)	0,0012	-	-	0,64	0,70	0,92	0,04
(C)	0,0057	-	-	0,24	0,45	0,77	0,05
(D)	0,0019	0,4570	-	0,69	0,79	0,93	0,03
(E)	0,0012	0,0002	-	0,63	0,70	0,92	0,04
(F)	7,648E-7	-	-	0,27	0,48	0,87	0,05
(G)	0,0018	0,4549	0,0009	0,69	0,80	0,93	0,03

Fuente: Elaboración propia





Fuente: Elaboración propia

Figura 12. Relación entre evaporación medida y estimada con modelos generalizados de transferencia de masa.

Muchas de las ecuaciones para calcular la evaporación tienen constantes o coeficientes que fueron determinados por aquellos que las desarrollaron o modificaron para satisfacer sus necesidades particulares, por esto, con el método de los mínimos cuadrados se buscaron factores de ajuste (K_{LL}) para cada uno de los modelos horarios, por lo que los modelos para estimar evaporación adoptan la siguiente forma:

$$E = f(E) * K_{LL} \quad (8)$$

Donde $f(E)$, es la función de evaporación de cada uno de los modelos evaluados

La Tabla 7 muestra los indicadores estadísticos evaluados para condiciones previas y posteriores a la aplicación de K_{LL} . Se observa que para antes y después de la aplicación de K_{LL} , el mejor modelo fue Penman WF, sin embargo, luego de realizar la modificación a Brutsaert-Striker y aplicar K_{LL} , ambos modelos obtienen los mismos indicadores. Para los modelos del grupo de radiación solar y temperatura el modelo de Stephens-Stewart sigue siendo el mejor luego de aplicar K_{LL} . Por último, de los modelos de transferencia de masa el mejor modelo es Trivett, antes y después de la aplicación de K_{LL} .

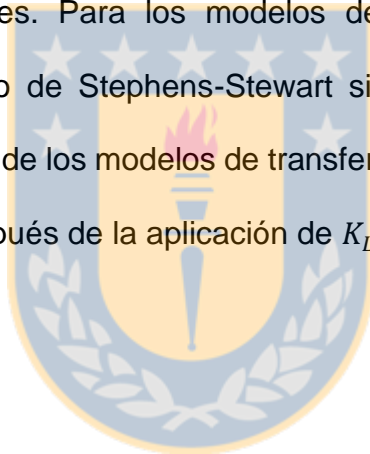


Tabla 7. Indicadores estadísticos para antes y después de aplicación de parámetro de ajuste para el lago Laja (K_{LL}) (* indica que el factor mostrado es el obtenido después de aplicar K_{LL})

Grupo	Método	n	KLL	R ²	NS	NS*	W	W*	RMSE	RMSE*
	Priestley-Taylor	747	0,98	0,84	0,82	0,83	0,96	0,96	0,03	0,03
	deBrauin-Keijman	747	0,95	0,83	0,80	0,82	0,95	0,95	0,03	0,03
	Penman-Monteith	747	1,23	0,84	0,68	0,83	0,91	0,96	0,04	0,03
	Penman	747	0,69	0,84	-0,03	0,83	0,84	0,96	0,07	0,02
	Penman WF	747	0,96	0,91	0,90	0,91	0,98	0,98	0,02	0,02
Combinado	Penman-Kimberly	747	0,53	0,79	-2,49	0,77	0,67	0,94	0,13	0,03
	Brutsaert-Striker	747	0,91	0,14	-1,61	-1,59	0,56	0,56	0,11	0,11
	Brutsaert-Striker WF	747	0,81	0,84	0,60	0,83	0,92	0,96	0,04	0,03
	Brutsaert-Striker WF modified	747	0,64	0,91	-0,40	0,91	0,81	0,98	0,08	0,02
	deBruin	747	0,47	0,43	-4,18	0,15	0,56	0,79	0,16	0,10
	deBruin WF	747	2,50	0,44	-1,19	0,02	0,54	0,78	0,10	0,07
	Jensen-Haise	348	0,36	0,22	-6,33	0,06	0,45	0,59	0,28	0,10
Radiación solar	Makking	348	0,39	0,10	-4,96	0,29	0,45	0,60	0,25	0,09
y temperatura	Stephens-Stewart	348	0,50	0,16	-1,83	0,28	0,57	0,64	0,17	0,09
	Turc	348	0,35	0,12	-7,28	0,23	0,41	0,42	0,29	0,09
Transferencia	Ryan-Harleman	659	0,61	0,67	-0,11	0,77	0,85	0,93	0,08	0,04
de masa	Trivett	659	0,73	0,69	0,71	0,77	0,95	0,94	0,04	0,04
	Quinn	659	0,64	0,64	0,54	0,65	0,94	0,91	0,05	0,04

