

Estimación de la evapotranspiración en las zonas experimentales de Barrax y Alpillles a partir de imágenes del sensor DAIS

J. A. Sobrino, M. Gómez, A. Olioso*

Correo electrónico: sobrino@uv.es, monica.gomez@uv.es

Dpto. de Termodinámica, Universidad de Valencia, Dr. Moliner, 50, 46100 Burjassot, Valencia, España

*INRA CSE, Domaine Saint-Paul, Avignon, France

Correo electrónico: olioso@avignon.inra.fr

RESUMEN

A lo largo de este trabajo se presenta una metodología para la estimación de la evapotranspiración partiendo de la ecuación de balance de energía. Esta estimación se ha realizado a partir de imágenes suministradas por el sensor DAIS (Digital Airborne Imaging Spectrometer), adquiridas en la campaña DAISEX'99 (Digital Airborne Imaging Spectrometer Experiment) en la zona de Barrax (Albacete, España) y en la experiencia ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) en 1997 en Alpillles (Avignon, Francia). La metodología propuesta permite el cálculo de los distintos flujos que intervienen en la ecuación de balance de energía, así como la determinación de la evapotranspiración diaria de los cultivos (alfalfa, maíz, trigo, etc.). Los resultados de la aplicación muestran como la metodología propuesta obtiene la evapotranspiración diaria con un error del orden de 1 mm/día.

PALABRAS CLAVE: DAIS, evapotranspiración, flujo de calor latente, fracción de evaporación, flujo de radiación neta, flujo geotérmico.

ABSTRACT

In this paper a methodology is presented to estimate the evapotranspiration using an energy balance equation. This estimation has been made from DAIS (Digital Airborne Imaging Spectrometer) images, acquired in the framework of DAISEX'99 (Digital Airborne Imaging Spectrometer) campaign in Barrax (Albacete, Spain) and in the framework of ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) campaign in Alpillles (Avignon, France). The methodology allows to calculate the different fluxes present in the energy balance equation, as well as the daily evapotranspiration of different crops (alfalfa, corn, wheat, etc.). The results show that the proposed methodology obtain the daily evapotranspiration with an error lower than 1 mm/day.

KEY WORDS: DAIS, evapotranspiration, latent heat flux, evaporative fraction, net radiation, soil heat flux.

INTRODUCCIÓN

En suelos con vegetación se produce una transferencia de agua a la atmósfera desde el suelo mediante dos procesos: la Evaporación y la Transpiración. En este tipo de suelos ambos procesos son difíciles de separar por lo que se hace necesario introducir un nuevo concepto, la Evapotranspiración. Así, la evapotranspiración hace referencia al proceso total de transferencia de agua a la atmósfera desde suelos con vegetación (Allen et al., 1998). Conocer la evapotranspiración es muy importante desde el punto de vista de optimización del uso del agua para el riego, sobre todo en regiones áridas y semiáridas

donde la escasez de agua supone un problema importante. La estimación de la evapotranspiración es de gran importancia en agricultura, hidrología y en los estudios climáticos, ya que constituye la mayor parte del ciclo hidrológico. Los métodos basados en las medidas de suelo para el cálculo de la evapotranspiración como el método del cociente de Bowen, proporcionan medidas homogéneas para la zona donde se realizan las medidas, pero los resultados no son aplicables para áreas mayores, por esta razón es importante el uso de la Teledetección en la determinación de la evapotranspiración.

En este trabajo se presenta una metodología sencilla para la estimación de la evapotranspiración a

partir de las imágenes suministradas por el sensor DAIS (Digital Airborne Imaging Spectrometer). Las imágenes se han obtenido en el marco de las campañas DAISEX'99 (Digital Airborne Imaging Spectrometer Experiment) y ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation).

METODOLOGÍA

A partir de la ecuación de balance de energía y de la definición de fracción de evaporación, se puede estimar la evapotranspiración $ET(W/m^2)$ de acuerdo con:

$$ET = \frac{1}{L} \Lambda (R_n - G) \quad (1)$$

donde L es el calor latente de vaporización ($2.45 MJ kg^{-1}$), Λ es la fracción de evaporación, R_n es el flujo de radiación neta (W/m^2) y G es el flujo geotérmico (W/m^2). A continuación se dan las expresiones que permiten el cálculo de los diferentes términos que intervienen en la ecuación (1).

