

# La ecuación de Penman-Monteith para su uso en teledetección

R. Rivas<sup>1,2</sup> y V. Caselles<sup>2</sup>

Correo electrónico: raul.rivas@uv.es

<sup>1</sup>Instituto de Hidrología de Llanuras (CIC-UNCPBA), CC 44, B7300, Azul, Buenos Aires. Argentina

<sup>2</sup>Departament de Termodinàmica. Facultat de Física. Universitat de Valencia, C/Dr. Moliner, 50 46100, Burjassot (Valencia)

## RESUMEN

En este trabajo, se presenta la ecuación de Penman-Monteith adaptada para su uso en teledetección. La finalidad principal ha sido conocer la variabilidad espacial de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) a partir de datos meteorológicos e información de temperatura de superficie ( $T_s$ ) obtenida a partir de imágenes de satélite. En primer lugar se expone la deducción de la ecuación operativa para estimar la  $ET_0$  a partir de  $T_s$  y dos parámetros locales que dependen de las condiciones meteorológicas. En segundo lugar, se ha validado la ecuación operativa en una zona de la llanura Argentina. Se ha comprobado que, el modelo, no presentaba tendencia y que el error de estimación es de  $\pm 0,6$  mm día<sup>-1</sup>. Por último, se ha aplicado el modelo para conocer la variación espacio temporal de la  $ET_0$  para dos momentos hidrológicos extremos (un período seco y otro húmedo).

**PALABRAS CLAVE:** evapotranspiración regional, ecuación de Penman-Monteith, teledetección, AVHRR.

## ABSTRACT

An adaptation of Penman-Monteith equation for its use in remote sensing is presented in this paper. The main purpose has been to find out the spatial variability of the reference evapotranspiration ( $ET_0$ ) from weather data and remote sensed surface temperature ( $T_s$ ) information. Firstly, the operative equation to estimate  $ET_0$  from  $T_s$  and two local parameters is exposed. The local parameters depend on local meteorological conditions. Secondly, the operational equation in a flat zone of Argentina has been validated. It has been verified that the model does not present any tendency and that the estimation error is of  $\pm 0.6$  mm per day. Finally, the model has been applied to find out the spatial and temporal variation of the  $ET_0$  for two extreme hydrological moments (a dry period and a wet one).

**KEY WORDS:** Penman-Monteith equation, regional evapotranspiration, remote sensing, AVHRR.

## INTRODUCCIÓN

Actualmente, el conocimiento de la evapotranspiración (ET) con un nivel suficiente de precisión es fundamental, entre muchos otros, en estudios hidrológicos, climáticos, agronómicos y ecológicos.

A escala global el 64% del agua que precipita es evapotranspirada; y cerca de un 97% de ésta lo es desde la superficie, mientras que, el 3% restante lo es desde cuerpos de agua. Si nos centramos en zonas específicas del globo podemos decir que en muchos casos el agua que sale del sistema hidrológico puede llegar a un 90 % del agua precipitada, con lo cual hace más evidente que una estimación adecuada de la ET es fundamental.

La estimación de la ET a nivel local (estaciones meteorológicas) en los últimos años ha mejorado de

manera significativa y se cuenta con una ecuación de referencia, la ecuación de Penman-Monteith (Jensen, et al., 1990; Allen, et al., 1998; Hupet y Vanclooster, 2001).

Para la mayor parte de los estudios de carácter regional es importante estimar la variación espacial de la ET. Por lo tanto, en la actualidad los esfuerzos se centran en la extrapolación de las medidas puntuales a escala regional.

La teledetección representa una atractiva herramienta para detectar los cambios o anomalías regionales o aún más a nivel de parcelas (Boegh et al., 2002). Las medidas de teledetección permiten extender los modelos de cálculo de la ET a zonas amplias, donde no se dispone siquiera de datos meteorológicos.

