

# Modelos y Aproximaciones para la Estimación de la Evapotranspiración con Información Satelital

MARCELA SÁNCHEZ MARTÍNEZ<sup>1</sup>

## RESUMEN

Este artículo expone algunos antecedentes sobre los métodos y aproximaciones que permiten estimar la evapotranspiración con información proporcionada por percepción remota. Estos métodos se pueden agrupar en cuatro grandes grupos que abordan el fenómeno desde perspectivas distintas.

## ABSTRACT

This paper is focused in showing some aspects about methods and approaches for estimating evapotranspiration using information gathered by remote sensing. These methods can be grouped in four categories that aim to the issue from different perspectives.

**Palabras claves:** *Evapotranspiración / Percepción Remota / NOAA/AVHRR*

**Key words:** *Evapotranspiration / Remote Sensing / NOAA/AVHRR*

La evapotranspiración es una variable clave en el cálculo del balance de energía superficial, en el balance hídrico, en la detección de estrés hídrico vegetal y también en la estimación de los rendimientos agrícolas, por nombrar solo algunos de los aspectos en los que interviene o puede ser útil. No obstante, su medición directa o, en su defecto, su estimación es muy difícil dada la diversidad y complejidad de los factores que intervienen en el proceso (meteorológicos, fisiológicos, edafológicos). Lo anterior justifica el hecho de que en la actualidad en el mundo se empleen numerosos métodos o modelos para realizar esta tarea. Tal es la diversidad de estos métodos que ellos se pueden dividir en dos grandes grupos (Sánchez, 1998). Por una parte, se encuentran aquellos que pueden considerarse convencionales por utilizar la información obtenida en terreno, a partir de las redes de observatorios meteorológicos o

agrometeorológicos o bien la proporcionada por los instrumentos especializados dispuestos para ello en el campo. Por otro lado, están los métodos que utilizan información obtenida desde el espacio, mediante los sensores remotos. A pesar de la profusión de unos y otros métodos, en Chile solo se emplean los considerados convencionales, no siendo suficientemente conocidos, ni menos aún empleados, los métodos apoyados en la percepción remota (Sánchez, 2001).

Conforme con lo anterior, se estima conveniente exponer algunos antecedentes sobre los objetivos, orientaciones y condiciones de aplicación de los métodos que de alguna forma utilizan información satelital. Estos métodos, como se verá, son empleados desde diferentes puntos

<sup>1</sup> Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.

de vista y con ellos se han obtenido resultados válidos y valiosos en distintas áreas del planeta. Los métodos comentados definen una línea de trabajo que sería interesante practicar en nuestro país.

## Los métodos o modelos de determinación de la evapotranspiración con información satelital

Uno de los principales defectos de los métodos clásicos de cálculo de la evapotranspiración es la dificultad de ofrecer una medida o estimación fidedigna para cada punto de la superficie estudiada, producto del carácter y validez puntual de la información de entrada y del resultado que entregan. La dificultad anterior se intenta superar en algunas aplicaciones con la interpolación o extrapolación de los resultados medidos puntualmente (donde están las estaciones meteorológicas) a toda la zona estudiada por diferentes medios, lo cual a su vez constituye una fuente de error en los mismos. En este sentido, la percepción remota permite la extensión de modelos locales a escalas regionales (Caselles et. al., 1993 y et. al., 1998) contribuyendo a llenar el vacío que se produce en los estudios de evapotranspiración a esta escala al facilitar una observación sistemática, completa y espacialmente exhaustiva de toda la región estudiada.

No obstante lo anterior, para conseguir una operatividad adecuada de los métodos que utilizan información satelital y la validación de sus resultados, es necesaria información registrada en la superficie, lograda a través de las redes meteorológicas convencionales o mediante mediciones directas de la evapotranspiración en terreno. Esto es del todo necesario, por una parte, para establecer la relación entre el fenómeno medido o estimado en tierra y el dato registrado por el sensor remoto. También se requiere para la definición o calibración del modelo y también para verificar los datos obtenidos luego de su aplicación sistemática. De acuerdo con esto, la percepción remota constituye más bien una vía complementaria a los métodos convencionales, más que una alternativa, teniendo, sin embargo, la ventaja insuperable de proporcionar información espacialmente continua y a intervalos regulares.

Los intentos que tratan de clasificar los modelos de determinación de la evapotranspiración apoyados en la percepción remota, al igual que ocurre con los modelos clásicos o convencionales, son diversos. Delegido et. al. (1991); Caselles et. al. (1993) y Kustas y Norman (1996) los clasifican en modelos semiempíricos, analíticos y en algoritmos de simulación. Otra forma de clasificar estos modelos es diferenciándolos en directos o indirectos, según hayan sido o no elaborados con el propósito particular de colaborar en la determinación de la evapotranspiración (directos), o bien son útiles en el campo que aquí interesa, habiendo sido creados con otro fin (indirectos) (Sánchez, 1998). Independientemente de uno u otro criterio de clasificación, se exponen en este trabajo los cuatro grupos de modelos o aproximaciones, cuyos principios más generales ya habían sido expuestos en una publicación anterior (Sánchez 2000): (1) el modelo general basado en el balance de energía, (2) las aproximaciones relacionadas con la temperatura superficial, (3) con las características de la vegetación y (4) aquellas que aprovechan la combinación de ambos aspectos.

### *Modelos basados en el balance de energía superficial*

La radiación solar es la principal fuente de energía que dispone la Tierra para desarrollar la mayor parte de los procesos físicos, químicos y biológicos que tienen lugar en ella. Así, la energía radiante que logra superar la atmósfera y llega a la superficie se distribuye en tres partes: una fracción que es devuelta a la atmósfera como radiación terrestre, otra que es empleada básicamente en el cambio de estado del agua en la superficie y es transferida a la atmósfera mediante flujo de calor latente o evapotranspiración y, la última, que es devuelta a través de conducción y flujo de calor sensible. Este último flujo es percibido a través de los cambios que genera en la temperatura de la materia.

Del balance de radiación, expuesto aquí en términos muy generales, interesa conocer, en primer lugar, el volumen de radiación neta, es decir, la medida de la energía realmente disponible por la superficie terrestre para la realización de los procesos que se desarrollan en ella y, por otra parte, las proporciones en que éstos la utilizan. La distribución de la radiación neta se puede ob-

servar en la ecuación del balance de energía que, asumiendo que no existen aportes en sentido horizontal (advección), puede escribirse según Sánchez (1992) como:

$$R_n = \lambda ET + H + G + PH$$

donde:

- $R_n$ : es la radiación neta;
- $\lambda ET$ : es el flujo de calor latente o evapotranspiración donde  $\lambda$  es el calor latente de vaporización y el flujo de agua evaporada;
- $H$ : es el flujo de calor sensible;
- $G$ : es el flujo de calor del suelo;
- $PH$ : es la energía utilizada en la fotosíntesis y en calentar la biomasa vegetal.

