

# ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN EN EMBALSES DE RIEGO MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE DE ENERGÍA

José Miguel Molina Martínez, Victoriano Martínez Álvarez, Alain Baille y M<sup>a</sup> Milagros González-Real

## Resumen:

El artículo presenta un modelo de estimación de la evolución anual de la temperatura del agua y de la evaporación en embalses de regulación de riego. El modelo está basado en un balance de energía en la superficie del embalse, considerando la hipótesis de comportamiento isotermo. Precisa, como datos de entrada, la geometría del embalse (superficie y profundidad) y los datos climáticos diarios habitualmente disponibles en las estaciones meteorológicas (radiación global solar, velocidad del viento, humedad relativa y temperatura del aire). Se ha validado el modelo a partir de medidas de tasa de evaporación y de temperatura del agua de un tanque evaporímetro Clase A. Se ha aplicado el modelo a diferentes geometrías de embalse en las condiciones del Campo de Cartagena, considerando un rango de profundidades y superficies características de los embalses de riego. Los resultados del modelo muestran que el aumento de la profundidad provoca un desfase temporal entre la radiación solar y la temperatura del agua que, en embalses profundos (25 m), puede llegar a 3 meses. Dado que la evaporación depende en gran parte de la temperatura superficial del agua, un aumento de la profundidad también provoca un desfase con respecto a la radiación solar. El aumento de la superficie, para valores comprendidos entre 2500 y 25000 m<sup>2</sup>, apenas influye sobre la evolución anual de la temperatura y la tasa de evaporación. La comparación de los resultados del modelo con los calculados por medio de la fórmula de Penman pone de manifiesto la inadecuación de esta fórmula para estimar la evaporación de embalses que tienen una alta inercia térmica. Finalmente, se han obtenido los coeficientes de tanque mensuales y anuales para embalses de distinta geometría, comparando los resultados del modelo con los registrados en el tanque evaporímetro. Los resultados muestran la gran influencia de la geometría de los embalses y del clima sobre la evolución de los coeficientes mensuales, mientras que los coeficientes anuales permanecen prácticamente constantes para el rango de dimensiones características de los embalses en el área mediterránea.

**Palabras clave:** evaporación, embalses, modelo, balance de energía, coeficiente de tanque.

## INTRODUCCIÓN

La evaporación en cuerpos de agua superficiales (ríos, lagos, embalses, etc.) representa una componente importante del ciclo hidrológico. Los datos o estimaciones de la tasa de evaporación,  $E$ , son necesarios tanto en los proyectos de ingeniería hidráulica e hidrológica como en actuaciones de planificación de los recursos hídricos a distintas escalas espaciales y temporales, ya sea con fines hidrológicos, agrarios, silvícolas, ambientales o civiles (Bruton *et al.*, 2000). Las variaciones de  $E$  en lagos y 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; Singh, 1989; Miró-Granada, 1984; Brutsaert, 1982). Estos métodos pueden agruparse en las siguientes categorías: i) balance hídrico; ii) balance de energía; iii) método aerodinámico o de transferencia de masa; iv) método combinado (balance hídrico y de energía); y v) tanque de evaporación.

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

Artículo recibido el 3 de octubre de 2003, recibido en forma revisada el 26 de noviembre de 2004 y aceptado para su publicación el 14 de diciembre de 2004. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo siguiendo lo indicado en las "Instrucciones para autores". En el caso de ser aceptadas, éstas serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores.

El método de transferencia de masa ha sido uno de los más utilizados, permitiendo derivar varias fórmulas empíricas de evaporación en lámina libre (Sartori, 2000), pero su aplicación queda limitada a la escala de tiempo y a la localización en 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 calidad en el caso de la teledetección. Otro posible planteamiento consiste en calcular  $T_s$  mediante el balance energético, empleando como entradas del modelo las variables ambientales habitualmente registradas en las estaciones meteorológicas. 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 del tanque (Jacobs *et al.*, 1998, Martínez *et al.* 2005).

Para profundidades propias de lagos y grandes embalses, se ha observado una estratificación térmica que condiciona el comportamiento energético del cuerpo de agua (Condie y Webster, 2001; Lemckert *et al.*, 1998; Saggio *et al.*, 1998; Stevens *et al.*, 1996; Taylor, 1993; Imberger y Patterson, 1990), ya que los gradientes de temperatura en el seno del cuerpo de agua, influyen en la evolución de los flujos convectivos de calor sensible y de calor latente a lo largo del año en función de la zona climática (Cole, 1994; Goldman *et al.*, 1983).

Los embalses de regulación de riego típicos de las instalaciones agrícolas en climas áridos y semiáridos, se caracterizan por su escasa profundidad (5-10m) y limitada superficie (1000-30000 m<sup>2</sup>). En las condiciones climáticas del Campo de Cartagena (Murcia, España), se ha observado un comportamiento anual prácticamente isoterma de este tipo de infraestructuras, similar al descrito para tanques evaporímetros (Molina *et al.*, 2005). Por tanto, la estimación de  $T_s$  con el fin de aplicar el método de transferencia de masa para calcular la tasa de evaporación en embalses de riego, puede abordarse mediante un balance de energía basado en la hipótesis de *comportamiento isoterma*.

Penman (1948) estableció, mediante la combinación del balance de energía y del método aerodinámico, la conocida ecuación que permite

estimar  $E$  en lámina libre. En contraste con las fórmulas derivadas del método de transferencia de masa, la fórmula de Penman no precisa conocer  $T_s$ , realizando la estimación de  $E$  a partir de las 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 el calor almacenado o perdido por el agua. (Martínez *et al.*, enviado a Spanish Journal of Agricultural Research).

