

EFECTO DE LA ESTRATIFICACIÓN DEL AGUA EN LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN EN EMBALSES DE RIEGO

José Miguel Molina, Belén Gallego y Victoriano Martínez

Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola
Universidad Politécnica de Cartagena, E.T.S.I. Agronómica
Paseo Alfonso XIII, 48, 30203 Cartagena (Murcia)
josem.molina@upct.es

Resumen: En este artículo se han empleado varios modelos (multicapa y monocapa) para estudiar las diferencias que presentan en la estimación de la temperatura y la evaporación del agua de un embalse de riego y analizar la influencia de la estratificación térmica sobre la evaporación. Los resultados obtenidos con el modelo multicapa DYRESM han mostrado una estratificación significativa durante los meses de primavera, que posteriormente disminuye durante el verano para desaparecer el resto del año. Para evaluar su influencia en el proceso de evaporación, se ha comparado con un modelo monocapa (monocapa 1), cuyos resultados han puesto de manifiesto que es posible despreciar la pequeña estratificación térmica y emplear modelos monocapa que consideren un comportamiento isoterma del embalse. Dado que las fórmulas que emplean ambos modelos para estimar la evaporación y la temperatura del agua no consideran la superficie del embalse, se ha utilizado un segundo modelo monocapa (monocapa 2), desarrollado en la Universidad Politécnica de Cartagena (España), que sí tiene en cuenta la superficie del cuerpo de agua al calcular los intercambios de calor latente y sensible con la atmósfera. Los resultados han mostrado una disminución significativa de la evaporación con el monocapa 2 ($170 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$) y, consecuentemente, también se ha observado un aumento de la temperatura del agua. La importancia de las diferencias obtenidas entre los dos modelos monocapa hace aconsejable monitorizar un embalse para contrastar los modelos.

INTRODUCCIÓN

La estimación de la tasa de evaporación, E , en embalses de riego, es de notable importancia para el diseño y manejo de los recursos hídricos, tanto a escala de explotación agraria como a escala regional (Stanhill, 2002; Morton, 1994). Las variaciones de E en embalses tienen un impacto significativo en los balances de agua y de energía (Lenters *et al.*, 2005), por lo que debemos disponer de sistemas de medida o modelos de estimación precisos para su estudio.

La determinación de E en grandes cuerpos de agua, se ha llevado a cabo de manera indirecta, utilizando distintos métodos (Winter *et al.*, 1995; Morton, 1990). Estos métodos pueden agruparse en las siguientes categorías: i) balance hídrico; ii) tanque de evaporación; iii) método aerodinámico o de transferencia de masa; iv) balance de energía; y v) método combinado (balance de energía y aerodinámico).

El *método del balance hídrico* está basado en la ecuación de conservación de masa para un vo-

lumen de control de interés (Brutsaert, 1982). En teoría puede parecer un método preciso, pero en la práctica resulta bastante inexacto, pues su aplicación a embalses de riego requiere tomar registros de la altura de la lámina de agua y de los caudales de entrada y salida, utilizando caudalímetros, cuyo error de medida puede llegar a superar los valores de evaporación. Además, la aplicación de este método requiere monitorizar individualmente cada embalse, con el consiguiente coste adicional en la instalación de los equipos y de su mantenimiento.

Cuando no hay disponibilidad de datos climáticos y debido a su simplicidad de aplicación, el *método del tanque evaporímetro* es muy utilizado para estimar la evaporación de embalses y lagos (Linacre, 1994). Consiste en multiplicar los valores registrados en tanques evaporímetros, E_{pan} , por un coeficiente de tanque K_{pan} . Sin embargo, la falta de automatización de las labores de mantenimiento de los tanques evaporímetros (llenado, limpieza, medida, etc.) genera, de forma habitual, incertidumbres en los

datos registrados (Molina *et al.*, 2007). Por otro lado, aunque los valores empíricos anuales de K_{pan} suelen ser extrapolables a otras zonas con condiciones similares (climatología y geometría del embalse), para períodos menores a año presentan gran variabilidad, pues la energía almacenada en el embalse puede variar apreciablemente desde el comienzo hasta el final del período, llegando a producir variaciones pronunciadas en el caso de coeficientes mensuales (Molina, 2004). Molina *et al.* (2006b) obtuvieron valores de K_{pan} próximos a 0,80 en embalses del sureste español por comparación de E_{pan} con la tasa de evaporación de embalses de riego, E_{res} , obtenida mediante un modelo isoterma. Estos valores resultaron ser superiores al valor de 0,7 utilizado habitualmente en la mayoría de cálculos (Guobin *et al.*, 2004).

El método de transferencia de masa ha sido uno de los más utilizados, permitiendo derivar numerosas fórmulas empíricas de evaporación en lámina libre (Sartori, 2000), pero su aplicación queda limitada a la escala de tiempo y a zonas climáticas similares a aquellas en las que fueron desarrolladas (Singh and Xu, 1997). Además, precisa del conocimiento de la temperatura superficial del agua, T_s , que en el caso de embalses y lagos puede medirse *in situ* o estimarse mediante teledetección (Anderson *et al.*, 1999). Sin embargo, ambas soluciones presentan inconvenientes prácticos como la necesidad de disponer de equipamiento específico para las medidas *in situ*, o de imágenes frecuentes y de alta resolución espacio-temporal en el caso de la teledetección.

El método del balance energético utiliza la ecuación de conservación de la energía y permite estimar la evaporación cuando se conocen el resto de términos que intervienen en el balance. Combinándolo con el método aerodinámico (método combinado), Penman (1948) estableció una ecuación para estimar E en lámina libre. En contraste con las fórmulas derivadas del método de transferencia de masa, la fórmula de Penman presenta como gran ventaja que no requiere conocer T_s para estimar E , considerando solamente variables ambientales. Esta circunstancia ha generalizado su uso para el cálculo de E en cualquier cuerpo de agua, incluso en lagos, grandes embalses y embalses de riego. Sin embargo, el uso de esta fórmula para cuerpos de agua de grandes dimensiones puede conducir a errores importantes, puesto que el balance de energía que originalmente consideró Penman, no tiene en cuenta la variación de calor almacenado

en el cuerpo de agua (Martínez *et al.*, 2005).

Para evitar los errores que se pueden llegar a cometer cuando se aplica el método del balance hídrico, del tanque evaporímetro y del método combinado, y conocer el valor de T_s necesario para aplicar el método de transferencia de masa, sin necesidad de medirlo, se puede emplear el método del balance de energía, con la ventaja de tener en cuenta el calor almacenado en el agua (Molina, 2004). Su aplicación permite calcular T_s , E , y el resto de términos que intervienen en el balance de energía, utilizando como entradas del modelo las variables ambientales habitualmente registradas en las estaciones meteorológicas y considerando nulos los caudales de entrada/salida al embalse. Este enfoque se ha aplicado para estimar la evolución diaria y anual de T_s en tanques evaporímetros Clase A y su influencia sobre E , considerando un comportamiento isoterma (Jacobs *et al.*, 1998, Molina *et al.*, 2006a) y para estimar E en grandes cuerpos de agua (Molina *et al.*, 2006b), despreciando su posible estratificación.

