

RÉGIMEN TÉRMICO DE RÍOS: DESARROLLO, VERIFICACIÓN Y APLICACIÓN DE UN MODELO NUMÉRICO

• Angel Monsalve • Oscar Link • Alejandra Stehr •
Universidad de Concepción, Chile

Resumen

Se aplica el método de los volúmenes finitos y se generaliza la estrategia *ultimate* para la solución de la ecuación advección-difusión-reacción con parámetros variables, a fin de obtener resultados con difusión numérica despreciable. El modelo se verifica mediante el cálculo de problemas con solución analítica conocida, mostrando su aptitud para simular el transporte difusivo y advectivo de propiedades escalares en el agua. Se aplica para calcular la temperatura en un tramo de 32 km del río Itata bajo, ubicado en Chile Central, donde se midió la temperatura del río y las variables que controlan el régimen térmico en varios puntos. Se presentan resultados para cuatro periodos de doce días de duración, correspondientes a escenarios de invierno, primavera, verano y otoño. La temperatura media medida en los escenarios de invierno y verano es constante, igual a 9.6 y 24.0 °C, respectivamente, y no cambia a lo largo del tramo. En los escenarios medidos de otoño y primavera se observa un leve aumento a lo largo del tramo igual a 0.45 y 0.74 °C, respectivamente. La amplitud de la oscilación térmica diaria medida en el escenario de invierno es despreciable, igual a 0.7 °C y muy significativa en el de verano, igual a 8.4 °C. Se observa que sólo en el escenario medido de verano dicha amplitud aumenta a lo largo del tramo de estudio, a razón de 0.175 °C/km. El modelo desarrollado predice de manera adecuada el complejo comportamiento que exhibe la temperatura medida durante los cuatro escenarios analizados, constituyendo una herramienta de simulación con capacidad predictiva.

Palabras clave: régimen térmico, métodos numéricos, esquemas de discretización, río Itata, Chile.

Introducción

El régimen térmico de un río controla propiedades fundamentales del agua, como densidad y viscosidad, afectando la turbulencia, y con ello la capacidad de transporte y mezcla. Es relevante para el ecosistema acuático y la calidad del agua, ya que condiciona la presencia y distribución de especies, la concentración de saturación de gases disueltos y la velocidad de reacciones químicas. Caissie (2006) presentó una revisión del régimen térmico y sus alcances para el ecosistema fluvial. Las represas y descargas de efluentes térmicos, por ejemplo, provenientes de aguas de enfriamiento de cen-

trales termoeléctricas y nucleares, pueden alterar significativamente el régimen térmico (ver *e.g.*, Val *et al.*, 2006).

Al escurrir, el agua de un río cambia su temperatura debido a un intercambio de calor con la atmósfera en su superficie, y con el lecho en su cauce. Las fuentes y/o sumideros de calor son la radiación solar, radiación atmosférica, radiación emitida por el agua, calor por evaporación, calor convectivo, y calor de la lluvia y del lecho (EPA, 1985; Thomann y Mueller, 1987; Kim y Chapra, 1997). Alexander y Caissie (2003) mostraron que el intercambio de calor con la atmósfera explica en más de un 85% la temperatura del agua, mientras que el

intercambio de calor con el lecho explica del orden de un 10%, siendo despreciables los aportes de calor por lluvia, el intercambio de calor con aguas subterráneas y el efecto de la sombra producida por la vegetación ribereña, especialmente en ríos relativamente grandes. Tung *et al.* (2007) propusieron un modelo matemático basado en la ley de Beer para incorporar el efecto de la sombra provocada por la vegetación ribereña sobre la temperatura del río y lo aplicaron al estero GaoShan ubicado en Taiwán. La temperatura del agua suele ser sensible a la vegetación ribereña en ríos de bajo orden, donde el ancho del área sombreada es significativo respecto al ancho del río.

Las fuentes y los sumideros de calor atmosférico pueden determinarse a partir de mediciones meteorológicas de cuatro variables fundamentales: 1) radiación solar incidente, 2) temperatura ambiente, 3) velocidad del viento, y 4) humedad relativa del aire. Sinokrot y Stefan (1994), y Evans *et al.* (1998) mostraron que la radiación solar incidente y la temperatura ambiente son las variables que más afectan a la temperatura del agua.

La distribución espacio-temporal de la temperatura de un río no controlado presenta cambios de difícil predicción, gobernados por ecuaciones no lineales, cuya solución en muchos casos requiere de esquemas de discretización libres de difusión numérica significativa. Kim y Chapra (1997) aplicaron un esquema implícito de diferencias finitas a la solución de la ecuación del transporte de calor en forma no conservativa, mientras que Younus *et al.* (2000) aplicaron el esquema predictor-corrector de MacCormack. Westhoff *et al.* (2007) evaluaron la calidad de un modelo numérico para el cálculo de temperatura de un tramo de 600 m, comparando sus resultados con mediciones de alta resolución espacial y temporal obtenidas mediante el uso de fibra óptica. Link (2006) presentó un experimento numérico, donde comparó la difusión numérica generada por varios esquemas de discretización como diferencias centradas,

upwind, híbrido y *quick*. Adicionalmente a estos esquemas, pueden seguirse estrategias que, en función de la solución local, deciden la aplicación de esquemas de diferente orden en forma ponderada para limitar los flujos. Por ejemplo, Gaskell y Lau (1988) propusieron la estrategia *smart*; Leonard (1991), la estrategia *ultimate*; Woodfield *et al.* (2004), la estrategia *wsn*; y Qian *et al.* (2007), la estrategia *phib*.

En el presente artículo se presenta un modelo conservativo en volúmenes finitos para el cálculo de la distribución espacio-temporal de la temperatura de un río. Se extiende la estrategia *ultimate* al caso en que la ecuación gobernante tiene coeficientes variables. El modelo desarrollado se verifica mediante problemas con solución analítica conocida y se aplica para el cálculo del régimen térmico del río Itata bajo durante cuatro periodos de doce días de duración cada uno, correspondientes a escenarios de invierno, primavera, verano y otoño.

Ecuaciones gobernantes

La distribución espacio-temporal de la temperatura en un río bien mezclado en sus direcciones transversal y vertical queda descrita por la ecuación advección-difusión-reacción:

$$A \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial (QT)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \quad (1)$$

donde A [m²] es el área de la sección transversal; T [°C], la temperatura media en la sección transversal; t [s], el tiempo; Q [m³s⁻¹], el caudal; x [m], la distancia en sentido longitudinal; D_L [m²s⁻¹], el coeficiente de dispersión longitudinal; H_T [W/m²], el flujo de energía térmica a través de la superficie libre y del lecho; W [m], el ancho del canal; C_w [J kg⁻¹ °C⁻¹], el calor específico del agua, y ρ_w [kg m⁻³] es la densidad del agua. El coeficiente de dispersión longitudinal, D_L [m²s⁻¹] se calculó mediante la

fórmula válida para ríos de pendiente escasa propuesta por Vargas y Ayala (2001), pudiendo variar en el espacio y en el tiempo:

$$D_L = 7.39 \left(\frac{W}{R_H} \right)^{-1.86} \frac{Q^2}{U_* R_H^3} \quad (2)$$

R_H [m] es el radio hidráulico y U_* [m s^{-1}] es la velocidad de corte. El flujo superficial neto de energía térmica H_T , despreciando aportes por lluvia, lecho y sombra, corresponde a:

$$H_T = H_{SW} + H_{LW} - H_B - H_C - H_E \quad (3)$$

donde H_{SW} es la radiación neta de onda corta; H_{LW} la radiación atmosférica neta de onda larga; H_B la radiación de onda larga emitida por el agua; H_C la tasa de transferencia de calor por conducción; y H_E la tasa de calor producto de la evaporación.

