III Reunión Científica del Grupo de Trabajo de Teledetección.
Instituto Tecnológico GeoMinero de España - Asociación Española de Teledetección.
Madrid, 17-19 de octubre de 1989. pp. 69-75.
Editores: Carmen Antón-Pacheco y José Luis Labrandero

ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION EN LA REGION DE ALBACETE

V. CASELLES[1]; E. HURTADO[2]; J.A. SOBRINO[1]
[1]Departament de Termodinàmica, Facultat. de Física, Universitat de Valéncia, 46100 Burjassot, Valencia.
[2]Dpto. de Física Aplicada, Escuela Universitaria Politécnica de Albacete. Univ. de Castilla-La Mancha, 02071 Albacete

RESUMEN

En este trabajo hemos determinado la evapotranspiración máxima en la región de Albacete. Pare ello hemos utilizado una adaptación del método de la radiación de la FAO que consiste en estimar la evapotranspiración del cultivo de referencia a partir de imágenes de temperatura y albedo obtenidas mediante un satélite.

Palabras clave: Evapotranspiración máxima, Satélite NOAA, Albacete.

ABSTRACT

In this work we have determined the regional maximum evapotranspiration of the Albacete region. We have adapted the radiation model proposed by FAO for the estimation of the regional maximum evapotranspiration of the reference crop from temperature and albedo images supplied by a satellite.

Key works: Maximum evapotranspiration, NOAA satellite, Albacete.

1. INTRODUCCION

La creciente sensibilización de los países de la Comunidad Económica Europea hacia los problemas medioambientales se ha plasmado en el programa EPOCH (European Programme on Climate and Natural Hazards), siendo uno de los proyectos incluidos dentro de este programa el denominado ECHIVAL (European International Project on Climatic and Hydrological Interactions Between the Vegetation, the Atmosphere and the Land Surface) cuya primera fase se ha denominado EFEDA (Echival Field Experiment in a Desertification-Threatened Area).

El proyecto EFEDA tiene como finalidad el estudio de los procesos en la superficie del suelo cuando ésta se encuentra sometida a degradación, como consecuencia de cambios climáticos. El objetivo de este proyecto consiste en elaborar modelos climáticos del área de estudio que expliquen el intercambio de agua y energía entre la superficie terrestre y la atmósfera, así como la extrapolación de estos modelos fuera de los límites en que fueron desarrollados. El área de estudio elegida es la de La Mancha, región que presenta unas características de uniformidad difíciles de encontrar en el resto de Europa.

La evapotranspiración es uno de los parámetros más importantes a considerar en los estudios de desertificación. En este trabajo se presenta un estudio de la evapotranspiración máxima en la región de Albacete, que podemos considerar representativa de la zona de estudio. Creemos que este trabajo puede tener interés para aquellos equipos de investigación incluidos en el proyecto EFEDA, con el fin de que éstos puedan ubicar de forma adecuada sus estaciones de medida, así como para diseñar el período de medidas intensivas durante el mes más adecuado.

La evolución de la investigación durante estos últimos años se ha dirigido hacia el desarrollo de una metodología operacional que permita la determinación de la evapotranspiración a escala regional a partir de las imágenes de temperatura y albedo proporcionadas por los satélites (Nieuwenhuis et al. 1985; Jackson et al. 1987; Delegido y Caselles, 1988; Riou et al. 1988; Uchiba y Hhoshi 1988). Así, dentro de esta línea en el presente trabajo utilizaremos una adaptación del método clásico de la radiación realizada por Caselles y Delegido (1987).

---

2. MODELO

El método de Penman, el más utilizado actualmente para determinar la evapotranspiración potencial, ET_0, es el resultado de combinar la ecuación del balance de energía con el concepto aerodinámico de la evaporación:

$$ET_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{ne} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \qquad (1)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de saturación del vapor de agua a la temperatura del aire, γ es la constante psicrométrica, R_{ne} es la radiación neta equivalente expresada en (mm/día) y E_a viene dada por:

$$E_a = f(u)\ (e^*_a - e_a) \qquad (2)$$

siendo e^*_a la presión de saturación del vapor a la temperatura del aire, e_a es la presión del vapor en el aire y f(u) es una función lineal del valor medio de la velocidad del viento u (Stelling 1882).