La mayor parte de los modelos permiten estimar la ET real desde la superficie y requieren disponer

de medidas "in situ", que en muchas situaciones no se tiene (Schmugge et al., 2001; Friedl, 2002, i.e.). Para la aplicación de estos modelos se requiere medir: radiación neta, temperatura del aire, humedad relativa del aire, velocidad del viento, altura del cultivo e índice de área foliar; también en algunos casos es necesario conocer además la temperatura del cultivo y del suelo, la altura y arquitectura de las plantas, etc. Sin embargo, en la mayor parte de las estaciones no se dispone de instrumental suficiente para la medición de todas estas variables. La falta de instrumentación restringe considerablemente la utilización de modelos sofisticados.

Sin embargo, existen métodos que proponen la determinación de la ET combinando simplemente información meteorológica convencional con los datos de satélite habituales (Reginato et al., 1985; Caselles y Delegido, 1987).

Siguiendo la filosofía de Caselles y Delegido (1987), hemos adaptado a la teledetección la ecuación de Penman-Monteith. Esto nos ha permitido obtener una relación lineal, que requiere simplemente calcular dos parámetros, los cuales representan los efectos radiativos y meteorológicos sobre una superficie de referencia hipotética, para unas condiciones locales dadas (Rivas, 2002).

## MODELO PROPUESTO

Partiendo de la ecuación de Penman-Monteith (Monteith 1965, 1981):

$$\lambda ET_0 = \frac{\Delta \cdot (R_N - G) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{(e_a - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad (1)$$

donde  $\lambda ET_0$  es el flujo de calor latente ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $R_N$  es la radiación neta ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $G$  es el flujo de calor del suelo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $\rho$  es la densidad atmosférica ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  es el calor específico del aire húmedo ( $\text{MJ kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$ ),  $(e_a - e_d)$  es el déficit de presión de vapor (kPa),  $r_c$  es la resistencia del cultivo ( $\text{día m}^{-1}$ ),  $r_a$  es la resistencia aerodinámica ( $\text{día m}^{-1}$ ),  $\Delta$  es la pendiente de la curva de presión de vapor ( $\text{kPa °C}^{-1}$ ) y  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $\text{kPa °C}^{-1}$ ).

Siguiendo a Smith et al. (1992), la ecuación (1) se puede descomponer en tres términos, dos radiativos ( $ET_{\text{rad}_T_s}$ ) y ( $ET_{\text{rad}_R_s}$ ), y uno aerodinámico ( $ET_{\text{aero}}$ ):

$$ET_0 = ET_{\text{rad}_T_s} + ET_{\text{rad}_R_s} + ET_{\text{aero}} \quad (2)$$

siendo  $ET_0$  la evapotranspiración del cultivo de referencia ( $\text{mm día}^{-1}$ ). Téngase en cuenta que  $\lambda$  es el calor latente de evaporación del agua, que a 20 °C toma el valor de  $2,45 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ , energía necesaria para evaporar 1 mm de agua por  $\text{m}^2$  y día. Recordemos que  $ET_0$  se define como la tasa de evapotranspiración desde un cultivo hipotético con una altura de 12 cm, con una resistencia aerodinámica de  $70 \text{ s m}^{-1}$  (correspondiente a un índice de área foliar de 2,88 y una resistencia estomática de  $100 \text{ s m}^{-1}$ ) y un albedo de 0,23, que cubre una superficie extensa, da una cubierta sombreada, está activo y uniforme y bien provisto de agua (Allen et al., 1998).

El término radiativo depende de la radiación entrante y saliente del píxel, además de los efectos que se producen debido a las condiciones meteorológicas. Por lo tanto, el término radiativo se podrá escribir de la siguiente manera (Rivas, 2002):

$$ET_{\text{rad}} = \left( \frac{0,408 \cdot \Delta}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \right) \cdot (R_N - G) \quad (3)$$

donde 0,408 es el factor de conversión a  $\text{mm día}^{-1}$ ,  $U_2$  la velocidad del viento a 2 m ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Por otra parte,  $R_N$  se puede escribir como:

$$R_N = R_{\text{NL}\uparrow} - R_{\text{NS}\downarrow} \quad (4)$$

siendo  $R_{\text{NL}\uparrow}$  la radiación saliente y  $R_{\text{NS}\downarrow}$  la radiación entrante, que vienen dadas por (Rivas, 2002):

$$R_{\text{NS}\downarrow} = 0,77 \cdot R_s \quad (5)$$

$$R_{\text{NL}\uparrow} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot (T_s^4 - \epsilon_a \cdot T_a^4) \quad (6)$$

donde  $R_s$  es la radiación solar ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $\epsilon_s$  es la emisividad del cultivo de referencia (adimensional),  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $4,9 \cdot 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ día}^{-1}$ ),  $T_s$  es la temperatura de superficie (K),  $\epsilon_a$  es la emisividad de la atmósfera (adimensional) y  $T_a$  es la temperatura del aire a 2 m (K).

