

UNIVERSIDAD DE VALENCIA

Facultad de Física
Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica



Desarrollo de un modelo de evapotranspiración global con datos de satélite y de re- análisis

TESIS DOCTORAL
MARÍA FLORENCIA DEGANO

DIRECTORES: DR. RAÚL RIVAS | DR. FACUNDO CARMONA | DRA. RAQUEL NICLÒS CORTS |

La presente Tesis Doctoral ha sido elaborada con fondos de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires a través de una beca doctoral en el marco del proyecto FONARSEC FITS MAyCC Id 19/13 – “DESARROLLO E IMPLEMENTACIÓN DE SISTEMAS AUTOMÁTICOS DE ALERTA DE INUNDACIONES Y SEQUÍAS EN EL ÁREA SUR DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES”, iniciado en el año 2015, cuya fuente de financiamiento es el Programa de Innovación Tecnológica II; Préstamo BID 2437 OC/AR – PIT II - Diciembre 2010- Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANCyPT) FONARSEC FITS Medio Ambiente y Cambio Climático, la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y el Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo Usunoff”. Además, esta Tesis Doctoral ha sido enmarcada en el proyecto CLIMTEX (CGL2015-64268-R, MINECO/FEDER, UE) del Ministerio de Economía y Competitividad y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional.

Universidad de Valencia
Facultad de Física
Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica
Doctorado en Teledetección



POSTGRAU
VNIVERSITAT ID VALÈNCIA

**“Desarrollo de un modelo de evapotranspiración global con
datos de satélite y de re-análisis”**

Tesis presentada por
MARÍA FLORENCIA DEGANO
para optar por el grado de
Doctora en Teledetección

Directores: Dr. Raúl Rivas, Dr. Facundo Carmona y Dra. Raquel Niclòs

POSTGRAU

D. Raúl Eduardo Rivas, Investigador Principal de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, **D. Facundo Carmona**, Investigador Adjunto del Consejo Nacional de investigaciones Científicas y Técnicas y **D^a. Raquel Niclòs Corts**, Profesora Titular de Física de la Tierra en la Universidad de Valencia

DECLARAN: Que la presente Memoria "**DESARROLLO DE UN MODELO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN GLOBAL CON DATOS DE SATÉLITE Y DE RE-ANÁLISIS**", ha sido realizada bajo su dirección por **D^a. María Florencia Degano**, para optar al grado de Doctora en Teledetección, dando el visto bueno para su presentación ante el Tribunal de doctorado que corresponda.

Y para que así conste, firmamos la presente en

Burjassot, 15 de enero de 2021

Fdo.: **Raúl Rivas**

Fdo.: **Facundo Carmona**

Fdo.: **Raquel Niclòs Corts**

A Zufi, mi gran compañero

Quisiera expresar mi agradecimiento a las personas e instituciones que hicieron posible con su ayuda y apoyo la realización de esta tesis.

A mi director y codirectores Dres. Raúl Rivas, Facundo Carmona y Raquel Niclòs por el tiempo, los debates, la paciencia y comprensión.

A mis compañeros del Grupo de Teledetección del Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA), en especial al MSc. Martín Bayala y al Lic. Adán Faramiñán, por la predisposición y ayuda en estos años doctorales, a la Lic. Paula Olivera Rodríguez, por estar, acompañar y escuchar, al Téc. Esp. Matías Silicani y al Geól. Christian Mancino, a todos, por los mates, asados, charlas, apoyo y risas. Al Dr. Mauro Holzman, por su compañía desde Azul.

A Lluís Pérez-Planells, mi amigo y compañero local en este camino doctoral.

A Adriana Basualdo, de la Oficina de Riesgo Agropecuario, por su predisposición a brindar los datos de evapotranspiración locales y resolver dudas.

A mi gran amor, por el apoyo incondicional de acompañarme en cada decisión, bajo cualquier circunstancia.

A mi sostén más importante, mi familia (los de sangre y los prestados).

A toda mi gente hermosa (de Bigand, Córdoba y Tandil), por estar, acompañar y brindar conmigo.

La presente Tesis Doctoral ha sido elaborada con fondos de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, a través de una beca doctoral en el marco del proyecto FONARSEC FITS MAyCC Id 19/13 - "DESARROLLO E IMPLEMENTACIÓN DE SISTEMAS AUTOMÁTICOS DE ALERTA DE INUNDACIONES Y SEQUÍAS EN EL ÁREA SUR DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES", iniciado en el año 2015, cuya fuente de financiamiento es el Programa de Innovación Tecnológica II; Préstamo BID 2437 OC/AR - PIT II - Diciembre 2010- Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANCyPT) FONARSEC FITS Medio Ambiente y Cambio Climático, la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y el Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo Usunoff". Además, esta Tesis Doctoral ha sido enmarcada en el proyecto CLIMTEX (CGL2015-64268-R, MINECO/FEDER, UE) del Ministerio de Economía y Competitividad y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional. Agradecer también a la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires y a la Universidad de Valencia.

Tandil, enero de 2021

Índice

Resumen	1
Índice de Tablas	4
Índice de Figuras	7
Lista de símbolos y abreviaturas.....	9
Capítulo I. Introducción	15
I.I. Evapotranspiración: concepto, importancia y aplicaciones	16
I.I.1. Evapotranspiración potencial.	17
I.I.2. Evapotranspiración de referencia.....	18
I.I.3. Evapotranspiración real	18
I.I.4. Métodos de cálculo de la evapotranspiración.....	18
Capítulo II. Motivación, Objetivos y Estructura de la tesis	20
II.I. Motivación	21
II.II. Objetivos	21
II. III. Estructura de la tesis.....	22
Capítulo III. Métodos para la estimación de la evapotranspiración	23
III.I. Estimación local de la evapotranspiración	24
III.II. Estimación de la evapotranspiración desde satélite	26
Capítulo IV. Modelo propuesto y especificaciones de los productos de satélite	42
IV. I. Modelo propuesto para determinar ETp y ETr.....	43
IV. II. Datos de satélite	44
IV.II.1. Productos de satélite utilizados	¡Error! Marcador no definido.
IV.III. Metodología y procesamiento de los datos de satélite	48
IV.IV. Estadísticos utilizados en la validación.....	50
Capítulo V. Zonas experimentales para la medida de datos de referencia	52
V.I. Estaciones y variables medidas	53
V.I.1. Descripción de los emplazamientos de las estaciones.....	58
Capítulo VI. Resultados y discusión	64
V.I. Análisis del producto MOD16A2	72
V.I. Análisis de las variables	65
VI.II. Validación del modelo de ET potencial	66
VI.III. Validación del modelo de ET real	69
V.V. Comparación del modelo con el producto MOD16A2 de ETp y ETr	72
Capítulo VI. Conclusiones	77
Conclusiones	78
Anexo I	79

Anexo II	90
Bibliografía.....	91
Páginas WEB	101

Resumen

De los diversos procesos meteorológicos que ocurren continuamente en la atmósfera, los más importantes de cuantificar para sus aplicaciones en los campos de la climatología, la meteorología, la hidrología y la agronomía son los relacionados con los flujos de agua (precipitación (P) y evapotranspiración (ET)), en los cuales la atmósfera interactúa con el agua superficial, los suelos y las superficies vegetadas.

El agua ingresa al sistema por medio de las P y, globalmente, alrededor del 65% del agua disponible es devuelta a la atmósfera mediante el proceso de ET (el resto forma parte del escurrimiento superficial y de la infiltración). En consecuencia, la cuantificación precisa de la ET es fundamental para investigaciones y estudios de los procesos hidrológicos, caracterización climática y agronómica, así como para la aplicación en modelos de cambio climático, y para la planificación y gestión más racional de los recursos hídricos disponibles. Cabe destacar, además, la importancia del conocimiento de este parámetro en la toma de decisiones en el control de inundaciones y sequías; en la planificación de obras de infraestructura, entre otras.

Los factores que intervienen en el proceso de ET son diversos, variables en el tiempo y en el espacio, y, por lo tanto, cobran relevancia los datos de satélite, debido a que con ellos se puede obtener una variación espacio-temporal de los componentes del ciclo hidrológico a diferentes escalas y resoluciones, con una alta precisión.

Existen numerosos modelos y ecuaciones para determinar este proceso natural basados en datos de satélite, siendo habituales de utilizar: (a) los métodos de balance de energía en superficie, (b) los métodos basados en la relación Índice de vegetación-Temperatura de superficie, (c) métodos basados en la ecuación de Penman-Monteith (d) métodos basados en la ecuación de Priestley-Taylor, (e) métodos empíricos, y (f) métodos basados en el balance de agua. Estos modelos varían en su resolución espacial y temporal (diaria, 8 días, mensual, anual).

En particular, dentro de los métodos basados en la ecuación de Penman-Monteith se encuentra el producto MOD16A2, que ha demostrado tener problemas para su utilización directa en distintas zonas de estudio, según varios autores, por lo que, uno de los objetivos principales de esta Tesis Doctoral es analizar y ajustar el producto MOD16A2 en diferentes zonas del planeta.

