

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**  
**XXV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**

**MODELO ESPECTRAL PARA EL CÁLCULO DE LA EVAPORACIÓN  
POTENCIAL DESDE LAGUNAS SOMERAS Y SUELOS SATURADOS**

**ALBERTO DE LA FUENTE S.<sup>1</sup>**  
**CAROLINA MERUANE N.<sup>1,2</sup>**

**RESUMEN**

La evaporación desde lagunas someras y suelos saturados es una variable fundamental en el balance hídrico de cuencas endorreicas. Lamentablemente, en la actualidad no se cuenta con suficientes registros de esta variable en las cuencas áridas del norte grande de Chile. En este artículo, se presenta un modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial, el cual se basa en la ecuación de balance de calor para una columna de agua somera, considerando los flujos de calor intercambiados con la atmósfera y el suelo saturado. Se aplicó este modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial en el salar del Huasco, usando como condiciones de borde los reanálisis atmosféricos NCEP-NCAR, los cuales fueron escalados con los registros históricos de la Dirección General de Aguas y Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas. Los resultados del modelo se compararon con los datos de temperatura de la superficie del producto satelital MODIS, y con mediciones de evaporación en las cercanías del salar. Si bien se utilizó información meteorológica indirecta, los resultados muestran un muy buen desempeño del modelo espectral, tanto en el cálculo de la temperatura del agua como en la evaporación desde el suelo y la laguna, reproduciendo la variabilidad intradiaria de estas variables. Finalmente, se modeló la variabilidad climática de la temperatura y la evaporación en la región altiplánica del norte grande de Chile, evidenciando dos tendencias. Por una parte, la temperatura del suelo muestra un aumento de 1°C aproximadamente, pasando de un valor promedio anual de 4°C antes de la década de 1980, a 5°C que es el valor actual. Por otra parte, la evaporación muestra una tendencia a la disminución en las últimas décadas, lo que se podría explicar por la debilitación de los vientos zonales, particularmente la magnitud de las ráfagas de viento durante las tardes.

---

<sup>1</sup> Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – email: [aldelafu@ing.uchile.cl](mailto:aldelafu@ing.uchile.cl)

<sup>2</sup> Modelación Ambiental SpA. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. – [cmeruane@modelacion.cl](mailto:cmeruane@modelacion.cl)

# 1 INTRODUCCIÓN

La evaporación desde lagunas someras y suelos saturados es una variable fundamental en el balance hídrico de cuencas endorreicas. Su determinación permite, por ejemplo, estimar la recarga de los acuíferos; como también, estudiar la salinización de los suelos. Lamentablemente, en la actualidad en Chile no se cuenta con suficientes registros de evaporación directa, que permitan determinar con propiedad el balance hídrico de las cuencas áridas del norte grande. Los métodos teóricos y empíricos, por otra parte, requieren de información meteorológica detallada, la cual tampoco se tiene con el nivel de detalle y extensión necesaria para su adecuada implementación. Se hace fundamental entonces, desarrollar modelos de baja incertidumbre y que ocupen información indirecta, como los reanálisis atmosféricos, para la determinación de la evaporación en las zonas áridas del norte de Chile.

En este sentido, el balance hídrico en zonas áridas queda representado por la siguiente expresión:

$$P_{ef} = \max (P - E_v; 0) \quad (1)$$

donde  $P_{ef}$  es la precipitación efectiva,  $P$  es la precipitación y  $E_v$  es la evaporación, que en una primera aproximación podemos estimarla como igual a la evaporación potencial. Este supuesto se justifica en que la evaporación potencial tiende a ser igual a la potencial cuando la superficie se encuentra saturada de agua (de Amesti, de la Fuente, & Suárez, 2020), lo que ocurre en días de tormenta cuando se utiliza la ecuación (1). Sin embargo, suponer que la evaporación es igual que la evaporación potencial no es correcto en los días en que no precipita, y por lo tanto no es posible asumir que la superficie está saturada. La ecuación (1) indica que sólo queda agua disponible en la cuenca para escorrentía superficial o infiltración, cuando la precipitación es mayor que la evaporación. De esta manera, la escala temporal sobre la cual se hace el balance es fundamental, dado que, si por ejemplo hacemos el cálculo considerando valores totales anuales, se obtiene que no existiría disponibilidad de agua, ya que la evaporación potencial total anual es mayor a la precipitación total anual en zonas áridas. Por el contrario, si ahora hacemos un cálculo a escala diaria o incluso horaria, es frecuente encontrar eventos en donde la precipitación total diaria es superior a 5-10 mm, valor característico de la evaporación potencial diaria en zonas áridas (de la Fuente & Meruane, 2017b; de la Fuente, Meruane, & Suárez, 2021).

Dado lo anterior, el desafío que se aborda en este artículo es el desarrollo de una metodología de cálculo para la evaporación potencial, la que entregue valores de evaporación con la mayor resolución temporal posible, para así calcular de mejor forma la fracción de la precipitación que no queda disponible para escorrentía superficial o infiltración en la cuenca. Para esto, se requiere resolver la ecuación de balance de calor para una columna de agua somera, considerando los flujos de calor intercambiados con la atmósfera y el suelo saturado. Como subproducto de este cálculo, se obtiene la evaporación que extrae calor desde la superficie.

