

Informes

Domingo, F., Villagarcía, L. y Were, A. 2002. ¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración?: estado actual y evolución. *Ecosistemas* 2003/1 (URL: <http://www.aet.org/ecosistemas/031/informe1.htm>)

¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración?: estado actual y evolución

Francisco Domingo^{1,2}, Luis Villagarcía³ y Ana Were¹

¹ Estación Experimental de Zonas Áridas (CSIC). General Segura 1.E-04001 Almería. España.

² Departamento de Biología Vegetal y Ecología. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Almería. Carretera de Sacramento s/n. La Cañada de S. Urbano. Almería E-04120. España.

³ Departamento de Ciencias Ambientales. Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera Km. 1. E-41013 Sevilla. España.

La evapotranspiración es un componente fundamental del balance hídrico y un factor clave en la interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera. Su cuantificación se hace precisa en contextos diferentes tales como la producción vegetal, la planificación y gestión de recursos hídricos o estudios ambientales y ecológicos, y afecta por tanto a una gran variedad de especialidades científicas. Este trabajo hace una revisión, desde una perspectiva histórica, de los métodos de medida y modelización de la evapotranspiración usados actualmente, y describe las posibles líneas futuras de investigación en este campo.

Definición de evapotranspiración

La evaporación (E) es el proceso por el cual el agua es transferida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera. Incluye tanto la evaporación de agua líquida o sólida directamente desde el suelo o desde las superficies vegetales vivas o muertas (rocío, escarcha, lluvia interceptada por la vegetación), como las pérdidas de agua a través de las superficies vegetales, particularmente las hojas. En este último proceso, denominado transpiración (T), el agua absorbida por medio de las raíces, se transfiere a la atmósfera fundamentalmente a través de los estomas situados en las hojas (Sanchez-Toribio. 1992). Fue la dificultad de discriminar E y T en condiciones naturales, lo que obligó a introducir el concepto de evapotranspiración (ET). Por tanto la evapotranspiración constituye la transferencia total de agua desde una superficie vegetada a la atmósfera.

La importancia cuantitativa de este proceso es tal que, como promedio global, el 57% de la precipitación anual es devuelta a la atmósfera por evapotranspiración, alcanzando valores del 90 y 100% (Sanchez-Toribio. 1992) en zonas áridas y desérticas. Las cantidades de agua que por este concepto vuelven a la atmósfera y la energía necesaria para ello, alcanzan cifras también realmente notables. En un día cálido, es frecuente en muchas zonas una ET de 3 - 4 mm día⁻¹, lo que equivale a 30 - 40 Tm Ha⁻¹ día⁻¹ y requiere una energía del orden de las 18 - 24 M de Kcal.

Por tanto la ET es un componente fundamental del balance del agua y un factor clave en la interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera. Su cuantificación se hace precisa en contextos diferentes tales como la producción vegetal, la planificación y gestión de recursos hídricos o estudios ambientales y ecológicos, y afecta por tanto a una gran variedad de especialidades científicas como climatólogos, modelizadores del clima, ecólogos vegetales y fisiólogos, modelizadores de ecosistemas, especialistas en hidrología y reservas hídricas y planificadores regionales.

Desde el punto de vista energético la evapotranspiración, representada por el símbolo λE , puede ser descrita por un balance de energía que en su forma simplificada tiene la siguiente ecuación:

$$R_n - G = \lambda E - H_{(1)}$$

El balance (1) indica que la energía radiativa (R_n) es usada en evaporar el agua (λE) y en calentar las superficies (suelo y vegetación), lo que se denomina 'calor latente' y 'calor sensible' respectivamente. El 'calor sensible' representa tanto el calor que es emitido desde las superficies al aire por conducción o por convección (H), como el calor que pasa por conducción al suelo (usándose en este caso el símbolo G). La energía invertida en la fotosíntesis no es tenida en cuenta en (1) ya que es despreciable frente a estos otros flujos energéticos. Por tanto, desde el punto de vista energético, y conocidos los demás

componentes del balance, sería sencillo calcular λE por diferencia. Pero esto en la práctica es una tarea compleja por la dificultad en determinar los otros componentes del balance: i) El balance de radiación puede ser extremadamente complejo cuando la superficie tiene algún elemento de heterogeneidad, como por ejemplo en el caso de vegetación dispersa (**Figura 1**). ii) Además la heterogeneidad espacial hace que los flujos de energía y vapor de agua provenientes de las diferentes superficies evaporantes interaccionen entre sí (**Figura 2**) lo que dificulta enormemente su determinación. iii) El aire fluye generalmente en régimen turbulento, formando remolinos que dan lugar a mezclas de capas de aire y a un transporte mucho más efectivo que el que se produce por difusión molecular. Pero el transporte de vapor de agua encuentra resistencias (**Figura 3**), superficiales y aerodinámicas (también llamadas de capa límite o limítrofe) que se oponen a ese transporte. iv) Por ultimo las variables meteorológicas, disponibilidad de agua en el suelo y variables fisiológicas imponen una variabilidad temporal (**Figura 4**) que ha de ser conocida.

