

III CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE CAMBIO CLIMATICO Y DESARROLLO SUSTENTABLE

INSTRUMENTAL DE TERRENO PARA LA VALIDACIÓN DE MODELOS LOCALES Y REGIONALES

Carmona F., Holzman M., Rivas R., Ocampo D., Schirmbeck J.

**Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff” (UNCPBA - CIC - Municipalidad de Azul)
Pinto 399 (B7000GHG), Tandil, Buenos Aires, Argentina.**

**Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (ANPCyT).
Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICPBA).**

facundo.carmona@rec.unicen.edu.ar

La variabilidad climática del planeta requiere poner énfasis en la adquisición de datos de diversa índole a escalas local y global para el entendimiento y predicción del comportamiento del sistema Tierra, y subsistemas regionales, mediante la elaboración y/o mejoramiento de modelos climáticos entre otras cuestiones de principal importancia. A escala regional es importante, desde el punto de vista hidrológico, tener un conocimiento detallado de las cuencas, del potencial de éstas y de qué manera se deben gestionar los excedentes o déficits hídricos que puedan presentarse en cada periodo de tiempo. 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 satélites, 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 hace referencia a la utilidad de los datos para la validación de información a escala local y regional, siendo esto motivo de gran relevancia científica.

Palabras clave: variabilidad climática, balance de energía, evapotranspiración, radiación neta, sensores.

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 de satélite 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-plantas (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 de satélite. Además se

muestra la configuración y disposición de sensores para el seguimiento local/regional de la evapotranspiración y se presentan registros de mediciones y aplicaciones concretas.

TEORÍA DEL BALANCE DE ENERGÍA A NIVEL DE SUPERFICIE

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

$$Rn = G + H + Ph + \Delta S + D_h + LE \quad (1)$$

donde Rn 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:

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

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. Rn 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). A escala regional, los términos del BE se obtienen espacialmente combinando información provista por generalmente por 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 Rn , el H y el G y así luego el LE como termino 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.

Con respecto a los términos de la Ecuación 2, en primer lugar debemos mencionar que la Rn es el término principal de ingreso de energía al sistema SAP, 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:

$$Rn = Rs_{\downarrow} - Rs_{\uparrow} + Rl_{\downarrow} - Rl_{\uparrow} \quad (3)$$

donde Rs_{\downarrow} es la radiación de onda corta incidente, Rs_{\uparrow} es la radiación de onda corta reflejada, Rl_{\downarrow} es la radiación de onda larga de la atmósfera hacia abajo y Rl_{\uparrow} es la radiación de onda larga emitida por la superficie. Para estimar la Rn localmente existen básicamente dos tipos de sensores; (1) sensores de Rn integrados y (2) sensores de Rn discriminados que permitan obtener los diferentes términos por separado. Los primeros de ellos dan un valor directo (o proporcional a la Rn , 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 Rn a partir de la Ecuación 3. A escala regional la Rn suele estimarse a partir de IS como (Brutsaert, 1984; Ibáñez Plana, 1998):

$$Rn_i = Rs_{\downarrow}(1 - albedo) + Rl_{\downarrow} - e_s \sigma T_{rad}^4 \quad (4)$$

donde Rl_{\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 $e_s e_a \sigma T_a^4$, Rn_i es la radiación neta instantánea (subíndice i) en cada píxel, 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 Rs_{\downarrow} , T_a y e_a por medio de datos locales en el instante de la captura de la imagen.

Para obtener la Rn_d (el subíndice d indica valor diario) habitualmente se multiplica Rn_i por un factor que las relaciona (Seguin e Itier, 1983), lo cual puede introducir errores significativos en su estimación (Sánchez et al., 2008a) y está limitado a que se mantengan condiciones de cielo despejado durante todo el día.