A pesar de todos los procedimientos que han sido diseñados para resolver esta ecuación, determinando cada uno de los términos con información satelital, esto no ha garantizado de modo fácil y operativo la utilidad de la percepción remota en ello. Especialmente difícil es el término correspondiente al flujo de calor latente o evapotranspiración, por eso, para fines específicos de determinación de este flujo, la ecuación general ha sido reescrita derivando en el denominado "método residual"; denominado así puesto que el flujo de calor latente se obtiene como residuo al calcular los otros términos que intervienen en la ecuación del balance de energía superficial. La ecuación que el método pretende resolver puede expresarse, según Choudhury (1994) y Choudhury y de Bruin (1995), como:

$$\lambda ET = R_n - G - H$$

donde:

- $\lambda ET$ : flujo de calor latente, siendo  $\lambda$  el calor latente de vaporización y  $ET$  la evapotranspiración;
- $R_n$ : radiación neta;
- $G$ : flujo de calor del suelo;
- $H$ : flujo de calor sensible.

Si bien los términos que igualan al flujo de calor latente o evapotranspiración se calculan por diferentes vías, las cuales no se mencionarán aquí, sí es conveniente retener la expresión del método residual, pues, tal como se verá en-

seguida, los modelos más difundidos en la actualidad para determinar la evapotranspiración se basan sobre él.

### *Modelos basados en la medida de la temperatura superficial: derivaciones del método residual*

Cuando en una superficie se produce evapotranspiración, eso, por un lado, significa que la cubierta dispone de agua para liberar en forma de vapor hacia la atmósfera y, por otro, que parte de la energía solar recibida se está utilizando en el mismo proceso; dicho de otra manera, la superficie se está enfriando o reduciendo su temperatura. Como debido a su naturaleza no todas las superficies retienen igual cantidad de agua o reciben distinta cantidad de energía, que a su vez distribuyen de diferente manera en todos los procesos que en ellas se realizan, no todas las cubiertas presentan igual temperatura. Este distinto comportamiento térmico puede ser fácilmente establecido a través de las medidas radiométricas obtenidas por sensores satelitales que trabajan en las bandas del infrarrojo térmico. Sobre este simple hecho físico se basa el gran aporte que la percepción remota puede hacer en el campo de la evapotranspiración. La temperatura derivada desde los sensores remotos incorporan los efectos de la topografía, de las superficies de agua, el viento y otros factores que directa o indirectamente modifican la evapotranspiración (Di Bella, et. al., 2000).

En términos más precisos, la importancia de la temperatura superficial en las diferentes cubiertas del suelo, es constituir el principal indicador de la distribución de la energía disponible por la superficie para procesos como el flujo de calor latente y sensible a la atmósfera, el flujo de calor sensible hacia el suelo y la radiación hacia la atmósfera. De acuerdo con lo anterior se puede comprender el especial interés que ha despertado la determinación de la temperatura de superficie para establecer a su vez la evapotranspiración.

Retomando la noción del método residual tratado en el apartado anterior, éste, en los términos en que hasta ahora se ha formulado aquí, no es fácil de aplicar o, al menos, no lo es operativamente. Lo anterior llevó a R.D. Jackson

y colaboradores a reformular el modelo para garantizar su aplicación sin pérdida de precisión y utilidad. El desarrollo detallado de todos los razonamientos físicos realizados por los autores para modificar el modelo están muy bien expuestos por Delegido *et. al.* (1991), Caselles *et. al.* (1993) y Delegido y Caselles (1993). La nueva expresión del método residual es denominada por algunos "ecuación simplificada" y en ella tiene importancia radical la temperatura superficial (establecida desde el espacio). La nueva formulación del método residual de Jackson *et al.*, (1977) se expresa como:

$$ET_d = Rn_d^* - B \times (T_s - T_a)_i$$

donde:

- $ET_d$  : evapotranspiración real diaria;
- $Rn_d^*$  : radiación neta diaria, expresada en mm/día;
- $B$  : constante empírica;
- $(T_s - T_a)_i$  : diferencia entre la temperatura del suelo y la temperatura del aire medidas cerca del mediodía.

Con respecto al método residual, en este modelo,  $G$ , o flujo de calor del suelo, se puede omitir bajo ciertas circunstancias y siempre que el cálculo se haga para un período de un día; por su parte,  $H$ , o flujo de calor sensible, es derivado a partir de la diferencia entre la temperatura de superficie y del aire ( $T_s - T_a$ ) medidas cerca del mediodía.

Para la aplicación de esta ecuación se requieren los datos de campo de la evapotranspiración real diaria medida con algún método preciso, la radiación neta diaria, una medida diaria de la temperatura del aire cerca del mediodía y la medida de la temperatura del suelo obtenida a través de información térmica proporcionada por los satélites a su paso por el lugar. A partir de estos valores se establece la relación entre los datos de campo y satélite y puede ser calculada estadísticamente la constante  $B$  con la recta de regresión de las medidas de  $(ET_d - Rn_d^*)$  en función de los valores de  $(T_s - T_a)_i$  para variadas superficies, tipos de vegetación y condiciones atmosféricas. Una vez obtenido el valor de  $B$  es posible aplicar sistemáticamente la ecuación y estimar la evapotranspiración diaria contando con la radiación neta, la temperatura del aire y del sue-

lo (Delegido *et. al.*, 1991; Caselles *et. al.*, 1993; Delegido y Caselles, 1993).

El modelo semiempírico presentado ha sido aplicado y modificado por otros autores; sus trabajos en zonas distintas demuestran que es válido y preciso para estimar la evapotranspiración diaria a partir de una sola medida de temperatura al día, pero también comprueban la variabilidad que experimenta el valor de la constante  $B$  de un lugar a otro. Carlson *et. al.* (1995) destacan el hecho de que la ecuación logre exitosamente sintetizar el complejo proceso de la evapotranspiración sobre diversas superficies y con variable cobertura vegetal.

