

Estimación de la evapotranspiración utilizando un balance de energía e imágenes satelitales*

Estimation of evapotranspiration using energy balance and satellite images

Víctor Manuel Gordillo Salinas^{1§}, Héctor Flores Magdaleno¹, Leonardo Tijerina Chávez¹ y Ramón Arteaga Ramírez²

¹Colegio de Posgraduados. Carretera México-Texcoco, km 36.5, Montecillo, Estado de México. C. P. 56230. Tel. (595) 9520200. Ext. 1160. (mhector@colpos.mx, tijerina@colpos.mx, arteagar@correo.chapingo.mx). ²Universidad Autónoma Chapingo. Carretera México-Texcoco, km 385, Chapingo, Estado de México. C. P. 56230. [§]Autor para correspondencia: gordillo.victor@colpos.mx.

Resumen

Experimentalmente, el cálculo de la evapotranspiración se realiza con una precisión razonable usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy Correlation y relación de Bowen. Estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de evapotranspiración para un lugar en específico y no proporciona la ET a una escala regional. La aplicación de una estimación de la evapotranspiración mediante el uso de mediciones de satélites puede llegar a superar estas limitaciones. El objetivo fue el de utilizar el modelo METRICTM (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration), para estimar la evapotranspiración mediante un balance de energía, y compararla contra datos medidos en un sistema de Eddy Correlation para el cultivo de vid en la costa de Hermosillo, Sonora. Se usaron 12 imágenes del satélite Landsat 5 TM durante la estación de crecimiento de la vid, con un Path=35 y un Row=40. A nivel mensual la evapotranspiración presentó un coeficiente de determinación (R^2) de 0.85, un error relativo de 8.967% y un error estándar de 13.655 mm. Para todo el periodo anual se estimó 704 mm y el valor observado fue de 680 mm lo cual representó un error relativo de 3.53%. El balance de energía en la superficie terrestre y el uso de imágenes satelitales realizan una estimación confiable de la evapotranspiración; sin embargo, es necesario realizar pruebas adicionales para continuar evaluando la precisión del método.

Abstract

Experimentally calculating the evapotranspiration is performed with reasonable accuracy using lysimeters heavy Eddy Correlation techniques and Bowen ratio. These methods are limited because they provide precise values of evapotranspiration for a specific place and do not provide a regional scale ET. The application of an estimation of evapotranspiration using satellite measurements may exceed these limitations. The aim was to use the model METRICTM (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using internalized Calibration), to estimate evapotranspiration using an energy balance, and compare it against data measured by Eddy Correlation system for vine growing on the coast of Hermosillo, Sonora. 12 images were used Landsat 5 TM satellite during the growing season of the vine with a Path= Row= 35 and 40. On a monthly evapotranspiration showed a coefficient of determination (R^2) of 0.85, a relative error of 8.967% and a standard error of 13.655 mm. For the full year period was estimated 704 mm and the observed value was 680 mm, which represented a relative error of 3.53%. The energy balance at the earth's surface using satellite images make a reliable estimate of evapotranspiration, but additional testing is needed to further evaluate the accuracy of the method.

* Recibido: abril de 2013
Aceptado: noviembre de 2013

Palabras claves: balance de energía, evapotranspiración, modelo METRIC™, sensores remotos.

Key words: energy balance, evapotranspiration, METRIC™ model, remote sensing.

Introducción

Además de la precipitación y la escorrentía, la evapotranspiración (ET) representa un proceso fundamental en el ciclo hidrológico y un elemento clave en el manejo de los recursos hídricos, especialmente en regiones con clima árido o semiárido (Gao *et al.*, 2008).

La estimación de la evapotranspiración es una variable de interés común tanto en estudios climatológicos, hidrológicos, agrícolas y forestales, es aún difícil de cuantificar a través de métodos indirectos sin requerir de costosos equipos disponibles en terreno (Melesse *et al.*, 2007). Experimentalmente, el cálculo de la evapotranspiración puede ser hecha con una precisión razonablemente buena usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy covariance y relación de Bowen. Estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de evapotranspiración para un lugar en específico y no proporciona la ET a una escala regional.

Diversos estudios han demostrado que la temporalidad y espacialidad de la ET depende en gran medida de la influencia de factores como la vegetación, el tipo de suelo, la topografía y las condiciones meteorológicas (Courault *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2005; Gao *et al.*, 2008). Actualmente existen diversos métodos para estimar a escala local las necesidades hídricas, por ejemplo, de un cultivo agrícola, basadas en dos principios fundamentales: balance de energía o balance hídrico (Melesse *et al.*, 2007).

El método de Penman-Monteith propuesto en el manual de FAO 56 (Allen *et al.*, 1998) es uno de los más utilizados, sin embargo sus resultados no son directamente extrapolables a escala regional ante las condiciones homogéneas que supone este modelo en parámetros como resistencia aerodinámica, humedad del suelo, radiación disponible y déficit de presión de vapor.

La Universidad de Idaho usa el modelo METRIC™ (Mapeo de la evapotranspiración en alta resolución y con calibración internalizada) como procedimiento de procesamiento de imágenes para determinar ET mensuales y estacionales para grandes áreas de tierra en el oeste de estados unidos. El modelo METRIC™ calcula la ET como un residual en

Introduction

In addition to precipitation and runoff, evapotranspiration (ET) is a fundamental process in the hydrological cycle and a key element in the management of water resources, especially in regions with arid or semiarid climate (Gao *et al.*, 2008).

The estimation of evapotranspiration is a variable of common concern in both studies climatological, hydrological, agricultural and forest, it is still difficult to quantify through indirect methods without requiring expensive equipment available on site (Melesse *et al.*, 2007). Experimentally calculating the evapotranspiration can be made reasonably good by using a precision weighing lysimeters, Eddy covariance techniques and Bowen ratio. These methods are limited because they provide precise values of evapotranspiration for a specific place and do not provide a regional scale ET.

Several studies have shown that temporality and spatiality of ET depends heavily on the influence of factors such as vegetation, soil type, topography and weather conditions (Courault *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2005; Gao *et al.*, 2008). Currently there are several methods for estimating local water needs, for example, an agricultural crop, based on two fundamental principles: energy balance or water balance (Melesse *et al.*, 2007).