Por otro lado, y dada la repercusión de los errores de este método, el siguiente objetivo es desarrollar un producto global de ET potencial (ETp) y real (ETr) con datos de satélite, logrando una resolución espacial de 0,25 km y temporal de 8 días. Con este fin, se plantea trabajar con la ecuación de Priestley y Taylor, utilizando como entrada datos de CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) siendo el instrumento científico de satélite de mayor importancia del Sistema de Observación de la Tierra EOS, del inglés *Earth Observation System* de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), del sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) y el producto humedad de suelo GLEAM (*Global Land Evaporation Amsterdam Model*).

Combinando los distintos productos de satélite CERES-MODIS-GLEAM y basados en la ecuación de Priestley y Taylor, se obtuvieron los valores de ETp y ETr, que fueron validados con datos medidos localmente en ocho estaciones distribuidas en diferentes ambientes (desde áridos a subhúmedos-húmedos) en todo el globo. Siete de estas estaciones forman parte de la red internacional de medida de flujos FLUXNET (1. Torrgnon, Italia; 2. Mead, EE. UU.; 3.

Demokeya, Sudán; 4. Santarem, Brasil; 5. Fogg Dam, Australia; 6. Skukuza, Sudáfrica; 7. Changling, China) y la octava consiste en una estación de la Oficina de Riesgo Agropecuario de Argentina que determina la ET con el método de balance de agua en el suelo (8. Tandil, Argentina).

Los resultados que arroja la validación del método, determinan, en general, que el error asociado para la ETp varía entre $0,4 \text{ mm d}^{-1}$ y $1,8 \text{ mm d}^{-1}$ para zonas cálidas y húmedas, y, para las zonas áridas, no se obtienen buenos resultados debido a la baja sensibilidad del método en condiciones aerodinámicas dominantes en estos ambientes. En cuanto a la ETr, el método posee errores mayores en zonas con climas ecuatoriales e inviernos secos que en climas cálidos y húmedos. Se puede concluir que este modelo tiene falencias en zonas cuyos climas son áridos o secos, mientras que se observan mejores resultados en climas húmedos y templados.

En relación al análisis del producto MOD16A2 se encontró un error sistemático para la ETp, y se propuso una forma de corrección para poder utilizarlo en la región Pampeana Argentina. Para la ETr, los resultados indican que su comportamiento es mejor en las zonas más áridas de la región Pampeana. Al analizar el producto en otras zonas del planeta, se observó que tiene mejores resultados para la ETr que para ETp en comparación con el modelo propuesto en esta Tesis.

Índice de Tablas

Tabla 1. Errores expresados como una desviación estándar del valor medio verdadero esperado para distintos tipos de sistemas de medición de ET (Allen et al., 2011).....	19
Tabla 2. Detalle de los sensores más importantes de la torre de flujo Eddy Covariance (Tomado de Barraza-Bernardas, 2015). T: Temperatura; HR: Humedad Relativa; Rn: Radiación neta.	25
Tabla 3. Especificaciones de los sensores que operan en el espectro solar, térmico y radar. MSS: Multispectral Scanner System; RBV: Return-Beam Vidicon; ETM: Enhanced Thematic Mapper; ETM+: Enhanced Thematic Mapper Plus; OLI: Operational Land Imager; TIRS: Thermal Infrared Sensor; Act: Actualidad; NASA: National Aeronautics and Space Administration; USGS: United States Geological Survey; VNIR: Visible-Near Infrared; SWIR: Short-Wave Infrared; TIR: Thermal Infrared; TM: Thematic Mapper; CERES: Clouds and the Earth's Radiant Energy System; TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission; SOUMI-NPP: Suomi National Polar-orbiting Partnership; NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration; JAXA: Japan Aerospace Exploration Agency; AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer; ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer; ERSDAC: Earth Remote Sensing Data Analysis Center; MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; AATSR: Advanced Along-Track Scanning Radiometer; ENVISAT: Environmental Satellite; ESA: European Space Agency; SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager; EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites; ASCAT: Advanced SCATterometer; MIRAS: Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis; SMOS: Soil Moisture and Ocean Salinity; SMAP: Soil Moisture Active Passive; SAR: Synthetic Aperture Radar; CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales; ASI: Agencia Espacial Italiana; *Revisita diaria (información extraída de http://database.eohandbook.com/database/missiontable.aspx).....	26
Tabla 4. Especificaciones de los conjuntos de datos de reanálisis. ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; JMA: Japan Meteorological Agency; MERRA GMAO: Modern Era Retrospective-analysis of Research and Applications of Global Modelling and Assimilation Office (fuente: https://reanalyses.org/).....	28
Tabla 5. Resumen de productos de ET satelitales. *Modelos de una capa; **Modelos de dos capas; Ts: Temperatura de Superficie; FE: Fracción Evaporativa; NDVI: Normalized Difference Vegetation Index; Fv: Fracción de Vegetación;; MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; PT: Priestley y Taylor; Ta: Temperatura del aire; LAI/FPAR: Leaf Area Index and Fraction of Photosynthetically Active Radiation; DPV: Déficit de Presión de Vapor; G: Flujo de Calor en el Suelo; GIMMS: Global Inventory Modeling Mapping Studies; GEWEX: Global Energy and Water Exchanges; EVI: índice de vegetación mejorada; TWSA: Terrestrial Water Storage Anomalies; GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment; PRISM: Parameter elevation Regression on Independent Slopes Model; TWSC: Terrestrial Water Storage Changes; Fc: fracción de cobertura vegetal.....	29
Tabla 6. Valores medios de albedo para distintas superficies.....	38
Tabla 7. Valores de ϵ (8-14 μm) para diferentes superficies.....	39
Tabla 8. Resoluciones de los productos de satélite utilizados en el cálculo de ET.....	48
Tabla 9. Especificaciones de las plataformas/softwareos utilizados en la metodología. ESRI: Environmental Systems Research Institute.....	49
Tabla 10. Sitios de validación, tipo de suelo, clasificación de Köppen-Geiger (detallada en la Figura anterior) y datos meteorológicos. GRA: GRASSland; CRO: CROpland; SAV: SAVanna; EBF: Evergreen Broadleaved Forests; WET: Wetland. * Base de datos FLUXNET; ** Base de datos ORA.....	57

Tabla 11. Estadísticos que relacionan los valores de Rn medidos con los datos de satélite.	65
Tabla 12. Estadísticos que relacionan la ETp modelada con los datos puntuales.	67
Tabla 13. Estadísticos que relacionan la ETr modelada con los datos puntuales.	70
Tabla 14. Métricas estadísticas para el producto original y corregido MOD16A2.006 (modificado de Degano et al., 2020).	72
Tabla 15. Estadísticas generales para todas las estaciones y ciclos (tomado de Degano et al., 2020).	74
Tabla 16. Valores de RMSE para cada estación y ciclo de cultivo (modificado de Degano et al., 2020).	75
Tabla 17. Estadísticos que relacionan la ETp (MOD16A2) con los datos puntuales.	75
Tabla 18. Estadísticos que relacionan la ETr (MOD16A2) con los datos puntuales.	76

Índice de Figuras

Figura 1. Representación esquemática de un estoma (Modificado de Allen et al., 1998)...	17
Figura 2. Izq. Esquema de la torre EC. Der. Detalle de los sensores (tomado de http://csp.unl.edu/public/G_atmosph.htm).....	24
Figura 3. Balance de agua en el suelo. Se observa la entrada (azul) y salida (rojo) de agua del sistema (modificado de Allen et al., 1998).....	25
Figura 4. Términos de la EBE sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (tomado de Carmona et al. 2011).....	34
Figura 5. Presión de saturación de vapor en función de la T (tomado de Allen et al, 1998).	37
Figura 6. Esquema de un modelo contextual para estimar la FE y ET con datos de Ts y NDVI de satélite. Los valores observados generalmente estarían dentro de este triángulo. El borde seco (dry edge) tiene la Ts más alta posible y la tasa de ET más baja en un NDVI dado, mientras que en el borde húmedo (wet edge) la FE es la más alta.	41
Figura 7. Esquema de un sistema natural con las variables que determinan ETp y ETr.	44
Figura 8. Pasos a seguir para el procesamiento de los productos MODIS.	48
Figura 9. Pasos a seguir para el procesamiento de los productos CERES.....	49
Figura 10. Pasos a seguir para el procesamiento del producto GLEAM.	50
Figura 11. Mapa de ubicación de todas las estaciones FLUXNET (tomado de https://fluxnet.org/sites/site-summary/).....	55
Figura 12. Ubicación y radio de influencia de las estaciones a nivel global.	56
Figura 13. Parcela de estudio con su instrumental ubicado en It_Tor (tomado de Rossini et al., 2011).....	58
Figura 14 Izq. Torre de flujo ubicada en la parcela Us_Ne3. Der. Parcela de estudio Us_Ne3.	59
Figura 15 Torre de flujo ubicada en la estación SD_Dem.....	59
Figura 16 Torre de flujo ubicada en la estación Br_Sa3	60
Figura 17 Imagen ilustrativa de la zona de estudio Au_Fog (tomado de Fogg Dam Conservation Reserve)	61
Figura 18 Izq. Torre de flujo ubicada en el Parque Nacional Kruger. Der. Vista sur desde la Torre (tomado de Naranjo, 2004).	61
Figura 19. Imagen ilustrativa de la zona de estudio CN_Cng.	62
Figura 20. Estación modelo del SMN.....	63
Figura 21. Relación $R_{nModelo}-R_{nFluxnet/ORA}$ para los ocho Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia.	65
Figura 22. Relación $ET_{pModelo}-ET_{Fluxnet/ORA}$ para los ocho sitios de validación. Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia. Sobre mapa de ET promedio anual (mm).68	
Figura 23 Relación $ET_{pModelo}-ET_{Fluxnet/ORA}$ para los ocho sitios de validación. Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia. Sobre mapa de ET promedio anual (mm).....	71
Figura 24. $ET_c(ORA)$ original vs $ET_p(MOD16A2.006)$. Der: $ET_c(ORA)$ corregido vs $ET_p(MOD16A2.006)$. Línea negra: línea 1:1 (tomado de Degano et al., 2020).....	72
Figura 25. Valores acumulados de la predicción de $ET_r(MOD16A2.006)-ET_r(ORA)$. 1.Concordia, 2.Rosario, 3.Laboulaye, 4.Junín, 5.General Pico 6.Tandil, 7.Pigüé (tomado de Degano et al., 2020).	74