A escalas mayores Seguin *et. al.* (1989, 1991 y 1994) y Seguin (1993) han probado y mejorado teórica y experimentalmente la idea original propuesta por Jackson *et. al.*, en 1977, llegando a formular la siguiente expresión que relaciona nuevamente la evapotranspiración diaria con la radiación neta y la diferencia entre la temperatura superficial y del aire, pero que han complementado con la introducción de un nuevo término en la fórmula anterior,  $A$ , con el que se han obtenido valores más precisos. La ecuación general queda entonces como sigue (Seguin *et. al.*, 1989, 1991 y 1994; Delegido *et. al.*, 1991; Delegido y Caselles, 1993; Choudhury y de Bruin, 1995):

$$ET_d = Rn_d^* + A - B \times (T_s - T_a)_i$$

donde:

- $ET_d$  : evapotranspiración real diaria;
- $Rn_d^*$  : radiación neta diaria, expresada en mm/día;
- $A$  y  $B$  : constantes empíricas;
- $(T_s - T_a)_i$  : diferencia entre la medida instantánea de la temperatura del suelo y del aire.

Según Choudhury y de Bruin (1995) las constantes  $A$  y  $B$  obtenidas por distintos autores alcanzan valores diversos según la situación del lugar al que se aplica el modelo, tal como se había mencionado antes, de tal modo que deben calcularse convenientemente en cada caso.

El método ha sido aplicado con imágenes NOAA-AVHRR (*National Oceanic and Atmospheric Administration-Advanced Very High*

*Resolution Radiometer*) por Seguin *et. al.*, (1991) en Francia durante los meses de marzo a octubre de los años 1985, 1986 y 1987, utilizando datos de 17 estaciones regularmente distribuidas en el país. En otros estudios como el de Kerr *et. al.*, (1989) realizado en Senegal, se han combinado imágenes NOAA-AVHRR y METEOSAT y en el realizado en la región saheliana por Seguin *et. al.*, (1989) solo se han empleado imágenes METEOSAT.

El modelo simplificado en la formulación aquí presentada es sencillo de aplicar, pero requiere de mediciones de radiación neta que son muy difíciles de conseguir en las estaciones meteorológicas convencionales, lo cual limita su aplicación. Las observaciones anteriores han servido de argumento para que investigadores de la Facultad de Física de la Universidad de Valencia elaboraran un modelo de similar precisión que el de Jackson *et al.*, luego modificado por Seguin *et al.*, pero que omitiera el uso de la radiación neta; en su lugar utilizan el valor de la radiación global, parámetro más fácil de disponer en las estaciones tradicionales (Delegido *et. al.*, 1991; Caselles *et. al.*, 1993; Delegido y Caselles, 1993). De acuerdo a Caselles *et. al.*, (1992) el modelo, que permite el cálculo de la  $ET_o$ , es decir, la evapotranspiración que corresponde a una superficie hipotética cubierta por una capa vegetal homogénea (alfalfa o gramínea) que dispone de toda el agua necesaria, se formula como:

$$ET_o = A \times T_a^{\text{máx}} \times R_g + B \times R_g + C$$

donde:

- $ET_o$  : evapotranspiración del cultivo de referencia (gramíneas);
- $T_a^{\text{máx}}$  : temperatura máxima del aire;
- $R_g$  : radiación global diaria;
- A, B y C: coeficientes empíricos.

El modelo corresponde en principio a una adaptación a la teledetección de la ecuación de combinación original de Penman.<sup>2</sup> En la formulación de Caselles *et. al.*, (1992 y 1993) uno de los términos del modelo de Penman (el radiativo)

se modifica y se reemplaza por aquel asociado a la temperatura del aire (temperatura máxima en este modelo); además la radiación neta (muy difícil de establecer por cualquier medio) se relaciona con la radiación global y se reemplaza por esta; en tanto, el otro gran término del modelo de Penman (el aerodinámico) puede ser considerado constante a escala regional (en el modelo propuesto).

Para aplicar sistemáticamente el modelo es necesario un procedimiento que permita estimar  $R_g$  y  $T_a^{\text{máx}}$  a partir de información obtenida por teledetección, específicamente de imágenes NOAA-AVHRR. La temperatura máxima del aire se calcula en función de la regresión lineal entre medidas de temperatura superficial, obtenidas de las imágenes térmicas captadas cerca del mediodía y medidas de la temperatura máxima del aire en estaciones meteorológicas. En este modelo la radiación global es calculada siguiendo el método propuesto por Dedieu *et. al.*, (1983 y 1987). El modelo es de carácter físico al igual que otros, pero uno de los más interesantes por su sencillez, dado que despreja el efecto de la absorción de la atmósfera y lo asimila al albedo planetario mínimo de una colección de imágenes de días claros.

Por último, Artigao *et. al.*, (1997) y Caselles *et. al.*, (1998) presentan un modelo para determinar la evapotranspiración real a escala local (1.000 hectáreas en el estudio de Caselles *et. al.*, 1998) conociendo la evapotranspiración máxima,  $ET_m$ .<sup>3</sup> El método combina imágenes térmicas NOAA-AVHRR con un mapa de los cultivos presentes en la zona, el cual se puede obtener a partir de la clasificación de una imagen satelital de mayor resolución (en los dos estudios señalados *Landsat-TM*). El modelo, aplicado en España a zonas de cultivos de la provincia de Huesca y Albacete respectivamente, se formula como:

$$ET = ET_m - B \times (T_s - T_{sm})$$

<sup>2</sup> El método propuesto por H.L. Penman en 1948 es uno de los modelos convencionales más precisos para determinar la evapotranspiración y a partir de su formulación original se siguen estableciendo nuevos métodos más precisos. Este modelo se presenta claramente en Fernández, 1995.

<sup>3</sup> La  $ET_m$  es la evapotranspiración que corresponde a los diferentes tipos vegetales existentes en el área y obtenida a su vez de la evapotranspiración del cultivo de referencia (calculada con datos meteorológicos) mediante la siguiente relación  $ET_m = K_c \times ET_o$ , donde  $K_c$  son factores correctores establecidos según las características de la vegetación a la cual se pretende aplicar el modelo.

donde:

- $ET$  : evapotranspiración real;  
 $ET_m$  : evapotranspiración máxima;  
 $T_s$  : temperatura de superficie;  
 $T_{sm}$  : temperatura superficial mínima (corresponde al punto que más está "evapotranspirando");  
 $B$  : coeficiente semiempírico, específico para cada cultivo de la zona según su estado fenológico.