Fuente: Elaboración propia

4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Mediciones

Para la zona de estudio los meses de enero y marzo corresponden a meses de verano, siendo enero el mes de máxima demanda evaporativa en el año, y noviembre corresponde a un mes de primavera. Los días 22 y 23 fueron días despejados, y los días 24 a 27 fueron días nublados, lo que provocó una baja en la temperatura ambiental respecto a los días anteriores (Figura 2), la variación de la temperatura superficial del agua entre un día nublado y otro despejado para el periodo comprometido entre el día 22 y 27 fue en promedio de 0,8°C. Entre los días 24 y 27 se observó que la temperatura superficial del agua fue mayor a la temperatura del aire, indicando que la superficie del agua cedió calor a la atmósfera circundante. La disminución de la temperatura ambiental provocó una disminución de la e_a , lo que reduce la capacidad de la atmósfera para almacenar vapor de agua, quedando reflejado en una disminución de la evaporación para esos días. La temperatura superficial del agua fue menor en noviembre, considerando el régimen nivo pluvial del lago, la disminución de la temperatura del agua en noviembre se puede relacionar con el comienzo de los deshielos.

Durante la noche, debido a la ausencia de radiación solar, la temperatura del aire disminuyó bruscamente. La temperatura del agua tuvo una variación promedio diurna de 1,3, 1,6 y 2,9 °C, en enero, marzo y noviembre

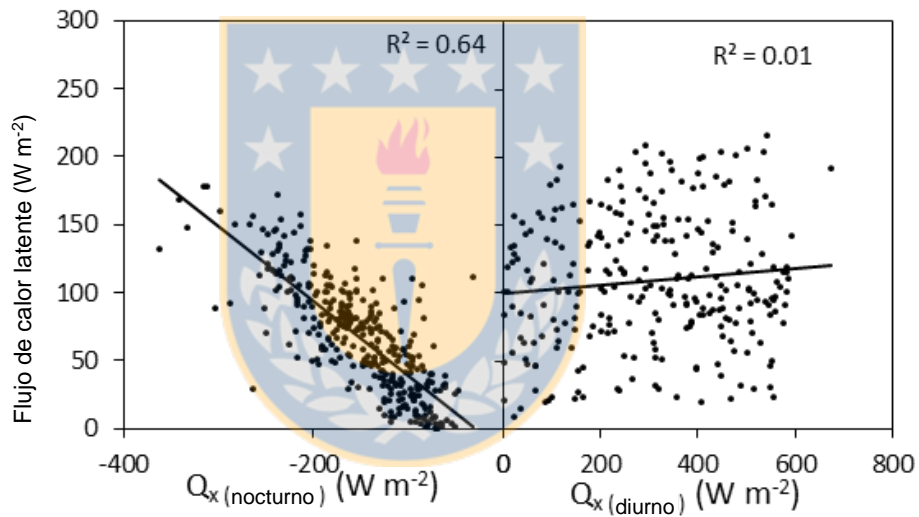
respectivamente, por tanto, durante la noche la temperatura del agua fue mayor que la del aire, provocando una transferencia de calor desde el lago a la atmósfera, donde, para el periodo nocturno, el flujo de calor en el agua fue negativo. La correlación entre ΔT y H_s fue positiva, sin embargo, es poco significativa ($R^2= 0,22$).