Flujo de radiación neta

Para el cálculo del flujo de radiación neta instantáneo se parte de la ecuación de balance radiativo:

$$R_{ni} = (1 - \alpha) R_{c\lambda\downarrow} + \epsilon R_{g\lambda\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (2)$$

donde α es el albedo, $R_{c\lambda\downarrow}$ es la radiación incidente de onda corta (W/m^2), $R_{g\lambda\downarrow}$ es la radiación incidente de onda larga (W/m^2), ϵ es la constante de Stefan-Boltzman, ϵ es la emisividad de la superficie, y T_s es la temperatura de la superficie (K).

Para obtener el flujo de radiación neta es necesario determinar el albedo, la emisividad, la temperatura de superficie, y las radiaciones incidentes de onda larga y de onda corta. El albedo se ha obtenido a partir de una combinación lineal de las reflectancias de los canales rojo e infrarrojo cercano, en el caso particular del sensor DAIS se han considerado los canales 10 ($0.659 \mu m$) y 22 ($0.868 \mu m$) respectivamente. Para obtener la temperatura de superficie se empleó el método split-windows aplicado a los canales 77 ($11.266 \mu m$) y 78 ($11.997 \mu m$) del sensor DAIS. Las imágenes de emisividad se obtuvieron empleando el método NEM. Este es un método iterativo que permite obtener a partir de un valor inicial de emisividad, la emisividad para

cada pixel y para cada canal (Sobrino et al., 2002) y el método de los umbrales (Sobrino et al., 2001). Finalmente, las radiaciones incidentes de onda larga y de onda corta se obtuvieron de las estaciones meteorológicas situadas en las zonas de medida.

Como nuestro objetivo consiste en determinar la evapotranspiración diaria, se ha considerado el paso de valor instantáneo a diario de acuerdo a Seguin e Itier (1983) quienes establecen una relación entre el flujo de radiación neta instantáneo (R_{ni}) y diario (R_{nd}) de acuerdo a:

$$\frac{R_{nd}}{R_{ni}} = 0.30 \pm 0.03 \quad (3)$$

Flujo geotérmico

El flujo geotérmico instantáneo se obtiene a partir del flujo de radiación neta, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$G_i = R_n 0.5 \exp(-2.13MSAVI) \quad (4)$$

donde MSAVI es un índice de vegetación dado por Qi et al., (1994).

Fracción de evaporación

La fracción de evaporación se define como el cociente entre la evaporación (LET) y la energía disponible en el sistema ($R_n - G$). Aplicando el modelo propuesto por Roerink et al, (2000), se puede obtener una nueva definición para la fracción de evaporación a partir de la representación gráfica de la temperatura de superficie en función del albedo (ver Figura 1). Analizando la figura se observa que para albedos bajos la temperatura de superficie es más o menos constante con el incremento de albedo (punto A). Esto es debido al hecho de que la superficie se comporta como una superficie de agua libre, donde toda la energía disponible se emplea en el proceso de evaporación. Para albedos mayores, la temperatura de superficie comienza a aumentar con el incremento del albedo. Al llegar a cierto punto, la temperatura de la superficie alcanza lo que se denomina "evaporación controlada", ya que en este punto los cambios en T_s son debidos a la disminución de la evaporación, disminución que es consecuencia de la menor disponibilidad de humedad en el suelo. Más allá de un cierto valor del albedo

(punto B), T_s disminuye con el aumento del albedo en superficie. Esto es debido al hecho de que la humedad del suelo ha disminuido hasta el punto en que no tenemos evaporación. Sin embargo, debido al aumento del albedo, la energía disponible disminuye como resultado de la disminución de la radiación neta. Este proceso da lugar a una disminución T_s con respecto al incremento del albedo de la superficie. Esto es lo que se conoce como “radiación controlada”. Teniendo en cuenta lo anterior, se observa que en el punto A el flujo de calor sensible es nulo mientras que el flujo de calor latente es máximo: $LET_{max}(\alpha) = R_n - G$, obteniéndose la temperatura T_{LE} . Por el contrario en el punto B el flujo de calor latente es nulo, mientras que el flujo de calor sensible es máximo e igual a toda la energía disponible en el sistema: $H_{max}(\alpha) = R_n - G$, de manera que se obtiene la temperatura T_H . A partir de estas dos temperaturas, que se obtienen de las ecuaciones de dos rectas, y de la temperatura de superficie podremos calcular el valor de la fracción de evaporación de acuerdo con:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_s}{T_H - T_{LE}} \quad (5)$$

