

# La ecuación de Priestley-Taylor aplicada a nivel de píxel: una alternativa para estudios detallados de cuencas

R. Rivas<sup>(1, 2)</sup> y F. Carmona<sup>(1, 3)</sup>

(1) Instituto de Hidrología de Llanuras *Dr. Eduardo J. Usunoff* (UNCPBA – CIC – Municipalidad de Azul)  
B7000, Tandil, Buenos Aires, Argentina.

(2) Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires (CIC).

(3) Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (ANPCyT).  
rrivas@rec.unicen.edu.ar, facundo.carmona@rec.unicen.edu.ar

## RESUMEN

La estimación de la evapotranspiración potencial diaria ( $LE_d$ ) es de gran interés a escala local y regional. Actualmente las estimaciones a escala regional se realizan a partir de la combinación de datos de terreno con imágenes de satélite (IS). En este trabajo se presenta una metodología de fácil aplicación para estimar la  $LE_d$  a escala regional por medio de la ecuación de Priestley y Taylor (1972) (PT) y un modelo para obtener la radiación neta diaria ( $Rn_d$ ) píxel a píxel (30 m por 30 m). El modelo de  $Rn_d$  se desarrolló a partir de datos locales registrados por una estación de balance de energía (EBE) en la región sub-húmeda pampeana de Argentina, resultando  $Rn_d = A \cdot Rs_{i,d} \cdot (1 - \text{albedo}) + B$  y siendo A y B dos parámetros experimentales y  $Rs_{i,d}$  la radiación de onda corta incidente diaria. El modelo de  $Rn_d$  se combinó con la ecuación de PT y se aplicó para obtener la  $LE_d$  a escala de píxel usando el albedo calculado desde una IS Landsat (sensor TM), el parámetro alfa de PT se asumió igual a 1,26 y el flujo de calor en el suelo nulo. Se elaboraron mapas de  $LE_d$  para 6 días consecutivos, donde la variación temporal de la  $LE_d$  es regulada principalmente por la  $Rs_{i,d}$  y la variación espacial por el albedo. Aunque no se ha validado la metodología propuesta con medidas de terreno y con otros modelos, una estimación de la incertidumbre en la metodología empleada para conocer la  $LE_d$  fue de 22 %, lo cual sugiere ser una buena alternativa para su aplicación en la región pampeana de Argentina u otras regiones similares del mundo.

Palabras clave: ecuación de Priestley-Taylor, evapotranspiración, imágenes de satélite, radiación neta, teledetección

## ***The Priestley-Taylor equation applied to pixel scale: an alternative for detailed studies of basins***

### ABSTRACT

*The estimate of potential daily evapotranspiration ( $LE_d$ ) is of great interest on a local and regional scale. Currently, scale regional estimates are conducted from the combination of field data with satellite images (SI). This paper presents a methodology of simple application to estimate the  $LE_d$  on a regional scale by means of the equation of Priestley and Taylor (1972) (PT) and a model to obtain daily net radiation ( $Rn_d$ ) pixel by pixel.  $Rn_d$  model was developed from local data recorded by an energy balance station (EBS) in the sub-humid pampean region of Argentina, resulting  $Rn_d = A \cdot Rs_{i,d} \cdot (1 - \text{albedo}) + B$ , where A and B are two experimental parameters and  $Rs_{i,d}$  is daily short wave incoming radiation.  $Rn_d$  model was combined with the PT equation and was applied to obtain  $LE_d$  on a pixel scale (30 m by 30 m) using the calculated albedo from a Landsat SI (TM sensor), the alpha PT parameter was set in 1.26 and ground heat flux in zero on a daily scale.  $LE_d$  maps were developed for 6 consecutive days, where  $LE_d$  temporal variation is mainly regulated by the  $Rs_{i,d}$  and spatial variation of the albedo. Although the model proposed has not been validated with local measurement or other models, a estimation of the uncertainty in the methodology used to determine  $LE_d$  was 22%, which suggests being a good alternative for its application in the pampean region of Argentina or other similar regions of the world.*

*Key words: evapotranspiration, net radiation, Priestley-Taylor equation, remote sensing, satellite images*

## Introducción

Globalmente cerca del 64 % del agua que precipita sobre los continentes vuelve a la atmósfera por medio del proceso de evapotranspiración (LE). De ese total, cerca de un 97 % es evapotranspirada desde la superfi-

cie y un 3 % desde cuerpos de agua (Dingman, 2002). De allí la importancia hidrológica que tiene la estimación de la LE tanto a escala local (en estaciones meteorológicas) como regional (mediante imágenes de satélite utilizando como base, generalmente, la ecuación de balance de energía o una simplificación de ésta).

La LE es el término de conexión entre el balance de agua y el balance de energía (BE) (Brutsaert, 1984), siendo uno u otro enfoque válido para cuantificarla. El BE representa convenientemente la forma en la cual se distribuye la radiación neta en un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera que los rodea. Una aproximación del BE (despreciando los flujos de energía asociados a la fotosíntesis, advección y variación de la energía interna del sistema) es dada como (Monteith y Unsworth, 1990; Ibáñez Plana, 1998; Sánchez *et al.*, 2008):

$$Rn = LE + H + G \quad (1)$$

donde Rn es la radiación neta, LE es el flujo de energía asociado al proceso de evapotranspiración y es resultado del producto entre el calor latente de vaporización (L) y la tasa de evapotranspiración (E), H es el flujo de calor sensible y G es el flujo de calor en el suelo (por lo general expresados en W m<sup>2</sup>). En la práctica, el uso más común de la ecuación de BE es para estimar LE como término residual.

Desde principios del siglo pasado muchos estudios han sido presentados para estimar la LE. Las primeras formulaciones se basaron en relaciones empíricas, pero Penman (1948) presentó una ecuación incorporando todas las variables meteorológicas con relación directa sobre el proceso de LE. La ecuación de Penman (1948) para estimar la LE desde una superficie se expresa como:

$$LE = \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (Rn - G) + \left( \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) E_A \quad (2)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor saturado como función de la temperatura media del aire (kPa °C<sup>-1</sup>), γ la constante psicrométrica (kPa °C<sup>-1</sup>) y E<sub>A</sub> representa el poder de secado del aire (W m<sup>-2</sup>), siendo éste último función del gradiente de humedad del aire cercano a la superficie y de la velocidad del viento a través de dicha superficie.