Lista de símbolos y abreviaturas

Δ : Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor

ΔFS : Variación de flujos superficiales

ΔHS : Variación del contenido de agua en el suelo

ΔS : Almacenamiento de calor continuo al suelo-planta

ϵ : Emisividad

σ : Constante de Stefan-Boltzmann

λ : calor latente de vaporización

ρ : Densidad del aire

a : Pendiente

AATSR: *Advanced Along-Track Scanning Radiometer*

Act: Actualidad

ALEXI: *Atmosphere-Land Exchange Inverse*

ASCAT: *Advanced SCATterometer*

ASI: Agencia Espacial Italiana

ARC: *Agricultural Research Corporation*

ASTER: *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*

AVHRR: *Advanced Very High Resolution Radiometer*

b : Ordenada del origen

BE: Balance de Energía

CERES: *Clouds and the Earth's Radiant Energy System*

CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales

C : Ascenso capilar

c_p es el calor específico del aire

CRO: *Cropland* (Tierras de cultivo)

D : Percolación profunda

d^{-1} : día⁻¹/días⁻¹

D_h : Advección de flujo horizontal

DisALEXI: *Disaggregated ALEXI*

DPV ($e_s - e_a$): Déficit de Presión de Vapor

EA: Poder de secado del aire

EBE: Ecuación de BE

ECMWF: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

EBF: *Evergreen Broadleaf Forests* (Bosques perennes de hoja ancha)

ES: Escorrentía superficial

e_s : presión de saturación de vapor

e_a : presión real de vapor

ERB: *Earth's radiation Budget*

ETEML: *Enhanced Two-Source Evapotranspiration Model for Land*

ENVI: *ENvironment for Visualizing Images*

ENVISAT: *ENVironmental SATellite*

EOS: *Earth Observation System*

ERSDAC: *Earth Remote Sensing Data Analysis Center*

ESA: *European Space Agency*

ET: Evapotranspiración

ET₀: Evapotranspiración del cultivo de referencia

ETM: *Enhanced Thematic Mapper*

ETM⁺: *Enhanced Thematic Mapper Plus*

ET_p: Evapotranspiración potencial

ET_r: Evapotranspiración real

ET_{rBA}: Evapotranspiración real calculada con el método de Balance de Agua del suelo

EUMETSAT: *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*

EVI: *Enhanced Vegetation Index* (Índice de vegetación mejorado)

FAO: *Food and Agriculture Organization of the United Nations*

F_c: Fracción de cobertura vegetal

F_E: Fracción Evaporativa

F_{Sin}: Entrada de flujos superficiales

F_{Sout}: Salida de flujos superficiales

F_v: Fracción de vegetación

G: Flujo de calor en el suelo

GIMMS: *Global Inventory Modeling Mapping Studies*

γ : es la constante psicrométrica

GEWEX: *Global Energy and Water Exchanges*

GLEAM: *Global Land Evaporation Amsterdam Model*

GRA: *Grassland (Pastizales)*

GRACE: *Gravity Recovery and Climate Experiment*

H: Flujo de calor sensible

HS: Humedad de Suelo

HR: Humedad Relativa

HTEM: *Hybrid Dual-source Scheme and Trapezoid Frameworkbased ET Model*

JAXA: *Japan Aerospace Exploration Agency*

JMA: *Japan Meteorological Agency*

LAI FPAR: *Leaf Area Index and Fraction of Photosynthetically Active Radiation*

LE: Flujo de calor latente

LUT: *Look-up table*

MAE: Error Medio Absoluto

MdC: Modelo de dos capas

METRIC: *Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration*

MERRA GMAO: *Modern Era Retrospective-analysis of Research and Applications of Global Modelling and Assimilation Office*

MIRAS: *Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis*

MODIS: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

MSS: *Multispectral Scanner System*

MuC: Modelo de una capa

NASA: *National Aeronautics and Space Administration*

NDVI: *Normalized Difference Vegetation Index*

NENU: Universidad Normal del Noreste

NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OLI: *Operational Land Imager*

ORA: Oficina de Riesgo Agropecuario

P-RMSE: Porcentual- Error cuadrático medio

Ph: Flujo neto de energía asociado al proceso de fotosíntesis

PRISM: *Parameter elevation Regression on Independent Slopes Model*

PT: Priestley y Taylor

r_a : Resistencia aerodinámica

r_{as} : Resistencia del flujo de calor en la capa inmediatamente encima del suelo

RBV: *Return-Beam Vidicon*

RI^\downarrow : Radiación de onda larga entrante

RMSE: Error cuadrático medio

Rn: Radiación neta

R^2 : Coeficiente de determinación

SAOCOM: Satélite Argentino de Observación Con Microondas

SAV: *Savanna* (Sabana)

SAR: *Synthetic Aperture Radar*

SEB: *Surface Energy Balance* (Balance de energía superficial)

SEBAL: Surface Energy Balance Algorithm for Land

SEBe4S: *Four-source Surface Energy Balance Model*

SEBS: *Surface Energy Balance System*

SEVIRI: *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*

SMAP: *Soil Moisture Active Passive*

SMN: Servicio Meteorológico Nacional

SMOS: *Soil Moisture and Ocean Salinity*

SNAP: *Sentinel Application Platform*

Soumi-NPP: *Suomi National Polar-orbiting Partnership*

S-SEBI: *Simplified Surface Energy Budget Index*

SSEBop: *Operational Simplified Surface Energy Balance*

STSEB: *Simplified Two-Source Energy Balance*

SWIR: *Short-Wave Infrared* (Infrarrojo de onda corta)

T: Temperatura

T_o : (Temperatura aerodinámica en el plano de flujo cero, en la proximidad de la vegetación)

T_a : Temperatura del aire

TDTM: Time Domain Triangle Model

TEFM: *Triangle Evaporative Fraction Model*

TIM: *Trapezoid Interpolation Model*

TIR: *Thermal Infrared* (Infrarrojo Térmico)
TIRS: *Thermal Infrared Sensor*
TM: *Thematic Mapper*
TRMM: *Tropical Rainfall Measuring Mission*
Ts: Temperatura de la superficie
T_{sc}: Temperatura de la vegetación
T_{ss}: Temperatura del suelo
TTME: *Two-Source Trapezoid Model for Evapotranspiration*
TWSA: *Terrestrial Water Storage Anomalies*
TWSC: *Terrestrial Water Storage Changes*
USGS: *United States Geological Survey*
u₂: velocidad de viento
VNIR: *Visible-Near Infrared* (Visible-infrarrojo cercano)
WET: *Permanent Wetlands* (Humedales permanentes)

Capítulo I. Introducción

En este capítulo se hace referencia a los distintos conceptos de evapotranspiración (ET), su distribución global y la importancia en las diferentes temáticas de estudio que hoy aborda la comunidad científica.

Además, se detallan los métodos de determinación de ET a escala local y se recopilan antecedentes en el uso de satélite para el cálculo de la ET a nivel regional y global, y el error de estimación asociado.

I.I. Evapotranspiración: concepto, importancia y aplicaciones

En el año 2015 el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), impulsó la adopción por parte de los países miembros, de 17 Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS), considerados pilares fundamentales para combatir la desigualdad, la pobreza, proteger el planeta y garantizar que todas las personas del mundo gocen de una mejor calidad de vida.

En concordancia con estos ODS y, en particular con los objetivos número 2, 6 y 13 que expresan “Acabar con el hambre, lograr seguridad alimentaria y una mejor nutrición y promover una agricultura sostenible”; “Garantizar la disponibilidad y la gestión sostenible del agua y el saneamiento para todos” y “Tomar medidas urgentes para combatir el cambio climático y sus impactos”, respectivamente, es imperativo el estudio detallado de los flujos de agua implicados en el ciclo hidrológico del planeta (<https://sdgs.un.org/>).