En cuanto al error alcanzado con las estimaciones de  $ET$ , en el estudio de Caselles *et. al.*, (1998) oscila entre 0,8 mm/día y 1,0 mm/día según el tipo de cultivo, valores que los autores consideran como aceptables, aunque no indican claramente la magnitud que alcanza la  $ET$ , lo cual permitiría valorar mejor la cuantía de los errores.

### *Modelos basados en la relación entre la evapotranspiración y características de la vegetación*

Diversas investigaciones han establecido una clara relación entre la evapotranspiración y algunas características de la vegetación generadas a partir de información satelital. Dicha relación se basa en el simple hecho físico de que los tejidos vegetales, cuyo vigor es establecido con las observaciones satelitales, son activos igualmente en los procesos de fotosíntesis y transpiración; transpiración que en algunas cubiertas vegetales constituye el principal aporte a la evapotranspiración real total. Considerando esta relación es posible establecer las variaciones en la transpiración y evapotranspiración en la superficie a partir de la información cuantitativa sobre los cambios espaciales y temporales de las características de la vegetación que entrega la información satelital, fundamentalmente a través del empleo de índices o cocientes de vegetación (Choudhury y de Bruin, 1995; Kalluri *et. al.*, 1998).

Los índices de vegetación son el resultado de combinaciones de dos o más bandas espectrales en las cuales la vegetación presenta una respuesta reflectiva distinta. Así, mientras en la región visible del espectro, los pigmentos de las hojas absorben la mayor parte de la energía que reciben, estas sustancias apenas afectan al infrarrojo

cercano, por lo que se produce un marcado contraste entre la reflectividad de las bandas roja e infrarroja cercana, lo cual permite discriminar la vegetación sana de otras cubiertas. Cuanto mayor es el contraste observado entre estas bandas, mayor vigor corresponde a la vegetación; por el contrario, bajos contrastes indican vegetación enferma o senescente, hasta llegar a las superficies carentes de cubierta vegetal que presentan contrastes muy reducidos (Chuvienco, 1996).

Entre los índices de vegetación más empleados en la estimación de parámetros de la cubierta vegetal con fines de evaluación ambiental están el cociente simple  $Coc$  entre las bandas roja e infrarroja cercana, y el índice de vegetación de diferencia normalizada  $NDVI$  (*Normalized Difference Vegetation Index*) mencionado anteriormente. En ciertas circunstancias el  $NDVI$  se ve afectado por factores externos con lo cual pierde consistencia. Esta dificultad se intenta superar al incorporar en la formulación un parámetro relacionado con la reflectividad del suelo, de ello deriva el índice de vegetación ajustado al suelo  $SAVI$  (*Soil Adjusted Vegetation Index*) (Chuvienco, 1996). El cálculo de estos índices puede revisarse en Chuvienco, 2002.

Wiegand y Richardson (1990) y, antes, Kerr *et. al.*, (1989) demostraron que en un lugar específico y para un período determinado, la evapotranspiración acumulada y los índices de vegetación acumulados estaban alta y directamente relacionados. Cihlar *et. al.*, (1991), por su parte, relacionaron  $NDVI$  con la evapotranspiración potencial ( $ETP$ ), con la evapotranspiración real y con el contenido de agua en el suelo entre marzo y septiembre de 1986 en 387 sitios que cubrían diversas condiciones en Canadá. Por otra parte, los autores concluyen que en el área estudiada es posible estimar  $ET$  a partir de  $NDVI$  y  $ETP$  con un error de un 10 a 15%.

Mora y Iverson (1998), al igual que Cihlar *et. al.*, (1991), relacionan el  $NDVI$  con variables asociadas a un balance hídrico, en este caso precipitación, y cinco parámetros establecidos con el modelo de Thornthwaite y Matter de 1955 ( $ETP$ ,  $ET$ , humedad del suelo, déficit de agua y superávit de agua) a nivel nacional y de ecorregiones en México. Analizan las relaciones anuales y mensuales entre las variables y concluyen que la  $ETP$

está significativamente correlacionada con el *NDVI* de áreas dominadas por vegetación natural a nivel nacional en su tendencia anual, no así los valores mensuales.

Otros interesantes resultados son los alcanzados por Yang, W. et. al., (1997) al confirmar algunas ideas planteadas en los estudios antes comentados. Los autores relacionaron en el estado de Nebraska, Estados Unidos, compuestos bisemanales de *NDVI*, obtenidos a partir de imágenes NOAA-AVHRR, con cuatro variables: grados-día acumulados durante la etapa de crecimiento vegetal, temperatura del suelo, *ETP* y precipitación, a partir de los datos de 33 estaciones meteorológicas a lo largo de la etapa de desarrollo vegetal completa (marzo a octubre) y media etapa de desarrollo (abril a septiembre) de los años 1990 y 1991. Los autores obtuvieron coeficientes de correlación variables, pero aceptables, según la estación. Señalan, por otro lado, que la relación entre la evapotranspiración potencial y la vegetación se produce ya que ambas son afectadas igualmente por elementos como el régimen de radiación y temperatura, déficit de presión de vapor y otras condiciones meteorológicas.

No obstante los resultados anteriores, la relación vegetación-evapotranspiración solo es realmente útil, en los términos en que se plantea en este estudio, en la medida en que permite la determinación de esta última. Con respecto a esto Choudhury y de Bruin (1995) señalan que la evapotranspiración real puede ser bien aproximada a través del producto de la evapotranspiración potencial y la fracción de cobertura de vegetación  $f_c$ , lineal y directamente relacionada con los índices de vegetación. Así, se puede aplicar un modelo que tiene la siguiente forma:

$$ET = ETP \times f_c$$

donde:

- ET* : evapotranspiración real;
- ETP* : evapotranspiración potencial;
- $f_c$  : fracción de cobertura de vegetación verde.

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial los autores proponen la utilización del modelo convencional de Priestley-Taylor y para la fracción de cobertura de vegetación, el índice

de vegetación ajustado al suelo *SAVI*.

Otro método para calcular la evapotranspiración real a partir de su valor potencial, muy simple de aplicar por sus bajos requerimientos de información, es el presentado por Gutman y Rukhovetz (1995) quienes demuestran que en situaciones en que la evapotranspiración es mayor a las precipitaciones, el coeficiente que corresponde al cociente entre la evapotranspiración real y potencial (*ET/ETP*), llamado por los autores *disponibilidad de agua en la zona radicular del suelo*, puede ser obtenido a partir del *NDVI* a través de una ecuación de regresión de la forma  $\beta = a + b \times NDVI$ , lo que implica que conociendo la *ETP*, la *ET* puede ser obtenida según la relación:  $ET = \beta \times ETP$ .

