

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

ESCOLA TÈCNICA SUPERIOR D'ENGINYERIA
AGRONÒMICA I DEL MEDI NATURAL



“EVALUACIÓN DE MODELOS AGROCLIMÁTICOS DE CÁLCULO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN PARA JARDINERÍA. APLICACIÓN EN EL JARDÍN DEL CAMPUS DE VERA DE LA UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA” .

TRABAJO FIN DE GRADO EN INGENIERÍA
AGROALIMENTARIA Y DEL MEDIO RURAL

ALUMNA: Dña. Sandra M^a Clemente Angulo

TUTOR: Prof. D. Alberto San Bautista Primo

COTUTOR: Prof. D. Juan Manzano Juárez

Curso Académico: 2014/ 2015

VALENCIA, Noviembre de 2014



RESUMEN

La evapotranspiración (ET) es la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación, y por otra parte, mediante transpiración del cultivo. La evapotranspiración se mide normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo y su medida es de vital importancia en regiones áridas y semiáridas, donde resulta imprescindible para la determinación de las necesidades de agua de los cultivos y por tanto, para el diseño y manejo de los sistemas de riego. El concepto de evapotranspiración potencial (ET_p) se introdujo para expresar el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específicas, sin considerar las características del cultivo ni los factores del suelo. Doorenbos y Pruitt (1977) recomiendan el uso de la evapotranspiración de referencia (ET_0) como variable necesaria en el cálculo de las necesidades de agua de los cultivos. Los factores relacionados con el cultivo y su manejo fueron englobados en la función empírica $K_c = ET_c/ET_0$, donde ET_c es la evapotranspiración de cultivo.

Actualmente el método de Penman-Monteith es el único recomendado por la FAO y la ASCE (American Society of Civil Engineers) para determinar la ET_0 con parámetros climáticos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento. Pero dicho método presenta el inconveniente de la gran cantidad de datos requeridos y es urgente la evaluación de métodos más sencillos de cálculo de la ET_0 en relación con el método de Penman-Monteith.

Por ello, el principal objetivo de este trabajo es evaluar modelos matemáticos de cálculo de la evapotranspiración más sencillos, utilizando como criterio de comparación la ecuación de Penman-Monteith. Además, se pretende obtener un balance de humedad en el suelo a partir de variables climáticas y parámetros de riego, con el fin de establecer un coeficiente de jardín (K_j) que relacione la ET_0 y la ET_c .

El estudio se realiza para el período de años de 2010 a 2013 a partir de los datos climáticos de radiación extraterrestre, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, obtenidos en el observatorio meteorológico de la U.P.V. Con los datos climáticos se calcula la ET_0 utilizando los métodos de: Penman-Monteith (1990), Hargreaves (1975), Hargreaves (1985), Samani (2000) y Priestley-Taylor (1972). Una vez calculada la ET_0 con dichos métodos, aplicando valores diarios de las variables climáticas intervinientes en cada método y también valores medios para cada mes, se proponen una serie de modelos alternativos con modificaciones en sus principales coeficientes. A continuación se estiman los nuevos coeficientes mediante una recalibración entre los valores de la ET_0 de Penman-Monteith y las variables climáticas intervinientes en cada modelo, aplicando un ajuste no lineal para cada modelo estudiado. Por otra parte, en el presente trabajo se ha calculado el balance de humedad del suelo del jardín de la U.P.V. como la diferencia que se produce entre las entradas (precipitación o riego) y las salidas de agua (evapotranspiración, escorrentía superficial y percolación profunda); Y también se ha medido el contenido de humedad del suelo mediante la utilización de sondas FDR.

Tras el análisis estadístico, se puede decir que para valores mensuales de ET_0 se obtienen los mejores resultados con el método de Hargreaves (1985) con todos sus coeficientes recalibrados. En cambio, para valores diarios de ET_0 , el método que mejor funciona es el de Priestley-Taylor, recalibrando también todos los coeficientes de la ecuación.

Por último, comparando gráficamente el contenido de humedad del suelo calculado mediante el balance de humedad y el contenido de humedad medido utilizando sondas FDR, se ha podido obtener un coeficiente de jardín (K_j) que relaciona la ET_0 y la ET_c de 0,33, valor comparable a los resultados de otros trabajos.

Título: “Evaluación de modelos agroclimáticos de cálculo de evapotranspiración para jardinería. Aplicación en el jardín del Campus de Vera de la Universitat Politècnica de València”.

Palabras Clave: Evapotranspiración, Penman-Monteith, calibración, Valencia, coeficiente de jardín

Autora: Dña. Sandra María Clemente Angulo

Localidad y fecha: Noviembre de 2014

Tutor: Prof. D. Alberto San Bautista Primo

Cotutor: Prof. D. Juan Manzano Juárez

RESUM

La evapotranspiració (ET) és la combinació de dos processos separats pels que l'aigua es perd a través de la superfície del sòl per evaporació, i, per altra banda, mitjançant transpiració del cultiu. La evapotranspiració es mesura normalment en mil·límetres (mm) per unitat de temps i la seua mesura es de vital importància en regions àrides i semi àrides, on resulta imprescindible per a la determinació de les necessitats d'aigua dels cultius i per tant, per al disseny i el maneig dels sistemes de reg. El concepte d'evapotranspiració potencial (ET_p) es va introduir per a expressar el poder evaporant de l'atmosfera a una localitat i època de l'any específiques, sense considerar les característiques del cultiu ni els factors del sòl. Doorenbos y Pruitt (1977) recomanen l'ús de l'evapotranspiració de referència (ET_0) com a variable necessària en el càlcul de les necessitats d'aigua dels cultius. Els factors relacionats amb el cultiu i el seu maneig van ser englobats a la funció empírica $K_c = ET_c/ET_0$, on ET_c és la evapotranspiració de cultiu.

Actualment el mètode de Penman-Monteith és l'únic recomanat per la FAO i la ASCE (American Society of Civil Engineers) per a determinar la ET_0 amb paràmetres climàtics de radiació, temperatura de l'aire, humitat atmosfèrica i velocitat del vent. Però aquest mètode presenta l'inconvenient de la gran quantitat de dades requerides i és urgent l'avaluació de mètodes més senzills del càlcul de la ET_0 en relació amb el mètode de Penman-Monteith.

Per això, el principal objectiu de aquest treball es avaluar models matemàtics de càlcul de la evapotranspiració més senzills, utilitzant com criteri de comparació la equació de Penman-Monteith. A més, es pretén obtenir un balanç de humitat en el sòl a partir de variables climàtiques i paràmetres de reg, amb la fi de establir un coeficient de jardí (K_j) que relacione la ET_0 i la ET_c .

L'estudi es realitza per al període de anys de 2010 a 2013 a partir de les dades climàtiques de radiació extraterrestre, temperatura, humitat relativa i velocitat del vent, obtinguts en l'observatori meteorològic de la U.P.V. Amb les dades climàtiques es calcula la ET_0 utilitzant les mètodes de Penman-Monteith (1990), Hargreaves (1975), Hargreaves (1985), Samani (2000) i Priestley-Taylor (1972). Una volta calculada la ET_0 amb aquets mètodes, aplicant valors diaris de les variables climàtiques intervinents en cada mètode i també valors medis per a cada mes, es proposen una sèrie de models alternatius amb modificacions en els seus principals coeficients. A continuació se estimen els nous coeficients mitjançant una recalibració entre els valors de la ET_0 de Penman-Monteith i les variables climàtiques intervinents en cada model, aplicant un ajust no lineal a cada model estudiat. Per altra banda, en el present treball se ha calculat el balanç de humitat del sòl del jardí de la Universitat Politècnica de València com la diferència que es produeix entre les entrades (precipitació o reg) i les eixides d'aigua (evapotranspiració, escorrentia superficial i percolació profunda); i també s'ha mesurat el contingut d'humitat del sòl mitjançant la utilització de sondes FDR.

Després de l'anàlisi estadístic, es pot dir que per a valors mensuals de ET_0 se obtenen els millors resultats amb el mètode de Hargreaves (1985) amb tots el seus coeficients recalibrats. En canvi, per a valors diaris de ET_0 , el mètode que millor funciona es el de Priestley-Taylor, recalibrant també tots els coeficients de la equació.

Per últim, comparant gràficament el contingut de humitat del sòl calculat mitjançant el balanç de humitat i el contingut de humitat mesurat utilitzant sondes FDR, se ha pogut obtenir un coeficient de jardí (K_j) que relaciona la ET_0 i la ET_c de 0,33, valor comparable als resultats d'altres treballs.

Títol: "Avaluació de models agroclimàtics de càlcul d'evapotranspiració per a jardineria. Aplicació al jardí del Campus de Vera de la Universitat Politècnica de València".

Paraules clau: Evapotranspiració, Penman-Monteith, calibració, València, coeficient de jardí.

Autora: Dña. Sandra María Clemente Angulo

Localitat i data: Novembre de 2014

Tutor: Prof. D. Alberto San Bautista Primo

Cotutor: Prof. D. Juan Manzano Juárez

SUMMARY

Evapotranspiration (ET) is the combination of two separate processes by which water is lost through evaporation ground surface, and moreover, by crop transpiration. Evapotranspiration is usually measured in millimeters (mm) per unit of time and its measurement is vital in arid and semiarid regions, where it is essential for determining the water needs of crops and thus for the design and management irrigation systems. The concept of potential evapotranspiration (ET_p) was introduced to express the evaporation power of the atmosphere in a specific location and time of year, without considering the crop characteristics and the soil factors. Doorenbos and Pruitt (1977) recommend the use of reference evapotranspiration (ET_0) as a necessary variable in the calculation of the water requirements of crops. Factors related to the cultivation and management were encompassed in the empirical function $K_c = ET_c / ET_0$ where ET_c is the crop evapotranspiration.

Currently the Penman-Monteith is the only one method recommended by FAO and ASCE (American Society of Civil Engineers) to determine ET_0 with the climatic parameters of radiation, air temperature, air humidity and wind speed. But this method has the disadvantage of the large amount of data required and it is urgent the assessment of simpler methods of calculation the ET_0 in connection with the Penman-Monteith method.

Therefore, the main objective of this work is to evaluate simpler mathematical models for calculating the evapotranspiration, using as comparison criterion the Penman-Monteith method. Furthermore, it is intended to obtain a balance of soil moisture from climate variables and parameters of irrigation in order to establish a coefficient of garden (K_j) relating the ET_0 and ET_c .

The study is performed for the period from 2010 to 2013 as from climatic data of extraterrestrial radiation, temperature, relative humidity and wind speed obtained in the meteorological observatory of the Polytechnic University of Valencia. ET_0 is calculated with climate data using the following methods: Penman-Monteith (1990), Hargreaves (1975), Hargreaves (1985), Samani (2000) and Priestley-Taylor (1972). After calculating the ET_0 with such methods, using daily values of climatic variables involved in each method and mean values for each month, are proposed a number of alternative models with changes in their leading coefficients. Then the new coefficients are estimated through a recalibration between the values of ET_0 Penman-Monteith and climatic variables involved in each model, using a nonlinear fit for each model studied. Moreover, in this work we have calculated the moisture balance of garden soil from the Polytechnic University of Valencia as the difference that occurs between the inputs (precipitation or irrigation) and water outflows (evapotranspiration, surface runoff and deep percolation); And it has also been measured moisture content of the soil using FDR probes.

After statistical analysis, it can be said that for the ET_0 monthly values best results are obtained with the method of Hargreaves (1985) with all coefficients recalibrated. However, for daily values of ET_0 , the method that works best is the Priestley-Taylor, also recalibrating all the coefficients of the equation.

Finally, comparing graphically the soil moisture content calculated by the balance of moisture and the moisture content measured using probes FDR, has been obtained a garden coefficient (K_j) 0,33 which relates the ET_0 and ET_c , and it is a value comparable to the results of other studies.

Title: "Evaluation of agroclimatic models for calculating evapotranspiration for gardening. Application in the Vera Campus garden of Polytechnic University of Valencia".

Keywords: Evapotranspiration, Penman-Monteith, calibration, Valencia, coefficient garden.

Author: Ms. Sandra María Clemente Angulo.

Location and date: November 2014

Tutor: Mr. Alberto San Bautista Primo.

Cotutor: Mr. Juan Manzano Juárez.



Autorización para la presentación del TFG/M
 Autorizació per la presentació del TFG/M
Authorization for the submission of the Final Degree/ Master Thesis
CURSO - Curs - Academic year 2013-2014

DATOS DEL ALUMNO/A - Dades de l'alumne/a - Student's identification

Grado/Master (Grau/Master -Degree/Master): Grado en Ingeniería Agroalimentaria y del Medio Rural (Curso de Adaptación)

Orientación del grado/master (Orientació del grau/master - Degree's/Master's intensification):

Apellidos (Cognoms - Surname(s)): Clemente Angulo

Nombre (Nom - Name): Sandra María

DNI (ID card nr.): 29194724L

Teléfono (Telèfon - Phone nr.): 605161164

Correo electr. (Correu electr. - email): sanclean@etsiamn.upv.es

TÍTULO DEL TRABAJO FIN DE GRADO/MASTER - Títol del Treball Fi de Grau/Master - Title of the Final Degree /Master Thesis

Evaluación de modelos agroclimáticos de cálculo de evapotranspiración para jardinería. Aplicación en el jardín del Campus de Vera (Valencia).

Tutor/a (Tutor): D. Alberto San Bautista Primo

Cotutor/a (Co-Tutor): D. Juan Manzano Juárez

Se autoriza la presentación del TFG/M anteriormente citado por:

- Constar en el expediente del estudiante la superación de todos los ECTS del título, excluidos los correspondientes al propio TFG o TFM y, en su caso, los correspondientes a prácticas externas o los cursados en movilidad.
- Y haber sido autorizado por la Comisión Académica de Título.

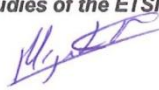
Autoritza la presentació del TFG/M citat anteriorment pel:

- Registrada en el expedient de l'estudiant la superació de tots les ECTS del títol, excloent propi TFG o TFM i, si s'escau les corresponents a pràctiques externes i els cursat en mobilitat.
- I han estat aprovats per la Comissió Acadèmica del títol.

Authorizing the presentation of previously cited Final Degree/Master Thesis by:

- Register in the record of the student passed all the ECTS of the title, excluding credits of the final degree thesis and, where appropriate, external practical and mobility activities credits.
- And have been approved by the academic Committee of title.

Jefe de Estudios de la ETSIAMN
 Cap d'Estudis de l'ETSIAMN
 Head of Studies of the ETSIAMN


 Fdo /Signed M. LEIVA Brotons

 Fecha/Data / Date: 26-01-14

El presente documento se entregará en secretaría previo a la presentación del TFG/M y una vez firmado se remitirá al alumno por correo electrónico

El present document es lliurarà en secretaria previ a la presentació del TFG/M i una vegada signat es remetrà a l'alumne per correu electrònic.

This document will be submitted at secretary of the faculty prior to the presentation of the Final Degree/Master Thesis and once signed shall be sent to the student by e-mail

 Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Agronòmica i del Medi Natural
 Universitat Politècnica de València
 Edificis 3P i 3H. Camí de Vera, s/n, 46022 València
 Tel. +34 96 387 71 32 • Fax +34 96 387 71 39
 etsiamn@upvnet.upv.es

www.etsiamn.upv.es

**VLC/
CAMPUS**
 VALENCIA, INTERNATIONAL
 CAMPUS OF EXCELLENCE



AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento a mi tutor D. Alberto San Bautista Primo, por su dedicación y ayuda en todo momento, por ser un profesor excelente y por su gran amabilidad.

También quiero dar las gracias a mi cotutor D. Juan Manzano Juárez, por su ayuda en lo referente al balance de humedad en el jardín, y por atender mis dudas siempre que se lo he solicitado.

Quiero agradecer a mi familia su continuo interés en el desarrollo de este trabajo. En especial, quiero dar las gracias a mi madre, por todo su cariño, por sus buenos consejos y por ayudarme a lograr mis metas y sueños.

Por último, quiero dedicar este trabajo a Carla y Adrián, por llenar de alegría e ilusión mi vida.

ÍNDICE GENERAL

| | | |
|-----------|--|-----------|
| 1. | INTRODUCCIÓN. | 1 |
| 1.1. | EVAPOTRANSPIRACIÓN. | 1 |
| 1.2. | EVAPOTRANSPIRACIÓN DE CULTIVO. | 1 |
| 1.3. | MODELOS DE CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA. | 2 |
| 1.3.1. | Método de Penman-Monteith. | 3 |
| 1.3.2. | Métodos basados en temperatura. | 6 |
| 1.3.2.1. | Método de Hargreaves (1975). | 6 |
| 1.3.2.2. | Método de Hargreaves (1985). | 6 |
| 1.3.2.3. | Método de Samani. | 6 |
| 1.3.3. | Métodos basados en radiación. | 6 |
| 1.3.3.1. | Método de Priestley y Taylor. | 7 |
| 1.3.3.2. | Método de Makkink. | 7 |
| 1.4. | EVALUACIÓN DE LOS MODELOS ALTERNATIVOS A LA ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH. | 7 |
| 1.5. | NECESIDADES DE AGUA DE UN JARDÍN. | 9 |
| 1.5.1. | Coefficiente de especie (K_e). | 9 |
| 1.6. | BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO. | 10 |
| 2. | OBJETIVOS. | 12 |
| 3. | MATERIAL Y MÉTODOS. | 13 |
| 3.1. | CÁLCULO DE LA ET_0 . | 13 |
| 3.2. | BALANCE DE HUMEDAD DEL SUELO. UTILIZACIÓN DE SONDAS. | 14 |
| 3.3. | ANÁLISIS ESTADÍSTICO. | 15 |
| 4. | RESULTADOS. | 17 |
| 4.1. | COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON LOS VALORES ORIGINALES DE SUS CONSTANTES. | 17 |
| 4.2. | RECALIBRACIÓN DE LOS MÉTODOS UTILIZADOS. | 18 |
| 4.3. | ESTIMACIÓN DEL COEFICIENTE DE JARDÍN. | 33 |
| 5. | DISCUSIÓN. | 34 |
| 6. | CONCLUSIONES. | 35 |
| 7. | BIBLIOGRAFÍA. | 36 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1.1: Valores para C_n y C_d en ecuación 2.2. | 5 |
| Tabla 3.1: Medias mensuales \pm error estándar de las principales variables climáticas obtenidas del observatorio meteorológico del Campus de la Universidad Politécnica de Valencia (2010 – 2013). ... | 13 |
| Tabla 3.2: Modelos propuestos para el cálculo de la evapotranspiración. | 14 |
| Tabla 3.3: Clases texturales de suelo en función de su contenido en arcilla, limo y arena. | 15 |
| Tabla 4.1: Matriz de correlación entre las distintas variables climáticas y los valores estimados de ET_0 mensual (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente). | 17 |
| Tabla 4.2: Matriz de correlación entre las distintas variables climáticas y los valores estimados de ET_0 diaria (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente). | 17 |
| Tabla 4.3: Comparación de los valores de los parámetros de las ecuaciones antes y después de la recalibración, para valores mensuales de evapotranspiración. | 24 |
| Tabla 4.4: Comparación de los valores de los parámetros de las ecuaciones antes y después de la recalibración, para valores diarios de evapotranspiración. | 25 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 3.1: Humedad en suelo medida por la sonda FDR a tres profundidades. | 14 |
| Figura 4.1: Gráficos de la evapotranspiración potencial mensual calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación..... | 20 |
| Figura 4.2: Evapotranspiración potencial mensual estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente). | 21 |
| Figura 4.3: Comparación de la media mensual de la evapotranspiración potencial calculada con el método Penman-Monteith y los cuatro métodos empíricos alternativos con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación. | 21 |
| Figura 4.4: Gráficos de la evapotranspiración potencial diaria calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación..... | 22 |
| Figura 4.5: Evapotranspiración potencial diaria estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$)..... | 23 |
| Figura 4.6: Gráficos de la evapotranspiración potencial mensual calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación. | 26 |
| Figura 4.7: Evapotranspiración potencial mensual estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$)..... | 28 |
| Figura 4.8: Gráficas de la evapotranspiración potencial diaria calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación. | 29 |
| Figura 4.9: Evapotranspiración potencial diaria estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$)..... | 31 |
| Figura 4.10: Gráfico del contenido de humedad en el suelo medido mediante sondas FDR y el contenido de humedad calculado mediante el balance de entradas y salidas de agua..... | 33 |

