

SENSORES PARA LA MEDICIÓN Y VALIDACIÓN DE VARIABLES HIDROLÓGICAS A ESCALAS LOCAL Y REGIONAL A PARTIR DEL BALANCE DE ENERGÍA

SENSORS FOR THE MEASUREMENT AND VALIDATION OF HYDROLOGICAL VARIABLES AT LOCAL AND REGIONAL SCALES FROM ENERGY BALANCE

Carmona, F.^{1,2}; Rivas, R.^{1,3}; Ocampo, D.^{1,3}; Schirmbeck, J.¹ y Holzman, M.^{1,2}

Resumen

El manejo hidrológico de un país depende, en gran medida, del conocimiento de las cuencas hidrológicas existentes, del potencial de éstas y de la manera de gestionar adecuadamente los excedentes hídricos. A partir del estudio de una cuenca es posible desarrollar un manejo hidrológico adecuado, siendo necesario registrar información a partir de estaciones de modo de lograr medidas consistentes de las variables hidrológicas. Actualmente existe una disponibilidad de sensores que registran información hidrológica con errores inferiores al 10 %. En este sentido, el Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Usunoff" (IHLLA) ha invertido una elevada cantidad de recursos en instrumentar la cuenca del arroyo del Azul (www.bdh.org.ar/azul) con la finalidad de lograr los conocimientos suficientes para una adecuada gestión de las crecidas. Además, se han llevado adelante importantes esfuerzos para conocer la evapotranspiración real, variable de difícil estimación, a partir de datos registrados por una estación de balance de energía (EBE). Sin embargo, la extensión de los datos puntuales a escala de cuenca no es sencilla y en general una simple extrapolación puede producir errores muy importantes. Una manera interesante de resolver estos problemas se obtiene asociando las medidas puntuales con datos captados por sensores a bordo de plataformas aerotransportadas, siendo el propósito principal poder extender los datos puntuales a una región logrando reproducir de forma adecuada las variaciones espaciales (uso del suelo, contenido de humedad, orografía, entre otras) existentes con una precisión aceptable. Es por ello que, en este trabajo, se describen las ecuaciones y el instrumental básico necesario para estimar, principalmente, la evapotranspiración a escalas local y regional resaltando la importancia de disponer de medidas reales de terreno. Se hace un detalle de cada sensor con el error asociado a la medida, la configuración de la EBE y además las formas de poder extender los datos puntuales a escala regional. Se presenta un registro de datos de radiación neta diaria del periodo 2006-2010 y se muestra la utilidad de la información registrada para la obtención de funciones de aplicación hidrológica. Se describen en detalle el balance de energía en situaciones de interés y se muestran ejemplos de aplicación en la estimación de la radiación neta y la evapotranspiración real con sus respectivas referencias bibliográficas para que los interesados puedan profundizar en los temas abordados.

Palabras clave: variables hidrológicas, balance de energía, evapotranspiración, radiación neta, plataformas aerotransportadas, sensores.

Abstract

Hydrological management of a country depends on, greatly, knowledge of hydrological basins, the potential of these and how to properly manage water surpluses. From the study of a basin is possible to develop an appropriate hydrological management of this, being necessary to record information from stations in order to make measurements of hydrological variables. Nowadays there is availability of sensors that record hydrological data with errors less than 10%. In this regard, the Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Usunoff" (IHLLA) has invested significant resources to install systems on the Azul stream basin (www.bdh.org.ar/azul) in order to achieve sufficient knowledge for suitable management of floods. Moreover, significant efforts to know the actual evapotranspiration from data recorded by an energy balance station (EBS) have also been carried out. However, to extend the data points at the catchment scale is not straightforward and in general a simple extrapolation can produce very significant errors. An interesting alternative is to associate the specific measures to data collected by sensors on airborne platforms, being the main purpose to extrapolate the data point to a region reproducing the spatial variations (land use, moisture content, orography, etc.) with acceptable accuracy. Thus, in this work the equations and the basic instruments needed to estimate evapotranspiration at local and regional scales are described highlighting the importance of actual field measurements. There is a detail of each sensor and its error, the configuration of EBS and also ways to extend the data point to regional scale. A record of daily net radiation data for the period 2006-2010

¹ Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff" (UNCPBA – CIC – Municipalidad de Azul) – Pinto 399 (B7000GHG), Tandil, Buenos Aires, Argentina, e-mail: facundo.carmona@rec.unicen.edu.ar

² Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (ANPCyT).

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICPBA).

Artículo enviado el 20 de febrero de 2011

Artículo aceptado el 8 de mayo de 2011

and the usefulness of the information for obtaining hydrological application functions are presented. The energy balance in situations of interest and examples of application in the estimation of net radiation and evapotranspiration with their respective references for those interested to delve into the topics are described.

Key words: hydrological variables, energy balance, evapotranspiration, net radiation, airborne platforms, sensors.

INTRODUCCIÓN

Actualmente es posible contar con sensores de terreno que permitan obtener información biofísica y meteorológica a fin de monitorear y/o evaluar, a partir del conocimiento del balance energético, el estado hídrico de un sistema determinado. Además, las medidas de terreno pueden ser asociadas con datos captados por sensores a bordo de plataformas aerotransportadas (PAT) con el propósito de extrapolar datos puntuales a una región determinada. En tal sentido, una Estación de Balance de Energía (EBE) puede ser instalada en un campo o parcela con una vegetación determinada, entre otras superficies de interés, permitiendo obtener la pérdida real de agua del sistema considerado.

Una EBE, o un conjunto de ellas, resulta fundamental a la hora de validar información de satélite (en ecuaciones de corrección atmosférica en el término de albedo, radiación neta, flujo de calor latente y flujo de calor en el suelo) y también para realizar modelos de flujo de superficie entre otras aplicaciones (p.e. experiencias internacionales como Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel-HAPEX, Field Experiment-FIFE, Solar Induced Fluorescence Experiment-SIFLEX y Anuncio de Oportunidades Satélite Argentino SAC-D).

Para conocer o determinar los sensores básicos que deben instalarse en una EBE es importante tener en cuenta los objetivos de la instalación de la misma y los procesos biofísicos y de intercambio de energía que se desarrollan en torno al sistema de estudio, siendo de mayor interés el sistema suelo-agua-planta (SAP) en cultivos, bosques, pasturas, entre otros.

El objetivo de este trabajo es presentar los sensores que dispone el Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA) para la medición de datos locales en una EBE y para la validación de datos captados desde PAT. Complementariamente se describe la configuración y disposición de sensores para el seguimiento local/regional de la evapotranspiración y se presentan ejemplos de aplicación logrados con las mediciones realizadas en los últimos 5 años.

BALANCE DE ENERGÍA

El Balance de Energía (BE) a nivel de superficie puede ser definido como la forma en la cual se distribuye la radiación neta en los distintos procesos biofísicos presentes. De acuerdo a la ley básica de conservación de la energía, el BE queda expresado como (Carmona et al., 2010):

$$R_n = G + H + Ph + \Delta S + D_h + E \quad (1)$$

donde R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor en el suelo, H es el flujo de calor sensible, Ph es el flujo neto de energía asociado al proceso de fotosíntesis, ΔS es el almacenamiento de calor continuo al suelo-planta, D_h es la advección de flujo horizontal y LE es el flujo de calor latente asociado al proceso de evapotranspiración, siendo este último el término de conexión entre los balances de agua y energía (Brutsaert, 1984).