La estratificación térmica se traduce por la presencia de tres capas de agua de diferente temperatura: caliente en la parte superior (epilimnion o capa de mezcla) y fría en el fondo (hipolimnion). Estas capas son relativamente uniformes en temperatura pero están separadas por una región de rápido cambio de temperatura (metalimnion o zona de la termoclina).

El perfil térmico del lago o embalse está afectado por diferentes procesos físicos como son los intercambios de calor con el suelo y la atmósfera (radiación solar, radiación atmosférica, calor latente de vaporización, calor sensible y emisión térmica de la superficie), los flujos hídricos entrantes y salientes (evaporación, precipitación, consumos, aportes en superficie y profundidad) o la transferencia de cantidad de movimiento (agitación y tensión cortante del viento, movimientos convectivos y difusión turbulenta).

La simulación de estos procesos físicos resulta de gran complejidad, dada la cantidad de variables y parámetros que intervienen, siendo muy frecuente no disponer de niveles de información suficientes para su resolución. A pesar de ello, se han desarrollado modelos hidrodinámicos numéricos que permiten simular el comportamiento térmico de masas de agua profundas, siendo el más extendido el DYRESM (*DYnamic REservoir Simulation Model*, Gal *et al.*, 2003). Su funcionamiento ha sido contrastado con medidas *in-situ* en masas de agua muy diversas (Balistreri *et al.*, 2006; Han *et al.*, 2000), obte-

niéndose resultados satisfactorios en la mayoría de los casos.

Cuando se trata de pequeños cuerpos de agua, como los embalses de regulación de riego, es habitual el empleo de modelos monocapa, basados en un balance de energía, que consideran isotermo el cuerpo de agua (Molina *et al.*, 2006b). Estos modelos desprecian la posible estratificación térmica del agua, por lo que se desconoce su influencia en la evaporación de este tipo de embalses.

El objetivo de este artículo es determinar si la hipótesis de comportamiento isotermo para embalses de riego conlleva un error importante, en la estimación de la temperatura de superficie y de la tasa de evaporación con respecto a las estimaciones de un modelo que incluye el efecto de la estratificación. Para ello, se pretende comparar los resultados obtenidos con el modelo multicapa DYRESM y un primer modelo monocapa (monocapa 1) que utilice las mismas fórmulas que el modelo DYRESM en los términos que intervienen en el balance de energía. Ambos modelos, presentan el inconveniente de despreciar el efecto de la superficie sobre la evaporación y el calor sensible intercambiado con la atmósfera. Para cuantificarlo, se pretende comparar un segundo modelo monocapa (monocapa 2) desarrollado por la UPCT y validado en tanques evaporímetros, con el monocapa 1. Este segundo modelo está basado en un balance de energía, que considera la hipótesis de comportamiento isotermo del embalse, e integra la geometría del embalse (superficie y profundidad).

MATERIAL Y MÉTODOS

Datos climáticos

Los datos climáticos, a escala diaria, necesarios para la simulación con DYRESM y con el modelo monocapa, se han obtenido de la estación agroclimática del Servicio de Información Agraria de Murcia (SIAM), situada en la localidad de Fuente Álamo (Murcia-España), perteneciente a la comarca agrícola del Campo de Cartagena (Murcia-España), cuya latitud es 37° 41' 56" N, longitud 1° 14' 17" O y altura 175 m. Esta estación consta de un sistema de adquisición de datos (datalogger modelo Campbell CRX10), al que se conectaron los siguientes sensores: Sonda Vaisala HMP45C, para el registro de la temperatura, T_a , y humedad relativa del aire, HR ; Pluviómetro ARG100, para el registro de la lluvia, Ll ; Anemoveleta RM YOUNG

05103 para el registro de la velocidad del viento, U ; y un piranómetro SKYE SP1110 para el registro de la radiación global solar, S_t . Todas las variables se registraron a 2 m de altura.

La calidad de los datos de las estaciones meteorológicas pertenecientes al SIAM presenta gran fiabilidad al tener implantada la norma UNE 500540:2004 "Redes de estaciones meteorológicas automáticas: directrices para la validación de registros meteorológicos procedentes de redes de estaciones automáticas: validación en tiempo real".

Modelo monocapa 1

El modelo multicapa DYRESM no permite utilizar una sola capa, por lo que se ha desarrollado un modelo monocapa en base al descrito por Molina, *et al.* (2006b), que supone un comportamiento isotermo del embalse a lo largo del año. Este modelo utiliza la siguiente ecuación del balance de energía de la superficie del agua, evaluada a escala diaria, en la que los flujos se expresan en $W\ m^{-2}$

$$R_n + H_s - \lambda E - \Delta Q_w = 0 \quad (1)$$

donde R_n es la radiación neta en la superficie, H_s es el flujo de calor sensible intercambiado con la atmósfera, λ el calor latente de vaporización ($=2,453 \cdot 10^6\ J\ kg^{-1}$), E es la tasa de evaporación ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$), y Q_w , es la variación de calor almacenado durante el intervalo de tiempo considerado (Figura 1). En el modelo se han despreciado las pérdidas de calor a través de las paredes y del fondo del embalse.

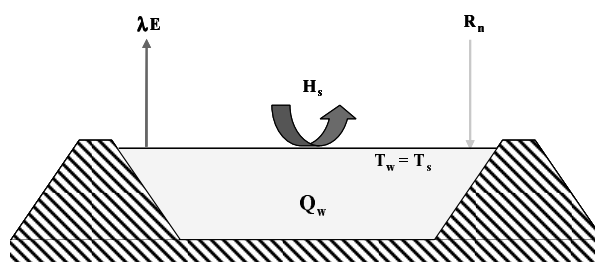


Figura 1. Esquema de los flujos energéticos que intervienen en el balance de un embalse de riego con comportamiento isotermo

R_n se ha determinado siguiendo la metodología propuesta por la FAO (Allen *et al.*, 1998).

En las simulaciones realizadas para los embalses de riego se ha considerado un albedo $\alpha = 0,08$ (Linacre, 1994).