The Penman-Monteith method proposed in the manual FAO 56 (Allen *et al.*, 1998) is one of the most used; however their results are not directly relevant to regional scale homogeneous conditions on parameters involved in this model as aerodynamic resistance, soil moisture, available radiation and vapor pressure deficit.

The University of Idaho used the model METRIC™ (Mapping Evapotranspiration at high resolution with internalized calibration) and imaging procedure to determine monthly and seasonal ET for large areas of land in the western United States. METRIC™ model calculated as a residual ET in the energy balance of the surface and is a variant of SEBAL (Surface Energy Balance

el balance de la energía de la superficie y es una variante de SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), que es un algoritmo que se basa en un proceso de balance de energía desarrollado en los países bajos por Bastiaanssen *et al.* (1995, 1998, 2005).

Materiales y métodos

Descripción del área de estudio

La costa de Hermosillo, Sonora es la parte más baja de la cuenca del río Sonora en el noroeste de México. Este es principalmente una zona agrícola plana de 169 593 ha, donde los cultivos anuales y perennes ocupan alrededor de 53 000 ha cada año, irrigadas con agua de unos 500 pozos profundos. El clima es árido con una precipitación anual alrededor de 200 mm. La época de lluvia es de julio a septiembre (representa 70% del total de la precipitación anual) y prácticamente no hay lluvias de marzo a junio. La temperatura media diaria está en el rango de 22 °C a 24 °C, con heladas esporádicas en invierno y temperaturas que están frecuentemente arriba de 45 °C para el final de la primavera y en verano.

Rodríguez *et al.* (2010), reporta que el suelo del viñedo fue clasificado como arena franco arcilloso (64% arena, 22% arcilla, 14% limo).

Adquisición de las imágenes de satélite y de los algoritmos

Las imágenes fueron obtenidas del satélite Landsat 5 TM (Path= 35, Row= 40) éstas imágenes vienen con una corrección nivel 1T (nivel 1T es el de máxima exactitud, proporciona una precisión radiométrica y geométrica sistemática, a través del uso de puntos de control terrestre (GCPs) y modelos digitales de elevación (DEM); y se encuentran a disposición del público en la página [http:// glovis.usgs.gov/](http://glovis.usgs.gov/) del USGS (servicio geológico de los Estados Unidos de América). Las imágenes disponibles fueron para las fechas del 10 y 23 de marzo, 11 y 27 de abril, 13 de mayo, 14 y 30 de junio, 16 de julio, 17 de agosto, 18 de septiembre, 20 de octubre y 05 de noviembre.

Los algoritmos de METRIC™ desarrollados en la universidad de Idaho (Allen *et al.*, 2007a, 2007b) fueron adaptados al software de procesamientos de imágenes Erdas Image (Leica Geosystems Geospatial Imaging, LLC) para lograr el cálculo de la evapotranspiración.

Algorithm for Land), which is an algorithm that is based on an energy balance process developed in the Netherlands by Bastiaanssen *et al.* 1995, 1998, 2005).

Materials and methods

Description of the study area

The coast of Hermosillo, Sonora is the lower part of the Sound River Basin in northwestern Mexico. This is mainly a flat agricultural area 169 593 ha, where annual and perennial crops occupy about 53 000 ha each year, irrigated with water of about 500 deep wells. The climate is arid with an annual rainfall around 200 mm. The rainy season is from July to September (representing 70% of total annual precipitation) and virtually no rain from March to June. The average daily temperature is in the range of 22 °C to 24 °C, with occasional ice in winter and temperatures are often above 45 °C to the end of the spring and summer. Rodríguez *et al.* (2010) reports that the vineyard soil was classified as sandy clay loam (64% sand, 22% clay, 14% silt).

Acquisition of satellite imagery and algorithms

The images were obtained Landsat TM 5 (Path= 35, Row= 40) these images come with a level correction Q1 (Q1 is the level of maximum accuracy), providing a systematic radiometric and geometric accuracy, through the use of point ground control (GCPs) and digital elevation models (DEM) and are publicly available on page [http:// glovis.usgs.gov/](http://glovis.usgs.gov/) USGS (geological Survey of the United States of America). Available images were for the dates of 10 and March 23, 11 and 27 April, 13 May, 14 and June 30, July 16, August 17, September 18, October 20 and November 05.

METRIC™ algorithms developed at the University of Idaho (Allen *et al.*, 2007a, 2007b) were adapted to image processing software Erdas Image (Leica Geosystems Geospatial Imaging, LLC) to achieve the calculation of evapotranspiration.

Evapotranspiration observed data

This study used data from the evapotranspiration measured by a system of Eddy Correlation (EC) and reported by Rodríguez *et al.* (2010). The system of Eddy Correlation (EC) at each site was installed for the "fetch" was the prevailing wind direction (southwest) and this was a

Datos observados de evapotranspiración

Este estudio utilizó datos de la evapotranspiración medida por un sistema de Eddy Correlation (EC) y reportados por Rodríguez *et al.* (2010). El sistema de Eddy Correlation (EC) en cada sitio fue instalado para que el “fetch” estuviera en dirección del viento dominante (suroeste) y este tenía una distancia alrededor de 400 m sensores adicionales fueron instalados para medir la radiación entrante, la temperatura de la superficie, la humedad relativa, la temperatura del aire y el contenido de agua en el suelo (Rodríguez *et al.*, 2010).

La frecuencia de muestreo para el flujo fue de 10 Hz y los datos brutos fueron almacenados en una tarjeta compact flash. Los datos meteorológicos fueron registrados en intervalos de 10 s y los promedios fueron cada 30 min en un datalogger CR5000 (Campbell Scientific Inc. USA). Los datos de flujo bruto fueron subsecuentemente reprocesados para calcular en promedio cada 30 min del flujo de calor sensible y el flujo de calor latente (Rodríguez *et al.*, 2010).

Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos fueron adquiridos de la red estatal de estaciones meteorológicas de Sonora (AGROSON) disponibles en la página de internet www.agroson.org.mx, se eligió la estación denominada “perico 2” que se encuentra a una altura de 97 msnm, en las coordenadas latitud= 28.9417 y longitud= -111.347.

Modelo METRIC™

La estimación de la evapotranspiración hecha por el modelo METRIC™ se basa en un balance de energía empleando imágenes de satélite. El flujo de calor latente (λE) se calcula como un residual de la ecuación del balance de energía:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (1)$$

Donde: λE (W/m²)= es el calor latente (energía consumida en el proceso de evapotranspiración); R_n = es la radiación neta (W/m²); G = es flujo de calor del suelo (W/m²); y H = es el flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie y la atmósfera (W/m²).

