



# La estimación del flujo de calor latente. Una reflexión de futuro.

F. Castellví

Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl. ETSEA, Universitat de Lleida. Carrer Rovira Roure, 198, 25198 Lleida

Recibido: 14/II/2007 – Aceptado: 2/XI/2007 – **Versión original**

Correspondencia a: f-castellvi@macs.udl.es

## Resumen

*Las medidas de flujos turbulentos tienen un coste muy elevado. Por ello, el desarrollo de modelos y teorías que permitan su estimación mediante instrumentación robusta y de bajo coste constituye una línea de investigación de gran interés. Se describen las dificultades para la estimación de la evapotranspiración y se presentan los resultados de un conjunto de experimentos (ya publicados) en el que se usaron diferentes modelos basados en el Análisis de Renovación del Aire en Superficie (SR) para estimar los flujos medios de calor sensible y latente cada 30 minutos. Puesto que el agua es un bien social muypreciado y la agricultura es con creces su mayor consumidor, esta nota invita a reflexionar sobre el interés de implementar SR en el protocolo de adquisición-transferencia de datos de una red de estaciones agrometeorológicas.*

## 1 Introducción

En la actualidad las medidas de flujos turbulentos (calor sensible,  $H$ ; calor latente o evapotranspiración,  $LE$ ; dióxido de carbono y en general cualquier escalar) tienen un coste elevado. En el ámbito agrario el conocimiento de  $LE$  es crucial (Jensen et al., 1990), y en la actualidad la mejora de la gestión de los recursos hidrológicos está adquiriendo una mayor atención social debido a las posibles consecuencias originadas por un cambio climático. Es una realidad que pocas instituciones tienen la infraestructura necesaria para adquirir y mantener de forma continuada lisímetros de precisión o anemómetros e higrómetros de medida a alta frecuencia para aplicar el método de covarianza de torbellinos (el método EC) para la medida de  $LE$ . La adquisición y mantenimiento de lisímetros de precisión es muy costosa y además tienen el inconveniente de que con el paso del tiempo la planta situada dentro del lisímetro deja de ser representativa del entorno.

El método EC, basado en la descomposición de Reynolds, mide la covarianza de las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical de la velocidad del aire y la humedad. Es un método complicado y aspectos técnicos hacen que frecuentemente las medidas de  $LE$  no sean muy precisas. En general (independientemente del tipo de instrumentación usada), el problema reside en la imposibilidad

de medir la velocidad del aire y la humedad en el mismo punto, en seleccionar un periodo de flujo estacionario e imponer que la velocidad vertical promedio sea nula (Kristensen et al., 1997; Lee y Black, 1994; Laubach y Teichmann, 1999; Mauder et al., 2007).

En realidad aún no existe un protocolo bien definido para corregir las diferentes deficiencias involucradas en esta técnica ya que algunas correcciones introducen nuevas deficiencias en el cálculo de la covarianza, (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Mauder et al., 2007). No obstante, a diferencia de los lisímetros, la instrumentación es transportable y ello hace que el método EC sea más versátil y atractivo.

Consecuentemente, el desarrollo de modelos y teorías que permitan la estimación de  $LE$  mediante instrumentación robusta y de bajo coste constituye una línea de investigación de gran interés (Wang y Bras, 1998; Wesson et al., 2001; Castellví, 2004). Ello permite aumentar el número de experimentos (mejorar la densidad espacial) y realizar campañas de mayor duración ya que requieren un mantenimiento mínimo (Anderson et al., 2003). Esto es crucial en agricultura debido no sólo a la gran extensión de territorio dedicado, sino a la gran diversidad de uso y manejo del suelo.

Esta nota tiene como objetivo describir de forma breve la problemática en la estimación de  $LE$  y dar a conocer un método, Análisis de Renovación del Aire en Superficie (SR),



que aunque aún está en fase de experimentación debido a que es relativamente reciente, teóricamente ofrece enormes ventajas sobre los métodos convencionales.

## 2 La estimación del flujo de calor latente. Un breve comentario sobre los métodos convencionales

La estimación de *LE* es difícil. Si bien la medida de *LE* es costosa y no muy precisa debido a inconvenientes, algunos conocidos y otros aún por resolver, numerosas expresiones de estimación se basan en teorías o hipótesis limitantes (que difícilmente se cumplen en la práctica). Por ejemplo, son de uso común relaciones basadas en la Teoría de Semejanza de Monin-Obukhov, MOST (método aerodinámico, método de la varianza, etc.) y en la técnica de la razón de Bowen-Balance de Energía, BREB, las cuales requieren medidas realizadas dentro de la capa turbulenta inercial (Brutsaert, 1988; Kaimal y Finnigan, 1994) y son por lo tanto difíciles de aplicar sobre vegetación alta o sobre cubiertas de extensión reducida (lo que comúnmente se denomina falta de “fetch”).

La capa turbulenta inercial es aquel estrato de atmósfera que separa (transición en la vertical) la capa atmosférica que está en contacto e influenciada por los elementos rugosos de la superficie terrestre (suelo y vegetación) de aquella capa atmosférica cuya turbulencia es básicamente generada por el flujo general y no está influenciada por el tipo de superficie sobre la cual transcurre el movimiento del aire.

Por lo tanto, la base y el grosor de la capa inercial dependen del cambio o transición de un tipo de superficie a otra. Por ejemplo, transición suelo desnudo - cultivo, árboles, etc., o viceversa. Pero también depende de la distancia a la que nos encontramos de dicha transición siguiendo la dirección horizontal del movimiento del aire, la cual se denomina “fetch”.