En segundo lugar, debemos mencionar que el G generalmente representa una fracción reducida del BE, más aún cuando la proporción de vegetación (Pv) 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/Rn (Choudhury et al., 1987). A escala diaria el G puede desprejarse, más aun en superficies con alta Pv , dado que el flujo de energía en el suelo suele compensarse entre el día y la noche. Por otro lado, a diferencia de la Rn 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*):

$$H = \frac{\rho_a C_p}{r_{ah}} (T_0 - T_a) \quad (6)$$

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_0 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_0 ó, en su defecto, un sensor de T_{rad} (aproximado a T_0 por teledetección). A escala regional la T_{rad} es estimada desde satélite 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_0 por medio de la T_{rad} 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_0 (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_0 ; 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 de satélite. 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).

ESTACIÓN DE BALANCE DE ENERGÍA: SENSORES Y ARREGLO EXPERIMENTAL

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 satélite.

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.

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 (Figura 1) y luego ha sido trasladada sobre otras cubiertas, de acuerdo a los objetivos presentados y las cubiertas disponibles en el lugar. En el último tiempo se ha



Figura 1. Estación de balance de energía instalada sobre un cultivo de Soja.

mantenido el mismo arreglo experimental, es decir igual tipo, número y disposición de 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 ($R_{s\uparrow}$) y CM3down ($R_{s\downarrow}$), rango espectral 0,305 - 2,800 μm) y dos sensores de radiación de onda larga (CG3up ($R_{l\uparrow}$) y CG3down ($R_{l\downarrow}$), rango espectral 5 - 50 μm), pudiéndose estimar la R_{n_d} 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 $\pm 0,2^\circ\text{C}$ 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 $\pm 100\text{ W m}^{-2}$ 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 $\pm 0,12\text{ m s}^{-1}$ para u inferiores a $10,1\text{ m s}^{-1}$ y de $\pm 1,1\%$ para u superiores. La dirección del viento es medida con una precisión de $\pm 4\%$ y una resolución de $0,5^\circ$.

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 $\pm 0,9^\circ\text{C}$, aunque la precisión mejora siendo $\pm 0,4^\circ\text{C}$ entre 5 y 40°C , y $\pm 0,3^\circ\text{C}$ 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_0). Este sensor cuenta con una precisión de $\pm 0,4^\circ\text{C}$ 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 $\pm 2^\circ\text{C}$ (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, en el IHELLA, se dispone de datos registrados por estaciones meteorológicas convencionales (www.azul.bdh.org.ar) y de sensores portátiles de terreno de T_{rad} y H_s .

Una de las estaciones meteorológicas disponibles acompaña a la EBE en las distintas campañas para brindar información complementaria. Dicha estación posee sensores de temperatura y HR del aire (dentro de un abrigo meteorológico), sensores para medir temperatura y H_s del suelo, un sensor de radiación solar PAR (rango espectral 0,4 - 0,7 μm) y un pluviógrafo.

APLICACIONES Y DISCUSIÓN

Se han presentado anteriormente los sensores que componen la EBE así como también se mencionaron algunos otros con los cuales se cuentan, necesarios para describir el sistema SAP y generar modelos regionales de aplicación con información de satélite.

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 \(2010a y 2010b\)](#)); 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 muestran los datos registrados por el sensor de Radiación neta CNR1 instalado en la EBE y dos aplicaciones concretas de estimación de la evapotranspiración en la región pampeana de Argentina, utilizando como base datos medidos en la EBE.