Radiación neta de onda corta, H_{SW}

La radiación neta de onda corta corresponde a:

$$H_{SW} = H_{SW_{\text{incidente}}} - H_{SW_{\text{reflejada}}} \quad (4)$$

La radiación solar incidente, $H_{SW_{\text{incidente}}}$, se mide directamente mediante un radiómetro. La radiación solar reflejada, $H_{SW_{\text{reflejada}}}$, se calculó como:

$$H_{SW_{\text{reflejada}}} = R_s H_{SW_{\text{incidente}}} \quad (5)$$

donde R_s es la fracción de la radiación solar que es reflejada en la superficie del agua:

$$R_s = a \left(\frac{180}{\pi} \alpha \right)^b \quad (6)$$

donde α es la altitud solar en radianes, y a y b son coeficientes que dependen de la cobertura nubosa. De acuerdo con Martin y McCutcheon (1999):

$$\begin{aligned} \text{Si } Cb \geq 0.9 & \Rightarrow a = 0.33 \quad b = -0.45 \\ \text{Si } 0.5 \leq Cb < 0.9 & \Rightarrow a = 0.95 \quad b = -0.75 \\ \text{Si } 0.1 \leq Cb < 0.5 & \Rightarrow a = 2.20 \quad b = -0.97 \\ \text{Si } Cb < 0.1 & \Rightarrow a = 1.18 \quad b = -0.77 \end{aligned} \quad (7)$$

La cobertura nubosa se determinó como:

$$Cb = 1 - \frac{\text{Hrs sol}_{\text{reales}}}{\text{Hrs sol}_{\text{teóricas}}} \quad (8)$$

Las horas de sol reales se determinaron a partir de la radiación solar incidente medida, considerando que hay sol cuando durante la hora se exceden los 120 W/m^2 . Cb se determinó para cada día.

Radiación atmosférica neta de onda larga, H_{LW}

La radiación atmosférica neta de onda larga se calculó considerando que la radiación reflejada es igual a un 3%, según:

$$H_{LW} = 0.97 \sigma (T_{\text{aire}} + 273.16)^4 \epsilon_{\text{aire}} \quad (9)$$

donde $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ es la constante de Stefan-Boltzmann; T_{aire} [$^{\circ}\text{C}$] es la temperatura del aire y ϵ_{aire} es la emisividad del aire, que se estimó según Swinbank (1963), modificado por Wunderlich (1968) como:

$$\epsilon_{\text{aire}} = \alpha_0 (1 + 0.17 Cb) (T_{\text{aire}} + 273.16)^2 \quad (10)$$

donde α_0 es una constante de proporcionalidad igual a $0.937 \cdot 10^{-5}$.

Radiación de onda larga emitida por el agua, H_B

La radiación de onda larga emitida por el agua sigue la ley de Stefan-Boltzmann:

$$H_B = \epsilon \sigma (T_s + 273.16)^4 \quad (11)$$

donde $\varepsilon = 0.97$ es la emisividad del agua y T_s [°C] es la temperatura de la superficie del agua y que en el presente estudio se consideró igual a la temperatura del agua T , ya que el río se encuentra bien mezclado (Link et al., 2009).

Tasa de calor por evaporación, H_E

La tasa de calor por evaporación se calcula como:

$$H_E = \rho_w L_w E \quad (12)$$

donde ρ_w [kg m⁻³] es la densidad del agua, L_w [J kg⁻¹] es el calor latente del agua igual a 1 000 (4 299-2.36T) y E [m s⁻¹] es la tasa de evaporación según:

$$E = F_{(w_s)} (e_s - e_a) \quad (13)$$

donde $F_{(w_s)}$ es una función de la velocidad del viento, w_s [m s⁻¹], y toma la forma:

$$F_{(w_s)} = a_1 + b_1 w_s \quad (14)$$

a_1 [mb⁻¹ ms⁻¹] y b_1 [mb⁻¹] son coeficientes sitio-específicos de la estación meteorológica. La presión de vapor saturado a la temperatura de la superficie del agua e_s [mb] se calculó con la ecuación de Magnus-Tetens:

$$e_s = e \left(\frac{7.5T_s}{T_s + 237.3} + 0.7858 \right) \ln(10) \quad (15)$$

y e_a [mb] es la presión de vapor a la temperatura del aire que se obtiene a partir de la humedad relativa medida de acuerdo con:

$$e_a = e_s \cdot \frac{HR\%}{100} \quad (16)$$

Tasa de transferencia de calor por conducción, H_C

La tasa de transferencia de calor por conducción se calculó como:

$$H_C = \rho_w L_w C_{Bowen} F_{(w_s)} \frac{P_a}{P} (T_s - T_{aire}) \quad (17)$$

donde $C_{Bowen} = 0.61$ [mb °C⁻¹] es el coeficiente de Bowen; P_a [mb] es la presión atmosférica, y P [mb] es una presión de referencia a nivel del mar. La razón entre las presiones se consideró igual a la unidad.

Nótese que los flujos de calor en la superficie del agua dependen de cuatro variables fundamentales, que son: 1) radiación solar incidente, 2) temperatura ambiente, 3) velocidad del viento, y 4) humedad relativa del aire.

Formulación discreta del problema

Las ecuaciones gobernantes se llevaron a la forma discreta, aplicando el método de los volúmenes finitos. Las derivadas con respecto al tiempo se aproximaron utilizando el esquema explícito de Euler:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T^{t+\Delta t} - T^t}{\Delta t} \quad (18)$$

donde T es la variable de interés, por ejemplo, la temperatura del agua, y t es el tiempo. Integrando la ecuación (1) en un volumen de control diferencial:

$$\begin{aligned} \int_V A \frac{\partial T}{\partial t} \partial V + \int_V \frac{\partial(QT)}{\partial x} \partial V + \int_V \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right) \partial V \\ = \int_V \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \partial V \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \Delta V A \frac{\partial T}{\partial t} + \int_S \frac{\partial(QT)}{\partial x} n_1 \partial S + \int_S D_L A \frac{\partial T}{\partial x} n_1 \partial S \\ = \Delta V \frac{H_T W}{C_w \rho_w} \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t}_i = \frac{1}{\Delta V} \left[(QT)_{entra} - (QT)_{sale} + \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{entra} \right. \\ \left. - \left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{sale} \right] + \left(\frac{H_T}{h C_w \rho_w} \right)_i \end{aligned} \quad (21)$$

donde n_1 es un vector normal a la superficie diferencial ∂S y h es la profundidad del escurrimiento en m.