### *Modelos basados en la relación entre los índices de vegetación y la temperatura de superficie*

A través de numerosos estudios realizados con sensores variados, épocas del año distintas y diferentes localizaciones se ha demostrado una clara relación lineal negativa entre la temperatura superficial (*TS*) y los índices de vegetación derivados de imágenes de satélite, en especial el *NDVI* (Nemani y Running, 1989; Nemani et. al., 1993; Choudhury, 1994; Yang, X. et. al., 1997; Kalluri et. al., 1998, entre otros). Esta alta correlación se relaciona con distintos procesos biofísicos y puede ser utilizada en distintos aspectos, entre ellos la evapotranspiración.

La disminución en la temperatura, a medida que se incrementa la densidad de vegetación, es producto del enfriamiento provocado en la misma por el flujo de calor latente o evapotranspiración (Nemani y Running, 1989;  $\beta$  Yang, X. et. al., 1997 y Caselles et. al., 1998). Aunque algunos autores han estudiado la relación solo en superficies completamente cubiertas por vegetación, también es válida en cubiertas compuestas. En consecuencia, las variaciones térmicas reflejan la tasa de transpiración vegetal y de evaporación del suelo.

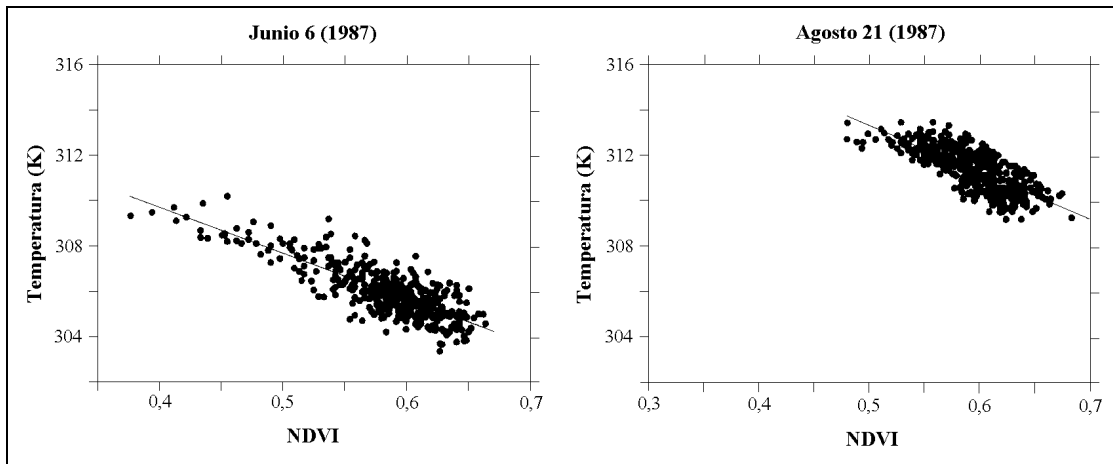
La pendiente de la línea que se define al graficar los píxeles contenidos en una escena en

cuanto a su  $T_s$  y  $NDVI$  está principalmente controlada por la fracción de cubierta verde, el estado de humedad y las condiciones meteorológicas locales (Nemani *et. al.*, 1993). Ante condiciones meteorológicas similares, las diferencias en cuanto a la pendiente entre fechas distintas (Figura nº 1) se deben principalmente a las diferencias en la disponibilidad de humedad del suelo (Nemani y Running, 1989). Esto sugiere que la pendiente de la recta es similar al factor de disponibilidad de humedad (cuociente entre evapotranspiración real y potencial  $ET/ETP$  según Nemani y Running, 1989; según Gutman y

Rukhovetz, 1995). También puede interpretarse como un indicador de peligro de incendio forestal, tal como consideran Martín *et. al.*, (1995) y Vidal *et. al.*, (1994), entre otros.

De acuerdo con lo anterior podría ser posible estimar la evapotranspiración real a partir del conocimiento del valor potencial ( $ETP$ ) tomando como factor corrector la pendiente señalada, lo cual sería un gran aporte de la información satelital.

FIGURA N° 1  
RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE,  $T_s$ , Y EL ÍNDICE DE VEGETACIÓN DE DIFERENCIA NORMALIZADA,  $NDVI$ , DESDE DATOS NOAA-AVHRR EN DOS DÍAS DISTINTOS



Fuente: Kalluri *et. al.*, 1998.

La información relativa a temperatura superficial e índices de vegetación obtenida desde satélites ha sido también ampliamente utilizada como indicador de estrés hídrico en los vegetales, lo que se relaciona directamente con la disponibilidad de agua y con la evapotranspiración. Uno de los primeros intentos de estimación de estos indicadores fue el realizado por Jackson *et. al.*, (1981) al elaborar el denominado *Crop Water Stress Index (CWSI)*, el cual se formula como:

$$\frac{ET}{ETP} = \frac{T_s - T_s^{m\acute{a}x}}{T_s^{m\acute{i}n} - T_s^{m\acute{a}x}} = 1 - CWSI$$

donde:

$ET$  : evapotranspiración real;

- $ETP$  : evapotranspiración potencial;
- $T_s$  : temperatura de superficie medida;
- $T_s^{m\acute{a}x}$  : temperatura de superficie máxima en el área de estudio;
- $T_s^{m\acute{i}n}$  : temperatura de superficie mínima en el área de estudio.

Conforme a la ecuación anterior, disponiendo de la  $ETP$  calculada con algún método clásico o convencional y conociendo las temperaturas superficiales, es posible determinar la  $ET$ , lo cual constituye un gran aporte de la teledetección si esta medida es lo suficientemente precisa.