Cuando no hay disponibilidad de datos climáticos, el método más empleado para estimar  $E$ , debido a su simplicidad y bajo costo, es el tanque evaporímetro, habitualmente el denominado Clase A (Linacre, 1994). Comparando los valores de la tasa de evaporación en tanques evaporímetros,  $E_{pan}$ , y en embalses,  $E_{res}$ , se determinan experimentalmente los valores del coeficiente del tanque,  $K_{pan}$  (Kohler, 1954; Linsley, 1992). El valor anual de esta constante de proporcionalidad varía generalmente entre 0.6 y 0.8, siendo de uso común un valor medio de 0.7 (Allen *et al.*, 1971), lo que implica que la evaporación en tanques es mayor que en embalses. Esto es debido a que el tanque posee, con respecto a un embalse, un valor superior del albedo de la superficie y una mayor transferencia de calor sensible a través de las paredes lo que afecta a  $T_s$  y, por lo tanto, a  $E_{pan}$  (Linacre, 1994). El hecho de aislar térmicamente el tanque reduce la evaporación (Riley, 1966). Algunos autores (Guobin *et al.*, 2004) han investigado los coeficientes de conversión de tanques evaporímetros de diferentes superficies (0.1 m<sup>2</sup> a 100 m<sup>2</sup>), obteniendo variaciones significativas con respecto a los del tanque Clase A ( $\approx 1$  m<sup>2</sup>). Por tanto, se pone de manifiesto la importancia de las características de la superficie evaporante de referencia a la hora de evaluar  $K_{pan}$ .

El objetivo de este artículo es estudiar la influencia de la geometría de los embalses sobre la evolución de  $T_s$ , de  $E_{res}$  y del coeficiente  $K_{pan}$ , a lo largo del año. Para ello, se ha desarrollado un modelo mecanicista aplicable a escala diaria, basado en el balance de energía del embalse, que considera la hipótesis de comportamiento isoterma. Este modelo integra la geometría del embalse (superficie y profundidad), siendo los datos climáticos de entrada la radiación global solar,  $S_g$ ; la humedad relativa,  $HR$ , y la temperatura del aire,  $T_a$ ; y velocidad del viento,  $U$ .

También se ha estudiado la validez de la fórmula de Penman para estimar la tasa de evaporación en los embalses de riego característicos del área mediterránea, comparando sus resultados con los del modelo.

## MATERIAL Y MÉTODOS

### Datos climáticos

Los datos climáticos a escala diaria que constituyen las entradas del modelo, son los registrados por la estación agroclimática del Servicio de Información Agraria de Murcia (SIAM) de Fuente Álamo (latitud 37° 41' 56" N, longitud 1° 14' 17" O y altura 175 m), localizada en la comarca agrícola del Campo de Cartagena (Murcia-España). Esta estación consta de un sistema de adquisición de datos (Campbell CRX10), al que se conectan los siguientes sensores: Sonda Vaisala HMP45C para el registro de  $T_a$  y  $HR$ ; Pluviómetro ARG100; Anemoveleta RM YOUNG 05103 para el registro de  $U$ ; y un piranómetro SKYE SP1110 para el registro de  $S_r$ . Todas las variables se registran a 2 m de altura.

La medida de la tasa de evaporación se realiza mediante un sensor de ultrasonidos con compensación de temperatura que está colocado sobre un cilindro hueco dentro de un tanque de tipo "Clase A". El tanque, que se encuentra ubicado en la misma estación agroclimática, está instalado siguiendo las recomendaciones del *U.S. Geological Survey*. La tasa de evaporación diaria se calcula por diferencia de lecturas del nivel de agua.

Las estaciones meteorológicas del SIAM son mantenidas y calibradas periódicamente con el fin de proporcionar la máxima calidad posible en los datos registrados, corrigiéndose sistemáticamente los problemas detectados en la red. Los datos utilizados en este estudio fueron contrastados por comparación con los de otras estaciones próximas del SIAM localizadas en Balsapintada y la Aljorra, distantes menos de 20 km de la estación de Fuente Alamo, sin encontrar incoherencias ni desviaciones significativas.

### Modelo

El modelo empleado se basa en la hipótesis de comportamiento isotermo del embalse a lo largo del año, es decir, se considera que la temperatura media del volumen de agua del embalse,  $T_w$ , es igual a  $T_s$ .

Por consiguiente,  $T_s$  se ha estimado a partir de la siguiente ecuación de balance de energía del volumen del cuerpo de agua, 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,  $E$  es la tasa de evaporación ( $kg m^{-2} s^{-1}$ ),  $\lambda$  el calor latente de vaporización ( $J kg^{-1}$ ), y  $\Delta Q_w$ , es la variación de calor almacenado durante el intervalo de tiempo considerado (Figura 1). Como es habitual en los modelos de balance energético aplicados a embalses (Finch, 2001, Lenters *et al.*, 2005) se han despreciado las pérdidas de calor a través de las paredes y el fondo del embalse.

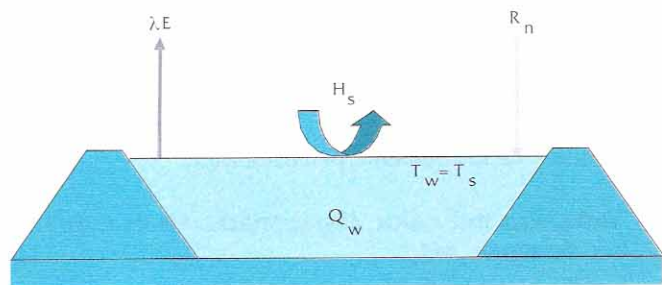


Figura 1. Esquema de los flujos energéticos que intervienen en el balance de un embalse de riego con comportamiento isotermo

### Determinación de la radiación neta $R_n$

$R_n$  se ha determinado siguiendo la metodología propuesta por la FAO (Allen *et al.*, 1998), teniendo en cuenta que para las simulaciones de embalses se ha considerado un albedo  $\alpha = 0,08$  y para validar el modelo en tanques se ha tomado un valor  $\alpha = 0,14$  (Linacre, 1994).