Teóricamente, en condiciones libres de advección, se ha considerado que el aire que pasa sobre una superficie saturada disminuirá gradualmente su déficit de saturación, tendiendo a cero E<sub>A</sub> (segundo término de la Ecuación 2), y pudiéndose establecer un límite inferior de LE. Dicho límite se denomina evapotranspiración de equilibrio LE<sub>eq</sub> (o evaporación de equilibrio, considerando el agua como superficie evaporante) (Slatyer y Mcllroy, 1967; Brutsaert, 1984). Sin embargo, en ambientes naturales, difícilmente son

encontradas condiciones de equilibrio y de presentarse esta es de muy corta duración. Las desviaciones de éstas son derivadas de efectos de advección regional y de gran escala, participando en ellas las variaciones horizontales de superficie y/o las condiciones atmosféricas presentes (Brutsaert, 1984; Eichinger *et al.*, 1996). Con el fin de compensar estas desviaciones Priestley y Taylor (1972) introdujeron un parámetro empírico α, resultando:

$$LE = \alpha \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (Rn - G) \quad (3)$$

donde α (adimensional) es el parámetro de Priestley y Taylor (PT). Para superficies extensas saturadas y superficies de agua libre de advección en ambientes de latitudes medias Priestley y Taylor (1972) concluyeron que el mejor estimador es un α igual a 1,26. Resultados similares de α apoyaron el valor propuesto por PT (Davies y Allen, 1973; Stewart y Rouse, 1976 y 1977; Eichinger *et al.*, 1996).

Por otro lado, en la Ecuación 3, la Rn representa la mayor parte de la energía disponible para realizar el proceso de LE, siendo G despreciable a escala diaria. Esto indica que resulta fundamental una buena estimación de la Rn para poder conocer, con una precisión aceptable, la cantidad de agua evapotranspirada desde una región. La Rn representa la suma de todas las contribuciones de radiación de onda corta y larga que entran y salen de la superficie, lo cual se expresa como:

$$Rn = Rs_i - Rs_r + Rl_i - Rl_r \quad (4)$$

donde Rs<sub>i</sub> es la radiación de onda corta incidente, Rs<sub>r</sub> es la radiación de onda corta reflejada, Rl<sub>i</sub> es la radiación de onda larga de la atmósfera hacia abajo y Rl<sub>r</sub> es la radiación de onda larga emitida por la superficie (dichos términos expresados en W m<sup>-2</sup>). A escala regional la Rn suele estimarse desde imágenes de satélite como (Brutsaert, 1984; Ibáñez Plana, 1998):

$$Rn_i = Rs_{i_i} (1 - albedo) + e_s e_a \sigma T_{a_i}^4 - e_s \sigma T_{rad_i}^4 \quad (5)$$

donde el subíndice *i* indica valores instantáneos, e<sub>s</sub> es la emisividad de superficie, e<sub>a</sub> es la emisividad del aire, T<sub>a<sub>i</sub></sub> la temperatura del aire (K), σ la constante de Stefan-Boltzmann (W m<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>) y T<sub>rad<sub>i</sub></sub> la temperatura

radiativa de superficie (K). El albedo,  $e_s$  y  $T_{radi}$  son obtenidas desde información de satélite, mientras que  $Rs_{i,d}$ ,  $T_{ai}$  y  $e_a$  corresponden a datos locales tomados en el instante de la captura de la imagen. Para obtener la  $Rn_d$  (el subíndice  $d$  indica valor diario) habitualmente se multiplica  $Rn_i$  por un factor que las relaciona (Seguin e Itier, 1983), lo cual puede introducir errores significativos en su estimación (Carmona *et al.*, 2010a). Una alternativa para reducir errores en la estimación de la  $Rn_d$  es seguir el razonamiento de Budyko (1956) donde propone, en condiciones potenciales de LE, calcular la  $Rn_d$  a partir de la  $Rs_{i,d}$  para un albedo igual a 0,18 y la temperatura de superficie igual a la del aire. Con una idea similar Choudhury *et al.* (1994) para albedos diferentes estima el valor de LE potencial con el modelo de PT a partir de la  $Rn$  obtenida con la siguiente función lineal (Jackson *et al.*, 1976):

$$Rn_d = 0,8 Rs_{i,d} - 75 \quad (6)$$

siendo  $Rn_d$  y  $Rs_{i,d}$  (horas diurnas) en  $W m^{-2}$ . Numerosos autores han ajustado ecuaciones del mismo tipo en condiciones diferentes (ver Tabla 4 de Choudhury *et al.*, 1994), demostrando la aplicabilidad de la Ecuación 6 para suelo desnudo y diferentes tipos vegetación (24 superficies vegetales diferentes).

### Objetivos

El objetivo del presente trabajo es desarrollar una ecuación para obtener la radiación neta diaria a partir de datos registrados por una estación de balance de energía y mostrar su fácil aplicación en la estimación de la evapotranspiración a partir del modelo de Priestley y Taylor (1972) a escala regional por medio de imágenes de satélite (IS).

### Metodología

Partiendo de la idea de Choudhury *et al.* (1994) y considerando que la Ecuación 6 es válida para diferentes cubiertas (albedo variable), en este trabajo se propone estimar la  $Rn_d$  como función de la radiación de onda corta neta diaria ( $Rsn_d = Rs_{i,d} - Rs_{l,d}$ ) resultando:

$$Rn_d = ARsn_d + B \quad (7)$$

siendo A (adimensional) y B ( $W m^{-2}$ ) parámetros pro-

prios del área de estudio, que deben estimarse a partir de datos registrados con un sensor que permita medir las diferentes componentes de la  $Rn$  (Ecuación 4). La Ecuación 7 requiere conocer el valor de  $Rsn_d$  (y no la  $Rs_{i,d}$ ) con la finalidad de considerar el albedo de la superficie y a la vez que éste pueda ser calculado a partir de imágenes de satélite.

Para evaluar la función lineal se utilizó el coeficiente de determinación ( $r^2$ ), la pendiente  $b$  de la regresión lineal entre valores observados (O) y estimados (E) (Ecuación 7) y, además, los siguientes estadísticos: la desviación media del error o bias (MBE), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), el error relativo (RE), el índice de concordancia de Willmott ( $d$ ; Willmott, 1981) y la eficiencia del modelo (EF; Zacharias *et al.*, 1996). Estos estadísticos se definen como:

$$r^2 = \frac{[\sum (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})]^2}{\sum (E_i - \bar{E})^2 \sum (O_i - \bar{O})^2} \quad (8)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - E_i)}{N} \quad (9)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2}{N}} \quad (10)$$

$$RE = \frac{RMSE}{O} \quad (11)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i + O_i - O_i)^2} \quad (12)$$

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - O)^2} \quad (13)$$

donde N es el número de observaciones,  $O_i$  es el valor observado y  $E_i$  es el valor estimado, y son los valores medios de E y O.

El modelo perfecto es cuando  $b$  (pendiente de la regresión lineal) =  $r^2 = d = EF = 1$  y  $MBE = RMSE = RE = 0$ . El mejor modelo debe tender a los límites ante-

riores, siendo bueno el ajuste del modelo cuando  $d \geq 0,95$ ,  $RE \leq 0,20$ ,  $b$  está cerca de 1 ( $1 \pm 0,1$ ) y  $r^2 > 0,80$  (Cai *et al.*, 2007; Pereira, 2004; Stockle *et al.*, 2004).