Determinación del flujo de calor latente de evaporación, λE

El flujo de calor latente de evaporación, λE , se ha determinado con la misma fórmula empleada en el modelo DYRESM (ecuación de Fischer *et al.*, 1979):

$$\lambda E = \lambda \frac{0,622}{P} C_v \rho_a (e_s - e_a) \quad (2)$$

donde e_s y e_a (en hPa) son, respectivamente, la presión de vapor de saturación a la temperatura del agua, T_{w1} , y la presión de vapor del aire. P es la presión atmosférica en hPa, C_v es la constante del coeficiente de transporte de vapor de agua ($= 1,3 \cdot 10^{-3}$) para una altura de referencia de 10 m, ρ_a es la densidad del aire en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, U es la velocidad del viento (en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) a la altura de referencia (U_{10} a 10 m), deducido de la medida de U_2 a 2 m con la relación:

$$U_{10} = U_2 \frac{\ln(10 - z_0)}{\ln(2 - z_0)} \quad (3)$$

siendo z_0 la rugosidad de la superficie del agua ($= 0,0002 \text{ m}$).

Determinación del flujo de calor sensible, H_s

El flujo de calor sensible, H_s , se ha determinado con la misma ecuación que emplea el modelo DYRESM:

$$H_s = C_c \rho_a C_p (T_{w1} - T_a) \quad (4)$$

donde C_c es la constante del coeficiente de intercambio de energía para la velocidad del viento a una altura de referencia de 10 m sobre la superficie del agua ($= \cdot 10^{-3}$), y C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Variación del calor almacenado en el cuerpo de agua, ΔQ_w

La variación de calor almacenado en el cuerpo de agua, ΔQ_w , viene dado por la siguiente ecuación:

$$\Delta Q_w = c_w \delta_n \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (5)$$

siendo T_w ($^{\circ}\text{C}$) la temperatura del agua ($= T_s$ en el caso de un embalse isoterma), c_w ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) la capacidad calorífica volumétrica del agua, función de su temperatura, δ_n (m) el espesor o profundidad del cuerpo de agua para cada día considerado, y $\Delta T_w / \Delta t$ el cambio de temperatura del agua durante el periodo de tiempo considerado.

El valor de δ_n se determina mediante la expresión:

$$\delta_n = \delta_{n-1} - E_n + Ll_n \quad (6)$$

donde E_n (m) y Ll_n (m) son la evaporación y la lluvia, respectivamente, para el día n .

El modelo se ha implementado en hojas de cálculo Microsoft Excel, y la resolución de las ecuaciones se ha llevado a cabo mediante programación en Visual Basic y un algoritmo de cálculo iterativo.

Modelo monocapa 2

Dado que el modelo DYRESM y el modelo monocapa 1, no tienen en cuenta la influencia de la superficie sobre la evaporación y el calor sensible intercambiado con la atmósfera, se ha empleado un segundo modelo desarrollado por el grupo de investigación del área de Ingeniería Agroforestal de la Universidad Politécnica de Cartagena (Martínez *et al.*, 2007), que difiere del anterior en el cálculo de la tasa de evaporación y del flujo de calor sensible, pues las ecuaciones utilizadas contemplan la influencia del área. Las variaciones respecto al modelo monocapa 1, se presentan en los siguientes epígrafes.

Determinación de la tasa de evaporación, E

La tasa de evaporación diaria en embalses, E (mm día^{-1}), se obtiene mediante la siguiente ecuación de transferencia de masa:

$$E = h_v (e_s - e_a) \quad (7)$$

donde e_s y e_a son, respectivamente, la presión de vapor de saturación a la temperatura T_{w2} y la presión de vapor del aire medida a 2 m, expresadas en kPa, y h_v es el coeficiente de transferencia de vapor de agua, en $\text{mm día}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$. Por regla general se asume que h_v es (i) proporcional a la velocidad del viento a 2 m, U (m s^{-1}) y (ii) depende de la superficie del cuerpo de agua, S (m^2), que se determina mediante una función empírica, $f(S)$. En la literatura es posible encontrar diferentes ecuaciones para diferentes rangos de superficies. Este segundo modelo emplea una única función aplicable en el rango $1 \text{ m}^2 < S < 1010 \text{ m}^2$:

$$(S) = 0,037 \cdot \log_{10}^2 S - 0,578 \cdot \log_{10} S + 3,583 \quad (8)$$

Esta función se obtuvo como combinación de las siguientes relaciones:

- la función experimental obtenida por Molina (2004) para un tanque evaporímetro

aislado

Clase A ($S = 1,144 \text{ m}^2$) en la Región de Murcia:

$$f(S) = 3,337 \quad (9)$$

- la fórmula de Brutsaert (1982), válida para $0,25 \text{ m}^2 < S < 25 \text{ m}^2$, que puede considerarse representativa de embalses pequeños:

$$f(S) = 3,623 \cdot S^{-0,066} \quad (10)$$

- la fórmula de Harbeck (1962), válida para $2500 \text{ m}^2 < S < 1010 \text{ m}^2$, que puede considerarse representativa para grandes lagos y embalses:

$$f(S) = 2,909 \cdot S^{-0,005} \quad (11)$$

Determinación del flujo de calor sensible H_s

El flujo de calor sensible, H_s , en la superficie del embalse viene dado por:

$$H_s = h_c(T_a - T_{w2}) \quad (12)$$

donde h_c es el coeficiente de intercambio de energía, en ($\text{MJ m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ día}^{-1}$).

Por analogía entre transporte de masa y de energía, se ha calculado h_c , con la relación siguiente:

$$h_c = \gamma h_v \quad (13)$$

donde γ es la constante psicrométrica ($0,067 \text{ kPa K}^{-1}$).

Al igual que el modelo monocapa 1, se ha implementado en hojas de cálculo Microsoft Excel, y la resolución de las ecuaciones se ha llevado a cabo mediante programación en Visual Basic y un algoritmo de cálculo iterativo.

Modelo multicapa DYRESM

El modelo multicapa DYRESM v4.0 permite realizar simulaciones de: i) la distribución vertical de la temperatura de lagos y embalses, y ii) la

altura de la lámina de agua. El manual científico del modelo (Imerito, 2007) proporciona una descripción completa del modelo y de la formulación matemática de los intercambios de energía en la superficie y dentro del cuerpo de agua. La determinación de los intercambios de calor, masa y cantidad de movimiento, requiere una serie de parámetros de entrada que se detallan en la Tabla 1.

La mayoría de los parámetros de la tabla vienen dados por defecto y, según los autores del modelo, no es necesario calibrarlos, exceptuando el coeficiente de extinción de la luz. Este coeficiente depende principalmente de la concentración de clorofila y de sólidos en suspensión y, por lo tanto, tiene un valor local. Por otra parte, el valor de este parámetro puede influir de forma importante en la distribución de temperaturas en profundidad que se obtiene del modelo. Para la simulación, se ha considerado un valor propio de lagos o embalses de aguas claras (0,25).

La opción de estabilidad atmosférica no neutra para el cálculo de la evaporación está desactivada, pues en caso de estar activada, la evaporación e intercambio de calor sensible serían diferentes.