Es de esperar que el flujo de calor latente en una superficie libre de agua sea elevado e incluso mayor a la de un cultivo, sin embargo, el efecto de la profundidad del agua es considerable e influye en la capacidad de almacenamiento de calor de la masa de agua. El flujo de calor latente alcanzó su valor máximo (217 W m^{-2}) en un día despejado del mes de enero a las 15:00 h, este pico coincide con el pico de velocidad de viento en la campaña de medición ($9,1 \text{ m s}^{-1}$) y se desfasó media hora respecto al pico de radiación solar (14:30 h). El patrón diurno del flujo de calor latente fue similar en todos los días de medición, alcanzando su pico en horas de la tarde.

La evaporación nocturna (entre las 20:00 y las 07:00), representó en promedio, el 36,9, 40,7 y 26,4% de la evaporación diurna total en los meses de enero, marzo y noviembre, y esta queda explicada por la liberación de energía del cuerpo de agua.

El calor almacenado en el agua presenta la correlación más baja, sin embargo, al examinar el rango diurno y nocturno por separado de esta relación (Figura 13), se puede observar que durante la noche (entre las 20:00 y las 07:00 horas), existe una correlación significativa ($R^2=0,64$) e inversamente

proporcional, es decir, a medida que el flujo de calor en el agua disminuye, el flujo de calor latente aumenta. Sin embargo, para el rango diurno (entre las 7:30 y las 19:30 h), la relación entre el flujo de calor latente y el flujo de calor en el agua fue poco significativa ($R^2=0,01$) entonces, al analizar las otras componentes para el rango diurno, se encuentra que la evaporación se relaciona mejor para estas horas del día, por el producto entre déficit de presión de vapor y la velocidad del viento ($R^2=0,51$).



Fuente: Elaboración propia

Figura 13. Relación entre el flujo de calor latente y el flujo de calor en el agua (Q_x) en rango nocturno (izquierda) y diurno (derecha).

Los grandes lagos y de gran altitud tienen una alta capacidad de almacenar energía. En verano, la mayor parte de la radiación solar se invierte calentando el cuerpo de agua y el almacenamiento de calor del lago alcanza su punto máximo a fines del verano y principios del otoño, después de lo cual comienza la

liberación de la energía almacenada. A fines del otoño y principios del invierno, cuando la radiación solar es pequeña, esta energía se libera como flujos de calor latentes y sensibles a la atmósfera, provocando que alcance los contenidos mínimos calor almacenado en primavera, y comience nuevamente con el proceso del calentamiento del cuerpo de agua (Rouse et al., 2003), esto explica la disminución del porcentaje que representa la evaporación nocturna en el mes de noviembre (26,4%).

En el Lago Laja, existe una baja relación entre el flujo de calor latente y la radiación neta, esto debido principalmente a la profundidad del lago, ya que la radiación de onda corta penetra en la superficie del lago, la energía radiante se absorbe en profundidad y no está disponible de inmediato para el cambio de fase en la superficie. Granger y Hedstrom (2011) examinaron esta relación para un lago de 25 m de profundidad con mediciones horarias, encontrando un coeficiente R^2 de 0,009, valor incluso menor al de este estudio.

La relación entre la velocidad de viento y el flujo de calor latente mostró ser mayor a la relación entre la radiación neta y los flujos de evaporación. Al igual que en Granger y Hedstrom (2011), en el Lago Laja, se observa que, la evaporación está controlada por la velocidad de viento sobre el lago. También, existe una relación directamente proporcional entre el flujo de calor latente y el producto entre el déficit de presión de vapor y la velocidad de viento, dado que, la tasa de evaporación depende directamente del gradiente de presión de vapor

(DPV), y la facilidad con que el vapor de agua se difunda en la atmosfera por efecto del viento.