Para obtener la LE se combinaron las Ecuaciones 3 y 7, resultando:

$$LE_d = \alpha \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (ARsn_d + B - G_d) fc^{-1} \quad (14)$$

siendo  $LE_d$  la LE diaria potencial (o real si el suelo está húmedo),  $\alpha$  considerado igual a 1,26 (Priestley y Taylor, 1972), la relación  $(\Delta/\Delta+\gamma)$  calculada como un valor medio del día a partir de la temperatura media del aire ( $T_a$ ) y la altitud en la que se encuentra instalada la estación de medición de los datos (Allen *et al.*, 1998),  $G_d$  el flujo el calor en el suelo diario asumido igual a cero y  $fc^{-1}$  igual a  $(28,36)^{-1}$  es el factor de conversión de unidades de  $W m^{-2}$  a  $mm día^{-1}$  (el factor considera un calor latente de vaporización a una temperatura de 20 °C).

Para poder aplicar la Ecuación 14 a escala regional se estima la  $Rsn_d$  como  $R_{s,d}$  ( $1 - \text{albedo}$ ),  $R_{s,d}$  es obtenida a partir de datos locales y el albedo de la superficie por medio de IS píxel a píxel.

Por último se aplicó la teoría de errores al modelo propuesto y posteriormente se compararon los valores de LE calculados utilizando el método de Penman Monteith FAO 56 (Allen *et al.*, 1998) con los obtenidos por el modelo en una parcela de estudio.

### Zona de aplicación y datos utilizados

La zona de estudio se ubica en la llanura pampeana la cual presenta clima sub húmedo - húmedo. La precipitación media anual es de 900 mm (período 2000-2008, Estación Tandil de la Red del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina, 37° 14' S y 59° 15' O, 175 m), los valores mensuales máximos se dan en el mes de marzo y los mínimos en agosto. Los valores medios anuales de temperatura del aire, velocidad del viento, humedad relativa y de la  $R_{s_i}$  son 14 °C, 2,6  $m s^{-1}$ , 70,5 % y 186  $W m^{-2}$ , respectivamente (Carmona *et al.*, 2010b). En esta región, sobre una parcela con un suelo Argiudol, Weinzettel y Usunoff (2001) mostraron que el 85 % del agua precipitada se pierde a través del proceso de LE.

En éste estudio se utilizaron datos locales registrados por un sensor CNR1 (Kipp & Zonen) en el periodo 2006-2010 (día juliano 216 de 2006 a 69 de 2010) que integra una Estación de Balance de Energía (EBE, ver Carmona *et al.*, 2010a). La EBE fue instalada sobre una parcela experimental en el área cercana al cam-

pus universitario de la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (37° 19' S, 59° 05' O, 214 m), Tandil, 400 km al suroeste de la capital Argentina (Figura 1a). La ubicación de la EBE, y por lo tanto la del sensor CNR1, varió en un entorno de 50 km al campus para analizar las diferentes cubiertas vegetales dominantes en el área (soja, avena, pastura natural, rastrojo). El sensor CNR1 se ubicó a 2,15 m de altura, el sensor de humedad relativa y temperatura del aire se midió a 2 m y la velocidad del viento a 2,40 m (Carmona *et al.*, 2010a).

En el periodo considerado el sensor CNR1 registró un total de 959 días de datos a partir de los cuales se utilizaron 640 días de registro para obtener los parámetros experimentales A y B del modelo de  $Rn_d$  (Ecuación 7), mientras que los restantes 319 días de registro se utilizaron para validar el modelo.

Para obtener la  $LE_d$  a escala regional (Ecuación 14), por medio de la metodología propuesta, se utilizaron datos de la EBE sobre una parcela de 5 ha de Soja de primera (Figura 1b) y un recorte de una IS captada por el sensor Thematic Mapper (TM, Landsat 5) del día 23/02/2010 (path/row 225/86) (Figura 1c) (resolución de píxel de 30 m por 30 m). Para calcular la  $Rsn_d$  es necesario disponer de un mapa de albedo y la  $R_{s,d}$  medida en la EBE. En este caso para estimar albedo con los datos captados por el sensor TM se utilizó la expresión de Liang (2000):

$$\text{albedo} = 0,356\rho_1 + 0,13\rho_2 + 0,373\rho_4 + 0,085\rho_5 + 0,072\rho_7 + 0,0018 \quad (15)$$

donde  $\rho$  representa la reflectividad de superficie y los subíndices 1, 2, 4, 5 y 7 el número de la banda.

Las bandas 1 a 4 se corrigieron atmosféricamente utilizando el método de resta de superficies oscuras (conocido como método DOS) (Song *et al.*, 2001). Los valores de la Ecuación 15 fueron verificados para un conjunto de 20 imágenes Landsat TM mediante las medidas de terreno realizadas con el sensor CNR1 mediante el cociente  $R_{s,d} R_{s,d}^{-1}$  (publicación en elaboración por parte de los autores del presente trabajo).

### Resultados y discusión

En la Figura 2 se muestra la serie de datos de  $R_{s,d}$ ,  $R_{s,d}$ ,  $RI_{1,d}$  y  $RI_{1,d}$  para el periodo registrado por el sensor CNR1 (las regiones en blanco de la gráfica corresponden a periodos en los cuales la EBE no estuvo midiendo, generalmente por cambios en el lugar de instalación, calibración y/o configuración). El registro muestra la variación estacional de los términos radia-

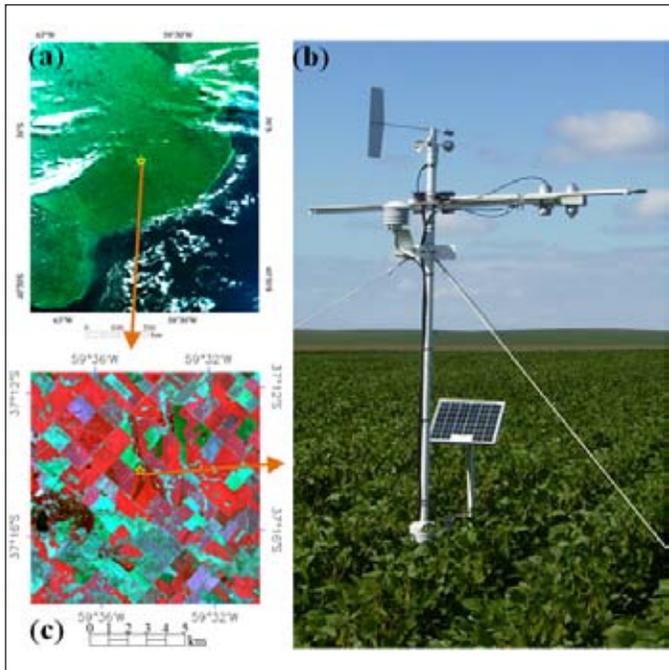


Figura 1. (a) Recorte en color verdadero de una IS captada por el sensor MODIS (mostrando la provincia de Buenos Aires, Argentina y la ubicación del área de estudio), (b) EBE instalada en la parcela de soja en el establecimiento agrícola Laura Leofú (37° 14' S, 59° 34' O, 235 m) y (c) recorte de una IS del área de estudio captada por el sensor TM (RGB 432)

