

Estimación de la evapotranspiración real en zonas de llanura mediante productos de humedad de suelo de la misión SMAP

Walker, E.*^{1,2}, García, G. A.¹, Venturini, V.¹

¹Centro de Estudios Hidro-Ambientales, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH), Universidad Nacional del Litoral (UNL). Ciudad Universitaria. Ruta Nacional N° 168 – km 472,4. (3000) Santa Fe, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

Resumen: La evapotranspiración (ET) es un proceso importante en el ciclo hidrológico y en el balance energético de la superficie terrestre. En las últimas décadas, la teledetección ha aportado información muy valiosa a la hora de cuantificar la ET. Sin embargo, recién en los últimos años se han desarrollado metodologías que utilizan datos de sensores pasivos de microondas, como los de la misión "Soil Moisture Active Passive" (SMAP). En este trabajo, se presenta una formulación para determinar la evapotranspiración relativa y ET con datos *in situ* y de microondas. La metodología se basa en una modificación de la ecuación original de Komatsu (2003) en la que se introdujo un parámetro de calibración que representa el efecto de la velocidad del viento y la vegetación y permite estimar la evapotranspiración relativa. Esta nueva ecuación es utilizada en la relación complementaria de Bouchet junto a la ecuación de Priestley y Taylor, para estimar la ET a escala regional. Los resultados obtenidos fueron comparados con datos observados en el área de Southern Great Plains - USA (SGP), indicando que el nuevo modelo estima la ET con un error medio cuadrático (RMSE) de 0,88 mm d⁻¹ y un coeficiente de determinación (R²) superior a 0,8. El modelo calibrado fue aplicado en un período extremadamente húmedo en la Región Pampeana de Argentina arrojando resultados que se aproximaron a tasas potenciales.

Palabras clave: evapotranspiración, humedad de suelo, SMAP, evapotranspiración relativa.

Actual evapotranspiration estimation over flat lands using soil moisture products from SMAP mission

Abstract: Evapotranspiration (ET) is an important process in the water cycle and in the land-surface energy balance. Over the last decades, remote sensing has provided valuable information to quantify ET. However, methodologies that use data from microwave passive sensors, such as "Soil Moisture Active Passive" (SMAP) mission, have been recently developed. In this work, a formulation to derive the relative evapotranspiration and ET from *in situ* and microwave data, is presented. The methodology is based on a modification of the original Komatsu (2003) equation by introducing a calibration parameter to represent the wind speed and vegetation effects and estimate the relative evapotranspiration. This new equation was used on the Bouchet's complementary relationship with the Priestley-Taylor's equation, to estimate ET at regional scales. The results were compared with observed data in the Southern Great Plains – USA (SGP) area, indicating that the new model estimated ET with a root mean square error

To cite this article: Walker, E., García, G. A., Venturini, V. A. 2018. Actual evapotranspiration estimation over flat lands using soil moisture products from SMAP mission. *Revista de Teledetección*, 52, 17-26. <https://doi.org/10.4995/raet.2018.10566>

* Corresponding author: ewalker@fich.unl.edu.ar

(RMSE) of 0.88 mm d^{-1} and a coefficient of determination (R^2) greater than 0.8. The calibrated model was applied in an extremely humid period in Argentinean Pampas region with results near to potential rates.

Key words: evapotranspiration, soil moisture, SMAP, relative evapotranspiration.

1. Introducción

La evapotranspiración (ET) representa la pérdida de agua de una superficie a través de los procesos simultáneos de evaporación y transpiración. Por lo que la comprensión de la distribución espacial de esta variable es de fundamental importancia para aplicaciones ambientales, forestales e hidrológicas.

La teledetección mostró tener gran potencial para el monitoreo de la ET en vastas extensiones (Ma *et al.*, 2012). Su cuantificación a partir de imágenes satelitales es considerada la forma más económica de monitoreo que se dispone hasta la actualidad (Tang *et al.*, 2010). Así, en las últimas décadas se han desarrollado metodologías que estiman la ET a partir de información satelital con diferentes escalas espaciales y temporales.

Hu y Jia (2015) sugirieron que los algoritmos más populares se pueden categorizar como: métodos regresivos simplificados (Carlson *et al.*, 1995; Wang y Liang, 2008), métodos del trapecio o triángulo (Jiang e Islam, 2001; Minicapilli *et al.*, 2016), métodos basados en el balance de energía en la superficie (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Su, 2002) y métodos tradicionales para estimar ET, como por ejemplo las ecuaciones de Penman-Monteith o Priestley y Taylor (de aquí en adelante ET_{PT}), combinadas con datos satelitales (Venturini *et al.*, 2008; Girolimetto y Venturini, 2013; Knipper *et al.*, 2017).

Los sensores ópticos proveen la información necesaria para resolver las metodologías mencionadas con una resolución espacial de moderada a muy buena, aunque es conocido que tienen una resolución temporal baja. Los satélites como *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) y Landsat, se destacan por ser una fuente de índices de vegetación (IV) y temperatura de superficie (T_s), dos variables superficiales importantes para la ET. Por otra parte, la humedad de suelo (HS) es otra de las variables ambientales que controla el intercambio de calor sensible y latente

(Entekhabi *et al.*, 2014), y debe ser incorporada en el cálculo de ET.