El índice  $CWSI$  tiene la restricción de ser solo aplicable a superficies totalmente cubiertas por

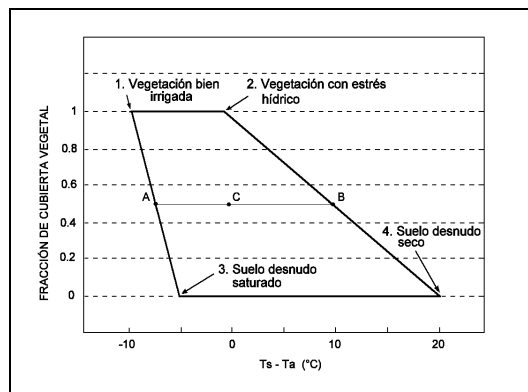


vegetación, lo cual limita su uso en el contexto del estrés hídrico y de la evapotranspiración para la mayor parte de las superficies, constituidas por un compuesto de suelo y vegetación (Moran et. al., 1994; Vidal y Devaux-Ros, 1995). Para superar este problema Moran et. al., (1994) han desarrollado un método gráfico para estimar el estrés hídrico en superficies compuestas. El método se basa en la representación gráfica de la fracción de cubierta vegetal,  $f_c$ , y la diferencia entre temperatura superficial y temperatura del aire,  $T_s - T_a$ ,

medidas en cada píxel. La dispersión de puntos sobre un área extensa tiende a formar, según los autores, un trapecio, tal como se aprecia en las Figuras nº 2 y 3 en que se muestra la representación teórica de dispersión de acuerdo a la fracción de cobertura vegetal y  $T_s - T_a$  y una dispersión real de puntos en función de valores de  $NDVI/T_s - T_a$  respectivamente.

Los vértices superiores, relacionados con altos valores de  $NDVI$  o fracción vegetal, represen-

FIGURA N° 2  
REPRESENTACIÓN TEÓRICA DEL VEGETATION INDEX/TEMPERATURE TRAPEZOID



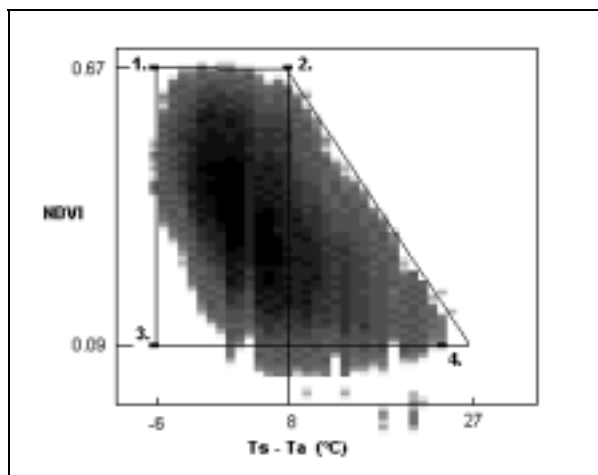
Fuente: Desbois et. al., 1997, p. 44, (adaptación)

tan cubiertas vegetales bien abastecidas de agua en el extremo izquierdo (punto 1), que se relacionan con una menor diferencia de temperaturas y, en el vértice superior derecho (punto 2), cubiertas vegetales sometidas a estrés hídrico que presentan por tanto una mayor diferencia de tem-

peratura. Por su parte, los vértices inferiores indican suelos desnudos húmedos, en el extremo inferior izquierdo (punto 3), y suelos secos en el inferior derecho (punto 4).

Esta representación denominada *Vegetation Index/Temperature (VIT) Trapezoid* permite cal-

FIGURA N° 3  
DIAGRAMA DE DISPERSIÓN ENTRE EL ÍNDICE DE VEGETACIÓN NDVI Y LA DIFERENCIA DE TEMPERATURA DE SUPERFICIE Y DEL AIRE,  $T_s - T_a$



Fuente: Desbois et. al., 1997, p. 45.

cular el denominado *Water Deficit Index (WDI)*, el cual sí puede utilizarse en superficies no totalmente cubiertas con vegetación, de acuerdo a la siguiente relación (Vidal y Devaux-Ros, 1995; Desbois et. al., 1997):

$$\frac{ET}{ETP} = \frac{(T_s - T_a) - (T_s - T_a)_{dry}}{(T_s - T_a)_{wet} - (T_s - T_a)_{dry}} = \frac{BC}{AB} = 1 - WDI$$

donde:

- $ET$  : evapotranspiración real;
- $ETP$  : evapotranspiración potencial;
- $(T_s - T_a)$ : diferencia de temperatura medida en el píxel;
- $(T_s - T_a)_{dry}$ : diferencia de temperatura en el límite derecho del trapecio;
- $(T_s - T_a)_{wet}$ : diferencia de temperaturas en el límite izquierdo del trapecio;
- $BC$  y  $AB$ : distancias representadas en el trapecio.

Varios estudios han demostrado que el modelo se puede aplicar utilizando índices de vegetación (linealmente relacionados con  $f_c$ ) como el *NDVI* o el *SAVI* (Moran et. al., 1994; Vidal y Devaux-Ros, 1995; Moran et. al., 1996). Los cuatro extremos del gráfico pueden ser determinados siguiendo dos vías. La primera consiste en estimar los vértices a partir de cálculos teóricos del balance de energía superficial, utilizando información proporcionada por satélites y por las estaciones meteorológicas convencionales; mientras que la segunda forma es obtenerlos directamente de los índices de vegetación y de las diferencias de temperaturas (Vidal y Devaux-Ros, 1995). Comparaciones realizadas entre ambos métodos alcanzan un muy buen grado de ajuste cuando en los datos derivados de las imágenes existe una amplia variabilidad. Los límites de ambos trapecios, así como sus formas y ajuste son variables en el tiempo, como demuestran Vidal y Devaux-Ros (1995).

En el ámbito de la evapotranspiración, la utilidad de este modelo radica en el hecho de que teniendo la dispersión de puntos de una imagen respecto de  $f_c$  y  $T_s - T_a$ , el cuociente entre las distancias  $CB/AB$  en la figura es igual al cuociente entre evapotranspiración real y evapotranspiración potencial,  $ET/ETP$ , relación que como se ha señalado se puede interpretar físicamente como un

índice de disponibilidad de humedad del suelo. Lo anterior implica que conociendo la  $ETP$  se puede obtener la  $ET$  a través de la relación señalada, tal como sugieren Yang, X. et. al., (1997); los autores confirman la utilidad del *VIT Trapezoid* en la evaluación de la disponibilidad de agua en el suelo y en la estimación de la evapotranspiración real en un área de Nueva Gales del Sur, Australia.

Aparte de los métodos gráficos antes señalados, existen modelos que intentan estimar la evapotranspiración aplicando ecuaciones de regresión múltiple generadas una vez que se han establecido relaciones suficientemente fuertes entre la evapotranspiración y variables derivadas de la información satelital.