En los días de medición de enero y marzo, se evaporaron en promedio 3,4 mm de agua, es decir 266 millones de litros de agua. Considerando un consumo de agua de 200 litros al día por persona, el volumen evaporado equivale al consumo de 3644 personas en un año. Al expresar la evaporación en términos de caudal, se obtiene que el caudal medio evaporado para los días de medición en enero y marzo fue de $2,76 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y para noviembre fue de $1,52 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Considerando que el Lago Laja recibe aportes del río polcura con caudales que promedian los $3,47 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en enero, $2,34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en marzo y $8,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en noviembre, se puede indicar que al menos la mitad del agua que ingresa a través del túnel polcura se pierde por evaporación.

4.2 Modelos

La evaluación de los modelos del grupo combinado mostró que la mejor estimación estuvo dada por el modelo de Priestley-Taylor. Este modelo, presenta similitud en su formulación con deBrauin-Keijman. Ambos modelos incorporan la variable γ , dependiente de la elevación, sin embargo, el modelo de deBrauin-Keijman fue desarrollado a nivel del mar, por lo que para un lago de montaña resultó más adecuado el modelo de Priestley-Taylor, resultados similares se obtuvieron por Wang et al., (2019).

El modelo de Penman-Kimberly sobrestima la evaporación en el Lago Laja, este modelo se basa en Penman y presenta una modificación de la función del viento. Por tanto, la función del viento propuesta por el modelo de Kimberly no fue adecuada para estimar la evaporación horaria en el Lago Laja.

Uno de los rendimientos más bajos estuvo dado por el modelo de deBruin, quien combinando las ecuaciones de Penman y Priestley-Taylor, obtuvo una expresión que predice la evaporación sin considerar el término de radiación neta pero, considera en su formulación el poder de secado del aire (una función del viento asociada al gradiente de presión de vapor), y una componente energética representada por el calor latente, sus datos experimentales mostraron que el modelo tuvo un buen rendimiento en un cuerpo de agua de poca profundidad y en periodos superiores a 10 días (Bruin & R, 1978). El mal desempeño de este modelo en el Lago Laja se puede asociar a la exclusión de Q^* y Q_x en su formulación, ya que, como se indicó anteriormente Q_x tiene un rol importante en la evaporación nocturna.

El modelo de Brutsaert-Striker, también presentó un bajo ajuste con los datos medidos, al igual que los modelos de su grupo, basa sus estimaciones en una componente radiativa y una aerodinámica. Sin embargo, Brutsaert-Striker, es el único modelo que considera la componente aerodinámica como una sustracción al balance. Brutsaert y Stricker (1979), en la formulación de su modelo determinaron que este fue relativamente insensible a la elección de la función del

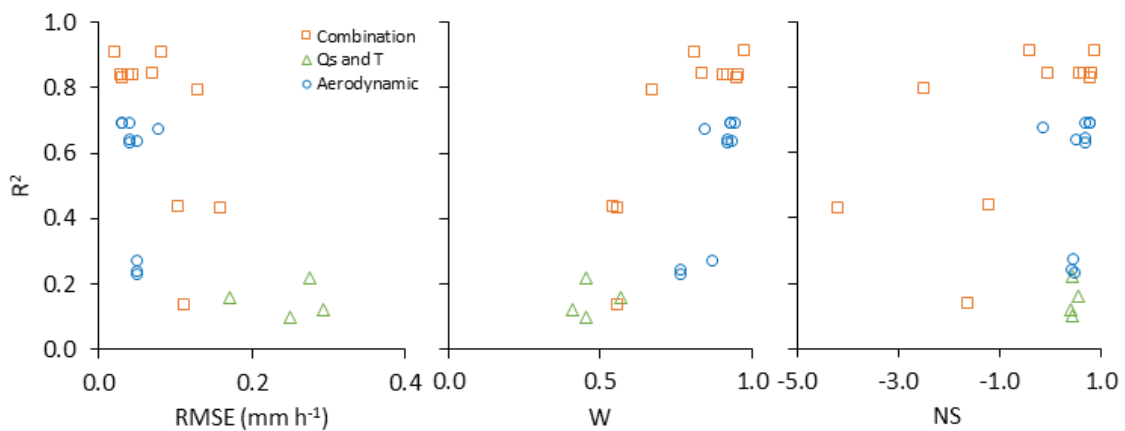
viento, lo que llevaría a un mal desempeño del modelo cuando se aplicó al Lago Laja.