### Determinación de la tasa de evaporación, $E$

La tasa de evaporación diaria,  $E$  ( $mm día^{-1}$ ), para una superficie de agua se ha determinado por la ecuación de Harbeck (1962):

$$E = 2,909 A^{-0,05} U (e_s - e_a) \quad (2)$$

donde  $e_s$  y  $e_a$  son, respectivamente, la presión de vapor saturante a la temperatura  $T_s$  y la presión de vapor del aire medida a 2m, expresadas en  $kPa$ ,  $A$  es el área del embalse en  $m^2$ , siendo  $U$  la velocidad del viento en  $m s^{-1}$ . Expresando la ecuación (2) en  $W m^{-2}$ , se obtiene:

$$\lambda E = h_v (e_s - e_a) \quad (3)$$

donde  $h_v$  es el coeficiente de transferencia de vapor de agua, en  $W m^{-2} kPa^{-1}$ , dado por la siguiente ecuación:

$$h_v = 3,367 \cdot 10^{-5} \cdot A^{-0,05} \cdot U \quad (4)$$

### Determinación del flujo de calor sensible $H_s$

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

$$H_s = h_c (T_a - T_s) \quad (5)$$

donde  $h_c$  es el coeficiente de intercambio de energía, en  $W m^{-2} K^{-1}$ .

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

$$h_c = \gamma h_v \quad (6)$$

donde  $\gamma$  es la constante psicrométrica.

### Variación del calor almacenado en el cuerpo de agua, $\Delta Q_w$

El calor almacenado (o perdido) por el cuerpo de agua,  $\Delta Q_w$ , viene dado por la siguiente ecuación:

$$\Delta Q_w = c_w \delta \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (7)$$

donde  $c_w$  es la capacidad calorífica volumétrica del agua, en  $J kg^{-1} m^{-3}$ , función de su temperatura,  $\delta$  es el espesor o profundidad del cuerpo de agua, en  $m$ , y  $\Delta T_w/\Delta t$  es el cambio de temperatura del agua durante el periodo de tiempo considerado.

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.

### Fórmula de Penman

Penman, en 1948, consideró una lámina delgada de agua y despreció el calor almacenado en su interior,  $\Delta Q_w$ , quedando el balance de energía en la superficie del cuerpo de agua descrito por la siguiente ecuación:

$$H_s = R_n - \lambda E \quad (8)$$

Combinando esta ecuación con el método de transferencia de masa, Penman dedujo la siguiente expresión:

$$E = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (9)$$

donde  $\gamma$  y  $\Delta$  ( $kPa K^{-1}$ ) son la constante psicrométrica y la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor, frente a la temperatura respectivamente.  $E_a$  ( $mm día^{-1}$ ) es el poder evaporante del aire, definido empíricamente por:

$$E_a = f(u_2) DPV \quad (10)$$

donde  $f(u_2)$  es la función de viento de Penman,  $u_2$  la velocidad del viento a 2m (en  $m s^{-1}$ ).  $DPV$  es el déficit de presión de vapor, calculado como la diferencia  $e^*(T_a) - e_a$ , donde  $e^*(T_a)$  y  $e_a$  son la presión de vapor de saturación y actual, respectivamente. A escala diaria,  $E_a$  se obtiene a partir de la ecuación 10, con  $DPV$  expresado en  $kPa$  y  $f(u_2)$  en  $mm día^{-1} kPa^{-1}$ . La función de viento propuesta originalmente por Penman (1948) es:

$$f(u_2) = 2,6(1 + 0,54U_2) \quad (11)$$

Brutsaert (1982) indica que, en la práctica,  $\Delta Q_w$  puede despreciarse siempre que la masa de agua (i) sea poco profunda (ii) o no presente variaciones importantes de temperatura entre el inicio y final del balance, o (iii) cuando se consideran períodos superiores a 10-20 días. La mayoría de autores consideran, para aplicar la ecuación de Penman a lagos y grandes embalses, períodos superiores a 10 días (Miró-Granada, 1984). En concordancia con Brutsaert, Chow *et al.* (1988) indican que se puede aplicar la fórmula de Penman si prevalece un flujo de energía estacionario y si los cambios en el almacenamiento de calor, a la escala de tiempo considerada, no son significativos. Estas dos restricciones limitan el uso de la ecuación de Penman para condiciones que no son compatibles con el comportamiento de los embalses de riego. Según Linsley (1992), la fórmula de Penman puede sobrestimar la evaporación en condiciones calmadas y húmedas y subestimarla en condiciones de fuerte viento y ambiente seco.

### Metodología

Dado que no se disponía de datos de  $E$  para embalses de riego, la validación del modelo se realizó comparando los valores de  $E$  registrados en un tanque evaporímetro Clase A,

con los proporcionados por el modelo. Para ello se incorporó al modelo la geometría de un tanque Clase A (superficie = 1,144 m<sup>2</sup> y profundidad = 0.20 m) y los datos climáticos diarios de  $T_a$ ,  $HR$ ,  $U$  y  $S_t$  de Fuente Álamo, durante el año 2002. Los estadísticos del análisis de regresión lineal ( $p$ -valor, coeficiente de determinación,  $r^2$ , y error estándar,  $\sigma_m$ ) entre los valores observados y simulados se han utilizado en la discusión junto con el valor de la pendiente y la ordenada en el origen.

A continuación, a partir de los mismos datos climáticos e incorporando la geometría de varios embalses, se ha simulado la evolución anual de  $T_w$  y de  $E_{res}$ . Se han considerado 16 tipologías de embalses, como resultado de la combinación de 4 superficies diferentes (2500, 5000, 10000 y 25000 m<sup>2</sup>) y 4 profundidades (1, 5, 10 y 25 m). Estas dimensiones se han seleccionado por ser representativas de los embalses existentes actualmente en la región Mediterránea.

Finalmente, se han determinado los valores de  $K_{pan}$  relacionando la tasa de evaporación estimada para cada tipología de embalses definida,  $E_{res}$ , y los registrados en el tanque,  $E_{pan}$ , mediante la expresión:

$$K_{pan} = \frac{E_{res}}{E_{pan}} \quad (12)$$

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Validación del modelo

La figura 2 muestra los resultados de la regresión lineal entre la tasa de evaporación estimada con el modelo,  $E_{pan\ modelo}$  y la registrada en el tanque evaporímetro  $E_{pan}$ .

