

ANÁLISIS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A ESCALA LOCAL Y REGIONAL EN CATALUÑA

Pedro J. Pérez y Francesc Castellví

Resumen:

Con el objetivo de disponer de una metodología adecuada para la correcta gestión de los recursos hídricos a nivel regional, en este trabajo se analiza la evapotranspiración de referencia (ET_0) en la zona de Cataluña y parte de Aragón. Para ello, se han analizado distintas ecuaciones de estimación de la ET_0 y se han calibrado localmente con respecto a la técnica de medida directa de la Relación de Bowen-balance de energía. Los resultados encontrados conducen a considerar como un método idóneo de estimación de la ET_0 , la ecuación de Priestley-Taylor tanto con el parámetro constante como dependiente del déficit de presión de vapor. Las ecuaciones de Penman-Monteith o de Penman-FAO estiman bien la ET_0 de forma global, pero tienen el inconveniente de necesitar un mayor número de parámetros para su utilización a escala regional. A partir de la red de estaciones meteorológicas existente en la zona de estudio y de la estimación de la ET_0 con los datos disponibles, mediante la aplicación de la técnica geoestadística se han obtenido los mapas mensuales de evapotranspiración regional, lo cual permite disponer de una metodología para la adecuada gestión de los recursos hídricos de la región.

Palabras clave: evapotranspiración, balance de energía, radiación neta, geoestadística

INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) como variable hidrológica a nivel regional, es fundamental para cualquier tipo de estudio relacionado con el manejo del agua (gestión de cuencas hidrográficas, agua de riego, embalses locales, etc.) de cara a una mejora de su gestión. Además, la ET es una de las variables principales de la ecuación de balance hídrico y de la ecuación de balance de energía.

Por otra parte el hecho de que la ET, combinación de la evaporación de agua desde el suelo y superficies vegetales más la transpiración de las plantas, sea una medida de la pérdida de agua de una zona determinada, dando lugar a un intercambio de energía entre el suelo y la atmósfera, hace que su estimación sea de gran interés en los modelos de predicción atmosférica y que sea un descriptor muy importante de la climatología de un

determinado lugar; en particular, el cociente entre la precipitación y la ET y el cociente entre el flujo de calor sensible y la ET son índices de clasificación climática.

Para llevar a cabo un estudio a nivel regional, previamente deben realizarse medidas y análisis a escala local para identificar cuál es el método de medida más adecuado y cuál o cuáles son los métodos semiempíricos de estimación de la ET de referencia más apropiados. Entre los métodos más exactos de medida directa de la ET se encuentran el método de covarianza de torbellinos, el método aerodinámico o el de balance de energía (Garrat, 1984; Tanner et al., 1987; Pérez et al., 1999), o la medida directa mediante lisímetro que si bien es el más preciso, no es un equipo transportable como los primeros. Todas éstas técnicas presentan ciertos inconvenientes como son el coste y la necesidad de parcelas con tamaño suficiente.

Dpto. de Medio Ambiente y Ciencia del Suelo, E.T.S. de Ingeniería Agraria, Universidad de Lleida. Av. Robira Roure, 177. E-25198 Lleida, Spain. E-mail: P.J.Perez@macs.udl.es; F-Castellvi@macs.udl.es. Tf.:+34 973 702620; Fax: +34 973 23 82 64

Artículo recibido el 30 de agosto de 2000, recibido en forma revisada el 8 de enero de 2001 y aceptado para su publicación el 23 de abril de 2001. 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.

La necesidad de conocer la ET para aplicaciones agrometeorológicas e hidrológicas, y la sola disponibilidad la mayoría de las veces de datos meteorológicos standard e información global de suelos y cultivos, ha obligado a desarrollar métodos semiempíricos de estimación que se deben de calibrar y comparar con las técnicas de medida directa en localidades de clima diferente (Allen et al., 1994; Castellví et al., 1996; Doorenbos y Pruitt, 1977; Hargreaves y Samani, 1985). Si a la red meteorológica convencional de estaciones climáticas y sinópticas (del Instituto Nacional de Meteorología) se le superponen los datos suministrados por una red de estaciones automáticas, se dispondrá de los datos necesarios para la estimación de la ET en la zona de estudio a nivel regional, tal y como ha sido ya realizado en distintos lugares (Allen, 1986; Harcum y Loftis, 1987; Pruitt et al., 1987; Cuchí et al., 1990).

En este trabajo los métodos semiempíricos analizados han sido: la ecuación de Penman-FAO, de Penman-Monteith, de Priestley-Taylor y de Hargreaves-Samani (Allen et al., 1994; Doorenbos y Pruitt, 1977; Hargreaves y Samani, 1985; Priestley y Taylor, 1972; Burman y Pochop, 1994). Mientras que la técnica de medida directa utilizada para su calibración ha sido la de la Relación de Bowen-balance de energía (Tanner et al., 1987; Perez et al., 1999). Con esta técnica se han llevado a cabo distintas campañas experimentales de medida: la primera en Mas Bové (Reus, Tarragona) con un clima mediterráneo, la segunda y la tercera en Raimat (Lleida) y Monte Julia (El Esplús, Huesca) ambas con un clima continental semiárido.

Para poder estimar la ET en las estaciones termopluviométricas de la zona de estudio (Fig. 1), se ha realizado una zonación de las estaciones asignando a cada zona una serie de estaciones completas del INM o automáticas del DARP (Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca de la Generalitat de Catalunya). La zonación (Fig. 2) se ha llevado a cabo agrupando en una misma zona las estaciones con clasificación climática similar (de acuerdo a la clasificación agroclimática de Papadakis). En cada zona, se calcula la radiación neta a partir de la radiación solar o la insolación en la estación completa, y se asigna al resto de estaciones termopluviométricas para poder aplicar las anteriores ecuaciones de estimación de la ET. El objetivo de este trabajo es por lo tanto la estimación local de valores diarios y mensuales de ET a partir de datos meteorológicos standard en superficie y su extensión a escala regional usando la teoría de las variables regionalizadas.

Caracterización de la zona de estudio

Se han utilizado un total de 126 estaciones meteorológicas de las regiones de Cataluña y Aragón, distribuidas en una zona limitada al este por el mar mediterráneo, al sur por el paralelo de latitud 40°N, al oeste por el meridiano 1°W y al norte con la frontera (Fig. 1). Esta zona de estudio abarca tres regiones climáticas diferenciadas. Por un lado está la parte de la depresión central del Ebro y el área de transición, con una configuración orográfica que le imprime un clima mediterráneo continental extremado, caracterizado por máximos pluviométricos de primavera y otoño, régimen de lluvias muy acorde con los cultivos de secano característicos de la región. El aislamiento orográfico repercute sobre todo en las cantidades de precipitación, cuyos totales anuales llegan a ser menores de los 300 mm en puntos de los Monegros, Zaragoza y Lleida.

Por otro lado está la subregión de clima semi-marítimo mediterráneo de las provincias de Girona y Barcelona, muy heterogénea y con cierta variedad climática consecuencia no sólo de la complejidad orográfica, sino también del hecho de que a sus características mediterráneas se le unen las derivadas de la influencia atlántica. En ella prevalece una mayor pluviosidad y veranos más cortos y menos calurosos que en el resto de la región. Desde el río Llobregat hacia el sur, es una zona menos lluviosa y más cálida. Por último, el norte de las provincias de Huesca, Lleida, Barcelona y Girona constituye la región pirenaica, con un clima europeo occidental de influencia atlántica que disminuye lentamente hacia el Este, donde son importantes las lluvias invernales.