Puesto que en una superficie extensa y homogénea la base de la capa inercial se estima entre 1.5 a 3 veces la altura de la vegetación (o altura promedio de los elementos rugosos), medir en la capa inercial sobre cubiertas arbóreas (bosques, árboles frutales, etc.) requiere la instalación de torres meteorológicas de gran envergadura. Por otro lado, un “fetch” reducido hace que la capa inercial tenga poco grosor y por lo tanto las medidas deberían realizarse a alturas muy próximas entre sí. Ello comporta el riesgo de que las medidas puedan estar contaminadas por los alrededores (parte del escalar medido proviene de fuentes de otras superficies) y de que las medidas de los gradientes estén sujetas a mayores errores.

En promedio, por cada 100 m de “fetch” el grosor de la capa inercial aumenta en 1 m (algo superior e inferior para casos inestables y estables, respectivamente). En la práctica, y muy especialmente en casos de estratificación estable, la falta de “fetch” suele ser un inconveniente frecuente e invalida la correcta aplicación de las técnicas de estimación

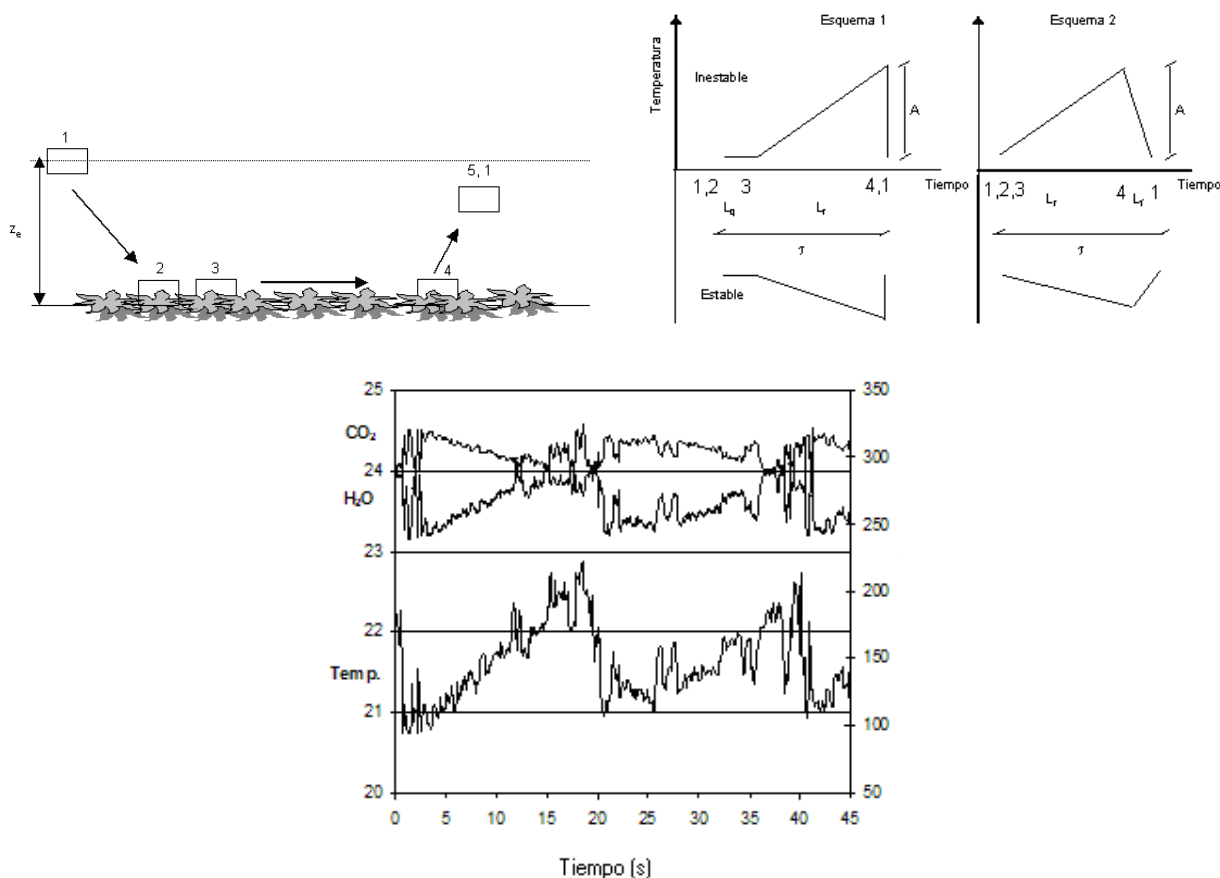
antes mencionadas. Ello requiere hacer un estudio previo de la representatividad espacial de las medidas (lo que comúnmente se denomina un análisis de “foot prints”). Si bien estos problemas no existen si la estimación de la *LE* se realiza mediante el uso de modelos o teorías que requieren la medición de la variabilidad de la humedad en el suelo, al colocar la instrumentación necesaria a diferentes profundidades se perturba o altera el suelo de manera que parámetros que influyen en la movilidad del agua (porosidad, compactación, densidad radicular, etc.) dejan de ser representativos. Además, el suelo tiene una gran variabilidad espacial y por lo tanto estimaciones locales de *LE* pueden ser poco representativas del entorno.

El método basado en la medición del flujo de savia está limitado a especies leñosas, tiene el inconveniente de dañar la planta si no se instala de forma correcta y en general se requieren demasiadas sondas para una medida precisa, lo cual encarece el sistema de medida. Por otro lado, este método estima la cantidad de agua transpirada. Así pues, se deben hacer medidas adicionales para estimar el agua evaporada desde el suelo.

Con respecto a las estaciones de las redes meteorológicas, las medidas que se realizan raramente se usan para estimar la *LE* mediante expresiones semi-empíricas tales como las propuestas por Hargreaves et al. (1985), Priestley y Taylor (1972), etc., pues en general son poco precisas. La precisión de éstas básicamente depende de la escala temporal (semi horaria, horaria, diaria, quincenal, etc.) escogida para estimar la *LE*. A menor periodo, mayor error. Por lo tanto, estas expresiones suelen usarse en lugares de limitada información meteorológica como ocurre en regiones de países con poca infraestructura o zonas remotas donde el mantenimiento de una estación es muy costoso.