La valoración de estos flujos de agua, sobre todo frente a escenarios dinámicos de cambio climático, suministrará información base para el desarrollo de elementos y herramientas que permitan, a las administraciones competentes, abordar políticas óptimas de manejo, gestión y preservación del recurso hídrico y con ellos la concreción de los ODS propuestos.

Dado que el planeta Tierra es un sistema heterogéneo y variable, es importante conocer y estudiar la variabilidad climática, establecer los extremos dentro del ciclo hidrológico y determinar cómo varían e interactúan los diferentes componentes de éste.

De los diversos procesos meteorológicos que ocurren continuamente en la atmósfera, los más importantes de cuantificar para sus aplicaciones en los campos de la climatología, la meteorología, la hidrología, la ecología, las ciencias ambientales y la agronomía son los relacionados con los intercambios de agua (precipitación (P) y ET), en los cuales la atmósfera interactúa con el agua superficial, las superficies vegetadas y los suelos desnudos (McMahon *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2019; Peng *et al.*, 2019; Tasumi, 2019; Xiang *et al.*, 2020).

La cuantificación de la distribución espacial y temporal de la ET es importante para mejorar la gestión de los recursos hídricos, la cuantificación de la huella hídrica humana (Liu y Yang, 2010; Olivera Rodríguez *et al.*, 2020) y la mejora de la productividad del agua y la seguridad alimentaria (Garg *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2009).

El agua ingresa al sistema por medio de las precipitaciones (P) y, globalmente, alrededor del 65% del agua disponible es devuelta a la atmósfera mediante el proceso de ET (el resto forma parte del escurrimiento superficial y de la infiltración) (Oki y Kanae, 2006; Trenberth *et al.*, 2007). Este proceso es consecuencia del aporte de energía, principalmente por la radiación solar directa, y en menor medida, por la temperatura del aire (T_a) a nivel de superficie. La fuerza impulsora de la ET es la diferencia de presión entre el vapor de agua en la superficie evaporante y del vapor de agua de la atmósfera circundante (Allen *et al.*, 1998).

Se define a la ET como la combinación de dos procesos físicos separados pero muy similares, por los que el agua se transforma de líquida a vapor, forma en la cual escapa hacia la atmósfera, diferenciándose únicamente uno del otro en el tipo de superficie evaporante (Brasa, 1997). Si el agua proviene de cuerpos de agua, suelo desnudo o la vegetación mojada, el proceso es evaporación, mientras que, si se trata de una superficie vegetada, el proceso se denomina transpiración. Este último consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de las plantas y su posterior remoción hacia la atmósfera. Las plantas pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en las hojas de las plantas (preferentemente se encuentran en la cara inferior) a través de las cuales atraviesan los

gases y el vapor de agua hacia la atmósfera (Figura 1). La ET desde una superficie con vegetación es función de las condiciones meteorológicas de la región, así como de las características anatómicas y fisiológicas de la vegetación (Allen *et al.*, 1998).

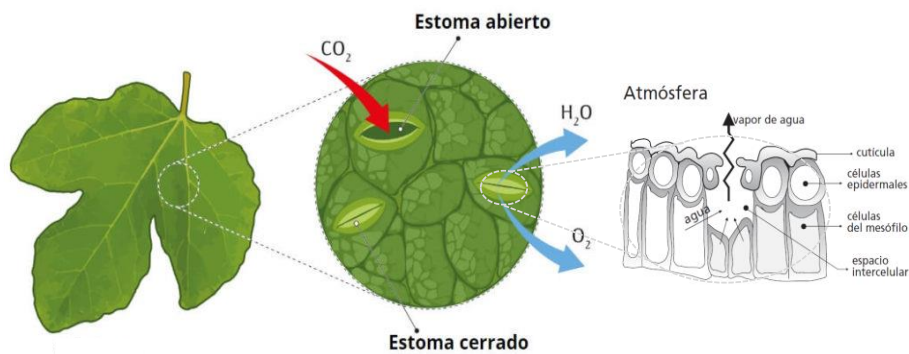


Figura 1. Representación esquemática de un estoma (Modificado de Allen *et al.*, 1998).

En consecuencia, la cuantificación precisa de la ET es fundamental para investigaciones y estudios de los procesos hidrológicos, caracterización climática y agronómica, así como para la aplicación en modelos de cambio climático, determinación de zonas potencialmente anegables, en la toma de decisiones en el control de inundaciones y sequías, en la planificación de obras de infraestructura, entre otros ejemplos (Teuling *et al.*, 2019; Yassen *et al.*, 2020; Zou *et al.*, 2020)

La ET se utiliza como dato de entrada en los modelos climáticos, ya que la mayor parte del agua perdida por ET es usada para el crecimiento de las plantas, que forman la base de los ecosistemas. La comprensión de la relación existente entre los diferentes tipos de ecosistemas y la ET es un requerimiento básico para analizar las respuestas al cambio climático (Rivas, 2004; Ocampo y Rivas, 2010; Marini *et al.*, 2017).

Cabe destacar que, las actividades agrícolas afectan la disponibilidad de recursos hídricos, ya que utilizan el 70 % del agua disponible para este fin. Además, según el Banco Central de la República Argentina, a nivel mundial, más de 330 millones de hectáreas cuentan con instalaciones de riego, lo que representa 20 % del total de la superficie cultivada y aporta el 40 % de la producción total de alimentos en todo el mundo. En zonas donde se practica riego se observa una disminución significativa en los niveles piezométricos del sistema acuífero en las últimas dos décadas (Su *et al.*, 2007). Por lo tanto, conocer la ET tiene un importante impacto socioeconómico en diferentes regiones, ya que su estimación precisa permite reducir el costo de los proyectos de riego en agricultura, determinar si esta práctica es rentable, ecológica y sostenible en las condiciones del mundo actual, dado que la mayor parte del uso de agua dulce del mundo es destinada para este fin.

En este contexto, es importante definir el concepto teórico de ET potencial (ETp), de referencia (ET₀) y real (ETr). Esta definición es relevante para poder relacionar la cantidad de agua potencialmente disponible que puede ser devuelta a la atmósfera en forma de vapor, y ETr, que determina la cantidad de agua que realmente se evapora y transpira de una superficie vegetada, con la finalidad de comprender el encuadre de éstos términos en el marco de la tesis.

I.1.1. Evapotranspiración potencial.

El término de ETp equivale a la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, con desarrollo óptimo y sin limitaciones de agua.

Según esta definición, la ETp está controlada por factores meteorológicos, por las características del cultivo y del suelo, sin depender de las condiciones de humedad de suelo (HS) (Thornthwaite, 1948).

I.1.2. Evapotranspiración de referencia

La definición de la ET_0 es muy similar a la ETp, pero con la diferencia de que la ET_0 se calcula con datos aplicados a un cultivo específico (gramínea o alfalfa), basada en la ecuación de Penman-Monteith (PM) determinada por Monteith y Unsworth (1990), donde la ET_0 se define como la tasa de ET desde un cultivo hipotético sano, con una altura de 12 cm, crecimiento activo que da una cobertura sombreada al suelo, cubre un área extensa y que está bien provisto de agua, asumiendo una resistencia del cultivo de 70 s m^{-1} y un albedo de 0,23 (Allen *et al.*, 1998).

I.1.3. Evapotranspiración real

Dado que la definición de ETp y ET_0 son teóricas, ya que el proceso de ET se produce en una superficie natural y no siempre se encuentra en las condiciones hipotéticas planteadas (Rivas, 2004; Gao *et al.*, 2018), se define el concepto de ETr, que es la cantidad de agua verdaderamente perdida por la superficie (o sistema suelo-planta), que depende de las condiciones atmosféricas, el contenido de agua en el suelo y las características de la vegetación (Inoue y Moran, 1997; Entraigas *et al.*, 2001).

I.1.4. Métodos de cálculo de la evapotranspiración

Actualmente, existen diversas formas de estimar la ET a diferentes escalas; a escala puntual por medio de porómetros, medidores de flujo de savia en la planta y lisímetros de pesada (medida directa) (Allen *et al.*, 2011; Silicani, 2015); a escala de parcela por medio de balances de agua, relación de Bowen, sistemas *Eddy Covariance*, centillómetros, entre otros; y a escala regional incorporando, principalmente, datos de satélite (Soegaard y Boegh, 1995; Carmona *et al.*, 2011; Ocampo y Rivas, 2013; Rivas y Carmona, 2013; Barraza-Bernardas, 2015; Carmona *et al.*, 2018; Degano *et al.*, 2020).

Todos los métodos para determinar la ET contienen un errores asociados según cada caso, que pueden estar relacionados con el sensor (sesgo de calibración, funcionamiento, operación o ubicación incorrecta), con la interpretación o procesamiento erróneo de los datos, con las características de la vegetación, con la medición, que incluye componentes aleatorios asociados con la resolución de las lecturas del sensor, el ruido electrónico, el ruido inducido mecánicamente, las respuestas térmicas de los sensores, la gestión de la vegetación y el agua del suelo, así como otros errores aleatorios específicos para el tipo de sistema de medición (Allen *et al.*, 2011; Gao *et al.*, 2020). En la Tabla 1 se detallan los errores asociados a diferentes métodos de cálculo de ET (Allen *et al.*, 2011).