Los sensores pasivos de microondas son una fuente importante de datos de HS. Estos sensores tienen una buena resolución temporal (aproximadamente tres días) y una baja resolución espacial. Sin embargo, son insensibles a las condiciones atmosféricas por lo que ofrecen un gran potencial para monitorear ecosistemas de gran escala. Por lo tanto, algunas iniciativas recientes se han orientado en explorar la incorporación de estos datos en los modelos de ET. Barraza *et al.* (2015) propusieron la combinación de IV provenientes de sensores pasivos de microondas y ópticos para calcular ET. Li *et al.* (2015) incorporaron datos de HS provistos por un sensor polarimétrico en banda L a bordo de un VANT, en un modelo de balance de energía. Recientemente, Knipper *et al.* (2017) estimaron la ET utilizando productos de MODIS y mapas de HS de la misión “Soil Moisture Ocean Salinity” (SMOS).

En la región Pampeana de Argentina el conocimiento de la ET adquiere gran relevancia por ser el área más productiva del país. Recientemente se han publicado estimaciones de ET para esta región utilizando datos satelitales ópticos, solos o junto a datos observados *in situ* (Carmona y Rivas, 2011; Marini *et al.*, 2017; Carmona *et al.*, 2018). No obstante, los trabajos mencionados no consideran el efecto directo de la HS en el cálculo de ET.

Una fuente importante de mapas globales de HS es la misión “Soil Moisture Active Passive” (SMAP), puesta en órbita por la “National Aeronautics and Space Administration” (NASA) en el 2015. Actualmente, la misión cuenta con un sensor pasivo de microondas en banda L (1,4 GHz) para monitorear el estado hídrico de la superficie cada 2-3 días (Entekhabi *et al.*, 2014).

En este trabajo se propone aprovechar las ventajas de las imágenes de sensores pasivos de microondas, combinándolas con observaciones terrestres, en una ecuación simple y robusta. La metodología propuesta incorpora la HS de SMAP

en la evapotranspiración relativa β_m derivada de la expresión de Komatsu (2003). La combinación de β_m , la relación complementaria de Bouchet (1963) y la formulación de ET_{PT} (Priestley y Taylor, 1972) resulta en una expresión que permite estimar la ET media diaria a nivel regional, con una escala espacial variable.

2. Metodología

En las últimas décadas, muchas investigaciones estudiaron la relación entre la ET y la HS, sin embargo, el trabajo de Komatsu (2003) se destaca por la expresión analítica resultante de la relación entre HS y la evaporación relativa (β). Komatsu (2003) demostró experimentalmente que la evaporación relativa, definida como la razón entre la evaporación de una superficie no saturada y la de una superficie cubierta de agua, estaría directamente relacionada con la condición de humedad de la superficie. La forma general de la relación encontrada fue,

$$\beta = 1 - \exp\left(\frac{-HS}{HS_c}\right) \quad (1)$$

donde HS_c es el contenido de agua volumétrico característico, parámetro que caracteriza el tipo de suelo y la velocidad del viento, y toma la forma de $HS_c = HS_{co} (1 + \gamma/r_a)$; donde HS_{co} es la fracción volumétrica característica, γ es la resistencia a la evaporación característica y r_a la resistencia a la evaporación.

El estudio de Komatsu fue realizado en superficies de suelo desnudo donde las tasas de evaporación alcanzaron valores extremos de 1, ($\beta=1$) cuando la HS llega a valores de saturación (HS_{sat}). En superficies vegetadas, Detto *et al.* (2006) sugirieron que la evapotranspiración relativa nunca alcanza el valor máximo de 1 para valores altos de HS. Sin embargo, estos autores no derivaron la función analítica de sus experimentos, aunque se puede observar que los resultados son compatibles con la expresión derivada por Komatsu (2003). Por otra parte, el cálculo de HS_c involucra la resistencia aerodinámica en suelos desnudos, por lo que en este trabajo se propone modificar la expresión de β para involucrar el efecto de la vegetación en el cálculo de HS_c . La nueva expresión de la evapotranspiración relativa, β_m , se obtuvo incorporando un parámetro de calibración que considere los

resultados publicados por Detto *et al.* (2006), que simplifica la expresión de HS_c y no requiere información de la velocidad del viento.

La expresión de HS_c se obtuvo reemplazando β en la ecuación (1), por el parámetro X cuando $HS = HS_{sat}$, donde X representa la máxima evapotranspiración relativa de una superficie mixta saturada. La expresión de HS_c resultó,

$$HS_c = \frac{-HS_{sat}}{\ln(1 - X)} \quad (2)$$

y β_m , puede ser estimada de la siguiente manera,

$$\beta_m = \frac{ET}{ET_{pot}} = 1 - \exp\left(\frac{-HS}{-HS_{sat}/\ln(1 - X)}\right) \quad (3)$$

donde HS es la humedad del suelo de cualquier superficie, HS_{sat} es la humedad de una superficie saturada y X es un parámetro que implícitamente representa la resistencia aerodinámica de la vegetación.