La herramienta de cálculo que se presenta en este artículo, se conoce como modelo espectral y fue inicialmente presentada por los autores en de la Fuente & Meruane (2017a, 2017b). El concepto espectral se debe a que explota la dinámica cíclica que caracteriza los intercambios de calor entre el cuerpo de agua y la atmósfera, y resuelve la ecuación de balance de calor en

el dominio de las frecuencias (no temporal), donde la incógnita es la amplitud y fase de la oscilación térmica de cada frecuencia. La ventaja de este método es que se reducen considerablemente los tiempos de cálculo, permitiendo así estudiar la variabilidad climática de la evaporación potencial en todo el norte grande de Chile.

Finalmente, se presenta una aplicación del modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial diaria en el salar del Huasco, ubicado en el altiplano de la región de Tarapacá, ocupando para esto, los datos de los reanálisis atmosféricos NCEP-NCAR, de temperatura del suelo MODIS, como los registros de la Dirección General de Aguas (DGA) y Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA). Se muestra que en las últimas décadas han ocurrido cambios importantes en la evaporación, resultados que se observan tanto en los registros medidos, como en la reconstrucción con el modelo espectral para el altiplano del norte de Chile. Aun cuando en la actualidad existen los reanálisis atmosféricos ERA5 y ERA5-Land que entregan valores de la evaporación potencial desde 1981 en una escala horario, esta variable no es usualmente calculada en modelos meteorológicos como los modelos CMIP6 de proyecciones climáticas (IPCC AR6 WGI, 2021). Por lo tanto, contar con una herramienta flexible para el cálculo de la evaporación potencial permite pensar en el futuro del modelo espectral para estudiar los cambios que se proyectan en la evaporación potencial para diferentes escenarios de cambio climático.

El presente trabajo resume en español los principales resultados publicados por de la Fuente & Meruane (2017a, 2017b), al mismo tiempo de actualizar el cálculo de la evaporación hasta el año 2020, y validar adicionalmente los resultados de la evaporación en escala horario mediciones de la evaporación realizadas en el Salar del Huasco en 2015 y 2016.

## 2 MÉTODOS

### 2.1 MODELO ESPECTRAL

El cálculo del balance de energía superficial requiere cuantificar los flujos de calor que entran y salen del cuerpo de agua por su superficie libre y por la interfaz agua-suelo, de manera que el desbalance entre estos flujos produce un aumento o disminución de la temperatura promedio de la columna de agua. Esto da pie a la ecuación de conservación de calor para cuerpos de agua, la que escribimos como:

$$(\rho c_p)_w h \frac{\partial T_w}{\partial t} = H_a - H_s \quad (2)$$

donde  $h$  es la profundidad de la columna de agua que consideramos como constante,  $T_w$  la temperatura,  $(\rho c_p)_w$  la capacidad calorífica,  $H_a$  la resultante de los flujos de calor en la superficie libre y  $H_s$  el flujo de calor intercambiado con el suelo.  $H_a$  y  $H_s$  están definidos como positivo si es que son contrarios al vector de la aceleración de gravedad,  $\vec{g}$ .

En la superficie libre, los flujos de calor que intervienen son los flujos de calor radiativo y los flujos de calor turbulento. Los flujos de calor radiativo son crecientes con la temperatura del cuerpo emisor, siendo el flujo de calor de onda corta que incide aquel proveniente del sol y se mide con estaciones meteorológicas, mientras que los de onda larga son aquellos asociados a la radiación de calor de la atmósfera que incide sobre la superficie y no depende de la temperatura del agua, o la emisión del cuerpo de agua hacia la atmósfera que sí depende

de la temperatura del cuerpo de agua. Por otro lado, los flujos de calor turbulento se explican por la difusión turbulenta de calor para el caso del calor sensible, y de vapor de agua para el caso del calor latente. Al ser estos flujos turbulentos, dependen tanto de la magnitud del viento como de la estabilidad de la capa límite atmosférica, que puede promover o limitar el transporte hacia la atmósfera según sea si se tienen condiciones convectivas o estables en la capa límite atmosférica. Para efectos del modelo espectral, se linealiza la resultante de los flujos de calor en la superficie libre, tal que:

$$H_a = \alpha(t) - \beta T_w \quad (3)$$

donde  $\alpha(t)$  es una serie de tiempo y  $\beta$  un parámetro del modelo, cuyos valores dependen de la formulación para el cálculo de los flujos de calor, y se describen un poco más adelante en este documento.

El flujo de calor que cruza la interfaz agua-suelo es un flujo de calor de naturaleza difusiva, que es inducido por diferencias de temperatura entre ambos medios. De esta forma, si la temperatura del cuerpo de agua es mayor que la del suelo, el calor escapa del cuerpo de agua mientras que, en caso contrario, el suelo entrega calor al cuerpo de agua. La difusión es el mecanismo de transporte en el suelo, lo que hace que el cálculo de  $H_s$  requiera resolver de manera acoplada la Eq. (2) con la ecuación de difusión vertical de calor en el suelo, que se escribe como:

$$(\rho c_p)_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = (\rho c_p)_s \kappa \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (4)$$

donde el eje  $z$  está definido positivo si es contrario a  $\vec{g}$ ,  $(\rho c_p)_s$  es la capacidad calórica en el suelo,  $T_s$  la temperatura del suelo y  $\kappa$  el coeficiente de difusión térmica. El acoplamiento entre las ecuaciones (2) y (4) se realiza considerando la condición de borde adiabática en  $z = -\infty$ , además de continuidad de flujo y valor en la interfaz agua-suelo. Por el lado del suelo,

$$H_s = (\rho c_p)_s \kappa \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (5)$$

mientras que por el lado del agua se tiene que,

$$H_s = (\rho c_p)_s k_t (T_w - T_o) \quad (6)$$

donde  $k_t$  es la velocidad de transferencia de calor y  $T_o$  la temperatura en la interfaz agua-suelo.