Para el intervalo de temperaturas en el que emite la superficie de la tierra,  $T_s^4$  se comporta linealmente; por lo tanto se puede escribir:

$$T_s^4 \cong c \cdot T_s + d \quad (7)$$

donde  $c$  es  $1,2 \cdot 10^8 \text{ K}^3$  y  $d$  es  $-2,7 \cdot 10^{10} \text{ K}^4$  para un

intervalo de temperatura de superficie de 280 a 338 K.

Si consideramos la superficie de referencia cubierta por pasto corto (emisividad 0,985), con cielo despejado (emisividad atmosférica 0,76), la  $R_N$  a partir de las ecuaciones (5), (6) y (7) se puede escribir de la siguiente forma:

$$R_N = 0,579 \cdot T_s - 0,77 \cdot R_s - 3,7 \cdot 10^{-9} \cdot T_a^4 - 130 \quad (8)$$

De esta forma los términos de la ecuación (2) se podrán escribir como (Rivas, 2002):

$$ET_{rad\_T_s} = 0,236 \cdot T_s \cdot \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \right) \quad (9)$$

$$ET_{rad\_R_s} = \left( \frac{-0,408 \cdot \Delta}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \right) \cdot (0,77 \cdot R_s + 3,7 \cdot 10^{-9} \cdot T_a^4 + 130) \quad (10)$$

$$ET_{aero} = 35,3 \cdot \frac{1}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \cdot \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_a - e_d) \quad (11)$$

donde 35,3 es el factor de conversión a mm día<sup>-1</sup>.

Como se observa en las ecuaciones anteriores el gradiente geotérmico no aparece debido a que, a la escala de tiempo diaria es nulo.

La Figura 1 muestra el comportamiento de los términos de la ecuación (2) y de la temperatura de superficie a lo largo de un año. Para obtener el comportamiento de  $ET_{rad\_T_s}$  se ha utilizado la  $T_s$  media anual en la ecuación (9), de este modo ha sido posible representar en un mismo gráfico los tres términos de la ecuación (2). Se ha utilizado una estación ubicada en el hemisferio sur.

En la expresión (2) los términos  $ET_{rad\_T_s}$  y  $ET_{rad\_R_s} + ET_{aero}$  se pueden considerar como constantes ya que sus variaciones anuales están entorno a 0,5 mm día<sup>-1</sup> (Figura 1 a), mientras que  $T_s$  varía a lo largo del año (Figura 1 b). Por lo tanto, podremos escribir la expresión (2) de la siguiente forma:

$$ET_o = a \cdot T_s + b \quad (12)$$

donde:

$$a = 0,236 \cdot \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \right) \quad (13)$$

$$b = ET_{aero} + ET_{rad\_R_s} \quad (14)$$

El parámetro **a** representa la radiación emitida por la superficie vegetada y es afectado por la velocidad del viento, y el parámetro **b** representa los efectos meteorológicos sobre la superficie que recibe la radiación solar.