Se ajustó la función del viento para los modelos de Penman, deBruin y Brutsaert-Striker a modo de maximizar el R^2 , este ajuste logró incrementar R^2 de 0,84 a 0,91 en Penman, 0,43 a 0,44 en deBruin y 0,14 a 0,84 en Brutsaer-Stricker. El ajuste de este último modelo resultó en la eliminación de la componente aerodinámica (a y $b = 0$ en la función del viento). Sin embargo, cuando se consideró la componente aerodinámica como una suma a la componente energética, se obtuvo un mejor ajuste de R^2 , pasando de 0,84 a 0,91, evidenciando así la importancia que tiene el viento en la evaporación del Lago.

Los modelos del grupo radiación solar y temperatura, sobrestimaron la evaporación en el Lago. Estos modelos basan sus predicciones en la radiación solar y la temperatura, excluyendo radiación neta, flujo de calor en el agua y la componente aerodinámica. La sobreestimación de estos modelos puede explicarse por no considerar el efecto de la profundidad del lago, ya que parte de la radiación de onda corta es absorbida en la superficie del agua, pero la fracción de la radiación de onda corta no absorbida por la superficie puede penetrar (y luego calentar directamente) capas más profundas (Liu et al., 2009). Como resultado de la gran capacidad calorífica del agua, se almacena una gran cantidad de energía solar en el agua en la primavera y el verano. La temperatura del agua aumenta y los picos de almacenamiento de calor ocurren a fines del verano o principios del otoño (Liu et al., 2009; Rouse et al., 2003).

Los modelos de Ryan-Harleman, Trivett y Quinn tienen constantes de ajustes calibradas para estimaciones diarias, por lo que fue necesario fraccionar en 24 partes la salida de estos modelos para obtener mm h^{-1} , encontrando que el modelo de Trivett tuvo el mejor ajuste. Por otro lado, para determinar las constantes a, b y c, de la forma generalizada de los modelos de transferencia de masa propuestos por Singh y Xu (1997), se aplicó el método de mínimos cuadrados. Una vez determinadas las constantes y aplicado el modelo, se obtuvo que el mejor ajuste estuvo dado por el modelo "G", sin embargo, el modelo "D" presenta indicadores de ajuste similares y requiere menos parámetros para realizar la estimación. Si bien, los modelos de este grupo tienden a sobrestimar la evaporación, presentan un buen ajuste con los datos medidos, esto debido a la influencia del viento en la evaporación del lago.