En lo que respecta a la escala regional utilizando datos de satélite, existen diferentes expresiones básicas para determinar la ET (detalladas en la sección III.II), entre las que se destacan la ecuación de Penman-Monteith (PM), Priestley y Taylor (PT), como las más utilizadas. Dicho esto, cabe destacar la existencia del producto MOD16A2 generado a partir de datos del instrumento MODIS a bordo del satélite *Earth Observation System* (EOS)-Terra y que proporciona la ETp y la ETr, con base en la ecuación de PM. En relación a esto, Degano *et al.*, 2020, analizaron este producto en la zona de la región Pampeana Argentina. Dicho trabajo completo se adjunta en el Anexo 1, aunque sus resultados se presentan más adelante en la sección VI.

El análisis de los resultados del producto MOD16A2 sobre la región Pampeana muestra que dicho producto presenta limitaciones y errores sobre la región, y las limitaciones se incrementan a causa de la gran cantidad de variables que se tienen en cuenta. Con esta premisa, en el siguiente capítulo, se plantean los objetivos de esta Tesis Doctoral.

Tabla 1. Errores expresados como una desviación estándar del valor medio verdadero esperado para distintos tipos de sistemas de medición de ET (Allen et al., 2011).

Método	Error Típico [%]	Error para un usuario experto [%]	Error para un novato, [%]	Error adicional causado por mal funcionamiento físico o del equipo [%]
Lisímetro	5-15	5	20-0	5-40
Balance de agua en el suelo	10-30	10	20-70	10-40
Relación de Bowen	10-20	10	20-50	5-40
Eddy Covariance	15-30	10-15	30-50	10-40
Balance de energía (BE) (teledetección)	10-20	5-15	30-40	5-10
Teledetección utilizando índices de vegetación	15-40	10-30	20-40	5-10
Flujo de savia	15-50	10-40	40-200	20-100
Centilómetros	10-35	10-15	20-50	5-30

Capítulo II. Motivación, Objetivos y Estructura de la tesis

En este capítulo se presentan los objetivos principales y particulares, se determina el modelo propuesto para estimar la ET a escala global, a partir de datos de satélite. El análisis realizado permite entender el modelo que se propone a lo largo de esta tesis, y la forma de abordar el proceso de ET. Además, se detalla la organización adoptada para poder cumplir con los objetivos principales.

II.I. Motivación

Tal como se detalla en el capítulo anterior, la ET es un proceso que se puede enfocar desde distintas disciplinas, tales como la climatología, la ecología, la agronomía y la hidrología. En particular, la estimación de la ET a nivel global es una importante herramienta para determinar el agua disponible en el sistema, lo que es de gran ayuda para la toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos y manejos agrícolas.

Debido al análisis exhaustivo realizado sobre los métodos de cálculo de ET, se observa que, al tener en cuenta una ecuación como la de PM (como es el caso del producto MOD16A2), para obtener la ET, es posible que se genere un incremento del error de estimación, debido a la gran cantidad de variables de entrada que requiere el modelo. En este sentido, el objetivo principal de esta tesis es utilizar un modelo de ETp y ETr integral, con una resolución espacial de 0,25 km, y con una resolución temporal útil para obtener valores de ET confiables semanalmente (8 días).

A su vez, se busca un modelo global y operativo, íntegramente aplicable con datos de satélite, no generando una dependencia de datos locales, ya que pueden ser difíciles o imposibles de conseguir en ciertas partes del mundo. Con este fin, se determinarán la ETp y ETr teniendo en cuenta la ecuación de PT, se valida el modelo con datos locales medidos mediante torres de flujo y con balance de agua. Además, se realiza un análisis con estadísticos significativos para determinar la aplicabilidad del producto.

En esta Tesis se plantea el aprovechamiento de los datos de satélite disponibles y los productos de HS a fin de obtener información relevante para la estimación de la ET en las distintas latitudes que conforman el planeta Tierra.

La metodología se basa en determinar la ETp y ETr con el método de Priestley y Taylor (Priestley y Taylor, 1972), para obtener un modelo robusto, sencillo y de fácil aplicación. La consistencia del método está demostrada por diferentes autores (Stannard, 1993; Fisher *et al.*, 2008; Rivas y Carmona, 2010; Miralles *et al.*, 2011; Carmona *et al.*, 2018; Marshall *et al.*, 2020, entre otros), que utilizan la ecuación de PT para determinar ET. En particular, para el cálculo de esta variable, se utilizan distintos productos de satélite como datos de entrada, dentro de los cuales se encuentran productos MODIS, GLEAM, así como datos de CERES.

Una vez obtenidos los valores de ETp y ETr se realiza la validación del método, teniendo en cuenta valores *in situ* de ocho emplazamientos distribuidos en los diferentes continentes que poseen climas, cubiertas vegetales y suelos distintos entre sí. Con este fin se utiliza la base de datos perteneciente a las redes de torres de flujo FLUXNET (www.fluxnet.ornl.gov) y datos provenientes de la Oficina de Riesgo Agropecuario (ORA), que determinan la ET con datos meteorológicos medidos localmente, por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN), utilizando la ecuación de balance de agua.

De acuerdo con la revisión de modelos presentada en la sección III, se puede determinar la necesidad de contar con un modelo que determine tanto ETp como ETr en una resolución espacial de 0,25 km, que a su vez resulte de fácil aplicación y validación global. En esta dirección, a continuación, se presentan los objetivos generales de esta Tesis Doctoral y sus objetivos específicos.

II.II. Objetivos

Los principales objetivos de esta Tesis Doctoral son: (1) analizar y ajustar el producto MOD16A2 de ETp y ETr en distintas zonas del planeta; y (2) desarrollar un producto global de

ETp y ETr a partir de datos de satélite MODIS y CERES utilizando una ecuación simplificada derivada de la EBE (sustentada en PT). De este objetivo principal, se desprenden los siguientes objetivos particulares.

- Cuantificar con precisión el agua involucrada en el proceso de evapotranspiración a escala de 0,25 km, utilizando datos de satélite;
- Validar la metodología con información de estaciones en terreno (meteorológicas, modelos de balance de agua y estaciones de balance de energía) en distintas latitudes del planeta;
- Establecer el error asociado al método de cálculo para cada zona.
- Comparar la performance del producto MOD16A2 con los resultados del modelo basado en PT

II. III. Estructura de la tesis

La presente Tesis Doctoral se estructura en siete capítulos. En el primer capítulo se presentó el interés del estudio y el marco teórico general. En el Capítulo II, se detallaron los objetivos generales y particulares, así como la motivación y alcance de la tesis.

En el Capítulo III se realiza una revisión de los distintos modelos preexistentes utilizados para determinar la ETp y la ETr a distintas escalas.

En el capítulo IV se presenta el modelo propuesto para la estimación de la ETp y ETr a nivel global, con una resolución espacial de 0,25 km y temporal de 8 días, y la metodología para lograrlo utilizando datos de satélite. También se detalla el producto MOD16A2 de ETp y ETr

En el Capítulo V se describen los datos locales y las estaciones que se consideran para la validación del modelo, su ubicación, las variables y la instrumentación específica utilizada.

En el Capítulo VI se muestran los resultados de la validación del modelo y el análisis estadístico en los emplazamientos experimentales descritos en el Capítulo V, así como la discusión que amerita el desarrollo de los resultados.

Finalmente, en el Capítulo VII, se presentan las conclusiones más relevantes de la presente Tesis Doctoral.

Capítulo III. Métodos para la estimación de la evapotranspiración

En este capítulo se presentan los métodos previos utilizados para determinar la ETp y la ETr, tanto a nivel local como espacial. Se realiza un breve resumen de las características y de las expresiones que se tienen en cuenta en ellos.

III.I. Estimación local de la evapotranspiración

Entre los métodos más importantes y extendidos de obtención local de datos de ET se encuentran el Sistema *Eddy Covariance* (EC) y el balance de agua en el suelo (BA), detallados a continuación:

- *Sistema Eddy Covariance*

El sistema EC es uno de los métodos más utilizados para determinar ET a escala local y de parcela, con él se mide directamente la componente vertical instantánea de la velocidad del viento mediante un anemómetro tridimensional, a la vez que se obtienen concentraciones instantáneas de vapor de agua. En la Figura 2 se muestra un ejemplo de torre de flujo EC, con detalle de los sensores que posee, así como la Tabla 2 detalla las características de algunos de los sensores básicos.

El sistema es uno de los más utilizados actualmente para medir los intercambios de flujos de gases de efecto invernadero y energía entre los ecosistemas y la atmósfera en todo el mundo, para estudiar y determinar la función y las trayectorias tanto de los ecosistemas como del sistema climático. Los flujos se miden calculando la covarianza entre la velocidad vertical y las proporciones de mezcla en cada sitio individual. Los atributos clave del método EC son su capacidad para medir flujos directamente, *in situ*, sin artefactos invasivos, a una escala espacial de cientos de metros y en escalas de tiempo que abarcan desde horas, días, años y décadas (Baldocchi, 2003; Aubinet *et al.*, 2012).