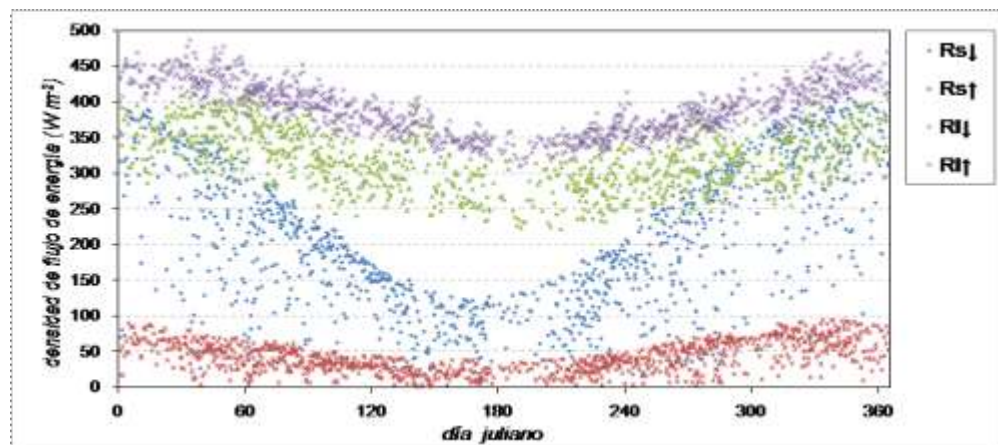


Figura 2. Componentes de la radiación neta diaria registrados por el sensor CNR1

instalado en la Estación de balance de energía en el periodo 2006-2010 sobre diferentes cubiertas (pastura, soja, suelo desnudo y avena).

En la Figura 2 se grafican los registros diarios de los términos de radiación de onda corta y larga, entrante y saliente a la superficie observada. Los datos corresponden al periodo 2006-2010 sobre cubiertas de Soja, Avena, suelo desnudo y pasturas naturales en las cuales estuvo instalada la EBE en la región pampeana Argentina.

Como puede observarse en la Figura 2 anterior los términos de radiación de onda larga ($R_{l\downarrow}$ y $R_{l\uparrow}$) son los de mayor magnitud, generalmente, promediados a escala diaria. Los términos de onda corta están regulados por la radiación solar que llega a la superficie a lo largo del año y la nubosidad presente. Como puede observarse, la $R_{s\downarrow}$ es el término principal que regula la R_n , siendo la $R_{s\uparrow}$ una fracción de esta ($R_{s\uparrow} = albedo \cdot R_{s\downarrow}$). Si bien los términos de $R_{l\downarrow}$ y $R_{l\uparrow}$ son los de mayor magnitud, generalmente dan como resultado una radiación de onda larga neta ($R_{ln} = R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow}$) relativamente inferior a la radiación de onda corta neta ($R_{sn} = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}$). Tomando como base los registros de las componentes de la R_n (Figura 2) para días despejados pueden desarrollarse ecuaciones como la que se muestra en la Figura 3, en donde la R_n se estima en función de la radiación de onda corta neta (R_{sn}). En la Figura 3-a se muestra la ecuación desarrollada tomando 2/3 del conjunto de datos (N=108) utilizado y en la Figura 3-b la validación de la ecuación efectuada con los datos restantes (N=53).