Una vez presentado el modelo se realizó un análisis de sensibilidad de este. Para poder realizar este análisis se hacen necesarios valores numéricos, con este fin se emplearon valores obtenidos de la aplicación del modelo a la zona de Alpillles. En primer lugar se evaluó el error asociado al cálculo del flujo de radiación neta, para ello se emplearon datos correspondientes a un cultivo de alfalfa. Considerando un error típicos en el albedo (0.03), de las radiaciones incidentes de onda corta y onda larga (5%), de temperatura de superficie (0.9 K) y de emisividad (0.01), se obtiene un error en la determinación del flujo de radiación neta del orden del 8%. De forma análoga se obtiene un error del 8% para el flujo geotérmico. Por último se calculó el error asociado al flujo de calor latente, para ello hay que tener en cuenta que el error depende de la fracción de evaporación. Dicho parámetro depende de la definición de las rectas T_H y T_{LE} y de la temperatura de superficie. Se realizó una estimación del error asociado a la determinación de estas dos rectas. Así asumiendo un error en la determinación de la ordenada en el origen de ambas rectas del orden del 1%, y un error en las pendientes del orden del 15% para T_H y del 70% para T_{LE} , se obtiene la evapotranspiración diaria con un error de 1 mm/día.

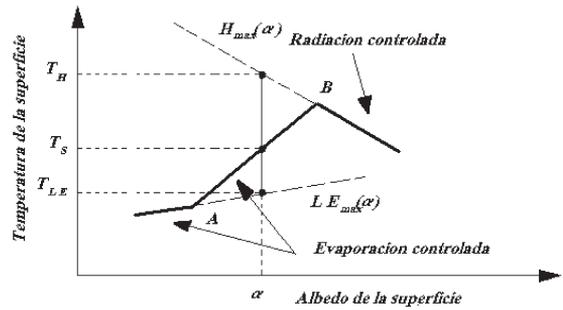


Figura 1. Representación esquemática de la relación existente entre el albedo y la temperatura de la superficie, adaptado de Roerink et al., (2000).

APLICACION

A continuación se va a proceder al cálculo de la evapotranspiración diaria en las zonas experimentales de Barrax y Alpillles, mediante imágenes suministradas por el sensor DAIS. Las imágenes DAIS para la zona de Barrax se obtuvieron durante la experiencia DAISEX de 1999, mientras que para la zona de Alpillles se obtuvieron en la campaña ReSeDA de 1997.

Barrax

La experiencia DAISEX'99 se realizó en la zona de Barrax que está situada al oeste de la provincia de Albacete, a 28 km de la capital (39° 3' N, 2° 6' W). Es un área llana situada a 700 m sobre el nivel del mar, sin cambios en la elevación superiores a 2 m. El clima es de tipo mediterráneo, con grandes precipitaciones en primavera y en otoño y escasas en verano. Los cultivos predominantes en esta área son aproximadamente 65 % de suelos secos (con un 67% de cereales de invierno y 33% de barbecho), y un 35 % de cultivos regados (75 % de maíz; cebada y girasoles 15%; alfalfa 5%) (Moreno et al., 2001). Durante esta experiencia se realizaron tres vuelos (con dos pasadas perpendiculares cada uno), el día 3 de junio a las 12 GMT y el día 4 de junio a las 8 y 15 GMT. Dentro de la zona de Barrax encontramos dos estaciones meteorológicas: Las Tiesas-Anchor, y la Tiesas-Lisimetro. La primera de ellas proporciona medidas de radiación y flujos de radiación neta y geotérmico, mientras que la segunda proporciona medidas de evapotranspiración, que se utilizaron posteriormente en la validación del modelo.