Aunque con el objetivo original de generar modelos útiles en la determinación del estrés hídrico de la vegetación, el cual interviene en la probabilidad de ignición, Martín et. al., (1995) estiman evapotranspiración potencial en España con la ecuación de regresión múltiple aplicada a distintas variables derivadas de índices de vegetación y temperatura superficial obtenidas de imágenes NOAA-AVHRR, siendo la evapotranspiración potencial la variable dependiente y las independientes las variables satelitales. A partir de los resultados de la aplicación de este modelo Martín et. al., (1995) concluyen que es posible estimar adecuadamente la evapotranspiración potencial a partir de  $TS$ ,  $NDVI$  y variables derivadas de estas.

También fueron obtenidas buenas estimaciones de evapotranspiración del cultivo de referencia ( $ET_o$ ) y evapotranspiración máxima ( $ET_m$ ) por Sánchez (1998, 1999) en la Comunidad Autónoma de Andalucía, España, aplicando modelos derivados a partir de temperaturas de superficie y el índice de vegetación  $NDVI$  como variables básicas. En este estudio también se utilizaron imágenes NOAA/AVHRR.

Finalmente, una aplicación más próxima a nuestro país es la desarrollada por Di Bella, Rebella y Paruelo (2000) en Argentina. Los autores logran confiables estimaciones de evapotranspiración real en las pampas argentinas con la utilización de una ecuación de regresión múltiple en la cual las variables independientes son la temperatura de superficie ( $T_s$ ) y el índice

de vegetación *IVN* (Índice Verde Normalizado). El modelo tiene la forma de:

$$ET = A + B * T_s + C * IVN$$

donde:

- ET* : evapotranspiración real (mm);  
*T<sub>s</sub>* : temperatura de superficie (°C);  
*IVN* : índice verde normalizado;  
*A, B y C*: coeficientes empíricos.

El modelo es aplicado con la información proporcionada por imágenes NOAA/AVHRR y con él se genera un mapa de evapotranspiración real cada semana.

## Consideraciones finales

De acuerdo a los antecedentes expuestos, lo primero que se puede afirmar es que la mayor contribución de la teledetección en el campo de la evapotranspiración yace en la combinación de información de temperatura superficial y de índices de vegetación, aunque las investigaciones que los proporcionan no siempre hayan sido dirigidas con este fin.

En cuanto a los modelos para estimar evapotranspiración en función de información sobre flujos de radiación se puede decir que no toda la información es fácil de obtener de forma directa y operativa y, por tanto, son difíciles de aplicar.

El conocimiento de la relación entre la evapotranspiración potencial (*ETP*) o del cultivo de referencia (*ET<sub>o</sub>*) y la evapotranspiración real (*ET*) es vital para valorar requerimientos de agua y calcular estrés hídrico vegetal, útiles en los contextos agronómicos, hidrológicos y también en la estimación del riesgo de incendios forestales. En este sentido, la información derivada de imágenes de satélite, principalmente *T<sub>s</sub>* y diversos índices de vegetación, que se han probado estar bien relacionadas con la evapotranspiración en todas sus acepciones, es quizás la de mayor utilidad. Debe tenerse en cuenta que tanto la *T<sub>s</sub>* como los índices de vegetación informan sobre el estado actual de las superficies, lo cual permite obtener información concluyente sobre la evapotranspiración real, la que efectivamente se está produciendo en el terreno; no obstante, no

debe olvidarse que las variables indicadas son afectadas tanto como la *ETP* por las mismas condiciones meteorológicas, con lo cual la relación entre aquellas variables y ésta tiene también sentido y validez.

La complementariedad y simultaneidad de información proporcionadas por un mismo sensor para *T<sub>s</sub>* e índices de vegetación adquiere gran valor. Es destacable en este sentido la información proporcionada por las imágenes NOAA-AVHRR, ya que permiten obtener los dos tipos de información gracias a su resolución espectral. En estudios regionales, continentales y planetarios la resolución espacial de esta plataforma parece la más adecuada, además de lo ventajoso que resulta su resolución temporal al permitir seguimientos frecuentes del área estudiada. En estudios más locales debe recurrirse a sensores de mayor resolución espacial, pero no olvidando su resolución espectral.

Por último, si bien no se dispone de referencias más actuales en cuanto de la determinación y seguimiento de la evaporación y evapotranspiración desde el espacio, debe mencionarse que se prevén nuevos avances en este campo dada la versatilidad de los nuevos sensores y plataformas recientemente puestos en órbita.

## Bibliografía

ARTIGAO, M.; HURTADO, E.; CASELLES, V.; CASTERAD, A. y MARTÍNEZ, A. Estimación de la evapotranspiración en el polígono de regadío de Flumen (Huesca). *Teledetección. Usos y Aplicaciones* (J.L. Casanova y J. Sanz, Ed.), *Serie Ciencias*, 1997, Nº 14, Secretariado de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Valladolid, Valladolid, 1997, p. 3-7.

CARLSON, T.; CAPEHART, W. y GILLIES, R. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 1995, vol. 54, p. 161-167.

CASELLES, V.; DELEGIDO, J.; SOBRINO, J. Y HURTADO, E. Evaluation of the maximum evapotranspiration over the La Mancha region, Spain, using NOAA AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 1992, vol. 13(5), p. 939-946.

CASELLES M.; DELEGIDO G., y HURTADO S. *Teledetección: Aplicación a la determinación de la evapotranspiración*. In Agronomía del Riego (coordinadores F.J. Martín de Santa Olalla y J.A. De Juan), Capítulo X. Madrid: Universidad de Castilla-La Mancha. Ediciones Mundi-Prensa, 1993.

CASELLES, V.; ARTIGAO, M.; HURTADO, E.; COLL, C. y BRASA, A. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 1998, vol. 63, p. 1-10.

CHOUDHURY, B. Synergism of multispectral satellite observations for estimating regional land surface evaporation. *Remote Sensing of Environment*, 1994, vol. 49, p. 264-274.

CHOUDHURY, B. y DE BRUIN, H. First order approach for estimating unstressed transpiration from meteorological satellite data. *Advances in Space Research*, 1995, vol. 16(10), p. (10)167- (10)176.

CHUVIECO, E. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Madrid: Editorial Rialp. Tercera edición, 1996.

CHUVIECO, E. *Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el Espacio*. Barcelona: Editorial Ariel S.A., 2002.

CIHLAR, J.; ST. LAURENT, L. y DYER, J. Relation between the Normalized Difference Vegetation Index and ecological variables. *Remote Sensing of Environment*, 1991, vol. 35, p. 279-298.

DEDIEU, G.; DESCHAMPS, P. y KERR, Y. *Estimation du rayonnement solaire global au niveau du sol a l'aide des données de METEOSAT dans le visible*. VIII Colloque Canadien de Teledetection, Montreal, 1983.