La ecuación de Penman se puede simplificar si suponemos que el aire al estar en contacto con una superficie húmeda suficiente tiempo estará prácticamente saturado, con lo que $E_a = 0$. Así la ecuación (1) se escribirá como:

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{ne} \qquad (3)$$

Por otro lado aproximando $\Delta/(\Delta + \gamma)$ a una función lineal de la temperatura del aire (T_a) (Brutsaert, 1982) y teniendo en cuenta que R_{ne} se puede correlacionar con la radiación solar global (R_{ge}) —la componente principal de la radicación neta en períodos diarios o mayores—, (Jensen y Haise, 1963) así como (Stephens y Stewart, 1963) proponen la relación:

$$ET_0 = (a\ T_a + b)\ R_{ge} \qquad (4)$$

donde a y b son constantes empíricas a determinar.

(Doorenbos y Pruitt, 1977) realizan una generalización de este modelo, añadiendo un término independiente que tiene en cuenta el segundo término de la ecuación de Penman, suprimido en la ecuación (3), e introducen una dependencia de la constante b con la altitud. De este modo la ecuación (4) queda como:

$$ET_0 = [a\ T_a + (b'h + b'')]\ R_{ge} + C \qquad (5)$$

Las constantes empíricas de esta ecuación dependen de los valores medios diarios de la humedad relativa del aire y de la velocidad del viento. No obstante, esta dependencia no será considerada en el presente trabajo, al carecer de importancia cuando se trabaja a escala regional (Caselles y Delegido, 1987).

Por otro lado y al objeto de reducir el número de imágenes térmicas utilizadas a solamente una, Caselles y Delegido (1987) proponen utilizar, en lugar del valor medio diario de la temperatura del aire, el valor máximo de la temperatura del aire, $Ta^{máx}$, de esta forma la ecuación (5) puede escribirse como:

$$ET_0 = A\ T_a^{max}\ R_g + (B_1\ h + B_2)\ R_g + C \qquad (6)$$

donde R_g representa la radiación solar global medida en unidades energéticas (W/m^2).

El valor máximo de la temperatura del aire, T_a^{max}, se determina a partir del mapa de temperaturas obtenido por un satélite en su paso más próximo al mediodía — 14,00 horas del NOAA 9—. Este mapa es transformado posteriormente en un mapa de temperatura del aire a partir de la relación lineal existente entre los datos de satélite y los registrados en garita meteorológica en diferentes puntos de la zona de estudio, siendo la exactitud de este método menor en zonas desérticas y mayor en zonas de abundante vegetación tal y como han puesto de manifiesto los trabajos de Yates, et al. (1984), Chen et al. (1983), Cihlar (1981) y Bonn (1977). Así Caselles, et al. (1983) realizando medidas en un campo de naranjos demuestran que el valor máximo de la temperatura del aire se puede obtener con una exactitud de ± 1°C a partir de la imagen térmica de un satélite.

De la misma forma, la radiación solar global se obtiene a partir de la medida de albedo desde satélite (Tarpley, 1979). Así en días completamente despejados ésta se puede conocer con una precisión del 5 por 100 (Gautier, et al., 1980).

La ecuación (6) constituye la adaptación que proponemos del método de la radiación para su aplicación mediante imágenes de satélite, en donde la altitud de cada punto se obtendrá de un mapa topográfico de la zona o bien utilizando el altímetro del satélite ERS-1.

En zonas como la nuestra donde la altitud varía poco las constantes B_1 y B_2 se pueden englobar en una constante B. Con lo que la ecuación (6) quedaría:

$$ET_0 = A\ T_a^{max}\ R_g + B\ R_g + C \qquad (7)$$

Por último y al objeto de considerar el tipo de cultivo en la evapotranspiración se define la evapotranspiración máxima (ET_m) (Doorenbos y Kassan, 1980) mediante la expresión:

$$ET_m = K_c\ ET_o \qquad (8)$$

siendo K_c el coeficiente de cultivo.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Para determinar las constantes del modelo (A, B y C) se han utilizado datos de la estación que el Instituto Nacional de Meteorología posee en Albacete (latitud 39°00' N, longitud 1° 52' O). Se han tomado los valores diarios de evaporación —medidos en una cubeta de clase A—, radiación solar global y temperatura máxima del aire correspondientes a los años 1985, 1986 y 1987.

La evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0, se determinó a partir de los valores de evaporación de cubeta, de acuerdo con el procedimiento propuesto por Doorenbos y Pruitt (1977). Así la ecuación (7) para la estación de Albacete ubicada a 670 m sobre el nivel del mar, adopta la forma:

$$ET_0 = 2{,}9\ 10^{-4}\ T_a^{max}\ R_g + 2{,}45\ 10^{-3}\ R_g + 0{,}37 \qquad (9)$$

donde ET_0 viene dado en mm/día, T_a^{max} en °C y R_g en cal/(cm^2 día).