Transporte advectivo

Los flujos por advección en un volumen “i” se calcularon en las caras “ $i \pm 1/2$ ”, siguiendo el esquema mostrado en la figura 1. Para su cálculo se generalizó la estrategia *ultimate* (Leonard, 1991), a fin de poder utilizar parámetros variables en el tiempo y espacio.

Para el caso en que el intervalo de discretización sea constante, y la velocidad en la cara del volumen $u_{i \pm 1/2} \geq 0$, se designan vecinos de acuerdo con la figura 1 y se verifica la monotonicidad, asignando al parámetro MON el valor pertinente. A continuación se presentan los seis pasos del algoritmo propuesto para determinar la temperatura en la cara derecha (aguas abajo) del volumen, T_{FR} :

Paso 1: verificar si la temperatura aumenta monotónicamente en el tramo, de modo que se cumple:

$$T_L^n < T_C^n < T_R^n < T_{RR}^n, \text{ entonces asigna} \\ MON = 1 \quad (22)$$

Si, en cambio, la temperatura disminuye monotónicamente en el tramo, de modo que se cumple:

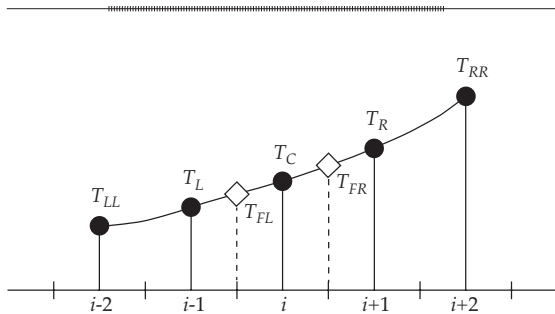


Figura 1. Esquema de discretización espacial en volúmenes finitos.

$T_L^n > T_C^n > T_R^n > T_{RR}^n$, entonces asigna

$$MON = -1 \quad (23)$$

Si $|MON| \neq 1$, se impone $T_{FR} = T_C$ y se va al paso 6.

Paso 2: estimar el valor de T_{FR} usando algún esquema de alto orden, en este caso *quick* (Leonard, 1979):

$$T_{FR} = -\frac{1}{8}T_L^n + \frac{6}{8}T_C^n + \frac{3}{8}T_R^n \quad (24)$$

y verificar si se cumple $T_C^n \leq T_{FR} \leq T_R^n$, cuando T es monotónicamente creciente o $T_C^n \geq T_{FR} \geq T_R^n$ cuando T es monotónicamente decreciente. Si no se cumple la condición correspondiente, se impone $T_{FR} = T_C$ y se va al paso 6.

Paso 3: calcular los valores de referencia:

$$T_{REF1} = \frac{C_L}{C_r} T_L^n + \frac{T_C^n - T_L^n}{C_r} \quad (25)$$

$$T_{REF2} = \frac{C_{rr}}{C_r} T_R^n + \frac{T_R^n - T_{RR}^n}{C_r} \quad (26)$$

donde C_l , C_r y C_{rr} corresponden al número de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) en las caras izquierda (l), derecha (r) y derecha del volumen vecino (rr), respectivamente.

Paso 4: si $MON > 0$ se asigna:

$$T_{REF} = \min(T_{REF1}, T_{REF2}) \quad (27)$$

y el valor de T_{FR} es limitado por T_C abajo, y por el menor entre T_{REF} y T_R arriba.

Paso 5: si $MON < 0$ se asigna:

$$T_{REF} = \max(T_{REF1}, T_{REF2}) \quad (28)$$

y el valor de T_{RF} es limitado por T_C arriba y por el mayor entre T_{REF} y T_R abajo.

Paso 6: actualizar el valor de T de acuerdo con:

$$T_i^{n+1} = T_i^n + C_i T_L - C_r T_R \quad (29)$$

Transporte difusivo

Los flujos debidos a la difusión que entran y salen de un volumen " i " se calculan a partir del valor del gradiente de la propiedad en sus caras " $i \pm 1/2$ ". Éste se determina a partir de los valores en el centro de los volúmenes contiguos a dicha cara, i e $i \pm 1$. Para una discretización uniforme:

$$\frac{\partial T}{\partial x}_{i \pm 1/2} = \frac{T_i + T_{i \pm 1}}{\Delta x}$$

El flujo difusivo que entra por la cara $i - 1/2$ cuando $T_{i-1} \geq T_i$ es $\left(D_L A \frac{\partial T}{\partial x}\right)_{entra} = \frac{\partial T}{\partial x}_{i-1/2} D_{L,i-1/2} B_{i-1/2} h_{i-1/2}$, donde los valores del coeficiente de dispersión longitudinal, ancho de la sección y profundidad en la cara se calculan a partir de una interpolación lineal de los valores de estas variables en el centro de los volúmenes contiguos, i e $i - 1$.

Fuente/sumidero de calor

El término fuente se considera constante en un volumen de control, de manera que:

$$\left(\frac{H_T}{h C_w \rho_w}\right)_i = \frac{H_{Ti}}{h_i C_w \rho_w} \quad (30)$$

con C_w y ρ_w constantes durante el periodo de simulación, debido a que los cambios son muy pequeños dentro del rango de variación de temperatura del río.

Verificación del modelo

Advección pura de una propiedad escalar conservativa

Se calculó la advección pura de una campana con forma sinusoidal, similar a la que presenta el ciclo diario de temperatura en un río. La condición inicial es:

$$T_{(x,0)} = \begin{cases} 1 & , \quad x > W_L \\ \frac{M + \sin\left(\frac{\pi x}{0.5 W_L}\right)}{M} & , \quad 0 \leq x \leq W_L \end{cases} \quad (31)$$

donde W_L es la longitud de la onda y M la temperatura media. Para efectos de comparación, se normalizó con respecto a M . En cualquier instante de tiempo, la coordenada del pico de concentración, x_c e y_c , están dadas por:

$$\begin{aligned} x_c &= x_0 + u_{adv} t \\ y_c &= y_0 \end{aligned} \quad (32)$$

con $x_0 = 0$, $y_0 = 1$ y t el tiempo. Los intervalos de discretización espacial y temporal fueron $\Delta x = 2.5$ m y $\Delta t = 0.25$ s, respectivamente. La longitud de onda, $W_L = 200$ m, y la velocidad media de escurrimiento, $u_{adv} = 1$ ms⁻¹. La figura 2 muestra la condición inicial y los resultados exacto y calculado mediante los esquemas *upwind*, diferencias centradas, *quick* y *ultimate*, después de 400 s.