Una alternativa para encontrar la solución del sistema de ecuaciones (2) y (4) es discretizar (4) y resolverla con algún método numérico (diferencias, volúmenes o elementos finitos (Patankar, 1980)). Sin embargo, el modelo espectral considera que la temperatura del agua se escribe como la superposición lineal de una serie de  $2N + 1$  funciones periódicas, tal que:

$$T_w(t) = \sum_{n=-N}^N T_{wn} e^{i\omega_n t} \quad (7)$$

donde  $T_{wn}$  son la amplitud térmica de la frecuencia  $\omega_n$ . Análogamente, la temperatura en la interfaz agua-suelo y la serie de tiempo  $\alpha(t)$  que se usa para el cálculo de  $H_a$ , también se descomponen en funciones periódicas, tal que:

$$T_o(t) = \sum_{n=-N}^N T_{sn} e^{i\omega_n t} \quad (8)$$

y

$$\alpha(t) = \sum_{n=-N}^N H_n e^{i\omega_n t} \quad (9)$$

Finalmente, para el cálculo del flujo de calor en la interfaz agua-suelo se usa la solución del segundo problema de Stokes (Batchelor, 1967; White, 2006), que resulta de resolver (4) considerando como condición de borde de Dirichlet periódica en  $z = 0$ , y de flujo nulo en  $z = -\infty$ . Para esto, la condición de borde periódica está dada por la descomposición de la temperatura en la interfaz agua-suelo, lo que permite obtener que (5) se escribe como:

$$H_s = \kappa(\rho c_p)_s \sum_{n=-N}^N \alpha_n T_{sn} e^{i\omega_n t} (1 + s_n i) \quad (10)$$

donde  $\alpha_n = \sqrt{abs(\omega_n)/(2\kappa)}$ , y (6) como:

$$H_g = k_t(\rho c_p)_w \sum_{n=-N}^N (T_{wn} - T_{sn}) e^{i\omega_n t} \quad (11)$$

Notar que se requiere un valor constante de  $k_t$ , el que se puede estimar en función de relaciones para el flujo convectivo inducido por una placa plana horizontal (Necati, 1977) o la velocidad del corte del viento que es la principal fuente de energía que produce mezcla en estos sistemas (Dade, 1993; de la Fuente, Ordóñez, & Pérez, 2016; Le & Papavassiliou, 2006; O'Connor & Hondzo, 2008).

Finalmente, reemplazando las descomposiciones anteriores en (2), y agrupando términos, se obtiene que:

$$T_{wn} = -H_n \left( i\Omega_n + K \left( 1 - \frac{K}{K + (1 + is_n)D_n} \right) + \beta \right)^{-1} \quad (12)$$

y

$$T_{sn} = \frac{K}{K + (1 + is_n)D_n} T_{wn} \quad (13)$$

donde  $\Omega_n = \omega_n h(\rho c_p)_w$ ,  $K = k_t(\rho c_p)_w$  y  $D_n = (\rho c_p)_s \kappa \alpha_n$ .

## 2.2 RESOLUCIÓN ITERATIVA

Se requiere un método iterativo de solución para obtener las amplitudes  $T_{wn}$  y  $T_{sn}$ , debido a que  $\alpha(t)$  requiere conocer los valores de la temperatura del agua. Para lo anterior, supondremos que conocemos la temperatura del agua para la iteración  $k$ , y expandimos en Taylor el flujo en la superficie libre para calcular su valor para iteración  $k+1$ , lo que entrega que:

$$H_a^{(k+1)} = H_a(T_w^{(k+1)}) \approx H_a(T_w^{(k)}) - \beta (T_w^{(k+1)} - T_w^{(k)}) \quad (14)$$

Por lo tanto,  $\alpha(t) = H_a(T_w^{(k)}) + \beta T_w^{(k)}$  y  $\beta = -\partial H_a / \partial T_w$ . Notar que se debe especificar un valor único de  $\beta$ , que toma valores entre 10 y 60 W/m<sup>2</sup>/°C. Sin embargo, si se tiene buena convergencia del modelo, se cumple que  $T_w^{(k+1)} \approx T_w^{(k)}$ , por lo que el valor de  $\beta$  es irrelevante para el cálculo de  $H_a$ .