Cabe mencionar que es necesario realizar una investigación profunda para definir la forma de la ecuación de β_m . La calibración del parámetro X propuesto en este trabajo requiere de datos observados de ET y HS para poder ajustar su valor con la ecuación (3). De hecho, en este proceso será clave la modelación u observación de ET_{pot} que sin duda influenciará el valor calibrado de X. En base a los resultados publicados por Detto *et al.* (2006) se espera que X varíe entre valores de 0,6 y 0,9 para superficies vegetadas y tome el valor 1 para superficies con cobertura arbórea. El coeficiente β_m , es capaz de representar diferentes condiciones de evapotranspiración relativa para una superficie con HS y cobertura vegetal variable. Por ejemplo, en superficies secas, la HS va a tender a cero y luego $\beta_m \approx 0$, y $ET \approx 0$. En superficies húmedas, la HS se aproximará a HS_{sat} , y $\beta_m \approx X$, y $ET \approx ET_{pot}$.

El cálculo de ET a escala regional, es formulado utilizando la ecuación complementaria de ET propuesta por Bouchet, la ecuación de ET_{PT} y la ecuación de β_m .

Bouchet (1963) argumenta que la ET regional puede ser estimada como una función complementaria de la evapotranspiración potencial (ET_{pot}) y de la evapotranspiración de ambiente húmedo (ET_w), para un amplio rango de energía disponible. Este argumento dio origen a la siguiente ecuación:

$$ET + ET_{pot} = 2ET_w \quad (4)$$

donde ET_w es la evapotranspiración que ocurre cuando $ET=ET_{pot}$. Esta relación asume que el incremento en ET es complementado por un decrecimiento igual en la ET_{pot} .

Por lo tanto, la ecuación de ET (llamada como ET_{SM} , de aquí en adelante) es derivada combinando $ET_{pot}=ET/\beta_m$ y la ecuación (4), donde ET_w es calculada por la fórmula de ET_{PT} ,

$$ET_{SM} = \left(\frac{2\beta_m}{\beta_m + 1} \right) ET_w = \left(\frac{2\beta_m}{\beta_m + 1} \right) \left[\alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \right] \quad (5)$$

donde α es el parámetro de ET_{PT} , γ es la constante psicrométrica, Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, β_m el nuevo coeficiente de evapotranspiración relativa, R_n la radiación neta y G el flujo de calor del suelo.

La formulación propuesta extiende la ecuación de ET_w para superficies vegetadas con diferentes condiciones de humedad, asumiendo que la HS y la energía disponible son los principales forzantes de la ET.

3. Área de estudio y datos

3.1. Área de estudio

La metodología se calibró en la región denominada Southern Great Plains (SGP) en los Estados Unidos de América y se aplicó en la región Pampeana de Argentina, con el fin de analizar

la ET en la primavera-verano del hemisferio Sur del período 2015-2016, que fue extremadamente húmedo. La región de SGP fue seleccionada para la calibración ya que se encuentra instrumentada para medir flujos de calor y por ser una zona con características similares a las de la zona de aplicación. Por lo que se calibró el modelo en la región de SGP considerando las fechas que integraran el período de primavera-verano.

La región de SGP está ubicada entre las latitudes $34,5^\circ$ N y $38,5^\circ$ N y las longitudes $-95,3^\circ$ O y $-99,5^\circ$ O, (ver Figura 1-a). En general, esta región se caracteriza por un terreno plano con una elevación que aumenta de Este a Oeste. El clima es semiárido-subtropical, donde los inviernos son fríos y secos, y los veranos son calurosos. La temperatura del aire (T_a) media anual varía de 14° C a 18° C y las precipitaciones oscilan entre 490 y 740 mm, principalmente durante los meses de verano. La velocidad del viento promedio anual a 10 m de altura varía de 3 a 4,5 m/s. La región tiene una cobertura vegetal heterogénea, dominada por vegetación de pradera mezclada con cultivos y bosques.

En Argentina la metodología fue aplicada en la zona de influencia de la ciudad de Monte Buey, un área localizada en el sudeste de la provincia de Córdoba ($-32^\circ 55'$ S, $-62^\circ 27'$ O, ver Figura 1-b). La región se caracteriza por ser una extensa llanura fértil con pendientes inferiores a 0,5% (Bedano