LISTA DE ABREVIATURAS Y SÍMBOLOS

| | |
|----------------------|--|
| C_d | denominador constante que cambia con el tipo de referencia y con el tiempo de cálculo (sm^{-1}) |
| C_n | numerador constante que cambia con el tipo de referencia y con el tiempo de cálculo (sm^{-1}) |
| C_p | calor específico ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) |
| C_s | capacidad calorífica del suelo ($\text{MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) |
| CM | cuadrado medio |
| d_r | inverso de la distancia relativa Tierra-Sol (-) |
| e | evapotranspiración mensual sin ajustar (mm/mes) |
| E | evaporación (mm día^{-1}) |
| e_s | presión de vapor de saturación para un período determinado (kPa) |
| e_a | presión real de vapor (kPa) |
| $e_s - e_a$ | déficit de presión de vapor con respecto a la saturación. |
| ET | evapotranspiración (mm día^{-1}) |
| ET_0 | evapotranspiración del cultivo de referencia (mm día^{-1}) |
| ET_c | evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (mm día^{-1}) |
| ET_p | evapotranspiración potencial (mm día^{-1}) |
| G | flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| G_{sc} | constante solar ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| HR | humedad relativa (%) |
| I | índice de calor mensual |
| I | índice de calor anual |
| K_d | coeficiente de densidad |
| K_e | coeficiente de especie |
| K_j | coeficiente de jardín |
| K_m | coeficiente microclima |
| P | precipitación (mm), presión atmosférica (kPa) |
| P_e | precipitación efectiva (mm) |
| P_T | precipitación total (mm) |
| R | constante específica del gas ($0,287 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) |
| r_a | resistencia aerodinámica (s m^{-1}) |
| R_a | radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_l | radiación de onda larga ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_n | radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_{nl} | radiación neta de onda larga ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_{ns} | radiación neta de onda corta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_s | radiación solar o radiación de onda corta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| R_{so} | radiación solar o de onda corta para cielo despejado ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |
| r_s | resistencia del cultivo o resistencia superficial (total) (s m^{-1}) |
| SC | suma de cuadrados |
| T | temperatura del aire a 2 metros de altura ($^\circ\text{C}$) |
| T_a | temperatura del aire ($^\circ\text{C}$) |
| T_d | temperatura de punto de rocío ($^\circ\text{C}$) |
| T_m | temperatura media diaria del aire ($^\circ\text{C}$) |
| $T_{m\acute{a}x, K}$ | temperatura máxima absoluta durante un período de 24 horas ($K = ^\circ\text{C} + 273,16$) |
| $T_{m\acute{i}n, K}$ | temperatura mínima absoluta durante un período de 24 horas ($K = ^\circ\text{C} + 273,16$) |
| u_2 | velocidad del viento a 2 metros sobre la superficie del suelo (m s^{-1}) |
| Z | altitud, altura sobre el nivel del mar (m) |
| Δ | pendiente de la curva de presión de vapor a saturación ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) |
| ΔH | variación del contenido de agua en el suelo. |
| Δ_t | duración del intervalo de tiempo (día) |
| Δ_z | profundidad efectiva del suelo (m) |

| | |
|---------------|---|
| ΔT | diferencia entre la temperatura máxima diaria y la temperatura mínima diaria ($^{\circ}\text{C}$) |
| ε | cociente entre los pesos moleculares del vapor de agua/aire seco (= 0,622) |
| ω | ángulo de tiempo solar a la mitad del período horario o inferior (rad) |
| λ | calor latente de vaporización (MJ kg^{-1}) |
| γ | constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) |
| ρ_a | densidad media del aire (kg m^{-3}) |
| φ | latitud (rad) |
| δ | declinación solar (rad) |
| α | albedo (-) |
| σ | constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) |

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. EVAPOTRANSPIRACIÓN.

Se conoce como evapotranspiración (ET) a la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación, y por otra parte, mediante transpiración del cultivo (Jensen *et al.*, 1990).

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Éstos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera. El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo de cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas de cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal.

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. La unidad de tiempo puede ser una hora, un día, 10 días, un mes o incluso un período completo de cultivo o un año.

El concepto de evapotranspiración se unificó a partir de la definición dada por Penman (1956): “cantidad de agua transpirada, por unidad de tiempo, por un cultivo corto y verde que sombrea completamente el suelo, de altura uniforme y nunca falto de agua”. Se estableció así el concepto de evapotranspiración potencial, aunque la definición tampoco era muy explícita pues el “cultivo corto, verde y de altura uniforme” admitía bastantes alternativas.

En la actualidad son dos los cultivos que se toman como referencia: gramíneas y alfalfa, especialmente el primero.

Doorenbos y Pruitt (1977) propusieron para el cultivo de gramíneas, la siguiente definición de evapotranspiración de referencia: “velocidad de evapotranspiración de una superficie extensa de gramíneas verdes de 8 a 15 cm de altura uniforme, en crecimiento activo, sombreando completamente el suelo y a los que no les falta agua”.

La definición con alfalfa se debe a Jensen y Haise (1963): “evapotranspiración máxima que se presenta bajo condiciones climáticas dadas, en un cultivo agrícola bien alimentado de agua y con una superficie aerodinámicamente rugosa, tal como una alfalfa de 30 a 45 cm de altura”.

1.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN DE CULTIVO.

El proceso de ET es uno de los principales componentes del ciclo hidrológico y su cuantificación es necesaria para la producción agrícola, para el manejo de recursos hídricos y, en general, para estudios medioambientales. Asimismo, la medida de la ET es de vital importancia en regiones áridas y semiáridas, donde resulta imprescindible para la determinación de las necesidades de agua de los cultivos y por tanto, para el diseño y manejo de los sistemas de riego.

Por otra parte, un estudio patrocinado por la Organización de Naciones Unidas y el Banco Mundial indica que la agricultura de regadío tendrá que proporcionar el 70 % del incremento de las necesidades de alimentos del mundo en 2025 (Anonymous, 2000). Postel (1999) indica que los niveles de producción de alimentos necesarios en el año 2025 podrían requerir hasta 2.000 kilómetros cúbicos de agua adicional para el riego.

Por todo ello, la gestión del agua y de los cultivos se debe mejorar por medio del aumento del uso de métodos confiables para estimar la evapotranspiración del cultivo.

Existen diversos procedimientos para medir la ET: 1) balance de agua en el volumen de suelo enraizado; 2) balance de energía en la superficie vegetada; 3) métodos estrictamente micrometeorológicos. No obstante, en la práctica es preciso recurrir a su estimación porque su medida es cara, engorrosa y exige además un cierto grado de cualificación.

El método más utilizado para estimar la ET es el propuesto por Doorenbos y Pruitt (1975), basado en la definición comentada sobre una superficie vegetada de referencia, y cuya ET depende sólo de variables climáticas. Los factores relacionados con el cultivo y su manejo fueron englobados en una función empírica definida de la siguiente forma

$$K_c = ET_c/ET_0$$

donde ET_c es precisamente la evapotranspiración del cultivo. Este método obliga a determinar, en primer lugar, el valor de la ET_0 y, posteriormente, a encontrar el valor adecuado de coeficiente de cultivo (K_c). El K_c representa el resumen de las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos y la definición de cultivo de referencia. Dichas diferencias entre el cultivo y la superficie de referencia se refieren básicamente a la altura del cultivo, el albedo de la cubierta, el área de las hojas, el número de estomas, su edad y condición, y el área expuesta de suelo desnudo.

La ET_0 es la evapotranspiración del cultivo de referencia y se define como la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua. La superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto, con una altura de 0'12m, con una resistencia superficial fija de $70 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ y un albedo de 0'23, es decir, una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado (Allen *et al.*, 1989).

1.3. MODELOS DE CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA.

El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo de cultivo, y de las prácticas de manejo. Por lo tanto, la ET_0 expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específicas, y no considera ni las características del cultivo, ni los factores del suelo. Los únicos factores que afectan a la ET_0 son los parámetros climáticos, y por tanto, puede ser calculada a partir de datos meteorológicos.

Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, actualmente el método de FAO-56 Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) se recomienda como el único método estándar para determinar la evapotranspiración de referencia (ET_0) con parámetros climáticos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento, ya que aproxima de una manera cercana la ET_0 de cualquier localidad evaluada, tiene bases físicas sólidas e incorpora explícitamente parámetros fisiológicos y aerodinámicos.

Pero además, se dispone de una gran variedad de métodos para estimar la ET_0 en función de variables climáticas. Los más sencillos y empíricos se basan en los resultados de simples análisis estadísticos y suelen incorporar una o dos variables climáticas (normalmente radiación y/o temperatura). Entre estos métodos podemos citar el de Hargreaves (1985) y el de Samani (2000), métodos basados en temperatura, y el de Priestley y Taylor (1972) y el de Makkink (1957), métodos basados en radiación.

A continuación se describen los diferentes métodos mencionados.

1.3.1. MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH.

Penman (1948) combinó el balance energético con el método de la transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación de una superficie abierta de agua a partir de datos climáticos estándar de horas de sol, temperatura, humedad atmosférica y velocidad del viento. Este método, conocido como combinado, fue desarrollado posteriormente por muchos investigadores y ampliado a las superficies cultivadas por medio de la introducción de factores de resistencia. La ecuación combinada de Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2.1.)$$

donde

R_n = radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

G = flujo del calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

e_s = presión de vapor de saturación (kPa)

e_a = presión real de vapor (kPa)

$(e_s - e_a)$ = déficit de presión de vapor del aire (kPa)

ρ_a = densidad media del aire a presión constante

c_p = calor específico del aire

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

r_s = resistencia superficial total (s m^{-1})

r_a = resistencia aerodinámica (s m^{-1})

En el año 1990, el Método FAO Penman-Monteith fue desarrollado haciendo uso de la definición del cultivo de referencia de Allen *et al.*, 1989 (pasto), reduciendo sus imprecisiones y produciendo globalmente valores más consistentes con datos reales de uso de agua de diversos cultivos. La ecuación resultante fue la siguiente:

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + C_d u_2)}, \quad (2.2.)$$

donde

ET_0 = evapotranspiración de referencia (mm día^{-1})

R_n = radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

G = flujo del calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

T = temperatura media del aire a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$)

u_2 = velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1})

e_s = presión de vapor de saturación (kPa)

e_a = presión real de vapor (kPa)

$e_s - e_a$ = déficit de presión de vapor (kPa)

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

C_n = numerador constante que cambia con el tipo de referencia y con el tiempo de cálculo (s m^{-1})

C_d = denominador constante que cambia con el tipo de referencia y con el tiempo de cálculo (s m^{-1})

Unidades para el coeficiente 0,408 son $\text{m}^2 \text{ mm MJ}^{-1}$.

Para obtener los parámetros anteriores, se utilizan las siguientes importantes ecuaciones:

Calor latente de vaporización (λ):

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3}) T_a, \quad (2.3.)$$

donde

λ = calor latente de vaporización (MJ kg^{-1})

T_a = temperatura del aire (°C)

Presión atmosférica (P):

$$P = 101,3 \cdot \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26}, \quad (2.4.)$$

donde

P = presión atmosférica (kPa) a elevación z de 2 m.

Presión de saturación de vapor (e_s):

$$e_s(T_a) = 0,611 \exp\left(\frac{17,27 T_a}{T_a + 273,3}\right), \quad (2.5.)$$

donde

$e_s(T_a)$ = función de la presión media de saturación de vapor (kPa)

T_a = temperatura del aire (°C)

Presión de vapor real (e_a):

$$e_a(T_d) = 0,611 \exp\left(\frac{17,27 T_d}{T_d + 237,3}\right), \quad (2.6.)$$

donde

$e_a(T_d)$ = función de la presión de vapor real (kPa)

T_d = temperatura de punto de rocío (°C)

Pendiente de la curva de presión de vapor (Δ):

$$\Delta = \frac{4098 e_s(T_a)}{(T_a + 237,3)^2} = \frac{2504 \exp\left(\frac{17,27 T_a}{T_a + 237,3}\right)}{(T_a + 237,3)^2}, \quad (2.7.)$$

donde

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹)

T_a = temperatura del aire (°C)

Constante psicrométrica (γ):

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} \times 10^{-3} = 0,00163 \frac{P}{\lambda}, \quad (2.8.)$$

donde

γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹)

c_p = calor específico del aire húmedo = 1,013 (kJ kg⁻¹ °C⁻¹)

P = presión atmosférica (kPa)

ε = proporción de peso molecular de vapor de agua / aire seco = 0,622

λ = calor latente de vaporización (MJ kg⁻¹)

Radiación de onda corta en un día de cielo despejado (R_{s0}):

$$R_{s0} = (0,75 + 2 \times 10^{-5} z) R_a, \quad (2.9.)$$

donde

R_{s0} = radiación de onda corta en un día de cielo despejado (MJ m⁻² d⁻¹)

z = elevación de la estación (m)

R_a = radiación extraterrestre (MJ m⁻² d⁻¹)

Radiación extraterrestre para períodos horarios o menores (R_a):

$$R_a = \frac{24 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)], \quad (2.10.)$$

donde

R_a = radiación extraterrestre (MJ m⁻² d⁻¹)

G_{sc} = constante solar = 0,0820 MJ m⁻² d⁻¹

d_r = distancia relativa inversa Tierra-Sol

ω = ángulo de radiación a la puesta de Sol

φ = latitud (rad.)

δ = declinación solar

Radiación solar neta de onda corta (R_{ns}):

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s, \quad (2.11.)$$

donde

R_{ns} = radiación solar neta de onda corta ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

α = albedo o coeficiente de reflexión del cultivo = 0,23 para el cultivo de referencia

R_s = radiación solar entrante ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

Radiación solar neta de onda larga (R_{nl}):

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{máx,k}^4 + T_{mín,k}^4}{2} \right] (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right), \quad (2.12.)$$

donde

R_{nl} = radiación solar neta de onda larga ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

$T_{máx,k}$ = temperatura máxima absoluta durante un período de 24 horas ($\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$)

$T_{mín,k}$ = temperatura mínima absoluta durante un período de 24 horas ($\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$)

e_a = presión real de vapor (kPa)

R_s/R_{so} = radiación de onda corta relativa (limitada a ≤ 1.0)

R_s = radiación solar medida ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_{so} = radiación de onda corta en un día despejado ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

Radiación neta (R_n):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (2.13.)$$

Flujo de calor del suelo (G):

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z, \quad (2.14.)$$

donde

G = flujo de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

c_s = capacidad de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)

T_i = temperatura del aire en el tiempo i ($^\circ\text{C}$)

T_{i-1} = temperatura del aire en el tiempo $i-1$ ($^\circ\text{C}$)

Δt = longitud de intervalo de tiempo (día)

Δz = profundidad eficaz del suelo (m) para un intervalo de tiempo de uno o pocos días, es de aproximadamente 0,10 – 0,20m.

La tabla 1.1 siguiente proporciona valores para C_n y C_d de la ecuación 2.2. (Allen *et al.*, 1989). Los valores para C_n consideran el período de tiempo y la rugosidad aerodinámica de la superficie de la planta. La constante en el denominador, C_d , considera el período de tiempo, la resistencia superficial, y la rugosidad aerodinámica de la superficie (los dos últimos términos varían según el tipo de referencia, el período de tiempo y las horas día/noche). C_n y C_d fueron derivadas mediante la simplificación de varios términos en la ecuación de Penman-Monteith de la ASCE y redondeando el resultado.

| Tiempo de cálculo | ET _{os} cultivo corto | | ET _{rs} cultivo alto | | Unidades para ET _{os} y ET _{rs} | Unidades para R _n , G |
|-------------------|--------------------------------|----------------|-------------------------------|----------------|---|------------------------------------|
| | C _n | C _d | C _n | C _d | | |
| Día completo | 900 | 0,34 | 1600 | 0,38 | mm d ⁻¹ | MJ m ⁻² d ⁻¹ |
| Horas de día | 37 | 0,24 | 66 | 0,25 | mm h ⁻¹ | MJ m ⁻² h ⁻¹ |
| Horas de noche | 37 | 0,96 | 66 | 1,7 | mm h ⁻¹ | MJ m ⁻² h ⁻¹ |

Tabla 1.1: Valores para C_n y C_d en ecuación 2.2.

Los cultivos cortos son aquellos con una altura aproximada de 0,12 m (similar al césped). Los cultivos altos son los que tienen una altura aproximada de 0,50 m (similar a la alfalfa).

1.3.2. MÉTODOS BASADOS EN TEMPERATURA.

Estos métodos son los más simples y fáciles de aplicar, dado que, por lo general, sólo requieren la temperatura del aire como parámetro principal, no obstante, son los que entregan los resultados menos confiables.

1.3.2.1. Método de Hargreaves (1975).

Hargreaves (1975) permite el cálculo de la evapotranspiración potencial a partir de la temperatura y la radiación solar:

$$ET_0 = 0,0135 \cdot R_s \cdot (T_m + 17,8) , \quad (2.15.)$$

donde

R_s = radiación solar total ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

T_m = temperatura media diaria del aire ($^{\circ} \text{C}$)

1.3.2.2. Método de Hargreaves (1985).

Hargreaves y Samani (1985) recomendaron para los meses de mayor demanda de agua, que el primer coeficiente de la ecuación del apartado anterior se modificara por el valor 0'0023, obteniendo la siguiente ecuación:

$$ET_0 = 0,0023 \cdot R_a \cdot (T_m + 17,8) \cdot (\Delta T)^{1/2} , \quad (2.16.)$$

donde

T_m = temperatura media diaria del aire ($^{\circ} \text{C}$)

ΔT = la diferencia entre la temperatura máxima diaria y la temperatura mínima diaria en ($^{\circ} \text{C}$)

R_a = radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

La temperatura media del aire en esta ecuación se calcula como un promedio de $T_{\text{máx}}$ (temperatura máxima diaria del aire en $^{\circ} \text{C}$) y $T_{\text{mín}}$ (temperatura mínima diaria del aire en $^{\circ} \text{C}$) y R_a , para una latitud y día dado, se obtiene a partir de tabla o a partir de la ecuación 2.10. Por lo tanto, la temperatura del aire es el único parámetro que necesita ser medido con el fin de usar dicha ecuación.