En agricultura (que tiende hacia la agricultura de precisión), por consenso mundial (recomendaciones de la Organización de las Naciones Unidas para la agricultura y la alimentación, FAO), las redes de estaciones agrometeorológicas ofrecen estimaciones de la evapotranspiración de referencia, *ET<sub>o</sub>*, basadas en la aplicación de la ecuación de Penman-Monteith, PM (Allen et al., 1998) sobre el cultivo de referencia. Se define *ET<sub>o</sub>*, como la tasa de evapotranspiración calculada mediante PM sobre el cultivo de referencia definido como una hipotética superficie de hierba de 12 cm de altura, bien regada, que ensombrece completamente el suelo, que tiene una resistencia estomática al flujo de agua de  $70 \text{ m s}^{-1}$  y una altura de rugosidad de 0.015 m para la transferencia de momento y de 0.0015 m para el flujo de calor sensible.

Asumiendo PM como fiable sobre una cubierta vegetal de características similares (quizás, la especie de mayor uso en España es el raigrás), el valor de *LE* a otras especies se asume proporcional (a través del denominado coeficiente de cultivo, *K<sub>c</sub>*) a *ET<sub>o</sub>*, de la forma,  $LE = K_c \cdot ET_o$  (Jensen et al., 1990). Por lo tanto: 1) la determinación de *K<sub>c</sub>* requiere una medida precisa de la *LE* para cada cultivo, y 2) asumir  $LE = K_c \cdot ET_o$  válido en diferentes condiciones



**Figura 1.** a)(Arriba izquierda) Movimiento coherente de una partícula. b)(Arriba derecha) Variación temporal idealizada de la concentración de un escalor (temperatura) para las diferentes posiciones ilustradas en base a dos modelos. c)(Abajo) Ejemplo de tres series temporales de 45 s para la temperatura, Temp. (eje de ordenadas izquierdo en °C), y concentración (eje de ordenadas derecho) de vapor de agua, H<sub>2</sub>O (10<sup>-3</sup> mol m<sup>-3</sup>) y dióxido de carbono, CO<sub>2</sub> (10<sup>-4</sup> mol m<sup>-3</sup>).

agroclimáticas implica ignorar el posible carácter 'local' de  $K_c$ . Por local debe entenderse toda aquella anomalía del lugar que pueda alterar el estado fenológico de la planta (enfermedades, falta de horas frío, variabilidad en la salinidad del suelo, sequía y manejo del cultivo). Por otro lado, el conocimiento actual de  $K_c$  es limitado a unas pocas especies o cultivos y obtenido bajo unas determinadas condiciones climáticas. Es obvio que esta técnica no puede aplicarse en el ámbito forestal.

### 3 Análisis de Renovación del Aire en Superficie (SR)

Como consecuencia de que la medida de la radiación neta ( $Rn$ ) y el flujo de calor en el suelo ( $G$ ) tengan un coste asequible, y de que dentro del ámbito agrícola en un gran número de cultivos pueda aplicarse una expresión simplificada de la primera ley de la termodinámica (comúnmente, denominada ecuación de balance de energía en superficie,

EB),  $Rn - G = H + LE$ , en agronomía resulta de gran interés el desarrollo de modelos de estimación de  $H$  mediante sensores robustos y de bajo coste. Por ello, modelos basados en SR son de interés (Paw U et al., 1995; Drexler et al., 2004). Un modelo de análisis de renovación en superficie es un método de naturaleza lagrangiana basado en la conservación de un escalor que permite estimar el flujo de un escalor. Esta nota no tiene como objetivo describir la teoría SR, una descripción de ésta hasta el año 2002 (aprox.) con bibliografía relevante puede encontrarse en Paw U et al. (2005) y sobre posteriores modificaciones en Castellví (2004) y Castellví et al. (2006a).

La idea básica consiste en interpretar una serie temporal de un escalor medido a alta frecuencia como se describe a continuación. De acuerdo con la Figura 1a, imaginemos una partícula de aire situada a un nivel,  $z_e$ , que viaja inmersa en el flujo general. En un determinado instante (debido a una transferencia de momento hacia la superficie) la partícula desciende y toma contacto con las fuentes (sumideros) de escalor en la superficie. Si durante el tiempo de contacto la

partícula se va enriqueciendo (empobreciendo) de escalar y suponemos que la pérdida de éste es despreciable (es decir, no hay pérdida por la parte superior del volumen de la partícula), el ritmo al cual se va enriqueciendo de escalar está directamente relacionado con la intensidad de la fuente.

Tomando la temperatura del aire,  $T$ , como ejemplo de escalar,  $s$  (o de forma equivalente para el calor sensible,  $s = \rho C_p T$ , donde  $\rho$  y  $C_p$  denotan la densidad y capacidad calorífica a presión constante del aire), la Figura 1b muestra de forma ideal, y desde un concepto lagrangiano, la variación temporal de la temperatura de la partícula para las diferentes posiciones ilustradas en la Figura 1a. Las posiciones 1 a 2 se suponen casi instantáneas, fase de incursión. Las posiciones 2 a 3 representan una fase transitoria (de periodo  $L_q$ ) que la partícula requiere para adquirir las características de la superficie. Las posiciones 3 a 4 representan una fase casi estacionaria de enriquecimiento continuado de escalar (de periodo  $L_r$ ), y las posiciones 4 a 5 (1) representan una fase casi instantánea de renovación (de periodo,  $L_f$ ). El esquema 1 (Figura 1b) asume una fase instantánea de renovación. El esquema 2 asume que la fase transitoria es negligible. Los dos esquemas quedan caracterizados por una amplitud,  $A$ , y periodo  $\tau$ . Cuando  $A$  es positiva, la superficie actúa como una fuente de escalar. En caso contrario como sumidero. La Figura 1a ilustra un movimiento coherente, y comúnmente se dice que la Figura 1b muestra la firma de una estructura coherente.