Como variables de entrada del modelo, se deben incluir los valores medios de: radiación solar y radiación neta de onda larga en W m^{-2} , temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) y presión de vapor del aire (hPa), velocidad del viento (m s^{-1}), a la altura de referencia de 10 m, y precipitación en m. También deben indicarse las dimensiones y forma del embalse (descritas en el siguiente epígrafe), así como las salidas y entradas de agua al embalse debidas a tuberías existentes o a una escorrentía superficial. En lo que sigue, se considera que los embalses de riego están impermeabilizados, y que no hay pérdidas de agua por el fondo o el dique.

Coeficientes del modelo	Valor	Ud.
Coeficiente de transporte de vapor de agua	$1,3 \cdot 10^{-3}$	
Albedo medio del agua	0,08	
Emisividad de una superficie de agua	0,96	
Velocidad crítica del viento	3,0	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
Entrainment coefficient constant	$5,0 \cdot 10^{-2}$	
Eficiencia en la producción del esfuerzo cortante	0,06	
Eficiencia de la energía potencial de mezcla	0,20	
Eficiencia de la turbulencia del viento	0,4	
Coeficiente de extinción de la luz	0,25	m^{-1}
Fracción de difusión de la capa	0,10	
Latitud del embalse	37	$^{\circ}\text{N}$
Espesor de la capa (mínimo/máximo)	1/3	m

Tabla 1. Valores de los parámetros de entrada del modelo DYRESM

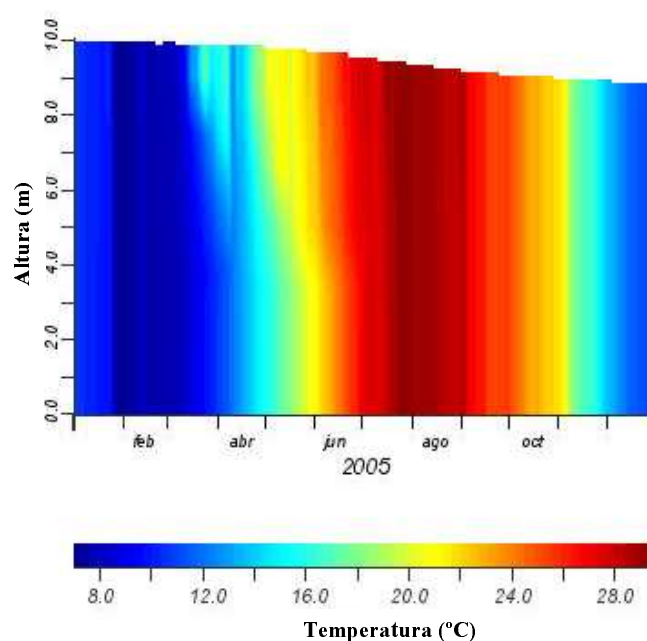


Figura 2. Perfil térmico vertical del embalse, simulado a lo largo del año, con el modelo DYRESM (temperaturas medias diarias)

Simulaciones realizadas

Las simulaciones llevadas a cabo con los tres modelos se han realizado para el año 2005, a partir de los datos proporcionados por el SIAM. En ellas, se ha considerado la geometría de un embalse típico del sureste español (superficie = 5000 m² y profundidad = 10 m). Aunque la mayoría de los embalses suelen tener profundidades inferiores, se ha elegido la de 10 metros para estudiar el caso de mayor estratificación y, por tanto, conocer la máxima diferencia entre las temperaturas y las tasas de evaporación estimadas con los tres modelos. En las simulaciones, tan solo se ha tenido en cuenta la entrada de agua de lluvia y la pérdida de agua por evaporación, despreciando los flujos de agua por escorrentía superficial, infiltración y percolación. Se ha considerado que durante el tiempo de la simulación, las tuberías de entrada y salida de agua permanecen cerradas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Temperatura del agua del embalse

Evolución de la temperatura con el modelo multicapa DYRESM

La variación a lo largo del año de la temperatura media diaria con la profundidad del embalse, obtenida con el modelo DYRESM, puede

observarse en la Figura 2.

Los resultados de la simulación muestran que, durante la primavera y principios del verano, se crea un gradiente de temperaturas medias diarias muy pronunciado en el interior del embalse, quedando una capa de agua más fría y más densa en el fondo (hipolimnion) y otra más caliente y menos densa en la zona superior (epilimnion), ambas separadas por una capa intermedia donde se produce un cambio rápido de temperatura (metalimnion). A principios del verano la estratificación comienza a desaparecer, permaneciendo prácticamente isoterma durante los meses de otoño e invierno.

En la Figura 3 se presenta el perfil térmico simulado del embalse correspondiente al 20 de marzo 2005.

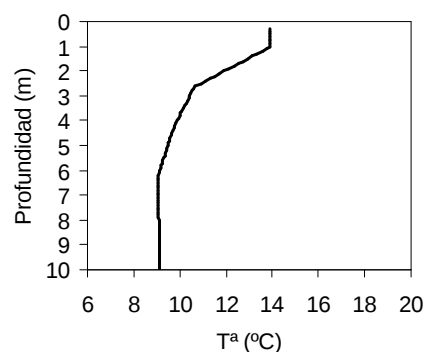


Figura 3. Perfil térmico vertical del embalse simulado el 20 de marzo 2005

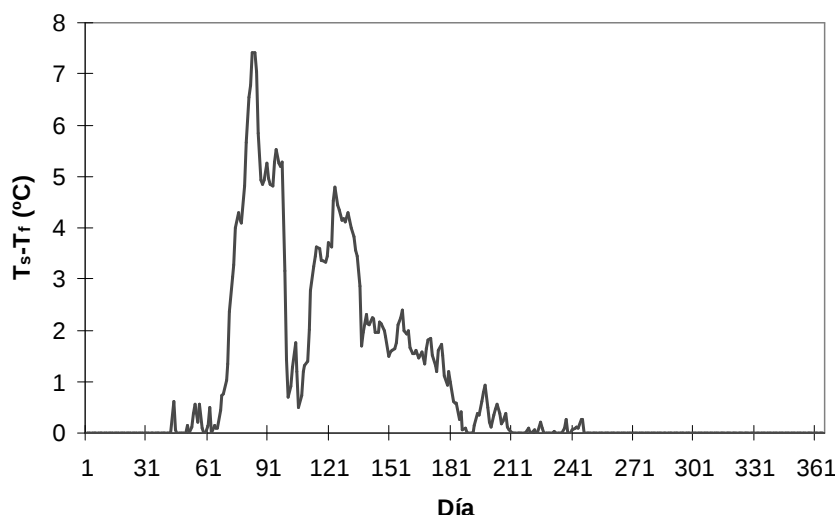


Figura 4. Evolución de la diferencia de temperatura entre la superficie, T_s , y el fondo del agua, T_f , a lo largo del año

El perfil simulado en la figura 3 es similar al indicado por Condie y Webster (2001) para el comportamiento típico de un lago. Puede observarse que la diferencia de temperatura $T_s - T_f$, para este día concreto es de 4,83 °C. La evolución a lo largo del año de la diferencia diaria entre la temperatura superficial, T_s , y la del fondo del embalse, T_f , se muestra en la Figura 4.