En la práctica, los flujos de energía asociados a la fotosíntesis, el almacenamiento de calor y la advección suelen despreciarse resultando la Ecuación 1 reducida a:

$$R_n = G + H + LE \quad (2)$$

El uso más común de la Ecuación 2 es para estimar el LE como término residual (Villa Nova et al., 2007; Sánchez et al., 2008), tanto a escala local como regional. A escala local el LE puede estimarse con cierta facilidad, a partir del BE, si se dispone de la instrumentación adecuada. R_n y G suelen medirse con sensores específicos instalados *Ad Hoc* mientras que H es más difícil de estimar, siendo en la generalidad de los casos calculado por medio de modelos de flujo unidimensionales (Schirmbeck y Rivas, 2007) ó con una instrumentación de alta complejidad y costo que mide la velocidad de viento y los contenidos de agua y de dióxido de carbono (*Eddy Covariance System*) (Castellvi y Snyder, 2010). La Figura 1 muestra el comportamiento general de los términos de la Ecuación 2 en una superficie húmeda y una seca. A escala regional, los términos del BE se obtienen espacialmente combinando información provista por las PAT, generalmente imágenes de satélite (IS) o en ciertas ocasiones imágenes obtenidas desde sensores a bordo de aviones, con datos locales (medidos en la EBE). Esto requiere de un esfuerzo extra porque hay que considerar las variaciones espaciales de la cobertura de la superficie y del estado hídrico, principalmente, para poder estimar píxel a píxel la R_n , el H y el G y así luego el LE como término residual. Uno de los mayores inconvenientes que presenta la teledetección "cuantitativa" es poder obtener magnitudes diarias, o de mayor escala temporal, a partir de los datos instantáneos logrados desde satélite.

Radiación neta

La R_n es el término principal de la Ecuación 2, siendo el resultado neto de las contribuciones de radiación de onda corta y larga que entra y sale de la superficie, lo cual se expresa como:

$$R_n = R_{s \downarrow} - R_{s \uparrow} + R_l \downarrow - R_l \uparrow \quad (3)$$

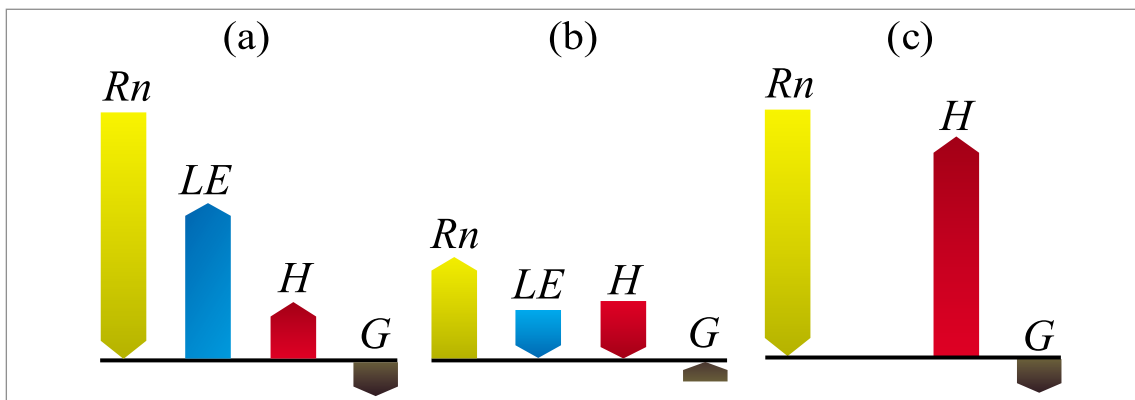


Figura 1. Magnitud de los términos de la ecuación de balance de energía en (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (modificado de Rouse (1979)).

donde $R_{s\downarrow}$ es la radiación de onda corta incidente, $R_{s\uparrow}$ es la radiación de onda corta reflejada, $R_{l\downarrow}$ es la radiación de onda larga de la atmósfera hacia abajo y $R_{l\uparrow}$ es la radiación de onda larga emitida por la superficie. Para estimar la R_n localmente existen básicamente dos tipos de sensores; (1) sensores de R_n integrados y (2) sensores de R_n discriminados que permitan obtener los diferentes términos por separado. Los primeros de ellos dan un valor directo (o proporcional a la R_n , en mV), mientras que los segundos se componen por cuatro sensores, dos de ellos miden radiación de onda corta y otros dos, la radiación de onda larga (entrante y saliente en ambos casos), obteniéndose así la R_n a partir de la Ecuación 3. A escala regional la R_n suele estimarse a partir de IS como (Brutsaert, 1984; Ibáñez Plana, 1998):

$$R_{n_i} = R_{s\downarrow} (1 - \alpha) + R_{l\downarrow} - e_s \sigma T_{rad}^4 \quad (4)$$

donde $R_{l\downarrow}$ puede obtenerse a partir de códigos de transferencia radiativa como por ejemplo LOWTRAN, MODTRAN, 6S, SMAC, entre otros, ó también a partir de la expresión $e_s e_a \sigma T_a^4$, R_{n_i} es la radiación neta instantánea (subíndice i) en cada píxel, α el albedo de superficie, e_s la emisividad de superficie, e_a la emisividad del aire, T_a la temperatura del aire, σ la constante de Stefan-Boltzmann y T_{rad} la temperatura radiativa de superficie. α , e_s y T_{rad} son obtenidas desde información de satélite, mientras que $R_{s\downarrow}$, T_a y e_a por medio de datos locales en el instante de la captura de la imagen.

Para obtener la R_{n_d} (el subíndice d indica valor diario) habitualmente se multiplica R_{n_i} por un factor que las relaciona (Seguin e Itier, 1983), lo cual puede introducir errores significativos en su estimación (Sánchez et al., 2008a). Rivas y Carmona (2010a) encontraron que la relación R_{n_d}/R_{n_p} , considerando el R_{n_i} a la hora de paso del satélite Landsat 5, varía significativamente a lo largo del día del año y presentaron una alternativa para la obtención de la R_{n_d} como función lineal de la R_n promedio entre las 10 y 11 am para días despejados, reduciendo el error de estimación.

Flujo de calor en el suelo

El G generalmente representa una fracción reducida del BE, más aún cuando la proporción de vegetación (P_v) es alta, aunque puede resultar una magnitud significativa en suelos desnudos principalmente. Dado que la conducción molecular es el principal mecanismo de transporte de calor en el suelo, G puede expresarse según la primera ley de Fourier como:

$$G = -K_T \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

donde K_T es la conductividad térmica molecular y el término entre paréntesis es el gradiente vertical de temperatura en los primeros centímetros del suelo. Habitualmente, a escala local, G se mide por medio de sensores de planchas metálicas enterrados en el suelo a escasa profundidad (7-8 cm) y configurados para entregar un valor directo generalmente en $W m^{-2}$ (aunque es posible que deba corregirse el valor entregado por el tipo de suelo y su contenido de humedad). A escala regional existen distintas formulaciones para estimar G , algunas de ellas como función del $NDVI$ (der término en inglés *Normalized Difference Vegetation Index*) (Moran et al., 1989), del $SAVI$ (der término en inglés *Soil Adjusted Vegetation Index*) y otras en función de la relación G/R_n (Choudhury et al., 1987). A escala diaria el G puede despreciarse, más aun en superficies con alta P_v , dado que el flujo de energía en el suelo suele compensarse entre el día y la noche.