De esta forma la ecuación (9) nos permite obtener la evapotranspiración en aquellos lugares de altitud próxima a los 700 m sobre el nivel del mar, siempre y cuando sus características sean similares a las de Albacete, es decir,valores medios de la humedad relativa del aire superiores al 40 por 100 y velocidades del viento moderadas (inferiores a los 200 km/día).

En la figura 1 se da el ajuste entre los valores experimentales y los calculados a partir de la ecuación (9), siendo el coeficiente de correlación de 0,90 y el error de estimación de 1,2 mm/día. Como ejemplo de aplicación de este modelo hemos construido el mapa de evapotranspiración máxima del área de estudio (ver figura 4), a partir de la imagen de temperaturas registrada por el satélite NOAA 9 en su paso a las 14 horas del día 5 de Junio de 1987. Dado que nuestra área de trabajo es llana y de pequeñas dimensiones (≈ 600 km^2), podremos considerar constante la radiación solar global y asignarle el valor medido en la estación meteorológica (670 ± 30 cal/cm^2).

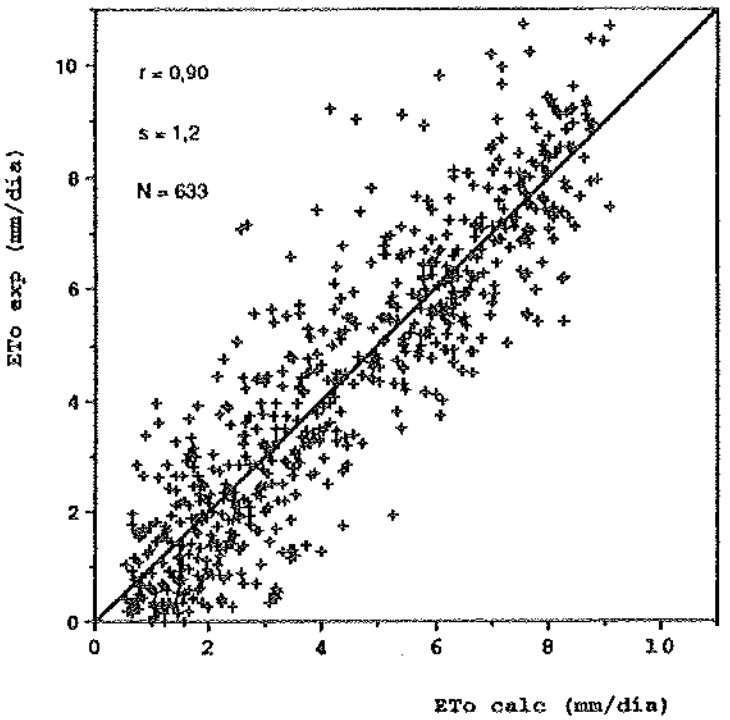

Figura 1.— Correlación entre los valores experimentales de ET_0 frente a los calculados mediante la ecuación (9).

El mapa de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) (ver figura 2) se ha obtenido a partir de la ecuación (9), mientras que el mapa de evapotranspiración máxima (ET_m) ha sido elaborado, de acuerdo con la expresión (8), multiplicando el mapa de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0) (figura 2) por el de coeficientes de cultivo (k_c) (ver figura 3), el cual a su vez se ha obtenido a partir del mapa de cultivos publicado por el Ministerio de Agricultura y la tabla de coeficientes de cultivo de la zona (Doorenbos y Pruitt, 1977).

Si comparamos las figuras 2, 3 y 4, cuyos valores vienen dados en la tabla 1, podemos observar que para zonas de pequeñas dimensiones como la nuestra, la evapotranspiración máxima tiene una fuerte dependencia con el tipo de cultivo siendo menor la influencia de la variación espacial de la temperatura del aire.

La validez de este modelo ha sido comprobada comparando la evapotranspiración del cultivo de referencia obtenida para Albacete (8 mm/día) con el valor medido mediante un evaporímetro de cubeta situado en la citada estación (7,3 mm/día).