En cuanto a la caracterización agrícola de la zona de estudio, la Tabla 1 muestra la distribución actual de los usos del suelo en Cataluña con los principales cultivos que se realizan. Como se observa, la superficie dedicada a tierras de cultivo es de un millón de hectáreas de las cuales el 26% (265.000 ha) se riegan. La mayor concentración de tierras de cultivo se encuentra en Lleida, seguida de Tarragona. En la provincia de Lleida se concentra el 50% de la superficie regada de toda Cataluña, unas 140.000 ha en términos absolutos. En Tarragona la superficie regada es de 67.000 ha (25% de la superficie cultivada), que se sitúa principalmente en el Camp de Tarragona. En Girona unas 40.000 ha (30%) situadas en las cuencas del Fluvià y el Ter. Finalmente, en las comarcas de Barcelona la superficie regada es de unas 18.000 ha situadas princi-

palmente en el área periurbana de Barcelona (Baix Llobregat y Maresme). Considerando grandes grupos de cultivos, en el caso de cultivos leñosos la superficie total regada está ocupada casi exclusivamente por frutales (69.000 ha), mientras que entre los principales cultivos herbáceos existe una mayor diversidad de superficie regada.

Todo lo anterior muestra la importancia de una adecuada planificación y gestión del agua de riego para usos agrícolas en la región. En las zonas de regadío, los valores de ET acumulada entre riegos permitirán determinar cuándo y cuánta agua de riego suministrar a un cultivo, reduciéndose gastos de agua y aumentando su calidad y productividad. Por ello, el objetivo de este trabajo es analizar distintos métodos semiempíricos de estimación de la ET por comparación con datos medidos, y la obtención de mapas regionales mensuales de ET de referencia media estimada por el método más apropiado.

METODOLOGÍA

Las campañas experimentales de medida directa de la ET de referencia con la técnica de la Relación de Bowen se han llevado a cabo en tres zonas distintas:

Mas Bové: Finca situada en el IRTA (Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentària) de Mas Bové (Reus, Tarragona, 41° 9'N, 1° 10'E, elevación 76 m) caracterizada por un clima semiárido mediterráneo. Se tomaron medidas de Junio a Noviembre de 1991 en una parcela de hierba de 5.3 Ha totalmente uniforme, regada diariamente por goteo.

Raimat: Situada en Raimat (Lleida, 41° 37'N, 0° 40'E, elevación 290 m) y caracterizada por un clima semiárido continental. Se tomaron medidas de Abril a Septiembre de 1992 en una parcela de hierba de 0.25 Ha regada por aspersión, próxima a viñedos.

Monte Julia: Finca situada en Esplús (Huesca, 41° 49'N, 0° 3'W, elevación 300 m) caracterizada por un clima semiárido continental. Se tomaron medidas de Octubre de 1992 a Abril de 1993 en una parcela pequeña de hierba, uniforme, regada diariamente por goteo. En estos tres casos, el equipo se situó junto a una estación meteorológica automática que medía el resto de variables meteorológicas necesarias para la aplicación posterior de los diferentes métodos semiempíricos.

Técnica de medida

La técnica de la Relación de Bowen-balance de energía (BREB), es uno de los métodos más simples y prácticos de medida directa del flujo de calor latente (ET), que suministra buenos resultados (Tanner et al., 1987; Green et al., 1984; Perez et al., 1999). A través de la medida del gradiente de temperatura y de presión de vapor del aire, se determina la relación de Bowen β , y con ella los flujos de calor sensible (H) y latente (λE).

La temperatura del aire se mide a dos alturas distintas (0.5 y 1.5 m del suelo) mediante termopares de Cr-Co no protegidos de la radiación solar. La presión de vapor se determina mediante un higrómetro de espejo frío. Las muestras de aire son aspiradas, filtradas y conducidas al higrómetro, midiendo para cada muestra, mediante un termómetro de resistencia de platino, la temperatura de punto de rocío. La presión de vapor se calcula mediante una expresión polinómica (Lowe, 1977). La resolución para la presión de vapor en un intervalo de $\pm 35^\circ\text{C}$ es menor de 0.01 kPa.

Además, el equipo consta de un radiómetro neto para la medida de la radiación neta R_n , y dos placas de flujo térmico para la medida del flujo de calor en el suelo (G), situadas a unos 10 cm de profundidad. Un par de termopares de Cr-Co, situados a 3 y 8 cm, miden la temperatura media de la capa superficial del suelo. Si se conoce el calor específico (máscico o volumétrico) del suelo seco, podemos calcular el flujo de calor en la superficie G como suma del calor almacenado en dicha capa y el flujo que sale de ésta. Todas las medidas se promedian para intervalos de 20 o 30 minutos.

Utilizando la teoría K para el transporte por flujo turbulento de λE y H y suponiendo la igualdad de los coeficientes de transporte de calor y vapor de agua, la relación de Bowen viene dada por (Castellví, 1996):

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (1)$$

siendo γ la constante psicrométrica, dependiente algo de la temperatura pero con un valor medio de $0.066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ entre 0 y 30°C , y ΔT y Δe los gradientes de temperatura y de presión de vapor entre los dos niveles de medida. En ausencia de advección y almacenamiento de energía por la capa de cultivo, el balance de energía superficial sobre superficies uniformes queda:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (2)$$

de forma que de las Ecs. (1) y (2) se tienen las siguientes expresiones para determinar la evapotranspiración λE y el flujo de calor sensible H :

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad H = \frac{\beta}{1 - \beta} (R_n - G) \quad (3)$$

En la mayoría de los casos en que $R_n - G$ es muy pequeño, de la Ec. (2) se deduce que los valores de λE y H son muy parecidos pero de signo contrario, provocando que β tienda a -1 y por tanto de la Ec. (3) los flujos de calor latente y sensible adquieren valores no definidos, lo cual ocurre esencialmente durante el orto y el ocaso. En general, para valores de $-0.5 < \beta < 0.5$ la técnica suministra datos válidos (Pérez et al., 1999) y debido a su simplicidad, su uso está muy extendido para la medida de la ET en base diaria.

Métodos de estimación de la evapotranspiración

Para una medida de la ET a escala regional, el gran problema es que cualquier técnica de medida directa resulta cara, por lo que es imprescindible la introducción de modelos de estimación para cada localidad en la región, donde los parámetros requeridos sean fáciles de obtener a partir de las variables meteorológicas standard. Por ello, se ha llevado a cabo un análisis de distintos métodos semiempíricos de estimación y su comparación con la anterior técnica de medida directa, con el objetivo de encontrar cuál es el más apropiado para su aplicación a toda una región. Estos métodos permiten calcular la ET_o , es decir, el ritmo de evapotranspiración de un cultivo de referencia hipotético que se asimila a una superficie extensa de hierba de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando completamente el suelo y bien regada (Allen et al., 1998).