Flujo de calor sensible

A diferencia de la R_n y el G , el H resulta más difícil de estimar y, por lo tanto, obliga a centrar todos los esfuerzos en él (Sánchez et al., 2008a). A partir de la analogía existente entre la ley de Ohm de la conducción eléctrica y la ecuación de transporte de calor Monteith (1973) desarrolló una simple ecuación para el cálculo del flujo de calor sensible entre dos niveles, siendo H proporcional a la diferencia de temperatura e inversamente proporcional a la resistencia

aerodinámica entre dichos niveles. Este razonamiento constituyó el punto de partida para los llamados *modelos de resistencias de una y dos capas*. Si se considera, por ejemplo, un cultivo con cobertura vegetal completa, el H puede calcularse como (*modelo de una capa*):

$$H = \frac{\rho_a C_p}{r_{ah}} (T_o - T_a) \quad (6)$$

donde ρ_a es la densidad media del aire a presión constante, C_p es el calor específico del aire, r_{ah} es la resistencia aerodinámica del cultivo (función de la velocidad del viento y la altura de la vegetación), T_o es la temperatura aerodinámica y T_a es la temperatura del aire. En este caso la medida es obtenida indirectamente, donde la Ecuación 6 puede usarse localmente y también con datos de PAT para su estimación píxel a píxel. Localmente es necesario contar con un conjunto de sensores, entre ellos un anemómetro para medir la velocidad del viento (u), un sensor de T_a y un sensor de temperatura a la altura del dosel del cultivo para obtener T_o ó, en su defecto, un sensor de T_{rad} (aproximado a T_o por teledetección). A escala regional la T_{rad} es estimada desde datos de PAT y la relación existente entre los cocientes de magnitudes diarias e instantáneas de la Rn y el H puede utilizarse para conocer H_d (Itier y Riou, 1982, Sánchez et al., 2008a).

La aproximación de T_o por medio de la T_{rad} (obtenida por sensores a bordo de PAT) ha dado buenos resultados en los casos en que la cubierta era homogénea (Reginato, 1985; Zhan et al., 1996; Caselles et al, 1998). Sin embargo, para cubiertas heterogéneas se han observado diferencias significativas entre T_{rad} y T_o (Hall et al., 1992; Sun y Mahrt, 1995), lo cual indicó que el modelo de una capa no es aplicable para vegetaciones o cultivos dispersos. Con el fin de solucionar este problema, Shuttleworth y Wallace (1985) distinguieron dos niveles: uno correspondiente a la propia vegetación y otro al suelo que se encuentra por debajo de ella. Así se puede considerar un BE por separado del suelo y la vegetación, lo cual significó el punto de partida de los *modelos de dos capas*. El H total en este caso resulta:

$$H = H_c + H_s \quad (7)$$

donde H_c y H_s son los flujos de calor sensible parciales correspondientes a la vegetación y el suelo respectivamente. En éstos modelos existen dos tratamientos diferentes en función del esquema de asociación de las resistencias que se consideran; *el modelo de resistencias en serie* (Choudhury y Monteith, 1988; Shuttleworth y Gurney, 1990) y *el modelo de resistencias en paralelo* (Norman et al., 1995). Los modelos de resistencias en serie requieren como magnitudes de entrada ciertos parámetros (como la

resistencia del cultivo r_a^c y T_o ; para mas detalles ver Sánchez et al., 2008b) difíciles de estimar mediante teledetección, resultando los modelos de resistencias en paralelo más adecuados para estimar el H a partir de datos captados por PAT. Lhomme y Chehbouni (1999) sugirieron un cambio en los modelos de resistencia en paralelo incorporando las proporciones de suelo y vegetación en cada píxel. Más tarde, con ésta misma idea, Sánchez et al. (2008b) ponderaron las contribuciones parciales del suelo y vegetación por sus respectivas áreas parciales de ocupación, obteniéndose buenos resultados en la región de Basilicata.

Finalmente, el LE puede obtenerse de forma directa por medio de lisímetros o por métodos indirectos que se clasifican en: métodos basados en el proceso de transporte, métodos basados en la medida de flujos turbulentos, métodos basados en el balance hídrico del suelo y métodos basados en el BE, como es el considerado en este trabajo (Rivas et al., 2009).

SENSORES Y ARREGLO EXPERIMENTAL

Estación de Balance de Energía

Desde el año 2006 en el IHLLA se ha comenzado a desarrollar una línea de investigación en el campo de la Teledetección, a cargo del Dr. Raúl Rivas, con enfoque principal a la estimación de la Evapotranspiración real a partir del BE, entre otras variables de interés relacionadas con el estado hídrico del sistema SAP, principalmente con aplicación en la región pampeana de Argentina. Es por ello que, el grupo de *Teledetección y Evapotranspiración* del IHLLA, ha aunado esfuerzos en comenzar a registrar datos locales por medio de una EBE para desarrollar y/o validar modelos a escala local y también regional usando como complemento datos de PAT.

La EBE fue inicialmente instalada sobre una parcela experimental en el campus de la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (37° 19' S, 59° 05' O, 214 m), ubicada a 300 km al suroeste de la capital de Argentina. En el periodo 2006-2011 se han probado en la EBE distintas configuraciones de registro de datos. Además, los sensores instalados han ido variando, así como también su localización (en un radio de 50 km aproximadamente) y las cubiertas estudiadas de acuerdo a los objetivos de investigación de cada momento (Figura 2).

Desde fin del año 2009 la EBE se encuentra instalada en el establecimiento agrícola Laura Leofú (37° 14' S, 59° 34' O, 235 m) ubicado 50 km al oeste de la ciudad de Tandil, Argentina. En principio se instaló para registrar datos sobre un cultivo de soja de primera y luego ha sido trasladada sobre otras cubiertas, de acuerdo a los objetivos presentados y las cubiertas disponibles en el lugar. En los últimos dos años se ha mantenido el mismo arreglo experimental, es decir igual tipo, número y disposición de