1.3.2.3. Método de Samani.

Samani (2000) creó un modelo con el fin de simplificar el método de Hargreaves (1975), utilizando sólo la temperatura del aire y la radiación extraterrestre (R_a):

$$ET_0 = 0,0135 \cdot (C \cdot R_a \cdot \Delta T^{1/2}) \cdot (T_m + 17,8) , \quad (2.17.)$$

donde

ΔT = la diferencia entre la temperatura máxima diaria y la temperatura mínima diaria en ($^{\circ} \text{C}$)

R_a = radiación extraterrestre (mm día^{-1})

T_m = temperatura media diaria del aire ($^{\circ} \text{C}$)

$C = (a_1 \cdot \Delta T^2) + (a_2 \cdot \Delta T) + a_3$, donde $a_1 = 0,00185$, $a_2 = 0,0433$ y $a_3 = 0,4023$

1.3.3. MÉTODOS BASADOS EN RADIACIÓN.

Este grupo de métodos, además de considerar otras variables climáticas, se basa en la alta correlación existente entre la evapotranspiración y la radiación solar, principal factor que alimenta y controla el proceso, aunque dependiente en cierto grado de las particularidades climáticas, así como de las características de las superficies que hacen esta relación a lo largo del año. Los resultados que entregan son más precisos que los métodos anteriores, pero son más difíciles de aplicar por la escasez de observatorios que registran la radiación.

El método de la radiación fue sugerido para las áreas donde los datos climáticos disponibles incluían la medición de las horas de insolación, la nubosidad o la radiación, pero no la velocidad del viento ni la humedad atmosférica.

1.3.3.1. Método de Priestley y Taylor.

Priestley y Taylor (1972) propusieron una versión simplificada de la ecuación de Penman (1948), para su uso cuando las áreas de superficie generalmente estaban húmedas, que es una condición necesaria para la evapotranspiración potencial, ET_p . El componente aerodinámico se eliminó y el componente de la energía se multiplica por un coeficiente $\alpha = 1,26$, cuando las zonas de los alrededores generales estaban mojadas o en condiciones de humedad.

$$\lambda ET_0 = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (R_n - G) , \quad (2.18.)$$

donde

λ = calor latente de vaporización

ET_0 = evapotranspiración de referencia (mm día^{-1})

α = albedo o coeficiente de reflexión = 1,26

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) = 0,067

R_n = radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

G = flujo del calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

1.3.3.2. Método de Makkink.

Makkink (1957) propuso la siguiente ecuación para estimar la evapotranspiración potencial de la hierba (mm día^{-1}):

$$ET = 0,61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} - 0,12 , \quad (2.19.)$$

donde

R_s = Radiación solar total ($\text{cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

Δ = Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor ($\text{mb/ } ^\circ\text{C}$)

γ = constante psicrométrica ($\text{mb/ } ^\circ\text{C}$)

λ = calor latente (calorías por gramo)

P = presión atmosférica (milibares)

Los métodos climáticos citados presentan valores constantes que pueden ser recalibrados contra el método de Penman-Monteith, con el objeto de obtener una mejora de dichos métodos para la región y clima en estudio, mediante el criterio de error de mínimos cuadrados.

1.4. EVALUACIÓN DE LOS MODELOS ALTERNATIVOS A LA ECUACIÓN DE PENMAN-MONTEITH.

La ecuación 2.2. de Penman-Monteith FAO-56 (PMF-56) ha sido recomendada por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO) como la ecuación estándar para estimar la ET_0 (Allen *et al.*, 1998). La ecuación de Penman-Monteith tiene dos ventajas sobre otras muchas ecuaciones. En primer lugar, puede ser utilizada en todo el mundo sin ningún tipo de calibraciones locales debido a su base física. En segundo lugar, es una ecuación bien documentada que ha sido probada usando una variedad de lisímetros (Gocic y Trajkovic, 2010). El principal inconveniente de la ecuación PMF-56 es la gran cantidad de datos requeridos; incluyendo la radiación solar, velocidad del viento, la humedad y la temperatura. Los registros de estas variables de entrada son a veces de calidad cuestionable, incompleta o no disponible para un lugar determinado, especialmente en los países en desarrollo (Martínez y Thepadia, 2009). Por lo tanto, hay una necesidad urgente de evaluar los métodos más sencillos de cálculo de la ET_0 en relación con el método PMF-56 (Tabari, 2010; Tabari *et al.*, 2011). Los profesionales e investigadores necesitan una orientación sobre la elección del método más adecuado de cálculo de la ET_0 cuando los datos climáticos son insuficientes para aplicar el método PMF-56. La necesidad de un método más simple para estimar la ET_0 se ha indicado en varios estudios (George *et al.*, 2000; Trajkovic y Kolakovic, 2009; Sabziparvar y Tabari, 2010; Tabari y Hosseinzadeh Talaee, 2011).

El método original de Thornthwaite (1948) se basó en la determinación de la evapotranspiración en función de la temperatura media, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes. El método fue muy utilizado en Hidrología y en la estimación del balance hídrico para Climatología e Hidrología de cuencas. Thornthwaite comprobó que la evapotranspiración era proporcional a la temperatura media afectada de un coeficiente exponencial, a . Se propuso la fórmula:

$$e = 16 \cdot (10 \cdot tm/l)^a$$

donde

e : evapotranspiración mensual sin ajustar en mm (mm/mes).

tm : temperatura media mensual en °C.

l : índice de calor anual.

$$l = \sum i_j; j = 1, \dots, 12$$

, que se calcula a partir del índice de calor mensual, i , como suma de los doce índices de calor mensuales: $i_j = (tm_j/5)^{1,514}$

a : parámetro que se calcula, en función del l según la expresión:

$$a = 0,000000675 \cdot l^3 - 0,0000771 \cdot l^2 + 0,01792 \cdot l + 0,49239$$

La ecuación resultante a menudo ha sido mal utilizada porque los siguientes requisitos no han sido mantenidos (Thornthwaite y Mather, 1955): Primeramente, el albedo de la superficie de evaporación debe ser un valor estándar. Segundo, la tasa de evapotranspiración no debe ser influenciada por la advección de aire húmedo o seco. Y finalmente, la relación de la energía utilizada en la evaporación al calentarse el aire debe permanecer constante. Estas condiciones esencialmente no existen en las regiones áridas y semiáridas, excepto para breves períodos después de lluvias regionales. Por lo tanto, básicamente, la ecuación de Thornthwaite es válida sólo en áreas que tienen climas similares al del centro-este de EE.UU.

El Dr. George Hargreaves (1975) sugirió el cálculo de la evapotranspiración potencial a partir de datos medidos de temperatura media del aire, humedad relativa media y de datos de radiación solar. Inicialmente Hargreaves realizó sus estudios sobre probabilidades de precipitación mensual para humedad disponible en Honduras, siendo uno de los problemas enfrentados en esa época, la poca información disponible. La fórmula modificada de Hargreaves se expresó según la siguiente ecuación matemática:

$$ET_0 = 0.34 R_a [0.4 + (0.024 T)] [1.35 (1 - HR)^{1/2}] (1 + 0.0004Z)$$

donde

ET_0 = evapotranspiración potencial (mm/día)

R_a = Radiación extraterrestre (mm/día)

T = Temperatura media del aire en grados Celsius.

HR = Humedad relativa del aire en forma decimal.

Z = Altitud sobre el nivel del mar en metros.

En esta primera aproximación del método (fórmula empírica) la temperatura a incluir en la fórmula debía ser en grados Fahrenheit, por tal razón la fórmula de cálculo fue:

$$ET_0 = 0,0075 R_s T^{\circ F} \quad (2.20)$$

donde

$$T^{\circ F} \text{ (Temperatura Fahrenheit)} = 32 + 1,8 T^{\circ C}$$

$$R_s \text{ (Radiación solar)} = 0,075 \cdot R_a \cdot S^{1/2}$$

R_a = Radiación extraterrestre (Tabla)

$$S \text{ (Brillo solar)} = 12,5 (100 - HR)^{1/2}$$

Hargreaves y Samani (1985) propusieron importantes mejoras en la ecuación del método de Hargreaves (1975) para estimar la ET_0 . El método de Hargreaves fue el resultado tras ocho años de toma de datos del lisímetro de la estación de Davis, California. Dado que los datos de radiación solar no están disponibles con frecuencia, Hargreaves y Samani recomendaron estimar la R_s de la radiación extraterrestre, R_a (dato disponible en cualquier observatorio termométrico), y la diferencia entre la

temperatura media máxima y la temperatura media mínima, TD, en °C. Las ecuaciones generales con las temperaturas medias del aire en °F y °C son:

$$ET_0 = 0,0075 R_s T, \quad T \text{ en } ^\circ\text{F} \quad (2.21.)$$

$$ET_0 = 0,0135 R_s (T + 17,8), \quad T \text{ en } ^\circ\text{C} \quad (2.22.)$$

donde

$$R_s = KT R_a TD^{1/2} \quad (2.23.)$$

$$KT = 0,035 (100 - HR)^{1/3} \text{ para } TD \text{ en } ^\circ\text{F y } HR > 54 \quad (2.24.)$$

$$= 0,125 \text{ para } HR < 54$$

El nuevo método (Hargreaves *et al.*, 1985), con la combinación de las ecuaciones 2.21., 2.22., y 2.23 con la TD convertida a °C y no limitada por HR < 54, es la ecuación 2.16.:

$$ET_0 = 0,0023 R_a TD^{1/2} (T + 17,8)$$

La ecuación anterior de Hargreaves (1985) es una de las más sencillas y bastante exacta, que sólo requiere las temperaturas máximas y mínimas del aire. Hargreaves (1985) tiene un beneficio adicional, ya que las temperaturas del aire por lo general se pueden interpolar razonablemente utilizando ajustes donde las mediciones no estén disponibles.

Samani (2000) argumentó que no todas las estaciones costeras tenían el mismo coeficiente y que un aumento en altitud no siempre implica un menor valor del coeficiente. Propuso una relación entre el coeficiente y el rango diario de temperatura.

Priestley-Taylor (1972) propusieron una versión simplificada de la ecuación combinada de Penman-Monteith (2.1.) para ser usada cuando las superficies de terreno son generalmente húmedas, lo cual es una condición requerida por la evapotranspiración potencial. La componente aerodinámica se eliminó y la componente de energía fue multiplicada por un coeficiente, $\alpha = 1'26$, cuando las zonas de los alrededores están mojadas o en condiciones húmedas.

Doorenbos y Pruitt (1977) también presentaron un método de radiación para estimar la ET_0 utilizando la radiación solar. El método era una adaptación del método de Makkink (1957) y se recomendaba más que el método de Penman cuando la medida de la velocidad del viento y de la humedad no estaban disponibles o podían no ser estimadas con datos de entrada medidos.

1.5. NECESIDADES DE AGUA DE UN JARDÍN.

El coeficiente de jardín (K_j) describe las necesidades hídricas en las plantas de jardín, siguiendo la metodología de Costelo *et al.* (2000), tiene en cuenta tres coeficientes en función de:

- Las especies que componen el jardín, (K_e)
- La densidad de plantación, (K_d)
- Las condiciones microclimáticas, (K_m).

En jardinería, al contrario que en agricultura, no se determinan las necesidades de agua para maximizar las producciones. Lo que se pretende es mantener los jardines con una estética aceptable. Por tanto, no se puede afirmar que K_j sea un coeficiente de cultivo adaptado a jardines, sino que se trata de un coeficiente para calcular, de forma aproximada, las necesidades de agua que permitan mantener la estética, teniendo en cuenta una serie de parámetros propios de los jardines.

| |
|---|
| Coeficiente de jardín = Coeficiente de especie x Coeficiente de densidad x Coeficiente microclima |
|---|

$$K_j = K_e + K_d + K_m \quad (2.25.)$$

1.5.1. COEFICIENTE DE ESPECIE (K_e).

La variedad de plantas que normalmente se encuentra en un jardín dificulta el cálculo de las necesidades hídricas. Para simplificar estos cálculos y poder aplicar el agua necesaria a cada tipo de planta, lo ideal sería agrupar las especies con necesidades de riego similares en zonas de riego comunes o hidrozonas, que se podrían regar de forma independiente, logrando así un uso más eficiente del agua. De esta forma la estética final del jardín estaría determinada por estas hidrozonas,

es decir, se planificaría y distribuiría el riego para lograr un conjunto de plantas con buena apariencia y agradable a la vista, utilizando la mínima cantidad de agua necesaria. En estos casos en los que la estética del jardín queda subordinada al agua de riego, se podría hablar de estética del riego.

El valor del coeficiente de especie es clave para la determinación del coeficiente del jardín, sin embargo no existe una lista normalizada de valores de K_e , por lo que en numerosas ocasiones los profesionales de la jardinería deberán recurrir a su propio criterio y experiencia para establecer el valor de dicho coeficiente.

El cálculo del coeficiente de especie (K_e) agrupando las distintas especies por hidrozonas sólo es posible en los jardines de nueva construcción. En los que ya están establecidos, la mayoría, también se debe considerar un coeficiente de especie para el cálculo del coeficiente de jardín. Para ello, se deberán tener en cuenta las especies de cada sector de riego y considerar el coeficiente de las especies con mayor consumo de agua, y cubrir así las necesidades de todas las plantas que se vayan a regar al mismo tiempo. Esta opción no es la más adecuada para realizar un uso eficiente del agua, ya que las plantas con menores necesidades de agua recibirán más de la necesaria. Una posible solución es considerar un valor de K_e intermedio, siempre y cuando lo que interese sea mantener las plantas de mayor coeficiente de especie con vida pero con un aspecto visual inferior al óptimo.

Otra opción es clasificar las especies como de alta (H), moderada (M), baja (L) o muy baja (VL) necesidad de agua de riego. A cada clasificación le corresponde un rango de coeficiente de especie (K_e), valor numérico el cual está expresado como un porcentaje de la evapotranspiración de referencia (ET_0). Los coeficientes de especie son utilizados con valores de ET_0 para cuantificar las necesidades de agua de una especie. Dado que no se pueden asignar valores precisos de K_e (ya que estos deben ser determinados a partir de los experimentos de campo), se asignaron rangos de K_e a especies. Cada categoría de clasificación (H, M, L, VL) corresponde a un específico rango de K_e que varía de la siguiente manera:

- Alto (H): rango de $K_e = 0,7 - 0,9$

Especies evaluadas como de alta necesidad de agua de riego (H) necesitan entre el 70 y el 90% de ET_0 para mantenerse en buen estado en la región de interés.

- Moderado (M): rango de $K_e = 0,4 - 0,6$

Especies evaluadas como de moderada necesidad de agua de riego (M) necesitan entre el 40 y el 60% de ET_0 para mantenerse en buen estado en la región de interés.

- Bajo (L): rango de $K_e = 0,1 - 0,3$

Especies evaluadas como de baja necesidad de agua de riego (L) necesitan entre el 10 y el 30% de ET_0 para mantenerse en buen estado en la región de interés.

- Muy baja (VL): rango de K_e menor de 0,1

Especies evaluadas como de muy baja necesidad de agua de riego (VL) necesitan menos del 10% de ET_0 para mantenerse en buen estado en la región de interés.

Los rangos K_e asignados se extrapolan de los valores determinados para los cultivos agrícolas afines (por ejemplo, cítricos, nueces y cerezas) y ciertas especies paisaje (Pittenger, 1990 y Hartin, 1991).

Con el valor del coeficiente de jardín se pueden estimar las necesidades de agua para el riego de un jardín, a partir de la siguiente expresión: $ET_c = K_j \cdot ET_0$

1.6. BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO.

El agua, aunque se encuentra en un movimiento cíclico continuo, es cuantificable y debido a los requerimientos actuales del hombre, es necesario conocer con exactitud ese movimiento y definirlo, para aprovechar de forma racional los recursos hídricos y que no se modifiquen, de forma irreversible, los componentes que intervienen en el ciclo del agua.

El balance hídrico tiene por objeto cuantificar los recursos y volúmenes de agua del ciclo hidrológico de acuerdo con el axioma de Lavoisier: "*nada se crea ni se destruye, sólo se transforma*". Este axioma en dinámica de fluidos se conoce como la Ecuación de Continuidad. También permite establecer relaciones entre las distintas variables hidrológicas.

El establecimiento del balance hídrico en una región determinada permite obtener información sobre:

- El volumen anual de escurrimiento o excedentes.
- El período en el que se produce el excedente y por tanto la infiltración o recarga del acuífero.
- Período en el que se produce un déficit de agua o sequía y el cálculo de demanda de agua para riego en ese período.

Por medio de las precipitaciones atmosféricas (P_e) o del riego (R), llega agua a la superficie de la Tierra. Parte de estas precipitaciones se evapora en contacto con el aire o es absorbida por las plantas y después transpirada por las mismas, fenómeno de evapotranspiración (ET). El agua entonces sigue dos caminos: una parte fluye por la superficie de la corteza terrestre (escorrentía superficial, E) y otra parte se infiltra en el terreno (percolación profunda, P).

La Ecuación de Continuidad se basa en la diferencia que se produce entre las entradas (precipitación o riego) y las salidas de agua (evapotranspiración, escorrentía superficial y percolación profunda), lo que se traduce en el balance de humedad en el volumen del suelo considerado (ΔH).

Por tanto, las necesidades de agua cubiertas por el riego (N_R) se pueden calcular de forma indirecta mediante el siguiente balance (Jensen, *et al.* 1990):

$$N_R = (N_{ET} - N_E - N_P - \Delta H) + N_{P_e}, \quad (2.26.)$$

donde

N_{ET} = necesidades de agua para cubrir las pérdidas de agua por ET , que se calcularán mediante la ecuación $K_j \cdot ET_0$.

N_E = necesidades de agua para cubrir las pérdidas de agua por escorrentía superficial.

N_P = necesidades de agua para cubrir las pérdidas de agua por percolación profunda.

N_{P_e} = necesidades de agua cubiertas por precipitación efectiva.

ΔH = variación del contenido de agua en el suelo.

De forma directa, la simple lectura de un lisímetro (Jensen *et al.*, 1990) nos permite medir la ET por la pérdida de peso registrada en el sistema (Tanner, 1967; McIlroy, 1972). Un lisímetro es un dispositivo que contiene un volumen conocido de suelo en el que vegetan plantas y que puede ser aislado hidrológicamente del suelo circundante, del que debe ser representativo. La precisión obtenida (0,05 mm) le convierte en la técnica potencialmente más exacta en la actualidad. Además, permite la comprobación de los métodos micrometeorológicos y el calibrado de las fórmulas empíricas, siendo más apropiado para las medidas de ET que para las de ET_0 .

El contenido de humedad en el suelo se puede determinar de forma indirecta utilizando aparatos específicos como los tensiómetros, los bloques de yeso, las sondas Time Domain Reflectometry, etc. Los diferentes métodos indirectos se basan en la relación de las propiedades físicas del suelo que, en función de su contenido de humedad, proporcionan distintos valores. Se establece en ellos una relación entre la humedad del suelo y una determinada propiedad (por ejemplo la tensión, la conductividad, la resistencia, etc.).

2. OBJETIVOS.

Los objetivos de este trabajo son:

1. Evaluar los modelos matemáticos de cálculo de la evapotranspiración, utilizando, como criterio de comparación para las ecuaciones empíricas seleccionadas, la ecuación de Penman-Monteith (siguiendo la recomendación de la FAO). Dicha evaluación y comparación de las ecuaciones seleccionadas se realiza con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación y con los valores de los coeficientes de cada variable localmente recalibrados. Finalmente, se discute y se examina la completa aplicabilidad de las ecuaciones seleccionadas y su capacidad predictiva para la región estudiada.
2. Obtener un balance de humedad en el suelo a partir de:
 - Los valores de ET_0 calculados.
 - El valor de humedad del suelo obtenido a partir de las sondas instaladas en el jardín de la U.P.V.
 - El volumen de riego aportado, y
 - La precipitación efectiva.
3. Establecer un K_j en césped, que relacione la ET_0 y la ET_c .