Una de las desventajas del método, es que depende de ciertas condiciones teóricas difíciles de cumplir en terrenos complejos, reduciendo la calidad de las mediciones. La más importante es la estacionalidad de los datos medidos (Foken y Wichura, 1996). Además, la calidad de los datos se ve afectada por problemas instrumentales y meteorológicos (Goulden *et al.*, 1996; Göckede *et al.*, 2004; Foken *et al.*, 2006). Sin embargo, de todas las limitaciones conocidas, la más relevante es que no se cumpla la condición de atmósfera turbulenta, principalmente durante la noche [Foken *et al.*, 2006; Ruppert *et al.*, 2006]. Para enfrentar estos inconvenientes se han planteado ciertos criterios para filtrar aquellos datos que no cumplen con las condiciones mencionadas y una serie de correcciones a éstos para perfeccionar o mejorar la calidad de las mediciones (Falge *et al.*, 2001; Gu *et al.*, 2005; Ruppert *et al.*, 2006; Aubinet *et al.*, 2012, Rannik *et al.*, 2016).

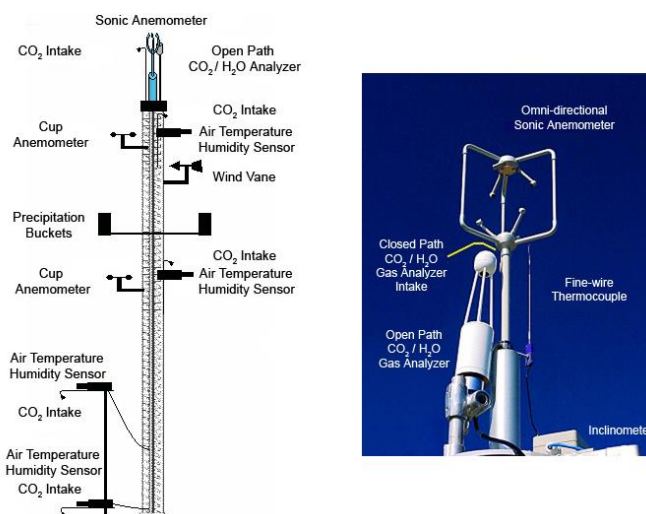


Figura 2. Izq. Esquema de la torre EC. Der. Detalle de los sensores (tomado de http://csp.unl.edu/public/G_atmosph.htm).

Tabla 2. Detalle de los sensores más importantes de la torre de flujo Eddy Covariance (Tomado de Barraza-Bernardas, 2015). T: Temperatura; HR: Humedad Relativa; Rn: Radiación neta.

Instrumentos	Variables	Unidades
Analizador CO ₂ /H ₂ O de paso abierto (LI 7500a, LI-COR Biosciences, EEUU)	Concentración CO ₂ Vapor de Agua	μmol CO ₂ mol ⁻¹ aire mmol H ₂ O mol ⁻¹ aire
Anemómetro sónico (Windmaster Pro, Gill Instruments, Hampshire, Inglaterra)	Velocidad de viento	m s ⁻¹
Sensor de T y H (HMP50, Vaisala INTERCAP, Vantaa, Finlandia)	T HR	°C %
Radiómetro neto (NR2, Delta-T Devices. Cambridge, Inglaterra)	Radiación neta	W m ⁻²
Piranómetro (SR11, Hukseflux Thermal Sensors. Holanda)	Radiación global	W m ⁻²

- *Balance de agua*

Teniendo en cuenta datos medidos *in situ*, la ET_r puede ser determinada obteniendo los valores de varios de los componentes del balance hídrico del suelo a escala local (ET_{rBA}). Este método consiste en determinar las entradas y salidas del flujo de agua en la zona radicular del suelo en un intervalo de tiempo.

El ingreso de agua al sistema puede darse por el riego (R) y P, mientras que las pérdidas pueden ser por escorrentía superficial (Es) y percolación profunda (D). Además, si el nivel freático se encuentra a escasa profundidad de las raíces, también aporta agua el ascenso capilar [C], mientras que en caso de pendiente en el terreno habría que considerar entradas (FSin) y salidas (FSout) de flujos superficiales (ΔFS). Si todos estos flujos son medidos, la ET puede deducirse a partir del cambio en el contenido de agua en el suelo (ΔHs) a lo largo de un periodo de tiempo (Allen *et al.*, 1998). Por lo tanto, el balance hídrico queda determinado según la Ecuación 1 (Figura 3).

$$ET_{rBA} = R + P - Es - D + C \pm \Delta Fs \pm \Delta Hs \quad (1)$$

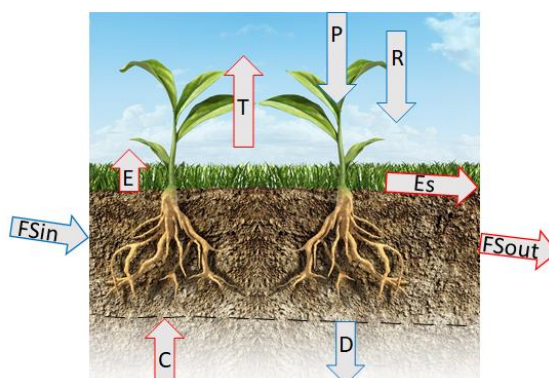


Figura 3. Balance de agua en el suelo. Se observa la entrada (azul) y salida (rojo) de agua del sistema (modificado de Allen *et al.*, 1998).

III.II. Estimación de la evapotranspiración desde satélite

Actualmente, existe una gran dificultad en la medición directa de la ET a escala regional y global, y considerando que los factores que intervienen en este proceso son diversos y variables en el tiempo y en el espacio, donde cobran relevancia los datos de satélite. Con la información provista por estas plataformas se puede obtener una variación espacio-temporal de los componentes de la ecuación de balance de energía (EBE) para obtener los valores de la ET, a diferentes escalas y resoluciones, con una alta precisión.

En este contexto, los satélites permiten obtener datos que facilitan la determinación de la variación espacial y temporal de los diferentes términos de la ecuación de BE, a escalas espaciales que pueden ir desde parcelas hasta a escala de cuenca. También, la información captada desde sensores a bordo de plataformas satelitales permite la obtención de diferentes variables biofísicas de superficie a escala de todo el planeta, lo cual resulta en un avance significativo del estudio de la variabilidad climática. Disponer de valores de ET a escala global es un progreso importante en el cumplimiento de los ODS y las misiones de satélite lo hacen posible.

Las ventajas que presentan las plataformas satelitales dieron lugar a un gran número de aplicaciones que permiten obtener variables de superficie a partir de datos registrados en diferentes sectores del espectro electromagnético.

La Tabla 3 muestra un detalle de las principales plataformas satelitales y sensores que operan o han operado los últimos años en el espectro solar, térmico y radar. Cabe destacar que con datos de los sensores detallados se han realizado y se realizan estimaciones de flujos de energía, balances de masa y HS a diferentes escalas espacio-temporales.

*Tabla 3. Especificaciones de los sensores que operan en el espectro solar, térmico y radar. MSS: Multispectral Scanner System; RBV: Return-Beam Vidicon; ETM: Enhanced Thematic Mapper; ETM+: Enhanced Thematic Mapper Plus; OLI: Operational Land Imager; TIRS: Thermal Infrared Sensor; Act: Actualidad; NASA: National Aeronautics and Space Administration; USGS: United States Geological Survey; VNIR: Visible-Near Infrared; SWIR: Short-Wave Infrared; TIR: Thermal Infrared; TM: Thematic Mapper; CERES: Clouds and the Earth's Radiant Energy System; TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission; SOUMI-NPP: Suomi National Polar-orbiting Partnership; NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration; JAXA: Japan Aerospace Exploration Agency; AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer; ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer; ERSDAC: Earth Remote Sensing Data Analysis Center; MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; AATSR: Advanced Along-Track Scanning Radiometer; ENVISAT: Environmental Satellite; ESA: European Space Agency; SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager; EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites; ASCAT: Advanced SCATterometer; MIRAS: Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis; SMOS: Soil Moisture and Ocean Salinity; SMAP: Soil Moisture Active Passive; SAR: Synthetic Aperture Radar; CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales; ASI: Agencia Espacial Italiana; *Revisita diaria (información extraída de <http://database.eohandbook.com/database/missiontable.aspx>).*

Sensor	Satélite	Años activo	Procedencia	Resolución espacial (m)	Resolución temporal (días)
MSS/RBV	LANDSAT 1	1972-1978	NASA/USGS	VNIR:30 SWIR:30 TIR: 120 (TM);60 (ETM+) TIR: 100; VNIR- SWIR 30 (OLI)	16
MSS/RBV	LANDSAT 2	1975-1983			
MSS/RBV	LANDSAT 3	1978-1983			
MSS/TM	LANDSAT 4	1982-1993			
MSS/TM	LANDSAT 5	1984-2013			
ETM/ETM+	LANDSAT 6	1993-1993			
ETM/ETM+	LANDSAT 7	1999-Act			
OLI/TIRS	LANDSAT 8	2013-Act			

Tabla 3. Continuación.