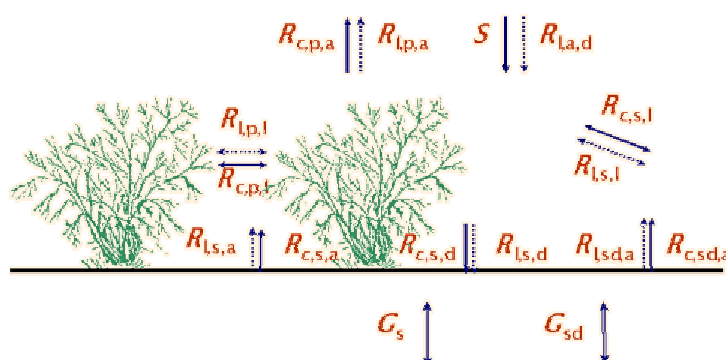


Figura 1. Esquema simplificado de flujos de energía en vegetación dispersa. Los flujos de onda larga se representan por líneas continuas y los de onda corta por líneas discontinuas. R representa flujos de radiación y G flujos de calor al suelo. Para los flujos de radiación, el primer subíndice señala el tipo de radiación, c para onda corta y l para onda larga. El segundo indica la fuente, a para la atmósfera, p para la planta, s para el suelo de debajo de la planta (substrato) y sd para el suelo desnudo. El tercer subíndice denota la dirección del flujo, a para ascendente, d para descendente y l para lateral. G_s representa el flujo de calor al suelo de debajo de la planta y G_{sd} el del suelo desnudo. S es la radiación solar incidente.

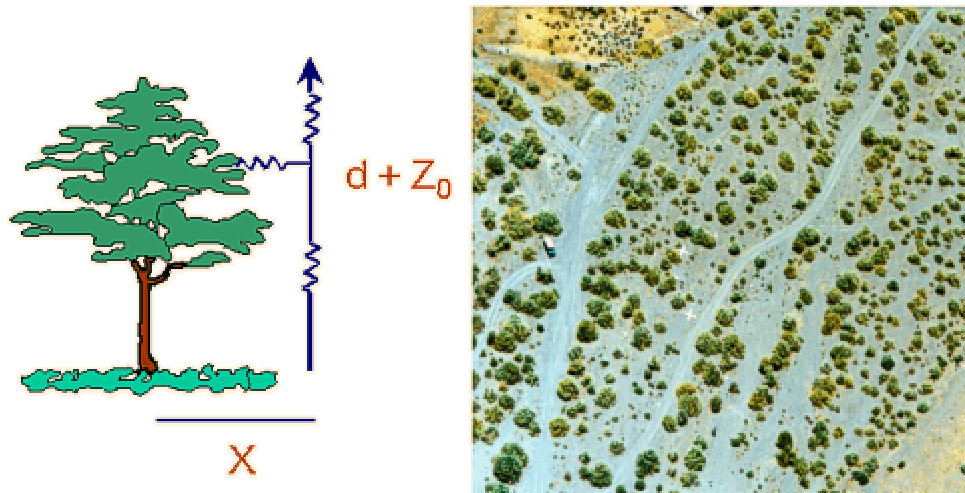


Figura 2. Influencia de la heterogeneidad espacial sobre la evapotranspiración. Los flujos energéticos y de vapor de agua provenientes tanto del suelo como de la vegetación interactúan a una altura ($d+Z_0$, donde d es el desplazamiento del plano cero, y Z_0 es la longitud de rugosidad) que depende de la longitud del patrón horizontal (X).

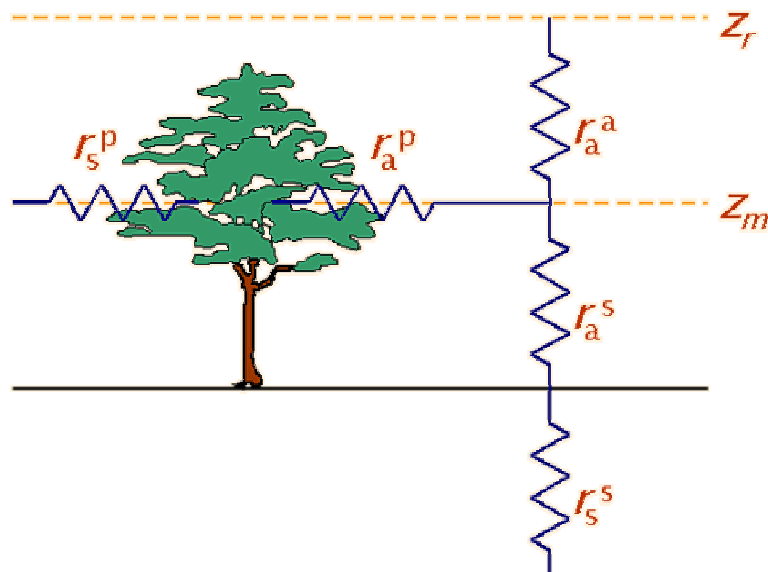


Figura 3. Resistencias superficiales y aerodinámicas al transporte de vapor de agua. La resistencia superficial es característica de cada superficie y determina la dificultad que tiene el vapor de agua para atravesar la capa superficial del suelo (r_s^s) y la superficie de las hojas a través de los estomas (r_s^p). La resistencia aerodinámica está determinada por la textura de las superficies y su magnitud tiene una relación inversa con la velocidad del viento. De forma simplificada, se distingue la resistencia aerodinámica del suelo (r_a^s), de la planta (r_a^p); y del aire (r_a^a) entre la altura de mezcla (Z_m) y la altura de referencia (Z_r).

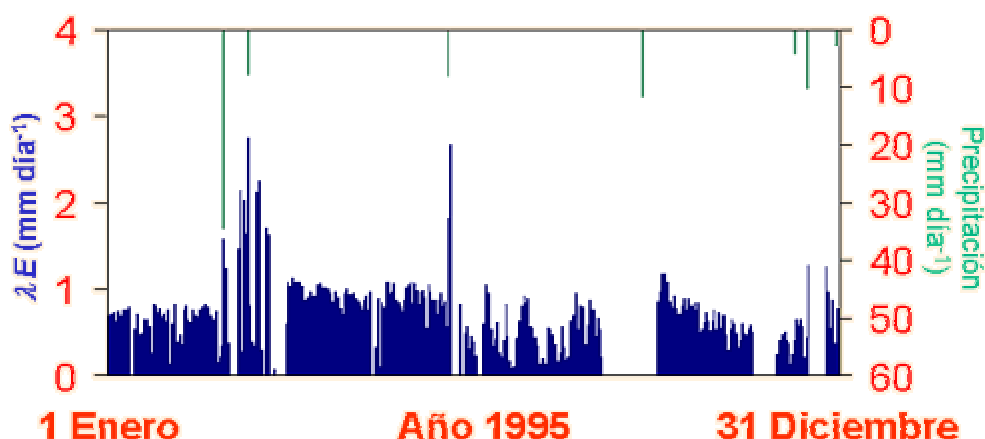


Figura 4. Variación temporal de la evapotranspiración y precipitación en un rodal disperso de *Anthyllis cytisoides* en Rambla Honda (Tabernas, Almería).

¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración?

El proceso de la evapotranspiración es, como vemos, complejo, pero dada su importancia cuantitativa, es lógico que hayan sido, y sean, numerosos los intentos para precisar su valor. Su evaluación puede ser abordada a través de i) el concepto de la evapotranspiración potencial, ii) el concepto de evapotranspiración real, tanto desde aproximaciones que recurren a información obtenida desde tierra como desde satélite y iii) con medidas directas, que adicionalmente sirven de validación empírica de las estimas realizadas con los otros dos métodos.

Evapotranspiración potencial

Las dificultades en la medida de ET y en la discriminación entre evaporación y transpiración, hizo que muchos autores se inclinaron por suponer unas condiciones ideales de humedad del suelo y desarrollo vegetal, dos de las variables más difíciles de medir, y admitidas éstas, correlacionar la ET con uno o varios factores que influyen en ella. Se acuña entonces el término evapotranspiración potencial (ETP). Éste fue introducido a mediados del siglo XX de forma independiente por Penman (Penman, 1948) y Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), en un intento de optimizar el contenido de humedad en el suelo y el desarrollo vegetal. Definieron ETP como la tasa máxima de evaporación de una superficie completamente sombreada por un cultivo verde, sin limitación en el suministro hídrico.

A partir de los trabajos de estos autores se han desarrollado y publicado una gran variedad de métodos, lo que ha derivado en un cierto nivel de confusión, tanto desde el punto de vista hidrológico o agronómico, por la heterogeneidad de conceptos y supuestos de partida, como por la, a veces, desconexión entre disponibilidad de datos y la realidad física (Sánchez-Toribio, 1992). Desde los más sencillos como el de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) hasta otros más complejos como los de Penman-Monteith (Monteith, 1965) ó el de Blaney-Criddle (versión FAO de Doorenbos y Pruitt, 1977) o el de Priestley-Taylor (Priestley y Taylor, 1972).

Como la definición de evapotranspiración potencial resultaba poco útil, desde el punto de vista de su aplicación, y daba origen a interpretaciones diversas, se desarrolló a nivel agronómico el concepto de

evapotranspiración de referencia (ET_r). Así se llegó a la conclusión (Monteith, 1965) que para obtener valores razonables de ETP, la cubierta vegetal debía quedar explícita en la definición de ETP. Por ello diversos autores utilizaron la ET de un cultivo específico bien provisto de agua, como la alfalfa (*Medicago sativa* L.) o gramíneas, lo que dio lugar al concepto de ET de referencia (ET_r).

Se desarrollaron dos definiciones de ETP según el cultivo de referencia considerado. Doorenbos y Pruitt (Doorenbos y Pruitt, 1977) propusieron para la FAO la definición de evapotranspiración sobre gramíneas (se usa entonces la nomenclatura ET_o). La segunda definición se basa en la alfalfa y fue desarrollada inicialmente por Jensen (Jensen *et al.*, 1971). La ET a que da lugar es diferente a la anterior ya que la alfalfa desarrolla una superficie aerodinámicamente más rugosa que las gramíneas.

Como la definición de ET_r seguía sin dar lugar a un auténtico método estándar, en Mayo de 1990, la FAO organizó una consulta entre expertos e investigadores en colaboración con la International Commission for Irrigation and Drainage y con la World Meteorological Organization (WMO) en un intento de unificar terminología y conceptos y realizar una profunda revisión y actualización metodológica. Smith *et al.* (1990) propusieron una nueva definición basada en la ecuación de combinación de Penman-Monteith, según la cual la ET de referencia (ET_o) sería la tasa de ET de un cultivo hipotético con valores fijos de altura (12 cm), resistencia de la cubierta vegetal (70 s m⁻¹) y albedo (0.23), que representa la ET de una superficie extensa cubierta de gramíneas verdes, de altura uniforme y crecimiento activo, que cubre completamente el terreno y no padece de falta de agua. Recientemente se ha publicado (Allen *et al.*, 1998) el último estándar FAO basado también en la ecuación de Penman-Monteith en el que se proponen procedimientos para resolver casos en los que hay limitación de datos e información climática para diferentes cultivos.

Una vez conocida la evapotranspiración de referencia de un cultivo o región (ET_o) ésta se multiplica por un factor corrector específico (Figura 5), denominado coeficiente de cultivo (K_c), obteniéndose así la ET del cultivo concreto. El desarrollo de métodos para obtener K_c adecuados a diferentes especies que tengan en cuenta diferentes estadios fisiológicos y de estrés es un campo actual de investigación. Encontrar adecuados coeficientes es un problema intrínseco a este método, por lo que sería de difícil aplicación para modelar ET a largo plazo o en estudios hidrológicos fuera del ámbito agrícola.