Figure 1. (a) Cut in true color of a satellite image by MODIS sensor (showing the province of Buenos Aires, Argentina and the location of the study area), (b) EBE installed in the plot of soy in the agricultural place Laura Leofú (37° 14' S, 59° 34' OR, 235 m) and (c) cut of an satellite image of the study area by TM sensor (RGB 432)

tivos (Ecuación 4), el efecto de las nubes sobre el término  $Rs_{\downarrow d}$ , la evolución temporal de la atmósfera de la zona  $RI_{\downarrow d}$  y de la superficie observada  $RI_{\uparrow d}$ . Los términos  $RI_{\downarrow d}$  y  $RI_{\uparrow d}$ , si bien son los de mayor magnitud, al hacer la diferencia de éstos da como resultado una radiación de onda larga neta significativamente menor ( $Rln_d = RI_{\downarrow d} - RI_{\uparrow d}$ ) comparada con la radiación de onda corta neta ( $Rsn_d = Rs_{\downarrow d} - Rs_{\uparrow d}$ ). Entonces, la  $Rs_{\downarrow d}$  es el término principal que regula la  $Rn_d$ , siendo  $Rs_{\uparrow d}$  una fracción de ésta ( $Rs_{\uparrow d} = \text{albedo} \cdot Rs_{\downarrow d}$ ). Debido a que los valores diarios de  $Rln_d$  tienen una reducida desviación (ver Tabla 1) para el conjunto de datos analizados y en parte están regulados por la  $Rs_{\downarrow d}$  (Granger, 2000) demuestra el efecto de la radiación solar en relación a la  $Rln_d$ , (ver Ecuación 4) y es apropiado aplicar la función propuesta en la Ecuación 7 (Figura 2). El comportamiento resultará lineal en cualquier región del mundo independientemente del tipo de superficie analizada (suelo desnudo, cobertura parcial y cobertura total; Choudhury *et al.*, 1994) y la variación de los parámetros de la ecuación será función del lugar donde se aplique. La Tabla 1 muestra los estadísticos básicos de la serie de datos medidos en la CNR1 (Figura 2), balance neto de onda corta y larga, la radiación neta diaria y el albedo calculado.

La Figura 3a muestra el ajuste de los parámetros del modelo (Ecuación 7) para la estimación de la  $Rn_d$  en función de la  $Rsn_d$  y la Figura 3b muestra el ajuste de los datos siguiendo la metodología de Choudhury *et al.* (1994) (Ecuación 6). La Figura 3b demuestra la

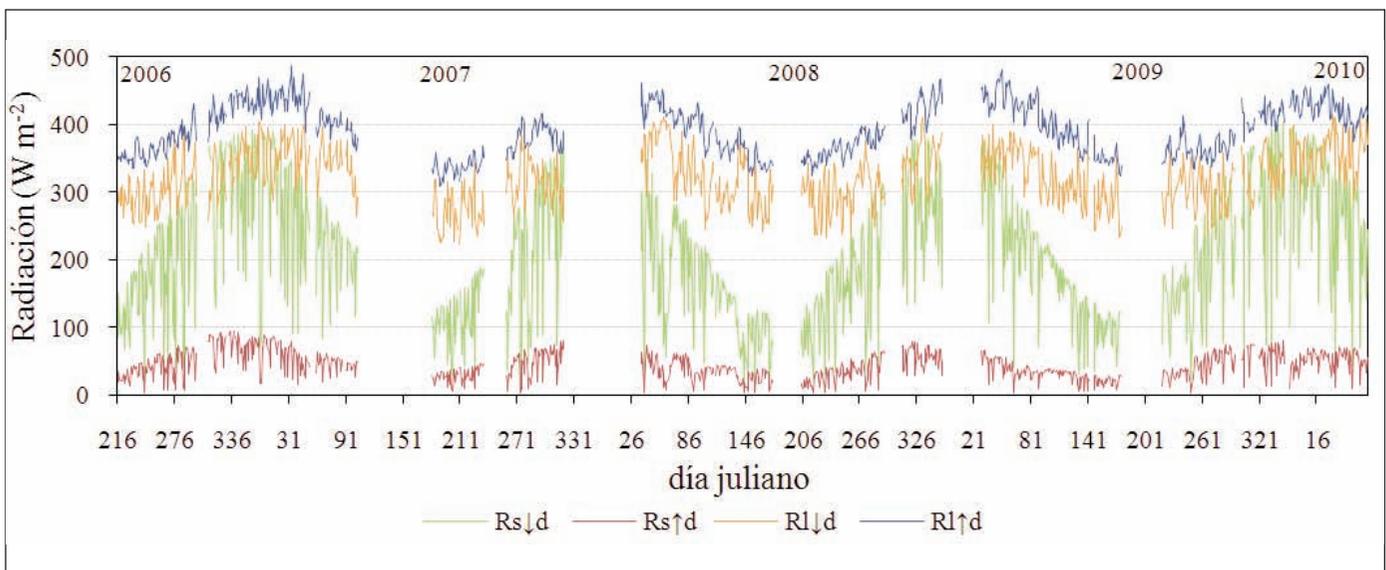


Figura 2. Componentes de la  $Rn_d$  registrados por el sensor CNR1 en el área de estudio  
Figure 2. Components of  $Rn_d$  registered by CNR1 sensor in the study area

<b>variable</b>	<b>promedio</b>	<b>desviación estándar</b>	<b>mínimo</b>	<b>máximo</b>
$Rs_{1d}$	208	96	17	404
$Rs_{1d}$	43	20	3	95
$Rl_{1d}$	322	41	222	416
$Rl_{1d}$	392	37	309	487
albedo	0,21	0,03	0,10	0,30
$Rsn_d$	164	78	13	351
$Rln_d$	-70	27	-139	-4
$Rn_d$	96	62	-14	241

Tabla 1. Estadística descriptiva a escala diaria de los componentes de radiación registrados por el sensor CNR1,  $Rsn_d$ ,  $Rln_d$ ,  $Rn_d$  (expresados en  $W m^{-2}$ ) y albedo de la superficie (adimensional) (959 días)

Table 1. Descriptive statistics at daily scale of radiation components recorded by the CNR1 sensor,  $Rsn_d$ ,  $Rln_d$ ,  $Rn_d$  (expressed in  $W m^{-2}$ ) and surface albedo (dimensionless) (959 days)

validez de la metodología de estimación de la  $Rn_d$  propuesta en este trabajo. También es importante observar que los parámetros de la Ecuación 6 son diferentes a los presentados por Choudhury *et al.* (1996) lo que demuestra el grado de dependencia del lugar de aplicación.