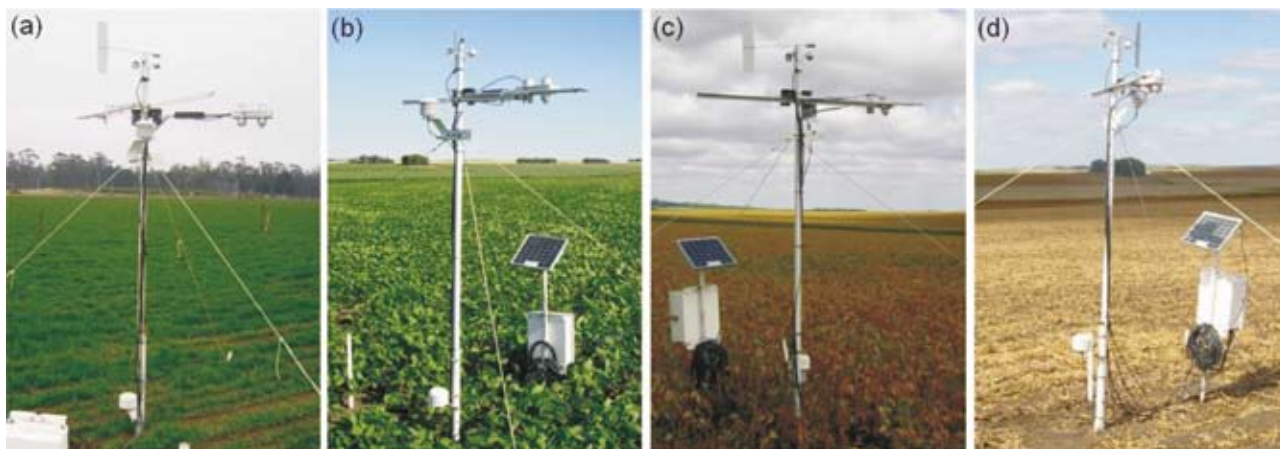


Figura 2. Estación de balance de energía instalada sobre: (a) un cultivo de avena de invierno, (b) una soja de primera, (c) una soja de segunda y (d) un rastrojo de soja.

sensores así como también la misma forma de almacenamiento de datos.

La EBE fue configurada para almacenar los valores promedio medidos por los sensores cada 15 minutos en un datalogger CR 10X (Campbell Scientific, Inc.) alimentado por una batería de 12 V conectada a un panel solar de 20 W. Cuenta con dos sensores de R_n (ambos a 2,15 m sobre la superficie), uno que discrimina la radiación entrante-saliente y otro integrado. El primero de ellos es un radiómetro neto CNR1 (Kipp & Zonen), el cual presenta un diseño que permite medir la radiación de onda corta y larga por separado. Está constituido por dos sensores de radiación de onda corta (piranómetros CM3up (R_{s1}) y CM3down (R_{s2}), rango espectral 0,305 - 2,800 μm) y dos sensores de radiación de onda larga (CG3up (R_{l1}) y CG3down (R_{l2}), rango espectral 5 - 50 μm), pudiéndose estimar la R_{n0} con una precisión de $\pm 10\%$ (permite la aplicación de la Ecuación 3). El otro radiómetro neto instalado es un NR-LITE (Campbell Scientific, Inc.), consiste básicamente en una termopila que mide la suma algebraica de toda la radiación entrante y saliente de la superficie (rango espectral 0,2 - 100 μm). Presenta un fácil mantenimiento y una buena estabilidad pero es menos preciso que otros radiómetros convencionales. Sin embargo, el NR-LITE puede ser recalibrado a partir del CNR1 mejorando así la estimación de la R_n .

Para estimar la temperatura radiativa de superficie se instaló un sensor de alta precisión IRR-P 1505 (Apogee Instruments, Inc.), a la misma altura de los sensores de R_n , el cual mide la temperatura mediante la detección de la radiación infrarroja recibida (rango espectral 8-14 μm , ángulo de visión 22°). La T_{rad} observada es obtenida con una precisión de $\pm 0,2$ °C para valores entre -15 °C y 60 °C.

Para medir el G se instaló bajo suelo (a 0,08 m de profundidad) un sensor HFT3 (Campbell Scientific, Inc.), el cual consta de una placa de flujo de calor (una termopila) con un rango de medida de ± 100 W m^{-2} y una precisión de $\pm 10\%$.

Para medir la velocidad/dirección horizontal del viento se instaló el equipo MOII 034B (Campbell Scientific, Inc.) en la parte más alta de la EBE (a 2,4 m de altura). La u es medida con un anemómetro de tres cazoletas, presenta un rango de operación de 0 a 49 m s^{-1} con una precisión de $\pm 0,12$ m s^{-1} para u inferiores a 10,1 m s^{-1} y de $\pm 1,1\%$ para u superiores. La dirección del viento es medida con una precisión de $\pm 4\%$ y una resolución de 0,5°.

Un sensor de temperatura y humedad relativa del aire (T_a y HR , respectivamente) CS215-L16 (Campbell Scientific, Inc.) fue instalado a la misma altura que los radiómetros. El sensor de T_a opera entre -40 °C y 70 °C con una precisión de $\pm 0,9$ °C, aunque la precisión mejora siendo $\pm 0,4$ °C entre 5 y 40 °C, y $\pm 0,3$ °C a 25 °C. La HR es obtenida con una precisión inferior o igual a $\pm 4\%$. También, un sensor de T_a Model 107 Temperature Probe (Campbell Scientific, Inc.) fue instalado para ser mantenido a la altura del dosel del cultivo y conocer la temperatura en el plano de flujo cero (T_o). Este sensor cuenta con una precisión de $\pm 0,4$ °C en el rango de -24 °C a 48 °C.

Por último, para conocer la temperatura y humedad en los primeros centímetros del suelo se han enterrado cuatro sensores TC1047A (Cavadevices), a 0,05 m y 0,12 m de profundidad, y un sensor EC-10 H2O (Decagon Devices, Inc.), respectivamente. Los sensores de temperatura TC1047A tienen una precisión de ± 2 °C (máxima) y el sensor de humedad de suelo (H_s) EC-10 H2O registra la humedad integrada de los primeros 10 cm de suelo con un error menor al 3%. Con esta información se puede corregir el valor del G debido a los efectos de humedad de suelo y también podría estimarse el calor específico de éste.

Además de los sensores descritos anteriormente, se dispone de datos registrados por una Estación Meteorológica (EM) y de sensores portátiles de terreno (SPT) de T_{rad} y H_s , para complementar la información registrada por la EBE. Los SPT permiten extender la medida puntual de la estación a escala

de parcela o mayor para su integración con información de PAT.

La EM (Figura 3) tiene dentro de un abrigo meteorológico un sensor para medir la temperatura del aire TC1047A y un sensor HIH3610 (Honeywell) para registrar la HR con un error de $\pm 2\%$. Además, la EM cuenta con otro sensor TC1047A, pero en éste caso para medir la temperatura en el suelo, un sensor de Hs EC-20 H2O (similar el sensor EC-10 H2O conectado en la EBE, pero con una longitud de integración de 20 cm), un sensor de radiación solar PAR (rango espectral 0,4 - 0,7 μm) y un pluviógrafo.



Figura 3. Estación meteorológica (delante) y Estación de balance de energía (detrás) instaladas sobre un rastrojo de soja.

Dentro de los SPT se disponen y utilizan regularmente cuatro sensores de T_{rad} : dos radiómetros Everest (precisión $\pm 0,5\text{ }^\circ\text{C}$) y dos radiómetros ST Pro Raytec (precisión $\pm 0,82\text{ }^\circ\text{C}$), una fuente de calibrado Everest (precisión $\pm 0,1\text{ }^\circ\text{C}$) y un sensor Hydrosense Campbell para medir la Hs (a 12 y 20 cm, error de precisión $\pm 3\%$).