Fecha (Aa/mm /dd)	Hora (hh/ mm)	$R_{c\lambda I}$ (W/m^2)	$R_{g\lambda I}$ (W/m^2)	R_{ni} modelo (W/m^2)	R_{ni} in situ (W/m^2)	R_{nd} (W/m^2)	G_i modelo (W/m^2)	G_i in situ (W/m^2)	R_{nd} (W/m^2)	T_H (K)	T_{LE} (K)
Alpilles											
970708	0843	714.5	340.4	359.97	422.77	140.39	65.95	87.37	25.72	$-55.0\alpha+328$	$7.5\alpha+270$
	0909	783.5	347.0	437.95	502.51	157.66	39.28	67.74	14.14	$-52.5\alpha+332$	$12.5\alpha+270$
Barrax											
990603	1200	1010	354	464.0	570.0	125.3	53.5	54.0	14.4	$-37.5\alpha+350$	$17.5\alpha+290$
990603	1210	1008	355	498.4	567.0	134.6	54.6	54.0	14.7	$-55.0\alpha+360$	$12.5\alpha+290$
990604	0800	548	318	315.7	277.0	164.2	67.2	13.0	34.9	$-32.5\alpha+330$	$10.0\alpha+287$
990604	0810	579	320	296.0	297.0	145.0	50.3	16.0	24.6	$-40.0\alpha+340$	$7.5\alpha+289$
990604	1500	797	357	333.6	400.0	120.1	32.4	48.0	11.7	$-32.5\alpha+340$	$17.5\alpha+290$
990604	1510	773	357	364.0	384.0	138.3	40.9	46.0	15.5	$-35.0\alpha+345$	$17.5\alpha+290$

Tabla 1. Valores medidos en las estaciones de Barrax y Alpilles (cultivo girasoles) de radiación incidente de onda corta ($R_{c\lambda I}$), onda larga ($R_{g\lambda I}$), flujo de radiación neta (R_{ni} in situ) y flujo geotérmico instantáneos (G_i in situ). Valores del flujo de radiación neta y flujo geotérmico instantáneos obtenidos con el modelo. Se incluyen también las ecuaciones de las rectas T_H y T_{LE} (K) obtenidas para los diferentes vuelos realizados en Barrax y Alpilles.

Alpilles

La experiencia Alpilles (Oliosó et al., 2002) cubrió el periodo de crecimiento de los cultivos de invierno y de verano desde octubre de 1996 a noviembre de 1997. El experimento se realizó cerca de Avignon (al sudeste de Francia), en el valle del Rone (43° 47' N, 4° 45' E). Es un área llana donde los cultivos predominantes son el trigo, árboles frutales y los girasoles. Durante el curso de la experiencia se efectuaron tres vuelos con el sensor DAIS el día 8 de julio de 1997. Se disponía de una estación meteorológica que suministró medidas de radiación. También se situaron estaciones micrometeorológicas en algunos campos que permitieron la obtención de los flujos y la evapotranspiración, medidas que posteriormente se emplearon en el proceso de validación del modelo.

Resultados

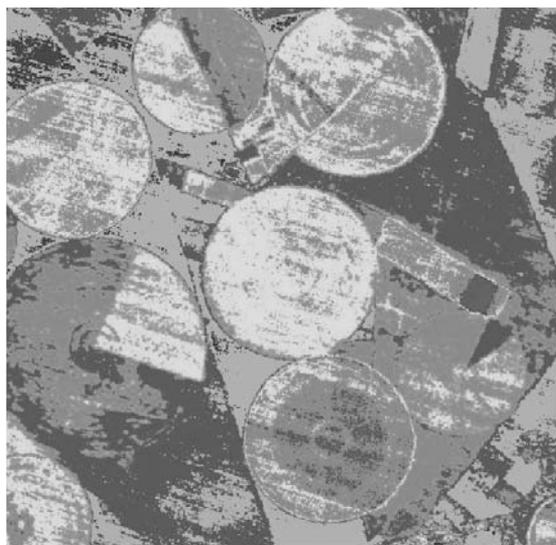
A continuación calcularemos la evapotranspiración diaria siguiendo la metodología propuesta anteriormente. En primer lugar hay que determinar los distintos flujos. Para estimar el flujo de radiación neta se ha de determinar el albedo, la emisividad y la temperatura de superficie de acuerdo con la metodología propuesta. También se necesitarán las radiaciones incidentes de onda larga y de onda corta que vienen proporcionados por las estaciones meteorológicas (Tabla 1). Conocido el flujo de radiación neta se procedió al cálculo del flujo geotérmico de acuerdo con la ecuación (4). Comparando los valores obtenidos para el flujo de

radiación neta con los obtenidos a partir de las estaciones meteorológicas se obtiene una desviación estándar para el flujo de radiación neta de 53 W/m^2 (Tabla 1). Si se efectúa de forma análoga la comparación para el flujo geotérmico se obtiene una desviación estándar de 27 W/m^2 (Tabla 1).