3. MATERIAL Y MÉTODOS.

3.1. CÁLCULO DE LA ET₀.

El estudio se realizó para el período de años de 2010 a 2013 a partir de los datos climáticos obtenidos en el observatorio meteorológico de la Universidad Politécnica de Valencia.

La estación meteorológica de la Universidad Politécnica de Valencia se encuentra a una latitud de 39° 40' E, a una longitud de 0° 22' y a una altitud de 11 m.

Se midieron las siguientes variables climáticas:

- Radiación extraterrestre (R_a) máxima, mínima y media, en $w \cdot m^{-2}$.
- Temperatura máxima, mínima y media, en °C.
- Humedad relativa máxima, mínima y media, en %.
- Velocidad del viento (u_2), en $m \cdot s^{-1}$, considerando la altura del anemómetro de 6,6m.

Los promedios mensuales de los principales parámetros climáticos se resumen en la Tabla 3.1.

| MES | Temperatura (°C) | Humedad relativa (%) | Déficit de presión de vapor (KPa) | Velocidad del viento ($m s^{-1}$) | Radiación solar ($MJ m^{-2} día^{-1}$) | Radiación neta ($MJ m^{-2} día^{-1}$) | Diferencia de temperatura (°C) |
|------------|---------------------|----------------------------|--|---|--|---|---|
| Enero | 11,93±1,04 | 62,91±6,31 | 0,68±0,14 | 1,10±0,37 | 7,22±0,84 | 2,15±0,07 | 9,39±1,07 |
| Febrero | 11,71±1,40 | 56,25±4,09 | 0,76±0,05 | 1,42±0,59 | 10,46±1,44 | 3,96±0,23 | 9,56±1,31 |
| Marzo | 13,69±0,87 | 65,04±4,08 | 0,72±0,10 | 1,47±0,67 | 12,92±1,49 | 6,61±0,50 | 9,30±1,22 |
| Abril | 16,34±0,80 | 70,06±6,81 | 0,77±0,15 | 1,30±0,48 | 15,92±0,89 | 9,16±0,43 | 9,35±0,64 |
| Mayo | 19,33±1,10 | 68,11±5,01 | 0,96±0,10 | 1,15±0,21 | 18,50±0,82 | 11,23±0,37 | 9,86±0,64 |
| Junio | 22,74±0,92 | 72,79±4,20 | 1,00±0,10 | 1,15±0,29 | 19,89±0,54 | 12,53±0,31 | 9,10±0,27 |
| Julio | 25,80±0,45 | 74,91±1,15 | 1,10±0,07 | 1,16±0,38 | 19,09±0,83 | 12,26±0,47 | 8,20±0,47 |
| Agosto | 26,30±0,57 | 75,50±3,99 | 1,13±0,18 | 0,97±0,21 | 16,62±0,95 | 10,55±0,49 | 8,36±0,42 |
| Septiembre | 23,83±0,34 | 71,97±2,28 | 1,11±0,05 | 0,87±0,16 | 14,92±0,54 | 8,42±0,48 | 8,82±0,48 |
| Octubre | 20,25±1,44 | 69,14±2,55 | 0,98±0,08 | 0,74±0,07 | 12,42±1,34 | 5,81±0,69 | 8,97±0,73 |
| Noviembre | 15,45±0,56 | 65,55±10,81 | 0,78±0,19 | 1,06±0,32 | 7,63±1,08 | 2,67±0,11 | 8,41±0,93 |
| Diciembre | 12,48±1,04 | 63,64±1,07 | 0,67±0,07 | 0,88±0,17 | 6,44±0,47 | 1,67±0,06 | 9,29±0,43 |

Tabla 3.1: Medias mensuales \pm error estándar de las principales variables climáticas obtenidas del observatorio meteorológico del Campus de la Universidad Politécnica de Valencia (2010 – 2013).

A partir de los datos climáticos, se ha calculado la ET₀ utilizando los métodos de cálculo siguientes:

- A) Método Penman-Monteith versión FAO-56 (Allen *et al.*, 1998), ecuación 2.2. (Introducción)
- B) Método Hargreaves (1975), ecuación 2.15. (Introducción).
- C) Método Hargreaves (1985), ecuación 2.16. (Introducción).
- D) Método de Samani (2000), ecuación 2.17. (Introducción).
- E) Método de Priestley y Taylor (1972), ecuación 2.18. (Introducción).

Una vez se ha calculado la ET₀ con los métodos anteriores, se proponen una serie de métodos alternativos a éstos con modificaciones en sus principales coeficientes. Para la estimación de estos nuevos coeficientes se realizó una recalibración entre los valores de la ET₀ obtenidos con el método de Penman-Monteith y los valores de las variables climáticas intervinientes en cada modelo, aplicando un ajuste no lineal para cada modelo estudiado. Los modelos propuestos se indican en la tabla 3.2. Los modelos matemáticos se han obtenido aplicando valores diarios de las variables climáticas intervinientes en cada modelo y, también, con valores medios para cada mes.

| Categoría | Referencia | Ecuación |
|------------------------|---------------------------|--|
| Métodos de Temperatura | Hargreaves (1975) | $ET_{Har1} = A \cdot R_s \cdot (T_m + 17,8)$ |
| | | $ET_{Har1} = A \cdot R_s \cdot (T_m + B)$ |
| | Hargreaves (1985) | $ET_{Har2} = A \cdot R_a \cdot (T_m + 17,8) \cdot \Delta T^{1/2}$ |
| | | $ET_{Har2} = A \cdot R_a \cdot (T_m + B) \cdot \Delta T^{1/2}$ |
| Método de Radiación | Samani (2000) | $ET_{Sam} = 0,0135 \cdot (C \cdot R_a \cdot \Delta T^{1/2}) \cdot (T_m + 17,8)$ $C = (a_1 \cdot \Delta T^2) + (a_2 \cdot \Delta T) + a_3$ |
| | Priestley & Taylor (1972) | $\lambda ET_{Priest} = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (R_n - G)$ |
| | | $\lambda ET_{Priest} = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right)^B \cdot (R_n - G)^C$ |

Tabla 3.2: Modelos propuestos para el cálculo de la evapotranspiración.

3.2. BALANCE DE HUMEDAD DEL SUELO. UTILIZACIÓN DE SONDAS.

Con el objeto de testar la validez de los valores de ET_0 obtenidos, se pretende compararlos de forma práctica con los datos de humedad medidos en el jardín de la Universidad Politécnica de Valencia.

La técnica de medición utilizada como apoyo para medir la humedad en el suelo del jardín de la U.P.V. es la sonda de tipo FDR (Frequency Domain Reflectometry), instrumental que permite obtener gran cantidad de registros precisos y de manera inmediata. El método FDR incluye el suelo como parte de un condensador, de tal forma que midiendo su capacitancia se obtiene la constante dieléctrica del suelo y por tanto, su contenido de agua (Paltineanu y Starr, 1997).

Primeramente, mediante la utilización de una sonda tipo FDR a tres profundidades (10, 30 y 50 cm), se obtuvieron los siguientes valores de humedad en el suelo para el período del 15 de julio al 31 de diciembre de 2013:

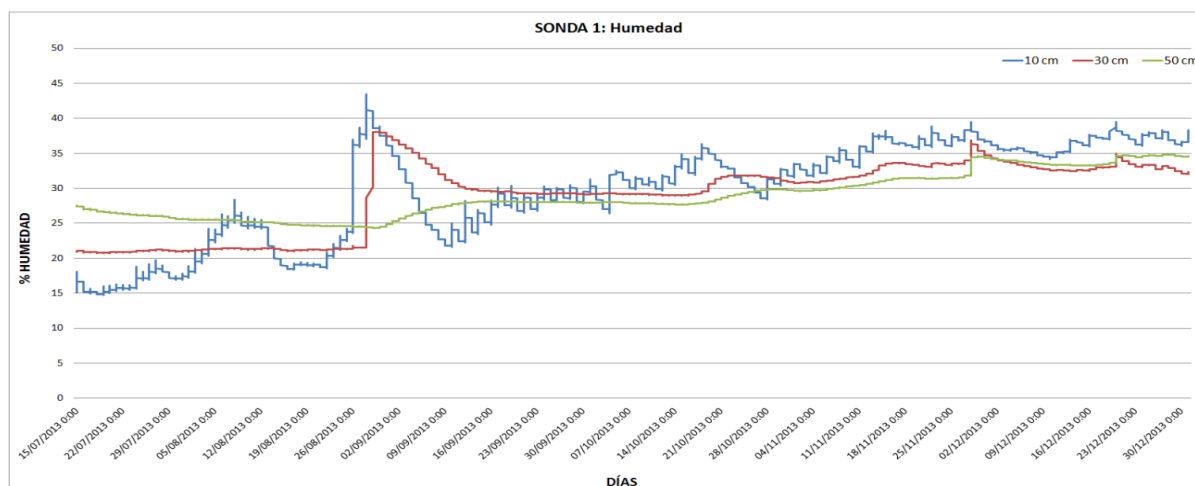


Figura 3.1: Humedad en suelo medida por la sonda FDR a tres profundidades.

Los valores de humedad de la sonda a 50 cm se descartaron, ya que las raíces del césped no llegan a dicha profundidad. El valor de humedad considerado fue un promedio ponderado del valor obtenido con las sondas a 10 y a 30 cm.

En los puntos donde se disponen las sondas, se ha obtenido la textura del suelo de diversas profundidades mediante el procedimiento adaptado de la norma UNE 103-102 "Análisis granulométrico de suelos finos por sedimentación. Método del densímetro". Para determinar la textura, a parte del citado densímetro, se han empleado probetas graduadas, un termómetro, una batidora, una varilla de agitación y hexametáfosfato sódico como dispersante. Los resultados del ensayo proporcionan los diferentes porcentajes de arcilla, limo y arena del suelo estudiado. Empleando estas proporciones se obtienen las clases texturales que se detallan a continuación:

| Muestra | m _{sh} /g | %Humedad | %Arcilla | %Limo | %Arena | Clase |
|--------------|--------------------|----------|----------|-------|--------|----------------|
| Sonda3_10 cm | 20.120 | 0.02 | 16.14 | 28.91 | 54.95 | Franco arenoso |
| Sonda3_30 cm | 20.120 | 0.02 | 18.34 | 21.62 | 60.05 | Franco arenoso |
| Sonda3_50 cm | 20.200 | 0.02 | 21.36 | 48.59 | 30.05 | Franco |

Tabla 3.3: Clases texturales de suelo en función de su contenido en arcilla, limo y arena.

Adicionalmente y a partir del triángulo de clasificación de suelos y las ecuaciones propuestas por Saxton y Rawls (2006) y utilizadas por el USDA (United States Department of Agriculture), se obtienen los valores del punto de marchitez (12% Vol.), capacidad de campo (24% Vol.) y saturación (44% Vol.); estos valores se consideran meramente orientativos.

Para conocer la especie de césped utilizada en la zona de nuestro ensayo, se comprobó sobre el terreno que la especie de césped era una mezcla básica de cespitosas compuesta por *Cynodon dactylon*, *Festuca arundinacea*, *Pennisetum clandestinum* y *Poa annua*, con K_e de 0'2, 0'5, 0'2 y 0'7 respectivamente (Avila *et al.*, 2004; Monje, 2006); de forma general Costello *et al.* (2000) considera un K_e de 0'6 para césped de estación cálida.

Para conocer el volumen de riego aportado se realizó un ensayo de pluviometría en el jardín de la U.P.V.

Como método de riego se utilizó el riego por aspersión, con un marco de aspersión de 12 x 12. Se utilizaron aspersores modelo tipo SUPERPRO de Safe Rain. Son aspersores de turbina emergente cuya curva característica es la siguiente: $q = 0,5593 \cdot H^{0,5275}$, siendo H la presión en KPa. Por otra parte, la curva de los aspersores que relaciona el alcance R con la presión es la siguiente: $R = 5,7533 \cdot H^{0,1158}$.

El ensayo de pluviometría se realizó un día sin viento. Se dispusieron 49 pluviómetros separados entre sí a 30 cm (matriz 7x7) y se regó la zona durante 15 minutos. A partir de dicho ensayo se obtuvo el volumen de pluviometría (pesando los pluviómetros en una balanza) y la dosis de riego aplicada en el jardín.

A partir de los datos de precipitación diarios obtenidos de la estación meteorológica de la U.P.V., se calculó la precipitación efectiva, que es aquella fracción de la precipitación total que es aprovechada por las plantas, y que depende de múltiples factores como pueden ser la intensidad de la precipitación o la aridez del clima, y también de otros como la inclinación del terreno, contenido en humedad del suelo o velocidad de infiltración. Los métodos de cálculo de la precipitación efectiva son muy numerosos (Dastane, 1974). En el presente trabajo se utiliza la siguiente expresión: $P_e = 0,75 \times P_T - 5$, siendo P_T la precipitación total (mm). De este modo y para climas secos, se considera que las lluvias inferiores a 5 mm no añaden humedad a la reserva del suelo. Así, si la precipitación es inferior a 5 mm se considera una precipitación efectiva nula. Y por otro lado, sólo un 75% de la lluvia sobre los 5 mm se puede considerar efectiva.

Con los datos obtenidos de ET_0 de Penman-Monteith, la dosis de riego en el jardín y la precipitación efectiva se calculó el contenido de humedad del suelo mediante el balance de humedad $\Delta H = (N_{PE} + N_R) - (N_{ET} + N_E + N_P)$, ecuación 2.26. (Introducción).

Por último, se compararon los datos de humedad obtenidos con las sondas FDR y los datos obtenidos con el balance de humedad y se ajustaron ambos contenidos de humedad multiplicando las N_{ET} por un valor, que resultó ser el coeficiente de jardín (K_j).

El ajuste preciso de estos valores sería uno de los trabajos futuros a proponer a partir de este cálculo.

3.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO.

Los valores de ET_0 diarios y promedios mensuales obtenidos utilizando los métodos de Hargreaves, Samani y Priestley & Taylor se analizaron estadísticamente para buscar relaciones con el método de referencia Penman-Monteith FAO-56, así como para obtener una mejora de dichos modelos alternativos.

Para los análisis estadísticos se utilizó el programa Statgraphics Centurion X64.

Las herramientas estadísticas básicas empleadas fueron el análisis de la varianza (ANOVA) y los modelos de regresión. Mediante el análisis de la varianza determinamos si una variable es significativa o no. Para ello comparamos la Suma de Cuadrados (SC) asociada a cada variable con la SC_{residual} . Para llevar a cabo dicha comparación cada Suma de Cuadrados se divide por sus grados de libertad, obteniéndose unos estadísticos a los que se denomina Cuadrados Medios (El CM_{total} no es más que la varianza de los datos).

El CM_{residual} es una estimación de la varianza σ^2 existente en las poblaciones muestreadas.

El programa Statgraphics proporciona directamente los datos de CM_{efecto} y CM_{residual} .

Para ver si el CM de una variable es significativamente mayor que el CM_{residual} , lo que implicaría la existencia de un efecto real a nivel poblacional, se comprueba si el cociente $CM_{\text{efecto}}/CM_{\text{residual}}$ (al que se denomina F-ratio) es demasiado elevado para ser una F de Fisher con los grados de libertad correspondientes.

La variable tendrá un efecto significativo si dicha probabilidad es baja menor que 0,05 si se opera con un riesgo de 1ª especie del 5%, o menor que 0,01 si se trabaja con un riesgo del 1%.

Por otra parte, los Modelos de Regresión Lineal permiten analizar la posible relación existente entre la pauta de variabilidad de una variable aleatoria y los valores de una o más variables (aleatorias o no) de las que la primera depende, o puede depender. En este trabajo se han utilizado los modelos de regresión lineal simple y de regresión no lineal.

En el modelo de regresión lineal simple tenemos una variable aleatoria Y, que en nuestro estudio es la ET_0 , cuya distribución puede depender de otra variable X. Dicho modelo asume que la distribución condicional de Y (x_i) es una variable aleatoria cuya varianza σ^2 no depende de x, pero cuya media es una función lineal $\alpha + \beta x_i$, de dicho valor

$$E(Y/X = x_i) = \alpha + \beta x$$

$$\sigma^2(Y/X = x_i) = \sigma^2 \text{ (constante)}$$

Los modelos de regresión no lineal se utilizan para poder considerar en el modelo efectos más generales, ya que en muchos casos relaciones de tipo más general pueden aproximarse satisfactoriamente a partir de funciones de tipo polinómico en las que además de x_i aparezcan sus cuadrados (o incluso, aunque no suele ser necesario, potencias de orden más elevado).

La variabilidad total de la variable dependiente Y en el conjunto de las N observaciones viene medida por:

$$SC_{\text{Total}} = \sum_{j=1}^{j=N} (y_j - \bar{y})^2$$

y tiene N-1 grados de libertad.

Parte de esta variabilidad es debida a las variables explicativas X_1, \dots, X_l . Esta parte explicada por dichas variables tiene l grados de libertad.

El resto será recogido en los residuos e_j , viniendo medida su magnitud por la Suma de Cuadrados Residual:

$$SC_{\text{Residual}} = \sum_{j=1}^{j=N} e_j^2$$

que tendrá (N-1) – l grados de libertad.

La diferencia: $SC_{\text{Explicada}} = SC_{\text{Total}} - SC_{\text{Residual}}$, es la parte de la variabilidad Y asociada a las variables explicativas.

El Coeficiente de Determinación R^2 se define como el cociente: $R^2 = \frac{SC_{\text{Explicada}}}{SC_{\text{Total}}}$

que lógicamente estará comprendido entre 0 y 1. Cuanto más cercano a 1 sea este coeficiente, mayor parte de la variabilidad constatada de Y estará asociada a las variables explicativas incluidas en el modelo.

Cuando las variables explicativas X_i son todas aleatorias, la raíz cuadrada positiva R de R^2 es el coeficiente de correlación múltiple entre Y y el conjunto de las X_i .

4. RESULTADOS.

4.1. COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON LOS VALORES ORIGINALES DE SUS CONSTANTES.

En la primera fase del estudio, la evapotranspiración diaria y la evapotranspiración mensual del método Penman-Monteith (ecuación 2.2.) y de los cuatro métodos alternativos (ecuaciones 2.15., 2.16., 2.17. y 2.18.) fueron calculadas con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación.