APLICACIONES Y DISCUSIÓN

En la sección anterior se han presentado los sensores que componen la EBE, así como también otros sensores complementarios, necesarios para descri-

bir el sistema SAP y generar modelos regionales de aplicación con información de PAT.

En los últimos años, con información obtenida a partir de instrumentación similar a la detallada en éste trabajo, se han realizado publicaciones de relevancia entre las que podrían mencionarse: validación de modelos para obtener el albedo desde satélite (ver p.e. Liang (2000)); elaboración y validación de ecuaciones LST (del término en inglés *Land Surface Temperature*) monocanal y split-windows (ver p.e. Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003)); ajuste de parámetros semiempíricos para modelos regionales de evapotranspiración (ver p.e. Rivas y Carmona (2010a)); además para la obtención de la conductividad térmica del suelo, generación de modelos de producción agrícola y validación de índices de estrés, entre otros.

A continuación se muestra el registro de datos del sensor CNR1 y tres aplicaciones que utilizan como base datos medidos en la EBE; en primer lugar algunos BE que nos ayudan a conocer el sistema SAP y poder generar modelos, en segundo lugar una ecuación desarrollada para estimar la Rn_d con IS, tanto para días despejados como nublados, y finalmente resultados de la aplicación de un modelo semiempírico para estimar el LE_d con IS correspondientes al sensor Thematic Mapper (TM, satélite Landsat 5).

Registro diario del sensor CNR1

En la Figura 4 se grafica la serie de datos de $Rs_{\downarrow d}$, $Rs_{\uparrow d}$, $RI_{\downarrow d}$ y $RI_{\uparrow d}$ (el subíndice d indica el promedio diario) para el periodo comprendido entre el 4 de agosto de 2006 (día juliano 216) y el 10 de marzo de 2010 (día juliano 69) registrados por el sensor CNR1. Las regiones en blanco de la gráfica corresponden a periodos en los cuales la EBE no estuvo midiendo, generalmente por cambios en el lugar de instalación, calibración y/o configuración. Como se observa, la $Rs_{\downarrow d}$ es el término principal que regula la Rn , siendo la $Rs_{\uparrow d}$ una fracción de esta ($Rs_{\uparrow d} = \alpha \cdot Rs_{\downarrow d}$). Los términos de $RI_{\downarrow d}$ y $RI_{\uparrow d}$ si bien son los de mayor magnitud, dan como resultado, generalmente, una radiación de onda larga neta ($RIn_d = RI_{\downarrow d} - RI_{\uparrow d}$) pequeña comparada con la radiación de onda corta neta ($Rsn_d = Rs_{\downarrow d} - Rs_{\uparrow d}$).

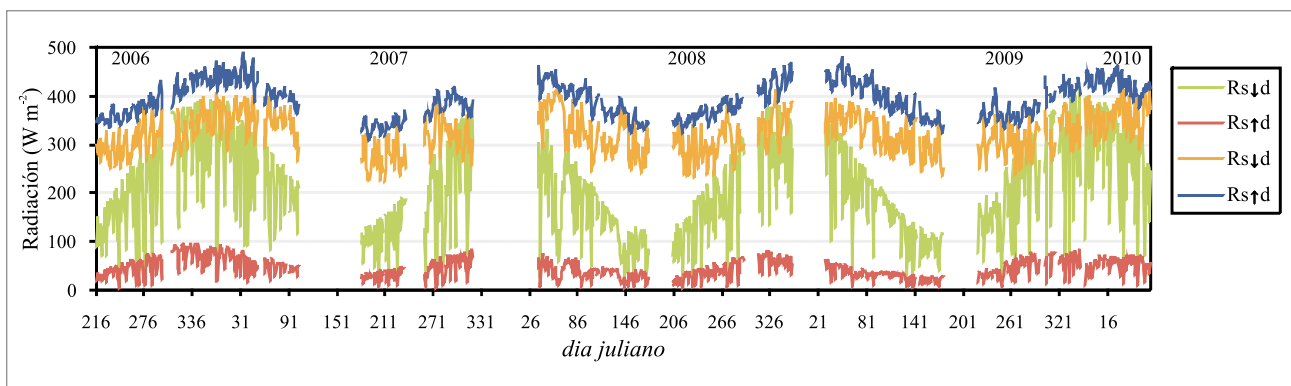


Figura 4. Serie de datos de los componentes de la radiación neta diaria registrados por el sensor CNR1 instalado en la Estación de balance de energía (tomada de Rivas y Carmona, 2010b).

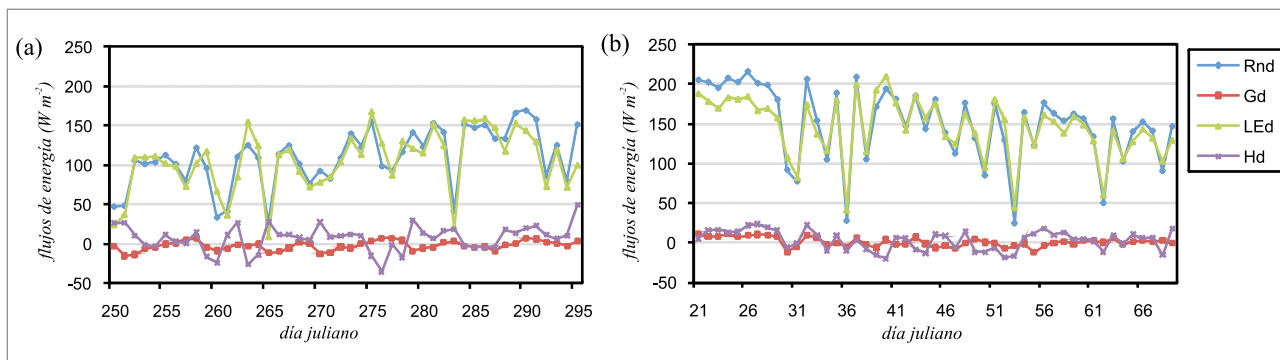


Figura 5. Balance de energía para cultivos de (a) avena con P_v máxima entre los días juliano 250-295 del año 2009 y (b) de soja de primera entre los días juliano 21-69 del año 2010 (Carmona et al., 2010).

Balances de energía bajo diferentes tipos de cultivos

En las Figuras 5-a y 5-b se muestran los términos del BE, promedios diarios, para una avena de primavera y una soja de primera.

En dichas figuras se evidencia claramente el peso de la LE_d en la Rn_d respecto al H_d y el G_d . Es importante notar que el G_d es muy pequeño y que para un cultivo con cobertura total podría despreciarse, siendo en éste caso menor al error de estimación de la Rn_d y el H_d .

Se observan mayores valores de Rn_d en la Figura 5-b con respecto a la Figura 5-a, producto del incremento de la $R_{s,d}$ en el verano. Además, la distribución de la energía se da de manera diferente. Los valores de H_d son bajos en la soja pero no tanto en la avena de primavera, en donde en ciertos momentos el flujo de calor sensible parece tener mayor peso. Los fuertes descensos de las curvas de Rn_d y LE_d son consecuencia de la nubosidad, otorgando un carácter aserrado a éstas.