Ecuación de Penman-FAO

La ecuación de Penman original (Penman, 1948) es el resultado de una combinación de la ecuación del balance de energía con las ecuaciones del transporte turbulento, que precisa únicamente de datos meteorológicos a un solo nivel. La FAO modificó esa ecuación original adoptando el método (Penman-FAO) que viene dado por (Doorenbos y Pruitt, 1977):

$$ET_o = c \cdot \left[\frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)} (R_n - G) + \frac{\gamma}{(\Delta + \gamma)} f(u) (e_s - e) \right] \quad (4)$$

Es una ecuación para datos diarios que lleva asociado un factor de corrección c que permite su extrapolación a lugares distintos de donde la función de viento $f(u)$ fue calibrada. Esta función es $f(u) = 0.27 + 0.233u$ donde u es la velocidad de viento (ms^{-1}) medida a una altura de 2 m; para el cálculo del factor c se utiliza la aproximación desarrollada por Frevert et al. (1983); e_s es la presión de vapor de saturación (kPa) a la temperatura media del aire, calculada mediante la ecuación de Tetens (Allen et al., 1998); e es la presión de vapor real (kPa) función de la humedad relativa y de e_s ; Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) a la temperatura media diaria; γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) y R_n y G la radiación neta y el flujo de calor en el suelo (mm dia^{-1}).

Ecuación de Penman-Monteith

La ecuación de Penman-Monteith (Monteith y Unsworth, 1990) es el modelo más preciso que existe (Allen et al., 1998):

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma^*} (R_n - G) + \frac{\rho c_p DPV r_a^{-1}}{(\Delta + \gamma^*)} \quad (5)$$

siendo ρ la densidad del aire (1.29 kg m^{-3}) y c_p el calor específico del aire ($1013 \text{ J kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$); $\gamma = \gamma (1 + r_s/r_a)$ con γ la constante psicrométrica y r_a y r_s las resistencias aerodinámica y del cultivo, respectivamente; DPV es el déficit de presión de vapor ($e_s - e$) medido a 2 m de altura. Las resistencias para vegetación de poca altura (hierba), bien regada y homogénea y suponiendo una atmósfera neutra, son $r_s = 70 \text{ m s}^{-1}$ y $r_a = 208/u$ donde u es la velocidad de viento (m s^{-1}) medida a una altura de 2 m. Con ello, la nueva definición propuesta por la FAO (Allen et al., 1998) precisa de los mismos parámetros que la Ec. (4), quedando en la forma:

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{A}{T+273} u (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1+0.34 u)} \quad (6)$$

donde $A = 900$ para estimaciones en base diaria (ET_o en mm d^{-1}) y $A = 37$ para estimaciones en base horaria (ET_o en mm h^{-1}); R_n y G están implícitamente expresados en $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y T es la temperatura media del periodo en $^\circ\text{C}$.

Ecuación de Priestley-Taylor

Cuando en la superficie evaporante no hay limitación de agua (por ejemplo, después de un riego o de precipitación) y la atmósfera se mantiene en equilibrio con la superficie, el gradiente del déficit

de presión de vapor puede considerarse nulo por lo que la Ec. (5) puede aproximarse por (Priestley y Taylor, 1972):

$$\lambda E_{eq} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G)$$

llamada evapotranspiración de equilibrio. Priestley y Taylor (1972) concluyeron que raramente se obtenía la situación de equilibrio, incluso sobre superficies de agua líquida, y en consecuencia propusieron una ecuación del tipo:

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (7)$$

donde α tiene un valor de 1.26 para superficies saturadas. Sin embargo, gran cantidad de bibliografía reporta diferentes valores e intervalos debido a que depende del flujo vertical de calor sensible (Pereira y VillaNova, 1992), de la advección (Jury y Tanner, 1975) y también de la temperatura o de la velocidad de viento (De Bruin, 1983), por lo que es aconsejable calibrar el parámetro en alguna localidad de la zona climática.

En este trabajo, se ha considerado en primer lugar la anterior ecuación calibrando el valor de α constante. En segundo lugar, siguiendo el método propuesto por varios autores (Jury y Tanner, 1975; Steiner et al., 1991) que proponen una dependencia de α con el DPV para dar cuenta de la advección, se ha calibrado el parámetro α en función del DPV diario en la forma $\alpha = (1 + b \text{ DPV})$ siendo b una constante de calibración.

Ecuación de Hargreaves-Samani

Hargreaves y Samani (1985), para intentar paliar la falta de datos no termométricos en las redes de estaciones climatológicas, propusieron el siguiente método de cálculo de la ET donde únicamente se necesitan datos de temperatura y de radiación solar:

$$ET_o = R_s (0.0135 \bar{T} + 0.2403) \quad (8)$$

siendo R_s la radiación global (mm dia^{-1}); \bar{T} la temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$), viniendo dada ET_o en mm dia^{-1} .

Debido a que la radiación solar es un dato frecuentemente no disponible en las estaciones de la red climatológica, proponen introducir una dependencia de la radiación solar global con la radiación extraterrestre y con la oscilación térmica, obteniendo la expresión:

$$ET_o = 0.0023 R_a \sqrt{T_x - T_n} (\bar{T} + 17.8)$$

donde R_a (mm dia^{-1}) es la radiación solar extraterrestre; y T_x y T_n las temperaturas máxima y mínima medias mensuales ($^{\circ}\text{C}$); y ET_o se expresa en mm dia^{-1} . La radiación extraterrestre total diaria se puede calcular a partir de la latitud y del día del año tal y como propone Allen et al. (1994).

Esta ecuación de Hargreaves tal y como fué propuesta (Ec. (8)) no hace intervenir el DPV o la humedad del aire, por lo que para su aplicación a cualquier zona climática determinada es necesario llevar a cabo previamente una calibración local, sobre todo para zonas que puedan estar sometidas a algún tipo de advección local.

Estimación de la radiación neta

A pesar de que las ecuaciones derivadas de la de Penman son las que mejores estimaciones proporcionan para gran variedad de climas, requieren de un gran número de parámetros, lo que las hace difícilmente aplicables en las estaciones termoplumiométricas de la red climatológica. Uno de los parámetros fundamentales en las anteriores ecuaciones es la radiación neta, no disponible normalmente en las estaciones termoplumiométricas, por lo que se ha de estimar en cada localidad. El procedimiento más simple de cálculo es a partir de una regresión lineal entre R_n y R_s medidas a nivel diario

$$R_n = a R_s + b \quad (9)$$

Hay numerosos trabajos que reportan los valores de las constantes a y b . Linacre (1992), en base a medidas realizadas en distintas partes del mundo, obtiene para periodos diarios o mayores el resultado: $R_n = 0.66 R_s - 2.42$ (ambas en $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

En nuestro caso, hemos calibrado localmente la Ec. (9) a partir de medidas directas de R_n y R_s en distintas estaciones automáticas de la zona de estudio, siendo esos resultados extrapolados después para la determinación de R_n en las estaciones termoplumiométricas y completas del INM. En éstas, donde no se dispone del dato de radiación solar pero sí del valor de la fracción de insolación diaria n/N , se ha estimado la radiación solar a partir del modelo propuesto por la FAO (Allen et al., 1998) en base diaria

$$R_s = R_a \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) \quad (10)$$

donde R_s y R_a están en $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$; a_s y b_s son los coeficientes de Angstrom, con un valor promedio para climas no extremos de $a_s = 0.25$ y $b_s = 0.5$ y n/N es la fracción de insolación diaria.

Variabilidad espacial

La planificación y administración del agua para usos agrícolas o para la modelización hidrológica normalmente precisan del cálculo de la evapotranspiración a nivel regional y del análisis de su distribución espacial. Para ello, se ha dispuesto de un total de 126 estaciones en la zona de estudio (Fig. 2), de las cuales 8 son estaciones completas (INM, Instituto Nacional de Meteorología) con datos medios mensuales y 13 estaciones meteorológicas automáticas (DARP, Generalitat de Catalunya) con datos medios diarios. En ellas se dispone de todas las variables necesarias para calcular la ET_0 mediante las Ecs. (4), (6), (7) y (8); las 105 restantes son estaciones termopluviométricas (t-p) del INM en las cuales sólo de dispone de valores de temperatura y precipitación.