La radiación neta se calcula al restar todos los flujos salientes de todos los flujos entrantes, incluyendo la radiación solar y la radiación en la banda térmica, por medio de la siguiente ecuación:

distance of about 400 m additional sensors were installed to measure the incoming radiation, temperature surface, relative humidity, air temperature and the water content in soil (Rodríguez *et al.*, 2010).

The sampling frequency for the flow was 10 Hz and the raw data were stored on a compact flash card. Meteorological data were recorded at intervals of 10 s averages were every 30 min on a CR5000 datalogger (Campbell Scientific Inc. USA). Gross flow data were subsequently reprocessed to calculate an average every 30 min sensible heat flux and latent heat flux (Rodríguez *et al.*, 2010).

Meteorological data

Meteorological data were acquired from the state network of weather stations in Sonora (AGROSON) available on the website www.agroson.org.mx, was chosen station called "parrot 2" which is located at a height of 97 meters, coordinates in latitude = 28.9417 & longitude = 111 347.

Model METRIC™

The estimation of evapotranspiration METRIC™ made by the model is based on an energy balance using satellite images. The latent heat flux (λE) is calculated as a residual of the energy balance equation:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (1)$$

Where: λE (W/m²) = the latent heat energy consumed in the process of evapotranspiration) = R_n is the net radiation (W/m²), G = is soil heat flux (W/m²) and H = is the sensible heat flux exchanged between the surface and the atmosphere (W/m²).

Net radiation is calculated by subtracting all outgoing flows of all inflows, including solar radiation and thermal radiation in the band, by the following equation:

$$R_n = R_s \downarrow - \alpha R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \epsilon_0) R_L \downarrow \quad (2)$$

Where: R_s (W/m²)= the solar radiation, i.e. shortwave radiation reaching the surface, α (dimensionless) = the surface albedo; $R_{L\downarrow}$ (W/m²)= is the long-wave radiation that reaches the surface; $R_{L\uparrow}$ (W/m²)= the long-wave radiation coming from the surface, and ϵ_0 (dimensionless) = is the thermal emissivity of the surface.

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

Donde: R_S (W/m^2)= es la radiación solar; es decir, la radiación de onda corta que llega a la superficie; α (adimensional)= es el albedo de la superficie; $R_{L\downarrow}$ (W/m^2)= es la radiación de onda larga que llega a la superficie; $R_{L\uparrow}$ (W/m^2)= es la radiación de onda larga que sale de la superficie; y ε_0 (adimensional)= es la emisividad térmica de la superficie.

En la ecuación 2, la cantidad de radiación de onda corta $R_{S\downarrow}$, que queda disponible en la superficie es una función del albedo de la superficie (α). El albedo de la superficie es un coeficiente de reflexión definido como la relación entre el flujo radiante reflejado y el flujo radiante incidente en el espectro solar. Éste es calculado con información de imagen de satélite de radiancia espectral para cada banda de onda corta del satélite, incluyendo el visible y el infrarrojo cercano. La radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$) es calculada con la constante solar, ángulo de incidencia solar, distancia relativa del sol a la tierra y un la transmisividad atmosférica.

La radiación de onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$) se calcula con la ecuación modificada de Stefan-Boltzmann con transmisividad atmosférica y la temperatura seleccionada de referencia de la superficie. La radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$) se calcula usando la ecuación de Stefan-Boltzmann con un cálculo de la emisividad y temperatura de la superficie.

El flujo del calor del suelo (G) es la magnitud del flujo de calor almacenado o liberado por el suelo, es relativamente pequeña con relación al resto de flujos. En la aplicación de METRICTM para la obtención de G se utilizan las siguientes ecuaciones definidas por Tasumi *et al.* (2003), que dependen de la radiación neta y del índice de vegetación LAI (índice de área foliar):

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{-0.521LAI} \quad LAI \geq 0.5 \quad (3)$$

$$\frac{G}{R_n} = 1.8(T_s - 273.16)/R_n + 0.084 \quad LAI < 0.5 \quad (4)$$

Donde: T_s es en K.

Igualmente, se asigna un valor constante de $G/R_n = 0.5$ para agua y nieve. La nieve se distingue por tener una temperatura de la superficie (T_s) inferior a 277 K, el índice de vegetación NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) inferior a cero y un elevado albedo superficial; mientras que el agua tiene NDVI menor que cero y bajo albedo.

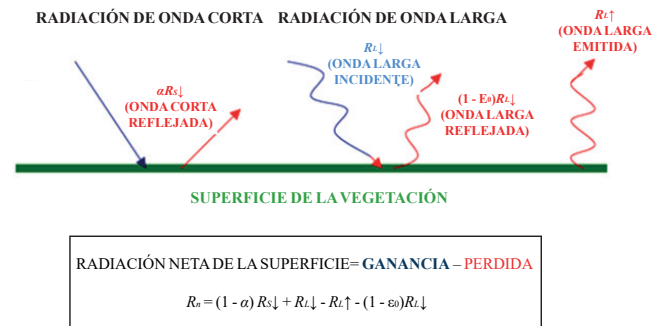


Figura 1. Balance de la radiación de la superficie.

Figure 1. Radiation balance of the surface.

In equation 2, the amount of shortwave radiation $R_{S\downarrow}$, which is available at the surface, is a function of surface albedo (α). The surface albedo is a reflection coefficient defined as the ratio of the reflected radiant flux and radiant flux incident on the solar spectrum. This is calculated with information from satellite image spectral radiance for each shortwave band satellite, including the visible and near infrared. The incoming shortwave radiation ($R_{S\downarrow}$) is calculated from the solar constant, solar incidence angle, relative distance from the sun to the earth and atmospheric transmissivity.

The incoming long-wave radiation ($R_{L\downarrow}$) is calculated using the modified equation with Stefan-Boltzmann atmospheric transmissivity selected reference temperature from the surface. The outgoing long-wave radiation $R_{L\uparrow}$ is calculated using the Stefan-Boltzmann equation with a calculation of the emissivity and temperature of the surface.