Evapotranspiración real (tierra)

Entre los diversos modelos basados en variables micro-meteorológicas y fisiológicas, el más conocido y de general aplicación es el modelo de evaporación de Penman-Monteith (Monteith 1965) derivado de la ecuación de combinación. Se llama así porque combina la ecuación del balance de energía y los gradientes de humedad, temperatura y velocidad del viento. Con ella se elimina la necesidad de medidas en la superficie evaporante y medidas a diversas alturas sobre la superficie como

Figura 5. Proceso de obtención de la evapotranspiración (denominada en este caso ET_c y ET_c ajustada) a través de factores de corrección aplicados a la evapotranspiración de referencia de un cultivo o región (ET_o).

requieren los métodos del 'gradiente' y del 'perfil de viento', respectivamente, muy usados hasta la aparición de esta ecuación. Combina información meteorológica y fisiológica y asume que las copas vegetales pueden asimilarse a una superficie uniforme como única fuente de evaporación (*'big-leaf'*), lo que supone una considerable simplificación de la realidad, particularmente cuando se aplica a cubiertas estratificadas (multicapas) o con distintas superficies evaporantes (multifuentes).

La distribución dispersa, y agrupada en mosaicos de vegetación (**Figura 2**), característica de las zonas semiáridas constituye un ejemplo dónde no se satisfacen las premisas de la aproximación de Penman-Monteith, por lo que trabajos posteriores extendieron el modelo a dos o mas fuentes (Shuttleworth y Wallace, 1985; Choudhury y Monteith, 1988; Shuttleworth y Gurney, 1990). La interacción entre las fuentes se estudia como combinación de resistencias en serie y paralelo hasta una altura de referencia (z_r) por encima de la vegetación, donde los efectos de la heterogeneidad espacial ya no son perceptibles (**Figura 3**).

Un aspecto criticable es que, en general, los modelos que toman de partida la ecuación de combinación, se basan en la teoría de difusión turbulenta (Teoría de la K, o en ingles *K-theory*) para describir los flujos de calor, vapor de agua y momento a través de las copas. El uso de esta teoría para vegetación dispersa ha sido cuestionado tanto desde el punto de vista teórico como observacional (Dolman y Wallace, 1991; Dolman y Blyth, 1997), ya que asume que la longitud característica de los remolinos dominantes sea menor que la distancia sobre la cual los gradientes cambian apreciablemente. Esto no siempre ocurre en el interior de los rodales de vegetación dispersa (Dolman y Blyth, 1997).

Otras aproximaciones son los modelos que describen el sistema físico formado por el continuo suelo-planta-atmósfera (SVAT) en un perfil unidimensional desde una profundidad de suelo determinada hasta la copa vegetal (**Figura 6**). El sistema considera tanto los flujos de agua como de energía y establece que el suelo y la vegetación actúan como almacén de agua que se llena y vacía por diferentes entradas y salidas. Los flujos están regulados por unos gradientes de concentración y unas resistencias. Se establecen diferentes capas tanto en suelo como en vegetación, siendo este uno de los aspectos que diferencia unos modelos SVAT de otros, siendo más complejos cuanto mayor es el número de capas considerado. Los mayores inconvenientes de estas aproximaciones son: un significativo esfuerzo en parametrización, sobre todo del suelo, la no consideración de la variabilidad espacial, y la premisa de condiciones de estado estacionario entre el suelo y la vegetación.

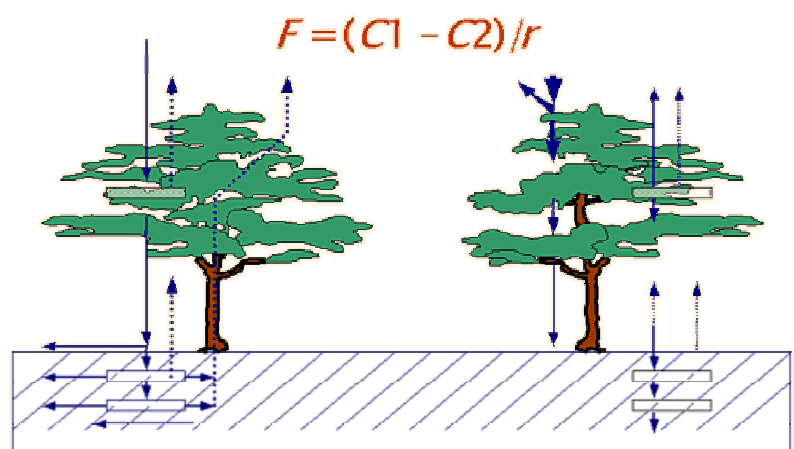


Figura 6. Representación simplificada del sistema físico formado por el continuo suelo-planta-atmósfera (SVAT). Los flujos (F) están regulados por unos gradientes de concentración ($C1-C2$) y unas resistencias (r).

A pesar de estos intentos, diferentes trabajos (Dolman y Blyth, 1997) han demostrado que las predicciones de ET obtenidas con modelos más complejos y detallados como los SVAT no son significativamente diferentes de las obtenidas por modelos basados en la ecuación de combinación. Por tanto en la actualidad, la teoría de la K sigue siendo ampliamente aceptada.

Por ejemplo modelos multifuente basados en la ecuación de combinación han dado buenos resultados en vegetación arbustiva dispersa, como los obtenidos por Domingo (Domingo *et al.*, 1999, 2000, 2001) y Villagarcía (Villagarcía, 2000 y Villagarcía *et al.*, 2001) (**Figura 7**) en el sitio experimental semiárido de Rambla Honda (Tabernas, Almería).