Para determinar la ET_0 en todas las estaciones, se ha dividido la región en zonas climáticamente homogéneas en base a la división expuesta por Font (1983) y a la clasificación agroclimática de Papadakis, obteniéndose las siete subregiones mostradas en la Fig. 2. Cada zona contiene al menos una estación completa o automática, lo cual permite la asignación de determinadas variables (suponiendo que permanecen constantes) de la estación completa a las estaciones t-p (viento, insolación, radiación solar, radiación neta o humedad relativa). En cada zona, se ha calculado la radiación neta a partir de la radiación solar o la insolación de la estación completa (Ecs. (9) y (10)), se ha considerado $G = 0$ a nivel diario (Castellví, 1996), y se ha asignado al resto de estaciones t-p para poder aplicar las anteriores ecuaciones de estimación de la ET.

La variabilidad espacial de la evapotranspiración se ha analizado mediante la técnica probabilística de interpolación espacial conocida como teoría de las variables regionalizadas o geoestadística (Samper y Carrera, 1990). Esta técnica considera que a un fenómeno natural extendido en el espacio se le puede aplicar, en principio, la hipótesis de que los valores en puntos cercanos estarán más correlacionados que los de puntos alejados. Bajo la hipótesis de estacionariedad débil, el semivariograma, que contiene la información de la correlación espacial de la variable, coincide con la función de autocovarianza entre cualquier par de puntos $Z(x)$ y

$Z(x+h)$ separados una distancia h . Una vez ajustado el semivariograma muestral a un modelo teórico y obtenidos su meseta (valor límite del semivariograma) y alcance (distancia a partir de la cual $Z(x)$ y $Z(x+h)$ dejan de presentar correlación), se utiliza para llevar a cabo la interpolación o kriging puntual, en el que el valor interpolado en cada punto de la malla regular es una combinación lineal de los valores medidos en los puntos de observación en un entorno de radio finito alrededor del punto de interpolación (Cuchi et al., 1990).

RESULTADOS

Métodos de estimación

Para la estimación de la radiación neta, se han llevado a cabo regresiones lineales entre R_n y R_s (Ec. (9)) para cada mes y cada zona climática, en base a los datos diarios suministrados por una red de estaciones meteorológicas automáticas del DARP (Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca, Generalitat de Catalunya), distribuidas a lo largo de las distintas zonas climáticas de la zona de estudio (Fig. 2).

Los valores de los parámetros a y b obtenidos (Tabla 2) son del mismo orden de magnitud que los reportados en la bibliografía, con coeficientes de correlación que oscilan entre 0.3 y 0.85 (Castellví, 1996). Sin embargo, a pesar de que esos resultados no son suficientemente representativos por el pequeño número de años disponibles en algunas estaciones, se han extrapolado a las estaciones completas (INM) de cada zona climática y, dentro de cada una de ellas, a las estaciones termopluviométricas correspondientes, determinándose la radiación solar mediante la Ec. (10) y la radiación neta mediante la Ec. (9).

Las medidas directas de ET obtenidas con la técnica BREB en las cuatro campañas experimentales, fueron depuradas con el objetivo de eliminar todo tipo de mal funcionamiento de los sensores, así como para disponer de datos con el mínimo error instrumental (Pérez et al., 1999). Como resultado, se ha dispuesto de 71 días de datos en Mas Bové, 99 en Raimat y 27 en Monte Julia. Tomando como referencia el BREB, se ha llevado a cabo la comparación y calibración de los distintos métodos de estimación, a partir de los datos de temperatura, presión de vapor, radiación neta y flujo de calor en el suelo del BREB, mientras que de las estaciones automáticas únicamente se han utilizado los datos de viento.

El flujo de calor en el suelo G (Ec. (2)) depende de la capacidad calorífica del suelo, de su profundidad efectiva, de su porosidad y de su contenido en agua. En la campaña de Mas Bové, la parcela de hierba estuvo regada continuamente por goteo, lo que permitió mantener un contenido en agua másico w alrededor de 0.18 kg/kg como valor medio para toda la campaña. Sin embargo, a nivel horario se ha encontrado que G aumenta ligeramente con el contenido en agua, pero también se encontró que se puede estimar a partir de un ajuste lineal con la radiación neta en la forma: $G = 0.22 R_n - 30$ ($W m^{-2}$) a nivel horario (Mas Bové, coeficiente de determinación $r^2 = 0.66$). Otros autores (Allen et al., 1998) proponen para cálculos horarios aproximar G durante el periodo diurno como $G = 0.1 R_n$, y durante el periodo nocturno como $G = 0.5 R_n$. Mientras que a nivel diario, ya que la magnitud de G bajo una cubierta densa de hierba es relativamente pequeña, proponen despreciarlo.

La ecuación de Penman-FAO puede ser calibrada localmente, es decir se puede obtener una función de viento local $f(u)$ en base diaria, que permita no tener que calcular el factor de corrección c (Ec. (4)). Tras realizar las calibraciones en base diaria en Mas Bove, Raimat y Monte Julia, se han obtenido unos coeficientes de la función de viento muy diferentes de los propuestos por la FAO (Tabla 3). Los valores obtenidos para Raimat y Monte Julia, dos localidades de clima semiárido, son totalmente distintos para cada localidad y sin significado físico, puesto que se tiene que a medida que aumenta el viento disminuye el valor del término aerodinámico (Raimat). En Mas Bové los coeficientes obtenidos son positivos, indicando una mayor importancia del viento en el proceso de evapotranspiración, pero muy diferentes a los de la ecuación de Penman-FAO (Ec. (4)). Por ello, se ha optado por utilizar la función de viento propuesta por la FAO ($f(u) = 0.27 + 0.233 u$) y calibrar localmente el factor de corrección c en la Ec. (4).

La Tabla 4 muestra el resultado para nuestra zona de estudio, de la calibración del factor de corrección c de la ecuación de Penman-FAO; de los parámetros empíricos para el cálculo de las ecuaciones de Priestley-Taylor en dos formas: una con $\alpha = \text{constante}$ (denominada P-T1), y otra con $\alpha = 1 + bVPD$ (denominada P-T2); y por último la ecuación de Hargreaves calibrada en la forma $ET_o = R_s(a+bT)$. En todos los casos se han tomado como referencia las medidas obtenidas a partir de la técnica BREB (ET_B). Como se puede ver, en Mas Bové se obtiene un valor calibrado de α en la Ec. (7) igual a

1.26, mientras que los parámetros calibrados de la ecuación de Hargreaves resultan inferiores a los propuestos por este autor (Ec. (8)).

Una vez calibradas, sus estimaciones se han comparado con ETB mediante regresión lineal. Los resultados, mostrados en la Tabla 5 para cada localidad por separado, indican que la ecuación de Penman-Monteith sobreestima algo la evapotranspiración en la zona más árida (Monte Julia), y junto con la ecuación de Penman-FAO y de Hargreaves presenta los errores de estimación mayores. Por el contrario, las dos ecuaciones de Priestley-Taylor tienden a subestimar algo la evapotranspiración.