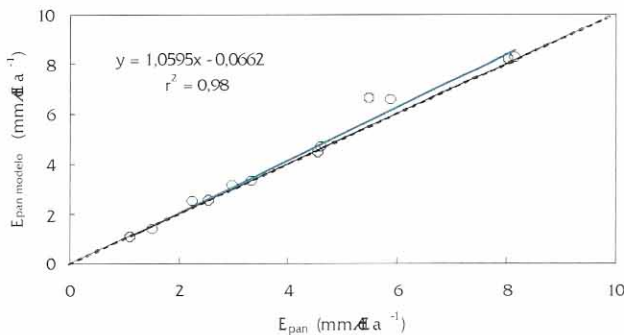


Figura 2. Comparación entre valores estimados de la evaporación del tanque,  $E_{pan\ modelo}$ , y los valores observados,  $E_{pan}$ .

Dado que el  $p$ -valor es inferior a 0,01, existe relación estadísticamente significativa entre  $E_{pan\ modelo}$  y  $E_{pan}$  para un nivel de confianza del 99%. La recta de regresión obtenida es:

$$E_{pan\ modelo} = 1,0595 E_{pan} - 0,0662 \quad (13)$$

con  $\sigma_m = 0,36\ mm\cdot día^{-1}$ , y  $r^2 = 0,98$ . El valor de la pendiente, próximo a la unidad, y el de la ordenada en el origen, cercano a cero, muestran que la calidad de la estimación de la evaporación por el modelo es satisfactoria.

### Evolución anual de $T_w$

El comportamiento térmico anual del embalse en función de la geometría de las distintas tipologías consideradas se recoge en la figura 3.

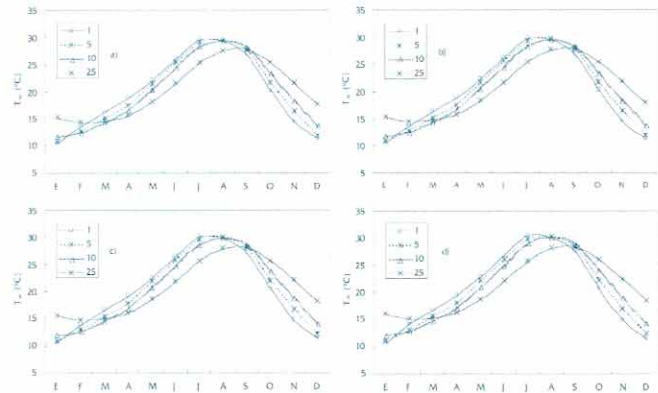


Figura 3. Comparación de la temperatura del agua  $T_w$  obtenida con el modelo considerando 4 profundidades (1 m, 5 m, 10 m, 25 m). Las superficies son: a) 2500 m<sup>2</sup>, b) 5000 m<sup>2</sup>, c) 10000 m<sup>2</sup>, d) 25000 m<sup>2</sup>.

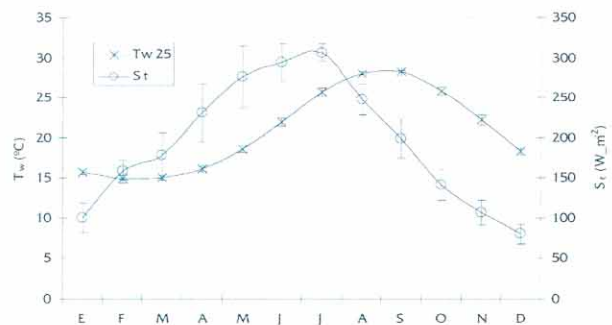


Figura 4. Evolución de la radiación solar  $S_t$ , y de la temperatura del agua  $T_w$ , para un embalse de 10000 m<sup>2</sup> y 25 m de profundidad.

Se observa que conforme aumenta la profundidad se incrementa la inercia térmica del embalse.

Por este motivo, los resultados del modelo muestran entre abril y agosto una temperatura inferior en embalses con grandes profundidades que en embalses de pequeña profundidad. El efecto contrario se observa durante los restantes meses del año. La inercia térmica del agua provoca que el valor máximo de  $T_w$  se desplace varios meses respecto al máximo de  $S_r$ , siendo este desplazamiento mayor conforme aumenta la profundidad (Figura 4). También se ha comprobado que al aumentar la profundidad el valor máximo de  $T_w$  alcanzado es menor (Figura 3). Por otro lado, apenas existe variación de  $T_w$  con el aumento de la superficie del embalse en el rango de valores analizado.

### Evolución anual de $E_{res}$

Los resultados de evaporación obtenidos con el modelo,  $E_{res}$ , y los datos registrados en un tanque evaporímetro Clase A,  $E_{pan}$ , en las mismas condiciones climáticas que las utilizadas en el modelo (estación agroclimática de Fuente Alamo), se muestran en la figura 5.

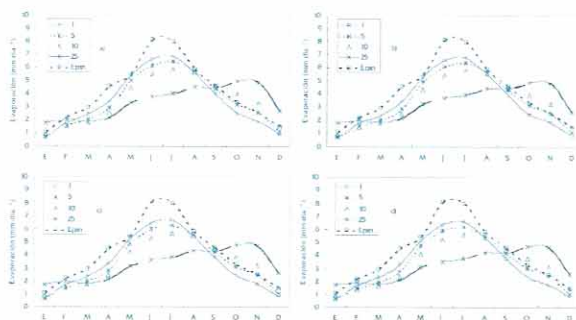


Figura 5. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo  $E_{res}$  considerando 4 profundidades (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y  $E_{pan}$ . Las superficies son: a) 2500 m<sup>2</sup>, b) 5000 m<sup>2</sup>, c) 10000 m<sup>2</sup>, d) 25000 m<sup>2</sup>

La figura 5 muestra que la evaporación en un embalse de 1 m de profundidad es inferior a la del tanque evaporímetro, independientemente de su área y el periodo del año. Para los embalses de riego típicos del sureste español, cuyas profundidades suelen variar entre 5 y 10 m, la evaporación es inferior a la del tanque hasta, aproximadamente, el mes de septiembre. A partir de este mes, la evaporación aumenta con la profundidad, llegando incluso en el caso de mayor profundidad (25 m) a alcanzar más del doble de  $E_{pan}$ . Este comportamiento confirma el descrito anteriormente por diversos autores (Kohler, 1954; Sellers, 1965) para los lagos Silver y Elsinore respectivamente, localizados en condiciones climáticas semejantes (California).