Luego, se descompone  $\alpha(t)$  según (8) considerando la transformada de Fourier, tal que si  $Y = fft(H)$ , entonces  $H_n = Y_n/(2N + 1)$ . Finalmente, se calculan las amplitudes  $T_{wn}$  y  $T_{sn}$  con (12) y (13), y se reconstruye la serie de tiempo de la temperatura del agua como:

$$T_w^{(k+1)} = ifft(T_{wn})(2N + 1) \quad (15)$$

### 2.3 APLICACIÓN AL CÁLCULO DE EVAPORACIÓN EN NORTE DE CHILE

Se aplicó el modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial en el salar del Huasco, ubicado en la región de Tarapacá, a 3800 msnm (Figura 1A). Para lo anterior, se usó el reanálisis atmosférico NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996), para obtener la serie de tiempo de magnitud del viento, temperatura, humedad del aire, presión y cobertura de nubes. Esa información que se encuentra cada 6 horas en una grilla regular de 2,5° de espaciamiento, se interpoló a la coordenada del salar y posteriormente se realizó un ajuste lineal con las mediciones disponibles de la Dirección General de Aguas (estaciones 01051003-1 para temperatura del aire y 01050007-9 para evaporación potencial) y el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA, estación Salar del Huasco), obteniéndose los ajustes que se muestran en la Figura 1B a 1D. Los datos del reanálisis atmosférico cada 6 horas se interpolaron linealmente hasta llegar el nivel horario, que es la resolución con que se calcula el modelo espectral en esta aplicación. Finalmente, para evaluar los resultados del modelo, se utilizó los datos de temperatura de la superficie del producto satelital MODIS. La metodología de cálculo se puede extender a otros productos grillados, como los reanálisis ERA5 o ERA5-Land a partir de 1981. Sin embargo, se optó usar el reanálisis NCEP-NCAR para poder estudiar todo el rango de mediciones de evaporación que se tienen desde 1964 a 2012.

Luego, se identificó como parámetros relevantes del modelo espectral la profundidad de la laguna ( $h$  entre 0 y 15 cm), la capacidad calórica del suelo ( $(\rho c_p)_s$  entre  $1,4 \times 10^6$  y  $3,8 \times 10^6 \text{ J(m}^3\text{K)}^{-1}$ , Fang & Stefan, 1998; Prats et al., 2011), el coeficiente de difusión térmica del suelo ( $\kappa$ , entre 0,01 and 0,11  $\text{m}^2\text{d}^{-1}$ , Fang & Stefan, 1998; Prats et al., 2011) y el albedo de la superficie que define la fracción de radiación de onda corta incidente que es reflejada y no interviene en el balance de calor del cuerpo de agua (entre 0,03 y 0,17, Bogan, 2003; de la Fuente, 2014).

Respecto del resto de los parámetros, de la Fuente & Meruane (2017b) mostraron que los resultados del modelo son poco sensibles al valor que se use de  $\beta$  y  $k_t$ . En la implementación del modelo espectral se usa  $\beta=20 \text{ W/m}^2\text{/}^\circ\text{C}$  y  $k_t=9 \text{ m/día}$ .

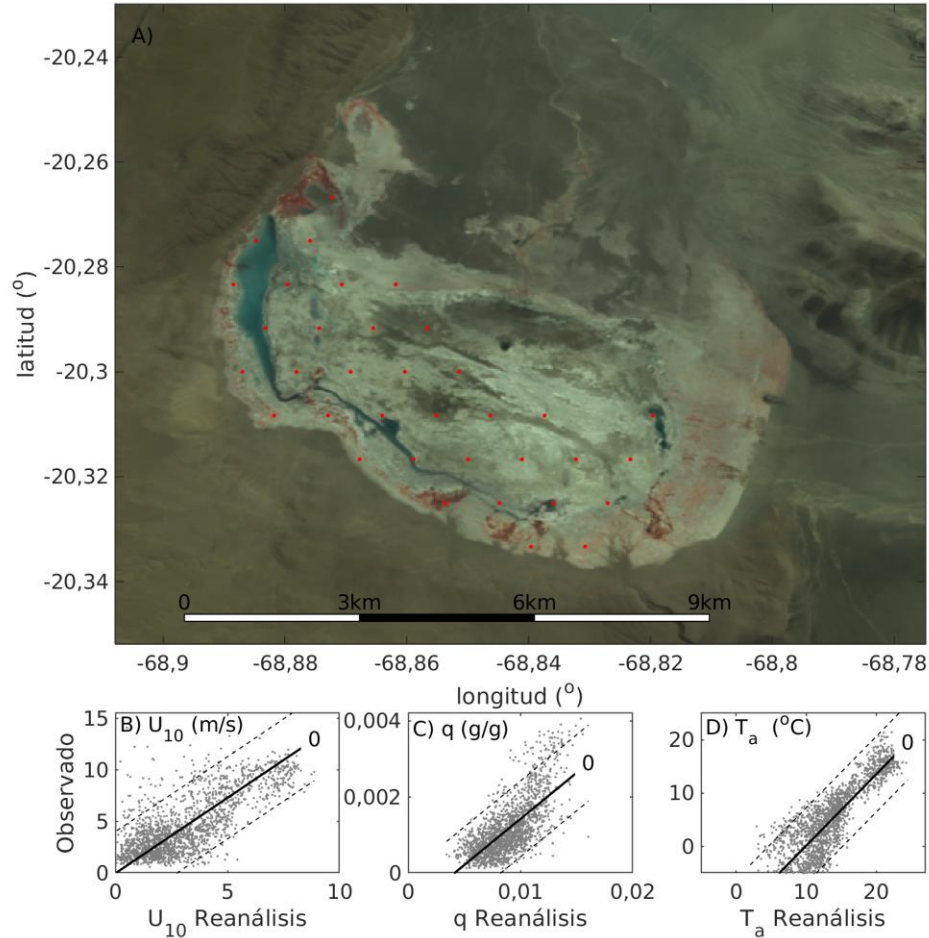


Figura 1: A) Imagen satelital del salar del Huasco. Puntos rojos marcan ubicación de grilla de satélite MODIS para temperatura superficial. B) a D) ajuste entre valores del reanálisis atmosférico y mediciones en terreno de velocidad del viento, razón de mezcla y temperatura del aire.