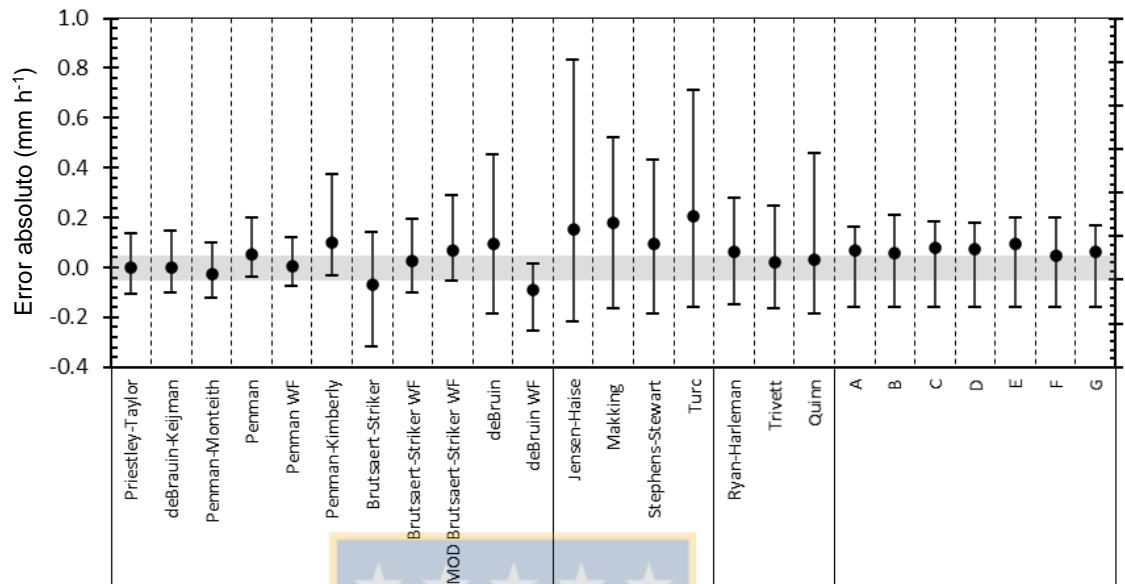
La Figura 14 muestra la distribución de los grupos de modelos respecto a los indicadores utilizados. Para el caso de RMSE versus R^2 , mientras más se acerca el modelo a 0 en el eje de las abscisas y a 1 en el eje de las ordenadas, indica un mejor ajuste, y para el caso de NS y W versus R^2 , un mejor ajuste es visualizado como un acercamiento a 1 en ambos ejes. Los modelos del grupo combinado son los de mejor ajuste, en segunda posición se encuentran los modelos de transferencia de masa y los modelos que presentan el peor desempeño son los basados en la radiación solar y temperatura.



Fuente: Elaboración propia

Figura 14. Mapa de indicadores de ajustes de los modelos (R^2 = Coeficiente de determinación, RMSE= Raíz del error medio cuadrático, W= Índice de ajuste, NS= Índice de Nash y Sutcliffe)

La Figura 15, muestra los errores absolutos máximos, mínimos y promedios entre el valor modelado y el valor observado para las estimaciones horarias. Se observa que la media de gran parte de los modelos del grupo combinación y transferencia de masa se encontró dentro de un rango de error de $\pm 0,04$ mm h⁻¹, mientras que los modelos del grupo radiación solar y temperatura presentan una sobrestimación significativa. Las medias de los errores absolutos de los modelos generalizados de transferencia de masa presentaron la menor distancia al valor observado.