A continuación, en la Figura 6, se grafican los términos del BE (cada 15 minutos) para cuatro días no consecutivos con cielo despejado sobre un rastrojo de soja de primera (casi suelo desnudo). Como eje

secundario se grafica la H_s integrada en los primeros 0,10 m del suelo.

En la Figura 6 se puede observar que la Rn se distribuye en los diferentes procesos (LE , H y G) sobre el sistema SAP de acuerdo a, principalmente, el estado hídrico del suelo. Además, el G es relativamente pequeño en todos los casos y de signo cambiado entre el día y la noche. La energía resultante de ($Rn - G$) se distribuye, en cada instante, en diferentes proporciones para los procesos de LE y H , siendo el LE mayor cuando el suelo dispone de suficiente H_s (Figura 6-a) y tiende a cero cuando el suelo está cercano a su límite de sequedad (Figura 6-b, c y d), usándose en este caso la energía disponible en el proceso de H .

La forma de campana de la Rn en la Figura 6 es consecuencia de que se consideraron sólo días despejados, en caso contrario su forma estaría modulada por la nubosidad.

Estimación de radiación neta diaria a escala regional

A escala regional, el hecho de que el H sea el término más complejo de obtener en el BE no sólo ha

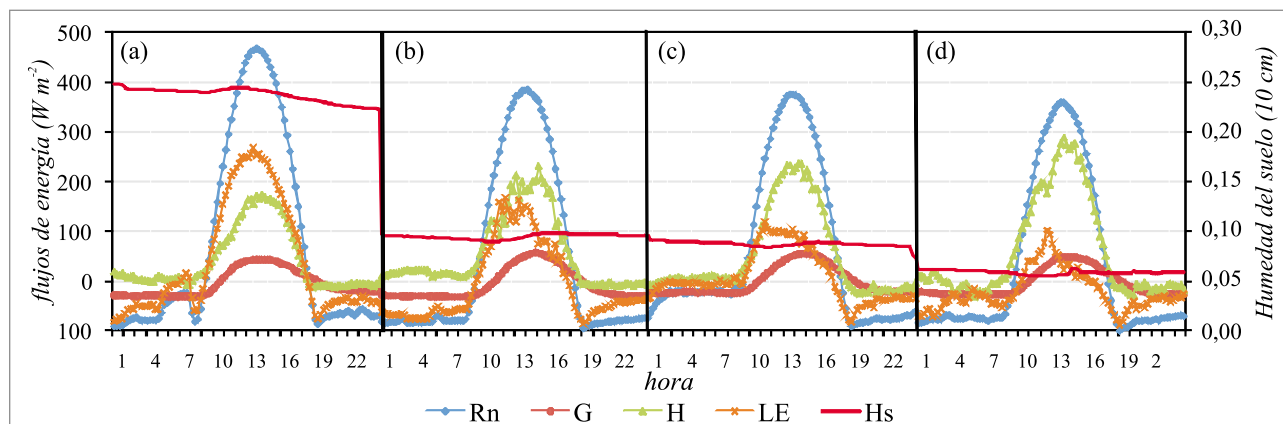


Figura 6. Comportamiento de los términos de la ecuación de balance de energía y Humedad del suelo cada para cuatro días despejados sobre un rastrojo de soja para los días (a) 16/04/2010, (b) 23/04/2010, (c) 26/04/2010 y (d) 29/04/2010.

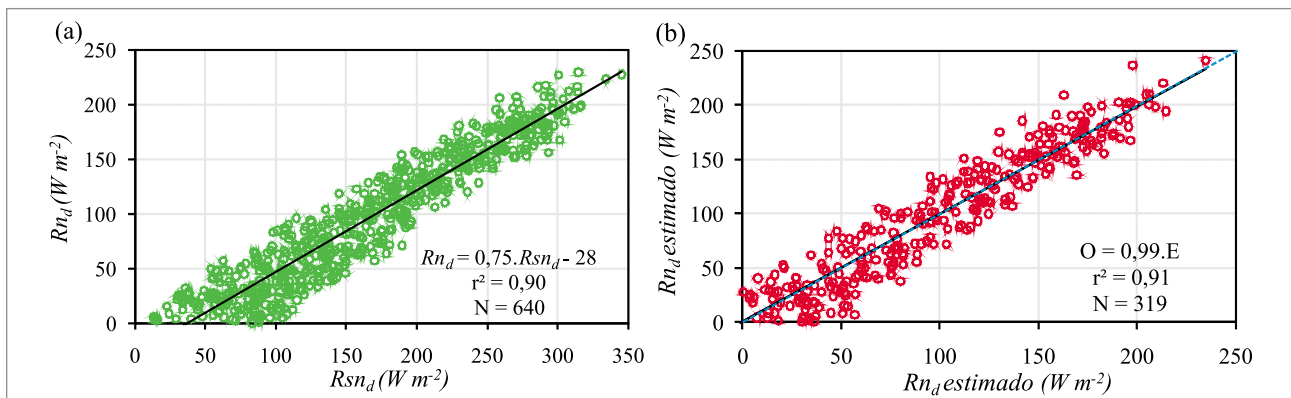


Figura 7. (a) Estimación de la Rn_d a partir de la Rsn_d y (b) validación de la función obtenida (tomado de Rivas y Carmona, 2010b). N es la cantidad de datos, r^2 el coeficiente de determinación, O las medidas observadas y las E medidas estimadas con la función desarrollada.

centrado gran cantidad de esfuerzos en su estimación, sino que a la vez ha dejado de lado por algunos investigadores, el estudio detallado en la estimación la Rn a escala diaria. Esto cobra relevancia si se hace notar que la Rn , generalmente, es el término de mayor peso en el BE, lo cual indica que sin una adecuada estimación resulta improbable estimar correctamente el LE . En este sentido, una aplicación de la EBE a escala regional puede obtenerse a partir del análisis de los datos de las componentes de la Rn presentados en la Figura 4. La Rn_d presenta una reducida variación temporal y dicha variación puede ser modelada a partir de una función lineal. Con los datos del sensor CNR1, Rivas y Carmona (2010b) consiguieron ajustar una función entre Rn_d y Rsn_d (siendo $Rsn_d = Rs_{i,d}(1 - \alpha)$). De esta manera, los autores logran estimar la Rn_d pixel a pixel por medio de la $Rs_{i,d}$ (dato local) y el α obtenido desde IS.

En la Figura 7-a y 7-b se muestran el ajuste lineal mencionado anteriormente y la validación de éste. Para la obtención de la función de Rn_d se utilizaron datos registrados en el periodo 2006-2010 (considerando tanto días despejados como aquellos con nubosidad), resultando $Rn_d = A.Rs_{i,d}(1 - \alpha) + B$ (Figura 7-a), siendo A (adimensional) y B ($W m^{-2}$) dos coeficientes experimentales propios de la región.

En la Figura 8 se muestra un mapa de Rn_d , logrado a partir del ajuste lineal mostrado en la Figura 7-a, para el día 23/02/2010. La $Rs_{i,d}$ ($311 W m^{-2}$) corresponde al valor medido en la EBE y el α fue calculado a partir de datos captados por el sensor TM a bordo de la PAT Landsat 5 (escena 225/86 del *World-wide Reference System*). Las variaciones de Rn_d observadas son función del α logrado con la IS.