Sensor	Satélite	Años activo	Procedencia	Resolución espacial (m)	Resolución temporal (días)
CERES	TRMM TERRA AQUA SOU MI-NPP NOAA-20	1997-2001 1999-Act 2002-Act 2011-Act 2017-Act	NASA/JAXA	1º	1*
AVHRR/3	NOAA	1998	NASA	VNIR:1100 SWIR:1100 TIR:1100	1*
ASTER	TERRA	1999	NASA/ERSDAC	VNIR:15 TIR:90	16
MODIS	TERRA	1999-Act	NASA	VNIR:250-500	1*
	AQUA	2002-Act		SWIR:500 TIR:1000	1*
AATSR	ENVISAT	2002-2012	ESA	VNIR:1000 SWIR:1000 TIR:1000	1*
SEVIRI	METEOSAT-2	2005-Act	EUMETSAT/ESA	VNIR:1100 TIR:3000	96 escenas por día (c/15 minutos)
ASCAT	MetOp-A MetOp-B	2007-Act 2012-Act	ESA/EUMETSAT	Radar: 25000	1*
MIRAS	SMOS	2009-Act	ESA	Radar:50000	3
Radar activo Radar pasivo	SMAP	2015-Act	NASA	36000	2-3
SAR	SAOCOM 1A SAOCOM 1B	2018-Act 2020-Act	CONAE/ASI	SAR: 10-100	16

Como complemento a los datos satelitales, es importante destacar los conjuntos de datos de reanálisis. Se trata de bases de datos que permiten desarrollar un registro completo de la variabilidad climática en el tiempo. Tienen en cuenta las observaciones y un modelo numérico que simula uno o más aspectos del sistema terrestre y se combinan objetivamente para generar una estimación sintetizada del estado del sistema. Generalmente se extienden a lo largo de varias décadas o más, y cubren todo el globo desde la superficie de la Tierra hasta muy por encima de la estratósfera (10-20 km) (Wielicki *et al.*, 1996; Rienecker *et al.*, 2011; Poli *et al.*, 2016).

Los productos de reanálisis se utilizan ampliamente en la investigación y los servicios climáticos, incluso para monitorear y comparar las condiciones climáticas actuales con las del pasado, identificar las causas de las variaciones y cambios climáticos y preparar predicciones climáticas. La información derivada de los datos de reanálisis también se utiliza ampliamente en aplicaciones comerciales y empresariales en sectores como la energía y la agricultura, entre otras. En la Tabla 4 se detallan las especificaciones de los productos de reanálisis más utilizados.

Tabla 4. Especificaciones de los conjuntos de datos de reanálisis. ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; JMA: Japan Meteorological Agency; MERRA GMAO: Modern Era Retrospective-analysis of Research and Applications of Global Modelling and Assimilation Office (fuente: <https://reanalyses.org/>).

Conjunto de datos de reanálisis	Periodo	Procedencia	Resolución espacial (km)	Resolución temporal (horas)
ERA-20C Poli et al. (2016)	1900-2010	ECMWF	125 km	3 horas
ERA-20CM Hersbach et al. (2015)	1899-2010		125 km	3 horas
CERA-20C	1901-2010		125 km	3 horas
CERA-SAT	2008-2016		30 km	3 horas
ERA-Interim/Land Balsamo et al. (2015)	1979-2010		80 km	6 horas
ERA-Interim Dee et al. (2011)	1979-2019		80 km	12 horas
ERA5	1950-hasta dentro de 5 días de tiempo real		30 km	3 horas
JRA-55 Kobayashi et al. (2015)	1958-Act	JMA	1,25 ^o	6 horas
MERRA GMAO Rienecker et al. (2011)	1979-2016	NASA	50 km	Diario
MERRA2 GMAO Gelaro et al. (2017)	1980-Act	NASA	50 km	Diario

Sin embargo, ningún sistema satelital ni de reanálisis es capaz de medir flujos directamente desde el espacio. Por lo tanto, se han desarrollado numerosos modelos para estimar la ET con el uso de datos de satélite, representando así la variación espacio-temporal de la pérdida de agua en el suelo ([Rivas y Caselles, 2004](#)).

Desde los inicios de la observación de la Tierra desde el espacio en 1957, en particular la serie de satélites meteorológicos TIROS desde 1960 y los sensores multiespectrales Landsat desde 1972 ([Tatem et al., 2008](#)), se han desarrollado una gran variedad de modelos para utilizar datos satelitales para generar mapas de ET en grandes escalas espaciales y temporales ([Chen y Liu, 2020](#)). En este contexto, cabe destacar que las imágenes de satélite en diferentes rangos espectrales proporcionan diferentes tipos de información útiles para estimar la ET de superficies con y sin vegetación.

Los distintos modelos de ET existentes evolucionaron en la historia en conjunto con el desarrollo de sensores satelitales en términos de resoluciones espaciales, espectrales y temporales. Esta evolución también va acompañada de una rápida expansión de la capacidad de cálculo, así como de una mayor disponibilidad de datos auxiliares, como datos meteorológicos y de suelos en cuadrículas, lo que permite considerar controles físicos y fisiológicos cada vez más complejos en los procesos de ET a altas resoluciones espaciales y

temporales. Por lo tanto, se observa una creciente sofisticación de ambos tipos de modelos a lo largo del tiempo (Chen y Liu, 2020).

Existen diferentes métodos para estimar el flujo de calor sensible (H) (como factor de mezcla en el aire) y latente (LE) (como proceso de ET) a partir de la aplicación de datos de sensores remotos (Tabla 5). Las expresiones básicas de los métodos de cálculo de ET se encuentran detalladas a continuación de la Tabla 5 .

Tabla 5. Resumen de productos de ET satelitales. *Modelos de una capa; **Modelos de dos capas; Ts: Temperatura de Superficie; FE: Fracción Evaporativa; NDVI: Normalized Difference Vegetation Index; Fv: Fracción de Vegetación;; MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer; PT: Priestley y Taylor; Ta: Temperatura del aire; LAI/FPAR: Leaf Area Index and Fraction of Photosynthetically Active Radiation; DPV: Déficit de Presión de Vapor; G: Flujo de Calor en el Suelo; GIMMS: Global Inventory Modeling Mapping Studies; GEWEX: Global Energy and Water Exchanges; EVI: índice de vegetación mejorada; TWSA: Terrestrial Water Storage Anomalies; GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment; PRISM: Parameter elevation Regression on Independent Slopes Model; TWSC: Terrestrial Water Storage Changes; Fc: fracción de cobertura vegetal.

Métodos	Modelo	Descripción
Basados en el BE	<i>Surface Energy Balance (SEB)*</i> Bartholie et al. (1972)	Utiliza la Ts terrestre observada por sensores térmicos para estimar LE y derivar ET como un residuo del SEB o estimar la FE y derivar ET.
	Modelo de ET Regional* Soer (1980)	Introduce el concepto de transferencia de calor en masa de Businger-Dyer y la teoría de estabilidad atmosférica de Monin-Obukhov en el cálculo del flujo de calor de la superficie. También incluye el exceso de resistencia para la transferencia de calor.
	Modelo	Descripción
	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)*</i> Bastiaanssen et al. (1998)	Determina ET con el gradiente de temperatura (dT), relacionado con Ts de satélite. Utiliza T radiativa y reflectancia de onda corta. Basado en datos de estaciones de terreno y de satélite, particularmente Ts, NDVI y albedo. Utiliza imágenes Landsat de alta resolución.
	<i>Surface Energy Balance System (SEBS)*</i> Su (2002)	Considera la Fv en el cálculo de la resistencia aerodinámica y el H y define los límites secos y húmedos de la T en una Fv determinada.
	<i>Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration (METRIC)*</i> Allen et al. (2007)	Realiza mejoras en SEBAL. Deriva ET de datos de teledetección en el visible, el infrarrojo cercano y regiones espectrales de infrarrojo térmico. Consiste en: un conjunto de algoritmos utilizados para estimar parámetros de superficie y con éstos los términos de la EBE, extensión de la resistencia a escala espacial y transformación de los datos instantáneos a diarios.

Tabla 5. Continuación.