DEDIEU, G.; DESCHAMPS, P. y KERR, Y. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to METEOSAT data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1987, vol 26, p. 79-87.

DELEGIDO, J.; CASELLES, V. y HURTADO, E. Determinación a escala regional de la evapotranspiración. In La Teledetección en el Seguimiento de los Fenómenos Naturales. Recursos Renovables: Agricultura (coordinadores de la edición S. Gandía y J. Meliá), Valencia: Universitat de València, Departament de Termodinámica, 1991, pp. 345-370.

DELEGIDO, J. y CASELLES, V. Evapotranspiración. In La Teledetección en el Seguimiento de los Fenómenos Naturales. Climatología y Desertificación (coordinadores de la edición S. Gandía y J. Meliá), Universidad de Valencia, 1993, p. 205-213.

DESBOIS, N.; PEREIRA, J.; BEAUDOIN, A.; CHUVIECO, E. y VIDAL, A. Short term fire risk mapping using remote sensing. In A review of remote sensing methods for the study of large wildland fires (E. Chuvieco, Ed.), MEGAFiReS Project ENV-CT96-0256, Alcalá de Henares, 1997, p. 29-60.

DI BELLA, C.; REBELLA, C. y PARUELO, J. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina. *International Journal of Remote Sensing*, 2000, vol. 21(4), p. 791-797.

FERNÁNDEZ, F. *Manual de Climatología Aplicada. Clima, Medio Ambiente, Planificación*. Madrid: Editorial Síntesis. Colección Espacios y Sociedades. Serie Mayor Nº 2. 1995.

GUTMAN, G. Y RUKHOVETZ, L. Towards satellite derived global estimation of monthly evapotranspiration over land surfaces. *Advances in Space Research*, 1995, vol. 18(7), p. 7(67)-7(71).

JACKSON, R.; REGINATO, R. y IDSO, S.B. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, 1977, vol. 13, p. 651-656.

- JACKSON, R.; IDSO, S.; REGINATO, R. y PINTER, P. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, 1981, vol. 17, p. 1133-1138.
- KALLURI, S.; TOWNSHEND, J. DORAISWAMY, P. A simple single layer model to estimate transpiration from vegetation using multi-spectral and meteorological data. *International Journal of Remote Sensing*, 1998, vol. 19(6), p. 1037-1053.
- KERR, Y.; IMBERNON, J.; DEDIEU, G.; HAUTECOEUR, O.; LAGOUARDE, J. y SEGUIN, B. NOAA-AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 1989, vol. 10(4-5), p. 847-854.
- KUSTAS, W. y NORMAN, J. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 1996, vol. 41(4), p. 495-517.
- MARTÍN, M.; DOMÍNGUEZ, L. Y CHUVIECO, E. Estimating forest fire danger from AVHRR data. In *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing, Proceedings of the 14th EARSEL Symposium* (J. Askne, Ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, 1995, pp. 371-376.
- MORA, F. y IVERSON, L. On the sources of vegetation activity variation, and their relation with water balance in Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 1998, vol. 19(10), p. 1843-1871.
- MORAN, M.; CLARKE, T.; INOUE, Y. y VIDAL, A. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 1994, vol. 49, p. 246-263.
- MORAN, M.; RAHMAN, A.; WASHBURNE, J.; GOODRICH, D.; WELTZ, M. Y KUSTAS, W. Combining the Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, vol. 80, p. 87-109.
- NEMANI, R. y RUNNING, S. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*, 1989, vol. 28, p. 276-284.
- NEMANI, R.; PIERCE, L.; RUNNING, S. Y GOWARD, S. Developing satellite-derived estimates of surface moisture status. *Journal of Applied Meteorology*, 1993, vol. 32, p. 548-557.
- SÁNCHEZ T., *Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración*, Cuadernos Técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología. Logroño: Geofoma Ediciones. 1992.
- SÁNCHEZ M. *Estimación de evapotranspiración máxima a través de datos meteorológicos e imágenes de satélite*. Trabajo de Investigación. Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá de Henares, 1998.
- SÁNCHEZ M. *Estimación de evapotranspiración a través de datos meteorológicos e imágenes de satélite*. Tesis doctoral. Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá de Henares, 1999.
- SÁNCHEZ M. Características y apreciaciones generales de los métodos de medida y estimación de la evapotranspiración. *Revista de Geografía Norte Grande*, 1999, nº27, p. 27-36.
- SÁNCHEZ M. Métodos de estimación de evapotranspiración utilizados en Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2001, nº28, p. 3-10.
- SEGUIN, B. NOAA-AVHRR data for crop monitoring at a regional level: possibilities and limits in the european context. *EARSEL Advances in Remote Sensing*, 1993, vol. 2(2), p. 87-93.
- SEGUIN, B.; ASSAD, E.; FRETEAID, J.; IMBERNON, J.; KERR, Y. y LAGOUARDE, J. Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions. *International Journal of Remote Sensing*, 1989, vol. 10(6), p. 1101-1117.
- SEGUIN, B.; LAGOUARDE, J. y SAVANE, M. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, 1991, vol. 35, p. 141-148.

SEGUIN, B.; COURAULT, D. y GUÉRIF, M. Surface temperature and evapotranspiration application of local scale methods to regional scales using satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 1994, vol. 49, p. 287-295.

VIDAL, A.; PINGLO, F.; DURAND, H.; DEVAUX-ROS, C. y MAILLET, A. Evaluation of temporal fire risk index in Mediterranean forest from NOAA thermal IR. *Remote Sensing of Environment*, 1994, vol. 49, p. 296-303.

VIDAL, A., y DEVAUX-ROS, C. Evaluating forest fire hazard with Landsat TM derived water stress index. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1995, vol. 77, p. 207-224.

WIEGAND, C. y RICHARDSON, A. Use of spectral vegetation indices to infer leaf area, evapotranspiration and yield, I. Rationale. *Agronomy Journal*, 1990, vol. 82, p. 623-629.

YANG, X.; ZHOU, Q. y MELVILLE, M. Estimating local sugarcane evapotranspiration using Landsat TM image and a VITT concept. *International Journal of Remote Sensing*, 1997, vol. 18(2), p. 453-459.

YANG, W.; YANG, L. y MERCHANT, J. An assessment of AVHRR/NDVI-ecoclimatological relations in Nebraska, U.S.A. *International Journal of Remote Sensing*, 1997, vol. 18(10), p. 2161-2180.