Los parámetros experimentales de la Ecuación 7 obtenidos para el conjunto de datos son  $A = 0,75 \pm 0,01$  y  $B = -28 \pm 2 W m^{-2}$ , con un  $r^2$  de 0,90 (Figura 3a).

Si bien en la Figura 3b se muestra la validez del modelo en relación a la Ecuación 6 es necesario comprobar la aptitud de éste con datos medidos con el sensor CNR1. La validación del modelo se muestra en la Figura 4 en la cual se puede observar el buen ajuste entre los datos observados y estimados (utilizando 319 días del total de 959 días). En la Tabla 2 se presentan los resultados de los estadísticos utilizados para evaluar el comportamiento de la Ecuación 7 utilizando los parámetros logrados a partir de la disper-

sión de la Figura 3a. Los estadísticos muestran un buen grado de ajuste en general, destacándose que el modelo lineal no presenta tendencia y que el RE es inferior al 20 %.

Para la estimación de  $LE_d$  con la Ecuación 14 utilizando una IS es necesario conocer el albedo de la superficie, la  $Rs_{1d}$ , y la  $T_a$ . Considerando que el albedo es una variable biofísica que presenta una representatividad decádica o mayor (por ejemplo para un índice de área foliar superior a 3 se puede considerar un albedo constante para un periodo mayor a 10 días) es posible estimar la  $LE_d$  con solo 3 o menos imágenes al mes. Para mostrar la aplicabilidad de la metodología a escala regional se utilizó la IS Landsat del 23/02/2010 (día juliano 54) descrita en el apartado anterior, con la que se calculó el albedo (aplicando la Ecuación 15 previa corrección atmosférica de las bandas utilizadas) de un área de 12 km por 12 km (Figura 5, en el centro de ésta se ubica la EBE). En la Figura 5

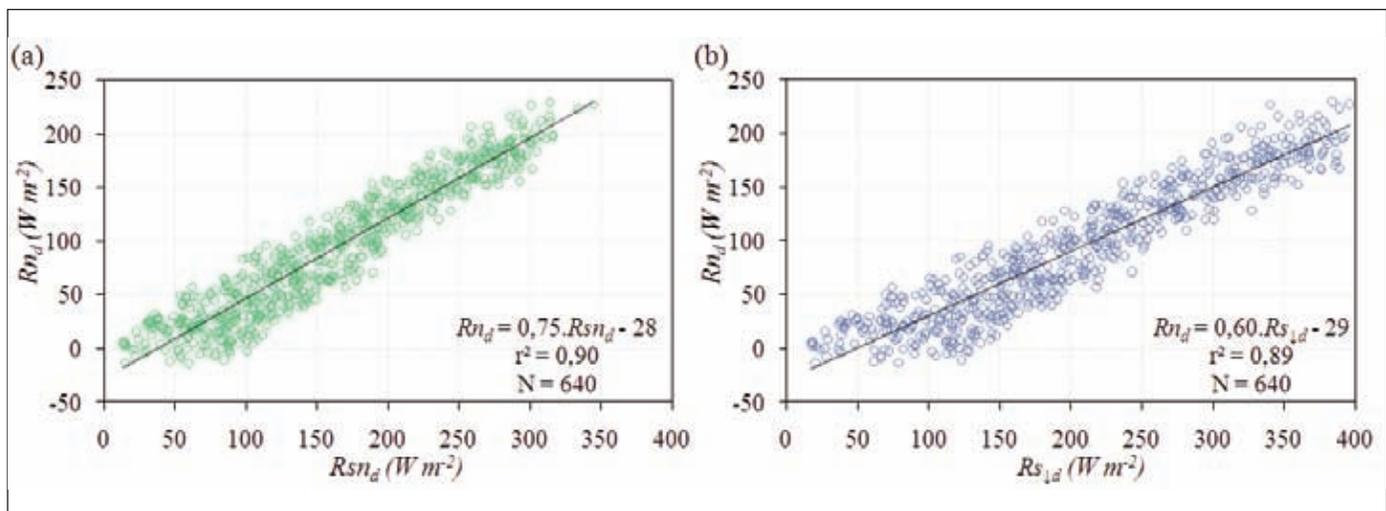


Figura 3. Dispersión  $Rsn_d$ - $Rn_d$  y recta ajustada de acuerdo a: (a) Ecuación 7 propuesta en este trabajo y (b) de acuerdo a la Ecuación 6

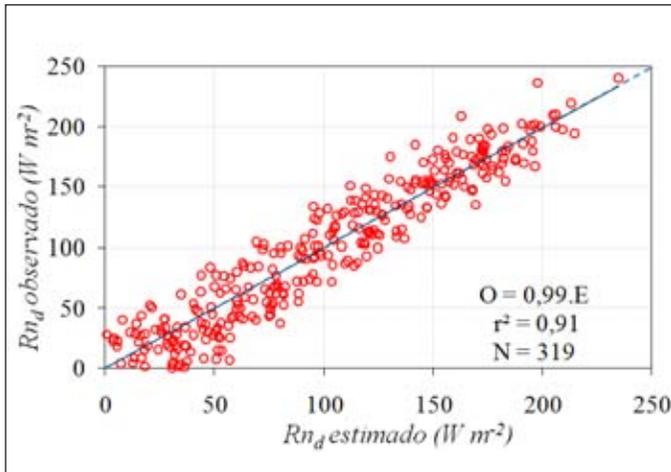


Figura 4. Validación del modelo de  $Rn_d$  con datos medidos en la estación. La línea azul punteada marca la relación 1:1  
 Figure 4. Validation of  $Rn_d$  model with data measured in the station. The dotted blue line shows the relation 1:1