TABLA 1

Valores asociados a las figuras 2, 3 y 4

	azul	verde	amarillo	rojo	violeta
Figura 2 (ET_0)	7-7,5	7,5-8	8-8,5	8,5-9	—
Figura 3 (K_c)	1,075 cebada	—	—	—	0,775 maíz
Figura 4 (ET_m)	7,5-8	8-8,5	6,5-7	8,5-9	—

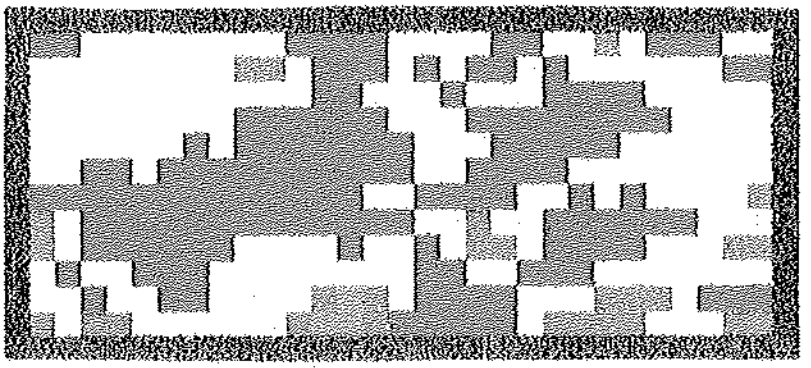

Figura 2.— Mapa de evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0).

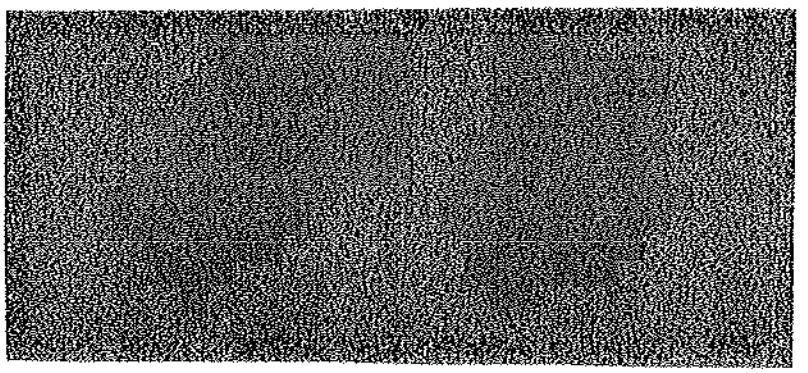

Figura 3.— Mapa de coeficientes de cultivo (K_c).

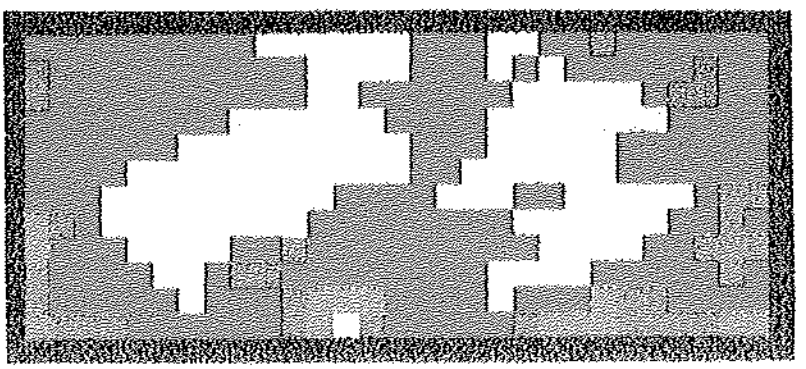

Figura 4.— Mapa de evapotranspiración máxima (ET_m).

A partir de los datos de la tabla 2, mostramos en la figura 5 la evolución anual de la evapotranspiración máxima en las tres zonas seleccionadas por el proyecto EFEDA (Barrax, Tomelloso y Belmonte), para ubicar las estaciones meteorológicas. Estas zonas son representativas de cultivos de regadío (maíz), secano (vid) y cereales (cebada) respectivamente.

TABLA 2

Coeficientes de cultivo, K_c

Meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Cebada	0,35	0,48	0,75	1,025	0,075	0,075	0,6	—	—	—	—	—
Maíz	—	—	—	—	0,4	0,775	1,125	1,125	1,08	0,825	0,625	—
Viña	—	—	—	0,50	0,55	0,60	0,60	0,60	0,55	0,40	0,35	—