Las correlaciones entre las distintas variables climáticas utilizadas en este estudio y los valores estimados de la ET_0 mensual y diaria se indican en las tablas 4.1. y 4.2., respectivamente.

| Variable | R_a | R_s | HR | u^2 | T_m | ΔT | ET_{Priest} | ET_{Har1} | ET_{Har2} | ET_{Sam} | ET_{Pen} |
|---------------|--------|--------|--------|-------|---------|------------|---------------|-------------|-------------|------------|------------|
| R_a | 1 | | | | | | | | | | |
| R_s | 0,97** | 1 | | | | | | | | | |
| HR | 0,57** | 0,53** | 1 | | | | | | | | |
| u^2 | 0,10 | 0,05 | -0,30 | 1 | | | | | | | |
| T_m | 0,74** | 0,76** | 0,72 | -0,17 | 1 | | | | | | |
| ΔT | -0,08 | 0,03 | -0,48 | -0,03 | -0,37** | 1 | | | | | |
| ET_{Priest} | 0,98** | 0,97** | 0,65** | 0,01 | 0,85** | -0,14 | 1 | | | | |
| ET_{Har1} | 0,95** | 0,97** | 0,63** | -0,02 | 0,88** | -0,11 | 0,99** | 1 | | | |
| ET_{Har2} | 0,98** | 0,97** | 0,62** | 0,01 | 0,84** | -0,10 | 0,99** | 0,99** | 1 | | |
| ET_{Sam} | 0,98** | 0,96** | 0,64** | 0,03 | 0,86** | -0,17 | 0,99** | 0,98** | 0,64** | 1 | |
| ET_{Penm} | 0,96** | 0,96** | 0,51** | 0,21 | 0,81** | -0,11 | 0,97** | 0,97** | 0,97** | 0,97** | 1 |

Tabla 4.1: Matriz de correlación entre las distintas variables climáticas y los valores estimados de ET_0 mensual (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente).

| Variable | R_a | R_s | HR | u^2 | T_m | ΔT | ET_{Priest} | ET_{Harg1} | ET_{Harg2} | ET_{Sam} | ET_{Pen} |
|---------------|--------|--------|---------|---------|--------|------------|---------------|--------------|--------------|------------|------------|
| R_a | 1 | | | | | | | | | | |
| R_s | 0,77** | 1 | | | | | | | | | |
| HR | 0,29** | 0,07** | 1 | | | | | | | | |
| u^2 | 0,05 | -0,03 | -0,31** | 1 | | | | | | | |
| T_m | 0,70** | 0,59** | 0,31** | -0,03 | 1 | | | | | | |
| ΔT | -0,03 | 0,20** | -0,29** | -0,20** | -0,02 | 1 | | | | | |
| ET_{Priest} | 0,92** | 0,87** | 0,30** | -0,01 | 0,79** | 0,02 | 1 | | | | |
| ET_{Har1} | 0,81** | 0,92** | 0,15** | -0,01 | 0,76** | 0,18** | 0,91** | 1 | | | |
| ET_{Har2} | 0,91** | 0,77** | 0,22** | -0,02 | 0,79** | 0,23** | 0,91** | 0,86** | 1 | | |
| ET_{Sam} | 0,94** | 0,75** | 0,28** | 0,02 | 0,83** | 0,07** | 0,92** | 0,85** | 0,95** | 1 | |
| ET_{Pen} | 0,83** | 0,80** | -0,01 | 0,31** | 0,72** | 0,04 | 0,89** | 0,82** | 0,82** | 0,83** | 1 |

Tabla 4.2: Matriz de correlación entre las distintas variables climáticas y los valores estimados de ET_0 diaria (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente).

La tabla 4.1. muestra que se han obtenido correlaciones muy positivas y e.s. ($P < 0,01$) entre las variables R_a , R_s y T_m , y los valores mensuales de ET_{Priest} , ET_{Harg1} , ET_{Harg2} , ET_{Sam} y ET_{Pen} , mientras que la correlación entre la variable u_2 y las variables HR, T_m , ΔT , es negativa. También se han obtenido correlaciones negativas entre todos los valores mensuales estimados de ET y la ΔT .

En la tabla 4.2. se observa que se han obtenido correlaciones muy positivas y e.s. ($P < 0,01$) entre las variables R_a , R_s y T_m , y entre los valores diarios de ET_{Priest} , ET_{Harg1} , ET_{Harg2} , ET_{Sam} y ET_{Pen} . Mientras que entre la variable ΔT y las variables HR y u_2 se obtienen correlaciones negativas y e.s. ($P < 0,01$). También se puede observar que existe una correlación negativa entre la variable u_2 y los valores diarios de ET_{Priest} , ET_{Harg1} y ET_{Harg2} .

En la figura 4.1. se muestran los valores de evapotranspiración mensual calculados a partir de los métodos alternativos comparados con los valores calculados con el método de Penman-Monteith. Una comparación visual muestra que el valor de $\alpha = 1,26$ en la ecuación de Priestley-

Taylor 2.18. (Introducción) parece demasiado elevado para la región, mientras que las otras tres ecuaciones empíricas funcionan bastante bien con los valores originales de las constantes.

Para obtener una comparación más cuantitativa, las correlaciones estimadas entre los cuatro métodos alternativos y el método de Penman-Monteith fueron analizadas usando una ecuación de regresión lineal: $Y = mX + c$, donde Y representa la ET calculada con la Ecuación de Penman-Monteith 2.2.(Introducción) y X es la ET estimada a partir de los cuatro métodos mencionados anteriormente, y m y c son constantes que representan la pendiente y la intersección de la ecuación de regresión, respectivamente. Los resultados de las ecuaciones de regresión junto con el coeficiente de correlación (r) se presentan en las figuras 4.2 y 4.5.

En relación a la ET mensual (figura 4.2), cuando se refiere a los valores del coeficiente de correlación r , el método de Priestley-Taylor tiene el más alto con $r = 0,9730$ y el método Hargreaves-1, tiene el valor más bajo con $r = 0,9691$. En cuanto a la pendiente de las ecuaciones de regresión, el método de Hargreaves-1 resultó con una pendiente cercana a la unidad (0,8631).

En la figura 4.4 se muestran los valores de evapotranspiración diaria calculados a partir de los métodos alternativos comparados con los valores calculados con el método de Penman-Monteith. Se observa nuevamente que el valor de $\alpha = 1,26$ en la ecuación de Priestley-Taylor 2.18. (Introducción) parece demasiado elevado para la región, mientras que las otras tres ecuaciones empíricas funcionan bastante bien con los valores originales de las constantes.

Respecto a la ET diaria (figura 4.5), el método de Priestley-Taylor tiene el valor del coeficiente de correlación más alto con 0,8862 y el método de Hargreaves-2 presenta el valor más bajo con $r = 0,8191$. Y en relación a la pendiente de las ecuaciones de regresión, el método de Samani tiene la pendiente más cercana a la unidad (0,7918).

Con el fin de comprobar la estacionalidad de los errores de cálculo, se calcularon los promedios de los valores medios mensuales de ET en los años del 2010 al 2013 a partir de los cuatro métodos alternativos y se compararon con el valor estimado mediante el método Penman-Monteith (figura 4.3). Puede verse que: los métodos de Hargreaves-1, Hargreaves-2 y Samani siguieron la misma tendencia que el método de Penman-Monteith; los métodos de Hargreaves-2 y de Samani sobreestiman la evapotranspiración en los meses de marzo a noviembre. Las estimaciones con el método de Hargreaves-1 mostraron diferencias con el método de Penman-Monteith, es decir, se sobreestima la evapotranspiración en los meses de mayo a octubre y se subestima en los meses de enero, febrero, marzo, abril, noviembre y diciembre; por último, se observa que el valor de $\alpha = 1,26$ en Priestley-Taylor es demasiado alto.

4.2. RECALIBRACIÓN DE LOS MÉTODOS UTILIZADOS.

Los resultados presentados en la sección anterior demuestran que es necesario recalibrar las constantes implicadas en algunas ecuaciones. Con el fin de ver si se pueden obtener mejoras en los valores de los parámetros que intervienen en las cuatro ecuaciones empíricas alternativas, éstas fueron recalibradas contra el método de Penman-Monteith utilizando el criterio del error de mínimos cuadrados, tanto para datos mensuales como para datos diarios de evapotranspiración. ET, Penm va a ser la evapotranspiración calculada por el método Penman-Monteith, y ET, Comp la evapotranspiración calculada por los otros cuatro métodos, la cual es función de los parámetros del modelo. El objetivo de la función puede ser expresada como:

$$OF = \sum (ET, Penm - ET, Comp)^2 = \text{mínimos cuadrados SSQ} , \quad (2.26.)$$

donde la suma es sobre el número de observaciones.

Las tablas 4.3 y 4.4 muestran los valores de los parámetros originales y los valores adoptados después de la recalibración para cada ecuación alternativa.

La primera mejora que se realiza mediante la recalibración es la reducción del valor de la constante de $\alpha = 1,26$ en la ecuación de Priestley-Taylor a un nuevo valor optimizado: 0,5043 y 0,5008 para valores mensuales y para valores diarios de ET respectivamente.

Para valores mensuales de ET, en la tabla 4.3 se puede comprobar que el método que presenta el coeficiente de determinación R^2 más elevado es el de Hargreaves-2 (0,9509), utilizando la recalibración de los parámetros A, B y C.

Para valores diarios de ET, en la tabla 4.4 se puede observar que el método con R^2 más elevada es el de Priestley-Taylor (0,7809) utilizando la recalibración de los parámetros α , B y C de la ecuación.

La evapotranspiración potencial mensual de los cuatro métodos alternativos con los parámetros recalibrados fue comparada con los valores de Penman-Monteith (figuras 4.6 y 4.7) de la misma manera que en el apartado 4.1. La comparación de las figuras 4.1 y 4.2 con las figuras 4.6 y 4.7 revela que: (1) utilizando la recalibración de los valores constantes de A y B en el método Hargreaves-1 (1975), mejora el coeficiente de correlación de 0,9691 a 0,9729. (2) El método Hargreaves-2 (1985) mejora ligeramente cuando se utilizan los valores A, B y C recalibrados. (3) Los resultados del método de Samani permanecen prácticamente invariables. (4) Se logra una importante mejora en el método de Priestley y Taylor cuando se utilizan las constantes α , B y C recalibradas.

Las figuras 4.8 y 4.9 muestran la evapotranspiración potencial diaria de los cuatro métodos alternativos con los parámetros recalibrados comparada con los valores de la evapotranspiración de Penman-Monteith. Si comparamos las figuras 4.4 y 4.5 con las figuras 4.8 y 4.9 se puede observar que: (1) el método Hargreaves-2 mejora su coeficiente de correlación de 0,819 a 0,851 utilizando los parámetros A, B y C recalibrados; (2) Los resultados del método de Hargreaves-1 prácticamente no varían; (3) El método de Samani mejora ligeramente; (4) Y en relación con el método de Priestley-Taylor, se obtiene una mejora respecto a la pendiente y a la intersección de la ecuación de la recta de regresión, ya que el valor de la pendiente es cercano a la unidad (0,9734) y la intersección cercana a cero (0,0508).

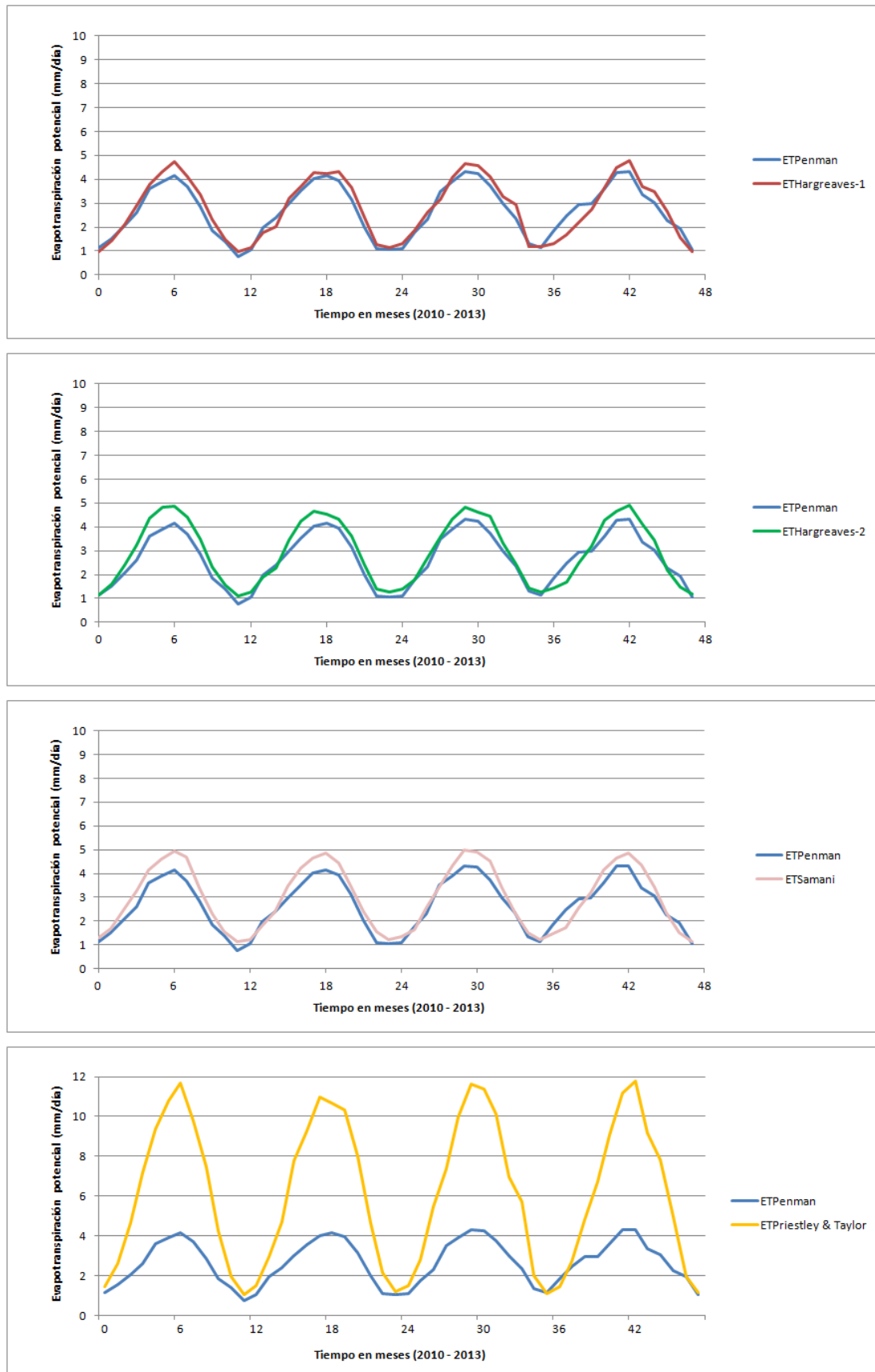


Figura 4.1: Gráficos de la evapotranspiración potencial mensual calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación.

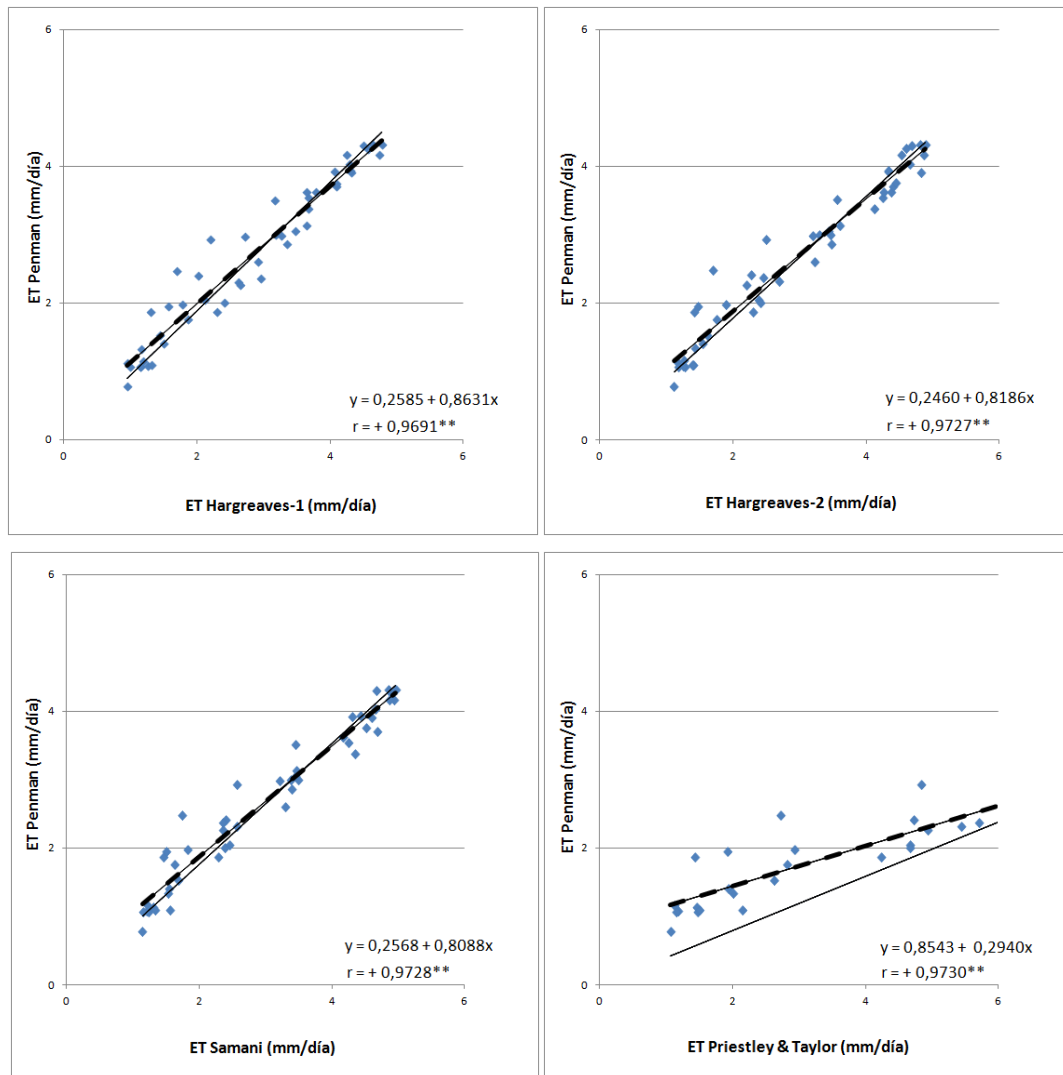


Figura 4.2: Evapotranspiración potencial mensual estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación (*, **: nivel de significación, $P < 0,05$ y $P < 0,01$, respectivamente).

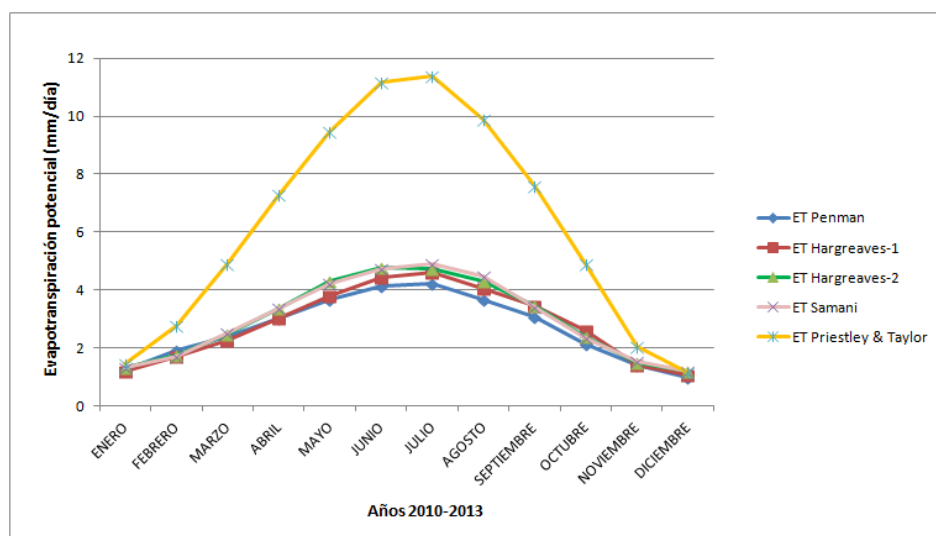


Figura 4.3: Comparación de la media mensual de la evapotranspiración potencial calculada con el método Penman-Monteith y los cuatro métodos empíricos alternativos con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación.