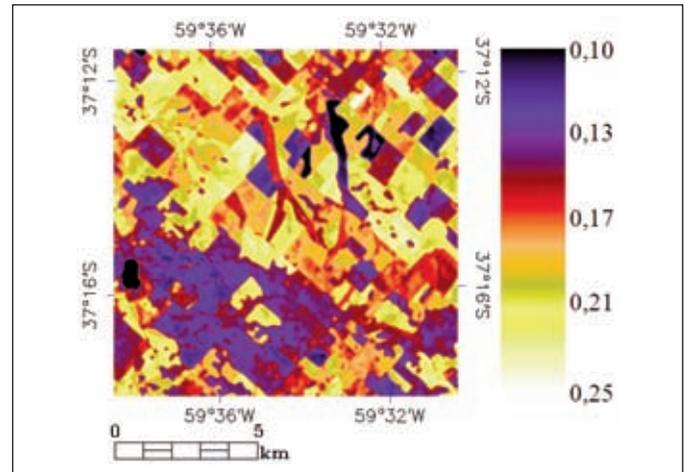


Figura 5. Mapa de albedo (adimensional) para el día juliano 54 de 2010 (se aplicó un filtro mediano de 5 x 5 píxeles)  
 Figure 5. Albedo map (dimensionless) for the Julian day 54 in 2010 (a medium filter of 5 x 5 pixels was applied)

se observa la variación del albedo, entre 10 % o menor en color negro a valores de 25 % o mayor en color blanco, en el área considerada. El menor albedo es observado en color negro sobre una laguna ubicada en el sector izquierdo, albedos bajos en color azul sobre superficies con suelo desnudo (suelo arcilloso) o rastrojo húmedo y con colores anaranjados claros y amarillos albedos máximos correspondientes a vegetación, en su gran mayoría, con soja. Es importante mencionar que el albedo de las superficies consideradas en el ajuste local del modelo de  $Rn_d$  tuvo un promedio de 0,21, una desviación estándar de 0,03 y un mínimo y máximo de 0,10 y 0,30 respectivamente (Tabla 1). Por lo tanto, el cálculo de la  $Rn_d$ , y a partir de ésta de la  $LE_d$  fuera de los límites de albedo registrados en el periodo 2006-2010 no debería ser considerado.

La Figura 6 muestra los mapas de  $LE_d$  logrados para los días juliano 54 a 59 de 2010 usando la Ecuación 14 utilizando como dato de entrada el mapa de albedo, la  $Rn_d$  y la  $T_a$  (para obtener la relación  $(\Delta/\Delta+\gamma)$ ), éstas últimas dos variables corresponden a medidas registradas en la EBE (ver Tabla 3). En la Figura 6 se observa claramente la variación de la  $LE_d$

tanto a escala espacial como temporal. A escala temporal la variación queda modelada por la  $Rn_d$  y la relación  $(\Delta/\Delta+\gamma)$ , mientras que a escala espacial es regulada por el albedo de cada píxel. La variación de la  $LE_d$  va de 4 a 6 mm día<sup>-1</sup> destacándose el día 55 que presenta una baja evapotranspiración como consecuencia de una alta nubosidad y los días 58 y 59 que presentan máximos valores de  $LE_d$  en respuesta a elevados valores de radiación solar.

Si bien existe un gran número de trabajos científicos que analizan el error de estimar la  $LE_d$  a escala local con la ecuación de PT en esta situación es necesario calcular el error de la Ecuación 14 considerando la estimación de la  $Rn_d$  a partir de datos de satélite. Por lo tanto se estimó el error del modelo ( $\delta LE_d / LE_d$ ) propuesto aplicando la teoría de errores, resultando la siguiente expresión:

$$\frac{\delta LE_d}{LE_d} = \left[ \left( \frac{\delta \alpha}{\alpha} \right)^2 + \left( \frac{\delta (Rn_d - G_d)}{Rn_d - G_d} \right)^2 + \left( \frac{\delta \gamma}{\gamma} \right)^2 + \left( \frac{\delta \Delta}{\Delta} + \frac{\delta \Delta}{\gamma + \Delta} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (16)$$

donde el símbolo  $\delta$  indica el error de la variable que

<b>b</b>	<b>r<sup>2</sup></b>	<b>MBE (W m<sup>-2</sup>)</b>	<b>RMSE (W m<sup>-2</sup>)</b>	<b>RE</b>	<b>d</b>	<b>EF</b>
0,99	0,91	-1	19	0,19	0,99	0,97
$\bar{O} = 99 \text{ W m}^{-2}$ ; $\bar{E} = 100 \text{ W m}^{-2}$ ; N = 319						

Tabla 2. Resumen de los estadísticos utilizados para evaluar el modelo de  $Rn_d$  de acuerdo a las Ecuaciones 8 a 13  
 Table 2. Summary of statistics used to evaluate the  $Rn_d$  model according to Equations 8-13