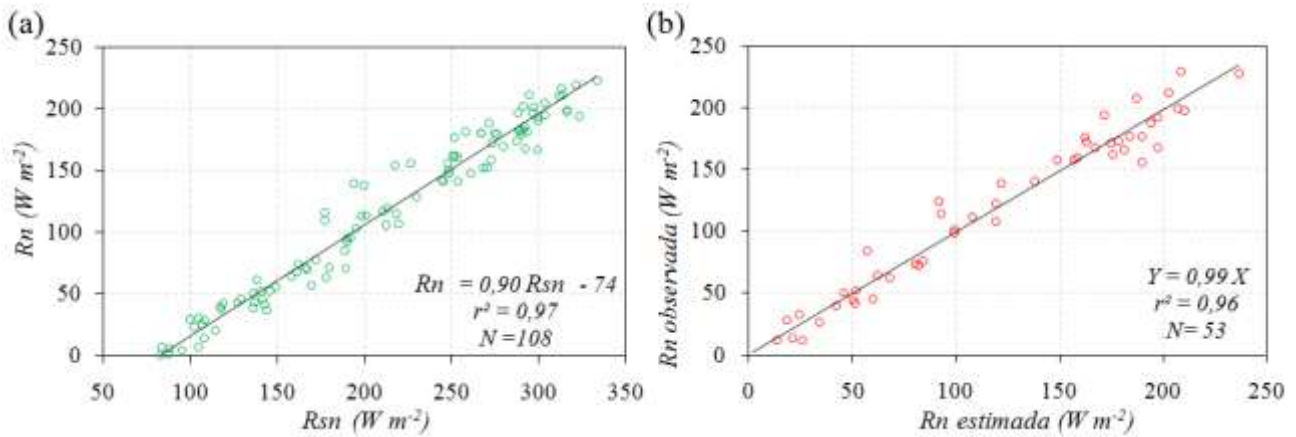


Figura 3. Ecuación de estimación de Rn (a) y validación del método (b).

Desde satélite, para días despejados, la ecuación mostrada anteriormente ($A \cdot R_{sn} - B$, siendo $A = 0.90$ y $B = 74 \text{ W m}^{-2}$) puede aplicarse para estimar la evapotranspiración potencial con el modelo de Priestley-Taylor (1972) (LE_{PT}) en donde la R_{sn} en la llanura pampeana se obtiene a partir de la $R_{s\downarrow}$ medida en la EBE (o estimada a partir de la constante Solar (1367 W m^{-2}), el día del año (día juliano) y la latitud (ver Allen, 1998)) y el *albedo* obtenido, en éste caso, con el sensor MODIS (Liang, 2000). Recordando el modelo de Priestley-Taylor (1972):

$$LE_{PT} = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \tag{8}$$

siendo α la constante experimental de Priestley-Taylor ($\alpha = 1.26$), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor saturado como función de la temperatura media del aire ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) y el G es considerado igual a cero a escala diaria.

A continuación se muestra un mapa desarrollado a partir de la metodología descrita para el día 2 de febrero del año 2009.

Combinado la LE_{PT} obtenida con un índice de estrés (SI , del término en inglés *stress index*) puede obtenerse la LE real. A continuación en la Figura 5 se muestra la LE real estimada a partir del $TDVI$ (*Temperature Difference Vegetation Index*), siendo $SI = (1-TDVI)$, y el mapa de LE_{PT} mostrado en la Figura 4.

Figura 4.
Mapa LE_{PT} (mm día^{-1}) para el día 02/02/2009 en la región pampeana.