Se observa que los esquemas *upwind* y diferencias centradas presentan una difusión numérica significativa. El esquema *quick* conserva de mejor forma el pico de concentraciones, pero presenta oscilaciones que se propagan en el dominio. La estrategia *ultimate* modificada presenta una solución con difusión numérica despreciable y libre de oscilaciones. El cuadro 1 muestra la calidad de las soluciones numéricas, caracterizada

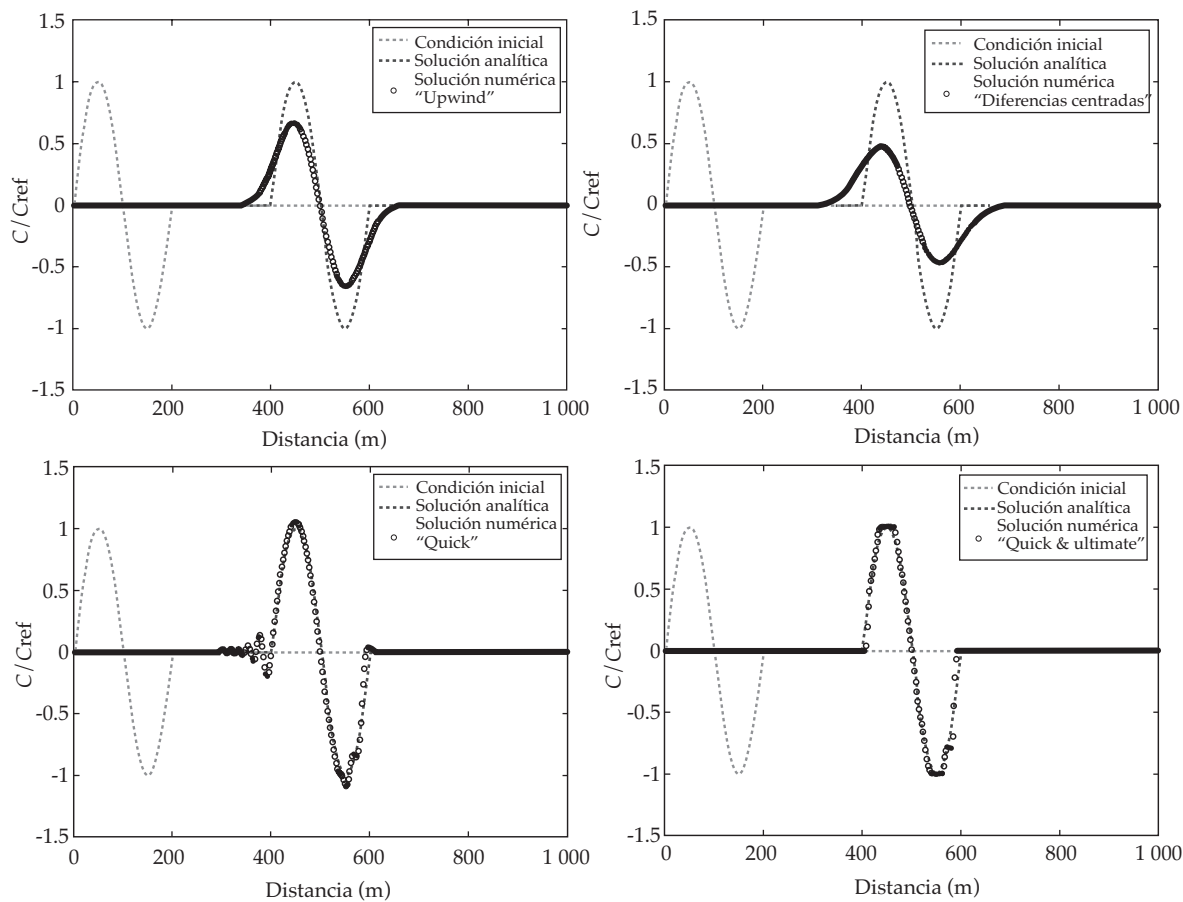


Figura 2. Advección pura. Condición inicial, y soluciones exacta y numérica para $t = 400$ s.

mediante los estimadores: coeficiente de determinación R^2 , valor absoluto del promedio de las diferencias MAE, error cuadrático medio RMS, y eficiencia de Nash y Sutcliffe. Las abreviaciones MAE y RMS corresponden

a las siglas en inglés de los indicadores mencionados.

Se observa que la calidad del esquema *ultimate* es significativamente mejor que la de los otros esquemas implementados.

Cuadro 1. Calidad de las soluciones numéricas para el cálculo de advección pura.

	Esquema de discretización espacial			
	<i>Upwind</i>	Dif. centradas	<i>Quick</i>	<i>Ultimate</i>
R^2	0.87	0.69	0.99	0.99
MAE	0.04	0.07	0.01	0.01
RMS	0.09	0.14	0.03	0.03
Eficiencia	0.87	0.69	0.99	0.99

Difusión pura de un frente de temperatura

Se calculó la difusión pura de un frente de temperatura en un dominio con profundidad constante. La condición inicial es:

$$T_{(x,0)} = \begin{cases} 0 & , \quad x < x_0 \\ T_{ref} & , \quad x \geq x_0 \end{cases} \quad (33)$$

T_{ref} es una temperatura de referencia y x_0 es el punto del dominio donde se localiza el frente de temperatura. La condición en el borde de aguas abajo $x = x_b$ es:

$$T_{(x=x_b,t)} = T_{ref} \quad (34)$$

La solución analítica es (ver *e.g.*, Socolofsky y Jirka, 2001):

$$T_{(x,t)} = \frac{T_{ref}}{2} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{x - x_0}{\sqrt{4Dt}} \right) \right) \quad (35)$$

donde D [m^2s^{-1}] es el coeficiente de difusión. Los intervalos de discretización espacial y temporal fueron $\Delta x = 2.5$ m y $\Delta t = 0.1$ s, respectivamente. El tirante fue $h = 1$ m, el coeficiente de difusión $D = 10 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y $x_0 = 1\,250$ m. La figura 3 muestra la condición inicial y la solución exacta y numérica para $t = 500$ y $2\,500$ s.

Se observa que las soluciones exacta y numérica son prácticamente coincidentes. El cuadro 2 muestra la diferencia porcentual promedio entre ambas soluciones para $t = 500$ y $2\,500$ s.

La diferencia entre las soluciones exacta y numérica para el caso de la difusión pura de una frente de temperatura es despreciable.

Sitio de estudio y antecedentes disponibles

El modelo desarrollado se aplicó para calcular la temperatura en un tramo de 32 km

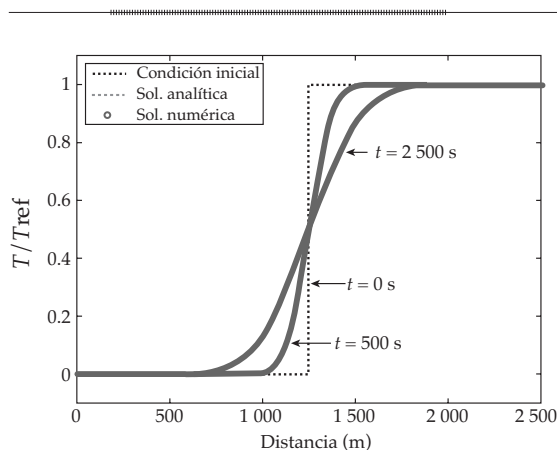


Figura 3. Difusión pura. Condición inicial, y soluciones exacta y numérica para $t = 500$ y $2\,500$ s.