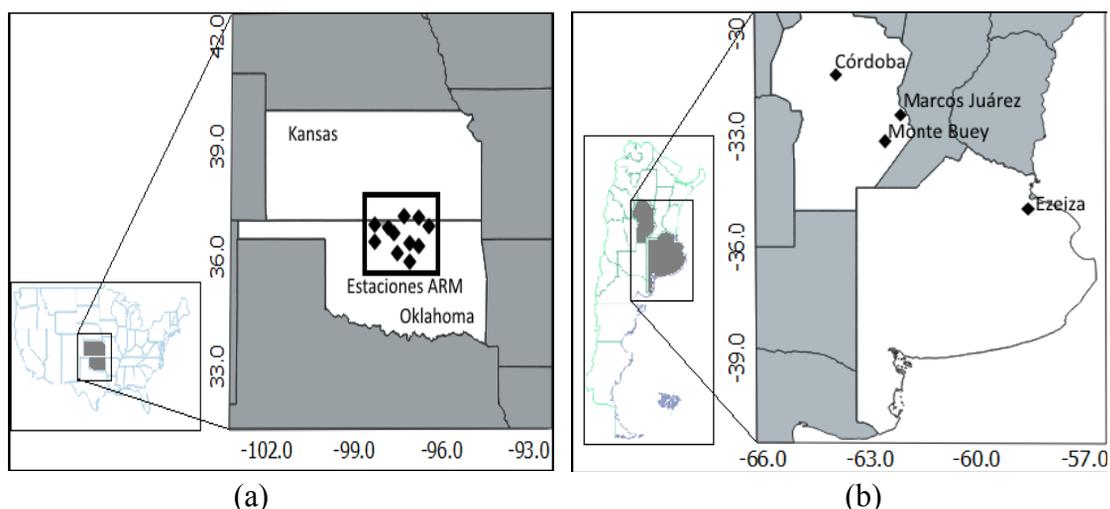


Figura 1. a) Región de Southern Great Plains, Estados de Kansas y Oklahoma, Estados Unidos de América. Ubicación de las estaciones del programa Atmospheric Radiation Measurement (ARM). b) Región de Monte Buey, Provincia de Córdoba, Argentina. Ubicación del INTA Marcos Juárez y de los sitios de medición de radiosondeo (Córdoba y Ezeiza).

et al., 2016). Esta zona presenta un clima continental con una T_a media anual de 17,4 °C, la que varía desde 24,3 °C para el mes de enero a 10,5 °C para el mes de julio. La precipitación se acumula principalmente entre los meses de septiembre a abril, y alcanza una media anual de 920 mm. La velocidad del viento promedio anual a 10 m de altura alcanza el valor de 3 m/s. Los suelos típicos de la zona son Argiudoles, los cuales son adecuados para el desarrollo de actividades agrícolas-ganaderas por su buen drenaje y fertilidad (Thibeault *et al.*, 2015). La cobertura vegetal alterna cultivos como soja y maíz, pasturas como por ejemplo sorgo y alfalfa y praderas naturales.

3.2. Datos

Los datos utilizados para la calibración consistieron de datos *in situ* e imágenes de HS de microondas para el período primavera-verano del año 2016. Específicamente para las fechas 08/06/2016, 16/06/2016, 24/06/2016, 10/07/2016, 18/07/2016 y 26/07/2016.

Los datos observados de SGP fueron obtenidos del programa “Atmospheric Radiation Measurement” (ARM), el cual opera y mantiene estaciones de tipo Razón de Bowen (EBBR) para medir el balance de energía a nivel de la superficie. El sistema EBBR estima los flujos verticales de calor latente y sensible cada 30 minutos a escala local. Las estaciones también registran un conjunto de variables ambientales importantes, como ser HS, T_s , T_a , velocidad del viento, presión atmosférica, entre otras.

Las estaciones operativas durante el año 2016 fueron E9, E11, E12, E13, E15, E32, E34, E35, E36, E39 y E40, distribuidas en zonas ganaderas de pasturas naturales, en áreas cultivadas con trigo, o en zonas de pasturas aún no explotadas (<http://www.arm.gov>). Las observaciones de ARM han sido utilizadas con propósito de validación en diferentes investigaciones (Venturini *et al.*, 2008; Girolimetto y Venturini *et al.*, 2013; Zhu *et al.*, 2017).

Los datos de microondas fueron adquiridos de la misión SMAP (<http://smap.jpl.nasa.gov>), que tiene a bordo un sensor pasivo de microondas en banda L (1,4 GHz) (Entekhabi *et al.*, 2014). Para este estudio se utilizó el producto SMAP_L3_SM_P

del cual se tomó información de HS para calcular β_m . SMAP_L3_SM_P es un producto global generado mediante la composición diaria de los productos de media órbita SMAP_L2_SM_P, con una resolución temporal promedio de 3 días y una resolución espacial de 36 km.

La zona de Monte Buey, Argentina, no se encuentra dentro de una extensa red de estaciones meteorológicas, por lo que para aplicar la metodología se utilizaron datos meteorológicos de radiosondas junto con mapas de HS de SMAP. Específicamente se utilizó el promedio de los datos de radiosondeo de la ciudad de Córdoba y Ezeiza, en Argentina, que abarcan el área de estudio, tomados de la base de datos de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Los datos utilizados fueron la temperatura punto rocío, T_a , humedad relativa y presión atmosférica de los días analizados, con los que se calculó la R_n y G diaria.

Los resultados se compararon con mapas de ET del producto MYD16A2 de MODIS y estimaciones de ET_{pot} del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) de la ciudad de Marcos Juárez. El objetivo de esta comparación fue controlar que los valores del modelo estén por debajo de ET_{pot} , aunque no muy alejados dado que fue un año extremadamente húmedo. En el área de Monte Buey se dispone de datos de HS de una red de mediciones *in situ*, con los cuales se validaron las estimaciones de HS del producto de SMAP. Se analizaron un total de 19 imágenes, correspondientes a las fechas 02/09/2015, 10/09/2015, 23/09/2015, 04/10/2015, 28/10/2015, 02/11/2015, 13/11/2015, 21/11/2015, 18/12/2015, 28/12/2015, 08/01/2016, 19/01/2016, 27/01/2016, 04/02/2016, 14/02/2016, 25/02/2016, 01/03/2016, 12/03/2016 y 20/03/2016.