Así pues, una estructura coherente queda, de forma simplificada, identificada por unas dimensiones  $A$  y  $\tau$ , que representan la amplitud y el periodo de la forma triangular asimétrica mostrada en la Figura 1b. Cabe destacar que para el caso de la temperatura, cuando la amplitud es positiva, indica estratificación inestable y viceversa (Figura 1b). Así pues, una estimación (promediada en altura) de la intensidad de una fuente de escalar (horizontalmente homogénea) por unidad de volumen control,  $S$ , puede tomarse como,  $S = A \tau^{-1}$  y por lo tanto el flujo del escalar,  $F_{(z)}$ , está directamente relacionado con la siguiente expresión,  $F_{(z)} \sim z A \tau^{-1}$  siendo  $z$  el volumen control por unidad de área. Es importante notar que  $S = A \tau^{-1}$  es una estimación lagrangiana y no euleriana como requiere la ecuación de balance de energía.

Si se asume que el fluido es incompresible las dos fuentes coinciden, pero al tratarse de fuentes de vapor de agua (igual sucede con el dióxido de carbono) es sabido que el fluido no puede tratarse como incompresible. Se desconoce cómo implementar dicha corrección, aunque quizás la teoría desarrollada por Webb et al. (1980) y Paw U et al. (2000) pueda aplicarse como aproximación. Puesto que el escalar se mide en un punto fijo, la serie temporal medida difiere de la mostrada en la Figura 1b. Como ejemplo, y para un caso de estratificación inestable, la Figura 1c muestra una corta serie para diferentes escalares (temperatura, concentración de vapor de agua y dióxido de carbono). Todos los escalares fueron medidos a una frecuencia de 10 Hz, a una altura de 2 m sobre una pradera natural de 0.25 m de altura y

durante estratificación inestable. En la Figura 1c se observa una tendencia secuencial de estructuras coherentes o rampas como las ilustradas en la Figura 1b que están superpuestas a unas fluctuaciones de carácter más aleatorio, de mayor frecuencia y que se asumen localmente isotropas.

Así pues, la extracción mediante el uso de diferentes técnicas matemáticas de las dimensiones promedio de la estructura coherente inmersa en una serie temporal (comúnmente de media hora) nos permite estimar el flujo promedio semi horario. Si bien existe un gran número de métodos matemáticos de filtro y extracción de señales, quizá, los métodos más usados para la determinación de estructuras coherentes sean la transformada de ondas y el estudio de funciones de estructura debido a que son técnicas objetivas y usan la información de todas las medidas (Atta, 1977; Chen et al., 1997a,b).

La idea fundamental que se pretende transmitir en esta nota es que mediante SR el dato requerido para estimar el flujo semi horario de un escalar es la medida a alta frecuencia (en general, frecuencias superiores a 10 Hz no son necesarias en superficies de ámbito agrario) del escalar correspondiente (temperatura del aire para  $H$ , humedad para  $LE$ , etc.). Aunque dependiendo del modelo SR usado, el valor medio (cada 30 minutos) del viento a un nivel de referencia también es necesario. Así pues, la ventaja que presenta SR en los casos en que  $LE$  pueda estimarse como residuo de EB mediante la expresión,  $LE = Rn - G - H$ , deriva del hecho básico de que a lo sumo tan sólo se requiere un termopar, un medidor de radiación neta, una placa de flujo geotérmico (si la superficie no es homogénea, como sucede en plantaciones de árboles frutales, viña, etc., se requieren varias medidas de  $G$ ) y un anemómetro sencillo.

En consecuencia, la instrumentación necesaria para estimar  $LE$  resulta asequible, robusta, transportable y de fácil mantenimiento. En aquellos casos que no pueda hacerse uso de la expresión  $LE = Rn - G - H$ , el flujo de calor latente puede estimarse mediante la medida de la humedad del aire a alta frecuencia. Hay que destacar que, puesto que SR se basa en la conservación de un escalar, la medida del escalar puede hacerse por debajo de la capa inercial (capa rugosa). Ello hace que se reduzcan los inconvenientes derivados de falta de "fetch" y que en los casos de vegetación alta no se requieran torres meteorológicas de gran envergadura.

Es obvio que en SR se requiere la formación de rampas bien definidas en la serie temporal. Por lo tanto, la estimación del flujo será poco fiable en todas aquellas situaciones atmosféricas que propicien la malformación de rampas. Por ejemplo, *en principio* SR será poco fiable cuando las fuentes (sumideros) sean poco intensas. En concreto, la estimación de  $H$  es dudosa en periodos cercanos a la estabilidad neutra. En base a la experiencia del autor, el término *en principio* enfatiza el hecho de que bajo estas situaciones los flujos tomados como referencia de comparación restan dentro o próximos al error de las técnicas de medida. Ello hace muy difícil la evaluación de los resultados.

**Tabla 1.** Resumen de los distintos experimentos. Resultados de un análisis de regresión lineal (pendiente,  $a$ , ordenada en el origen,  $b$ , y coeficiente de determinación,  $R^2$ ) para todos los datos y el error cuadrático medio,  $Ecm$ . Los resultados corresponden a la estimación de  $H$  tomando como referencia (variable independiente) el flujo estimado mediante la técnica de covarianza de torbellinos, excepto para el caso de arroz en el que se muestran los resultados correspondientes a estimaciones de  $(H + LE)$  tomando como referencia las medidas de  $(Rn - G)$ . El “fetch” se expresa en m, y la ordenada en el origen y el  $Ecm$  se expresan en  $W m^{-2}$ .