Heat flow from the ground (G) is the magnitude of the heat flux stored or released by the ground, is relatively small relative to other flows. METRICTM in applying G to obtain the following equations are used as defined by Tasumi *et al.* (2003), which depends on the net radiation and LAI vegetation index (LAI):

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{-0.521LAI} \quad LAI \geq 0.5 \quad (3)$$

$$\frac{G}{R_n} = 1.8(T_s - 273.16)/R_n + 0.084 \quad LAI < 0.5 \quad (4)$$

Where: T_s is K.

Likewise, given a constant value of $G/R_n = 0.5$ for water and snow. The snow is distinguished by having a surface temperature (T_s) of less than 277 K, the vegetation index

El flujo de calor sensible (H) es el debido al transporte de calor desde la superficie de la cubierta y el suelo a la atmósfera, por el mecanismo de convección, dada la diferencia de temperatura existente entre la superficie y la atmósfera. Su cálculo en METRIC™ se realiza mediante una función aerodinámica, basada en el gradiente de temperatura:

$$H = (\rho_{\text{air}} C_p dT) / r_{\text{ah}} \quad (5)$$

Donde: ρ_{air} es la densidad del aire (kg/m^3); C_p es el calor específico del aire a presión constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); dT es la diferencia de temperatura (K) entre dos alturas cercanas a la superficie, z_1 y z_2 (generalmente 0.1 y 2 m); r_{ah} es la resistencia aerodinámica al transporte de calor (s/m).

El dT se utiliza debido a las dificultades para estimar con precisión la temperatura superficial desde el satélite debido a las incertidumbres en la temperatura del aire (T_a), la atenuación atmosférica, la contaminación, y la calibración radiométrica del sensor (Bastiaanssen *et al.*, 1998a, 1998b; Allen *et al.*, 2007a, 2007b).

El gradiente de temperatura (dT) es calculado para cada pixel basado en la relación lineal entre el dT y la temperatura de la superficie (T_s) para los pixeles de anclaje (frío y caliente) como:

$$dT = aT_s - b \quad (6)$$

Donde: a y b = coeficientes de correlación para cada imagen de satélite basado en la estimación fiable y exacta de H en los píxeles de anclaje. La suposición de linealidad se basa en la investigación de campo demostrada por Wang *et al.* (1995); Bastiaanssen (1995); Franks y Beven (1997a, 1997b); Franks y Beven (1999).

La resistencia aerodinámica (r_{ah}) es estimada durante una primera iteración para condiciones de estabilidad atmosférica neutrales como:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k}$$

Donde: z_1 y z_2 = alturas en metros sobre el plano de desplazamiento cero (d) de la vegetación; u_* es la velocidad de fricción (m/s) la cual cuantifica las fluctuaciones de la velocidad turbulenta en el aire; y k es la constante de von Karman's (0.41). Puesto que la estabilidad de la atmósfera afecta la resistencia aerodinámica a la transferencia de

NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) below zero and high surface albedo, while water has NDVI less than zero and low albedo.

The sensible heat (H) is due to heat transfer from the surface of the cover and the soil to the atmosphere by convection mechanism, because the temperature difference between the surface and the atmosphere. METRIC™ its calculation is performed by an aerodynamic function, based on the temperature gradient:

$$H = (\rho_{\text{air}} C_p dT) / r_{\text{ah}} \quad (5)$$

Where: ρ_{air} = the density of air (kg/m^3) c_p = the specific heat of air at constant pressure ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) = dT is the temperature difference (K) between two heights near the surface, z_1 and z_2 (generally 0.1 to 2 m); r_{ah} = the aerodynamic resistance to heat transport (s/m). DT is used because of difficulties in accurately estimating the surface temperature from the satellite due to uncertainties in the air temperature (T_a), atmospheric attenuation, pollution, and radiometric calibration of the sensor (Bastiaanssen *et al.* 1998a, 1998b; Allen *et al.*, 2007a, 2007b).

The temperature gradient (dT) is calculated for each pixel based on the linear relationship between the dT and the surface temperature (T_s) for the pixels of anchoring (hot and cold) as:

$$dT = aT_s - b \quad (6)$$

Where: b = correlation coefficients for each satellite image based on accurate and reliable estimate of H anchor pixel. The assumption of linearity is based on field research demonstrated by Wang *et al.* (1995); Bastiaanssen (1995); Franks and Beven (1997a, 1997b); and Franks and Beven (1999).

The aerodynamic resistance (r_{ah}) is estimated in a first iteration for neutral atmospheric stability conditions as:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k}$$

Where: Z_1 and Z_2 = height in meters above the plane of zero displacement (d) of vegetation, u^* = is the friction velocity (m/s) which quantifies the turbulent velocity fluctuations in the air, k = is the von Karman's constant (0.41). Since the stability of the atmosphere affects the

calor, la corrección por estabilidad atmosférica se aplicó utilizando el parámetro de longitud de Monin-Obukhov en un proceso iterativo.

ET Instantánea (ET_{inst}), Fracción de ET de referencia (ET_rF).

Un valor instantáneo de la ET equivalente en lámina de evaporación se estimó de la siguiente manera:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad (7)$$

Donde: ET_{inst} es la ET instantánea (mm/h); 3 600= tiempo de conversión de segundos a horas; y λ = es el calor latente de vaporización o el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora (J/kg) y fue calculado como:

$$\lambda = (2.501 - 0.00236(T_s - 273) \times 10^6) \quad (8)$$

La fracción de ET de referencia es definido como la relación del cálculo de la ET instantánea (ET_{inst}) para cada pixel y la ET de referencia (ET_r) calculada de datos meteorológicos:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (9)$$

ET_r es la ET de referencia para alfalfa de 0.5 m de alto para el tiempo de la imagen. ET_r fue calculada con el software REF-ET (mm/h). ET_rF es similar al bien conocido coeficiente de cultivo, Kc y fue usado para extrapolar la ET del tiempo de la imagen a 24 h o periodos más largos.

En el cálculo de ET_rF , cada pixel tiene un valor para ET_{inst} , pero todos usan un único valor para ET_r derivada de los datos de la estación meteorológica.

Evapotranspiración a las 24 h (ET_{24})

Valores diarios de Evapotranspiración (ET_{24}) son a menudo más útiles que la ET instantánea. METRICTM calcula la ET_{24} asumiendo que la ET_rF instantánea es el mismo que el promedio de 24-horas.

Finalmente la ET_{24} (mm/día) fue calculada en cada pixel como:

$$ET_{24} = ET_rF \times ET_{r-24} \quad (10)$$

aerodynamic resistance to heat, transfer by atmospheric stability correction applied using the parameter Monin-Obukhov in an iterative process.