Cuando se lleva a cabo un estudio de diferentes modelos de estimación, de cara a poder realizar una comparación cuantitativa entre ellos y poder decidir cuál es el que mejor se ajusta a los resultados observados, es preciso evaluar los valores estimados en base a algún índice de error. Considerando todo el conjunto de datos medidos en las diferentes campañas, se han calculado para las distintas ecuaciones de estimación los índices de error que se muestran en la Tabla 6 (Lee y Singh, 1998). La eficiencia del modelo está definida como

$$ME = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{est})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2}$$

donde Q_{obs} representa el valor medido y Q_{est} el valor estimado. Cuanto más próximo a 1 sea ME , mejor será el modelo. El error cuadrático medio está definido como

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (Q_{obs} - Q_{est})^2}$$

y el sesgo como Bias

$$Bias = \frac{1}{n} \sum (Q_{obs} - Q_{est})$$

Cuanto menores sean esos dos índices, mejor será el funcionamiento del modelo.

La Fig. 3 muestra la dispersión de los datos para cada uno de los modelos respecto de la línea 1:1. Todas las medidas cuantitativas de evaluación de los modelos resumidas en la Tabla 6 (en particular ME y $RMSE$), sugieren que la ecuación de Priestley-Taylor, tanto calibrada con el parámetro constante como dependiente del déficit DPV , tiende a subestimar la ET medida. Sin embargo, presenta un comportamiento algo mejor que las restantes

por el menor error cuadrático medio y por el valor de ME más próximo a 1. Para ella, el error cuadrático medio obtenido representa un 17% de la ET media medida. Las ecuaciones de Penman-Monteith y la de Penman-FAO estiman bien la ET de forma global, pero tienen el inconveniente de necesitar un mayor número de parámetros para su utilización como método de estimación a escala regional. Mientras tanto, la ecuación de Hargreaves presenta una mayor dispersión y tiende a subestimar más la ET medida (bias positivo). En base a estos resultados, podemos decir que la ecuación de Priestley-Taylor previamente calibrada es perfectamente aplicable tanto a nivel local como a nivel regional. La ventaja que presenta respecto al resto de las ecuaciones es el menor número de parámetros necesarios para su aplicación.

Variabilidad espacial de la evapotranspiración

Una vez estimada localmente la ET diaria o mensual a partir de datos meteorológicos standard, el segundo objetivo de este trabajo ha sido precisamente extender esa estimación a escala regional. Por ello, se ha llevado a cabo el análisis de su variabilidad espacial mediante la elaboración de mapas mensuales de isóneas de ET en la región, interpolando los valores de ET_0 en los nudos de una malla regular sobre la zona de estudio. Este procedimiento proporciona valores lo más aproximados posible al valor real desconocido de la variable, en los puntos de la malla donde no se tienen medidas.

El resultado son los mapas de isóneas que determinan la distribución espacial de la evapotranspiración según Priestley-Taylor con constante, como el que se muestra en la Fig. 4 correspondiente a uno de los meses de mayor demanda evaporativa. Se observan claras diferencias entre la zona litoral y Pirineos con respecto a la parte central de Cataluña y Aragón. Estas diferencias son poco notables a principios de primavera (0.3 mm/día en Marzo), por lo que en esos meses podría considerarse toda la región como una zona climáticamente homogénea respecto a la ET_0 . Sin embargo, en los meses de mayor demanda evaporativa (Fig. 4) esas diferencias son cada vez más acusadas (hasta de 1 mm/día en Julio y Agosto) apareciendo diferentes zonas dispersas entre sí que muestran máximos y mínimos locales

Esas diferencias aparecen claramente reflejadas en los alcances de los semivariogramas, como se puede observar en la Fig. 5. El valor de ET_0 en

cualquier punto presenta cierta correlación con los de su entorno hasta una distancia de 175 km en el mes de Marzo, pero ese alcance disminuye sensiblemente hasta ser de sólo 44 km en el mes de mayor demanda evaporativa (Julio), volviendo a aumentar hasta los 163 km en Octubre. Es decir, la variabilidad de la distribución espacial de la ET_0 se intensifica en verano a medida que aumenta la demanda evaporativa.

En los límites de la zona de estudio, como la zona interior oeste o la zona sur, los valores que resultan de la interpolación presentan un error de interpolación mayor que en la zona central, por lo que no coincidirán exactamente con los calculados por otros autores. Así Faci et al. (1994), para la comarca de Zaragoza, obtienen unos valores medios para el mes de Julio entre 6.3 y 7.2 mm día⁻¹ dependiendo del año y de la ecuación de cálculo utilizada (Penman original o Penman-FAO respectivamente), pero ese valor disminuye hasta 5.9 mm día⁻¹ para la comarca de Calatayud (Martínez et al., 1998). Las diferencias con nuestros resultados (Fig. 2) obedecen, en primer lugar, a los distintos métodos de cálculo de ET_0 utilizados. Por otro lado, en nuestra zona de estudio la densidad de estaciones en los límites norte, oeste o sur es menor que en la zona interior este, que es donde se quiere obtener una interpolación más exacta. Eso hace que los errores de krigeado vayan aumentando hasta un valor de 0.35 mm día⁻¹ hacia los límites externos de la zona, aumentando por tanto también en los límites las diferencias con los resultados encontrados por otros autores.

CONCLUSIONES

En la región de Cataluña, donde existe una cierta variabilidad climática de unas zonas a otras, una adecuada gestión del agua de riego para usos agrícolas es fundamental. Por ello, se han analizado distintos métodos para la estimación de la evapotranspiración. La ecuación de Priestley-Taylor, tanto calibrada con el parámetro constante como dependiente del déficit DPV, tiende a subestimar ligeramente la ET medida, pero sin embargo presenta un comportamiento algo mejor que los restantes métodos por el menor error cuadrático medio. Las ecuaciones de Penman-Monteith y la de Penman-FAO estiman bien la ET de forma global, pero tienen el inconveniente de necesitar un mayor número de parámetros para su utilización a escala regional. La ecuación de Hargreaves sin embargo presenta una mayor dispersión y tiende a subestimar

más la ET medida en las campañas experimentales llevadas a cabo.

El análisis de los resultados de este trabajo conducen a considerar la ecuación de Priestley-Taylor, previamente calibrada, perfectamente aplicable tanto a nivel local como a nivel regional como método más idóneo de estimación de la ET de referencia, presentando la ventaja de necesitar un menor número de parámetros para su aplicación.

A partir de los datos de la red de estaciones meteorológicas existente en la zona de estudio, la técnica geoestadística ofrece la posibilidad de trazar el mapa mensual de evapotranspiración regional con un nivel de exactitud comparable al de las estaciones, ya que el método del krigado reproduce los datos en los puntos de medida. Los resultados encontrados concuerdan con las características climáticas existentes dentro de la región, mostrando diferencias claras desde la zona litoral y Pirineos hasta las zonas regables de Lleida y Huesca en la depresión central del Ebro. Por otra parte, esas diferencias en la distribución a escala regional presenta una dependencia temporal, por lo que es necesario analizar la variabilidad espacial de la ETo mes a mes. Ello permite disponer de una metodología adecuada para la gestión de los recursos hídricos en la región.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo en base al proyecto HID96-1295-C04-03 de la CICYT (Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología) y al proyecto SGR97 de la Direcció General de Recerca (Generalitat de Catalunya). Los autores agradecen al INM (Instituto Nacional de Meteorología) la utilización de los datos de su red de estaciones meteorológicas; al DARP (Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca, Generalitat de Catalunya) la utilización de los datos de su red de estaciones automáticas; al IRTA (Institut d eRecerca i Tecnologia Agroalimentària) la utilización de la finca experimental de la Estación Mas Bové; y por último la cooperación de los agricultores Emilio Godia (Finca Montejulia) y Daniel Pagès (Finca Montserrat-Raimat).