La utilidad práctica de la estimación de la Rn_d a partir de imágenes resulta que, siempre que el albedo de la superficie no cambie o al menos no lo haga de forma significativa, se pueden obtener mapas con una única IS para una serie de días. Esto último permite utilizar imágenes captadas por sensores que presentan una resolución temporal media (semanal y quincenal), como por ejemplo aquellos a bordo de las PAT Landsat 5, SAC-C y CBERS entre otros.

Estimación de la evapotranspiración real a partir de un modelo semiempírico

Finalmente, se presenta una interesante aplicación de un modelo semiempírico para la estimación de la evapotranspiración real diaria, ó LE_d , sobre pastura y soja (Figuras 9 y 10) a partir de datos locales medidos con una EBE. Los resultados corresponden a los publicados en Rivas y Carmona (2010a) donde se desarrolló un modelo lineal para estimar la Rn_d a partir de una función de la Rn_i obtenida desde IS (sensor TM en este caso), considerando días despejados, y se utilizó dentro del modelo de Seguin e Itier (1983) (en el cual se estimaron los parámetros experimentales propios del modelo para la región de estudio) para de este modo conocer la pérdida real de agua del sistema a nivel de píxel. Los mapas logrados utilizando esta metodología tienen un error del 19% (con un BIAS del 1%) y son similares a los obtenidos por modelos de mayor complejidad (Rivas y Carmona 2010a).

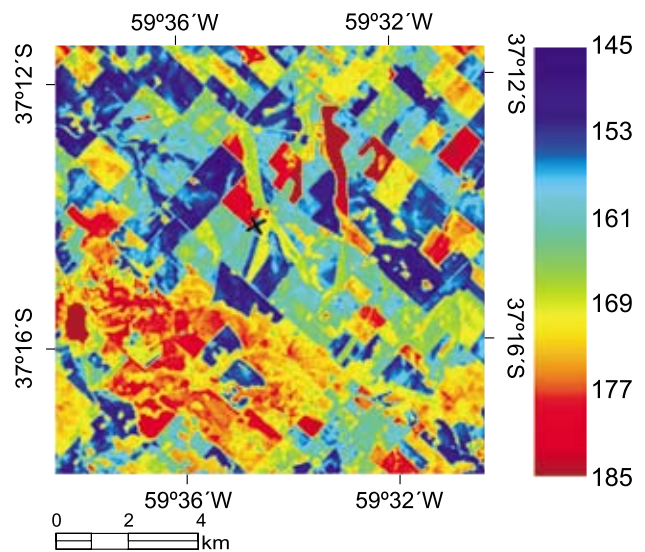


Figura 8. Mapa de Rn_d ($W m^{-2}$) logrado a partir de la función de la Figura 7-a utilizando el mapa de albedo obtenido con el sensor TM. La cruz en el centro de la figura marca la ubicación de la EBE.

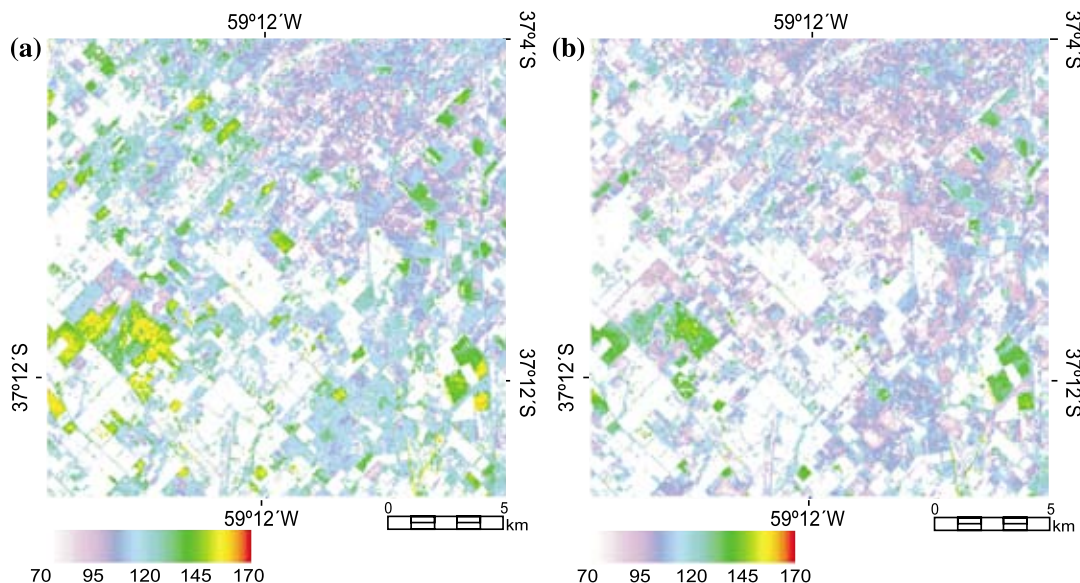


Figura 9. Mapa de evapotranspiración diaria ($W m^{-2}$) de áreas cubiertas con pasturas. (a) 3 y (b) 19 de marzo de 2007 (tomado de Rivas y Carmona 2010a).

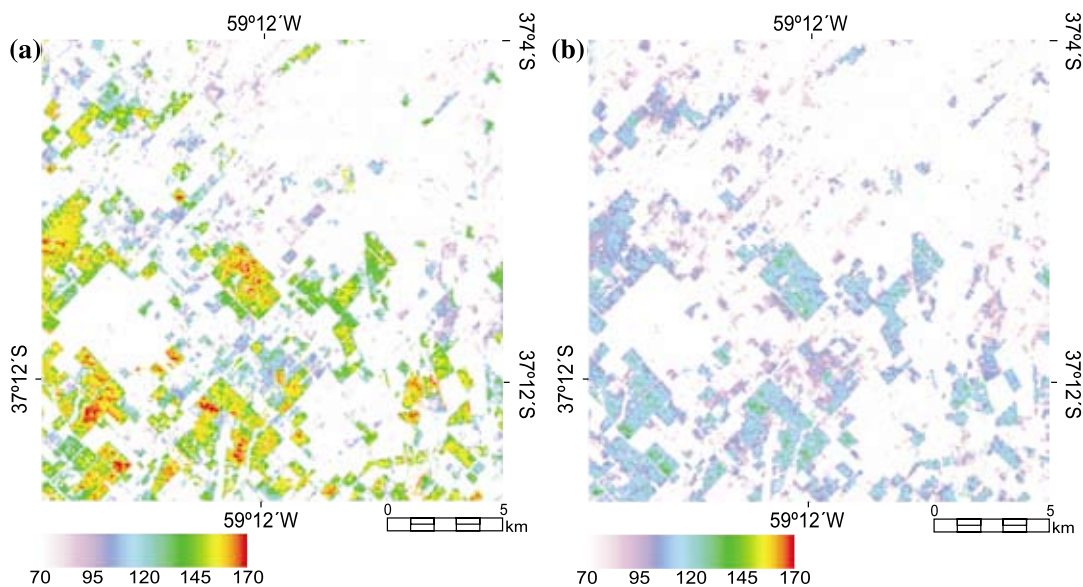


Figura 10. Mapa de evapotranspiración diaria ($W m^{-2}$) de áreas cubiertas con soja. (a) 3 y (b) 19 de marzo de 2007 (tomado de Rivas y Carmona 2010a).