4. Resultados

4.1. Pre-procesamiento de los datos

Las imágenes de SMAP y MODIS fueron georeferenciadas en coordenadas geográficas (latitud y longitud) conservando la resolución espacial original. El producto MYD16A2 provee una composición de ET en 8 días, por lo que se convirtió en ET diaria dividiendo los valores de las imágenes por 8.

La estimación de HS_{sat} para SGP se obtuvo de la clasificación de la textura del suelo propuesta por Chang *et al.* (2003). Los autores sugirieron que los tipos de suelo predominantes en el área de estudio eran franco y franco-limoso. Cosby *et al.* (1984) encontraron que dichas texturas tienen una HS_{sat} de 48% y 44% respectivamente. En este trabajo, se adoptó el HS_{sat} más alto con el fin de englobar todas las posibles condiciones de saturación para la región. Los suelos Argiúdoles típicos de la región Pampeana Argentina se caracterizan por una textura franco-limoso, con porcentajes de limo que superan el 60% (INTA, 1978). Cosby *et al.* (1984) sugirieron que estos suelos tienen un HS_{sat} de 44%, por lo que se adoptó dicho valor en esta zona de estudio.

Las variables R_n y G para SGP se obtuvieron integrando las mediciones diarias que brindan las estaciones EBBR cada media hora e interpolándolas por el método de ponderación inversa (IDW, por sus siglas en inglés) para obtener mapas de cada variable en el área de estudio. El mismo procesamiento se aplicó al parámetro Δ calculado con mapas interpolados de T_a . Con el mismo criterio, en Argentina, R_n y G se calcularon con datos medios diarios de los radiosondeos, como se explicó anteriormente.

4.2. Calibración de ET_{SM} para SGP

El parámetro X fue calibrado variando su valor de 0,80 a 0,95 y contrastando los resultados obtenidos con las observaciones de ET. El contraste se cuantificó mediante el error medio cuadrático (RMSE, por sus siglas en inglés). Para $X=0,80$ el valor de RMSE fue 1,70 $mm\ d^{-1}$, y para $X=0,85$ el error bajó a 1,30 $mm\ d^{-1}$. El menor error se obtuvo para $X=0,90$ con un RMSE de 0,88 $mm\ d^{-1}$, mientras que para $X=0,95$ el RMSE fue de 0,95 $mm\ d^{-1}$. Por lo tanto, el valor de X fue calibrado en 0,90.

Las estimaciones de ET de las formulaciones ET_{SM} y ET_{PT} se contrastaron con datos de ET observados. Se compararon las medias de la ET observada con las obtenidas por cada metodología. La ET observada arrojó un valor medio de 7,56 $mm\ d^{-1}$ para el período de estudio considerado. La media de las estimaciones de ET_{SM} se aproximó a la observada con un valor de 7,30 $mm\ d^{-1}$. Por otro lado, ET_{PT} superó a la ET media de los datos *in situ* con un valor de 10,74 $mm\ d^{-1}$.

Para analizar la bondad de los métodos seleccionados, se calcularon los estadísticos coeficiente de determinación (R^2), RMSE y sesgo, según lo propuesto por Willmott (1982). Los estadísticos indicaron que existe una buena relación entre los datos estimados por ET_{SM} y los datos a campo. El método de ET_{SM} arrojó un valor de 0,88 y 0,26 $mm\ d^{-1}$ para el RMSE y sesgo, respectivamente. La metodología ET_{PT} mostró un RMSE de 3,50 $mm\ d^{-1}$ y un sesgo de -3,17 $mm\ d^{-1}$ al compararla con los datos observados. Los coeficientes de determinación fueron de 0,81 y 0,54 para la formulación de ET_{SM} y ET_{PT} , respectivamente.

La contrastación entre las observaciones de ET y las estimaciones de ET_{SM} y ET_{PT} , se muestra en la Figura 2. Se observa un ajuste con baja dispersión entre la ET observada y las estimaciones de ET_{SM} , indicando que la metodología es apropiada para aproximar la ET en grandes escalas.

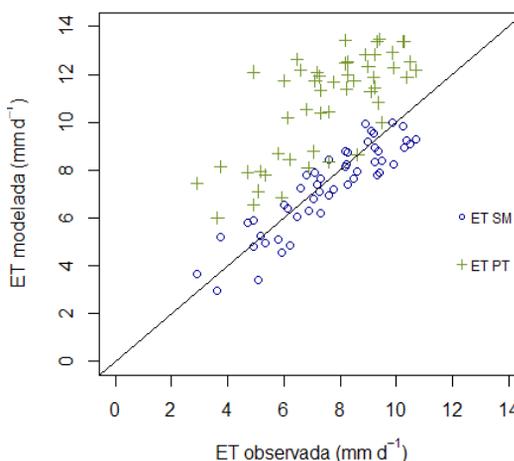


Figura 2. Comparación de las estimaciones de ET_{SM} y ET_{PT} con los datos de ET observados en la región de SGP. Los puntos representan los datos diarios de las estaciones EBBR para el período 06/2016-07/2016. La línea negra indica la recta 1:1.