Cubierta y altura (m)	Medidas realizadas <sup>a</sup>	“Fetch” (m)	Número de datos <sup>b</sup> y lugar	$a$	$b$	$R^2$	$Ecm$		
Raigrás	0.15	encima Inercial	50	578	Davis (CA, USA)	1.01	-2	0.91	7.5
Trigo	0.4	Rugosidad	>400	43	Davis (CA, USA)	1.02	-1	0.72	49
Viña	2.5	Rugosidad	400	133	Oakville (CA, USA)	1.06	-3	0.93	24
Pradera	0.25	Inercial	>200	6013	Ione (CA, USA)	1.00	-1	0.95	20
Nectarina	3.2	Rugosidad	60	126	Lisboa (Portugal)	1.00	10	0.94	22
Olivo	3.4	Rugosidad	>400	3796	Zaragoza (España)	1.11	0	0.87	10
Arroz	0.4	encima Inercial	70	160	Zaragoza (España)	1.05	3	0.96	44.5

<sup>a</sup>Capa turbulenta.

<sup>b</sup>Número total de datos que incluye diferentes niveles de medida.

Para el caso de la temperatura (flujo de calor sensible), puesto que el signo de la amplitud de la rampa permite discriminar casos estables de inestables (Figura 1b), ello permite detectar los periodos de transición y establecer un criterio de suavización como control de calidad. Si bien cuando las fuentes (sumideros) son poco activas teóricamente la amplitud tiende a cero, a veces ello no sucede debido a la aparición esporádica de grandes fluctuaciones que pueden pasar desapercibidas (Vickers y Mahrt, 1997). De hecho, puede ocurrir que el signo de la amplitud determinada no se corresponda con el tipo de estabilidad atmosférica. En principio, estas deficiencias deberían subsanarse tomando series mas largas, y/o aumentando la frecuencia de medida. A conocimiento del autor no hay referencias ni estudios realizados sobre estas deficiencias. No obstante, con respecto a la estimación de  $LE$ , durante estos periodos (normalmente durante la salida y puesta de sol) se tiene que  $LE \approx Rn - G$ . Así pues, estas deficiencias, aunque difíciles de estudiar, en la práctica no suponen inconvenientes relevantes para fines agrarios.

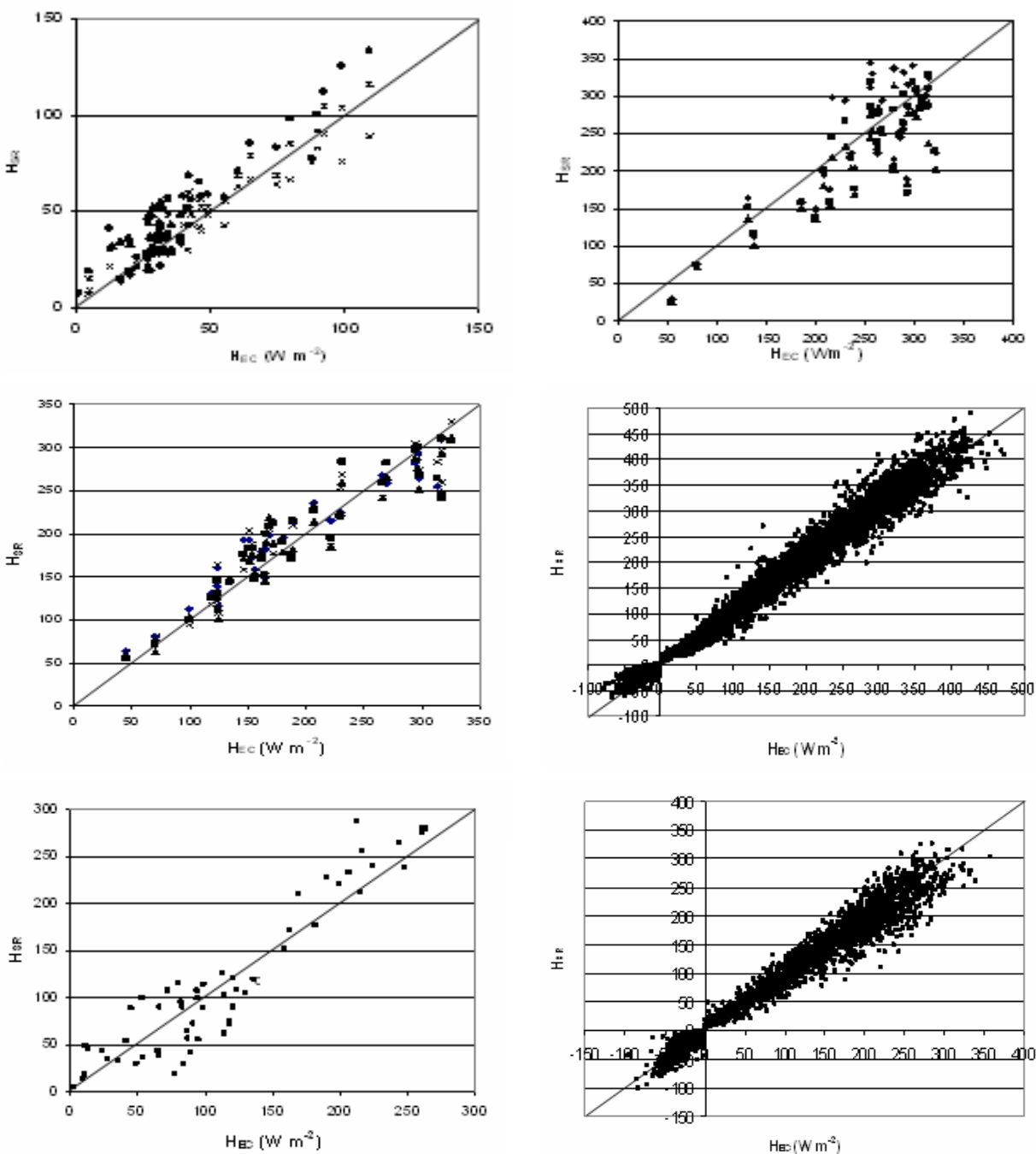
#### 4 Experimentos realizados y discusión