CONCLUSIONES

Este trabajo muestra la necesidad de contar con instrumental específico con el fin de desarrollar, tanto a escala local como regional, modelos para estimar variables hidrológicas, en particular la evapotranspiración. Como es sabido, el estado hídrico de un sistema determinado puede ser abordado a través de dos enfoques diferentes; el balance de masas y el balance de energía, siendo el término de conexión la evapotranspiración (agua que se pierde desde la superficie de suelo, vegetación y cuerpos de agua a la atmósfera) o su equivalente flujo de calor latente que expresa la energía invertida en el proceso de evapotranspiración. El enfoque energético es particularmente útil para su uso con datos de sensores remotos, pudiéndose conocer el estado hídrico con

una correcta reproducción de las variaciones espacio-temporales presentes, aunque para ello primero debe analizarse el sistema a escala local y luego elaborar una metodología consistente para su uso a escala regional con la finalidad de lograr una precisión aceptable (errores del orden del 20%). El grupo de *Teledetección y Evapotranspiración* del Instituto de Hidrología de Llanuras dispone del instrumental necesario para la medición de los términos de la ecuación de balance de energía con fines hidrológicos. En este marco de trabajo se describieron las ecuaciones y el instrumental básico necesario, resaltándose la importancia de disponer de medidas reales de terreno. Se detallaron cada uno de los sensores con el error asociado a la medida, la configuración

de la estación de balance de energía y se presentaron ejemplos de caso de funciones desarrolladas para la extensión del dato puntual a escala regional utilizando información captada desde plataformas aerotransportadas.

Se presentó un registro de datos de radiación neta diaria del periodo 2006-2010 y la utilidad de la información registrada para la obtención de algoritmos de aplicación hidrológica. En general se observa que las medidas puntuales presentan errores inferiores al 10 % y que al extender el dato a toda una región el error puede llegar a un 20 % (en el caso de estimar la evapotranspiración real diaria). Sin embargo el error a escala regional impacta menos, dado que de esta forma se logra obtener información en zonas sin medidas de terreno. Los ejemplos de caso presentados son la resultante de trabajos previos realizados por el grupo y disponen de las referencias bibliográficas correspondientes para aquellos que deseen profundizar en la temática.

Por último, es importante remarcar que contar con instrumentación como la descrita en este trabajo, en una cuenca hidrológica, es elemental y de relevancia en cualquier estudio donde se desarrolle la incorporación de información captada desde satélite. El uso conjunto de información puntual (alta densidad temporal de información) y de satélite (alta densidad espacial de información) conllevan a un análisis más integral y consistente de un sistema y a la obtención de modelos más robustos.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue realizado con fondos otorgados por la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (PRH N° 0032 UNCPBA - ANPCyT) y el Ministerio de Ciencia y Tecnología de Argentina (Proyecto 7 MINCyT/CONAE).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brutsaert, W. 1984. *Evaporation into the atmosphere, Theory, History, and Applications*. Cornell University. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.

Carmona, F., Rivas, R., Ocampo, D., Schirmbeck, J. 2010. Instrumental de una estación de balance de energía: sus aplicaciones. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras – *Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura*. Ed. M. Varni, I. Entraigas y L. Vives. Azul, Argentina.

Caselles, V., Artigao, M., Hurtado, E., Coll, C., Brasa, A. 1998. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: Application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 63:1-10.

Choudhury, B., Idso, S., Reginato, R. 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 39:283-297.

Choudhury, B., Monteith, J. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological*, 114:373-398.

Castellvi, F., Snyder, R.L. 2010. A new procedure to estimate sensible heat flux using surface renewal analysis. A case study over grapevines. *Journal of Hydrometeorology*, 11 (2):496 - 508

Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A. 2003. A generalized single channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D22), 4688, 9 pp.

Hall, F., Huemmrich, K., Goetz, S., Sellers, P. Nickeson, J. 1992. Satellite remote sensing of energy balance: success failures and unresolved issues in FIFE, *Journal of Geophysical Research*, 97:19061-19089.

Ibáñez Plana, M. 1998. Estimación de la evapotranspiración regional a partir de la Razón de Bowen radiativa. Universitat de València, Facultat de Física, Tesis Doctoral, 166 pp.

Itier, B., Riou, C. 1982. Une nouvelle méthode de détermination de l' evapotranspiration réelle par thermographie infrarouge. *Journal de Recherches Atmospheriques*, 16:113-125.

Lhomme, J., Chehbouni, A. 1999. Comments on dual-source vegetation atmosphere transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94:269-273.

Liang, S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76:213-238.

Monteith, J.L. 1973. *Principles of environmental physics*. American Elsevier Publ. Co., N.Y., 205-234.

Moran, M., Jackson, R., Raymond, L., Gay, L., Slater, P. 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 30: 77-87.

Norman, J., Kustas, W., Humes, K. 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77:263-293.

Reginato, R., Jackson R., Printer, P. 1985. Evapotranspiration calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. *Remote Sensing of Environment*, 18:75-89.

Rivas, R., Carmona, F., Ocampo, D. 2009. Estimación de la evapotranspiración real a partir de imáge-

nes Landsat utilizando un modelo semiempírico. VI Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea, Santa Rosa, Argentina.

Rivas R., Carmona F., 2010a. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth*, Elsevier, Special Issue: Remote Sensing – Hafeez, in press/dec/2010.

Rivas, R., Carmona, F. 2010b. La ecuación de Priestley-Taylor aplicada a nivel de píxel: una alternativa para estudios detallados de cuencas. *Boletín Geológico y Minero*, 121 (4): 401-412.

Rouse, W.R. 1979. Man-modified Climates en Gregory, K.J. y Walling, D.E. *Man and Environmental Processes*. Westview Press: Boulder 276 p.

Sánchez, J.M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V.A. y Telesca, V. 2008a. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *Journal of Hydrology*, 351, 58– 70.

Sánchez, J.M., Kustas, W.P., Caselles, V. y Anderson, M.C. 2008b. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130–1143.

Schirmbeck, J., Rivas, R. 2007. Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura.

Teledetección: Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional. Rivas R. *et al.* (Ed.), Ed. Martín, 317-322.

Seguin, B., Itier, B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 351:58-70.

Shuttleworth, W., Wallance, J. 1985. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111:1143-1162.

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

Sun, J., Mahrt, L. 1995. Relationship of surface heat flux to microscale temperature variations: application to BOREAS, *Boundary-Layer Meteorology*, 76(3):291-301.

Villa Nova, N., Pereira, A., Shock, C. 2007. Estimation of Reference Evapotranspiration by an Energy Balance Approach. *Biosystems Engineering*, 96(4):605-615.

Zhan, X., Kustas, W., Humes, K. 1996. An inter-comparison study on models sensible heat flux over partial canopy sources with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 58:242-256.