4.3. Aplicación en la Región Pampeana Argentina

Como se mencionó, en Argentina no se disponen de suficientes observaciones *in situ* de ET, por lo que se calibró el modelo en SGP, una región con características similares. Así, se aplicó ET_{SM} en la región de Monte Buey considerando $X=0,9$

y los resultados se contrastaron con la ET_{pot} que brinda la estación meteorológica del INTA de Marcos Juárez y la ET del producto MYD16A2 (ver Figura 3). Si bien el modelo se aplicó en toda la región de Monte Buey, la comparación de los resultados obtenidos, se realizó para los sitios que conforman la red de mediciones de HS. Los resultados obtenidos arrojan una diferencia en términos de RMSE de $3,00 \text{ mm d}^{-1}$ y un sesgo de $-2,45 \text{ mm d}^{-1}$ con respecto al producto de ET de MODIS. En relación a los datos del INTA, el RMSE fue de $1,6 \text{ mm d}^{-1}$ y el sesgo de $-1,05 \text{ mm d}^{-1}$. El coeficiente de determinación fue de $0,20$ y $0,55$ para MODIS e INTA, respectivamente.

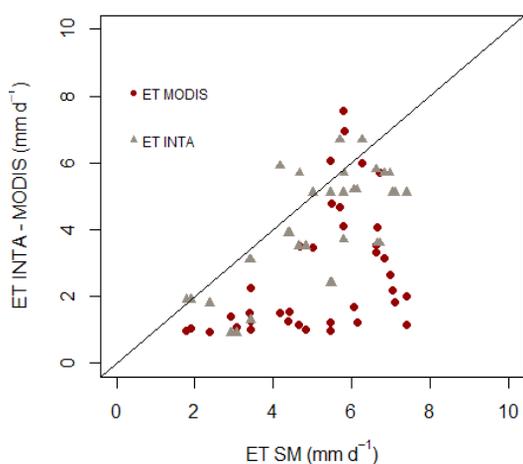


Figura 3. Contraste entre las estimaciones del método ET_{SM} con los datos de ET_{pot} del INTA Marcos Juárez y las estimaciones del producto MYD16A2 para la región de Monte Buey. Los puntos representan los datos diarios de los sitios de la red de mediciones de HS.

En el periodo simulado se presentó un fenómeno climático El Niño, con precipitaciones severas y desbordes de los ríos, por lo que la superficie se saturó en muchos sectores del sur de la Provincia de Córdoba. Por este motivo los valores de ET simulados se aproximaron a las estimaciones de ET_{pot} del INTA y fueron superiores a los que distribuye MODIS.

5. Discusión de los Resultados

En este estudio se modificó la expresión desarrollada por Komatsu (2003) incorporando un parámetro de calibración X que permite

transformar el cálculo de la evaporación relativa (β) a evapotranspiración relativa (β_m), considerando superficies vegetadas y sin información de la velocidad del viento. No obstante, la aplicación de esta metodología implica calibrar el parámetro X para cada área de estudio, siendo una limitante en zonas donde los datos a campo son escasos.

Detto *et al.* (2006) mostraron que la evapotranspiración relativa máxima varía entre $0,6$ a $0,9$, aunque no derivaron la función analítica de sus experimentos. El resultado de calibrar el modelo con datos de observaciones *in situ* en SGP, determinó un valor óptimo de $X=0,90$, indicando que los rangos sugeridos por Detto *et al.* (2006) son los adecuados para representar la relación entre ET y ET_{pot} en superficies mixtas. Cabe mencionar que la calibración de X se realizó con observaciones de ET , por lo que la estructura del modelo complementario influye en el valor de X . Las estimaciones del modelo ET_{SM} se aproximaron a los datos de las estaciones EBBR con un RMSE de $0,88 \text{ mm d}^{-1}$ y un sesgo de $0,26 \text{ mm d}^{-1}$, sugiriendo que el modelo propuesto representa las mediciones *in situ* apropiadamente.

El modelo ET_{SM} calibrado se aplicó en la zona de Monte Buey con el fin de estudiar la ET en el periodo primavera 2015-verano 2016, considerado como el más húmedo en los últimos años. Los resultados mostraron las menores diferencias con respecto a la ET_{pot} como era esperado. Por otro lado, diferentes estudios han demostrado que el producto MYD16A2 estima la ET con errores, en general subestimándola (Ramoelo *et al.* 2014; Hu *et al.*, 2015; Autovino *et al.*, 2016), lo cual justifica los resultados encontrados en este estudio.

Además, se analizaron los resultados obtenidos en el contexto de las tendencias científicas actuales, por lo que se compararon con los resultados de otros autores. Por ejemplo, Venturini *et al.* (2008) reportaron valores de $1,20 \text{ mm d}^{-1}$ y $-0,38 \text{ mm d}^{-1}$ para el RMSE y sesgo, respectivamente. Más tarde, Girolimetto y Venturini (2013) estimaron la ET con un RMSE de $1,80 \text{ mm d}^{-1}$ y un sesgo de $0,55 \text{ mm d}^{-1}$. Wang y Liang (2008) reportaron un error de $1,00 \text{ mm d}^{-1}$ y un coeficiente de correlación de $0,92$. Carmona y Rivas (2011) estimaron ET para la Provincia de Buenos Aires, Argentina con errores de $0,98$ y $1,40 \text{ mm d}^{-1}$ para una parcela de pastura y soja, respectivamente. Barraza *et al.* (2015) obtuvieron valores de RMSE entre $0,60$