El ajuste de los parámetros se realizó considerando como función objetivo el mínimo del error cuadrático medio entre la temperatura del agua predicha por el modelo espectral, y la temperatura de la superficie medida por el producto satelital MODIS que tiene registros a partir del año 2000 (producto MOD11, land surface temperature). Se usó como valor representativo de la temperatura de la superficie, el valor promedio entre las temperaturas medidas en los puntos rojos de la Figura 1A. Se usó como función objetivo el cálculo de la temperatura superficial, y no la evaporación, ya que el modelo espectral es un modelo termodinámico que calcula la temperatura de lagunas someras, donde la evaporación es un subproducto del cálculo. En particular, la evaporación es uno de los términos agrupados como la resultante de flujos en la superficie ( $H_a$ ), cuyo valor depende de la velocidad del viento, humedad relativa, temperatura del aire y del agua, y la presión atmosférica (Bogan, 2003; Stull, 1988)

La validación del ajuste de parámetros se hace contra mediciones de la evaporación potencial diaria que se realizaron entre 1964 y 2012 en Collacagua, a unos 100 km de

distancia del salar del Huasco. Se usó un coeficiente de tanque igual a 0,65 (Risacher, Alonso, & Salazar, 2003).

### 3 RESULTADOS

#### 3.1 AJUSTE DE PARÁMETROS

La Figura 2 muestra el ajuste de la temperatura superficial medida y modelada para el salar del Huasco a partir del año 2000, y la validación contra la evaporación potencial diaria medida en Collacagua entre 1964 y 2012. El valor de los parámetros ajustados se muestra en la Tabla 1.

Tabla 1: Valores de los parámetros ajustados para calibración del modelo espectral al Salar del Huasco.

	<b>Unidad</b>	<b>Valor e intervalo de confianza</b>
$h$	mm	$4 \pm 3$
$(\rho c_p)_s$	$\times 10^6 \text{ J} (\text{m}^{30}\text{K})^{-1}$	$2,12 \pm 0,13$
albedo	-	$0,13 \pm 0,01$
$\kappa$	$\text{m}^2\text{d}^{-1}$	$0,011 \pm 0,00$

En las Figura 2 y 3 se observa que el modelo permite representar satisfactoriamente tanto las variaciones estacionales, como las variaciones intradiarias en el balance de energía. Para el cálculo de los indicadores de la bondad del ajuste para la temperatura, se ocuparon el coeficiente de correlación y de Nash-Shutcliffe, obteniéndose 0,94 y 0,88, respectivamente. Respecto de la capacidad de representar adecuadamente la variabilidad intradiaria en el salar del Huasco, la Figura 3 muestra el resultado del modelo espectral, y lo contrasta con observaciones realizadas en los años 2015 y 2016. Las mediciones en terreno se realizaron con el instrumento IRGASON Integrated CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O Open-Path Gas Analyzer (de la Fuente & Meruane, 2017a; Suárez et al., 2020), que es un anemómetro sónico integrado a un analizador de gases (vapor de agua), por lo que mide directamente el flujo turbulento de vapor de agua hacia la atmósfera. Nuevamente se observa que el modelo espectral permite representar adecuadamente la variabilidad intradiaria en la evaporación, que en este sistema está principalmente influenciado por la presencia del viento que comienza a soplar en las tardes (de la Fuente, 2014). Las diferencias que se observan en, por ejemplo las máximas evaporaciones diarias, se pueden deber al hecho que el modelo espectral se construyó sobre datos cada 6 horas, por lo que mucha de los extremos intradiaria no están bien representados.