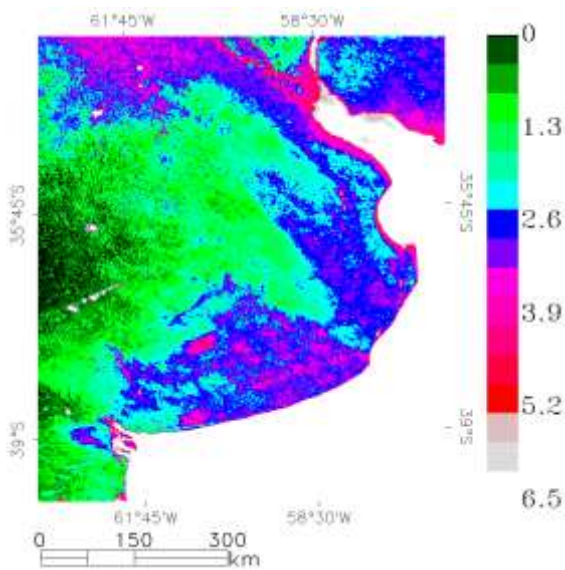
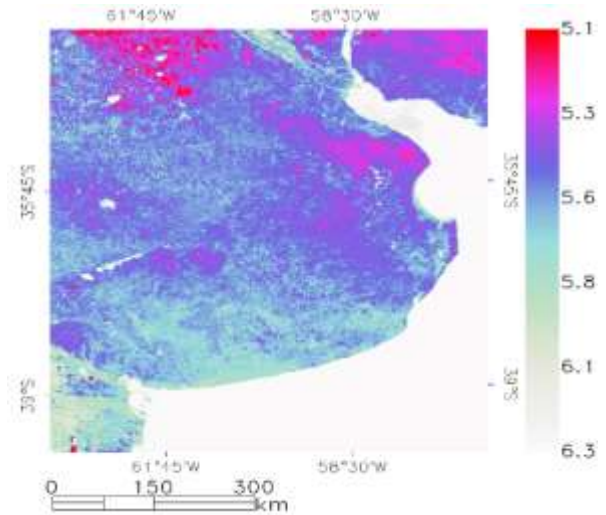
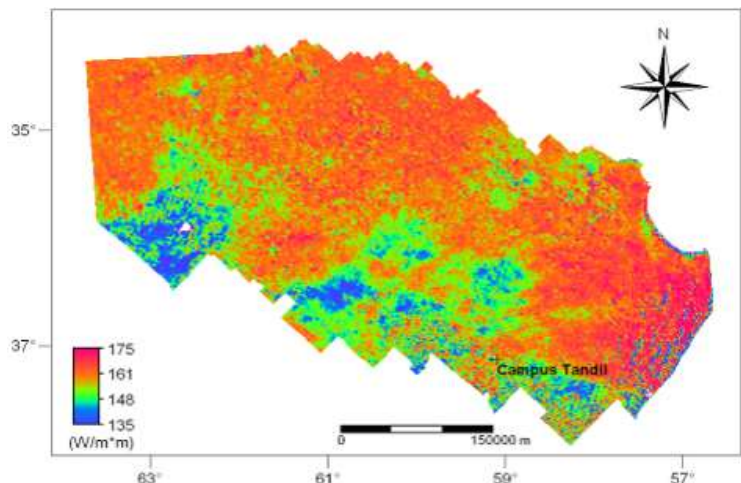


Figura 5.
Mapa de LE real (mm día^{-1}) para el día 02/02/2009 en la región pampeana.

Finalmente, en la Figura 6 se muestra un mapa de la LE real a escala diaria obtenida como término residual del BE para los partidos de la provincia de Buenos Aires (Argentina) que aportan aguas a la cuenca del Río Salado. También se utilizó una imagen del sensor MODIS (a bordo de la plataforma TERRA) y datos locales (EBE), donde cada término del BE se estimó píxel a píxel. La R_n se obtuvo por medio de la Ecuación 4, el H por medio de la Ecuación 6 y el G como función del $NDVI$ y la R_n (para mayores detalles ver [Schirmbeck y Rivas, 2007](#)).

Figura 6.
Mapa de LE real de la cuenca del Río Salado en la provincia de Buenos Aires, Argentina, para el día 15 de enero de 2007 (tomado de [Schirmbeck y Rivas, 2007](#)).



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. La evapotranspiración es un proceso fundamental que gobierna la variabilidad climática y por lo tanto las medidas locales y regionales juegan un rol relevante en los modelos de climáticos globales. El balance de energía en superficie es particularmente útil para su uso con datos de sensores remotos, pudiéndose reproducir las variaciones espacio-temporales de la evapotranspiración combinando datos locales y de satélite. 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 aplicación para estimar la evapotranspiración conjugando datos puntuales e imágenes de satélite. 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.

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), de satélite (alta densidad espacial de información) y de bases de datos globales (Climatology Network) 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

- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO *Irrigation and drainage*, 298 pp.
- 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.

III CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE CAMBIO CLIMATICO Y DESARROLLO SUSTENTABLE

- 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.
- Priestley, C.H.B. y Taylor, J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2):81-92.
- 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 imágenes 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. Martin, 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 intercomparison study on models sensible heat flux over partial canopy sources with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 58:242-256.