Instant ET (ET_{inst}) reference ET fraction (ET_rF).

An instantaneous value of the equivalent ET evaporation film was estimated as follows:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad (7)$$

Where: ET_{inst} = the instantaneous ET (mm/h) 3 600 = conversion time from seconds to hours, and λ = the latent heat of vaporization or the heat absorbed when a kilogram of water evaporates (J/kg) and was calculated as:

$$\lambda = (2.501 - 0.00236(T_s - 273) \times 10^6) \quad (8)$$

The reference ET fraction is defined as the ratio of calculating the instantaneous ET (ET_{inst}) for each pixel and the reference ET (ET_r) calculated meteorological data:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (9)$$

ET_r = the alfalfa reference ET 0.5 m high for the time of the image. ET_r calculated with the software REF-ET (mm/h). ET_rF is similar to the well-known crop coefficient, Kc and was used to extrapolate ET time 24 ho image longer periods.

In calculating ET_rF , each pixel has a value for ET_{inst} , but they all use a single value for ET_r derived from data from the meteorological station.

Evapotranspiration at 24 h (ET_{24})

Daily values of evapotranspiration (ET_{24}) are often more useful than instantaneous ET. METRICTM calculating ET_{24} the assuming that the ET_rF snapshot is the same as the 24-hour average.

Finally, the ET_{24} (mm/day) was calculated for each pixel as:

$$ET_{24} = ET_rF \times ET_{r-24} \quad (10)$$

Where: ET_rF = the fraction of the reference ET. ET_{r-24} is calculated by the sum of the values of ET_r schedules for picture day.

Donde: ET_r/F = a la fracción de la ET de referencia. ET_{r-24} es calculado por la suma de los valores de ET_r horarios para el día de la imagen.

La evapotranspiración estacional ($ET_{estacional}$)

El método de interpolación usado para el cálculo de la evapotranspiración estacional fue una curva spline cúbica. La ventaja de este método es que la pendiente y la curvatura son continuas en los nudos (Gerald and Wheatley 2004).

Configuración del modelo METRIC™

El modelo METRIC™ calcula la evapotranspiración real usando imágenes satelitales que contenga tanto banda de onda corta como banda térmica. Se recomienda que la imagen satelital no presente nubosidad.

Los valores de H se calculan a través de la imagen de acuerdo a la temperatura de la superficie. Esto es hecho usando la función "dT vs T_s ". La dT puede ser estimada como una función lineal de la temperatura de la superficie (Bastiaanssen *et al.*, 1998a). Para poder desarrollar la ecuación lineal dT vs T_s se usan valores de dT tanto para el pixel frío como para el pixel caliente, esto es lo que proporciona la calibración automática e interna.

En el presente estudio, las condiciones que menciona METRIC™ fueron difíciles de conseguir debido a que la mayoría de los cultivos en el área nunca llegan a presentar estos valores de coberturas ni estos albedos, por lo tanto para cada imagen se localizó el pixel frío con ayuda de la T_s , asumiendo que la parcela que tuviera la mayor cobertura dentro de la imagen presentaría una temperatura más baja con respecto a los demás campos agrícolas, fue necesario investigar el cultivo establecido y la etapa en que se encontraba y con esto definir el Kc correspondiente.

METRIC™ recomienda no considerar en el pixel caliente un valor de cero para la evaporación de un suelo desnudo, debido a que se pueden presentar lluvias días antes de que el satélite tome la imagen, por lo tanto se recomienda hacer un balance hídrico del suelo usando datos meteorológicos tomados en tierra (Allen *et al.*, 1998).

Seasonal evapotranspiration ($ET_{estacional}$)

The interpolation method used to calculate seasonal evapotranspiration was cubic spline. The advantage of this method is that the slope and curvature are continuous at the nodes (Gerald and Wheatley 2004).

METRIC™ model configuration

METRIC™ model calculates actual evapotranspiration using satellite images containing both shortwave and thermal band. It is recommended that no satellite photo of this cloudiness.

H values are calculated through the image according to the temperature of the surface. This is done using the "dT vs. T_s ". DT can be estimated as a linear function of the surface temperature (Bastiaanssen *et al.*, 1998a). In order to develop the linear equation dT vs. T_s , dT values are used for both the pixel cold to the hot pixel, this is what provides automatic calibration and internal.

In the present study, the conditions mentioned METRIC™ were hard to come because most crops in the area are never present these values and these albedos coverage, therefore for each image pixel is located using cold of T_s , assuming that the plot had the largest coverage within the image presented a lower temperature compared to other agricultural fields, it was necessary to investigate the established culture and the stage where it was and define the corresponding Kc.

METRIC™ recommended not considered in the hot pixel a value of zero for the bare soil evaporation, because rain can occur days before the satellite take a picture, so it is recommended to make a soil water balance using data meteorological taken on land (Allen *et al.*, 1998).

Results and discussion

Daily ET Validation

In Table 1 are shown METRIC™ model results, and observed in the system of Eddy Correlation (EC) for each available image and its corresponding Julian day.

Resultados y discusión

Validación de la ET a nivel diario

En la Cuadro 1 se muestran los resultados del modelo METRIC™, y los observados en el sistema de Eddy Correlation (EC) para cada imagen disponible y su correspondiente día juliano.

Cuadro 1. ET a nivel diario para el modelo METRIC y para el EC.

Table 1. ET daily at METRIC model and the EC.

Imagen satelital	Evapotranspiración (mm/día)		
	Día Juliano	METRIC™	EC
1	69	2.069	1.93
2	85	2.234	2.3
3	101	2.551	2.46
4	117	4.14	3.58
5	133	4.215	3.74
6	165	3.935	3.47
7	181	4.165	3.6
8	197	2.999	2.84
9	229	2.256	2.55
10	261	1.272	1.13
11	293	0.913	0.99
12	309	0.875	0.89

En la Cuadro 2 se muestra el cálculo del coeficiente de determinación (R^2), el error predictivo relativo (PE) y el error estándar (SE).

Cuadro 2. Valores estadísticos para los conjuntos de datos analizados (estimados y observados).

Table 2. Statistical values for the data sets analyzed (estimated and observed).