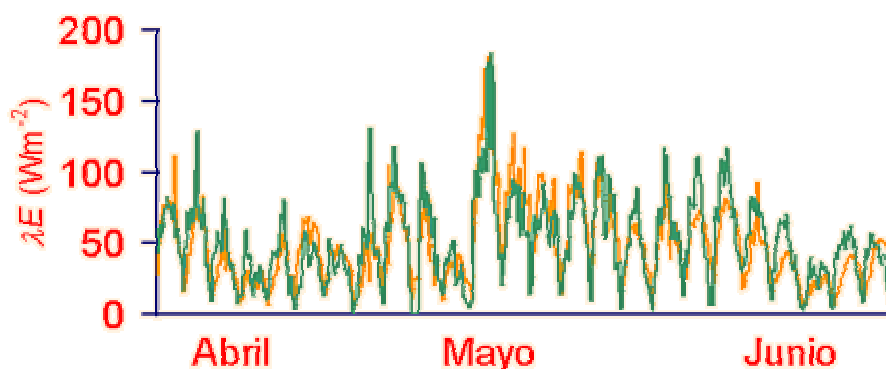


Figura 7. Evapotranspiración medida cada 20 minutos en un rodal de *A. cytisoides* mediante un sistema *Eddy Correlation* (línea verde) y estimas obtenidas con un modelo multifuente (línea marrón) basado en la ecuación de combinación y adaptado a vegetación semiárida (Domingo *et al.*, 1999; Villagarcía, 2000). Los datos corresponden a medidas realizadas en Abril, Mayo y Junio de 1998 en el sitio experimental de Rambla Honda (Tabernas, Almería).

Pero se requiere resolver varios aspectos para adaptar estos modelos multifuente a condiciones operativas. Entre ellos destacan:

- i. La simplificación del número de variables y parámetros de entrada. Esta simplificación se puede abordar con análisis de sensibilidad mediante procedimientos estadísticos como el test de Monte Carlo. Pero además se ha de estudiar la sensibilidad a variaciones de las variables exógenas (de entrada) y a las variables calculadas (resistencias aerodinámicas y superficiales, **Figura 3**). Esta diferenciación es importante ya que el análisis de variación de los parámetros y variables marca la posibilidad de simplificación en cuanto a requerimientos de parametrización y necesidad de medidas de variables exógenas lo que está directamente relacionado con la operatividad del modelo. La simplificación de las resistencias reduce la matemática del modelo y por tanto también su requerimiento de cálculo.
- ii. La medida y modelación de la energía disponible para la evaporación. De forma general, conocer el balance radiativo es crucial para conocer la energía disponible para la evaporación: Pero este balance radiativo es extremadamente complejo en vegetación dispersa al no ser éste uniforme a lo largo de toda la superficie estudiada (**Figura 1**). Esta heterogeneidad se puede analizar a través de un modelo de radiación que evalúe el balance de energía total y la importancia relativa de cada superficie evaporante (Domingo *et al.*, 2000). Este tipo de modelos de radiación ha dado buenos resultados cuando son acoplados a modelos de evapotranspiración multifuente, pero aun requieren su validación en un conjunto más amplio de especies vegetales, formando rodales tanto uni como multiespecíficos, así como su adaptación a terrenos de topografía compleja.

iii. El control superficial a la evaporación, tanto de la vegetación como del suelo. La conductancia estomática puede ser descrita por relaciones con la radiación y el déficit de presión de vapor, a través de unos parámetros de ajuste que a su vez están relacionados con la humedad del suelo (Baldocchi *et al.*, 1991) (**Figura 8**). Estas relaciones han dado buenos resultados en condiciones de vegetación dispersa y clima semiárido y juegan un papel importante en los modelos de ET ya que proporcionan información acerca de la evaporación debida a la planta, como ésta controla la transpiración y cuál es la respuesta a las condiciones ambientales. Pero hay que conocer su validez, sus límites de aplicación sobre todo cuando variamos la escala temporal, cuando la vegetación se encuentra en condiciones de estrés y existe mezcla de especies.

iv. El agua en el suelo y su evaporación es calculada con relaciones resistencia/contenido de humedad en el suelo superficial (**Figura 9**). Las curvas así obtenidas tienen una alta variabilidad ya que dependen del tipo de suelo, pero ofrecen buenos resultados. Tienen la ventaja de su simplicidad y de que pueden funcionar con información desde satélite. Pero tiene una alta dependencia de la humedad del suelo como variable externa, lo que se suma a la dificultad de medir ésta. Por tanto se precisa que el modelo de ET internalice la humedad del suelo, lo que requiere el acoplamiento de un submodelo de agua en el suelo. Ejemplos de estos modelos son el modelo SWEAT (soil, water, energy and transpiration) (Daamen, 1997) que se basa en balances de energía y masa iterativos en diferentes capas de suelo, o el modelo de Eagleson (Eagleson, 1978) que usa una ecuación de exfiltración que es función del volumen evaporado. Ambos modelos parten de una humedad inicial, y no requieren la humedad como

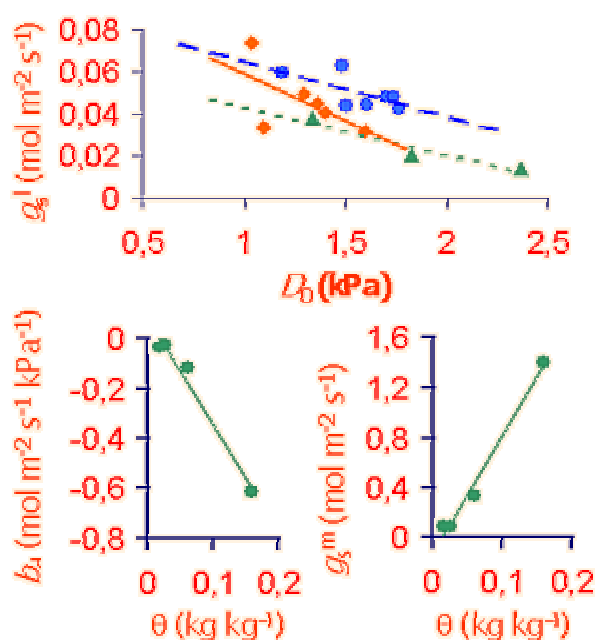


Figura 8. Relación entre la conductancia estomática (g_s) y el déficit de presión de vapor (D_0), y los parámetros de ajuste (g_s^m y b_{gs}) de la ecuación de Baldocchi (Baldocchi *et al.*, 1991), los cuales a su vez dependen de la humedad del suelo (θ). Los símbolos de la figura representan datos obtenidos sobre *Retama sphaerocarpa* (Rambla Honda, Tabernas, Almería) en diferentes días.