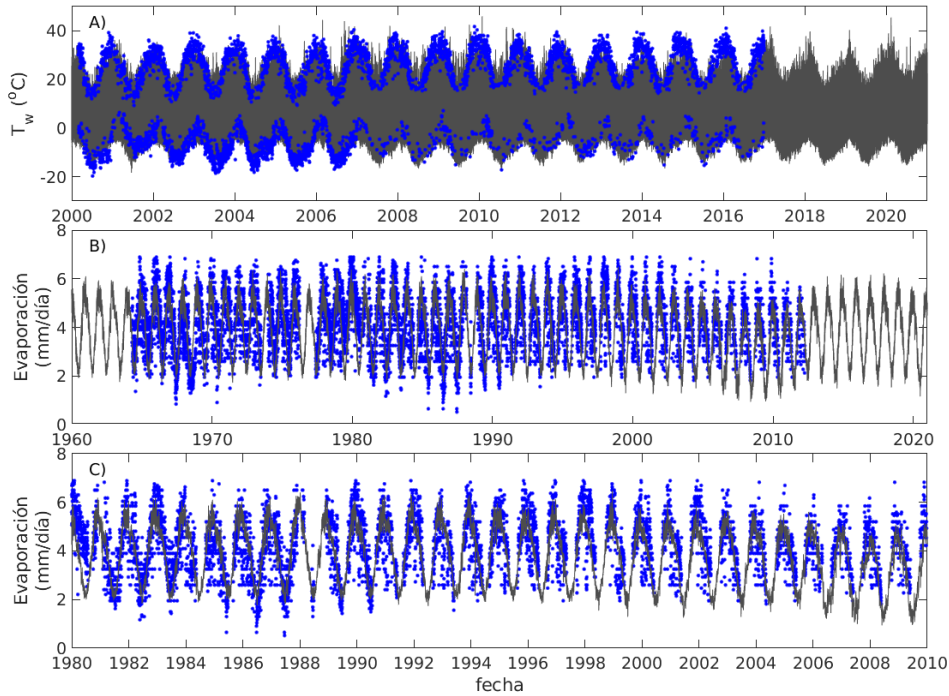


Figura 2: A) Comparación entre valores modelados (grises) y medidos con satélite MODIS de la temperatura de la superficie. B) Comparación entre evaporación diaria medida (puntos azules) y modelada (línea gris) para todo el registro. C) Igual que B) para período 1980-2010.

Respecto del desempeño en tiempo de recursos computacionales, el tiempo de cálculo de la serie completa de temperatura demora aproximadamente 2 minutos en un computador de escritorio estándar. Además, la convergencia del modelo espectral es tal que a 50 iteraciones se tiene una diferencia entre las temperaturas promedio para la iteración  $k+1$  y la iteración  $k$  del orden de  $2 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}$ .

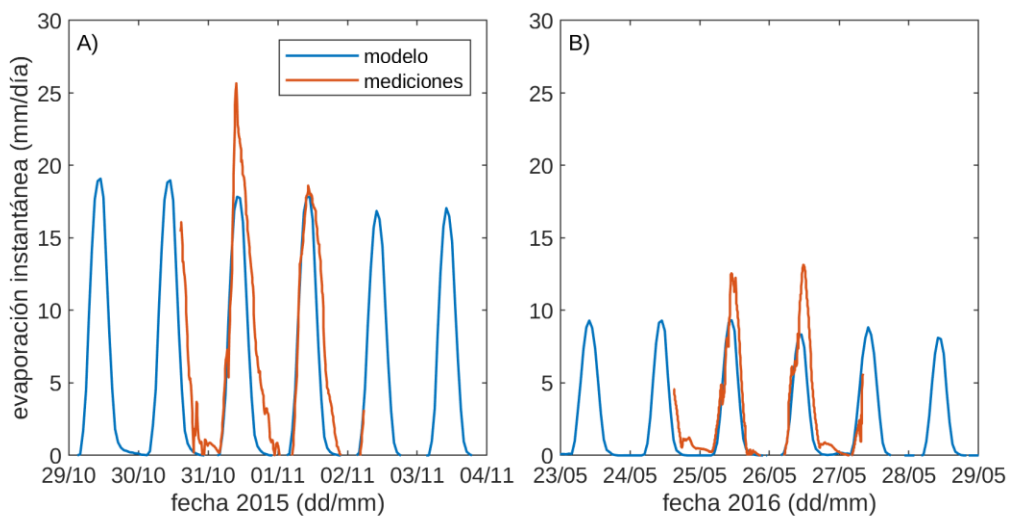


Figura 3: Comparación entre series de tiempo de evaporación medida y modelada en el salar del Huasco en 2015 y 2016.

### 3.2 ¿SEÑALES DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVAPORACIÓN?

Los resultados del modelo espectral para la evaporación diaria indican la existencia de importantes cambios, tanto en la temperatura del agua como en la evaporación diaria. Por un lado, la temperatura del agua promedio anual de la Figura 4A, muestra un aumento de 1°C aproximadamente, pasando de un valor promedio anual de 4°C antes de la década 1980, a 5°C que es el valor actual. El aumento de la temperatura ha sido gradual, mostrando una variabilidad interanual de 0.5°C. Por el contrario, la Figura 4B muestra la evolución de la evaporación potencial total anual para todo el registro simulado, la que era cercana a 1400mm/año antes 1990, y que cayó a partir de 1995, para alcanzar valores mínimos de 1100mm/año promedio anual. Con posterioridad al año 2010, la evaporación recuperó los valores medidos en 1990, pero los últimos años sugieren que estaría entrando en un nuevo ciclo con menor evaporación. La disminución de la evaporación se puede observar en las mediciones en Collacagua, como se ve en la Figura 4C, que muestra la evaporación promedio diaria para el período de verano. Cabe mencionar que esa estación se discontinuó el 2011, y en sus últimos años de funcionamiento sólo se medía la evaporación en verano (septiembre a marzo). El motivo que explica la disminución en la evaporación en a partir de 1995 se relaciona con una disminución en la magnitud del viento y aumento en la humedad relativa (de la Fuente & Meruane, 2017b).