La Tabla 1 muestra un breve resumen de diversos experimentos donde se estimó  $H$  y/o  $LE$  (cada 30 min.) mediante distintos modelos SR desarrollados recientemente. Hay tres aspectos a destacar: 1) la variedad de tipo de cubierta (algunas muy lejos de ser homogéneas, y por lo tanto no puede aplicarse la hipótesis de turbulencia homogénea), 2) la variedad de “fetch” disponible en cada caso (en algunos casos éste fue muy limitado) y 3) las alturas a las que se tomaron diferentes medidas en una misma cubierta (en general fuera de la capa turbulenta inercial). Por lo tanto, la Tabla 1 muestra casos donde los métodos tradicionales basados en MOST, BREB y el método basado en el balance entre la producción y disipación de la varianza de un escalar no podrían aplicarse de forma estricta (Brutsaert, 1988; Kaimal y Finnigan, 1994; Höglström, 1996; Edson y Fairfall, 1998).

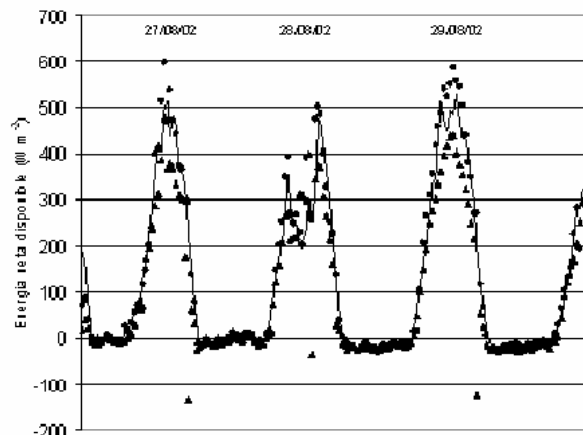
La Figura 2 muestra ejemplos de estimación de  $H$  mediante diferentes modelos SR con respecto a los medidos mediante el método EC para las superficies listadas en la Tabla 1. Detalles sobre los experimentos (lugar, clima, características de la vegetación, instrumentación y procesamiento de medidas, análisis de representatividad espacial y control de calidad), así como una descripción detallada de la comparación de los resultados obtenidos por distintos métodos convencionales de estimación de  $H$  y  $LE$ , se encuentran descritos en los siguientes trabajos: raigrás, trigo y viña, Castellví et al. (2002) y Castellví (2004); pradera, nectarinas y olivo, Castellví y Martínez-Cob (2005); Castellví et al. (2006a, 2008); arroz, Castellví et al. (2006b). Para la determinación de  $H_{SR}$  la temperatura se midió a una frecuencia de 8 Hz mientras que  $H_{EC}$  se determinó con medidas a 10 Hz. Sobre raigrás, trigo y viña se realizaron de forma simultánea medidas a diferentes alturas, algunas por debajo, dentro y por encima de la capa inercial.

Algunas características relevantes acerca de la arquitectura de la cubierta vegetal, tipo de terreno y clima donde se realizaron los experimentos, son las siguientes. En viña, las cepas estaban pobladas y la distancia entre plantas era de 2.5 m. Para el caso de la pradera, el estudio se realiza en una región influenciada por advección regional donde no puede aplicarse la teoría de similitud para los escalares temperatura, vapor de agua y dióxido de carbono (Castellví et al., 2008), el terreno es ondulado con vegetación tipo sabana donde los árboles más cercanos se situaban a 400 m con un altura de 18 m. En verano se tiene suelo desnudo debido a las condiciones de aridez. Los árboles de nectarina tenían una copa densa y estaban separados a 5.5 m, mientras que la copa de los olivos era poco densa y la distancia entre troncos era de 6.0 m. En ambos casos las medidas se realizaron cerca de la copa.

La Figura 2 básicamente presenta resultados de la estimación de  $H$  porque su medida mediante el método EC puede tomarse como una referencia (estimación precisa). Cabe destacar que para  $LE$  hay muy pocos estudios al respecto. Una de las razones que explican la escasa investigación



**Figura 2.** Comparación del flujo de calor sensible estimado,  $H_{SR}$ , con respecto al medido mediante el método de covarianza de torbellinos,  $H_{EC}$ , para diferentes tipos de cubierta vegetal. En algunos experimentos (raigrás, trigo y viña) se realizaron de forma simultánea medidas a diferentes alturas,  $z(m)$ . a)(Primera fila izquierda) Raigrás. Las alturas fueron las siguientes: 0.6 (x), 0.7 (◇), 0.9 (\*), 1.0 (□), 1.2 (○) y 1.3 (△) m. b)(Primera fila derecha) Trigo. Las alturas fueron las siguientes: 0.7 (◇), 0.9 (□) y 1.3 (△) m. c)(Segunda fila izquierda) Viña. Las alturas fueron las siguientes: 2 (◇), 2.3 (□), 2.6 (△) y 2.9 (x) m. d)(Segunda fila derecha) Pradera,  $z = 2.0$  m. e)(Tercera fila izquierda) Nectarinas,  $z = 3.5$  m. f)(Tercera fila derecha) Olivo,  $z = 3.9$  m.



**Figura 3.** Estudio temporal (tres días) de la ecuación de balance de energía en una cubierta de arroz. Se muestran los valores cada 30 min. de  $(Rn - G)$  medido (línea continua),  $(H + LE)$  medido (EC,  $\Delta$ ) y estimado (SR,  $\circ$ ).

existente es la falta de una referencia fiable de comparación que permita llegar a conclusiones fehacientes sobre el comportamiento del modelo de estimación. Las únicas referencias encontradas han sido las siguientes: un caso de estudio sobre bosque (Katul et al., 1996), sobre arroz (Castellví et al., 2006b) y sobre pradera (Castellví et al., 2008).