$R^2(-)$	PE (%)	SE(mm/día)
0.975	7.273	0.208

A nivel diario el coeficiente de determinación es muy alto, éste coeficiente ofrece un valor adimensional con el cual se puede deducir la relación existente entre datos estimados por el modelo y los medidos en sistema de Eddy Correlation, el error predictivo relativo fue de 7.273% y los datos presentaron un error estándar de 0.208 mm/día.

In the Table 2 shows the calculation of the coefficient of determination (R^2), the relative predictive error (PE) and standard error (SE).

As the coefficient of determination is very high, this coefficient provides a dimensionless value with which we can deduce the relationship between data estimated by the model and those measured in Eddy Correlation system, the relative predictive error was 7.273% and data showed a standard error of 0.208 mm/day.

The Figure 2 reports graphically the behavior of the daily ET for different images and contrasts the two methods used.

The Figure 3 shows the relationship between the two methods of comparison of evapotranspiration, with an $R^2=0.9752$.

Monthly ET validation

For the value of the monthly ET was necessary to interpolate the daily values for each image available using the algorithm coded by Singh *et al.* (2011), it uses a cubic spline curve, the advantage of this method is that the slope and curvature are continuous at the nodes (Gerald and Wheatley, 2004). By running, the algorithm yields results in two output images, ET, F monthly and monthly ET. The Table 3 shows monthly values for the model estimates METRIC™, and measurements made by the Eddy Covariance tower 2005.

La Figura 2 reporta gráficamente el comportamiento de la ET a nivel diario para las diferentes imágenes y se contrastan los dos métodos utilizados.

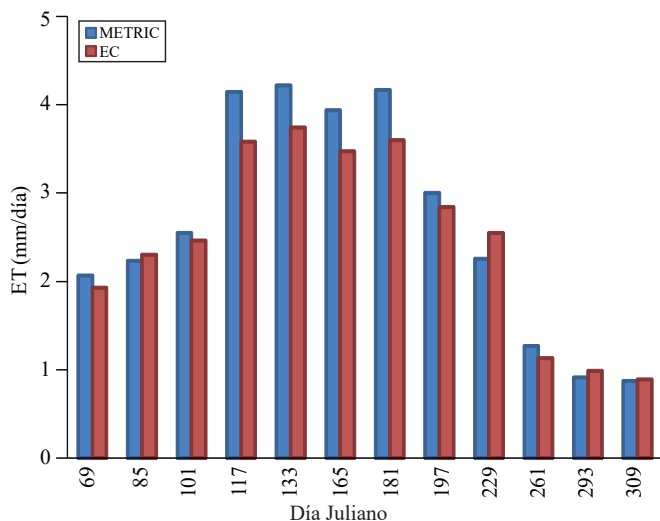


Figura 2. Representación gráfica de la ET (mm/día) del METRIC y del EC.

Figure 2. Graphic representation of the ET (mm/day) of METRIC and the EC.

En la Figura 3 puede observarse la relación existente entre los dos métodos de comparación de la evapotranspiración, con un valor de $R^2=0.9752$.

Validación de la ET a nivel mensual

Para conocer el valor de la ET mensual fue necesario interpolar los valores diarios para cada imagen disponible utilizando el algoritmo codificado por Singh *et al.* (2011), éste utiliza una curva spline cúbica, la ventaja de este método es que la pendiente y la curvatura son continuos en los nudos (Gerald y Wheatley, 2004). Al correr el algoritmo arroja como resultado dos imágenes de salida, ET_r mensual y ET mensual. En el Cuadro 3 se presentan valores mensuales para las estimaciones realizadas con el modelo METRIC™, y las mediciones hechas por la torre de Eddy Covariance del año 2005.

En la Figura 4, se observa gráficamente el comportamiento de la ET, es importante mencionar que en los dos primeros meses y en el último mes de este año no se contaba con imagen Landsat disponible por tal razón éstas se crearon con el modelo desarrollado por Singh *et al.* (2011) con ayuda de las imágenes disponibles más cercanas al mes que se deseaba estimar, por tal motivo las diferencias entre los valores de estos tres meses es muy notoria.

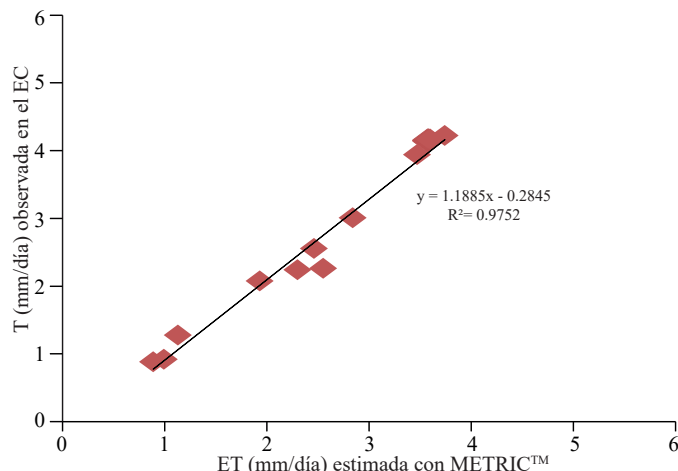


Figura 3. Gráfica de la relación entre el METRIC y el EC.
Figure 3. Graph of the relationship between the METRIC and EC.

Cuadro 3. ET a nivel mensual para la zona de estudio.
Table 3. ET on a monthly basis for the study area.

MES	Evapotranspiración (mm/mes)	
	METRIC™	EC
Enero	38	21
Febrero	37	31
Marzo	57	60
Abril	91	87
Mayo	118	99
Junio	117	95
Julio	91	105
Agosto	59	78
Septiembre	39	45
Octubre	34	31
Noviembre	29	20
Diciembre	31	10

The Figure 4 shows graphically the behavior of the ET, important is to mention that, in the first two months and the last month of this year there were no available Landsat image for that reason they were created with the model developed by Singh *et al.* (2011) using the nearest available images per month to be estimated, for this reason the differences between the values of these three months is very noticeable.

For model adequacy statistics were calculated as the coefficient of determination (R^2), relative predictive error (PE) and standard error (SE), the results are presented in Table 4.