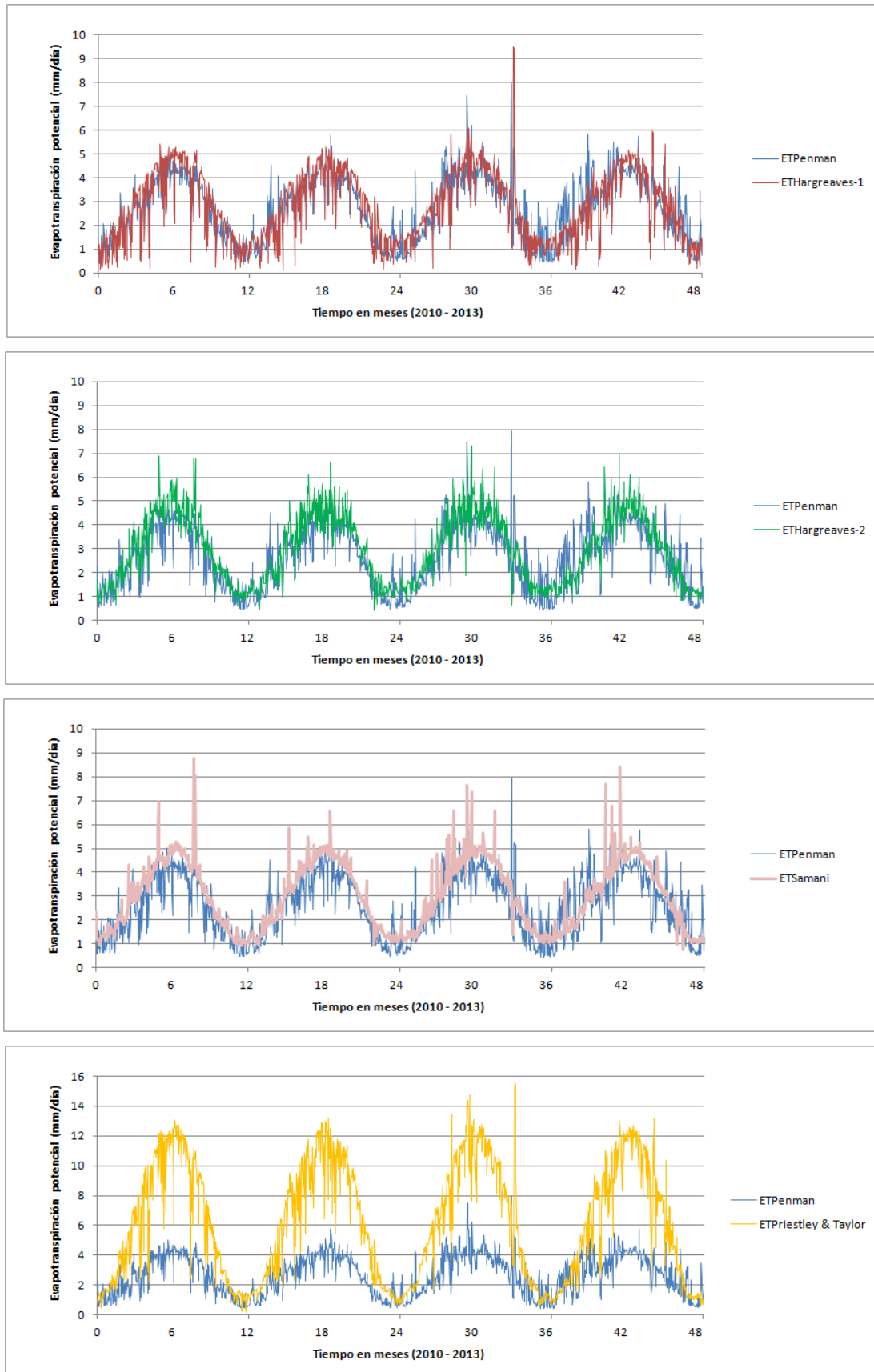


Figura 4.4: Gráficos de la evapotranspiración potencial diaria calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación.

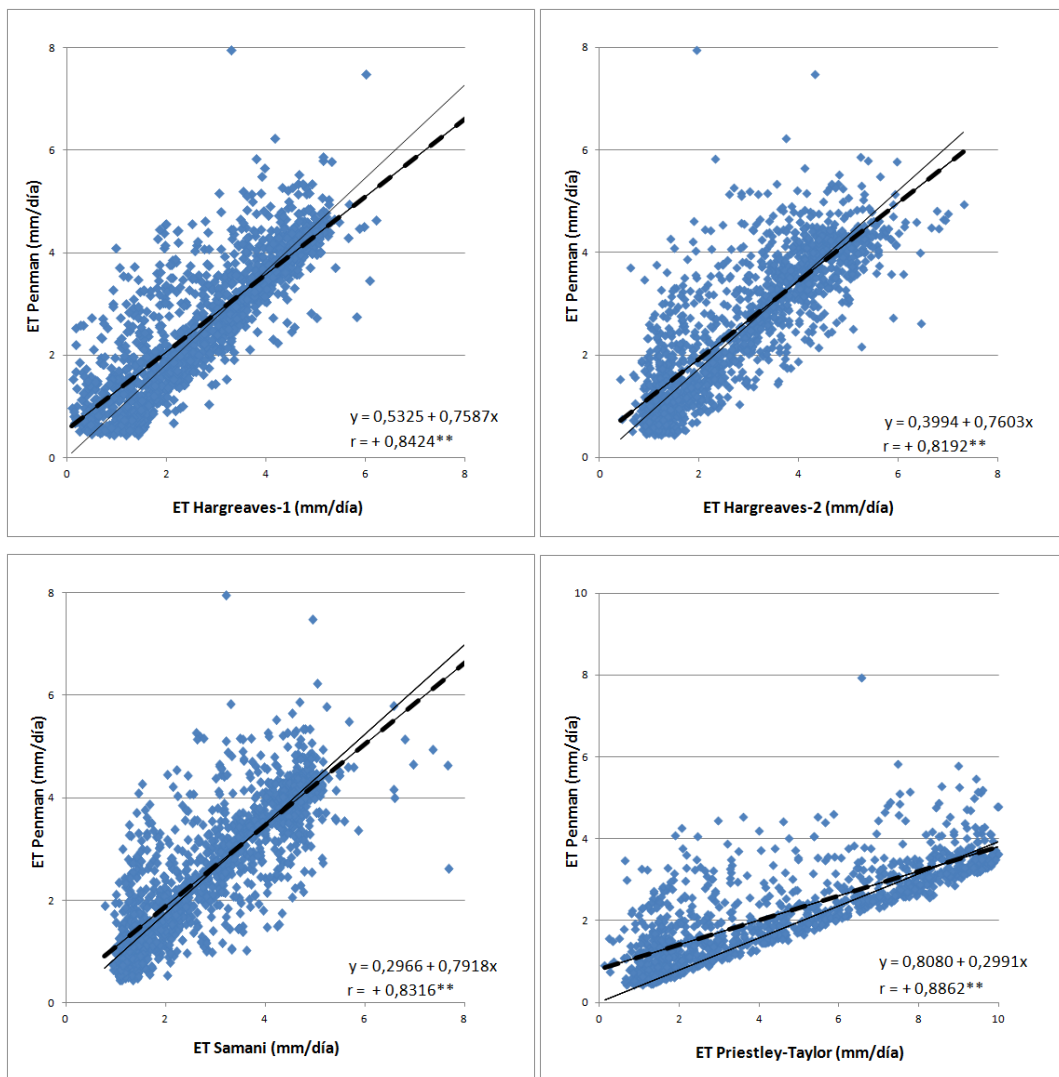


Figura 4.5: Evapotranspiración potencial diaria estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores originales de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$).

| Categoría | Referencia | Ecuación | Valores de los parámetros | | | |
|------------------------|---------------------------|--|--|--|----------------|--------------|
| | | | Original | Recalibrado | R ² | Probabilidad |
| Métodos de Temperatura | Hargreaves (1975) | $ET = A \cdot R_s \cdot (T_m + 17,8)$ | A = 0,0135 | A = 0,0127 | 0,9303 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_s \cdot (T_m + B)$ | A = 0,0135 B = 17,8 | A = 0,0076 B = 43,7209 | 0,9466 | < 0,00001 |
| | Hargreaves (1985) | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + 17,8) \cdot \Delta T^{1/2}$ | A = 0,0023 | A = 0,0020 | 0,9413 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + B) \cdot \Delta T^{1/2}$ | A = 0,0023 B = 17,8 | A = 0,0015 B = 30,0078 | 0,9472 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + B) \cdot \Delta T^C$ | A = 0,0023 B = 17,8 C = 0,5 | A = 0,0026 B = 38,8791 C = 0,1833 | 0,9509 | < 0,00001 |
| | Samani (2000) | $ET = 0,0135 \cdot (C \cdot R_a \cdot \Delta T^{1/2}) \cdot (T_m + 17,8)$ $C = (a_1 \cdot \Delta T^2) + (a_2 \cdot \Delta T) + a_3$ | a ₁ = 0,00185 a ₂ = - 0,0433 a ₃ = 0,4023 | a ₁ = 0,00094 a ₂ = - 0,0181 a ₃ = 0,2362 | 0,9417 | < 0,00001 |
| Método de Radiación | Priestley & Taylor (1972) | $\lambda ET = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) \cdot (R_n - G)$ | $\alpha = 1,26$ | $\alpha = 0,5043$ | 0,7875 | < 0,00001 |
| | | $\lambda ET = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)^B \cdot (R_n - G)^C$ | $\alpha = 1,26$ B = 1 C = 1 | $\alpha = 0,9945$ B = 0,5123 C = 0,6269 | 0,9410 | < 0,00001 |

Tabla 4.3: Comparación de los valores de los parámetros de las ecuaciones antes y después de la recalibración, para valores mensuales de evapotranspiración.

| Categoría | Referencia | Ecuación | Valores de los parámetros | | | |
|------------------------|---------------------------|--|--|--|----------------|--------------|
| | | | Original | Recalibrado | R ² | Probabilidad |
| Métodos de Temperatura | Hargreaves (1975) | $ET = A \cdot R_s \cdot (T_m + 17,8)$ | A = 0,0135 | A = 0,0123 | 0,6936 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_s \cdot (T_m + B)$ | A = 0,0135 B = 17,8 | A = 0,0108 B = 23,0782 | 0,6948 | < 0,00001 |
| | Hargreaves (1985) | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + 17,8) \cdot \Delta T^{1/2}$ | A = 0,0023 | A = 0,0020 | 0,6753 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + B) \cdot \Delta T^{1/2}$ | A = 0,0023 B = 17,8 | A = 0,0017 B = 26,0616 | 0,6777 | < 0,00001 |
| | | $ET = A \cdot R_a \cdot (T_m + B) \cdot \Delta T^C$ | A = 0,0023 B = 17,8 C = 0,5 | A = 0,0036 B = 27,7911 C = 0,1291 | 0,7312 | < 0,00001 |
| | Samani (2000) | $ET = 0,0135 \cdot (C \cdot R_a \cdot \Delta T^{1/2}) \cdot (T_m + 17,8)$ $C = (a_1 \cdot \Delta T^2) + (a_2 \cdot \Delta T) + a_3$ | a ₁ = 0,00185 a ₂ = - 0,0433 a ₃ = 0,4023 | a ₁ = 0,00029 a ₂ = - 0,0117 a ₃ = 0,2330 | 0,7241 | < 0,00001 |
| Método de Radiación | Priestley & Taylor (1972) | $\lambda ET = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) \cdot (R_n - G)$ | $\alpha = 1,26$ | $\alpha = 0,5008$ | 0,6781 | < 0,00001 |
| | | $\lambda ET = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)^B \cdot (R_n - G)^C$ | $\alpha = 1,26$ B = 1 C = 1 | $\alpha = 1,2508$ B = 0,9304 C = 0,5979 | 0,7809 | < 0,00001 |

Tabla 4.4: Comparación de los valores de los parámetros de las ecuaciones antes y después de la recalibración, para valores diarios de evapotranspiración.

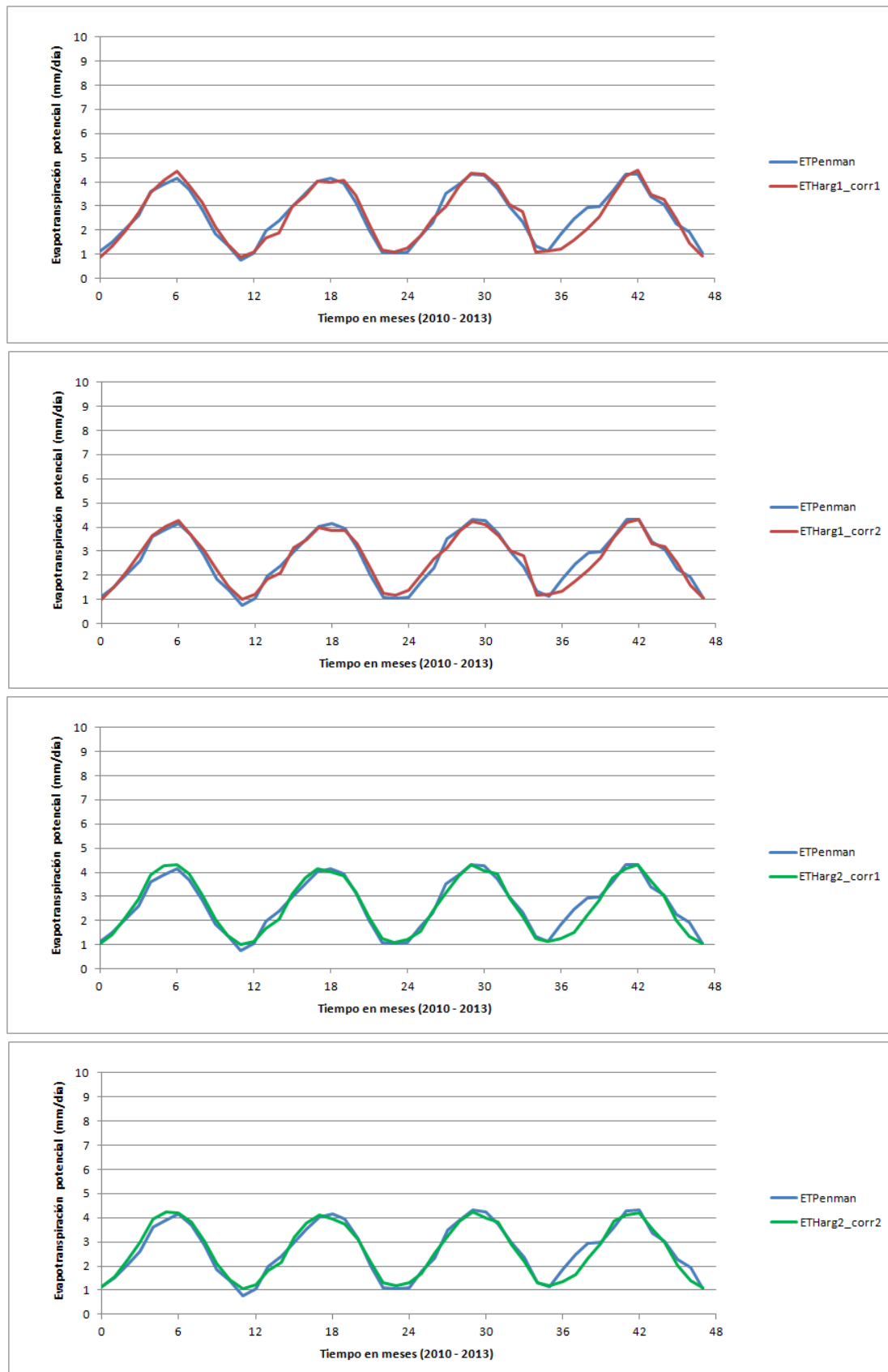


Figura 4.6: Gráficos de la evapotranspiración potencial mensual calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación.

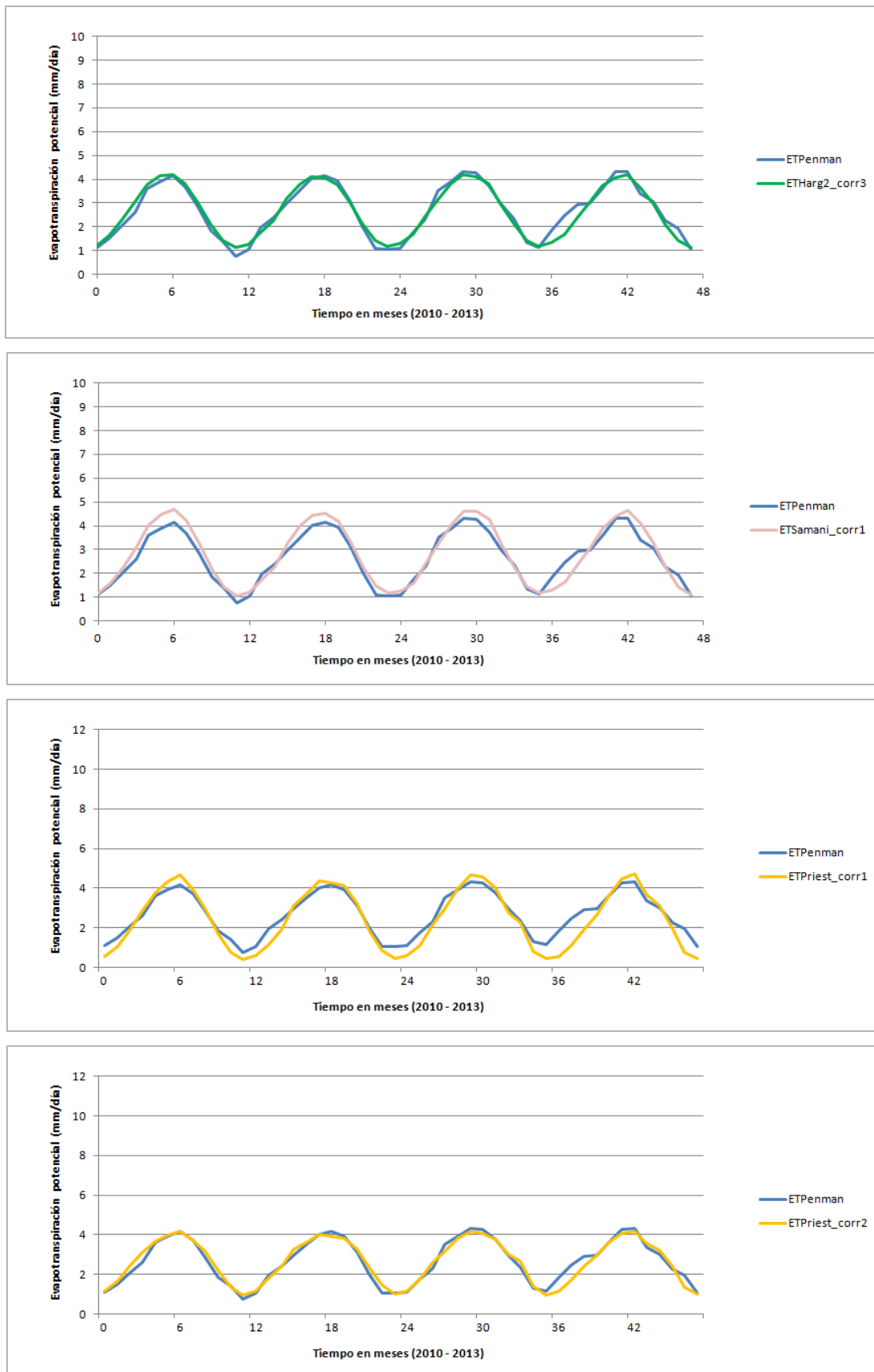


Figura 4.6: Continuación.