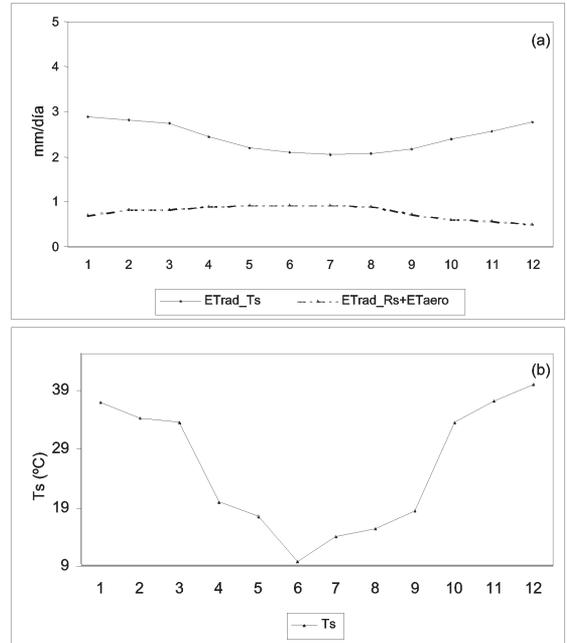


Figura 1. Comportamiento de los términos de la ecuación (2): (a)  $ET_{rad\_R_s}$  y  $ET_{aero}$ ; (b)  $T_s$ . Se han utilizado valores absolutos y medias mensuales.

La ecuación (12) nos permite determinar a partir de un modelo lineal la  $ET_o$  a nivel regional. Para ello es necesario conocer la temperatura de superficie y los parámetros **a** y **b** propios de la zona de estudio. La temperatura de superficie se puede determinar a partir de imágenes de satélite y los parámetros **a** y **b** se pueden calcular a partir de datos meteorológicos, como veremos en el apartado siguiente.

## IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO

El modelo supone una superficie plana con cobertura vegetal de 12 cm de altura y con suficiente disponibilidad de agua, que las variables meteorológicas presenten homogeneidad espacial, y días sin nubosidad. En otras palabras, se supone que la región estudiada presenta la misma cobertura

ra vegetal con un comportamiento uniforme de las variables meteorológicas.

En la Figura 2 se puede observar un esquema simplificado del modelo propuesto.

El primer paso que se debe realizar en la zona donde se desea aplicar el modelo es la verificación de la homogeneidad espacial de las variables meteorológicas entre diferentes estaciones ubicadas en el área. Las variaciones en la temperatura del aire medida en las estaciones no deben de superar los 2 °C, y la humedad relativa y velocidad de viento deben presentar una alta correlación (mayores a 0,7 entre estaciones).

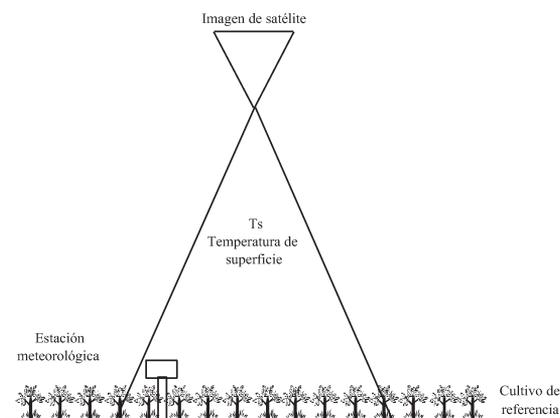


Figura 2. Esquema simplificado del modelo propuesto.

Una vez verificado el comportamiento de las variables meteorológicas a nivel regional se debe seleccionar la estación meteorológica de referencia. A partir de los datos de esta estación meteorológica será posible la determinación de los parámetros **a** y **b** del modelo.

Si en la estación meteorológica se dispone de datos de temperatura del aire, humedad relativa, velocidad de viento y radiación solar se pueden determinar de forma analítica los parámetros **a** y **b**. El cálculo se realiza utilizando las ecuaciones (13) y (14). Se requiere disponer de una serie de datos diarios suficientes para garantizar la variabilidad interanual.

Por el contrario, si no se dispone de los datos meteorológicos suficientes y se conoce el valor de ET (medida de tanque tipo A corregida, por ejemplo), se pueden calcular **a** y **b** de forma empírica.

Para realizar este cálculo es necesario conocer, además de la ET, la temperatura de la superficie en el área donde se ubica la estación meteorológica.

Para determinar  $T_s$  se utilizarán imágenes de satélite captadas a la hora de máxima radiación y se aplicará una ecuación adecuada para realizar la corrección atmosférica y de emisividad. Con un buen número de datos de  $T_s$  y ET se puede realizar un ajuste lineal para obtener los parámetros **a** y **b** propios de la zona estudiada.