El día de máxima estratificación del embalse se ha alcanzado durante el mes de marzo, con un valor de $T_s - T_f$ superior a 7 °C, coincidiendo con valores altos de radiación solar y bajas velocidades de viento. Los valores medios mensuales, durante el periodo de mayor estratificación, se han mantenido cercanos a 3 °C, reduciéndose durante los meses de Julio y Agosto a valores inferiores a 1°C. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Molina (2004), que observó, a partir de medidas realizadas en embalses de riego del Campo de Cartagena, valores de $T_s - T_f$ inferiores a 1°C durante los meses de Julio y Agosto, empleando termómetros analógicos de máxima y mínima.

Diferencia entre la temperatura superficial obtenida con el modelo multicapa DYRESM y la temperatura del agua obtenida con el modelo monocapa 1

La comparación de estos dos modelos permite determinar la influencia de la pequeña estratificación obtenida con un modelo multicapa, en este caso el modelo DYRESM, y un modelo monocapa. Para que sea coherente esta comparación, se ha comparado con el modelo monocapa 1, ya que emplea en todos los términos que in-

tervienen en el balance de energía, las mismas ecuaciones que el modelo DYRESM.

La *evolución diaria* de la temperatura superficial T_s y de la temperatura del fondo del embalse T_f , obtenidas con el modelo multicapa DYRESM, se presentan en la Figura 5, junto a la evolución de la temperatura del agua del embalse isoterma T_{w1} que proporciona el modelo monocapa 1.

Durante el mes de enero el embalse permanece isoterma, evolucionando las temperaturas de ambos modelos de forma conjunta. A partir de finales de febrero comienza el embalse a estratificarse, alcanzando los valores máximos durante el mes de marzo. En este periodo, T_{w1} toma valores intermedios entre T_s y T_f , hasta mediados de abril, donde se aproxima T_s a T_f , quedando T_{w1} por encima de ellas, pero evolucionando del mismo modo. Este comportamiento sugiere que la temperatura superficial estimada con el modelo multicapa DYRESM, responde más rápidamente ante los cambios climáticos que la temperatura calculada con el modelo monocapa. Desde el mes de mayo hasta julio se reduce progresivamente la estratificación del embalse, llegando a su completa desaparición entre los meses de agosto y septiembre. Durante este periodo T_{w1} , aunque próxima, permanece por debajo de T_s , exceptuando varios días del mes mayo. En el momento en que el embalse se vuelve completamente isoterma, la temperatura del modelo multicapa DYRESM es ligeramente superior a T_{w1} , pero debido a la mayor evaporación experimentada por el modelo DYRESM, ambas temperaturas tienden a converger. A partir de media-

dos de octubre, momento en el que se igualan, evolucionan conjuntamente hasta el inicio de la primavera.

Los valores medios mensuales de $T_s - T_f$ y

la diferencia entre T_s y la temperatura del agua obtenida con el modelo monocapa 1, T_{w1} , se muestra en las Figuras 6a y 6b, respectivamente.

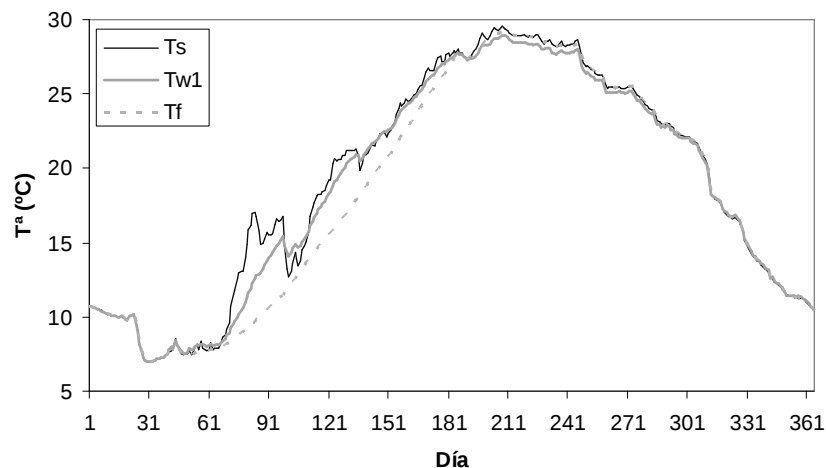


Figura 5. Evolución de T_s y de T_f , obtenidas con el modelo multicapa DYRESM, y de T_{w1} calculada con el modelo monocapa 1

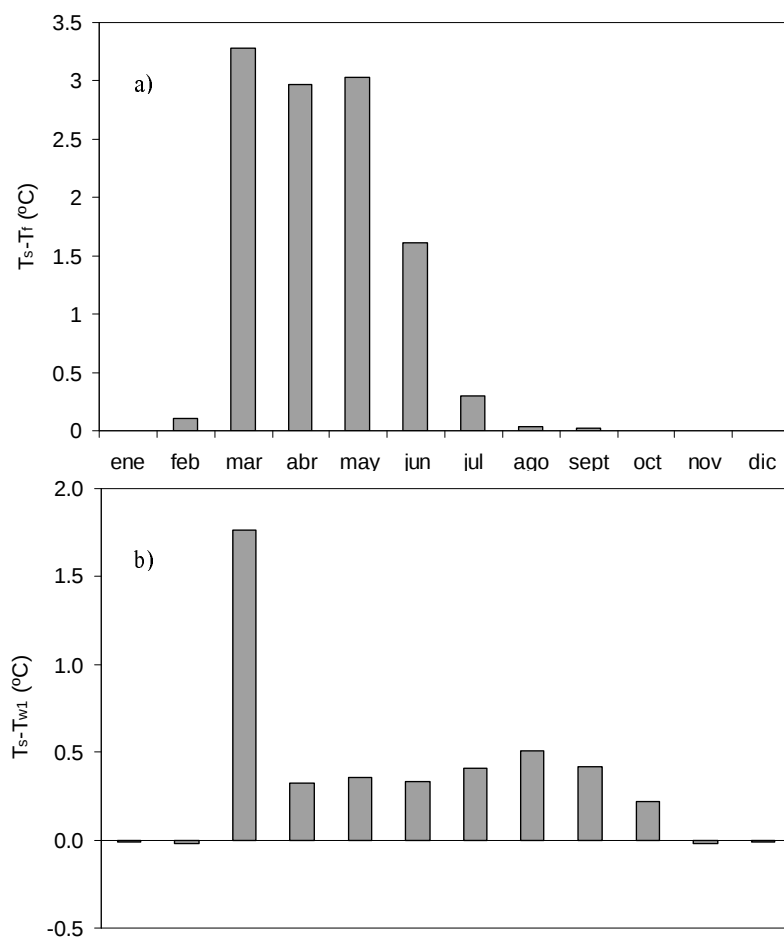


Figura 6. Evolución del valor medio mensual: a) de $T_s - T_f$ y b) de $T_s - T_{w1}$