Conforme aumenta la profundidad del embalse se incrementa su capacidad de almacenamiento térmico, lo que trae como consecuencia que la evaporación presente un desfase creciente con la evolución de la radiación solar, que alcanza los 2 meses para los embalses de mayor profundidad (25 m). El mismo análisis estacional en un tanque evaporímetro (Baille *et al.*, enviado a Journal of Hydrology) muestra que la evaporación está casi en fase con la radiación solar, debido a su escasa profundidad. En los embalses más comunes, con una profundidad en torno a los 10 m, apenas se produce desfase entre la evaporación y la radiación solar (Figura 6). En este caso, se observa que el embalse alcanza el máximo de evaporación cuando la radiación solar es máxima, pero el calor almacenado en el agua provoca que no se reduzca la tasa de evaporación durante los meses siguientes con la misma intensidad con la que se reduce la radiación.

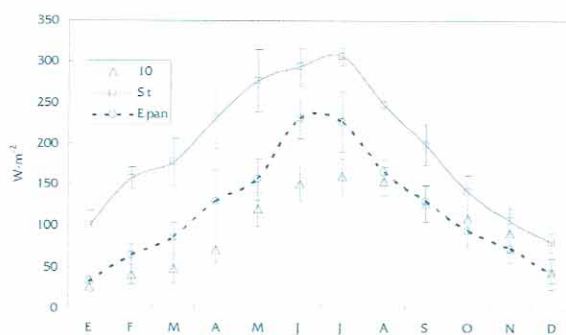


Figura 6. Evolución de la radiación solar  $S_t$ ,  $E_{pan}$  y  $E_{res}$  en un embalse de 10000 m<sup>2</sup> y 10 m de profundidad

### Fórmula de Penman

La figura 7 permite comparar la evolución a lo largo del año 2002 de la tasa de evaporación obtenida con el modelo,  $E_{res}$ , y la obtenida por la fórmula de Penman.

Los resultados muestran una clara discordancia entre los valores de  $E$  estimados por la fórmula de Penman y los obtenidos mediante el modelo, que se incrementa conforme aumenta la profundidad del embalse considerado y, por tanto, su inercia térmica. La fórmula de Penman sobreestima hasta finales del verano la evaporación de todos los embalses estudiados, mientras que para los de 5, 10 y 25 m la subestima notablemente durante los meses de octubre, noviembre y diciembre. Como se ha justificado en el epígrafe 2.3, este comportamiento era predecible dado que la fórmula de Penman no contempla la inercia térmica de los embalses (Brutsaert, 1982; Chow *et al.*, 1988).

Por este mismo motivo, la evaporación estimada por el modelo para embalses de poca profundidad se aproxima más a la evaporación calculada con la fórmula de Penman (Figura 7), llegando a ser prácticamente igual durante los meses de otoño. En el caso de los valores medios anuales, la fórmula de Penman sobrestima  $E$  para todos los embalses simulados. Si consideramos un embalse de 10000 m<sup>2</sup> y 10 m de profundidad, la fórmula de Penman sobrestima de un 12% el valor dado por el modelo.

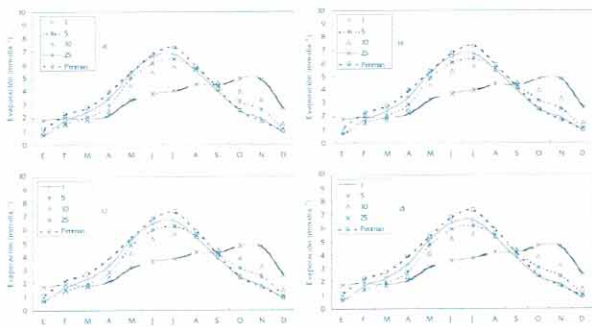


Figura 7. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo considerando 4 profundidades (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y los valores obtenidos mediante la fórmula de Penman. Las superficies consideradas son: a) 2500 m<sup>2</sup> b) 5000 m<sup>2</sup>, c) 10000 m<sup>2</sup>, d) 25000 m<sup>2</sup>

Estos resultados implican que no es aconsejable el empleo de la fórmula de Penman, a partir de datos diarios, para calcular la evaporación en embalses,  $E_{res}$ , y posteriormente determinar  $K_{pan}$ .

### Determinación de los coeficientes de tanque mensuales

La Tabla 1 presenta los valores mensuales de  $K_{pan}$  obtenidos en experiencias llevadas a cabo en diferentes embalses (Miro Granada, 1984). El análisis de estos datos muestra que:

- Los coeficientes de tanque mensuales varían a lo largo del año, por lo que no es factible la aplicación de un coeficiente único para estimar la evaporación mensual.
- Si la evolución de la temperatura y de la evaporación de los embalses está condicionada por sus características geométricas, los valores de  $K_{pan}$  también lo estarán y, por tanto, no se pueden aplicar los coeficientes obtenidos en un embalse a otro de geometría diferente.

Tabla 1. Valores mensuales de los coeficientes de tanque Clase A para varios embalses. Fuente: Miró-Granada (1984).