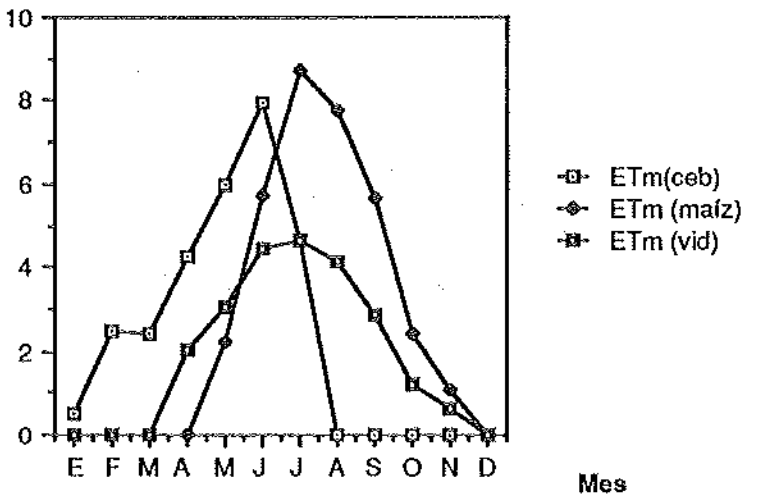

Figura 5.— Evolución de la evapotranspiración máxima, ET_m, en función del período anual.

4. CONCLUSION

A la vista del análisis realizado y de acuerdo con los resultados de la figura 5, se desprende que el mes de junio sería el más adecuado para realizar el período intensivo de medidas, debido a que al ser éste el mes en que las diferencias de evapotranspiración son mayores para los cultivos mayoritarios citados (maíz, cebada y viña) se podrán detectar con más facilidad las zonas afectadas por un mayor grado de desertificación y por consiguiente su cartografía será más precisa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud al Instituto Nacional de Meteorología, por habernos proporcionado los datos usados en este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

Bonn, F. 1977. Ground truth measurements for thermal infrared remote sensing. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 43:** 1.001-1.007.

Brutsaert, W. 1982. **Evaporation into the atmosphere: Theory history and applications.** Reidel. Dordrecht. p. 199.

Caselles, V., Gandía, V. and Meliá, J. 1983. Significance of apparent temperatura measurements carried out by the HCMM satellite over areas of vegetation. **Agricultural Meteorology 30:** 77-82.

Caselles, V. and Delegido, J. 1987. A simple modelo estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images.**Int. J. Remote Sensing 8:** 1.151-1.162.

Cihlar, J. 1981. Interpretation of HCMM images over Canada. **En proceedings of the 15th International Symposium On Remote Sensing of Environment.** Michigan. pp. 1.141-1.152.

Chen, E. et al. 1983. Comparison of winter-nocturnal geostationary satellite infrared surface temperature with shelter-height temperature in Florida. **Remote Sensing of Environment. 13:** 313-327.

Delegido, J. y Caselles, V. 1988. Revisión de los métodos desarrollados para el cálculo de la evapotranspiración. **Anales de Física (C). 84:** 225-233.

Doorenbos, J. and Pruitt, W. O. 1977. **Las necesidades de agua de los cultivos.** Estudios F.A.O. Riego y Drenaje nº 24. Roma. 194 p.

Doorenbos, J. and Kassam, A.H. 1980. **Efectos del agua sobre el rendimiento de los cultivos.** Estudios F.A.O.: Riego y Drenaje nº 33. Roma. 212 p.

Gautier, C., Diak, G., and Masse, S. 1980. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. **J. Applied Meteorology. 19:** 1.005-1.012.

Jackson, R.D. et al. 1987. Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. **Irrigation Science. 8:** 81-90.

Jensen, M.E. and Haise, H.R. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. **J. Irrig. Drain.Div. Am. Soc. Civ. Engrs.89:** 15-41.

Nieuwenhuis, G.J.A., Smidt, E.H. and Thunninssen, H.A. 1985. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. **Int. J.Remote Sensing. 6:** 1.319-1.334.

Riou. Ch., Itier, B. and Seguin,B. 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. **Int. J. Remote Sensing. 9:** 1.529-1.533.

Stelling, E. 1882. Ueber die Abhangigkeit der Verdunstung des Wassers von seiner Temperatur und von der Feuchtigkeit und Bewegung der Luft. **Z. Oesterr. Ges. Meteor. 17:** 372-373.

Stepehns, J.C. and Stewart, E.H. (1963). A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration. **En proceedings of the General Assembly Int. Assoc. Sci. Hydrology** (Berkeley), Publ. No. 62: 123-133.

Tarpley, J.D. 1979. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. **J. Applied Meteorology. 18:** 1.172-1.181.

Uchiba, S. and Hoshi, T. 1988.On the regional characteristics of natural evapotranspiration derived from Landsat MSS and elevation data. **Geocarto International. 2:** 57-66.

Yates, H.W. et al. 1984. The role of meteorological satellites in agricultural remote sensing. **Remote Sensing Environm. 14:** 219-233.