Cuadro 2. Diferencia porcentual promedio entre las soluciones exacta y numérica para $t = 500$ y $2\,500$ s.

t [s]	Diferencia porcentual promedio
	$100 * \frac{\sum \text{abs}(C_{\text{exacto}} - C_{\text{numérico}})}{\sum C_{\text{exacto}}}$
500	0.10
2 500	0.11

del río Itata bajo, ubicado en Chile Central. La cuenca presenta un clima templado cálido con lluvias invernales, caracterizándose por la existencia de una estación seca y otra lluviosa, con al menos dos meses consecutivos de déficit hídrico durante el periodo estival. La temperatura ambiente mínima y máxima media anual registrada es de 6.8 y 19.9 °C, respectivamente, y la precipitación media anual en la cuenca es de $1\,042.5$ mm (Link *et al.*, 2009). El tramo de estudio se ubica entre la confluencia con el río Ñuble y la localidad de Coelemu, entre los paralelos $36^{\circ} 39' 25''$ y $36^{\circ} 28' 10''$. La elevación de la cuenca aportante al punto final del tramo de estudio varía entre 7 y $3\,815$ m, con una pendiente media de 16.49% .

En el tramo de estudio existen dos estaciones fluviométricas, administradas por

la Dirección General de Aguas de Chile, que cuentan con registros del caudal medio diario en la estación Nueva Aldea, ubicada aguas arriba de la confluencia con el río Ñuble y Coelemu. En la estación Nueva Aldea, el caudal medio diario medido es de $129.8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y el caudal instantáneo mínimo y máximo con 10 años de periodo de retorno, de 1.4 y $2\,228.1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivamente. En la estación Coelemu, el caudal medio diario medido es de $363.6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y el caudal instantáneo mínimo y máximo con 10 años de periodo de retorno de 2.1 y $6\,885.3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, respectivamente. El único aporte de agua significativo entre las dos estaciones proviene del río Ñuble, inmediatamente aguas abajo de la estación Nueva Aldea.

Las variables que controlan el régimen térmico en el río Itata bajo se midieron en tres estaciones meteorológicas: en la estación Nueva Aldea, administrada por la compañía Celulosa Arauco y que funciona desde el año 2006; y en las estaciones Batuco y Trehuaco, que se instalaron en el marco del presente estudio.

La temperatura del agua al inicio y final del tramo de estudio se monitoreó mediante

termistores, con una frecuencia de 15 minutos. Las mediciones se utilizaron como condición de borde y punto de control para el modelo numérico, respectivamente.

La figura 4 muestra la cuenca del río Itata, indicando el tramo de estudio, el río Ñuble; la ubicación de las estaciones meteorológicas Nueva Aldea, Batuco y Trehuaco; de las estaciones pluviométricas Itata en Nueva Aldea e Itata en Coelemu; y los puntos de control de temperatura del agua en Confluencia y Coelemu.

En febrero de 2009 se realizó una batimetría del tramo de estudio mediante un GPS diferencial marca Leica y una ecosonda marca Garmin, modelo GPSmap 178C. La pendiente media del tramo es de $0.3/1\,000$. El ancho superficial y la profundidad con el caudal a sección llena, Q_{bankfull} varían entre 221-529 m, y 1.7-2.1 m, respectivamente.

Resultados

Se presentan mediciones de la temperatura del agua al inicio y al final del tramo de

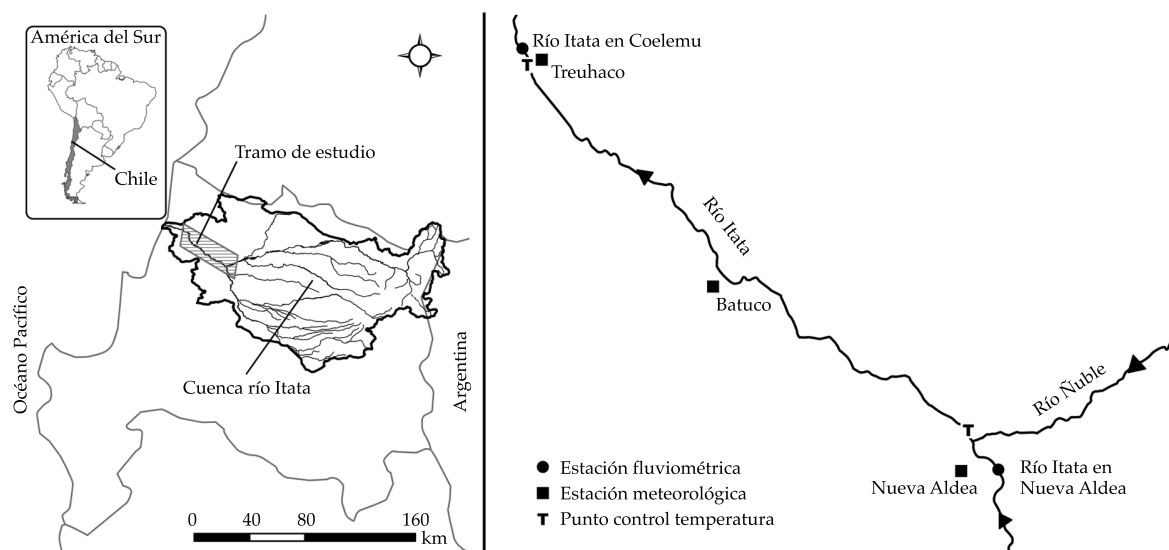


Figura 4. Cuenca del río Itata (izquierda) y tramo de estudio con puntos de monitoreo (derecha).

estudio, así como de las variables que controlan el régimen térmico para cuatro periodos de doce días de duración cada uno, correspondientes a escenarios típicos de invierno, primavera, verano y otoño, registrados del 2 al 13 de julio de 2009, del 22 de septiembre al 3 de octubre de 2009, del 2 al 13 de febrero de 2008, y del 2 al 13 de junio de 2009, respectivamente.

La figura 5 muestra la temperatura medida al inicio y final del tramo de estudio, así como el caudal correspondiente a los escenarios de invierno, primavera, verano y otoño.

Se observa que la temperatura media medida en los escenarios de invierno y verano es constante, igual a 9.6 y 24.0 °C, respectivamente, y no cambia a lo largo del tramo. En los escenarios medidos de otoño y primavera se observa un leve aumento a lo largo del tramo igual a 0.45 y 0.74 °C, respectivamente. La amplitud de la oscilación térmica diaria medida en el escenario de invierno es despreciable, igual a 0.7 °C, y muy significativa en el de verano, igual a 8.4 °C. Se observa que sólo en el escenario medido de verano dicha amplitud aumenta a lo largo del tramo de estudio, a razón de 0.175 °C/km. En el escenario de invierno, la temperatura en el tramo permanece casi invariable, mientras el caudal exhibe una crecida importante del río con valores entre 250 y 900 m³s⁻¹. En el escenario de verano, la temperatura exhibe un marcado ciclo diario, mientras el caudal permanece muy bajo, igual a 8.7 m³s⁻¹.

La figura 6 muestra las variables medidas que controlan el régimen térmico. La radiación solar incidente exhibe una marcada fase con la temperatura ambiente y con la humedad relativa.