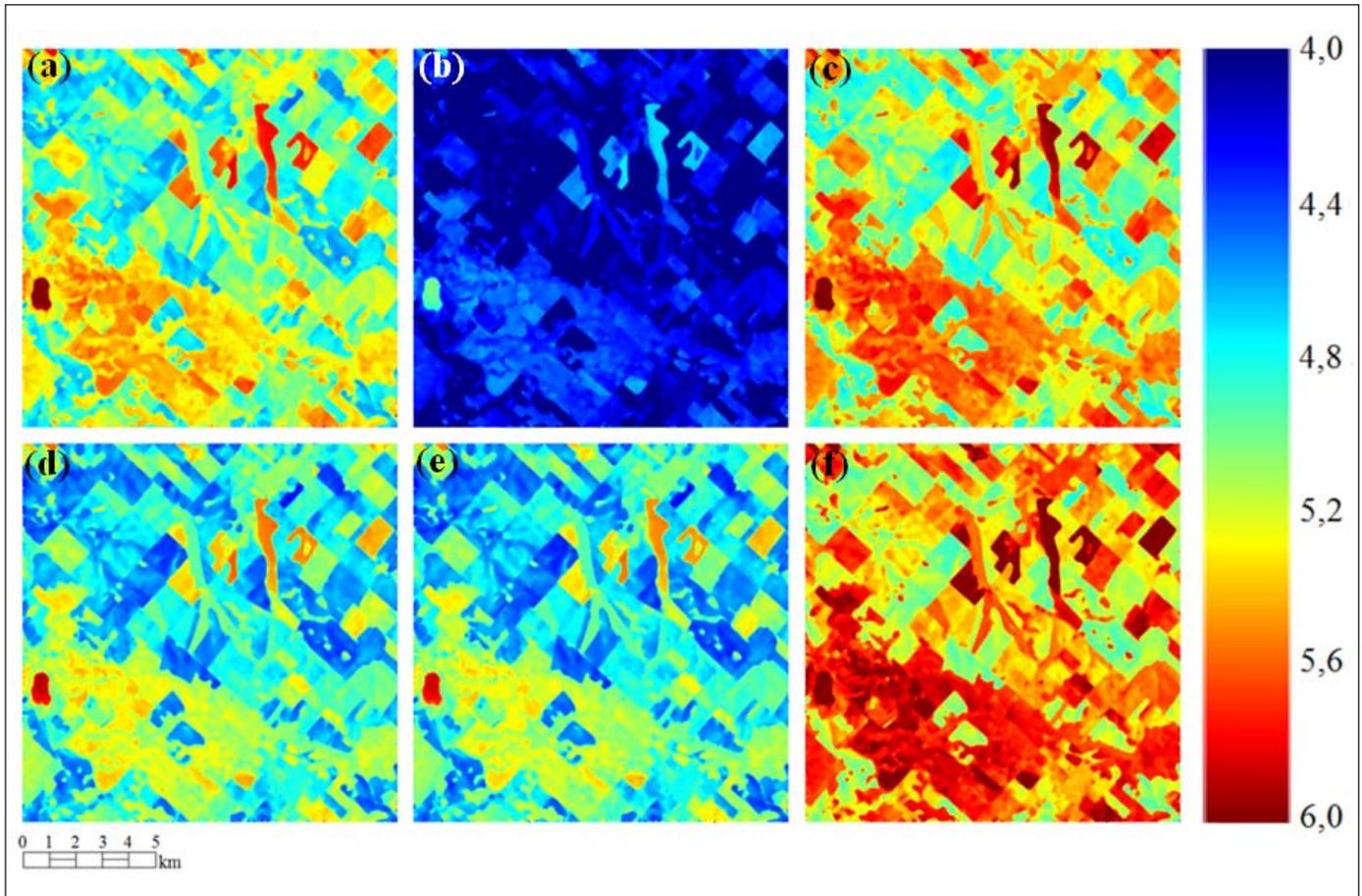


Figura 6. Mapas de  $LE_d$  ( $mm\ día^{-1}$ ) a partir de la IS del sensor TM captada el 23/02/2010 para los días juliano: (a) 54, (b) 55, (c) 56, (d) 57, (e) 58 y (f) 59 (con filtro mediano de  $5 \times 5$  píxeles)  
 Figure 6.  $LE_d$  maps ( $mm\ day^{-1}$ ) from the satellite image of sensor TM grasped 02/23/2010 for the Julian days: (a) 54, (b) 55, (c) 56, (d) 57, (e) 58 and (f) 59 (with medium filter of  $5 \times 5$  pixels)

le sigue. Considerando para la  $Rn_d$  un RE de 19% (obtenido en la validación del modelo de  $Rn_d$ ), un RE de 10% para el parámetro  $\alpha$  (Nichols *et al.*, 2004), de 1% para  $\gamma$ , 5% para  $\Delta$  y despreciando  $G_d$ , se llega a un error de estimación de la  $LE_d$  del 22%, siendo la incertidumbre del modelo gobernada principalmente por la  $Rn_d$ .

El albedo obtenido con la imagen para el área de la parcela de soja es representativo de 15 días ya que durante ese período el valor registrado por la CNR1 fue de  $0,22 \pm 0,01$  (y  $0,21 \pm 0,01$  para la parcela de soja con la IS) y por lo tanto es aceptable comparar los valores diarios de LE potencial calculados con la Ecuación de Penman Monteith FAO 56 con los obtenidos por medio de la IS. La Figura 7 muestra la comparación para los 15 días considerados (días juliano 46 a 60) y se puede ver que la ecuación propuesta no presenta tendencia. La cantidad de datos utilizados no permite lograr dar mayores precisiones sobre el

modelo usado en la Ecuación 14 y requiere un análisis con una mayor cantidad de datos. En relación al modelo propuesto es importante remarcar que existen trabajos científicos que utilizaron el método de Priestley y Taylor para la estimación de la evapotranspiración potencial y real demostrando que el uso

Fecha (día juliano)	$(\Delta/\Delta+\gamma)$	$Rs_d$ ( $W\ m^{-2}$ )
54	0,69	311
55	0,65	275
56	0,69	321
57	0,72	290
58	0,73	285
59	0,73	316

Tabla 3. Datos utilizados en la Ecuación 14 para obtener los mapas de LE  
 Table 3. Data used in Equation 14 for  $LE_d$  maps

de la ecuación es apropiado (Choudhury y Monteith, 1988; Jiang e Islam, 2001; Flores *et al.*, 2007). Las mejores estimaciones de LE utilizando Priestley y Taylor con IS corresponden al trabajo de Jiang e Islam (1999) en donde encuentran que la RMSE es de 8,67% para un conjunto de 5 observaciones y Batra *et al.* (2006) que indican que el método subestima la LE y que la RMSE es 15,18%.

Aplicar la Ecuación 7 utilizando como dato de entrada el albedo de la superficie logrado a partir de IS y datos de terreno tiene una importante utilidad hidrológica al momento de conocer la variación espacial de la  $LE_d$ . Por lo tanto el modelo presentado en este trabajo requiere disponer de una EBE y además:

- Es válido para  $0,10 \leq \text{albedo} \leq 0,25$ ;
- Superficies de suelo desnudo (limitado a un suelo Argiudol) y cultivos implantados (desde cobertura parcial a total);
- Áreas de estudio sin efectos orográficos de relevancia y que no superen los 2000 km<sup>2</sup> (validez de una EBE para un radio de 50 km);
- La ecuación es válida para su aplicación para días con cobertura nubosa.

La utilización como dato de entrada del albedo de una IS quincenal genera un error de la estimación en casos de que los cultivos se encuentren en la etapa inicial de desarrollo lo cual generaría un cambio en la relación  $R_{s,d} R_{s,d}^{-1}$  que no estaría reflejado en el mapa de albedo. En estos casos podría solucionarse el inconveniente utilizando IS de otras misiones (por ejemplo SAC-C, CBERS y EOS/ASTER entre otras) que permitan estimar el albedo de la superficie para

periodos inferiores a los 16 días (revisita de Landsat). Una combinación de datos de diferentes fuentes aumentaría la precisión de la aplicación y a la vez haría más complejo el proceso de obtención de la  $LE_d$ .

## Conclusiones

En este trabajo se presenta una metodología de fácil aplicación para obtener la evapotranspiración diaria píxel a píxel a partir del modelo de Priestley y Taylor (1972). La variabilidad espacial de la evapotranspiración es regulada por la radiación neta diaria en cada píxel ( $MBE = -1 \text{ W m}^{-2}$  y  $RMSE = 19\%$ ), calculada por medio del albedo obtenido desde imágenes de satélite y la radiación de onda corta diaria desde datos locales (estaciones meteorológicas). Es destacable resaltar que la metodología descrita es válida para cualquier misión de satélite (SPOT, CBERS, EOS/ASTER, Landsat, SAC-C y EOS/MODIS), siempre y cuando ésta permita obtener el albedo de la superficie. Si el albedo no varía de manera significativa en el tiempo, lo cual generalmente sucede (salvo en etapas de crecimiento de la vegetación o cosecha), puede usarse una misma imagen para crear mapas de evapotranspiración diarios, variando en cada uno de ellos la radiación de onda corta diaria y la relación  $(\Delta/\Delta+\gamma)$  obtenidas a partir de datos medidos en una estación meteorológica. La aplicación sobre un caso real en la región sub-húmeda pampeana de la provincia de Buenos Aires (Argentina) muestra una buena aptitud comparado con medidas realizadas in situ (método de referencia de Penman Monteith FAO 56) y sería esperable igual comportamiento en otras regiones del mundo que presenten condiciones similares. Los resultados sugieren que la metodología propuesta puede implementarse con facilidad y que el error de la estimación sería similar al logrado en otras investigaciones que utilizaron como base la ecuación de Priestley y Taylor (Jiang e Islam 1999, Batra *et al.*, 2006).