Una vez conocidos los parámetros **a** y **b** de la zona de estudio se puede aplicar la expresión (12) y obtener mapas regionales de  $ET_0$ .

La Figura 3 muestra un esquema de la metodología a seguir para la implementación del modelo, una vez verificado el comportamiento regional de las variables meteorológicas. Es decir, a partir de los datos disponibles en la estación de referencia se calcularán los parámetros propios de la zona, y con éstos y el mapa de  $T_s$  se obtendrá la  $ET_0$  a nivel regional.

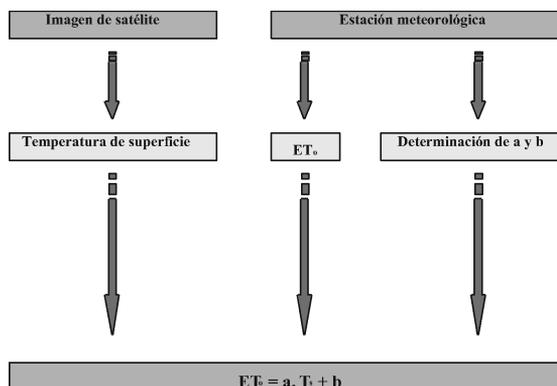


Figura 3. Metodología a seguir para la implementación del modelo propuesto.

### ZONA DE ESTUDIO

El área en la que se ha aplicado el modelo corresponde a la cuenca del arroyo del Azul, ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 4). Cubre 6.262 km<sup>2</sup> de la denominada pampa húmeda. Es predominantemente llana con una pendiente media menor al 1%, pudiendo llegar en la parte norte a un 0,2%, y con altitudes en torno a los 100 m (Varni et al., 1999; Usunoff, et al., 1999).

La precipitación media anual en la zona estudiada es de 1005 mm (estación Azul para el período 1988-2000). En general, se presentan excesos pluviométricos en otoño (marzo-abril) y déficit en los meses invernales, aunque existen déficit puntuales en los meses de verano.

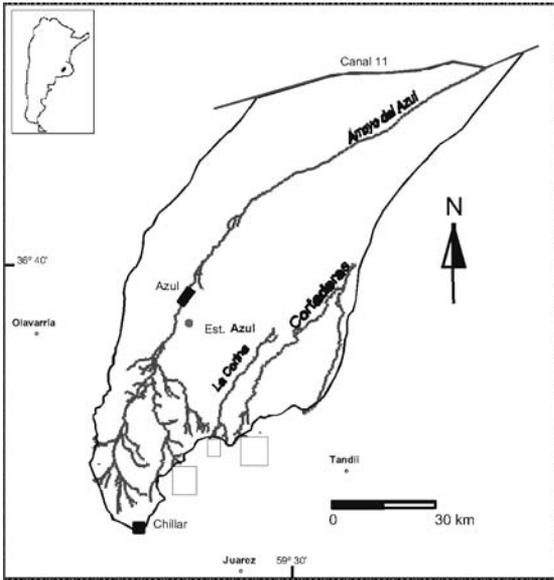


Figura 4. Área de estudio.

La temperatura media anual es de 14,3 °C, la velocidad media anual del viento es de 2,5 m s<sup>-1</sup>, la humedad relativa anual media es del 72% y la radiación global media anual es de 16,7 MJ m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>.

El clima de la región, de acuerdo a la clasificación climática de Thornthwaite, es subhúmedo-húmedo, mesotermal, con poca a nula deficiencia de agua.

El valor medio anual de la evapotranspiración es de 1090 mm, calculado con el método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

### ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO ESPACIAL DE LAS VARIABLES

Los datos de la estación Azul se compararon con los de otras 3 estaciones meteorológicas próximas (Figura 4): Tandil, Olavarría y Juárez. El período de análisis utilizado fue desde enero de 1992 a diciembre de 1996.

En primer lugar se realizó un análisis de la consistencia de los datos meteorológicos medidos en las estaciones. Las variables analizadas y comparadas fueron: los valores máximos y mínimos de la temperatura del aire, los valores máximos y mínimos de la humedad relativa del aire, la velocidad del viento y el valor de la radiación solar global. Todos los valores se tomaron a escala diaria y para el mismo período de tiempo. Todas estas variables meteorológicas mostraron una buena homogeneidad a escala espacial (Rivas, 2002).

### ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS

Para la estimación de los parámetros **a** y **b** se han utilizado las ecuaciones (13) y (14); y como datos de entrada en las ecuaciones los valores de las variables meteorológicas medidas en la estación de Azul. La Tabla 1 muestra los resultados obtenidos de los parámetros **a** y **b** para el período 1992-1996.

<b>a</b> (mm día <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	<b>b</b> (mm día <sup>-1</sup> )
0,12 (± 0,01)	-0,32 (± 0,15)

Tabla 1. Valores de los parámetros **a** y **b** del modelo para la cuenca del Azul.

### PROCESADO DE LAS IMÁGENES

Las imágenes utilizadas para la implementación del modelo corresponden a imágenes captadas por el sensor AVHRR-NOAA 11 a la hora de máxima radiación.

El valor de T<sub>s</sub> se ha calculado usando la ecuación cuadrática propuesta por Coll y Caselles (1997).

$$T_s = T_4 + [1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)] \cdot (T_4 - T_5) + 0,56 + \alpha \cdot (1 - \epsilon) - \beta \cdot \Delta\epsilon \quad (15)$$

donde T<sub>s</sub> es la temperatura de la superficie en el píxel considerado (K), T<sub>4</sub> y T<sub>5</sub> son las temperaturas de brillo en las bandas 4 y 5 de NOAA-AVHRR (K), α y β son coeficientes que dependen del contenido de vapor de agua en la atmósfera (K), ε es la emisividad de la superficie en el intervalo 10,5-12,5 μm y Δε es la diferencia de emisividad entre las bandas 4 y 5.

Para a hemos considerado un valor de 50 K y para β un valor de 70 K para verano y 130 K para invierno (Caselles et al., 1998).

La determinación de ε se realizó utilizando la ecuación operativa propuesta por Valor y Caselles (1996):

$$\epsilon = \epsilon_v \cdot P_v + \epsilon_s \cdot (1 - P_v) \quad (16)$$

donde ε<sub>v</sub> es la emisividad de la vegetación (0.985), P<sub>v</sub> es el porcentaje de vegetación y ε<sub>s</sub> es la emisividad del suelo (0.96). Téngase en cuenta que en la zona de estudio la cobertura vegetal corresponde

predominantemente a pastos naturales cortos y cultivo agrícola, en los cuales los efectos de cavidad son despreciables.

La determinación del porcentaje de vegetación ( $P_v$ ) se calculó a partir del NDVI.

Para el cálculo de  $T_s$  se ha utilizado una imagen semanal que cumpliera las siguientes condiciones: (1) día despejado, (2) que la temperatura máxima diaria del aire, en la estación de referencia para el día considerado, se diferencie en menos de 2 °C del valor medio de la máxima semanal y (3) ausencia de precipitaciones en los días previos.

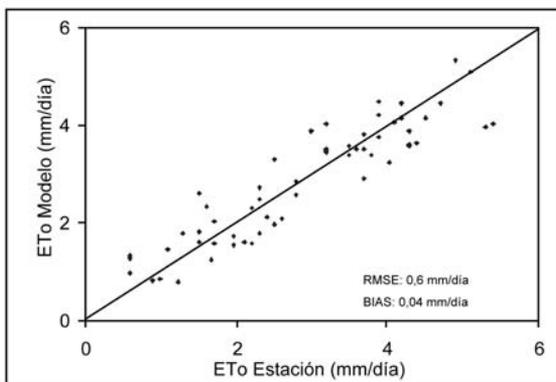
Así hemos seleccionado 58 imágenes NOAA-AVHRR 11, comprendidas en el período 1992-1996, que abarcan diferentes condiciones meteorológicas (períodos secos y períodos húmedos).

### VALIDACIÓN DEL MODELO

Una vez determinados los parámetros locales **a** y **b**, se ha procedido a la evaluación del modelo. Nuestro objetivo principal fue evaluar si el modelo presentaba error sistemático y determinar el error de estimación de la  $ET_o$ . Para evaluar los errores se ha utilizado el bias y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE).