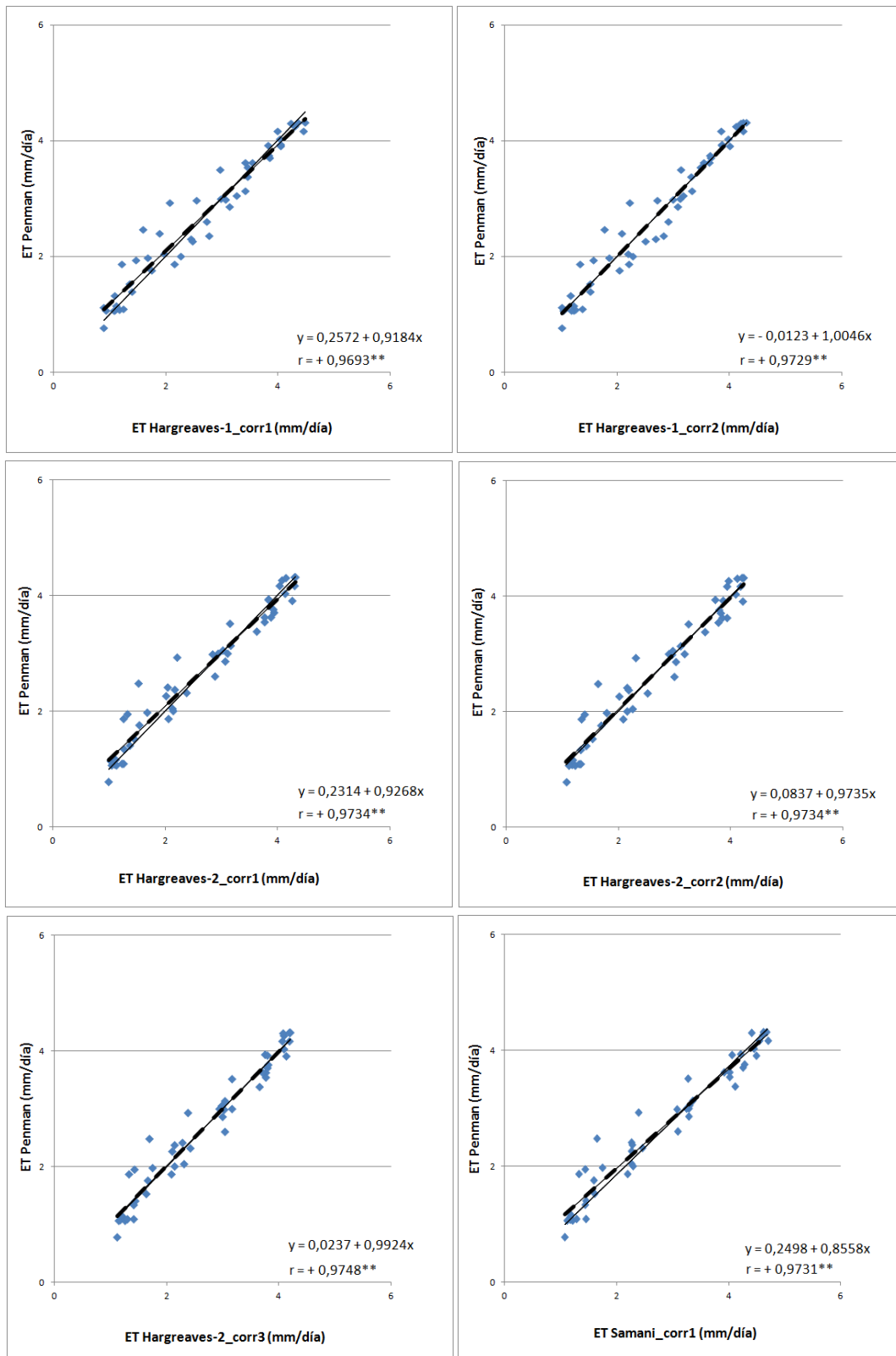


Figura 4.7: Evapotranspiración potencial mensual estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$).

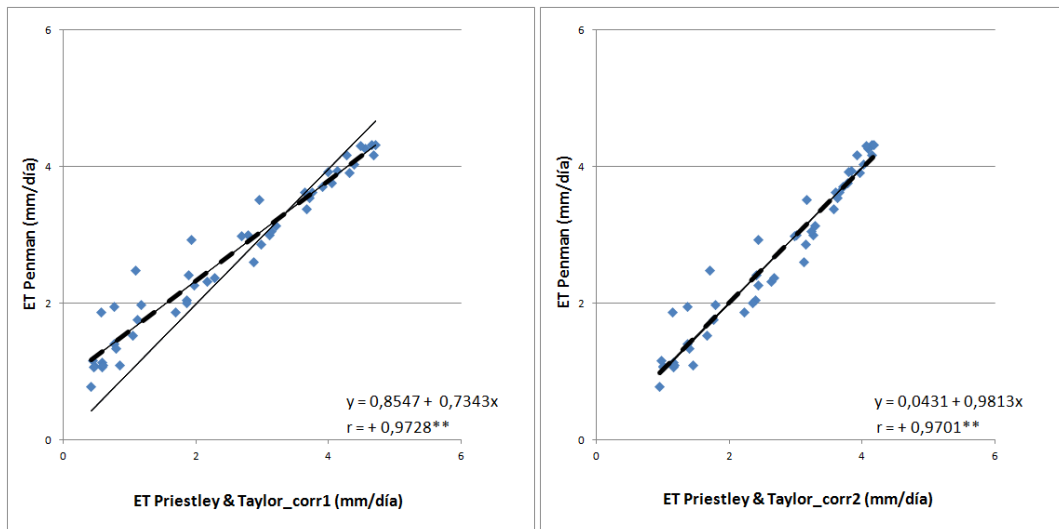


Figura 4.7: Continuación.

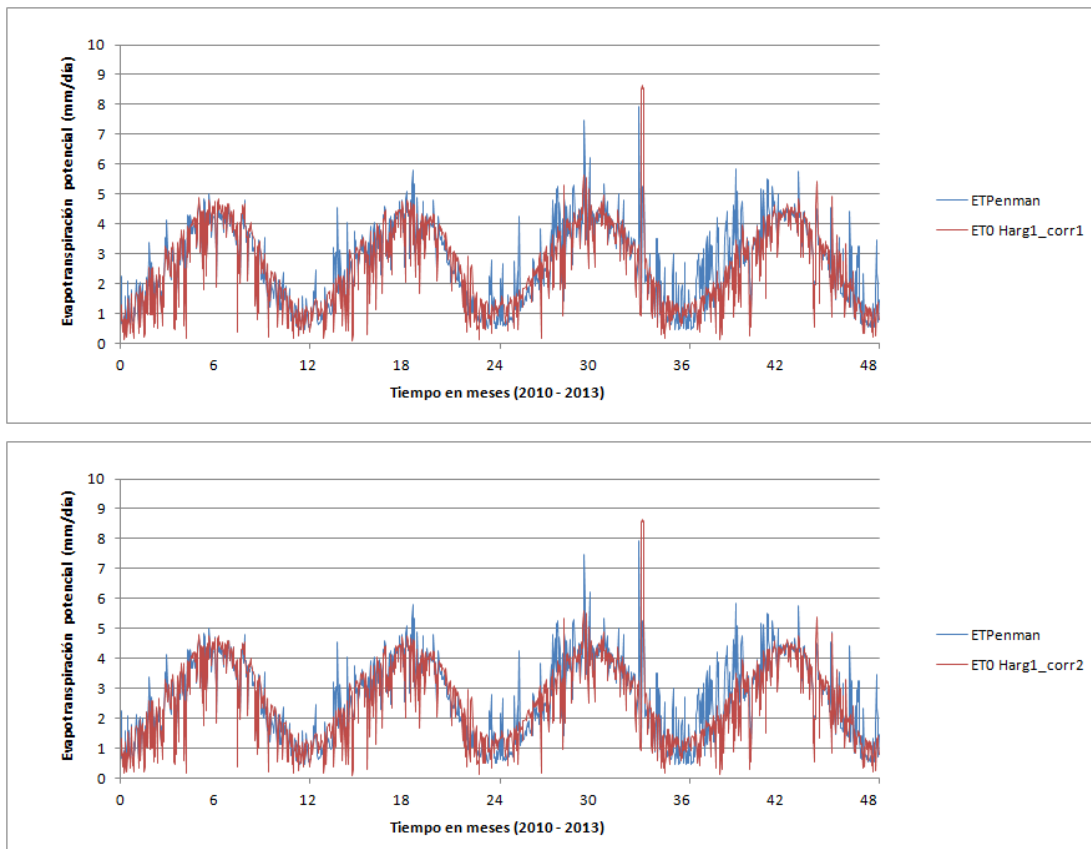


Figura 4.8: Gráficas de la evapotranspiración potencial diaria calculada con el método de Penman-Monteith y los cuatro métodos alternativos, con los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación.

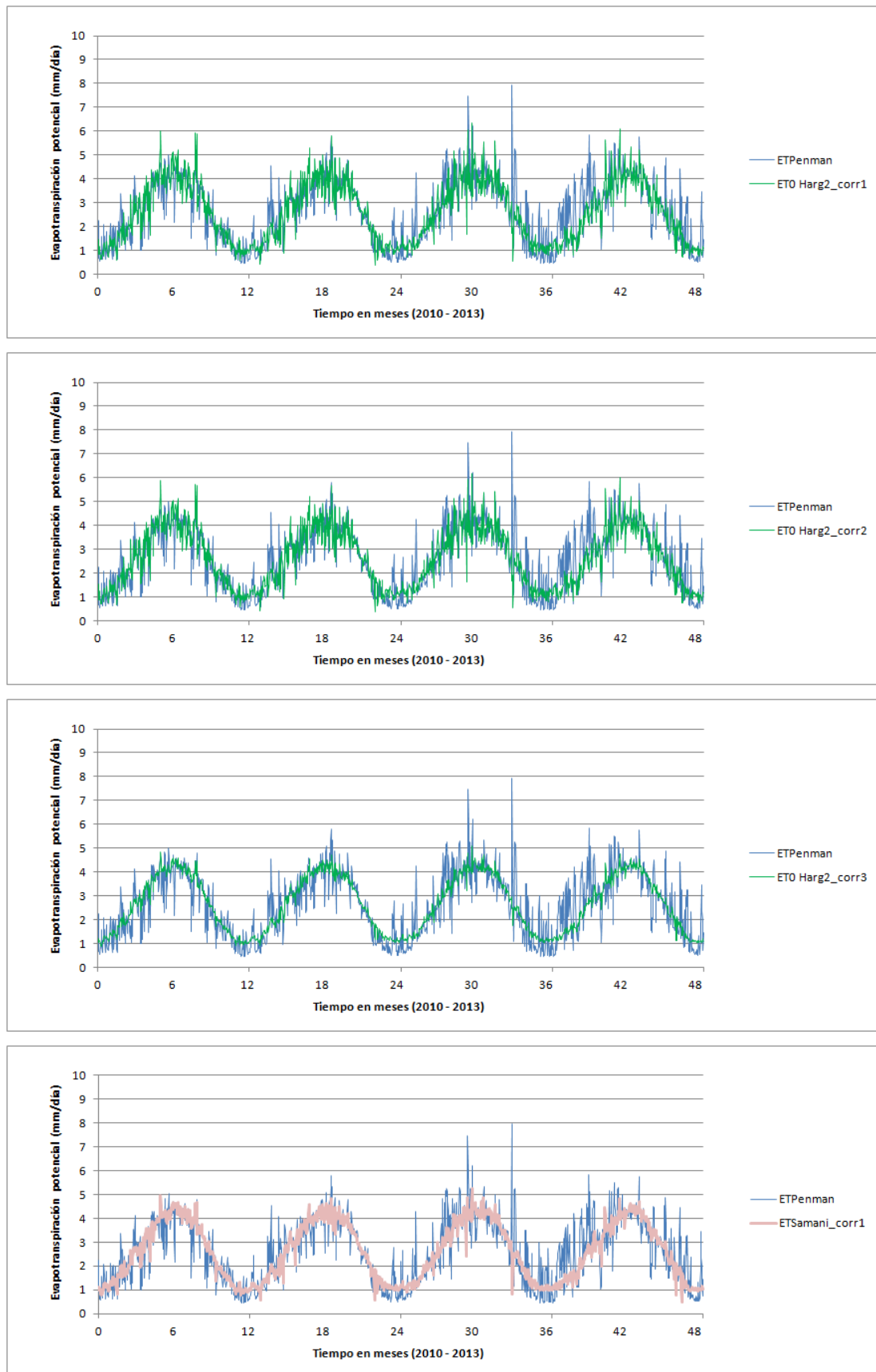


Figura 4.8: Continuación.

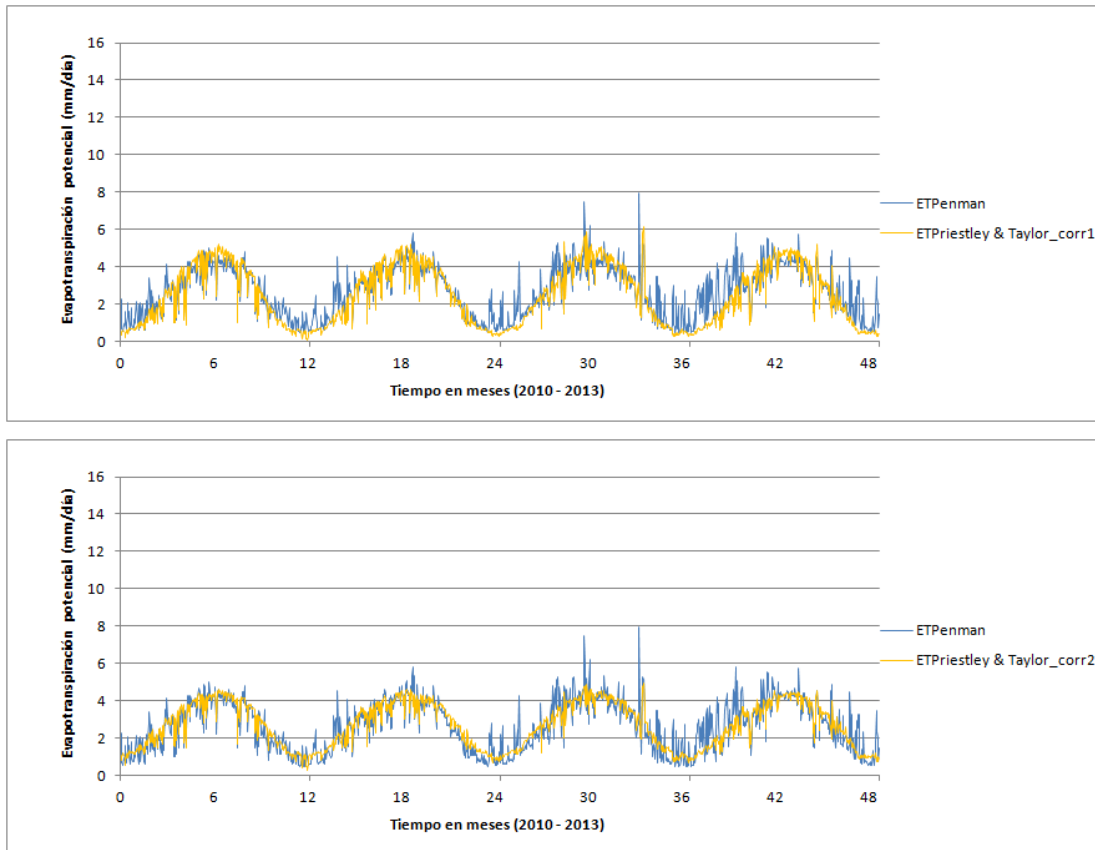


Figura 4.8: Continuación.

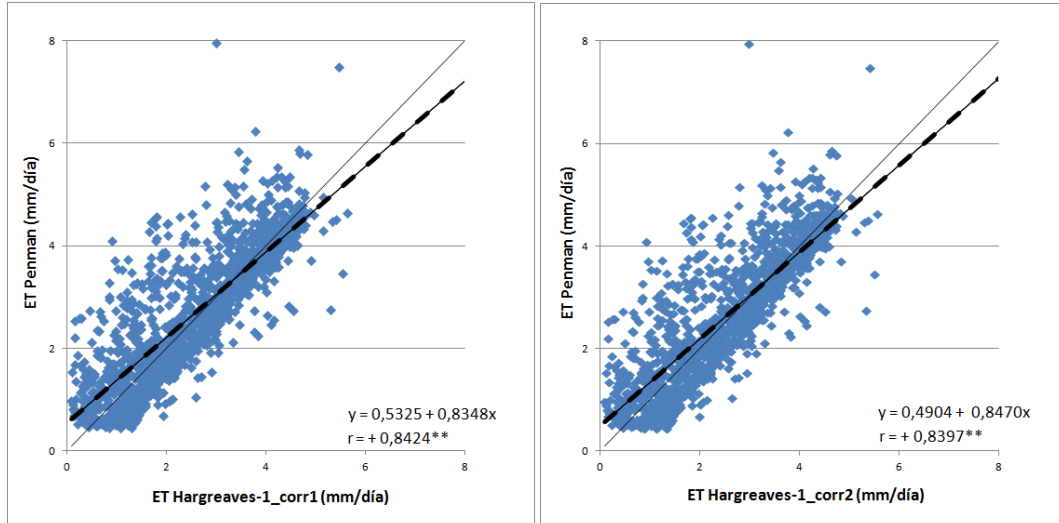


Figura 4.9: Evapotranspiración potencial diaria estimada con el método de Penman-Monteith versus la evapotranspiración calculada con cada uno de los cuatro métodos empíricos alternativos, utilizando los valores recalibrados de las constantes involucradas en cada ecuación (**: nivel de significación, $P < 0,01$).