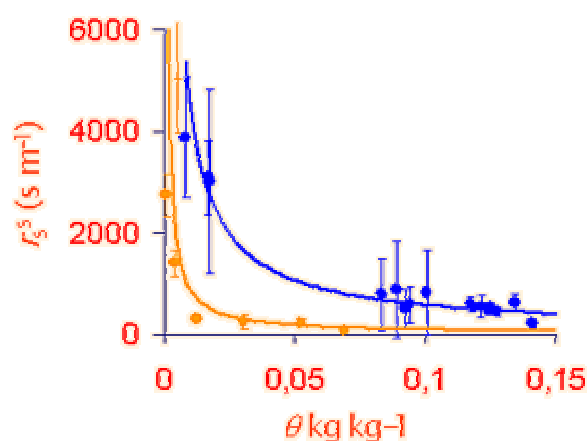


Figura 9. Relación entre la resistencia superficial del suelo desnudo (línea marrón) y del suelo bajo la copa vegetal con la humedad del suelo (θ). Los datos representados corresponden a un rodal de *Retama sphaerocarpa* (Rambla Honda, Tabernas, Almería).

variable de entrada. Necesitan información detallada del suelo y asumen que la vegetación está en condiciones óptimas y estado estacionario. Estas aproximaciones son prometedoras aunque requieren aún trabajo para su acoplamiento a modelos multifuente.

- v. Los aspectos de agregación temporal y espacial de parámetros y variables. La agregación temporal consiste en analizar como responde el modelo de ET cuando las variables exógenas se toman a pasos temporales distintos a los que el modelo es validado (Were *et al.*, 2001). Para ello se requiere analizar la variabilidad temporal (rangos naturales de escala) de las variables exógenas y la propia evapotranspiración y también conocer los límites de aplicabilidad de las relaciones del modelo, como por ejemplo las relaciones fisiológicas.

Los procedimientos de agregación espacial son necesarios para resolver los problemas que introduce la heterogeneidad espacial. Una forma de establecer un criterio de heterogeneidad es la relación espacio/altura, ya que nos informa de cómo es la relación transferencia vertical/horizontal. Hay trabajos (Blyth y Harding, 1995) que han constatado que una relación entre 1/3 (terreno agrícola) a 10/1 (tiger bush, Sahel) produce una predominancia horizontal frente a vertical (advección) y por tanto son tratables con un modelo para vegetación dispersa multifuente, ya que la interacción entre las fuentes se produce a una altura fija (**Figura 2**). Pero si la heterogeneidad espacial aumenta (razón espacio/altura >10:1) la transferencia vertical predomina sobre la horizontal. Hay entonces dos alternativas de agregar los flujos: el denominado método de agregación de flujos ('patch model' o 'tile' model) y el método de los parámetros efectivos. El primero consiste en realizar un promedio ponderado de los flujos medidos sobre cada superficie que compone el mosaico heterogéneo estudiado. El método de agregación de parámetros o de 'parámetros efectivos' consiste en determinar parámetros que proporcionan flujos equivalentes a los que se obtendrían calculando las contribuciones individuales de cada superficie. Los resultados obtenidos con estos procedimientos son prometedores cuando se aplican a situaciones en las que la variabilidad del suelo y de la vegetación es moderada (Noilhan *et al.*, 1997). Sin embargo, es necesario extender la comprobación a diferentes tipos de vegetación y suelo, así como contemplar situaciones de topografía más extrema y mayor variabilidad espacial, con el fin de mejorar la fiabilidad de estos métodos.

Evapotranspiración real (satélite)

En este caso el flujo de ET se obtiene por cierre del balance energético (**ecuación 1**), para lo que se requiere i) estimas del flujo de calor sensible (H) desde satélite ii) medidas en tierra o desde satélite de radiación neta (R_n) y medidas de calor que va al suelo (G). H se puede obtener con medidas de temperatura infrarroja de superficie; el más usado es el método basado en el llamado parámetro kB^{-1} (Stewart, 1995). Este termino adimensional describe la diferencia entre la longitud de rugosidad de momento y calor debido a los distintos mecanismos de transferencia de ambas magnitudes. Este método ha sido ampliamente usado en modelos operacionales para evaluar la distribución espacial de los componentes del balance de energía. Sin embargo la validez de esta aproximación ha sido cuestionada sobre vegetación dispersa (Alados-Arboledas *et al.*, 2002). Actualmente están adquiriendo gran desarrollo técnicas instrumentales desde satélite que permiten calcular H e incluso ET de forma directa, como son el scintillometro (Watts *et al.*, 2000) (**Foto 1**) y la técnica Raman-LIDAR (Light Detection and Ranging) (Eichinger *et al.*, 2000) (**Figura 10**). El primero se basa en los cambios de intensidad de

dos rayos láser polarizados por diferencias de temperatura del aire, mientras que el segundo usa una radiación láser ultravioleta y mide la dispersión producida por las moléculas de agua presentes en el aire.



Foto 1. Fotografía de un scintillómetro. Permite obtener flujos de calor sensible (H) gracias a los cambios de intensidad de dos rayos láser polarizados provocados por diferencias de temperatura en el aire.