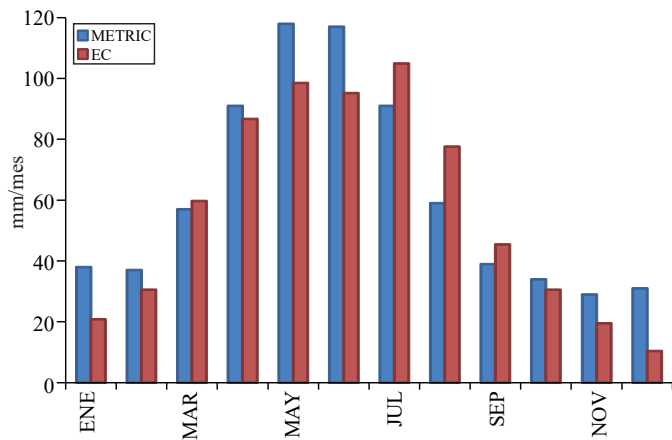


Figura 4. Representación grafica ET mensual del modelo METRIC y del EC.

Figure 4. Monthly ET Graphical METRIC model and the EC.

Para conocer la idoneidad del modelo se calcularon estadísticas como el coeficiente de determinación (R^2), error predictivo relativo (PE) y un error estándar (SE), los resultados se presentan en el Cuadro 4.

Por último se muestra la grafica de dispersión de los datos tanto estimados como medidos y además se anexa en esta la ecuación lineal y su coeficiente de determinación (Figura 5).

Validación de la ET anual del cultivo de vid

Como último paso de la investigación se procedió a sumar los valores de ET reportados por Rodríguez *et al.* (2010), para conocer el dato a nivel anual. Inicialmente para conocer la ET anual en la imagen generada por METRICTM, se localizó el punto con las coordenadas X= 466209 y Y= 3200148 este era donde se encontraba instalado la Torre de Eddy Covariance, por lo tanto daba un resultado de 741 mm/añual para METRICTM y 680 mm/añual para la torre de Eddy Covariance.

Singh *et al.* (2011), menciona que los valores de la ET estimada con imágenes de satélites debe promediarse usando una cuadrícula alrededor del punto de localización del sistema de Eddy correlation, en trabajo de investigación se consideró una cuadrícula de 3 x 3 pixeles, ya que el ancho de nuestra parcela de estudio en la imagen era de tres pixeles, en el Cuadro 5 se muestra los valores finales de la ET anual tanto para METRICTM como para EC.

En la Figura 6, se muestra la gráfica de barras con lo que se valida la idoneidad del método METRICTM, además se encontró que el error relativo es de 3.53%.

Tabla 4. Estadísticas calculadas con datos estimados y medidos de la ET mensual para la zona de estudio de la costa de Hermosillo, Sonora.

Table 4. Statistics calculated using estimated and measured data of monthly ET for the study area off the coast of Hermosillo, Sonora.

R^2	PE (%)	SE (mm/mes)
0.850099669	8.9670555	13.65575921

Finally, it shows the scatter plot of the data as measured and estimated both also attached in this linear equation and coefficient of determination (Figure 5).

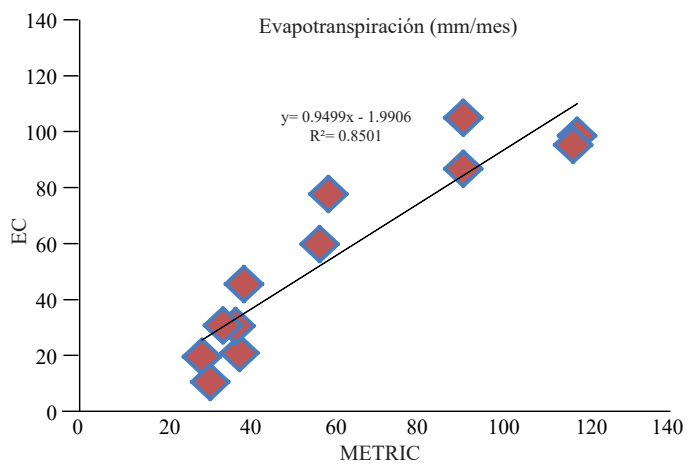


Figura 5. Gráfica de dispersión de la ET del METRICTM y del EC.

Figure 5. Scatter plot of METRICTM ET and EC.

Annual ET Validation in the vine cultivation

As the last step of the investigation proceeded to add the values of ET reported by Rodríguez *et al.* (2010), for the data on an annual basis. Initially for the annual ET in the generated image METRICTM, located the point with coordinates X=466209 and Y= 3200148 this was where it was installed Eddy Covariance Tower, therefore giving a result of 741 mm/year for METRICTM and 680 mm/year for the Eddy Covariance tower.

Singh *et al.* (2011) mentioned that, the ET values estimated with satellite images must be averaged using a grid around the point of location Eddy correlation system, in research work is considered a grid of 3 x 3 pixels, and the width of our study plot in the picture was three pixels; the Table 5 shows the final values of the annual ET METRICTM both to EC.

The Figure 6 shows the bar graph thus the suitability of the method validates METRICTM also found that the relative error is 3.53%.

Cuadro 5. Cantidad de agua evapotranspirada anual.
Table 5. Total annual evapotranspiration water.

Evapotranspiración anual (mm)	
METRIC™	EC
704	680

Conclusión

El modelo METRIC™ es una herramienta adecuada para estimar la ET, la cual es estimada como el residual de un balance de energía realizado en la superficie terrestre, en las estimaciones a nivel diario y mensual se obtuvo un error relativo aproximado de 7% y 9% respectivamente, mientras que el error estándar fue de 0.21 mm por día y de 13.7 mm por mes. Para todo el periodo anual METRIC™ estimó 704 mm y el sistema de Eddy Covariance observó 680 mm lo cual representó un error relativo de 3.53%.

El uso de imágenes satelitales en la estimación de la evapotranspiración permite conocer el comportamiento espacial y temporal de la ET tanto a nivel diario, mensual y anual. Dicha información permite tomar decisiones para mejorar la planeación y el manejo de los recursos hídricos.

Es necesario modificar el valor del K_c del pixel frío recomendado en el modelo METRIC™ (valor igual a 1.05) utilizado en la calibración de cada imagen satelital, ya que en la zona de estudio los cultivos predominantes son vid, nogal, naranjo, etc., y estos nunca presentaron coberturas con $LAI > 4$ debido principalmente a las prácticas de manejo de los cultivos.

Se acepta que la utilización de un balance de energía en la superficie terrestre y el uso de sensores remotos satelitales permiten realizar una estimación confiable de la evapotranspiración; sin embargo, es necesario realizar pruebas adicionales durante varios años para continuar evaluando la precisión del método.