Para ello, se han comparado los datos medidos en la estación Azul con los obtenidos aplicando el modelo (ecuación 12). Para la determinación de  $ET_o$  se ha utilizado una zona de 3 por 3 píxeles.

La Figura 5 muestra los resultados de los valores medidos y los calculados por el modelo y los parámetros estadísticos.



**Figura 5.** Valores de  $ET_o$  medidos en la estación y obtenidos aplicando el modelo. RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio y bias el sesgo o tendencia de la estimación.

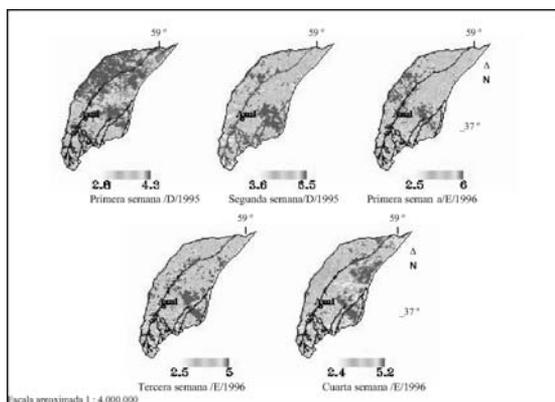
Como puede observarse el modelo no presenta tendencia y el error en la estimación es de  $\pm 0,6 \text{ mm día}^{-1}$ . Es importante remarcar que el modelo funciona adecuadamente para valores bajos de  $ET_o$  como para valores altos y que el error de estimación es semejante a los logrados con otros modelos de mayor complejidad, teniendo el beneficio de requerir sólo información de una estación meteorológica clásica.

### APLICACIÓN DEL MODELO

Una vez evaluado el comportamiento del modelo para la estimación de la  $ET_o$ , hemos aplicado éste a las 58 imágenes de  $T_s$  de la cuenca del arroyo del Azul con el fin de obtener mapas regionales de  $ET_o$ .

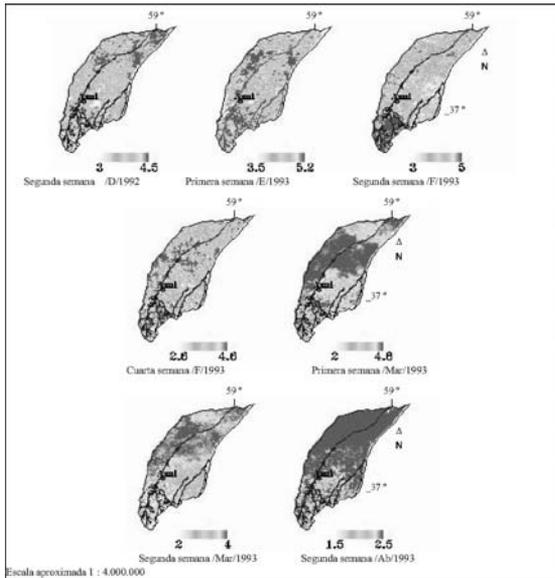
En las Figuras 6 y 7 se puede observar una selección de mapas de  $ET_o$  semanal obtenidos para la cuenca del arroyo del Azul. Las imágenes muestran la evolución espacio-temporal de la evapotranspiración en dos momentos hidrológicos importantes: el primero de ellos durante un período seco (Figura 6) y el segundo para un período húmedo (Figura 7).

En el caso de la etapa seca (diciembre-enero) se observa un incremento de la evapotranspiración a medida que avanza el verano (primera semana de diciembre a primera semana de enero), luego disminuye la evapotranspiración como consecuencia de la bajada de las temperaturas debido a precipitaciones ocurridas (tercera semana de enero) y por último se observa una tendencia al aumento de la evapotranspiración una vez finalizado el efecto de las precipitaciones (cuarta semana de enero).



**\* Figura 6.** Mapas de  $ET_o$  ( $\text{mm día}^{-1}$ ) de la cuenca del Azul obtenidos aplicando el modelo propuesto para un período seco.