Por último es importante remarcar que la ecuación ajustada, si bien es de carácter local, permite estimar la evapotranspiración a escala espacial de una de las regiones agroganaderas más productivas del mundo y, además, aporta resultados que contribuirán a la conservación del medio ambiente.

## Agradecimientos

El trabajo fue realizado con fondos otorgados por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, la Universidad Nacional del

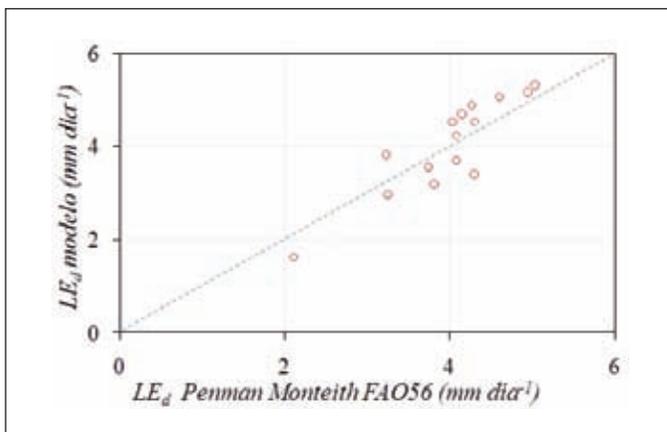


Figura 7. Comparación de datos de ET calculados en la parcela utilizando Penman Monteith FAO 56 y los obtenidos por medio del modelo propuesto. La línea azul punteada marca la relación 1:1  
 Figure 7. Comparison of ET data calculated using FAO 56 Penman Monteith and data obtained by the proposed model. The blue dotted line shows the relation 1:1

Centro de la Provincia de Buenos Aires y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (PRH N° 0032 UNCPBA-ANPCyT). Además queremos agradecer especialmente a los 3 revisores anónimos que aportaron consideraciones muy importantes para la elaboración del presente trabajo.

## Referencias

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Dirks, R., y Martin, S. 1998. Crop Evapotranspiration. *FAO Irrigation and Drainage*, Paper N° 56.
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., y Jiang, L. 2006. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15.
- Brutsaert, W. 1984. *Evaporation into the atmosphere, Theory, History, and Applications*. Cornell University. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- Budyko, M.I. 1956. *The Heat Balance of the Earth's Surface (translated by N.A. Stepanova)*, U.S. Department of Commerce, Washington, DC, 259 pp.
- Carmona, F., Rivas, R., Ocampo, D., Schirmbeck, J. y Holzman, M. 2010a. Estación de balance de energía: instrumental para la estimación y validación de variables hidrológicas a escala local y regional. *I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras*, Azul, Buenos Aires, Argentina. Aceptado.
- Carmona, F., Rivas, R. y Caselles, V. 2010b. Estimación del parámetro alfa de Priestley-Taylor en condiciones de secano. *I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras*, Azul, Buenos Aires, Argentina. Aceptado.
- Cai, J., Liu, Y., Lei, T. y Pereira, L.S. 2007. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agricultural and Forest Meteorology*, 145, 22-35.
- Choudhury, B.J., Monteith, J.L. 1988. A four-layer model for heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 373-398.
- Choudhury, B., Ahmed, N., Idso, S., Reginato, R. y Daughtry, C. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, 50, 1-17.
- Davies, J. y Allen, C. 1973. Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 12, 649-657.
- Dingman, S. 2002. *Physical Hydrology*, Second edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA, 575 pp.
- Eichinger, W., Parlange, M. y Stricker, H. 1996. On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient. *Water Resources Research*, 32(1), 161-164.
- Flores, F., Pérez, R., Lillo, M. 2007. Comparación de tres modelos de estimación de la evapotranspiración mediante imágenes MODIS. En: Rivas R., Grisotto A., Sacido M. (ed.), *Teledetección. Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional*, Editorial Martín, Mar del Plata, Argentina, 1:291-298.
- Granger, R. 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229, 70-76.
- Ibáñez Plana, M. 1998. *Estimación de la evapotranspiración regional a partir de la Razón de Bowen radiativa*. Universitat de València, Facultat de Física, Tesis Doctoral, 166 pp.
- Jiang, L., Islam, S. 1999. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26(17), 2773-2776.
- Jiang, L., Islam, S. 2001. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2), 329-340.
- Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.
- Monteith, J. y Unsworth, M. 1990. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold (ed.), London, 291 pp.
- Nichols, J., Eichinger, W., Cooper, D., Prueger, J., Hipps, L., Neale, C. y Bawazir, A. 2004. Comparison of evaporation estimation methods for a riparian area. University of Iowa, Iowa City IA 52242-1585, *IHR Technical Report No.* 436.
- Penman, H. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, A*, 194, 120-145.
- Pereira, A. 2004. The Priestley-Taylor parameter and the decoupling factor for reference evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 125, 305-313.
- Priestley, C. y Taylor, J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81-92.
- Sánchez, J., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V. y Telesca, V. 2008. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *Journal of Hydrology*, 351, 58-70.
- Seguin, B. y Itier, B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 351, 58-70.
- Slatyer, R. y Mclroy, I. 1967. *Practical Microclimatology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310 pp.
- Song, C., Woodcock, C., Seto, K., Pax-Lenney, M., y Macomber S., 2001. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects? *Remote Sensing of Environment*, 75, 230-244.
- Stewart, R. y Rouse, W. 1976. A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resources Research*, 12, 623-628.
- Stewart R.B. y Rouse, W.R. 1977. Substantiation of the Priestley and Taylor parameter  $\alpha=1.26$  for potential

- evaporation in high latitudes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 6, 649-650.
- Stockle, C.; Kjelgaard, J. y Bellocchi, G. 2004. Evaluation of estimated weather data for calculating Penman-Monteith reference evapotranspiration. *Irrigation Science*, 23, 39-46.
- Weinzettel, P. y Usunoff, E. 2001. Cálculo de la recarga mediante aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. En: A. Medina, J. Carrera y L. Vives (ed.), *Las caras del agua subterránea*, Serie hidrogeológica y aguas subterráneas, Tomo I, 225-232.
- Willmott, C., 1981. On the validation of models. *Physical Geography*, 2, 181-194.
- Zacharias, S., Heatwole, C. y Coakley, C., 1996. Robust quantitative techniques for validating pesticide transport models. *Transactions of the ASAE*, 39, 47-54.

Recibido: julio 2010

Revisado: julio 2010

Aceptado: agosto 2010

Publicado: octubre 2010