y $0,86 \text{ mm d}^{-1}$ y R^2 de $0,37$ a $0,72$ combinando información óptica y de sensores pasivos de microondas. Li *et al.* (2015) incorporaron la HS en un modelo de balance de energía y estimaron la ET diaria con errores de $0,28$ - $0,42 \text{ mm d}^{-1}$. Knipper *et al.* (2017) empleando datos de la misión satelital SMOS, obtienen coeficientes de correlación de $0,63$ a $0,83$ y valores de RMSE de $1,40$ a $3,37 \text{ mm d}^{-1}$. Marini *et al.* (2017) calcularon ET con productos MODIS en la provincia de Buenos Aires, y obtuvieron un R^2 de $0,69$ con respecto a la ET derivada de datos meteorológicos. Más recientemente, Carmona *et al.* (2018) utilizaron datos de satélite CERES y estimaron la ET de referencia para la región Pampeana Argentina, con RMSE de $0,8$ a $1,1 \text{ mm d}^{-1}$. Por lo tanto, los resultados de ET_{SM} obtenidos aquí, son comparables con los publicados por otros autores.

6. Conclusiones

En este estudio se enriqueció la formulación de la evaporación relativa, β , de Komatsu incorporando un parámetro de calibración X que involucra el efecto de la vegetación y permite estimar la evapotranspiración relativa, β_m . La expresión presentada en este trabajo representa intrínsecamente el efecto de la velocidad del viento, sin necesidad de cuantificar la resistencia aerodinámica. Por lo tanto, esta nueva formulación permitiría extender la expresión derivada por Komatsu a superficies con diferentes niveles de HS disponible, coberturas de suelo y dinámicas del viento, aunque implica la calibración de X en cada área de estudio que se quiera evaluar.

La metodología propuesta se derivó independientemente de la fuente de datos, dando como resultado un modelo flexible, capaz de asimilar diferentes fuentes de datos. Por lo tanto, la fusión de datos de sensores pasivos de microondas y ópticos podría mejorar la resolución espacial de los mapas de ET. En particular, en este trabajo, se combinaron datos observados *in situ* junto a datos de la misión SMAP para calibrar y aplicar el modelo. Por otra parte, para estimar la ET se consideró el valor de HS_{sat} constante para toda la región. Sin embargo, es posible que la distribución espacial de las estimaciones de ET_{SM} se pueda mejorar utilizando mapas de textura del suelo para la estimación de β_m .

Los resultados preliminares de la metodología propuesta sugirieron que el modelo representa los datos observados a campo y que la combinación de la ecuación β_m , la relación complementaria de Bouchet y ET_{PT} permitiría aproximar la ET con adecuada precisión. En efecto, el modelo arrojó en SGP un valor de $0,88$ y $0,26 \text{ mm d}^{-1}$ para el RMSE y sesgo, respectivamente. La aplicación en la región de Monte Buey arrojó estimaciones de ET cercanas a las tasas potenciales, lo cual era esperado dadas los elevados niveles de humedad característica del período de estudio considerado.

Si bien los resultados presentados en este trabajo son preliminares, los mismos indican que el modelo representa adecuadamente el comportamiento de la ET, considerando el estado de la superficie, la cobertura del suelo, el efecto de la velocidad del viento y la energía disponible para evapotranspirar.

Referencias

- Autovino, D., Minacapilli, M., Provenzano, G. 2016. Modelling bulk surface resistance by MODIS data and assessment of MOD16A2 evapotranspiration product in an irrigation district of Southern Italy. *Agricultural Water Management*, 167, 86-94. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.01.006>
- Barraza, V., Restrepo-Coupe, N., Huete, A., Grings, F., Van Gorsel, E. 2015. Passive microwave and optical index approaches for estimating surface conductance and evapotranspiration in forest ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 213, 126-137. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.06.020>
- Bastiaanssen, W.G.M., Meneti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212, 19-212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Bedano, J.C., Domínguez, A., Arolfo, R., Wall, L.G. 2016. Effect of Good Agricultural Practices under no-till on litter and soil invertebrates in areas with different soil types. *Soil and Tillage Research*, 158, 100-109. <https://doi.org/10.1016/j.still.2015.12.005>
- Bouchet, R.J. 1963. Évapotranspiration Réelle Et Potentielle Signification Climatique. *International Association of Science and Hydrology*, 62, 134-162.
- Carlson, T.N., Capehart, W.J., Gillies, R.R. 1995. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 54, 161-167. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00139-R](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00139-R)