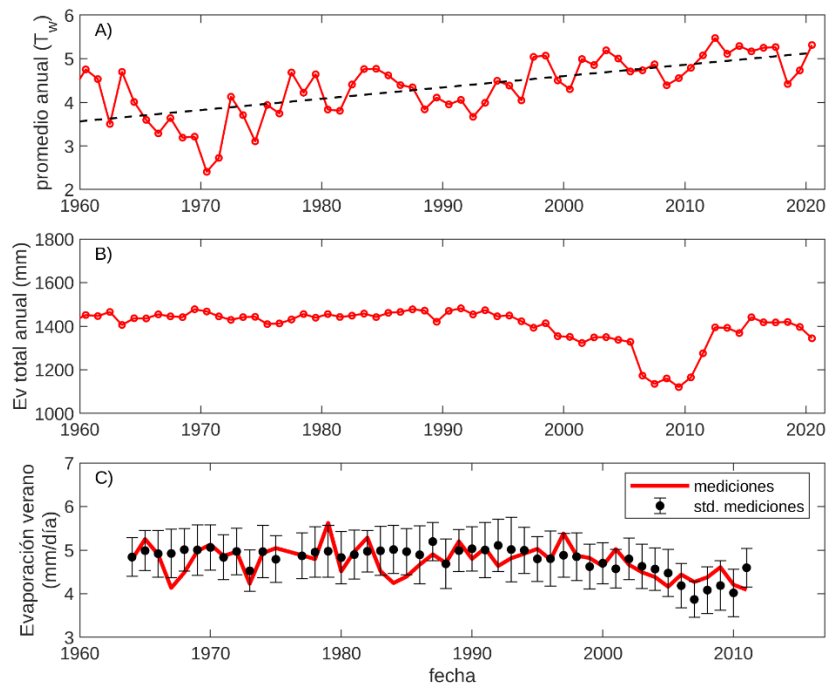


Figura 4: A) Serie de tiempo de la temperatura del agua promedio modelada. B) Serie de tiempo de la evaporación total anual modelada. C) Comparación entre evaporación promedio para el verano, medida y modelada en salar del Huasco.

Finalmente, en la Figura 5 se muestra la variación espacial y temporal de los cambios en la evaporación relativos a lo modelado para el período 1960-1969 (inicio del período). Se

observa que la disminución en la evaporación es persistente en todo el altiplano, principalmente en las regiones de Antofagasta y Atacama.

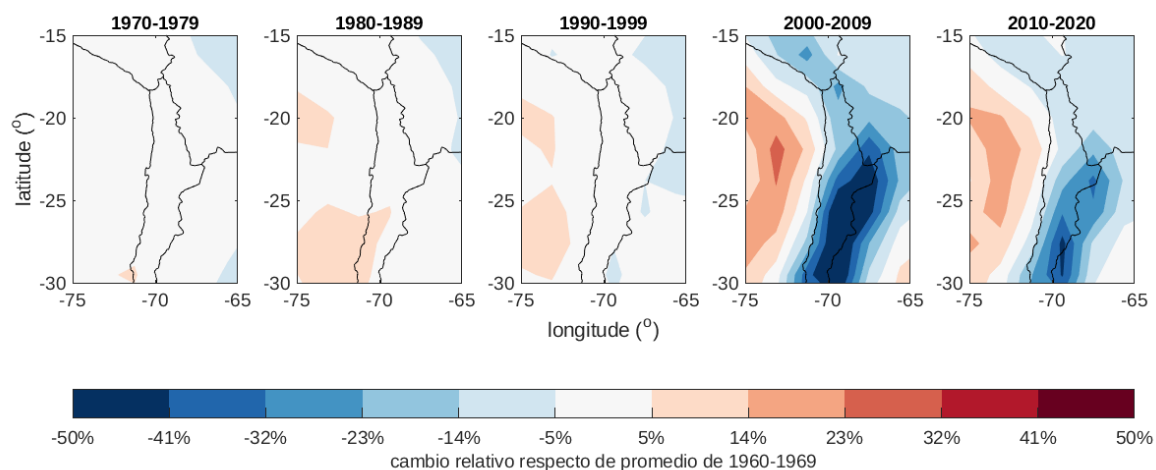


Figura 5: Cambio relativo de la evaporación en la zona del Altiplano de Chile, medido respecto de promedio diario de 1960-1969.

#### 4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La evaporación desde lagunas someras y suelos saturados, es una variable fundamental en el balance hídrico de cuencas endorreicas. Lamentablemente, en la actualidad no se cuenta con suficientes registros de evaporación directa, con extensión temporal y espacial suficiente, como para determinar con propiedad el balance hídrico de las cuencas áridas del norte grande de Chile.

En este artículo, se presentó un modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial, el cual se basa en la ecuación de balance de calor para una columna de agua somera considerando los flujos de calor intercambiados con la atmósfera y el suelo saturado. El concepto espectral se debe a que explota la dinámica cíclica que caracteriza los intercambios de calor entre el cuerpo de agua y la atmósfera, y resuelve la ecuación de balance de calor en el dominio de las frecuencias (no temporal), donde la incógnita es la amplitud y fase de la oscilación térmica de cada frecuencia.

Si bien se utilizó información meteorológica indirecta, como los reanálisis atmosféricos que además fueron interpolados linealmente para llegar a valores en escala horaria, los resultados mostraron un muy buen desempeño del modelo espectral, mostrando una bondad en el ajuste para la temperatura de 0,94 para el coeficiente de correlación, y 0,88 para el coeficiente de Nash-Shutcliffe. Del mismo modo, el modelo espectral permite representar adecuadamente la variabilidad intradiaria en la evaporación, que en el sistema estudiado estuvo principalmente influenciada por el viento que comienza a soplar en las tardes. Finalmente, respecto de los tiempos de cálculo, los resultados para la modelación del salar del Huasco tomaron sólo 2 minutos, mientras que el cálculo de sólo 2 días publicado por de la Fuente (2014) demora 15 minutos de cálculo. Esta importante reducción en el tiempo computacional, es posible porque el modelo espectral adopta la solución analítica del segundo problema de

Stokes para el suelo, lo que elimina del problema, la solución de la ecuación de difusión de calor, dando un dominio computacional cuya extensión debe ser proporcional a la escala de longitud  $\alpha_n^{-1}$  (Batchelor, 1967; White, 2006).