LISTA DE SÍMBOLOS

E_{T_0}	evapotranspiración de referencia [mm h ⁻¹ , mm día ⁻¹]
λE	flujo de calor latente, evapotranspiración [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
H	flujo de calor sensible [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
R_n	radiación neta [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
R_s	radiación global [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
R_a	radiación extraterrestre [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
G	flujo de calor en el suelo [W m ⁻² , MJ m ⁻² día ⁻¹ , mm día ⁻¹]
β	relación de Bowen [adimens.]
T	temperatura del aire [°C]
T_x	temperatura máxima [°C]
T_n	temperatura mínima [°C]
e	presión de vapor del aire [kPa]
e_s	presión de vapor de saturación [kPa]
γ	constante psicrométrica [kPa °C ⁻¹]
Δ	pendiente de la curva de presión de vapor de saturación frente a temperatura [kPa °C ⁻¹]
u	velocidad de viento [m s ⁻¹]
γ^*	constante psicrométrica modificada [kPa °C ⁻¹]
ρ	densidad del aire [kg m ⁻³]
C_p	calor específico del aire [J kg ⁻¹ °C ⁻¹]
DPV	déficit de presión de vapor [kPa]
r_a	resistencia aerodinámica [s m ⁻¹]
r_c	resistencia del cultivo [s m ⁻¹]
α	parámetro ecuación de Priestley-Taylor [adimens.]
a_s, b_s	coeficientes de Angström [adimens.]
n/N	fracción de insolación [adimens.]



Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio.

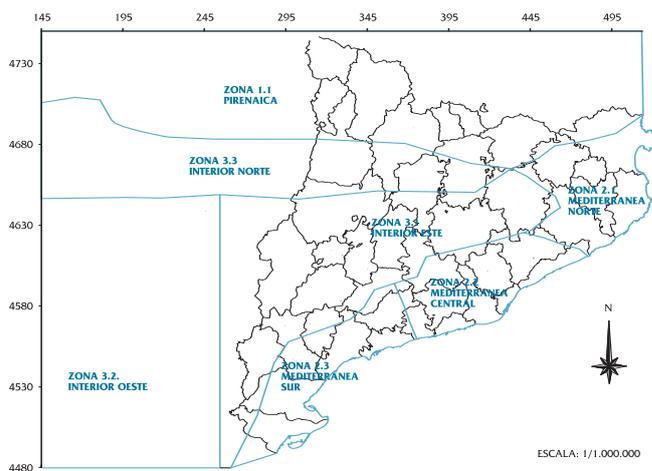


Figura 2. División de la región en zonas climáticas homogéneas.

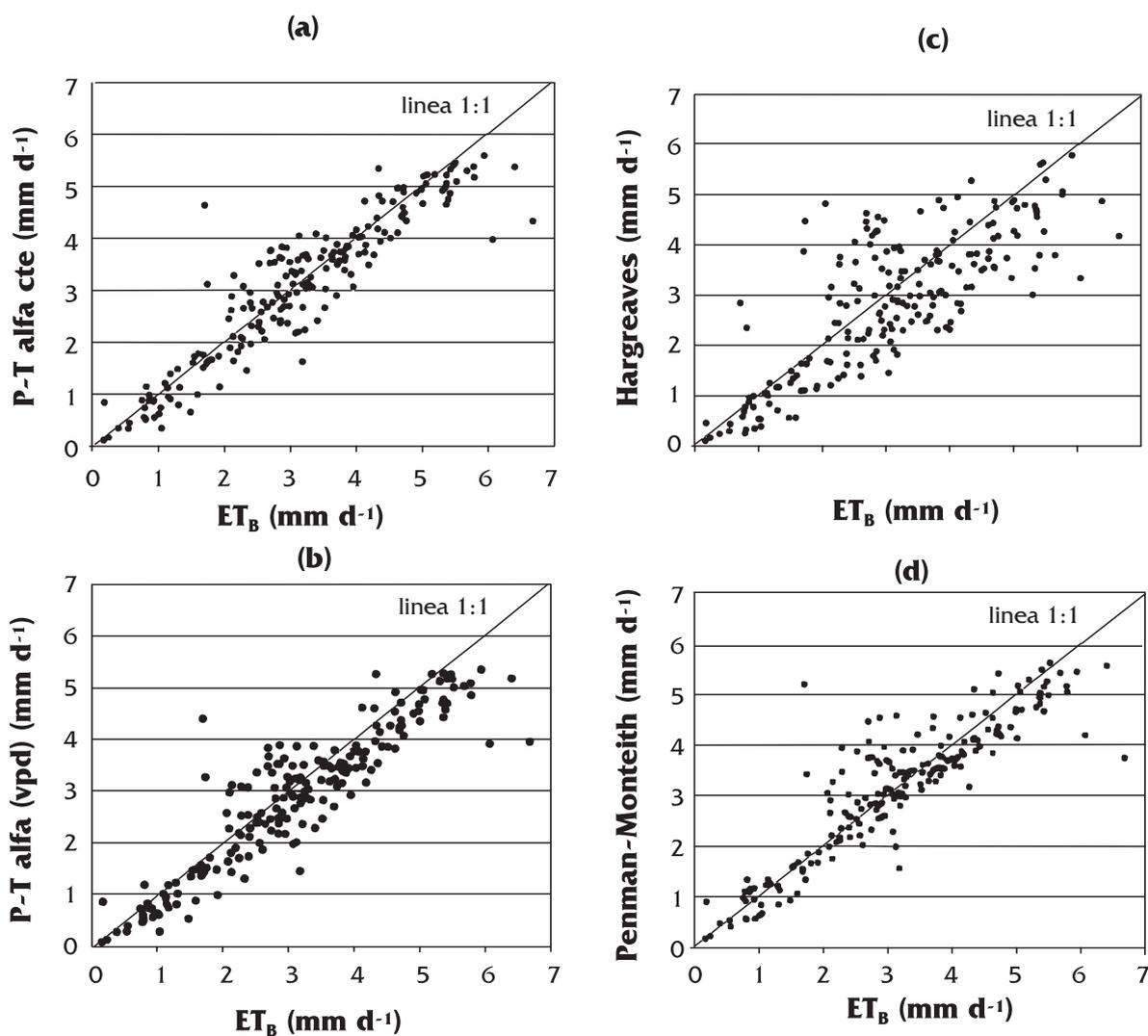


Figura 3. Estimación de ETo ($mm\ día^{-1}$) mediante la ecuación de Priestley-Taylor con α constante (a), con α dependiente del DPV (b), mediante la ecuación de Hargreaves (c), y mediante la ecuación de Penman-Monteith (d) con respecto a la evapotranspiración medida (ET_B) para todo el conjunto de datos diarios.

ANÁLISIS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A ESCALA LOCAL Y REGIONAL EN CATALUÑA

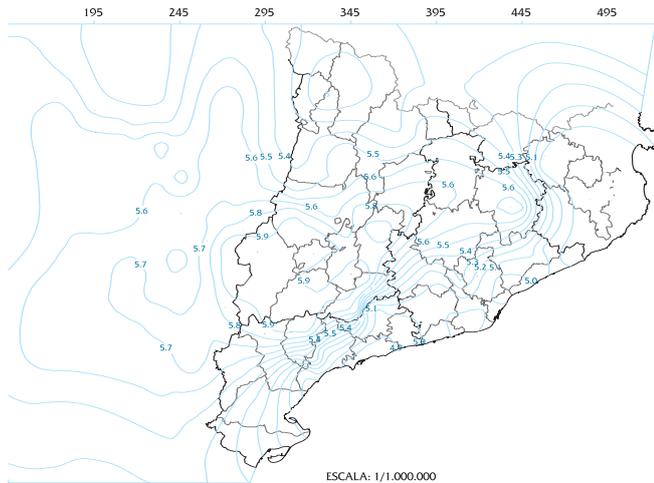


Figura 4. Distribución espacial de la ETo según Priestley-Taylor para el mes de julio (mm/día).