Lugar	Años	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agt.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Lake Hefner	1950	-	-	-	-	0,35	0,60	0,71	0,82	0,93	0,90	1,32	1,06
	1951	0,76	0,13	0,51	0,39	0,52	0,65	0,72	-	-	-	-	-
Lake Elsinore	3 años medias	0,82	0,63	0,68	0,66	0,68	0,77	0,74	0,78	0,87	0,93	0,97	0,95
Lake Okeechobee	7 años medias	0,77	0,69	0,73	0,84	0,82	0,85	0,91	0,91	0,85	0,76	0,71	0,83
Fort Collins	2 años medias	-	-	-	0,60	0,63	0,69	0,69	0,71	-	-	-	-
Kempton Park	1959	-	-	0,53	0,53	0,55	0,56	0,64	0,70	0,68	0,93	0,80	-
	1960	-	-	0,60	0,50	0,46	0,72	0,69	0,77	0,91	0,94	0,43	-
	1961	-	-	0,54	0,46	0,63	0,49	0,71	0,66	0,90	1,42	1,15	-
	1962	-	-	1,18	0,47	0,67	0,83	0,71	0,80	0,82	1,18	1,63	-
Silver Lake	1938	-	-	-	-	0,60	0,59	0,52	0,58	0,59	0,73	0,63	0,68
	1939	0,66	0,67	0,68	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-
Salton Sea	2 años, 1961-62	0,53	0,46	0,37	0,40	0,47	0,39	0,46	0,47	0,56	0,70	0,77	0,57
Lake Eucumbene	1961	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,68
	1962	0,73	0,81	0,86	1,17	2,04	1,49	1,15	1,20	0,61	0,69	0,48	0,72
	1963	0,77	0,91	1,00	0,95	2,04	2,37	2,53	0,95	0,62	0,31	0,66	0,73
	1964	0,63	0,84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Otro factor a tener en cuenta sobre la evolución de  $K_{pan}$ , es la climatología. Podemos comprobar que, por ejemplo, en el lago Elsinor, el valor más alto del coeficiente se presenta a finales de otoño, mientras que en el lago Okeechobee tiene lugar al final del verano. El Lago Elsinor se sitúa en California (verano, seco y cálido; invierno, frío), mientras que el lago Okeechobee se encuentra en Florida (verano, templado húmedo; invierno, relativamente suave). Ambos embalses, aunque tienen diferente superficie, tienen aproximadamente la misma profundidad media, por lo que bajo las mismas condiciones climáticas deberían evolucionar los coeficientes mensuales de forma similar. Esto pone de manifiesto que, además de la superficie y profundidad del embalse, el clima puede ejercer una cierta influencia sobre el comportamiento térmico del embalse y, por tanto, sobre la evolución anual de  $K_{pan}$ .

Dado que la evolución anual de los valores mensuales de  $K_{pan}$  depende de las características geométricas del embalse considerado y del clima, resulta recomendable determinar  $K_{pan}$  para distintas geometrías y para cada zona climática homogénea. Para el caso de las distintas tipologías de embalse consideradas y bajo las condiciones climáticas del Campo de Cartagena, se ha aplicado el modelo propuesto para determinar  $E_{res}$  a escala mensual y se ha comparado con los valores registrados de  $E_{pan}$ . La Tabla 2 presenta los valores de  $K_{pan}$  mensuales obtenidos, mientras que la figura 8 muestra su evolución anual.

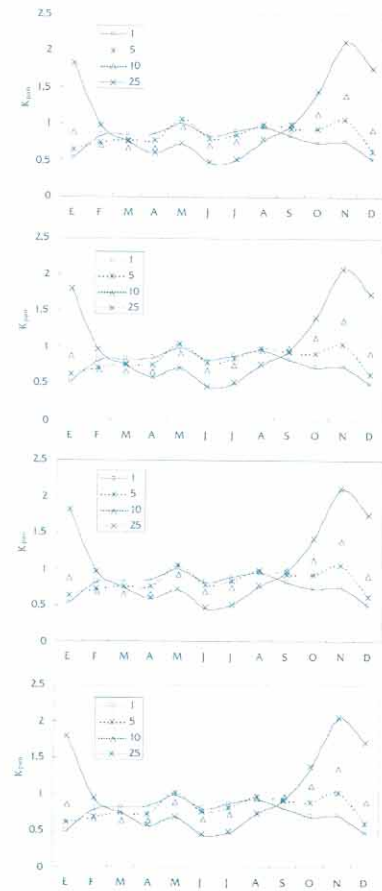


Figura 8. Evolución de los valores de  $K_{pan}$  derivados de las medidas de  $E_{pan}$  y de los valores simulados de  $E_{res}$  considerando 4 profundidades (1 m, 5 m, 10 m, 25 m). Las superficies son: a) 2500 m<sup>2</sup> b) 5000 m<sup>2</sup>, c) 10000 m<sup>2</sup>, d) 25000 m<sup>2</sup>

Tabla 2. Valores mensuales de los coeficientes  $K_{pan}$  para tanque Clase A, en las condiciones climáticas del Campo de Cartagena (Murcia-España)

Sup.	2500				5000				10000				25000			
	Prof. 1	5	10	25	1	5	10	25	1	5	10	25	1	5	10	25
Enero	0,55	0,65	0,89	1,83	0,54	0,64	0,88	1,82	0,52	0,63	0,88	1,81	0,51	0,62	0,87	1,80
Feb.	0,85	0,74	0,71	0,98	0,83	0,73	0,70	0,97	0,82	0,71	0,68	0,96	0,80	0,69	0,67	0,95
Marzo	0,86	0,78	0,68	0,77	0,85	0,77	0,67	0,76	0,84	0,76	0,66	0,76	0,82	0,74	0,65	0,75
Abril	0,88	0,77	0,69	0,61	0,87	0,76	0,67	0,60	0,86	0,75	0,66	0,59	0,84	0,74	0,65	0,59
Mayo	1,02	1,07	0,96	0,74	1,01	1,06	0,95	0,73	1,00	1,04	0,93	0,71	0,99	1,03	0,91	0,70
Junio	0,85	0,80	0,70	0,48	0,84	0,79	0,70	0,47	0,83	0,78	0,69	0,46	0,82	0,77	0,68	0,46
Julio	0,91	0,85	0,77	0,52	0,90	0,84	0,76	0,51	0,89	0,84	0,75	0,51	0,88	0,82	0,74	0,50
Ag.	0,97	1,00	0,99	0,79	0,96	0,99	0,98	0,78	0,95	0,98	0,97	0,77	0,94	0,97	0,95	0,75
Sept.	0,85	0,95	1,01	0,99	0,84	0,94	1,00	0,97	0,83	0,93	0,99	0,96	0,82	0,92	0,98	0,94
Oct.	0,75	0,94	1,16	1,45	0,74	0,93	1,15	1,43	0,73	0,92	1,14	1,41	0,71	0,90	1,12	1,38
Nov.	0,76	1,07	1,41	2,13	0,75	1,05	1,39	2,11	0,74	1,04	1,38	2,08	0,72	1,02	1,36	2,05
Dic.	0,52	0,64	0,93	1,75	0,51	0,63	0,92	1,74	0,50	0,62	0,92	1,73	0,48	0,61	0,91	1,71



## ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN EN EMBALSES DE RIEGO MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE DE ENERGÍA

Tabla 3. Valores medios anuales de los coeficientes  $K_{pan}$  para tanque Clase A, en las condiciones climáticas del Campo de Cartagena (Murcia-España)

Sup.	2500				5000				10000				25000			
Prof.	1	5	10	25	1	5	10	25	1	5	10	25	1	5	10	25
$K_{pan}$ Anual	0,84	0,84	0,84	0,81	0,83	0,83	0,83	0,79	0,81	0,81	0,81	0,78	0,80	0,80	0,80	0,76

La figura 8 evidencia la gran influencia de la profundidad del embalse sobre la evolución anual de  $K_{pan}$ . Conforme aumenta la profundidad del embalse, los valores mensuales de  $K_{pan}$  disminuyen. Este fenómeno se observa hasta el mes de septiembre, momento a partir del cual los valores mensuales de  $K_{pan}$  aumentan con la profundidad. Para embalses de 1 y 5 m de profundidad, se obtienen valores de  $K_{pan}$  inferiores a 1 prácticamente durante todo el año, pero cuando se consideran embalses de 25 m de profundidad, se obtiene valores superiores a 2 en el mes de noviembre. Este comportamiento también se ha observado en grandes lagos (Tabla 1). En el lago Hefner, de 9 m de profundidad media (Sellers, 1965), se ha obtenido en el mes de noviembre un valor de  $K_{pan}$  de 1,32. En Kempton Park, lago de 7.1 m de profundidad media (Lapworth, 1965), se ha observado un valor de  $K_{pan}$  de 1,42 en el mes de octubre. Estos valores son próximos a los que se han obtenido para los embalses de 10 m de profundidad (Tabla 2).

### Determinación de los coeficientes de tanque anuales

La fuente más importante de datos experimentales para deducir el valor de  $K_{pan}$  reside en la extensa campaña de medidas llevada a cabo en los años 50 sobre el lago Hefner, Oklahoma (U.S.A.), utilizando el método del balance hídrico (Miró-Granada, 1984). El valor anual de  $K_{pan}$  calculado a partir de estos datos experimentales es de 0,68. Otras experiencias posteriores realizados en Estados Unidos confirmaron que un valor anual de  $K_{pan}$  de 0,70 podría ser adoptado aunque, dependiendo de la zona climática y de la profundidad del lago,  $K_{pan}$  puede oscilar entre 0,60 y 0,80 (Chow et al., 1988; Linsley, 1992). También se encuentran en la literatura valores anuales de  $K_{pan}$  superiores a 0,80, como en el lago Eucumbene, donde se obtuvo un valor de 0,86.

La Tabla 3 muestra el valor anual de  $K_{pan}$  para las 16 tipologías de embalse consideradas, obteniéndose un valor próximo a 0,80 para la mayoría de los casos.

Se observa que, a pesar de las diferencias en la evolución anual de  $K_{pan}$ , los valores anuales para los embalses de 1, 5 y 10 m. de profundidad no sufren variaciones para cada una de las superficies consideradas, observándose una disminución progresiva de los coeficientes anuales al aumentar la superficie de los embalses. Estos resultados concuerdan con los de Harbeck (1962), que sugieren que el aumento de la superficie del embalse produce una disminución de  $E_{res}$  y, por tanto, del coeficiente  $K_{pan}$ .

También cabe mencionar que el valor obtenido para el embalse de mayores dimensiones (25.000 m<sup>2</sup> de superficie y 25 m de profundidad) alcanza un valor de  $K_{pan} = 0.76$ , el más próximo a los recomendados en la bibliografía para lagos y grandes embalses, y muy similar a los registrados en condiciones climáticas semejantes (California) para los lagos Elsinore y Felt (Kohler, 1954), que es de 0.77 para ambos casos.

### CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en este estudio se obtienen las siguientes conclusiones:

- Se ha elaborado un modelo que permite la estimación de la evaporación diaria de embalses de riego, en función tanto de la geometría del embalse como de las condiciones climáticas de la zona de estudio.
- La validación del modelo, llevada a cabo considerando la geometría del tanque evaporímetro Clase A y los datos climáticos y de  $E_{zpan}$  de una estación agroclimática de Fuente Álamo (Murcia), ha sido satisfactoria.
- Las simulaciones realizadas con el modelo sobre 16 tipologías de embalse han puesto de manifiesto la importancia de la inercia térmica del agua y de la energía almacenada sobre la evolución anual de  $T_w$  y, por ende, de  $E$  y de  $K_{pan}$ . El aumento de la profundidad produce un claro aumento de la inercia térmica del embalse,

generando un desfase más acusado entre el máximo de radiación solar anual (junio) y el máximo de  $T_w$ . La superficie del embalse, con el rango considerado (2.500-25.000 m<sup>2</sup>), apenas incide sobre las variables estudiadas.