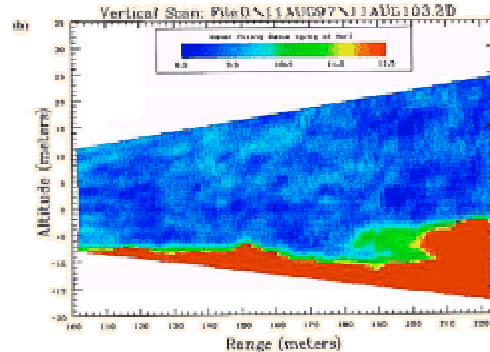


Figura 10. Resultados obtenidos con la técnica Raman-LIDAR (Light Detection and Ranging). Esta técnica usa radiación láser ultravioleta y mide la dispersión producida por las moléculas de agua presentes en el aire. El color rojo indica la presencia de vapor de agua.

Medidas directas

Entre los métodos y técnicas instrumentales para medir ET en un rodal (**Figura 11**) destacan el método de la tasa de Bowen y el de Correlación o Covarianza de remolinos. Para medir flujos de las superficies evaporantes por separado, el medidor del flujo de savia y los porómetros para medir la transpiración y conductancias estomáticas a nivel de planta y hoja respectivamente, y lisímetros para medir la evaporación del suelo.

Las medidas directas son usadas para la validación de modelos pero tienen también problemas intrínsecos. Funcionan en épocas en que los flujos sobrepasan un umbral impuesto por la resolución instrumental, por tanto fallan cuando las concentraciones de agua son bajas, requieren recalibraciones periódicas, no son válidos cuando hay lluvia, requieren un 'fetch' o longitud de rodal suficiente para ser aplicados, lo que hace que los datos necesiten ser filtrados considerando orientaciones de viento concretas. Otro problema es que, aunque son útiles para validar modelos, esto sólo es posible realizarlo en periodos en los que funcionan adecuadamente.

Una comparación entre los diferentes métodos y técnicas de medida (**Tabla 1**), resulta difícil ya que muchos de ellos fueron desarrollados para cubrir determinados objetivos no estrictamente comparables. La escala de medida es otra variable a tener en cuenta. Unos métodos se usan para cuantificar la ET sobre periodos de tiempo largos, meses y años, mientras que otros son usados a una escala temporal de días, horas e incluso segundos. En general, los métodos que son usados para medir la ET en periodos cortos de tiempo están confinados a medidas sobre áreas pequeñas y viceversa.



Tasa de Bowen



Correlación de remolinos
(Eddy Correlation)



Flujo de savia



Lisímetro



Porómetro

Figura 11. Métodos y técnicas instrumentales para medir la evapotranspiración mas usados en la actualidad.

CLASIFICACIÓN	Minuto	Hora	Día	Mes	Año	Década
Región						Balance de agua, $S = 0$
Cuenca		Correlación de remolinos			Balance de agua, $S = 0$	
Rodal		Balance de energía (Bowen) Método aerodinámico Correlación de remolinos				
			Lisímetro de drenaje Intercepción			
Grupo de plantas			Lisímetro de pesada			
				Cámara ventilada		
Planta		Planta cortada Flujo de savia				
Tallo	Tallo cortado					
			Cámara			
Hoja	Porómetro					

Tabla 1. Diferentes métodos y técnicas de medida de la evapotranspiración, clasificados según su aplicación temporal y espacial.

Desarrollo de procedimientos para el análisis de balances hídricos

Una aplicación de la modelización de ET es el cálculo de balances hídricos. El drenaje D es difícil de obtener tanto de forma experimental como mediante la aplicación de modelos de base física. Si podemos medir ET de forma fiable, podremos despejar del balance hídrico el drenaje D. Además la diferencia $P - ET$ proporciona una valiosa información acerca del balance hídrico del área estudiada y sus implicaciones en su manejo. Si $P \gg ET$ la escorrentía será probablemente grande y la regulación hídrica local será pobre. Por el contrario si $P \ll ET$ será indicativo de que hay otras fuentes de agua adicional aparte de la P local. Este procedimiento ha sido aplicado con éxito sobre el cauce de una rambla (Domingo et al., 2001) y parece prometedor el desarrollo de procedimientos para su aplicación en otras áreas de interés.

Los resultados del trabajo de simplificación de los modelos multifuente y su adaptación espacio-temporal comentados anteriormente, permitirán evaluar el balance hídrico en áreas extensas mediante el uso de información distribuida con modelos digitales de terreno, obtención de la información distribuida necesaria con teledetección y su validación con medidas desde tierra (Figura 12).