- Carmona, F., Rivas, R. 2011. *Estimación de la evapotranspiración real mediante datos meteorológicos e imágenes de satélite*. Teledetección: Recientes aplicaciones en la región pampeana. Buenos Aires, Argentina.
- Carmona, F., Holzman, M., Rivas, R., Degano, M.F., Kruse, E., Bayala, M. 2018. Evaluación de dos modelos para la estimación de la evapotranspiración de referencia con datos CERES. *Revista de Teledetección*, 51, 87-98. <https://doi.org/10.4995/raet.2018.9259>
- Chang, D., Kothari, R., Member, S., Islam, S. 2003. Classification of Soil texture using remotely sensed Brightness temperature over the Southern Great Plains. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(3), 664-674. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.809935>
- Cosby, B.J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B., Ginn, T.R. 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20, 682-690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682>
- Detto, M., Montaldo, N., Albertson, J.D., Mancini, M., Katul, G. 2006. Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy. *Water Resources Research*, 42, 1-16. <https://doi.org/10.1029/2005WR004693>
- Entekhabi, D., Yueh, S., O'Neill, P.E., Kellog, K.H., Allen, A., Bindlish, R., Das, N., et al. 2014. SMAP Handbook-Soil Moisture Active Passive: mapping Soil Moisture and Freeze/Thaw from space. National Aeronautic Space Administration.
- Girolimetto, D., Venturini, V. 2013. Estimación de la evapotranspiración utilizando bandas del infrarrojo medio. *Revista de Teledetección*, 40, 41-50.
- Hu, G., Jia, L. 2015. Monitoring of Evapotranspiration in a Semi-Arid Inland River Basin by combining Microwave and Optical Remote Sensing Observations. *Remote Sensing*, 7, 3056-3087. <https://doi.org/10.3390/rs70303056>
- Hu, G.C., Jia, L., Menenti, M. 2015. Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. *Remote Sensing of Environment* 156, 510-526. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.017>
- INTA. 1978. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja 3363-17. Marcos Juárez. 29-30.
- Jiang, L., Islam, S. 2001. Estimation of surface evaporation map over Southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2), 329-340. <https://doi.org/10.1029/2000WR900255>
- Knipper, K., Hogue, T., Scott, R., Franz, K. 2017. Evapotranspiration estimates derived using multi-platform remote sensing in a semiarid region. *Remote Sensing*, 9(3), 184. <https://doi.org/10.3390/rs9030184>
- Komatsu, T.S. 2003. Toward a robust phenomenological expression of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 42(9), 1330-1334. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042%3C1330:TARPEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042%3C1330:TARPEO%3E2.0.CO;2)
- Li, Y., Zhou, J., Wang, H., Li, D., Jin, R., Zhou, Y., Zhou, Q. 2015. Integrating soil moisture retrieved from L-band microwave radiation into an energy balance model to improve evapotranspiration estimation on the irrigated oases of arid regions in northwest China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214-215, 306-318. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.08.260>
- Ma, W., Hafeez, M., Rabbani, U., Ishikawa, H., Ma, Y. 2012. Retrieved actual ET using SEBS model from Landsat-5 TM data for irrigation area of Australia. *Atmospheric Environment Journal*, 59, 408-414. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2012.05.040>
- Marini, F., Santamaría, M., Oricchio, P., Di Bella, C.M., Bausaldo, A. 2017. Estimación de la evapotranspiración real (ETR) y de evapotranspiración potencial (ETP) en el sudoeste bonaerense (Argentina) a partir de imágenes MODIS. *Revista de Teledetección*, 48, 29-41. <https://doi.org/10.4995/raet.2017.6743>
- Minicapilli, M., Consoli, S., Vanella, D., Ciruolo, G., Motisi, A. 2016. A time domain triangle method approach to estimate actual evapotranspiration: Application in a Mediterranean region using MODIS and MSG-SEVIRI products. *Remote Sensing of Environment*, 174, 10-23. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.018>
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100%3C0081:OTAOSH%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100%3C0081:OTAOSH%3E2.3.CO;2)
- Ramoelo, A., Majozi, N., Mathieu, R., Jovanovic, N., Nickless, A., Dzikiti, S. 2014. Validation of Global Evapotranspiration Product (MOD16) using Flux Tower Data in the African Savanna. South Africa, *Remote Sensing*, 6(8), 7406-7423. <https://doi.org/10.3390/rs6087406>
- Su, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, 85-99. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>

- Tang, R.L., Li, Z.L., Tang, B.H. 2010. An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 114, 540-551. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.10.012>
- Thibeault, M., Cáceres, J., Dadamia, D., Soldano, A., Uriburu Quirno, M., Guerrieri, J., Edrosa, R., Palomeque, M., Romaldi, L., Pucheta, J., Mogadouro, J., De Luca, E., Bustos, S., Agüero, S., Pascual, I., Mariotti, M. 2015. Spatial and temporal analysis of the monte buey saocom and smap core site. In *IGARSS 2015*, 969-971. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7325929>
- Venturini, V., Islam, S., Rodríguez, L. 2008. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. *Remote Sensing of Environment*, 112, 132-141. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.014>
- Wang, K.C., Liang, S.L. 2008. An improved method for estimating global evapotranspiration based on satellite determination of surface net radiation, vegetation index, temperature and soil moisture. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 712-727. <https://doi.org/10.1175/2007JHM911.1>
- Willmott, C. J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63(11), 1309-1313. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1982\)063%3C1309:SCOTEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1982)063%3C1309:SCOTEO%3E2.0.CO;2)
- Zhu, W., Jia, S., Lv, A. 2017. A universal Ts-VI triangle method for the continuous retrieval of evaporative fraction from MODIS products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 10206-10227. <https://doi.org/10.1002/2017JD026964>