Al modelar la variabilidad climática de la temperatura y la evaporación en la región altiplánica del norte grande de Chile, se evidencian 2 tendencias. Por una parte, la temperatura del suelo muestra un aumento de 1°C aproximadamente, pasando de un valor promedio anual de 4°C antes de la década de 1980, a 5°C que es el valor actual. Por otra parte, la evaporación muestra una tendencia a la disminución en las últimas décadas, lo que se podría explicar por la debilitación de los vientos zonales, particularmente la magnitud de las ráfagas de viento durante las tardes. Esta última hipótesis, será estudiada en investigaciones futuras.

Finalmente, la evaporación potencial en cuencas endorreicas del Altiplano determina la recarga del acuífero que sostiene humedales altoandinos (salares), que son verdaderos oasis que explican la vida en condiciones desérticas de altura (Cabrol et al., 2009; de la Fuente et al., 2021). Este artículo contribuye al objetivo 15.4 del Objetivo de Desarrollo Sustentable 15. “Para 2030, velar por la conservación de los ecosistemas montañosos, incluida su diversidad biológica, a fin de mejorar su capacidad de proporcionar beneficios esenciales para el desarrollo sostenible”

## AGRADECIMIENTOS

Este artículo fue financiado por el proyecto Fondecyt regular número 1181222

## REFERENCIAS

- Batchelor, G. K. (1967). *An Introduction to Fluid Dynamics* (C. U. Press, ed.). Cambridge University Press.
- Bogan, T. (2003). Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research*, 39(9), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003WR002034>
- Cabrol, N. A., Grin, E. A., Chong, G., Minkley, E., Hock, A. N., Yu, Y., ... Majerowicz, J. (2009). The High-Lakes Project. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008JG000818>
- Dade, W. B. (1993). Near-bed turbulence and hydrodynamic control of diffusional mass transfer at the sea floor. *Limnol. Oceanogr.*, 38, 52–69.
- de Amesti, P., de la Fuente, A., & Suárez, F. (2020). Evaporation From Unsaturated Soils as a Function of the Air and Soil Sides of the Land Surface. *Water Resources Research*, 56(12), e2020WR028643. <https://doi.org/10.1029/2020WR028643>
- de la Fuente, A. (2014). Heat and dissolved oxygen exchanges between the sediment and water column in a shallow salty lagoon. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(4), 596–613.
- de la Fuente, A., & Meruane, C. (2017a). Dimensionless numbers for classifying the thermodynamics regimes that determine water temperature in shallow lakes and wetlands. *Environmental Fluid Mechanics*. <https://doi.org/10.1007/s10652-017-9536-x>
- de la Fuente, A., & Meruane, C. (2017b). Spectral model for long-term computation of thermodynamics and potential evaporation in shallow wetlands. *Water Resources Research*, 53(9), 7696–7715. <https://doi.org/10.1002/2017WR020515>
- de la Fuente, A., Meruane, C., & Suárez, F. (2021). Long-term spatiotemporal variability in high Andean wetlands in northern Chile. *Science of the Total Environment*, 756, 143830. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143830>

- de la Fuente, A., Ordóñez, C., & Pérez, R. (2016). Diffusional mass transfer coefficient at the water-sediment interface for wind-induced flow in very shallow lagoons. *Environmental Fluid Mechanics*, 16(3), 539–558. <https://doi.org/10.1007/s10652-015-9437-9>
- Fang, X., & Stefan, H. G. (1998). Temperature Variability in Lake Sediments. *Water Resour. Res.*, 34, 717–729.
- IPCC AR6 WGI. (2021). Climate Change 2021 The Physical Science Basis. In *IPCC*.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Le, P. M., & Papavassiliou, D. V. (2006). Turbulent Heat Transfer in Plane Couette Flow. *Journal of Heat Transfer*, 128(1), 53. <https://doi.org/10.1115/1.2130404>
- Necati, O. (1977). *Basic heat transfer*. McGraw-Hill.
- O'Connor, B. L., & Hondzo, M. (2008). Dissolved oxygen transfer to sediments by sweep and eject motion in aquatic environments. *Limnol. Oceanogr.*, 53, 578–599.
- Patankar, S. (1980). *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere Publishing Corporation.
- Prats, J., Ramos, A., Armengol, J., & Dolz, J. (2011). Comparison of Models for Calculation of Diel Sediment-Water Heat Flux from Water Temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 137(10), 1135–1147. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000434](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000434)
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (2003). The origin of brines and salts in Chilean salars: a hydrochemical review. *Earth-Sci. Rev.*, 63, 249–293.
- Stull, R. B. (1988). An Introduction to Boundary Layer Meteorology. In *Book* (Vol. 13).
- Suárez, F., Lobos, F., de la Fuente, A., de Arellano, J. V. G., Prieto, A., Meruane, C., & Hartogensis, O. (2020). E-DATA: A comprehensive field campaign to investigate evaporation enhanced by advection in the hyper-arid altiplano. *Water (Switzerland)*, 12(3). <https://doi.org/10.3390/w12030745>
- White, F. M. (2006). *Viscous fluid flow*. McGraw-Hill Higher Education.