Los *valores medios mensuales* de temperatura obtenidos con el modelo monocapa 1, T_{w1} , no presentan diferencias significativas con respecto a la temperatura superficial calculada por DYRESM, T_s , entre finales de otoño e invierno (noviembre, diciembre, enero y febrero). En el mes de marzo, coincidiendo con la máxima estratificación, se obtiene el mayor valor de $T_s - T_{w1}$, alcanzando $1,76^\circ\text{C}$. Durante los meses de abril a junio, a pesar de la elevada estratificación, los valores de $T_s - T_{w1}$ se reducen por debajo de $0,5^\circ\text{C}$, pues T_{w1} evoluciona más próxima a T_s que a T_f . En agosto y septiembre, aunque apenas existe estratificación, los valores de $T_s - T_{w1}$ se mantienen similares al de los meses anteriores, pues siguen siendo superiores los valores T_s a los de T_{w1} . Durante el mes de octubre, como efecto del mayor valor de T_s , se produce una mayor evaporación y, por tanto, se reduce más T_s que T_{w1} , llegando a converger ambas temperaturas en el mes de noviembre, permaneciendo prácticamente isoterma hasta final de año.

El *valor medio anual* de la temperatura superficial y del fondo del embalse, obtenidas con el modelo DYRESM, para el año 2005, en la condiciones climáticas del Campo de Cartagena, son: $T_s = 19,08^\circ\text{C}$ y $T_f = 18,13^\circ\text{C}$. Se comprueba que la diferencia entre ambas temperaturas es inferior a 1°C . Si contrastamos estos valores con la temperatura del agua obtenida con el modelo monocapa 1, $T_{w1} = 18,72^\circ\text{C}$, se observa que la temperatura es ligeramente inferior a la temperatura superficial que proporciona el modelo multicapa DYRESM.

Influencia del área del embalse sobre la temperatura del agua

La fórmulas que emplea el modelo multicapa DYRESM y el modelo monocapa 1, para calcular la evaporación del embalse y el flujo de calor

sensible intercambiado con la atmósfera, consideran que el valor obtenido, en ambos casos, será siempre el mismo independientemente del área que tenga el embalse. Harbeck (1962), dedujo tras estudiar un gran número de embalses con diferentes áreas ($>2500\text{ m}^2$), que los intercambios de masa y energía estaban influenciados por el área del embalse. A partir de estos estudios estableció, de forma empírica, una ecuación que permitía calcular la evaporación en función del área. Por analogía entre el transporte de masa y de energía, se puede determinar la influencia del área sobre el calor intercambiado con la atmósfera. Ambos términos se han incorporado al modelo monocapa 2. Comparando los resultados obtenidos con este modelo y con el modelo monocapa 1, podemos conocer la influencia del área sobre la temperatura del embalse. Estos resultados pueden ser extensibles al modelo multicapa DYRESM, siempre y cuando, se tenga en cuenta que los resultados pueden verse ligeramente afectados por la pequeña estratificación que presente el embalse.

La Figura 7 muestra la evolución diaria de la temperatura del agua del embalse, a lo largo del año 2005, obtenida con los modelos monocapa 1 y 2.

La temperatura estimada por ambos modelos evoluciona de forma casi paralela, presentando un valor superior, durante todo el año, la temperatura obtenida con el modelo que contempla el área del embalse, T_{w2} . La mayoría de los valores de $T_{w2} - T_{w1}$ varían entre 1 y 2°C , alcanzando los valores máximos a finales de verano y otoño, como se observa en la Figura 8.

El *valor medio anual* de la temperatura del agua obtenida con los modelos monocapa 1 y 2, es respectivamente: $T_{w1} = 18,72^\circ\text{C}$ y $T_{w2} = 20,57^\circ\text{C}$. Por tanto, el incremento medio anual de la temperatura del embalse, si consideramos la influencia del área del embalse es de $1,85^\circ\text{C}$.

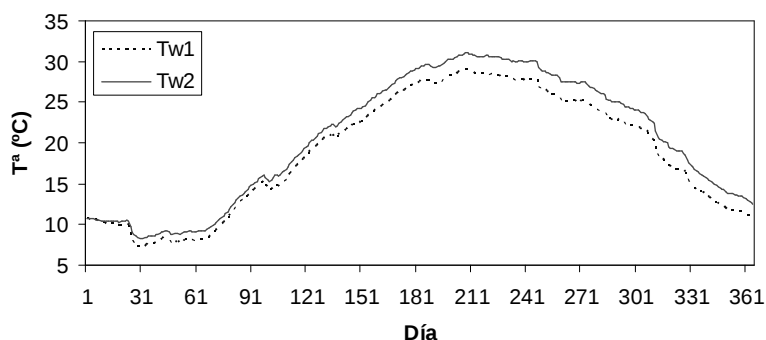


Figura 7. Evolución de T_{w1} y de T_{w2} , obtenidas con el modelo monocapa 1 y 2,1 respectivamente

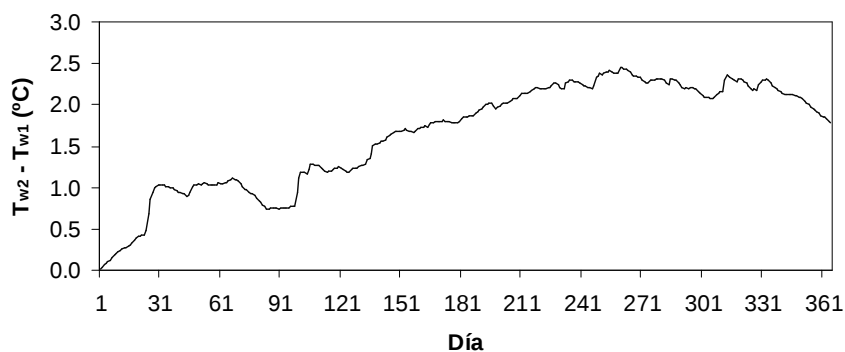


Figura 8. Evolución de la diferencia de temperatura $T_{w2}-T_{w1}$ a lo largo del año