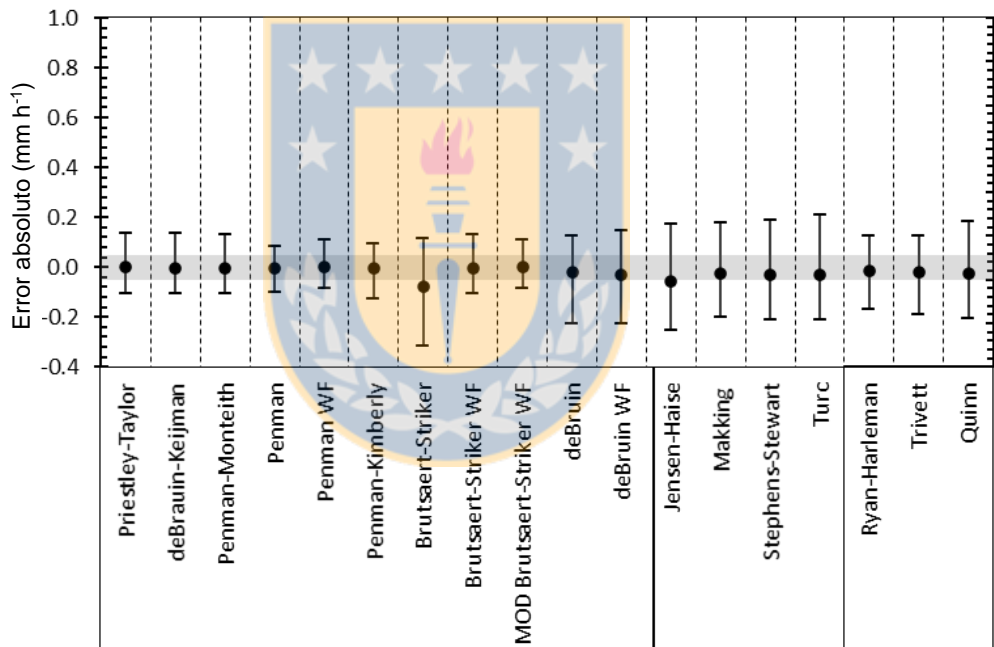


Fuente: Elaboración propia

Figura 15. Errores absolutos máximos, mínimos y promedios entre valor modelado y valor observado para los modelos horarios.

La aplicación de los factores de ajuste (K_{LL}), permitió una mejora generalizada en todos los modelos para los indicadores de RMSE, W y NS. Sin embargo, el mejor ajuste sigue siendo representado por el grupo combinado, seguido del grupo de transferencia de masa y en último lugar el grupo de radiación solar y temperatura. Rosenberry et al., (2007), evaluaron 15 modelos para estimar la evaporación en un pequeño lago de montaña a escala diaria y determinaron también, que los métodos que incluyen energía disponible y términos aerodinámicos proporcionan las mejores comparaciones con la evaporación medida, resultados similares fueron hallados en (Wang et al., 2019).

La Figura 16, muestra los errores absolutos máximos, mínimos y promedios luego de aplicar el factor de ajuste K_{LL} . La media de los errores absolutos mejoró y se posicionó en rango de error de $\pm 0,02 \text{ mm h}^{-1}$, para todos los modelos. Al igual que en caso anterior, la máxima amplitud del error se encuentra en los modelos del grupo de radiación solar y temperatura, y las mínimas amplitudes las presenta el grupo combinado, no obstante, se ve reflejada la efectividad del uso de una constante de ajuste para las condiciones particulares del lago.



Fuente: Elaboración propia

Figura 16. Errores absolutos máximos, mínimos y promedios entre valor modelado y valor observado para los modelos horarios luego de aplicar K_{LL} .

5. CONCLUSIONES

Durante 18 días se midió la evaporación horaria y las principales componentes que afectan la evaporación en un lago de montaña con un sistema Eddy Covariance y se realizaron comparaciones con 21 modelos para estimar evaporación.

El promedio de evaporación en enero, marzo y noviembre fue de 3,40, 3,38 y 1,89 mm respectivamente. Para los meses de enero y marzo, la evaporación nocturna representó un 36,9 y un 40,7% del total de la evaporación diaria respectivamente, lo cual se explica por la liberación de energía del cuerpo de agua hacia la atmosfera. El flujo de calor en el agua durante la noche explicó el 64% de la evaporación. En el mes de noviembre, la componente nocturna de la evaporación se vio disminuida al 26.4%, principalmente por la pérdida de energía del lago en invierno.

En periodos diurnos, la evaporación en el Lago Laja es impulsada aerodinámicamente, los flujos horarios están fuertemente correlacionados con el producto de la velocidad del viento sobre el lago y la diferencia de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire que lo recubre ($R^2=0,51$).

Se comprobó la aplicabilidad horaria de los modelos para estimar evaporación en cuerpos de agua, las mejores estimaciones se tuvieron con los modelos que incluyen energía disponible y términos aerodinámicos (grupo combinado), donde la ecuación de Priestley-Taylor obtuvo el mejor ajuste. Sin

embargo, el modelo de Penman mostró el mejor rendimiento cuando su función del viento fue ajustada.

La ecuación de Brutsaert-Striker originalmente, considera la componente aerodinámica como una resta en el balance, sin embargo, al considerar esta componente como una suma y al ajustar su función del viento, mejoró su ajuste significativamente ($R^2=0,14$ a $0,91$). Los modelos que se basan en la radiación solar y la temperatura del aire fueron los que presentaron el peor rendimiento, al no considerar las componentes aerodinámicas y energía disponible, el mejor modelo este grupo fue Stephen-Stewart. Los modelos de transferencia de masa presentaron un buen acuerdo con la evaporación medida la mayor ventaja de este grupo está dada por no requerir mediciones del flujo de calor en el agua, el mejor modelo de este grupo fue el modelo "G".