Nótese que el *peak* de temperaturas del agua se alcanza entre dos y cuatro horas después que el *peak* de radiación solar incidente. En días nublados, la radiación solar máxima en invierno y verano es cercana a los 200 (ver días del 1 al 5 en invierno) y 600 Wm⁻² (ver día 5 en verano); mientras que en días descubiertos, la radiación solar máxima

en invierno y verano es cercana a los 400 (ver días 6 y 7, y del 9 al 12 en invierno) y 900 Wm⁻² (ver días del 6 al 12 en verano). Se observa una mayor correlación entre la temperatura del aire y la radiación en la medida en que esta última aumenta, *i.e.* durante los escenarios de primavera y verano. En los escenarios de primavera y verano se observa un aumento del viento durante el día, con velocidades máximas entre 3.0-4.5 y 4.0-7.0 ms⁻¹, respectivamente. Durante la crecida del escenario de invierno, la velocidad máxima del viento alcanzó los 7.0 ms⁻¹.

La figura 7 muestra la temperatura del agua medida y calculada al final del tramo de estudio para los escenarios de invierno, primavera, verano y otoño.

Se observa que el modelo predice adecuadamente los valores medidos y reproduce su tendencia. El cuadro 3 muestra la calidad de la solución numérica, caracterizada mediante los estimadores R^2 , valor absoluto del promedio de las diferencias MAE, error cuadrático medio RMS y eficiencia para cada uno de los escenarios simulados.

Se nota que en los escenarios de invierno y primavera, el R^2 es relativamente bajo, debido a que se producen desfases entre la temperatura calculada y la medida. Sin embargo, los valores de MAE son bajos, ya que la predicción de los valores tiene un error bajo. En los escenarios de verano y otoño, los valores de R^2 son muy buenos, ya que el modelo sigue la fase de la temperatura medida. El valor de MAE es algo mayor que en los otros escenarios analizados, pero sigue indicando una calidad buena del modelo. Dada la buena concordancia entre los resultados de las mediciones y los cálculos, se concluye que el modelo propuesto constituye una herramienta de simulación con capacidad predictiva, que permite la cuantificación de la temperatura del agua de un río.

Conclusión

Se presentó el desarrollo, verificación y aplicación de un modelo numérico para el

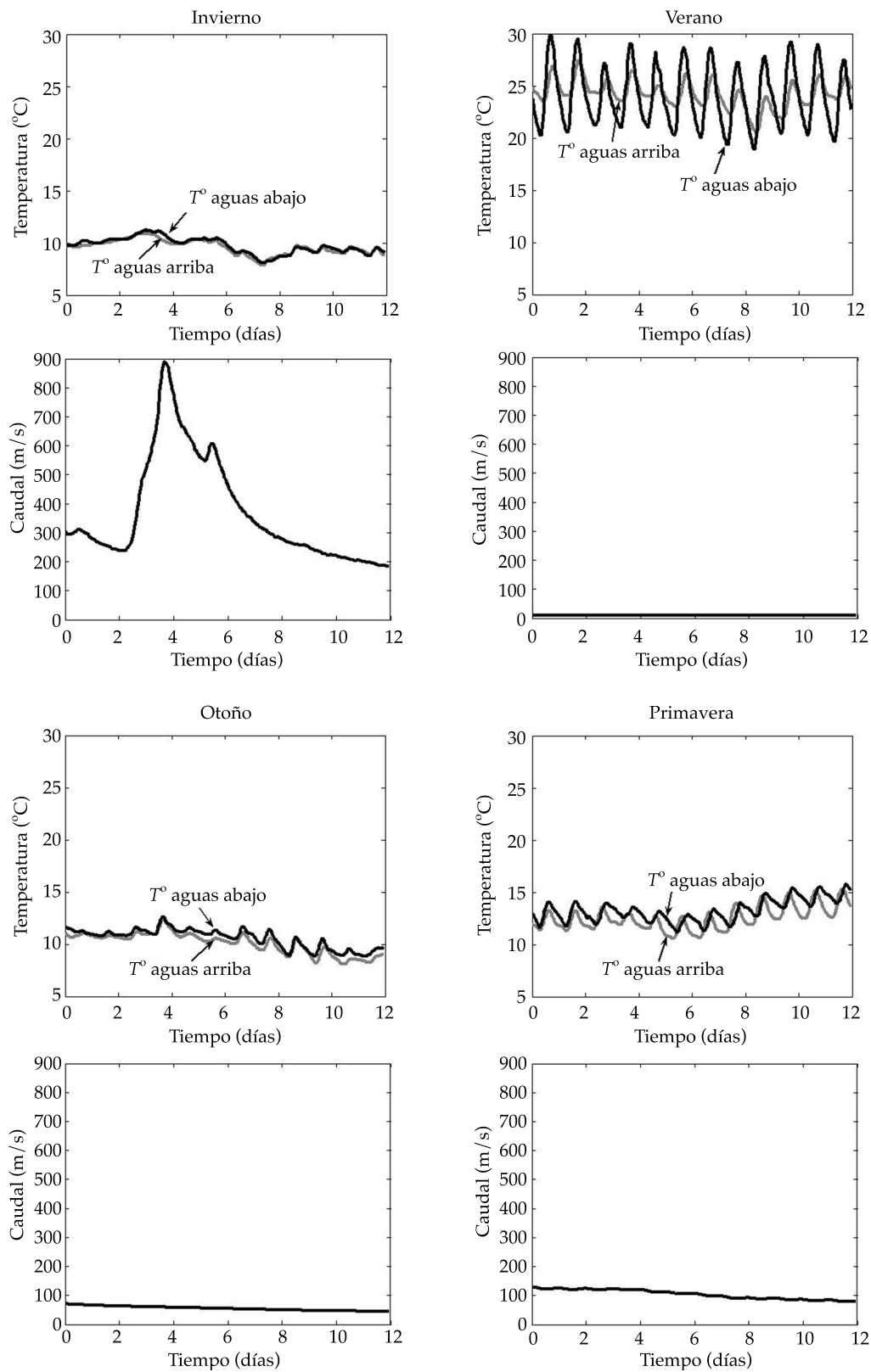


Figura 5. Temperatura medida al inicio y final del tramo de estudio, y caudal en invierno, primavera, verano y otoño.