En todos los experimentos mostrados en la Tabla 1, excepto para el caso del trigo, se obtuvo que durante el periodo diurno (periodo de mayor demanda de  $LE$ ) las diferencias entre la estimación y la medida están dentro del rango de disparidad encontrado entre diferentes equipos (marcas comerciales) de EC (Mauder et al., 2007). Quizás, para las condiciones atmosféricas en las que se realizó el experimento sobre trigo, se requería una toma de medidas a mayor frecuencia. Las medidas se realizaron durante el paso de un frente que generó un tránsito de pequeños y densos cúmulos. Frecuentemente, estos provocaban importantes disminuciones de radiación neta, y por lo tanto seguramente las muestras semi horarias responden a un flujo no estacionario.

En base a la experiencia del autor, en general parece que para los casos estables la precisión de las estimaciones depende de la intensidad turbulenta, de manera que si la velocidad de fricción es pequeña (en general, por debajo de  $0.15 \text{ m s}^{-1}$ ) SR no explica la variabilidad temporal del flujo medido mediante el método EC. No obstante, en casos de estabilidad severa, el método EC no constituye una referencia fiable (Foken y Wichura, 1996). Quizás, la dificultad de obtener buenas estimaciones para los casos de  $H$  negativo no queda bien ilustrada en las Figuras 2d y 2e. Ello se debe a que en el experimento sobre pradera (Figura 2d) se realizó un control de calidad de medidas y de "foot prints" muy exhaustivo y por lo tanto se filtraron muchas muestras (Baldochi et al., 2004). Es importante destacar que este tipo de control no puede realizarse mediante la instrumentación mínima re-

querida para llevar a cabo un SR. Sobre olivo, dado que el estudio se realizó en una región ventosa, las estimaciones de  $H$  fueron excelentes independientemente del tipo de estabilidad (Figura 2f).

Con respecto al experimento sobre arroz (0.4 m de altura), Figura 3, cabe destacar que el experimento se realizó en una parcela experimental de arroz regado por aspersión, aproximadamente cuadrada con una superficie de  $100 \text{ m}^2$  y rodeada de parcelas experimentales con distintos cultivos y suelo desnudo. Las medidas se realizaron a 1.5 m de altura y en el centro de la parcela. Los flujos de calor sensible y latente fueron del mismo orden (i.e, energía neta disponible en superficie equipartida), y SR cerró la ecuación de balance de energía mejor que usando un equipo EC constituido por un termopar de  $76 \mu\text{m}$  de diámetro conectado a un anemómetro sónico tridimensional (Csi) y un higrómetro de Krypton (Kh20, Csi). Se muestran para tres días de campaña los valores semi horarios de  $(H + LE)$  estimados y medidos (EC) y  $(Rn - G)$  medido.

Sin excepción (tipo de cubierta vegetal y condiciones atmosféricas), SR se mostró igual o superior con respecto a otros métodos convencionales de estimación de flujo basados en la varianza de un escalar y el parámetro de estructura de un escalar (Högström, 1996; Bruin et al., 1993).

## 5 Conclusiones

Según Drexler et al. (2004), en la actualidad SR es el método micrometeorológico de menor coste y el que ofrece mayores ventajas aunque su potencial aún resta por probar.

Por otro lado, en comparación con otros métodos micrometeorológicos, SR es un método reciente. El primer modelo SR que permite una medida independiente de flujo (sin necesidad de calibración previa) y midiendo a una frecuencia razonable (4-10 Hz) es muy reciente (Castellví, 2004). Ello explica que el número de experimentos realizados para estudiar la fiabilidad y el potencial teórico que ofrece SR esté muy por debajo de otros métodos. Sin embargo, diferentes experimentos muestran que las estimaciones de  $H$  son muy cercanas a las medidas por el método de referencia (EC). Puesto que la radiación neta y el flujo de calor en el suelo pueden medirse con fiabilidad, se concluye que pueden obtenerse buenas estimaciones de  $LE$  cada 30 minutos.

Así pues, esta nota invita a reflexionar sobre la posible utilidad de implementar SR en la estimación del flujo de calor sensible y latente en el actual protocolo de adquisición-transferencia de datos de una red automatizada de estaciones agrometeorológicas. Ello podría contribuir a mejorar el asesoramiento a comunidades de regantes o ajustar otros métodos de estimación semi-empíricos, como por ejemplo los métodos que requieren datos de imágenes de satélite, ya que SR permite aumentar la densidad espacial de medidas de flujo debido a su reducido coste.

**Agradecimientos.** A Asun, Carla, Tània, J. M. Villar, F. Fonseca, J. Cuxart y a dos revisores anónimos cuyos comentarios ayudaron a mejorar esta nota.