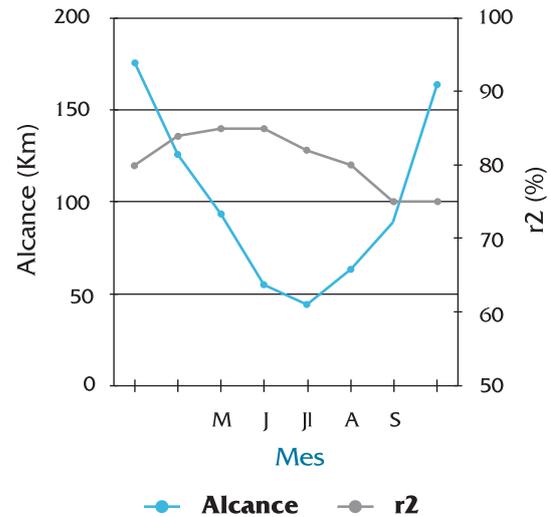


Figura 5. Alcance de los semivariogramas teóricos ajustados para cada mes, que dieron la mejor correlación entre los valores interpolados y medidos así como el menor error cuadrático medio. Se muestran igualmente los valores de los coeficientes de determinación (r^2) entre los valores medidos e interpolados.

Aprovechamiento	CATALUÑA	Barcelona	Girona	Lleida	Tarragona
Cultivos herbáceos	590.036	136.475	122.835	270.022	60.704
Barbecho y tierras no ocupadas	47.020	4.647	2.484	19.446	20.443
Cultivos leñosos	377.588	38.188	9.967	194.434	209.999
Total superficie agrícola	1.014.644	179.310	135.286	408.902	291.146
Prados y Pasturas	294.833	28.668	73.520	178.043	14.602
Total superficie forestal	1.362.506	401.060	321.250	432.924	207.272
Otras superficies	521.200	164.235	58.566	183.118	115.281
TOTAL SUPERFICIE	3.193.183	773.273	588.622	1.202.987	628.301

Tabla 1. Distribución de la superficie de Cataluña según su aprovechamiento.

MES	ZONA 2.1	ZONA 2.2	ZONA 2.3	ZONA 3.1
MARZO	$R_n=0.557 R_s+0.638$ (0.72; 156)	$R_n=0.558 R_s-0.623$ (0.73; 103)	$R_n=0.612 R_s+0.571$ (0.84; 120)	$R_n=0.574 R_s+0.036$ (0.73; 437)
ABRIL	$R_n=0.565 R_s+0.389$ (0.68; 179)	$R_n=0.586 R_s-0.358$ (0.50; 111)	$R_n=0.626 R_s+0.504$ (0.84; 119)	$R_n=0.524 R_s+0.903$ (0.59; 436)
MAYO	$R_n=0.560 R_s+1.15$ (0.72; 1993)	$R_n=0.563 R_s+0.022$ (0.52; 145)	$R_n=0.583 R_s+1.69$ (0.84; 132)	$R_n=0.572 R_s+0.73$ (0.58; 455)
JUNIO	$R_n=0.646 R_s-0.348$ (0.85; 156)	$R_n=0.495 R_s+1.81$ (0.43; 137)	$R_n=0.67 R_s-0.145$ (0.89; 136)	$R_n=0.572 R_s+0.878$ (0.72; 421)
JULIO	$R_n=0.51 R_s+2.20$ (0.50; 238)	$R_n=0.492 R_s+2.48$ (0.3; 141)	$R_n=0.516 R_s+1.514$ (0.36; 136)	$R_n=0.543 R_s+1.377$ (0.37; 463)
AGOSTO	$R_n=0.514 R_s+2.02$ (0.48; 234)	$R_n=0.667 R_s-0.527$ (0.54; 119)	$R_n=0.573 R_s+1.97$ (0.61; 155)	$R_n=0.548 R_s+1.22$ (0.38; 414)
SEPTIEMBRE	$R_n=0.534 R_s+1.00$ (0.67; 202)	$R_n=0.631 R_s+0.043$ (0.69; 134)	$R_n=0.614 R_s+0.68$ (0.69; 128)	$R_n=0.6 R_s+0.436$ (0.62; 359)
OCTUBRE	$R_n=0.57 R_s+0.17$ (0.69; 235)	$R_n=0.68 R_s-0.58$ (0.70; 93)	$R_n=0.58 R_s+0.36$ (0.68; 176)	$R_n=0.63 R_s-0.18$ (0.70; 373)

Tabla 2. Resultados de las regresiones entre la radiación neta y la radiación solar ($MJ m^{-2} dia^{-1}$) para cada zona climática y mes, obtenidos a partir de datos diarios de las estaciones meteorológicas automáticas del DARP (Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca, Generalitat de Catalunya), distribuidas a lo largo de la zona de estudio. Entre paréntesis, se muestran los valores del coeficiente de determinación (r^2) y del número de datos diarios (n) utilizados en cada regresión, respectivamente.

Localidad	a	b	r ²	N
Mas Bové	1.98	0.53	0.84	71
Raimat	2.46	-0.51	0.26	99
Monte Julia	-0.67	0.30	0.02	27

N: número de datos; r² = coeficiente de determinación.

Tabla 3. Resultado de la calibración local de la función de viento $f(u) = a + b u$ en base diaria en tres localidades, tomando como referencia las medidas del BREB.

ESTACIÓN	Ecuación*	Parámetro	Valor	r ²	SEE*
MAS BOVÉ	P-FAO	c	1.20	0.99	0.25
	P-T1	$\alpha = \text{cte}$	1.26	0.95	0.35
	P-T2	b	0.15	0.98	0.24
	HG	a, b	a=0.17, b=0.01	0.97	0.53
RAIMAT	P-FAO	c	1.08	0.99	0.75
	P-T1	$\alpha = \text{cte}$	1.13	0.70	0.67
	P-T2	b	0.07	0.98	0.65
	HG	a, b	a=0.27, b=0.01	0.97	0.89
MONTE JULIA	P-FAO	c	0.96	0.96	0.55
	P-T1	$\alpha = \text{cte}$	1.00	0.81	0.52
	P-T2	b	0.02	0.88	0.43
	HG	a, b	a=0.51, b=0.01	0.88	0.93

* P-FAO: Ecuación de Penman-FAO; P-T1: Ecuación de Priestley-Taylor con $\alpha = \text{constante}$; P-T2: Ecuación de Priestley-Taylor con $\alpha = 1 + b \text{ DPV}$; HG: Ecuación de Hargreaves calibrada en la forma $ET_o = R_s (a + bT)$; SEE = Error standard de la estimación.

Tabla 4. Resultado de la calibración del factor de corrección c de la ecuación de Penman-FAO, y de los parámetros empíricos para el cálculo de las ecuaciones de Priestley-Taylor ($\hat{\alpha} = \text{cte}$, y $\hat{\alpha} = 1 + b \text{ DPV}$) y Hargreaves (calibrada en la forma $ET_o = R_s (a + bT)$). Se han tomado como referencia las medidas del BREB.