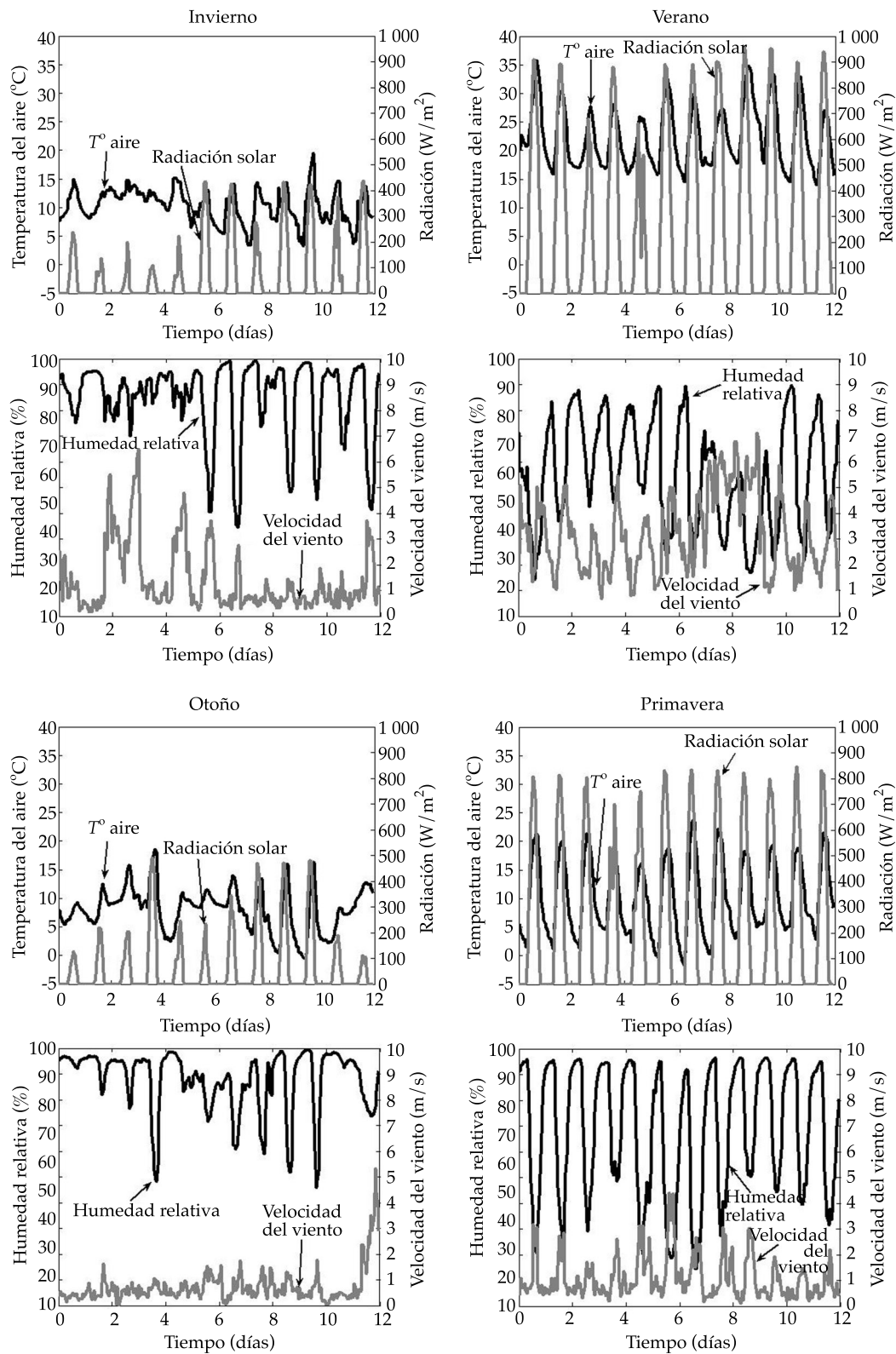


Figura 6. Radiación solar incidente, temperatura ambiente, humedad relativa del aire, y velocidad del viento en invierno, primavera, verano y otoño.

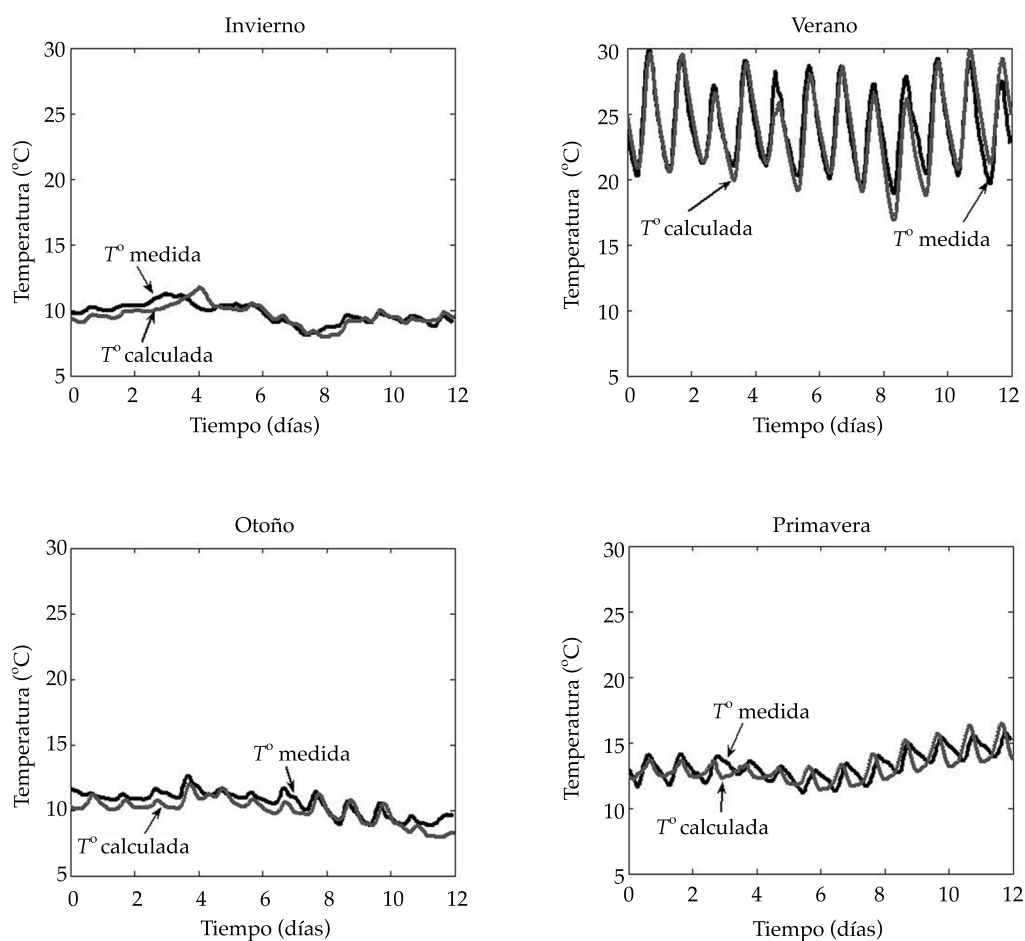


Figura 7. Temperatura medida y calculada al final del tramo en invierno (arriba, izquierda), primavera (abajo, izquierda), verano (arriba, derecha) y otoño (abajo, derecha).

Cuadro 3. Calidad de la solución numérica respecto de las mediciones al final del tramo en invierno, primavera, verano y otoño.

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
R^2	0.62	0.50	0.81	0.75
MAE	0.40	0.70	1.09	0.61
RMS	0.50	0.82	1.33	0.72
Eficiencia	0.52	0.38	0.78	0.38

cálculo de la distribución espacio-temporal de la temperatura de un río. Se aplicó el método de los volúmenes finitos y se generalizó la estrategia *ultimate* para la solución de la ecuación advección-difusión-reacción, con parámetros variables que permitieron obtener resultados libres de difusión numérica.

El modelo desarrollado se verificó mediante el cálculo de dos problemas con solución analítica conocida, mostrando su aptitud para simular el transporte advectivo y difusivo de propiedades escalares en el agua.

Se midió y calculó la temperatura de un tramo de 32 km del río Itata, en cuatro periodos

de doce días de duración, correspondientes a escenarios de invierno, primavera, verano y otoño.