## Referencias

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage, FAO, Rome, Italy, paper no. 56, 300 pp.
- Anderson, F. E., Snyder, R. L., Miller, R. L., y Drexler, J., 2003: A micrometeorological investigation of a restored California wetland ecosystem, *Bull Am Meteorol Soc*, **84**, 1170–1172.
- Atta, C. W. V., 1977: *Effect of coherent structures on structure functions of temperature in the atmospheric boundary layer*, *Arch Mech*, **29**, 161–171.
- Baldocchi, D. D., Liukang, X., y Kiang, N., 2004: *How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland*, *Agric Forest Meteorol*, **123**, 13–39.
- Bruin, H. A. R. D., Kohsiek, W., y Hurk, B. J. J. M. V. D., 1993: A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat and water vapor using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities, *Bound-Lay Meteorol*, **63**, 231–257.
- Brutsaert, W., 1988: *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel P.C., Dordrecht, The Netherlands, 299 pp.
- Castellví, F., 2004: *Combining surface renewal analysis and similarity theory. A new approach for estimating sensible heat flux*, *Water Res*, **40**, doi: 10.1029/2003WR002677.
- Castellví, F. y Martínez-Cob, A., 2005: *Estimating sensible heat flux using surface renewal analysis and the variance method. A study case over olive trees at Sagtogo (NE, Spain)*, *Water Res*, **41**, doi: 10.1029/2005WR004035.
- Castellví, F., Ibañez, M., y Pérez, P. J., 2002: *A method based on high temperature frequency measurements to estimate the sensible heat flux avoiding the measurement height dependence*, *Water Res*, **38**, 20–1, 20–9.
- Castellví, F., Snyder, R. L., Baldocchi, D. D., y Martínez-Cob, A., 2006a: *A comparison of new and existing equations for estimating sensible heat flux using surface renewal and similarity concepts*, *Water Res*, **42**, doi: 10.1029/2005WR004642.
- Castellví, F., Martínez-Cob, A., y Pérez, O., 2006b: *Estimating sensible and latent heat flux using surface renewal analysis method. A study case over sprinkler irrigated rice*, *Agr Forest Meteorol*, **139**, 164–169, doi: 10.1016/j.agrformet.2006.07.005.
- Castellví, F., Snyder, R. L., y Baldocchi, D. D., 2008: *Surface energy-balance closure over rangeland grass using the eddy covariance method and surface renewal analysis*, *Agr Forest Meteorol*, **In press**, doi: 10.1016/j.agrformet.2008.02.012.
- Chen, W., Novak, M. D., Black, T. A., y Lee, X., 1997a: *Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part I: Ramp model with finite micro-front time*, *Bound-Lay Meteorol*, **84**, 99–123.
- Chen, W., Novak, M. D., Black, T. A., y Lee, X., 1997b: *Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part II: Renewal model for sensible heat flux*, *Bound-Lay Meteorol*, **84**, 125–147.
- Drexler, J. Z., Snyder, R. L., Spano, D., y Paw U, K. T., 2004: *A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration*, *Hydrol Process*, **18**, 2071–2101.
- Edson, J. B. y Fairfall, C. W., 1998: *Similarity Relationships in the Marine Atmospheric Surface Layer for terms on the TKE and Scalar Variance Budgets*, *J Atmos Sci*, **55**, 2311–2328.
- Foken, T. y Wichura, B., 1996: *Tools for quality assessment of surface-based flux measurements*, *Agr Forest Meteorol*, **78**, 83–105.
- Hargreaves, G. L., Hargreaves, G. H., y Riley, J. P., 1985: *Irrigation water requirement for Senegal River Basin*, *J Irrig Drain Eng*, **111**, 265–275.
- Högström, U., 1996: *Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer*, *Bound-Lay Meteorol*, **78**, 215–246.
- Jensen, M. E., Burman, R. D., y Allen, R. D., 1990: *Evapotranspiration and irrigation water requirements*, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices 70, American Society for Civil Engineers, New York.
- Kaimal, J. C. y Finnigan, J. J., 1994: *Atmospheric Boundary Layer Flows*, Oxford Univ Press, 289 pp.
- Katul, G., Hsieh, C., Oren, R., Ellsworth, D., y Philips, N., 1996: *Latent and sensible heat flux predictions from a uniform pine forest using surface renewal and flux variance methods*, *Bound-Lay Meteorol*, **80**, 249–282.
- Kristensen, L., Mann, J., Oncley, S. P., y Wyngaard, J. C., 1997: *How close is close enough when measuring scalar fluxes with displaced sensors?*, *J Atmos Ocean Tech*, **14**, 814–821.
- Laubach, J. y Teichmann, U., 1999: *Surface energy budget variability: A case of study over grass with special regard to minor inhomogeneities in the source area*, *Theor Appl Climatol*, **62**, 9–24.
- Lee, X. y Black, T. A., 1994: *Relating eddy correlation sensible heat flux to horizontal sensor separation in the unstable atmospheric surface layer*, *J Geophys Res*, **99**, 18 545–18 553.
- Mauder, M., Oncley, S. P., Vogt, R., Weidinger, T., Ribeiro, L., Bernhofer, C., Foken, T., Kosiek, W., Bruin, H. A. R. D., y Liu, H., 2007: *The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods*, *Bound-Lay Meteorol*, pp. doi: 10.1007/s10546-006-9139-4.
- Paw U, K. T., Qiu, J., Su, H. B., Watanabe, T., y Brunet, Y., 1995: *Surface renewal analysis: a new method to obtain scalar fluxes without velocity data*, *Agr Forest Meteorol*, **74**, 119–137.
- Paw U, K. T., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P., y Wilson, K. B., 2000: *Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes*, *Bound-Lay Meteorol*, **97**, 487–511.
- Paw U, K. T., Snyder, R. L., Spano, D., y Su, H. B., 2005: *Surface renewal estimates of scalar exchanges*, ASA-CSSA-SSSA Publishers, Madison (Wi, USA), micrometeorology in Agricultural Systems, Agronomy Monograph 47, Chapter 20.
- Priestley, C. H. B. y Taylor, R. T., 1972: *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters*, *Mon Weather Rev*, **100**, 81–92.
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., y Wesely, M. L., 2000: *Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland*, *Agr Forest Meteorol*, **103**, 279–300.
- Vickers, D. y Mahrt, L., 1997: *Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data*, *J Atmos Ocean Tech*, **20**, 143–151.
- Wang, J. y Bras, R. L., 1998: *A new method for estimation of sensi-*



*ble heat flux from air temperature*, Water Resour Res, **34**, 2281–2288.

Webb, E. K., Pearman, G. I., y Leuning, R., 1980: *Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer*, Q J Roy Meteor Soc, **106**, 85–100.

Wesson, K. H., Katul, G., y Lai, C.-T., 2001: *Sensible heat flux estimation by flux variance and half-order time derivative methods*, Water Resour Res, **37**, 2333–2343.

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D. D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., y Verma, S., 2002: *Energy balance closure at FLUXNET sites*, Agr Forest Meteorol, **113**, 223–143.