Para estimar el flujo de calor latente, en primer lugar habrá que determinar la fracción de evaporación. Este parámetro se obtiene a partir de la representación de la temperatura de superficie en función del albedo (Figura 1), las ecuaciones de las rectas que permiten determinar la fracción de evaporación vienen dadas en la Tabla 1. Conocido el flujo de calor latente diario es trivial obtener la evapotranspiración diaria de acuerdo con la ecuación (1) (Figuras 2 y 3). Para el cálculo de la evapotranspiración diaria se ha empleado la ecuación (3), empleando los valores de flujo de radiación neta de las estaciones, de tal manera que para cada imagen se obtiene un coeficiente, que permitirá obtener valores diarios para los distintos flujos. También se ha supuesto que la fracción de evaporación es constante durante el día. Cuando se comparan los valores de evapotranspiración diaria obtenidos con el modelo con los obtenidos a partir de medidas meteorológicas se obtiene un error de 1 mm/día (Tabla 2).

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se propone una metodología operativa que permite obtener la evapotranspiración diaria a partir de datos DAIS obtenidos en el marco de los proyectos DAISEX'99 y ReSeDA. De la comparación de los valores obte-



EVAPOTRANSPIRACIÓN DIARIA



* **Figura 2.** Imagen de evapotranspiración diaria para la zona de Barrax correspondiente al día 3 de junio de 1999 a las 12 GMT.



EVAPOTRANSPIRACIÓN DIARIA



* **Figura 3.** Imagen de evapotranspiración diaria para la zona de Arpillés correspondiente al día 8 de julio de 1997 a las 8,43 GMT.

<i>Fecha (Aa/mm/dd)</i>	<i>Hora (hh/mm)</i>	<i>ET_d modelo (mm/día)</i>	<i>ET_d in situ (mm/día)</i>
Alpillés			
970708	0843	5.15	4.18
	0909	4.42	3.23
Barrax			
990603	1200	4.09	5.35
		3.54	5.01
990603	1210	3.60	5.35
		3.95	5.01
990604	0800	4.98	5.60
		3.90	4.59
990604	0810	5.02	5.60
		4.00	4.59
990604	1500	4.47	5.60
		4.108	4.59
990604	1510	4.49	5.60
		4.12	4.59

Tabla 2. Evapotranspiración diaria obtenida a partir del modelo propuesto y valores proporcionados por las estaciones meteorológicas. Se ha incluido para la zona de Barrax dos medidas de evapotranspiración diaria, la primera de herbáceos y la segunda de festuca.

nidos para los distintos flujos que intervienen en el cálculo de la evapotranspiración diaria a partir del modelo, con los valores suministrados en las estaciones meteorológicas se obtiene un error en la determinación de los flujos de radiación neta y geotérmico del orden del 8 %, mientras que el flujo de calor latente se obtiene con un error del 26%, y la evapotranspiración diaria tiene asociado un error de 1 mm/día.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al proyecto WATERMED (ICA3-ct-1999-00015) y al Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyecto REN2001-3105/CLI) por la ayuda económica recibida.

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, Rome.

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

- MORENO, J., CALERA, A., CASELLES, V., CISNEROS, J. M., MARTINEZ-LOZANO, J. A., MELIA, J., MONTERO, F., SOBRINO, J. A. 2001. *The measurement programme at Barrax*. Proceedings of the Final Results Workshop on DAISEX, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 15-16 March 2001.
- OLIOSO, A., HASAGER, C., JACOB, F., WASSENAAR, T., CHEHBOUNI, A., MARLOIE, O., LECHARPENTIER, P., COURAULT, D. 2002. Mapping surface sensible heat flux from thermal infrared and reflectances data using various models over the Alpillles test site. 1ST International Symposium Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, pp. 450-457, Torrent, Valencia (Spain).
- QUI, J., CHEHBOUNI, A., HUETE, A. R., KERR, Y. H., SOROOSHIAN, S. 1994. A modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). *Remote Sensing of Environment*. 48: 119-126.
- ROERINK, G. J., SU, Z., MENENTI, M. 2000. S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Phys. Chem. Earth (B)*. 25(2): 147-157.
- SEGUIN, B., AND ITIER, B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Of Remote Sensing*. 4 (2): 371-383.
- SOBRINO, J. A., RAISSOUNI, N., LI, Z.-L. 2001. A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote Sensing of Environment*. 75: 256-266.
- SOBRINO, J. A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., LABED-NACHBRAND, J., AND NERRY F. 2002. Surface emissivity retrieval from Digital Airborne Imaging Spectrometer data. *Journal of geophysical research*. 107, NO. D23, 4729 doi: 10.1029/2002JD002197.