El modelo desarrollado fue capaz de predecir de forma adecuada el complejo comportamiento que exhibió la temperatura medida durante los cuatro escenarios analizados, constituyendo una herramienta de simulación con capacidad predictiva.

Agradecimientos

Los autores agradecen el financiamiento proporcionado por la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción a través del proyecto DIUC 208.310.050-1.0 "Distribución Espacio-Temporal de la Temperatura en el Río Itata e Influencia del Cambio Climático" y el financiamiento de Innova Bio-Bío a través de la beca "Línea para apoyar la realización de tesis de pre y post grado", proyecto Nr. 08 CH S2 478 F10 "Estudio del régimen térmico del río Itata ante escenarios de cambio climático".

Recibido: 10/08/10

Aceptado: 05/05/12

Referencias

ALEXANDER, M. and CAISSIE, D. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. *Ground Water*. Vol. 41, 2003, pp. 72-82.

CAISSIE, D. The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*. Vol. 51, 2006, pp. 1389-1406.

EPA. Rates, constants, and kinetics formulations in surface water quality modeling. Report EPA/600/3-85/040, Athens, Georgia: EPA, 1985.

EVANS, E., MCGREGOR, G., and PETTS G. River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes*. Vol. 12, 1998, pp. 575-595.

GASKELL, P. and LAU, A. Curvature-compensated convective transport: SMART, a new boundedness preserving transport algorithm. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. Vol. 8, No. 6, 1988, pp. 617-641.

KIM, K. and CHAPRA, S. Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering*. Vol. 123, 1997, pp. 30-40.

LEONARD, B. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation.

Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering. Vol. 19, 1979, pp. 59-98.

LEONARD, B. The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. Vol. 88, 1991, pp. 17-74.

LINK, O. Dispersión Física y Numérica en la Modelación Bidimensional del Transporte de Sustancias mediante Volúmenes Finitos. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XXI, núm. 1, enero-marzo 2006, pp. 129-136.

LINK, O., MONSALVE, A., STEHR, A., GARCÍA, A. y URRUTIA, R. Régimen térmico del río Itata. Cap. 3. En: *La Cuenca Hidrográfica del Río Itata, Aportes Científicos para su Gestión Sustentable*. Parra, O., Castilla, J., Romero, H., Quiñones, R. y Camaño, A. (editores). Concepción: Editorial Universidad de Concepción, 2009, pp. 44-57.

MARTIN, J. and MCCUTCHEON, S. *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Florida: Lewis, 1999, 794 pp.

QIAN, Q., STEFAN, H., and VOLLER, V. A physically based flux limiter for QUICK calculations of advective scalar transport. *International Journal of Numerical Methods in Fluids*. Vol. 55, 2007, pp. 899-915.

SINOKROT, B. and STEFAN, H. Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters. *Journal of Hydraulic Engineering*. Vol. 120, No. 6, 1994, pp. 722-736.

SOCOLOFSKY, S. and JIRKA, G. *Environmental Fluid Mechanics*. Part I: Mixing, transport, and transformation. Engineering Lectures. Karlsruhe, Germany: Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe, 2001, pp. 144.

SWINBANK, W. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 89, 1963, pp. 339-348.

THOMANN, R. and MUELLER, J. *Principles of surface water quality modeling and control*. New Jersey: Prentice Hall, 1987, 656 pp.

TUNG, CH., YANG, Y., LEE, T., and LI, M. Modification of a stream temperature model with Beer's law and application to GaoShan Creek in Taiwan. *Ecological Modelling*. Vol. 200, 2007, pp. 217-224.

VAL, R., NIÑEROLA, D., POMARES, J., DOLZ, J. y ARMENGOL, J. Alteración que presenta la temperatura del agua por la existencia de embalses. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XXI, núm. 1, enero-marzo de 2006, pp. 59-72.

VARGAS, J. y AYALA, L. Modelo de Estimación del Coeficiente de Dispersión Longitudinal en Ríos Anchos de Profundidad y Pendiente Escasa. Aplicación al Río Biobío (Chile). *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XVI, núm. 1, enero-marzo de 2001, pp. 5-13.

WESTHOFF, M., SAVENIJE, H., LUXEMBURG, W., STELLING, G., VAN DE GIESEN, N., SELKER, J., PFISTER, L., and UHLENBROOK, S. A distributed stream temperature model using high resolution temperature

- observations. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 11, 2007, pp. 1469-1480.
- WOODFIELD, P., SUZUKI, K., and NAKABE, K. A simple strategy for constructing bounded convection schemes for unstructured grids. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. Vol. 46, 2004, pp. 1007-1024.
- WUNDERLICH, W. *Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere*. Internal Memorandum. Norris: Tennessee Valley Authority Engineering Laboratory, 1968.
- YOUNUS, M., HONDZO, M., and ENGEL, B. Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. *Journal of Environmental Engineering*. Vol. 126, 2000, pp. 518-526.

Abstract

MONSALVE, A., LINK, O. & STEHR, A. *The thermal regime of rivers: development, verification and application of a numerical model. Water Technology and Sciences (in Spanish). Vol. III, No. 4, October-December, 2012, pp. 41-56.*

The finite volumes method is applied and the ultimate strategy is generalized to solve the advection-diffusion-reaction equation with variable parameters, in order to obtain results with negligible numeric diffusion. The model is verified through calculations with known analytical solutions, showing its capability to simulate diffusive and advective transport of scalar properties in water. The model is used to calculate temperature in a 32 km section of the lower Itata River, located in Central Chile, measuring the river's temperature and variables controlling the thermal regime at several points. Results are presented for four 12-day periods, corresponding to winter, spring, summer and autumn scenarios. The mean temperature measured during the winter and summer scenarios are constant, at 9.6 and 24.0 °C, respectively, and do not change throughout the section. In the autumn and spring scenarios, a slight increase throughout the section is observed, of 0.45 y 0.74 °C, respectively. The amplitude of the daily thermal oscillation measured for the winter scenario (0.7 °C) is negligible, and very significant (8.4 °C) for the summer scenario. The amplitude is observed to increase in the section studied only for the summer scenario, at a rate of 0.175 °C/km. The model developed adequately predicts the complex behaviour of the river's temperature for the four scenarios analyzed, constituting a simulation tool with prediction capability.

Keywords: thermal regime, numerical methods, discretization schemes, Itata River, Chile.

Dirección institucional de los autores

Ing. Angel Monsalve

Departamento de Ingeniería Civil
Universidad de Concepción
Edmundo Larenas s/n
Concepción, CHILE
Teléfono y fax: +56 (41) 2204 062
angelmonsalve@gmail.com

Dr. Oscar Link

Profesor Asociado
Departamento de Ingeniería Civil
Universidad de Concepción
Edmundo Larenas s/n
Concepción, CHILE
Teléfono: +56 (41) 2204 320
Fax: +56 (41) 2204 347
olink@udec.cl

Dra. Alejandra Stehr

Centro de Ciencias Ambientales EULA-Chile
Barrio Universitario s/n
Universidad de Concepción
Concepción, CHILE
Teléfono: +56 (41) 2204 053
Fax: +56 (41) 2207 089
astehr@udec.cl