Literatura citada

ASCE-EWRI. 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation (Ed.). Allen, R. G.; Walter, I. A.; Elliot, R. L.; Howell T. A.; Itenfisu, D.; Jensen, M. E. and Snyder, R. L. Environmental and water resources institute of the american society of civil engineers. asce standardization of reference evapotranspiration. Task Committee Final Report. ASCE, Reston, VA. 59 pp.

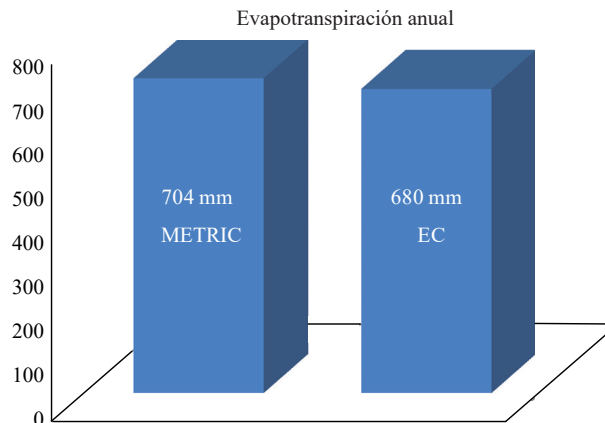


Figura 6. Gráfica de validación de la ET estimada en METRIC y la medida en EC a nivel anual.

Figure 6. Graphic ET Validation METRIC estimated as EC and annual level.

Conclusion

The METRIC™ model is a suitable tool for estimating ET, which is estimated as the residual of a conducted energy balance at the surface, in the estimates on a daily and monthly yielded a relative error of approximately 7% and 9% respectively, while the standard error was 0.21 mm per day and 13.7 mm per month. For the entire period METRIC™ estimated annual 704 mm and Eddy Covariance system observed 680 mm which represented a relative error of 3.53%.

The use of satellite imagery in estimating evapotranspiration allows knowing the spatial and temporal behavior of both ET daily, monthly and yearly. This information allows decisions to improve the planning and management of water resources.

It is necessary to modify the pixel value of K_c recommended cold METRIC™ model (value equal to 1.05) used in the calibration of each satellite image, because in the study area the crops are grapes, walnut, orange, etc., and they never had coverage with $LAI > 4$ due mainly to the management practices of the crops.

It is accepted that the use of an energy balance at the land surface and the use of satellite remote sensing allow a reliable estimate of evapotranspiration, but additional testing is necessary for several years to further evaluate the accuracy of the method.

End of the English version



- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *In: United Nations FAO, Irrigation and Drainage Paper 56*. FAO, Rome. 300 pp.
- Allen, R. G.; Tasumi, M.; Morse, A. T.; Trezza, R.; Wright, J. L.; Bastiaanssen, W.; Kramber, W.; Lorite, I. and Robison, C. W. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping vapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Applications. *J. Irrig. Drain Eng.* 133(4):395-406.
- Allen, R. G.; Tasumi, M. and Trezza, R. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)- model. *J. Irrig. Drain Eng.* 133(4):380-394.
- Bastiaanssen, W. G. M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies conditions in Mediterranean climates. Ph. D. Wageningen Agricultural University, Netherlands. 273 pp.
- Bastiaanssen, W. G. M. 1998. Remote sensing in water resources management: the state of the art. *Int. Water Manag. Institute, Colombo, Sri Lanka*. 118 pp.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Moreno, Ma. Y.; Roerink, J.; Van der, G. J. and Wal, T. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). validation. *J. Hydrol.* 2:212-29.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A. and Holtslag, A. A. M. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1 formulation. *J. Hydrol.* 212-212.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Noordman, E. J. M.; Pelgrum, H.; Davids, G.; Thoreson, B. P. and Allen, R. G. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE* 131(1):85-93.
- Courault, D.; Seguin, B. and Oliosio, A. 2005. Review of estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation Drainage Systems*. 19:223-249.
- Franks, S. W. and Beven, K. L. 1997a. Bayesian estimation of uncertainty in land surface atmosphere flux predictions. *J. Geoph. Res.* L02:991-99.
- Franks, S. W. and Beven, K. L. 1997b. Estimation of evapotranspiration at the landscape scale: A fuzzy disaggregation approach. *Water Resour. Res.* 33:2929-38.
- Franks, S. W. and Beven, K. L. 1999. Conditioning a multiple- patch SVAT model using uncertain time-space estimates of latent heat flux as inferred from remotely sensed data. *Water Resour. Res.* 35:2751-61.
- Gao, Y.; Long, Di. and Zhao-Liang, Li. 2008. Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. *Int. J. Rem. Sensing.* 29(11):3295-3315.
- Gerald, C. F. and Wheatley, P. O. 2004. *Applied numerical analysis*. 7th (Ed.). Pearson and Addison-Wesley, Boston. 624 pp.
- Melesse, A. M.; Weng, Q.; Thenkabil, P. S. and Senay, G. B. 2007. Remote sensing sensors and applications in environmental resources mapping and modelling. *Sensors.* 7:3209-3241.
- Rodríguez, J. C.; Grageda, J.; Watts, C. J.; Garatuza-Payán, J.; Castellanos-Villegas, A.; Rodríguez-Casas, J.; Sáiz-Hernández, J. and Olavarrieta, V. 2010. Water use by perennial crops in the lower Sonora watershed. *J. Arid Environ.* 74:603-610.
- Sanchez, J. M.; Caselles, V.; Niclos, R. y Valor, E. C. 2005. Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección. *GeoFocus.* 5:278-300.
- Singh, R. K.; Shuguang, L.; Larry, L.; Tieszen, A.; Suyker, E.; Shashi, and Verma, B. 2011. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. *Irrig. Sci.* Vol. 30, Issue 4, 303-313 pp.
- Tasumi, M.; Allen, R. G.; Trezza, R. and Wright, J. L. 2003. Soil heat flux estimation method. Appendix 12 in M. Tasumi. *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. Ph D. University of Idaho, Moscow, ID. 328-340 pp.
- Wang, J.; Ma, Y.; Menenti, M.; Bastiaanssen, W. G. M. and Mitsuta, Y. 1995. The scaling up of and surface processes over a heterogeneous landscape with satellite observations. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 73(6):1235-1244.