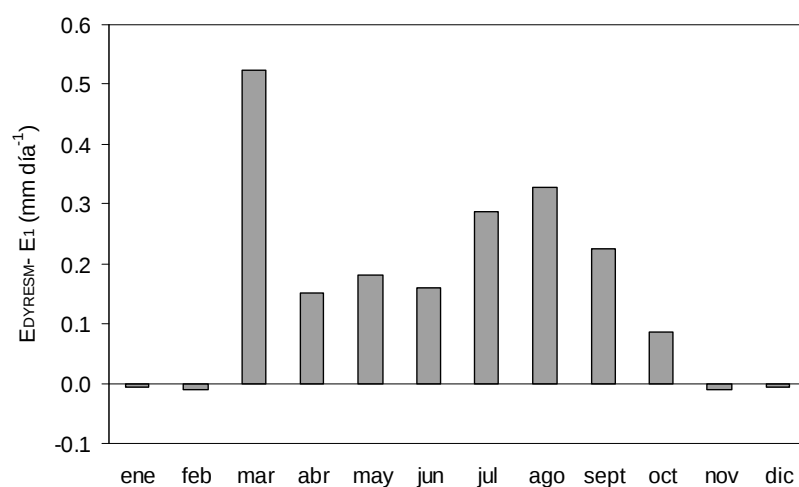


Figura 9. Altura de la lámina de agua obtenida con el modelo multicapa DYRESM

Evolución de la evaporación

La evolución de la altura de la lámina libre de agua a lo largo del año 2005, obtenida con DYRESM, se presenta en la Figura 9.

Se puede observar (Figura 9) que la altura de la lámina disminuye más de un metro al año. Teniendo en cuenta la lluvia durante este periodo, el *valor anual* de evaporación E_{DYRESM} es de $1371 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$, valor muy similar al estimado por modelo monocapa 1 ($E_1 = 1319 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$). Sin embargo, el modelo monocapa 2, presenta una evaporación inferior a los dos anteriores ($E_2 = 1148 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$), y una temperatura del agua superior. Este comportamiento se puede explicar porque al disminuir la evaporación estimada con el modelo monocapa se extrae menos energía de la almacenada en la masa de agua y, por tanto, disminuye menos la temperatura del agua del embalse.

La evolución de los *valores medios mensuales*

de la diferencia $E_{DYRESM} - E_1$ se muestra en la Figura 10.

El *valor medio mensual* de la diferencia de tasa de evaporación entre el modelo DYRESM y el monocapa 1 ($E_{DYRESM} - E_1$), evoluciona de forma similar a $T_s - T_{w1}$ (Figura 6b), pues para las mismas condiciones ambientales, la evaporación está condicionada por la temperatura superficial del embalse. El valor máximo de $E_{DYRESM} - E_1$ se obtiene en el mes de marzo, llegando a superar $0,5 \text{ mm}\cdot\text{día}^{-1}$. En los meses comprendidos entre abril y octubre, las diferencias de evaporación disminuyen ($0,1-0,3 \text{ mm}\cdot\text{día}^{-1}$), hasta desaparecer casi por completo entre finales de otoño e invierno (noviembre, diciembre, enero y febrero).

El *valor medio anual* ($E_{DYRESM} - E_1$) es de $0,14 \text{ mm}\cdot\text{día}^{-1}$, lo que supone un total de $51 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$, correspondiente al 3,72 % de la evaporación total obtenida con DYRESM.

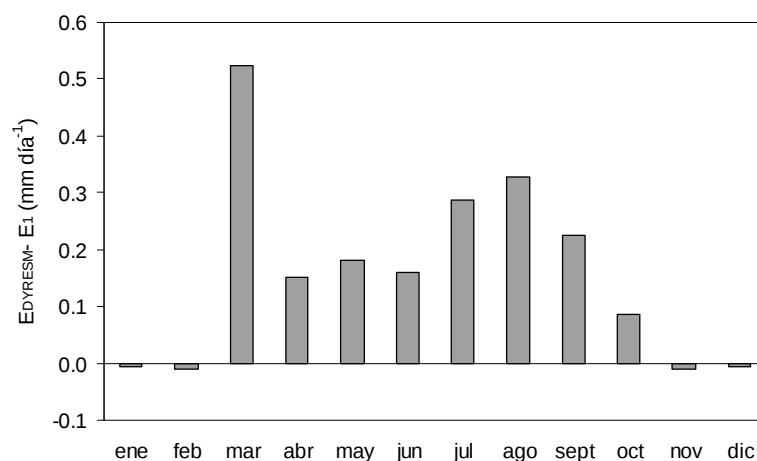


Figura 10. Valor medio mensual de la diferencia de tasa de evaporación entre el modelo DYRESM y el monocapa ($E_{DYRESM} - E_1$)

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en este estudio cabe resaltar los siguientes aspectos:

- Se ha elaborado un primer modelo monocapa que permite la estimación de la *evaporación diaria y de la temperatura del agua* en embalses de riego, considerando las fórmulas que emplea el modelo multicapa DYRESM para estimar los flujos de calor latente de evaporación y de calor sensible. El modelo desarrollado, también incluye los aportes de agua de lluvia, permitiendo comparar los resultados obtenidos con los del modelo DYRESM.
- Se ha observado que el comportamiento térmico estacional de un embalse de riego en climas áridos o semiáridos se caracteriza por una ligera estratificación durante los meses de primavera y verano, permaneciendo prácticamente isoterma durante el otoño y el invierno.
- A escala mensual y diaria, las estimaciones de evaporación del modelo multicapa DYRESM y el modelo monocapa 1 son muy similares, lo que sugiere que la estratificación térmica no es un proceso determinante en la tasa de evaporación de un embalse de riego. Desde un punto de vista práctico, se puede emplear un modelo monocapa para predecir la evaporación en embalses de riego con una precisión similar a la de modelos multicapa.
- Las fórmulas que emplea DYRESM y el modelo monocapa 1, para estimar la evaporación y el calor sensible, no contemplan

la superficie del embalse. Para estudiar la influencia de la superficie se ha utilizado un segundo modelo monocapa, desarrollado en la UPCT, que difiere del modelo monocapa 1 en las fórmulas empleadas para estimar la evaporación y el calor sensible (contemplan la superficie del embalse).

- Tras comparar los resultados obtenidos con los modelos monocapa 1 y 2, se ha observado que la temperatura del agua evoluciona de forma similar, pero los valores obtenidos con el modelo 2 siempre son mayores. Este aumento de temperatura se produce como consecuencia de la menor tasa de evaporación del modelo monocapa 2, con la correspondiente disminución del flujo de calor latente de evaporación que se extrae del calor almacenado en el agua.
- La importante diferencia en la tasa de evaporación anual (170 mm) que presentan los modelos monocapa utilizados en este trabajo hace recomendable la monitorización de un embalse de riego con el fin de contrastar los datos observados con los estimados por los diferentes modelos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Fundación Séneca (Murcia, España) la financiación de este trabajo de investigación mediante el proyecto 02978/PI/05, titulado "Desarrollo y evaluación experimental de un modelo de evaporación de agua en lámina libre. Aplicación a la mejora del aprovechamiento del agua mediante el estudio

de la eficiencia de técnicas reductoras de la evaporación en embalses de riego”.