Se aplicó un factor de ajuste (K_{LL}) a todos los modelos (exceptuando los propuestos por (Singh & Xu, 1997), ya que estos presentan parámetros de ajuste propios), con el fin de ajustar los resultados a las condiciones particulares del Lago Laja. Luego de aplicar el factor de ajuste, el modelo de Penman (con función de viento ajustada) y el modelo de Brutsaert-Striker modificado presentaron los mejores ajustes. En general, luego de aplicado el K_{LL} , todos los modelos mejoraron sus indicadores.

La examinación de la componente nocturna del flujo de calor latente pone en evidencia la importancia del flujo de calor en el agua y de la energía almacenada en el agua. Por lo que, se necesitarán mediciones continuas de flujo de calor

latente, radiación neta, flujo de calor sensible y flujo de calor en el agua, para permitir que se realice un análisis interanual en el futuro y estudiar los flujos de calor en el lago.



6. REFERENCIAS

- Blanken, P. D., Rouse, W. R., Culf, A. D., Spence, C., Boudreau, L. D., Jasper, J. N., Kochtubajda, B., Schertzer, W. M., Marsh, P., & Verseghy, D. (2000). Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Water Resources Research*, 36(4), 1069-1077. <https://doi.org/10.1029/1999WR900338>
- Bruin, D., & R, H. A. (1978). A Simple Model for Shallow Lake Evaporation. *Journal of Applied Meteorology*, 17(8), 1132-1134. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1978\)017<1132:ASMFSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1978)017<1132:ASMFSL>2.0.CO;2)
- Brutsaert, W., & Stricker, H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15(2), 443-450. <https://doi.org/10.1029/WR015i002p00443>
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Granger, R. J., & Hedstrom, N. (2011). Modelling hourly rates of evaporation from small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1), 267-277. <https://doi.org/10.5194/hess-15-267-2011>
- Hsieh, C.-I., Katul, G., & Chi, T. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources*, 23(7), 765-772. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00042-1)

- Liu, H., Zhang, Y., Liu, S., Jiang, H., Sheng, L., & Williams, Q. L. (2009). Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010891>
- Muñoz, E., Guzmán, C., Medina, Y., Boll, J., Parra, V., & Arumí, J. L. (2019). An Adaptive Basin Management Rule to Improve Water Allocation Resilience under Climate Variability and Change—A Case Study in the Laja Lake Basin in Southern Chile. *Water*, 11(8), 1733. <https://doi.org/10.3390/w11081733>
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., & Likens, G. E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3), 149-166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.018>
- Rouse, W. R., Oswald, C. M., Binyamin, J., Blanken, P. D., Schertzer, W. M., & Spence, C. (2003). Interannual and Seasonal Variability of the Surface Energy Balance and Temperature of Central Great Slave Lake. *Journal of Hydrometeorology*, 4(4), 720-730. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<0720:IASVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<0720:IASVOT>2.0.CO;2)
- Singh, V. P., & Xu, C.-Y. (1997). Evaluation and Generalization of 13 Mass-Transfer Equations for Determining Free Water Evaporation. *Hydrological*

Processes, 11(3), 311-323. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19970315\)11:3<311::AID-HYP446>3.0.CO;2-Y](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19970315)11:3<311::AID-HYP446>3.0.CO;2-Y)

Thiele, R., Moreno, H., Elgueta, S., Lahsen, A., Rebolledo, S., & Petit-Breuilh, M. E. (1998). Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista geológica de Chile*, 25(2), 229-253. <https://doi.org/10.4067/S0716-02081998000200007>

Wang, B., Ma, Y., Ma, W., Su, B., & Dong, X. (2019). Evaluation of ten methods for estimating evaporation in a small high-elevation lake on the Tibetan Plateau. *Theoretical and applied climatology*, 136(3-4), 1033–1045.