Ecuación*		Mas Bové	Raimat	Monte Julia
P-FAO	a	1.00	1.00	1.08
	r ²	0.96	0.60	0.80
	SEE	0.30	0.77	0.57
P-M	a	0.96	0.97	1.05
	r ²	0.95	0.50	0.81
	SEE	0.30	0.80	0.54
P-T1	a	0.98	0.97	0.96
	r ²	0.95	0.65	0.80
	SEE	0.35	0.66	0.51
P-T2	a	0.89	0.92	1.00
	r ²	0.96	0.63	0.80
	SEE	0.30	0.66	0.53
HG	a	0.75	0.94	1.17
	r ²	0.91	0.50	0.40
	SEE	0.33	0.86	1.18

* P-FAO: Ecuación de Penman-FAO; P-M: Ecuación de Penman-Monteith; P-T1: Ecuación de Priestley-Taylor con $\alpha = \text{constante}$; P-T2: Ecuación de Priestley-Taylor con $\alpha = 1 + b \text{ DPV}$; HG: Ecuación de Hargreaves calibrada; r² = coeficiente de determinación; SEE = Error standard de la estimación.

Tabla 5. Resultado de la comparación de las diferentes ecuaciones empíricas (ET_{oi}) en base diaria con respecto a la ET_o medida por el BREB (ET_b). La ecuación ajustada es $ET_{oi} = \alpha ET_b$ y el número de datos es el indicado en la Tabla 3.

Método	a*	r ²	SEE	ME	RMSE	Bias
Priestley-Taylor ($\alpha = \text{cte}$)	0.97	0.85	0.54	0.85	0.55	0.05
Priestley-Taylor ($\alpha = 1 + b \text{ DPV}$)	0.92	0.84	0.55	0.81	0.61	0.22
Penman-FAO	1.00	0.81	0.61	0.82	0.61	-0.08
Penman-Monteith	0.97	0.78	0.63	0.80	0.63	-0.01
Hargreaves-Samani	0.90	0.60	0.86	0.57	0.93	0.23

* a: pendiente de la recta de regresión; r²: Coeficiente de determinación; SEE: Error standard de la estimación; ME: Eficiencia del modelo; RMSE: Error cuadrático medio; Bias: sesgo.

Tabla 6. Validación de las diferentes ecuaciones de estimación de la ET_o por regresión lineal para todo el conjunto de datos medidos en las diferentes campañas (ET_o = a ET_p) y medidas cuantitativas de la eficiencia de cada modelo que permiten su clasificación de mejor a peor comportamiento.

REFERENCIAS

- ALLEN, R.G. (1986): A Penman for all seasons. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 112(4): 348-369.
- ALLEN, R.G., M. SMITH, L.S. PEREIRA y A. PERRIER (1994): An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin*, 43, 2:1-29.
- ALLEN, R.G., L.S. PEREIRA, D. RAES y M. SMITH (1998): Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation y Drainage Paper* n° 56, Rome.
- BURMAN, R. y L.O. POCHOV (1994): Evaporation, evapotranspiration and climatic data. *Developments in Atmospheric Science*, 22, Elsevier, 278 pp.
- CASTELLVI, F. (1996): Medida y modelización de la evapotranspiración de referencia a escala local y regional. Tesis Doctoral, Facultad de Físicas, Universidad de Barcelona, 195 pp.
- CASTELLVI, F., PEREZ, P.J., VILLAR, J.M. y ROSELL, J. I. (1996): Analysis of methods for estimating vapor pressure deficits and relative humidity. *Agric. For. Meteorol.*, 82: 29-45.
- CUCHÍ, J.C., P.J. PEREZ, P. VILLAR y J.M. VILLAR (1990): Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia en la zona de Lérida y Huesca. *ITEA*, 86V(2): 94-114.
- DE BRUIN, H.A.R. (1983): A model for the Priestley-Taylor parameter. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22: 572-578.
- DOORENBOS J. y W.O. PRUITT (1977): Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper* 24, 2nd ed., Rome, 156 p.
- FACI, J.M., A. MARTINEZ COB y A. CABEZAS (1994): *Agroclimatología de los regadíos del bajo Gállego*. Diputación General de Aragón (ed.), Zaragoza, 231 pp.
- FONT TULLOT, I. (1983): *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 296 p.
- FREVERT, D.K., R.W. HILL y B.C. BRAATEN (1983): Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 109(2): 265-270.
- GARRAT, J.R. (1984): The measurement of evaporation by meteorological methods. *Agric. Water Manag.*, 8: 99-117.
- GREEN, A.E., B.E. CLOTHIER, J.P. KERR y D.R. SCOTTER (1984): Evapotranspiration from pasture. A comparison of lysimeter and Bowen ratio measurements with Priestley-Taylor estimates. *New Zealand. J. Agric. Res.*, 27: 321-327.
- HARCUM, J.B. y J.C. LOFTIS (1987): Spatial interpolation of Penman evapotranspiration. *Trans. of the ASAE*, 30(1): 129-136.
- HARGREAVES, G.H. y Z.A. SAMANI (1985): Reference crop evapotranspiration from temperature. *Transactions of the ASAE*, 2:96-99.
- JURY, W.A. y C.B. TANNER (1975): Advection modification of the Priestley and Taylor evapotranspiration formula. *Agron. J.*, 67: 840-842.
- LEE, Y.H. y V.P. SINGH (1998): Application of the Kalman filter to the Nash model. *Hydrological Processes*, 12: 755-767.
- LINACRE, E. (1992): *Climate data and Resources. A reference and guide*. Routledge, London, 366pp.
- LOWE, P.R. (1977): An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteorol.*, 16: 100-103.
- MARTINEZ COB, A., J.M. FACI y A. BERCERO (1998): Evapotranspiración y necesidades de riego de los principales cultivos en las comarcas de Aragón. *Institución Fernando el Católico, CSIC (ed.)*, Zaragoza, 223 pp.
- MONTEITH, J.L. y M.H. UNSWORTH (1990): *Principles of environmental Physics*. 2nd ed., Edward Arnold, London, 291 pp.
- PENMAN, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc. A.*, 193: 120-145.
- PEREIRA, A.R. y N.A. VILLA NOVA (1992): Analysis of the Priestley-Taylor parameter. *Agric. For. Meteorol.*, 61(1): 1-10.
- PEREZ, P.J., F. CASTELLVI, M. IBAÑEZ y J.I. ROSELL (1999): Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agric. For. Meteorol.*, 97: 141-150.
- PRIESTLEY, C.H.B. y R.T. TAYLOR (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Wea. Rev.*, 100: 81-92.
- PRUITT, W.O., E. FERERES y R.L. SNYDER (1987): Reference evapotranspiration (ET_o) for California. *Agricultural*

- Experimental Station, University of California, Bulletin n° 1922, 14 p.
- SAMPER, F.J. y J. CARRERA (1990): Geoestadística: aplicaciones a la hidrología subterránea. Ed. CIMNI-UPC, 484 p.
- STEINER, J.L., T.A. HOWELL y A.D. SCHNEIDER (1991): Lysimetric evaluation of daily potential evapotranspiration models for grain sorghum. *Agron. J.*, 83:240-247.
- TANNER, B.D., J.P. GREENE y G.E. BINGHAM (1987): A Bowen-ratio design for long term measurements. ASAE Paper No. 87-2503, Am. Soc. Agric. Eng. St. Joseph, MI, 1-6.