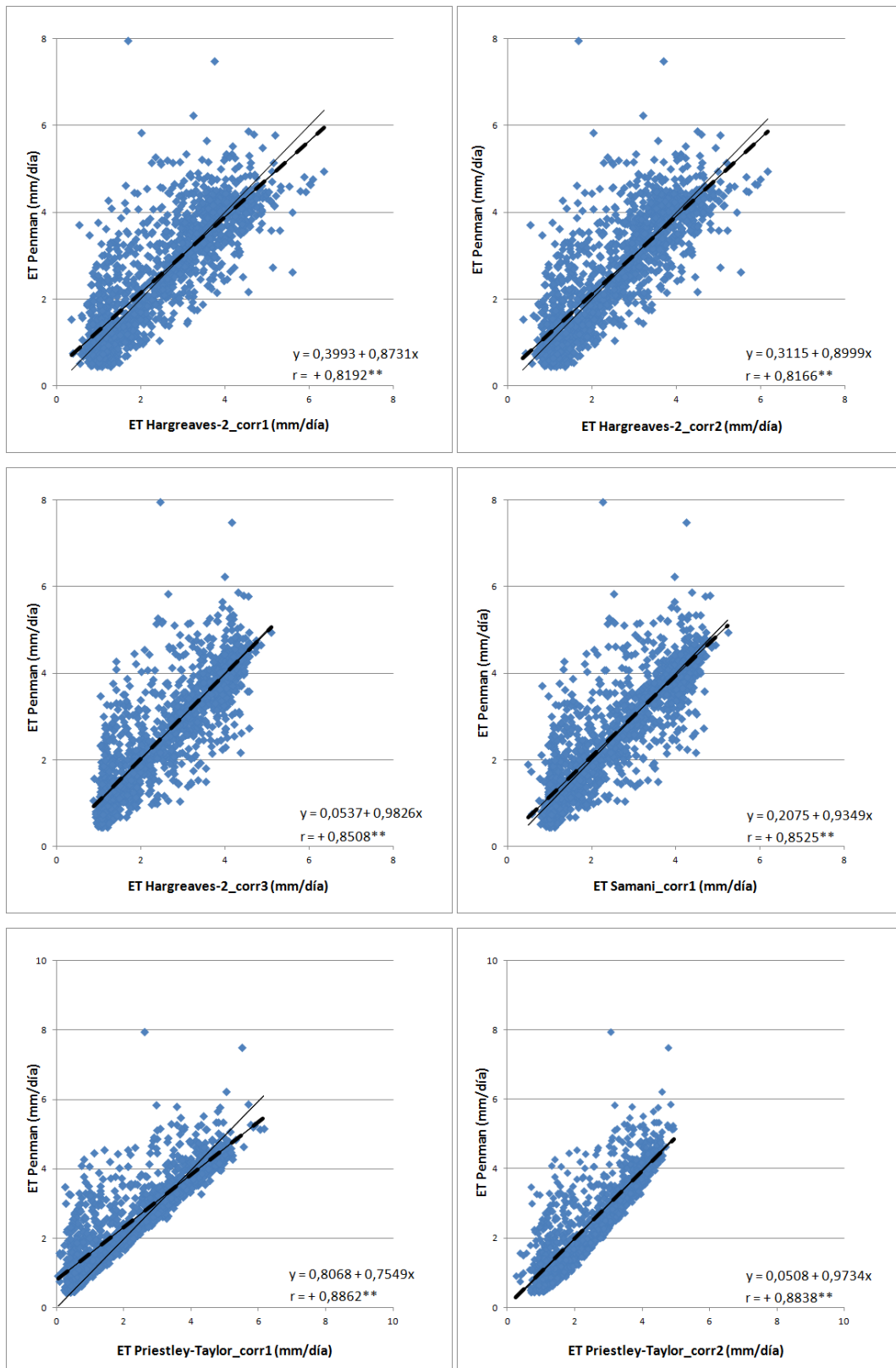


Figura 4.9: Continuación.

4.3. ESTIMACIÓN DEL COEFICIENTE DE JARDÍN.

A partir del experimento de pluviometría explicado en el apartado 3.2. se obtuvo una pluviometría de 0,0621 mm/min (equivalente a 0,0621 l/m² x min). Si el tiempo promedio de riego del jardín es de 30 minutos, la dosis de agua que recibe el jardín en cada riego es de 1,86 mm.

Con la ET₀ de Penman-Monteith, la precipitación efectiva (P_e) y la dosis de riego (R) se calcula el balance de humedad del suelo (ΔH) mediante la fórmula 2.26., despreciando las necesidades de agua para cubrir las pérdidas de agua por escorrentía superficial y por percolación profunda.

$$\Delta H = N_{Pe} + N_R - N_{ET}$$

La figura 4.10. representa el contenido de humedad en el suelo medido mediante sondas FDR y el contenido de humedad calculado mediante el balance de entradas y salidas de agua. Para ajustar la línea del balance de humedad con la línea de la humedad medida mediante sondas, el valor de la ET₀ de Penman-Monteith utilizado en el balance de humedad ha sido multiplicado por un coeficiente de 0,33. De esta manera, se observa que, a partir del pico de precipitación producido el 26 y el 28 de agosto, que llevó al suelo a valores próximos a la saturación del suelo, la tendencia de ambas líneas es similar. La coincidencia a partir de dicho punto puede ser debida a que no se logra un buen contacto entre la sonda y el suelo hasta que una lluvia intensa redistribuye y da continuidad al suelo en el entorno de la sonda, corrigiendo la alteración producida al instalarla.

En la gráfica se ha representado el contenido de humedad registrado por la sonda a 10 y 30 cm, estableciendo un promedio ponderado a partir de los datos de campo.

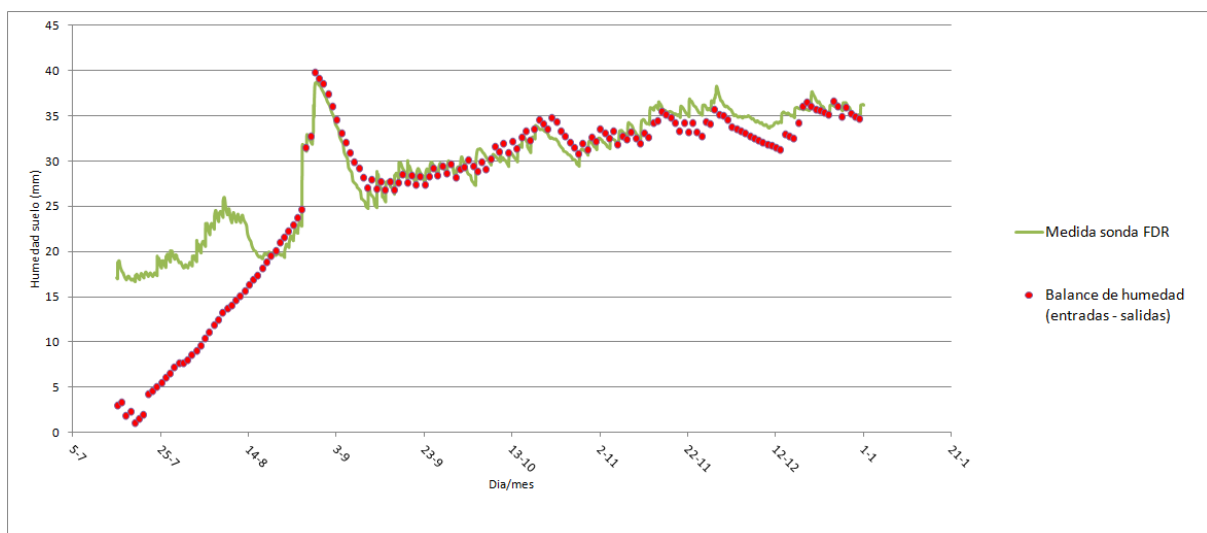


Figura 4.10: Gráfico del contenido de humedad en el suelo medido mediante sondas FDR y el contenido de humedad calculado mediante el balance de entradas y salidas de agua.

Por tanto, se puede decir que el coeficiente de jardín (K_j) a utilizar para el cálculo de la evapotranspiración de cultivo en los jardines de la U.P.V. es de 0,33. El valor obtenido es algo inferior al K_e propuesto en la bibliografía para un cultivo de gramíneas uniforme en altura y bien regado. Dicha diferencia puede deberse a la influencia de los otros factores que intervienen en el coeficiente de jardín (densidad y microclima).

5. DISCUSIÓN.

En los últimos años, la recalibración de los métodos matemáticos de estimación de la ET_0 ha sido objeto de estudio en diferentes condiciones climáticas por autores como Xu y Singh (2000, 2001, 2002), Vanderlinden *et al.* (2004), con el objeto de obtener mejores ajustes, y por tanto, menor error de predicción. Los resultados obtenidos en este trabajo en relación con la calibración de los métodos de cálculo de la ET_0 estudiados, ha permitido obtener unos coeficientes o constantes que mejoran los coeficientes de correlación, obteniéndose mejores ajustes. Este resultado es coincidente con el obtenido por Xu y Singh (2002) utilizando los métodos alternativos a la ecuación de Penman-Monteith, si bien las condiciones climáticas consideradas en este estudio son diferentes, por tratarse de un clima continental como el de Suiza en comparación con el clima mediterráneo de Valencia. Los coeficientes ajustados en este estudio en cada uno de los modelos analizados, lógicamente, difiere de los propuestos por Xu y Singh (2002), si bien la recalibración en ambos trabajos ha permitido reducir el error en la estimación de la ET_0 .

De los resultados obtenidos en este trabajo se constata que el método de Hargreaves (1985) es el que presenta el coeficiente de correlación más elevado ($r = +0,9748$) comparado con el método Penman-Monteith, para datos mensuales de ET_0 . Estos resultados coinciden con los obtenidos por Jensen *et al.* (1997), que recomendaron la ecuación de Hargreaves como uno de los métodos más exactos y sencillos para el cálculo de la ET_0 .

De los estudios realizados por Shuttleworth (1993) se sabe que el método de Hargreaves debe ser utilizado para períodos cortos de tiempo de un mes, aunque numerosas aplicaciones agrícolas e hidrológicas requieren datos diarios de ET_0 . En la presente investigación también se han obtenido mejores resultados con valores mensuales que con valores diarios de evapotranspiración para todos los métodos estudiados comparados con la ecuación de Penman-Monteith.

Trabajos previos de Mantonavi (1993) mostraron que la ecuación de Hargreaves está indicada para estimar la ET_0 en la base del río Guadalquivir, pero que requiere una local o regional calibración. En este trabajo se comprueba que, tras la calibración local de los métodos, para datos de ET_0 mensual, los mejores resultados se obtienen utilizando el método de Hargreaves-2 con los valores de $A = 0,0026$, $B = 38,8791$ y $C = 0,1833$.

Di Stefano y Ferro (1997) observaron que durante la estación seca (mayo-agosto) en el Sur de España, el método de Hargreaves produce valores más altos de ET_0 que el método de Penman-Monteith, pero que durante la estación húmeda (septiembre-abril), se obtienen similares valores diarios de ET_0 para ambos métodos. En nuestra zona de estudio, la ciudad de Valencia, se obtienen resultados similares para el período de mayo a octubre, ya que el método de Hargreaves (1975) produce valores más altos de ET_0 que el método de Penman-Monteith, pero se obtienen valores más bajos de ET_0 en el período de noviembre a abril.

Vanderlinden *et al.* (2004) demostraron que no hay relación directa entre la velocidad del viento (u_2) y la ET_{Penm} para las estaciones costeras (coeficiente de correlación $< 0,01$). Este hecho contrasta con los resultados obtenidos en este trabajo, ya que el coeficiente de correlación entre la u_2 y la ET_{Penm} es positivo (0,21 para datos mensuales, y 0,31 para datos diarios de ET_0). Por otra parte, los mismos autores obtuvieron que la subestimación de la ET_0 en las zonas costeras aumenta por la elevada u_2 que tiende a reducir la ΔT , obteniéndose un coeficiente de correlación negativo entre dichas variables. En el presente trabajo también se ha obtenido un coeficiente de correlación negativo entre u_2 y ΔT , de -0,03 para ET_0 mensual, y de -0,20 para ET_0 diaria.

En las figuras 4.2 y 4.5 se observa que la ET_0 del método de Priestley y Taylor sobreestima la ET_0 de Penman. En la figura 4.7 se observa que la ET_0 de los métodos de Hargreaves (1975) y Hargreaves (1985) recalibrados, generalmente subestiman la ET_0 de Penman. En trabajos realizados por Vanderlinden *et al.* (2004) se constató que la ET_0 del método Hargreaves, generalmente, también sobreestima la ET_0 de Penman para estaciones situadas en el interior y la subestima para estaciones costeras.

6. CONCLUSIONES.

- Se ha obtenido una correlación muy positiva y estadísticamente significativa entre la radiación solar y la evapotranspiración calculada con los métodos de Hargreaves y Priestley-Taylor, dado que dicha variable es el principal factor que interviene en las ecuaciones de dichos métodos.
- Se ha obtenido una correlación negativa y estadísticamente significativa entre la velocidad del viento (u_2) y la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima diarias (ΔT), ya que en las zonas costeras la elevada u_2 tiende a reducir la temperatura, y por ello se produce una subestimación de la ET_0 .
- Se observa que con datos mensuales de ET_0 se obtienen coeficientes de correlación mucho más elevados que con datos diarios, si bien, los modelos matemáticos en ambos casos han resultado ser estadísticamente significativos.
- Con datos mensuales de ET_0 , de los modelos matemáticos estudiados en este trabajo, el mejor resultado se ha obtenido con el método de Hargreaves (1985) con la siguiente modificación de sus coeficientes: $ET_0 = 0,0026 \cdot R_a \cdot (T_m + 38,8791) \cdot \Delta T^{0,1833}$
- Para datos diarios de ET_0 , de los modelos matemáticos estudiados en este trabajo, el mejor resultado se ha obtenido con el método Priestley-Taylor con la siguiente modificación de sus coeficientes: $\lambda ET = 1,2508 \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)^{0,9304} \cdot (R_n - G)^{0,5979}$
- Se observa una buena correlación entre los niveles de humedad en el suelo y las pérdidas de agua por evapotranspiración calculadas con el método de Penman-Monteith.
- El valor de K_j que se puede proponer según nuestro experimento de campo sería de 0,33.
- Los modelos estudiados podrían ser utilizados como alternativa al método de Penman-Monteith para las condiciones climáticas de la ciudad de Valencia.

7. BIBLIOGRAFÍA.

- ALLEN, R.G.; JENSEN, M.E.; WRIGHT, J.L. and BURMAN, R.D. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81: 650-662.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D. and SMITH, M. (1998). *Crop Evapotranspiration*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome. 300 pp.
- ANONYMOUS (2000). More irrigation needed to meet 21st century food needs. *International Water and Irrigation*, 20 (2): 6.
- ÁVILA, R.; MARTÍN, A.; YRUELA, M.C.; PLAZA, R.; NAVAS, A. y FERNÁNDEZ, R. (2004). *Manual de riego de jardines*. Dirección General de Investigación y Formación Agraria y Pesquera. Consejería de Agricultura y Pesca. Junta de Andalucía. Ed. Ilustres, S.L. Córdoba. 262 pp.
- COSTELLO, L. R. and JONES, K. S. (2000). *Water use classification of landscape species. A guide to the water needs of landscape plants*. California Department of Water Resources. University of California Cooperative Extension. 150 pp.
- DASTANE, N.G. (1974). *Effective rainfall in irrigated agriculture*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 25. Rome. 62 pp.
- DI STEFANO, C. and FERRO, V. (1997). Estimation of evapotranspiration by Hargreaves formula and remote sensed data in semi-arid Mediterranean areas. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 68: 189-199.
- DOORENBOS, J. and PRUITT, W.O. (1975). *Guidelines for predicting crop water requirements*. Estudio de Riego y Drenaje No. 24. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma. 179 pp.
- DOORENBOS, J. and PRUITT, W.O. (1977). *Crop water requirements*. FAO Estudio de Riego y Drenaje No. 24, (rev.). Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma. 144 pp.
- GEORGE, B.; SHENDE, S. and RAGHUWANSHI, N. (2000). Development and testing of an irrigation scheduling model. *Agricultural Water Management*, 46: 121-136.
- GOCIC, M. and TRAJKOVIC, S. (2010). Software for estimating reference evapotranspiration using limited weather data. *Computers and Electronics in Agriculture*, 71: 158-162.
- HARGREAVES, G.H. (1975). Moisture availability and crop production. *Transaction of the American Society of Civil Engineers*, 18 (5): 980-984.
- HARGREAVES, G.L.; HARGREAVES, G.H. and RILEY, J.P. (1985). Agricultural benefits for Senegal River Basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 111: 113-124.
- HARGREAVES, G.H. and SAMANI, Z.A. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1 (2): 96-99.
- JENSEN, M.E.; BURMAN, R.D. and ALLEN, R.G. (1990). *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70, American Society of Civil Engineers. New York, Estados Unidos de América. 360 pp.
- JENSEN, M.E. and HAISE, H.R. (1963). Estimation of Evapotranspiration from Solar Radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 89: 15-41.
- MAKKINK, G.F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institute of Water Engineers*, 11 (3): 277-288.
- MANTONAVI, C.E. (1993). *Desarrollo y evaluación de modelos para el manejo del riego: Estimación de la evapotranspiración y efectos de la uniformidad de aplicación del riego sobre la producción de los cultivos*. PhD thesis, Dept. of Agronomy, Universidad de Córdoba, Córdoba, Spain (in Spanish).

- MARTÍNEZ, C.J. and THEPADIA, M. (2009). Estimating reference evapotranspiration with minimum data in Florida, USA. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136 (7): 494-501.
- MCILROY, I.C. (1972). Instrument for continuous recording of natural evaporation. *Agricultural Meteorology*, 9: 93-100.
- MONJE, R.J. (2006). *Manejo de céspedes con bajo consumo de agua*, 2ª edición. Consejería de Agricultura y Pesca. Junta de Andalucía. Ed. J. de Haro Artes Gráficas, S.L. Sevilla. 107 pp.
- PALTINEANU, I.C. and STAR, J.L. (1997). Real-time soil water dynamics using multisensory capacitance probes: Laboratory Calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 1576-1585.
- PENMAN, H. L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193: 120-145.
- PENMAN, H.L. (1956). Evaporation: An introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 1: 9-29, 87-97, 151-153.
- POSTEL, S. (1999). *Pilar of sand – Can the irrigation miracle last?* W. W. Norton & Company, New York, 313.
- PRIESTLEY, C.H.B. and TAYLOR, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92.
- SABZIPARVAR, A.A. and TABARI, H. (2010). Regional estimation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136 (10): 724-731.
- SAMANI, Z.A. (2000). Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126 (4): 265-267.
- SAXTON, K.E. and RAWLS, W.J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70: 1569-1578.
- SHUTTLEWORTH, W.J. (1993). Evaporation. *Handbook of hydrology*. D. R. Maidment, Ed. Mc Graw-Hill, New York.
- TABARI, H. (2010). Evaluation of reference crop evapotranspiration equations in various climates. *Water Resources Management*, 24 (10): 2311-2337.
- TABARI, H. and HOSSEINZADEH TALAEE, P. (2011). Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global and Planetary Change*, 79 (1): 1-10.
- TANNER, C.B. (1967). Measurement of evapotranspiration. *Irrigation in agricultural lands. Mono No. 11, American Society of Agronomy, Madison, Wis.*: 534-574.
- THORNTHWAITE, C.W. (1948). An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Geog. Review*, 38: 55-94.
- THORNTHWAITE, C.W. and MATHER, J.R. (1955). The water balance. *Climatology*, 8 (1). Lab. of Climat., Centeron, N.J.
- TRAJKOVIC, S. (2009). Comparison of radial basis function networks and empirical equations for converting from pan evaporation to reference evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 23 (6): 874-880.
- TRAJKOVIC, S. and KOLAKOVIC, S. (2009). Estimating references evapotranspiration using limited weather data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135 (4): 443-449.
- UNE 103-102 (1995). *Análisis granulométrico de suelos finos por sedimentación. Método del densímetro*. AENOR. Madrid.
- VANDERLINDEN, K.; GIRÁLDEZ, J.V. and VAN MEIRVENNE, M. (2004). Assessing Reference Evapotranspiration by the Hargreaves Method in Southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130 (3): 184-191.

XU, C.-Y. and SINGH, V.P. (2000). Evaluation and Generalization of Radiation-based Methods for Calculating Evaporation. *Hydrological Processes*, 14: 339-349.

XU, C.-Y. and SINGH, V.P. (2001). Evaluation and Generalization of Radiation-based Methods for Calculating Evaporation. *Hydrological Processes*, 14: 305-319.

XU, C.-Y. and SINGH, V.P. (2002). Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16: 197-219.