LISTA DE SÍMBOLOS

α : Albedo del agua
 γ : Constante psicrométrica
 δ : Espesor o profundidad del cuerpo de agua
 ΔQ_w : Variación del calor almacenado en el agua
 $\Delta T_w / \Delta t$: Variación de la temperatura del agua
 λ : Calor latente de evaporación del agua
 ρ_a : Densidad del aire
 C_c : Coeficiente de intercambio de energía para una altura de referencia de 10 m ($= 1,3 \cdot 10^{-3}$)
 C_p : Calor específico del aire a presión constante
 C_v : Coeficiente de transporte de vapor de agua para una altura de referencia de 10 m ($= 1,3 \cdot 10^{-3}$)
 c_w : Capacidad calorífica volumétrica del agua
 E : Tasa de evaporación
 E_{pan} : Evaporación medida en tanques evaporímetros Clase A
 E_{res} : Evaporación en embalses
 e_a : Presión de vapor del aire
 e_s : Presión de vapor de saturación a la temperatura T_s
 HR : Humedad relativa
 H_s : Calor sensible intercambiado con la atmósfera
 h_c : Coeficiente de intercambio de energía
 h_v : Coeficiente de transferencia de vapor de agua
 K_{pan} : Coeficiente de tanque
 Ll : Lluvia
 P : Presión atmosférica
 r^2 : Coeficiente de determinación
 R_n : Radiación neta en la superficie
 S : Superficie del embalse
 S_t : Radiación global solar
 T_a : Temperatura del aire
 T_s : Temperatura superficial del agua del embalse simulado con DYRESM
 T_f : Temperatura del fondo del agua del embalse simulado con DYRESM
 T_{w1} : Temperatura del agua del embalse calculada con el modelo monocapa 1
 T_{w2} : Temperatura del agua del embalse calculada con el modelo monocapa 1
 U : Velocidad del viento
 z_0 : Rugosidad de la superficie del agua

REFERENCIAS

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M., (1998). Crop evapotranspiration. gui-

delines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper no.56, FAO (United Nations), Rome, 300pp.

Anderson, J.M., Duck, R.W. y McManus, J., (1999). Thermal radiometry: a rapid means of determining surface water temperature variations in lakes and reservoirs. *Journal of Hydrology*, 173, 131–144.

Balistrieri, L.S., Tempel, R.N., Stillings, L.L. y Shevenell, L.A., (2006). Modeling spatial and temporal variations in temperature and salinity during stratification and overturn in Dexter Pit Lake, Tuscarora, Nevada, USA. *Applied Geochemistry*, 21 (7), 1184–1203.

Brutsaert, W., (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Dordrecht, 299 pp.

Condie, S.A. y Webster, I.T., (2001). Estimating Stratification in shallow water bodies from mean meteorological conditions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127, 286–292.

Fischer, H.B., List, E.G., Koh, R.C.Y., Imberger, J. y Brooks, N.H., (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press.

Gal, G., Imberger, J., Zohary, T., Antenucci, J., Anis, A. y Rosenberg, T., (2003). Simulating the thermal dynamics of Lake Kinneret. *Ecological Modelling*, 162(1-2), 69–86.

Guobin Fu, Changming Liu, Shulin Chen y Jialian Hong, (2004). Investigating the conversion coefficients for free water surface evaporation of different evaporation pans. *Hydrological Processes*, 18(12), 2247–2262.

Han, B.P., Armengol, J., Garcia, J.C., Comerma, M., Roura, M., Dolz, J., Straskraba, M. (2000). The thermal structure of Sau Reservoir (NE : Spain): a simulation approach. *Ecological Modelling*, 125 (2-3): 109-122.

Harbeck, G.E. Jr., (1962). A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. U.S. Geol. Surv. Prof., Paper. 272-E, 101–105.

Imerito, A., (2007). *Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM v4.0 Science Manual*. Centre for Water Research, University of Western Australia, 50 pp.

- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G. y Lucassen, D.C., (1998). Temperature variation in a class A evaporation pan. *Journal of Hydrology*, 206, 75–83.
- Lenters, J.D., Kratz, T.K. y Bowser, C.J. (2005). Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, 308, 168–195.
- Linacre, E.T., (1994). Estimating U.S. Class-A pan evaporation from few climate data. *Water International*, 19, 5–14.
- Martínez, V., González, M.M., Baille, A. y Molina, J.M., (2007). A novel approach for estimating the pan coefficient of irrigation water reservoirs Application to South Eastern Spain. *Agricultural Water Management*, 92, 29–40.
- Martínez, V., Molina, J.M., Gonzalez, M.M. y Baille, A., (2005). Simulación de la evaporación horaria a partir de datos meteorológicos. *Ingeniería del Agua*, 12, 39–51.
- Molina, J.M., (2004). Caracterización y modelización de la evaporación en tanques evaporímetros y embalses de riego. Evaluación de los efectos de mallas de sombreado. Tesis Doctoral, Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola, Universidad Politécnica de Cartagena, España, pp. 207.
- Molina, J.M., Martínez, V., González, M.M. y Baille, A., (2006a). A simulation model for predicting hourly pan evaporation from meteorological data. *Journal of Hydrology*, 318, 250–261.
- Molina, J.M., Martínez, V., Baille, A., Sanchez, F. y Nortes, P.A., (2007). Desarrollo de un sistema inalámbrico con un Field Point, para el control del llenado de un tanque evaporímetro clase A. *Actas del IV Congreso Nacional y I Congreso Ibérico de Agroingeniería*, 4,5 y 6 de Septiembre, Albacete.
- Molina, J.M., Martín, B., Martínez, V. y González, M.M., (2006b). Estimación de la evaporación en embalses de riego mediante un modelo de balance de energía. *Ingeniería del agua*, 13, 52–65.
- Morton, F.I., (1990). Studies in evaporation and their lessons for the environmental sciences. *Canadian Water Resources Journal*, 15, 261–285.
- Morton, F.I., (1994). Evaporation research - a critical review and its lessons for the environmental sciences. *Crit. Rev. Env. Sci. Tec.*, 24, 237–280.
- Penman, H.L., (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Royal Society of London Proceedings, Series A*, 193, 120–146.
- Sartori, E., (2000). A critical review on equations employed for the calculation of the evaporation rate from free water surfaces. *Solar Energy*, 68, 77–89.
- Singh V.P. y Xu C.Y., (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11, 311–323.
- Stanhill, G., (2002). Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 112, 233–236.
- Stevens, C. y Imberger, J., (1996). The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. *Journal of Fluid Mechanics*, 312, 39–66.
- Winter, T.C., Rosenberry, D.O. y Sturrock, A.M., (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*, 31, 983–993.