- d) Se ha puesto de manifiesto la inadecuación de la fórmula de Penman para estimar  $E$  en embalses a partir de datos diarios, debido a que no considera la geometría del embalse y, por tanto, su inercia térmica. Se ha comprobado que esta fórmula sobrestima  $E$  desde enero hasta finales del verano y la subestima el resto de meses del año.
- d) Para una zona climática determinada, el valor anual de  $K_{pan}$  no presenta variaciones substanciales dentro del rango de dimensiones características de los embalses de riego. En el Campo de Cartagena se puede considerar un valor medio en torno a  $K_{pan} = 0.80$ , pero los coeficientes mensuales presentan mayores variaciones como consecuencia de los cambios en el almacenamiento de calor a lo largo del año.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Fundación Séneca mediante el proyecto PI-45/00851/FS/01 "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

$\gamma$	Constante psicrométrica
$\delta$	Espesor o profundidad del cuerpo de agua
$\Delta$	Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor frente a la temperatura
$\Delta Q_w$	Variación del calor almacenado en el agua
$\Delta T_w / \Delta t$	Variación de la temperatura del agua
$\lambda$	Calor latente de evaporación del agua
$\sigma_m$	Error estándar

$A$	Área del embalse
$c_w$	Capacidad calorífica volumétrica del agua
$E$	Tasa de evaporación
$E_a$	Poder evaporante del aire
$E_{pan}$	Evaporación medida en tanques evaporímetros Clase A
$E_{res}$	Evaporación en embalses
$e_a$	Presión de vapor del aire
$e_s$	Presión de vapor saturante a la temperatura $T_s$
$HR$	Humedad relativa
$H_s$	Calor sensible intercambiado con la atmósfera
$h_c$	Coefficiente de intercambio de energía
$h_v$	Coefficiente de transferencia de vapor de agua
$K_{pan}$	Coefficiente de tanque
$r^2$	Coefficiente de determinación
$R_n$	Radiación neta en la superficie
$S_g$	Radiación global solar
$T_a$	Temperatura del aire
$T_s$	Temperatura superficial del agua
$T_w$	Temperatura del agua del embalse (considerado isoterma)
$U$	Velocidad del viento

## REFERENCIAS

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper n° 56. FAO (United Nations), Rome, 300pp.
- Allen, J.B., Crow, F.R. (1971). "Predicting lake evaporation by performance of evaporation ponds, pans and tanks." Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 14:458 - 463.
- Anderson, J.M. Duck, R.W. and McManus, J. (1999). Thermal radiometry: a rapid means of determining surface water temperature variations in lakes and reservoirs. Journal of Hydrology, 173: 131-144.

- Baille, A., Molina Martínez, J.M., González-Real, M.M., Martínez Álvarez, V., (-). Analysis of Class-A pan energy balance in a semi-arid climate. *Enviado a Journal of Hydrology*.
- Bruton, J.M., Hoogenboom, G., McClendon, R.W. (2000). A comparison of automatically and manually collected pan evaporation data. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 43: 1097-1101.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Dordrecht. 299 p.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 570 pp.
- Cole, G.A. (1994). *Textbook of Limnology*. Waveland Press Inc., Prospect Heights, Illinois.
- Condie, S.A., Webster, I.T. (2001). Estimating Stratification in shallow water bodies from mean meteorological conditions. *Journal of Hydraulic Engineering* 127: 286-292.
- Finch, J.W. (2001). A comparison between measured and modelled open water evaporation from a reservoir in south-east England. *Hydrological Processes*, 15: 2771-2778.
- Goldman, C.R.; Horne, A.J. (1983). *Limnology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 470 pp.
- Guobin Fu, Changming Liu, Shulin Chen, Jialian Hong (2004). Investigating the conversion coefficients for free water surface evaporation of different evaporation pans. *Hydrological Processes*. 18 (12): 2247-2262.
- Jacobs, A.F.G., Heusinkveld, B.G., Lucassen, D.C. (1998). Temperature variation in a class A evaporation pan. *Journal of Hydrology*. 206: 75-83.
- 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.
- Imberger, J., Patterson, J.C. (1990). *Physical limnology*. *Advances in Applied Mechanics*. 27: 303-475.
- Kohler, M.A. (1954). Lake and pan evaporation; Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 127-148.
- Lapworth, C.F. (1965). Evaporation from a reservoir near London. *Journal of the Institution of Water and Environment Management*. 19: 163-181.
- Lemckert, C., Imberger, J. (1998). Turbulent benthic boundary layer mixing events in freshwater lakes. *Physical processes in lakes and oceans*. *Coastal and Estuarine Studies* 54: 503-516.
- Lenters, J.D., Kratz, T.K., 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.
- Linsley, R.K. (1992). *Evaporación y Transpiración*. *Hidrología para ingenieros*. McGraw- Hill. México. Cap. 6: 123-155.
- Martínez Alvarez, V.; Molina Martínez, J.M.; Baille, A. and González-Real, M.M. (-). Estimation of monthly pan evaporation in the Murcia Region. *Enviado a Spanish Journal of Agricultural Research*.
- Martínez Alvarez, V.; Molina Martínez, J.M.; Gonzalez-Real, M.M. and Baille, A. (2005). Simulación de la evaporación horaria a partir de datos meteorológicos. *Ingeniería del Agua*, 12: 39-51.
- Miro-Granada, J. (1984). *Evaporación en Embalses*. Instituto Nacional de Meteorología (INM). Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones. Madrid. 139 pp.
- Molina Martínez, J.M., Martínez Alvarez, V., González-real, M.M., Baille, A. 2005. A simulation model for predicting hourly pan evaporation from meteorological data. *Journal of Hydrology*. 318: 250-261.
- Morton, F.I. (1990). Studies in evaporation and their lessons for the environmental sciences. *Canadian Water Resources Journal*. 15 : 261-285.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Royal Society of London Proceedings, Series A*. 193:120-146.
- Riley, J.J. (1966). The heat balance of a Class-A evaporation pan. *Water Resources Research* 2: 223-226.
- Saggio, A., Imberger, J. (1998). Internal wave weather in a stratified lake. *Limnology Oceanographic*. 43: 1708-1795.
- 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.
- Sellers, W. D. (1965). *Physical climatology*. University of Chicago Press, 272 p.
- Singh, V.P. (1989). *Hydrologic Systems, Vol. II, Watershed Modelling*. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, New Jersey.
- Singh V.P., Xu C.Y. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes* 11: 311-323.
- Stevens, C., Imberger, J. (1996). The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. *Journal of Fluid Mechanics*. 312: 39-66.
- Taylor, J.R. (1993). Turbulence and mixing in the boundary layer generated by shoaling internal waves. *Dynamics of Atmospheres Oceans*. 19: 233-258.
- Winter, T.C., Rosenberry, D.O., and 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.