Todas las figuras precedidas de asterisco se incluyen en el cuadernillo anexo de color



\* **Figura 7.** Mapas de  $ET_0$  ( $mm\ día^{-1}$ ) de la cuenca del Azul obtenidos aplicando el modelo propuesto para un período húmedo.

Para el período húmedo (verano a otoño) se observa un comportamiento más estable de la evapotranspiración a lo largo del verano (con valores máximos por debajo de los observados en el período seco) y la evolución de ésta hasta el otoño. Este comportamiento se debe a que las temperaturas se mantienen más bajas como consecuencia de las precipitaciones regionales uniformes, que a su vez, mantienen a la superficie de la cuenca con una mayor humedad y niveles freáticos cercanos a superficie.

## CONCLUSIONES

Se ha propuesto un modelo sencillo para la estimación de la ET a escala regional, el cual, requiere disponer de información meteorológica y datos de temperatura de superficie. El modelo es la resultante de la combinación de la ecuación de Penman-Monteith con datos de satélite. La ecuación operativa es la siguiente:

$$ET_0 = a \cdot T_s + b$$

donde  $ET_0$  es la evapotranspiración de referencia ( $mm\ día^{-1}$ ), y  $a$  ( $mm\ día^{-1}\ °C^{-1}$ ) y  $b$  ( $mm\ día^{-1}$ ) son parámetros.

Se ha aplicado el modelo a una zona de la llanura pampeana Argentina (cuenca del arroyo del Azul) y se ha observado que no presenta errores sistemáticos y que el error de estimación es de  $\pm 0,6\ mm\ día^{-1}$ .

Por último, se han obtenido mapas de  $ET_0$  de la cuenca del Azul para dos períodos hidrológicos (uno seco y otro húmedo).

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Ciencia y Tecnología (Proyecto REN 2001-3116), a la Unión Europea (Fondos Feder) y al apoyo del Programa Alban, Programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América Latina N° de identificación E03D06361AR.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. 1998. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements*-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.
- BOEGH, E., SOEGAARD, H., THOMSEN, A. 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*. 79: 329-343.
- CASELLES, V., DELEGIDO, J. 1987. A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *International Journal of Remote Sensing*. 8: 1151:1152.
- CASELLES, V., ARTIGAO, M., HURTADO, E., COLL, C., BRASA, A. 1998. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*. 63: 1-10.
- COLL, C., CASELLES, V. 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*. 102(14): 16697-16713.
- FRIEDL, M. 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface tem-

- perature measurements. *Remote Sensing of Environment*. 79:344-354.
- HUPET, F., VANCLOSOOSTER, M. 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 243: 192-204.
- JENSEN M. E., BURMAN R. D., ALLEN R. G. 1990. *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE Manual N° 70, 332 pp.
- MONTEITH, J. L. 1965. Evaporation and Environment. 19<sup>th</sup> Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge. 19: 205-234.
- MONTEITH, J. L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*. 107: 1-27.
- REGINATO, R. J., JACKSON, R. D., PINTER, J. P. 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing Environment*. 18: 75-89.
- RIVAS, R. 2002. La ecuación de Penman-Monteith adaptada a la teledetección. Aplicación a la cuenca del Azul, Argentina. Trabajo de investigación, Universidad de Valencia, 88 p.
- SCHMUGGE, T., FRENCH, A., KUSTAS, W. 2001. Evapotranspiration estimates using ASTER thermal infrared imagery. In: Proc. of SPIE EurOpto 8<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing, Toulouse, France, 45.
- SMITH, M., ALLEN, R. G., MONTEITH, J. L., PERRIER, A., PEREIRA, L., SEGEREN, A. 1992. Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements, FAO, Rome, Italy, 54 pp.
- USUNOFF E., VARNI M., WEINZETTEL, P., RIVAS, R. 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda Argentina. *Boletín Geológico y Minero*. 110(4): 391-406.
- VALOR E., CASELLES, V. 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote Sensing of Environment*. 57: 167-184.
- VARNI, M., USUNOFF, E., WEINZETTEL, P., RIVAS, R. 1999. The groundwater recharge in the Azul aquifer, central Buenos Aires Province, Argentina. *Physics and Chemistry of the Earth*. 24 (4): 349-352.