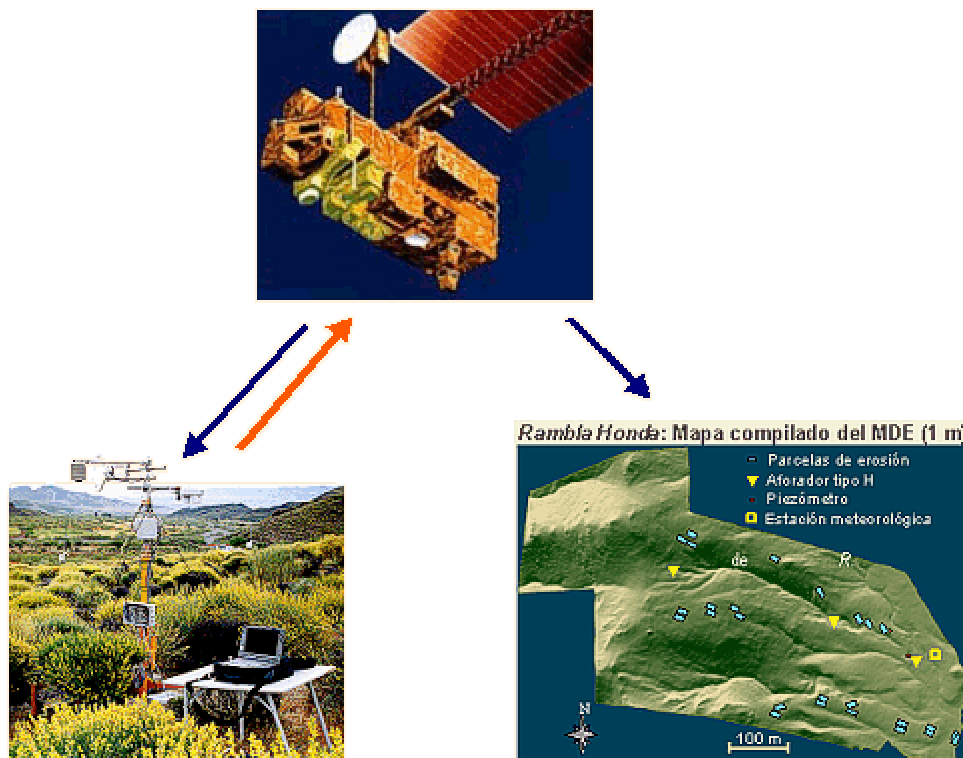


Figura 12. La evaluación del balance hídrico en áreas extensas requiere el uso de información distribuida con modelos digitales de terreno, obtención de la información distribuida mediante satélite y su validación con medidas desde tierra.

Referencias

Alados- Arboledas, L., Olmo, F.J., Domingo, F., Villagarcía, L. y Puigdefábregas, J. 2002. Estimating sensible heat flux over semi-arid shrub-lands by means of radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* (sometido).

Allen, R.G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irr. and drain. paper 56. Roma, Italia.

Baldocchi, D.D., Luxmore, R.J. y Hatfield, J.L. 1991. Discerning the forest from the trees: an essay on scaling stomata conductance. *Agricultural and Forest Meteorology* **54**: 197-226.

Blyth, E.M. y Harding, R.J. 1995. Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush. *Agricultural and Forest Meteorology* **72**: 213-235.

Choudhury, B.J. y Monteih, J.L. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogenous land surfaces. *Q. J. of the Royal Meteorological Society* **114**: 373-398.

Daamen, C.C. 1997. Application of a two source energy balance model to a sparse millet field and the use of soil surface resistance. *Agricultural and Forest Meteorology* **83**: 205-230.

Dolman, A.J. y Blyth, E.M. 1997. Patch scale aggregation of heterogeneous land surface cover for mesoscale meteorological models. *Journal of Hydrology* **190**: 252-268.

Dolman, A.J. y Wallace, J.S. 1991. Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies. *Q.J.R.Meteorol.Soc.* **117**: 1325-1340.

Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A.J. y Puigdefábregas, J. 1999. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology* **95**: 67-84.

Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A.J. y Puigdefábregas, J. 2000. Measuring and modelling the radiation balance of a heterogenous shrubland. *Plant, Cell and Environment* **23**: 27-38.

Domingo, F., Villagarcía, L., Boer, M.M., Alados-Arboledas, L. y Puigdefábregas, J. 2001. Evaluating the long-term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *Journal of Hydrology* **243**: 17-30.

Doorenbos, J. y Pruitt, W.O. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrig. Drain. Pap.*, 24, 144 pp. FAO. Roma, Italia.

Eagleson, P.S. 1978. Climate, soil and vegetation. 4. The expected value of annual evapotranspiration. *Water Resources Research* **14**, 5:731-739.

Eichinger, W., Cooper, D., Kao, J., Chen, L.C., Hipps, L., Prueger J., Cooper, D., Kao, J., Chen, L.C., Hipps, L. y Prueger, J. 2000. Estimation of spatially distributed latent heat flux over complex terrain from a Raman lidar. *Agricultural and Forest Meteorology* **105**: 145-159.

Jensen, M.E. (ed.) 1971. Consumptive use of water and irrigation water requirements. Rep. Tech. Comm. Irrig. Water Require. Am. Soc. Civ. Eng., Irrig. Div., 227 pp.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and the environment. *Proc. Soc. Exp. Biol.* **19**, 205-234.

Penman H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* **193**:120-145.

Priestley, G.H.B. y Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using scale parameters. *Mon. Weather Rev.* **100**: 81-92.

Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. R.* **38**: 55-94.

Sanchez-Toribio, M.I. 1992. Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Geoforma Ediciones, 35 pp.

Shuttleworth, W.J. y Wallace, J.S. 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. of the Royal Meteorological Society* **111**: 839-855.

Shuttleworth, W.J. y Gurney, R.J. 1990. The theoretical relationships between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **116**: 497-519.

Stewart, J.B. 1995. Turbulent surface fluxes derived from radiometric surface temperature of sparse prairie grass. *J. Geophys. Res.* 100 (D12): 25429-25433.

Villagarcía, L. 2000. Reformulación, Parametrización y validación de un modelo de evapotranspiración para vegetación dispersa. Tesis Doctoral. Universidad de Almería. España.

Villagarcía, L., Domingo, F., Alados-Arboledas, L. y Puigdefabregas, J. 2001. Modelización de la evapotranspiración real en rodales de tres especies vegetales del SE español. En V Simposio del agua en Andalucía, A.Pulido, P.A.Pulido, A.Vallejos (eds.), Servicio Publicaciones Universidad de Almería, vol. I, pp. 107- 118.

Watts, C.J., Chehbouni, A., Rodriguez, J.-C., Kerr, Y.H., Hartogensis, O. y de Bruin, H.A.R. 2000. Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer measurements over semi-arid grassland in northwest Mexico. *Agricultural and Forest Meteorology* **105**: 81-89.

Were, A., Villagarcía, L., Domingo, F., del Barrio, G. y Puigdefabregas, J. 2001. Rendimiento de un modelo de evapotranspiración multifuente a diversas resoluciones temporales. En V Simposio del agua en Andalucía, A.Pulido, P.A.Pulido, A.Vallejos (eds.), Servicio Publicaciones Universidad de Almería, vol. I, pp. 119-125.