Métodos	Modelo	Descripción
	<i>Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop)*</i> <i>Savoca et al. (2013)</i>	Calculan ET a partir de los conjuntos de datos de Ts. Se fundamentan en el supuesto de que los píxeles "calientes" experimentan poca o ninguna ET mientras que los píxeles "fríos" representan la ET "máxima", por lo tanto, la ET se puede escalar entre estos valores en proporción a la Ts. Utiliza imágenes MODIS con resolución espacial de 1 km y temporal de 8 días para Ts.
Basados en la relación Índice de vegetación - Temperatura de superficie (IV-Ts)	<i>Two-source Energy Balance Model (TSEB)**</i> <i>Norman et al. (1995)</i>	Simula el equilibrio energético de la superficie y el H del suelo y los componentes de la vegetación por separado. Tiene en cuenta la resistencia del suelo a partir de la velocidad de viento cerca de la superficie.
	<i>Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI)</i> <i>Anderson et al. (1997)</i>	Estima la ET regional utilizando la Ts diurna de satélites geoestacionarios, y la T de la capa límite del planeta como resultado integrador del flujo de calor superficial.
	<i>Jiang e Islam (2001)**</i>	El cálculo de ET se basa en una extensión de la ecuación de PT y una relación entre Ts e IV. Los parámetros requeridos para este enfoque se derivan de datos del radiómetro NOAA.
	<i>Nishida et al. (2003)**</i>	El método normaliza la Ts radiométrica con el NDVI para inferir cambios en la partición de energía sensible/latente de la superficie terrestre. Se calcula cada ocho días a nivel mundial. Utiliza datos Terra/MODIS
	Disaggregated ALEXI (DisALEXI) <i>Anderson et al. (2007)</i>	Combina TSEB y ALEXI. Estima la ET a nivel de píxel modelando la variación espacial de la Ta.
	<i>Sánchez-Tomas et al. (2008)</i>	Se utiliza una versión simplificada de un modelo de BE de dos fuentes (STSEB) para determinar el LE de la superficie. Utiliza imágenes Landsat de alta resolución (30, 60 o 120 m) y perfiles atmosféricos de radiosondeos en el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4.0 para corregir los datos del satélite.
	<i>Tang et al. (2009)</i>	Determina ET basada en la ecuación de PT con datos enteramente de satélite, tienen en cuenta datos MODIS (Ts, NDVI), con una resolución espacial de 1 km.

Tabla 5. Continuación.

Métodos	Modelo	Descripción
Basados en la ecuación de PM	MOD16.005 Mu et al. (2007, 2011)	Utiliza datos meteorológicos diarios obtenidos a partir de datos de reanálisis MERRA GMAO como variables de entrada y productos provistos por el sensor MODIS de 8 días para el cálculo espacial diario de ET: MOD12Q1 para datos de cobertura terrestre, MOD15A2 para datos de LAI/FPAR, MCD43B2/B3 para albedo. La Ta diaria, datos sobre el DPV, la HR, y el producto LAI de MODIS se utilizan para estimar la conductancia superficial, la resistencia aerodinámica, la capa húmeda y el G, en conjunto con otras variables ambientales claves. La resolución espacial es de 1 km y temporal de 8 días.
	Zhang et al. (2009)	Utilizan variables de entrada de satélite que incluyen AVHRR GIMMS NDVI, cobertura terrestre MODIS y radiación solar y albedo de NASA/GEWEX, y NCEP/NCAR como datos de reanálisis
	MOD16.006 Running et al. (2017)	Es una mejora del producto MOD16.005. Resolución espacial 0,5 km, temporal 8 días.
Basados en la ecuación de Priestley-Taylor	Fisher et al. (2008)	Determina ET utilizando el modelo de PT con su coeficiente determinado por la HS y la energía disponible calculada para la superficie del suelo basada en la transmisión de la radiación a través de la vegetación, así como el G.
	<i>Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM)</i> Miralles et al. (2011)	Combina una amplia gama de información satelital para determinar ET. Utiliza radiación de superficie y Ts cerca de la superficie del último análisis de ECMWF, ERA5; información dinámica de cobertura terrestre basada en el conjunto de datos MEaSUREs <i>Vegetation Continuous Fields</i> ; datos CERES; y SMOS para HS. Tiene una resolución espacial de 0,5° y temporal diario.
Basados en métodos empíricos	Wang et al. (2007)	Determina ET utilizando una combinación de la Rn de la superficie, la Ta media durante el día y el EVI; además, estima ET a partir del NDVI y Ts con una precisión comparable. El promedio diario de ET puede ser estimado con solo una medición de T (Ta máxima durante el día o Ts) por día.
Basados en el balance de agua	Zeng et al. (2012)	Utilizan como entrada los datos de TWSA de los satélites GRACE, mediciones de P y de escorrentías <i>in situ</i>
	Long et al. (2014)	Evaluaron la incertidumbre en la salida de ET de cuatro modelos de Ts, Noah, Mosaic, VIC y SAC en NLDAS-2, dos productos basados en sensores remotos, MODIS y AVHRR, y ET inferido por GRACE con P de PRISM, escorrentía monitoreada y TWSC de los satélites GRACE.

Tabla 5. Continuación.

Métodos	Modelo	Descripción
	Wan et al. (2015b)	Determinan ET mensual con base en observaciones, utilizando la ecuación de balance hídrico. Tienen en cuenta observaciones terrestres y satelitales de mejor calidad: P (PRISM), escorrentía (medidas locales) y cambio en el almacenamiento de agua. Desarrollaron un enfoque de reducción de escala basado en el modelo de la superficie terrestre para desagregar los datos mensuales del espesor del agua equivalente a GRACE en valores diarios de 0,125°.
Contextuales	Triangle Evaporative Fraction Model (TEFM) Goward et al. (1985), Price (1990), Carlson et al. (1995)	La relación NDVI-Ts obtenida con datos de satélite forma una trama de dispersión triangular con bordes secos y húmedos. En un NDVI dado, la FE de un píxel se determina a partir de sus desviaciones relativas de los bordes secos y húmedos. Utilizaron datos Landsat y AVHRR
	Trapezoid Interpolation Model (TIM) Moran et al. (1994)	La relación NDVI-Ts genera una forma trapezoidal con cuatro vértices que representan la vegetación completa bien regada, la vegetación completa con estrés hídrico, el suelo completamente húmedo y el suelo completamente seco. FE se estima a partir de las salidas de los bordes seco y húmedo que unen los cuatro vértices. Utilizaron datos MODIS.
	Simplified-Surface Energy Budget Index (S-SEBI) Roerink et al. (2000)	El NDVI en el modelo FE se sustituye por el albedo, de manera que el límite superior se controla por la energía disponible y el límite inferior por la evaporación. Utilizaron datos AVHRR.
	Two-Source Trapezoid Model for ET (TTME)** Long and Singh (2012), Tang and Li (2017a)	Los cuatro vértices de la forma trapezoidal están definidos teóricamente, y se utiliza un modelo de dos capas basado en parches para separar los FE en componentes de suelo y vegetación.
	Hybrid Dual-source Scheme and Trapezoid Frameworkbased ET Model (HTEM) Yang et al. (2013)	Se adopta un enfoque por capas para calcular la energía disponible para la vegetación y el suelo, y un enfoque por parches para calcular el LE de estos dos componentes.

Tabla 5. Continuación.

Métodos	Modelo	Descripción
	<i>Four-source Surface Energy Balance Model (SEBe4S)</i> Merlin <i>et al.</i> (2014)	A partir de los espacios trapezoidales Ts-Fc y Ts-albedo, calcula los flujos de energía de cuatro fuentes, incluyendo el suelo desnudo, la vegetación verde no estresada, la vegetación verde no transpirante y la vegetación senescente en pie.
	<i>Enhanced Two-Source ET Model for Land (ETEML)</i> Yang <i>et al.</i> (2015)	Mejora el modelo TIM definiendo teóricamente los bordes secos y húmedos del trapecio después de separar la vegetación y los componentes del suelo. También reemplaza la Ts con la diferencia entre la Ts y la Ta.
	<i>Time Domain Triangle Model (TDTM)</i> Minacapilli <i>et al.</i> (2016)	Se forma un triángulo de Ts-Ta vs. Fv para cada píxel en el dominio del tiempo. Es adecuado para la aplicación de series temporales de teledetección. Utiliza datos MODIS.

- *Modelos basados en el Balance de Energía*

El proceso de ET representa uno de los principales flujos de energía entre la superficie de la Tierra y la atmósfera. El cambio de fase (líquido-vapor) requiere una gran cantidad de energía, por lo que está limitada a la energía disponible. Debido a esta limitación, es posible predecir la cantidad de ET aplicando el principio de conservación de la energía, según el cual la energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la misma dentro de un período determinado (Allen *et al.*, 1998; Barraza-Bernardas, 2015).

Si se considera un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera que los rodea, el balance energético se expresa convenientemente por medio de la EBE en superficie, que puede ser definido como la forma en la cual se distribuye la Rn en los distintos procesos biofísicos presentes. De acuerdo con la ley básica de conservación de la energía, la EBE queda expresada como:

$$Rn + G + H + Ph + \Delta S + D_h + LE = 0 \quad (2)$$

donde Rn [W m⁻²], G [W m⁻²], H [W m⁻²], 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 producto entre el calor latente de vaporización (L) y la tasa de evapotranspiración (E) [W m⁻²] o ET, siendo este último el término de conexión entre los balances de agua y energía (Brutsaert, 1984). Cabe aclarar la relación entre LE y ET, siendo LE el flujo de energía necesario para llevar adelante el proceso de ET, mientras que este, es el agua devuelta a la atmósfera en dicho proceso. Por ello, se destaca la distinción entre disciplinas, por ejemplo, para la física y climatología, se utilizan unidades de energía, mientras que para la hidrología, se tienen en cuenta unidades de longitud.

En la práctica, los flujos de energía asociados a la fotosíntesis, el almacenamiento de calor y la advección suelen despreciarse resultando la Ecuación 2 reducida a (Monteith y Unsworth, 1990; Hillel, 1998; Sánchez *et al.*, 2008; Carmona *et al.*, 2011):

$$Rn + LE + H + G = 0 \quad (3)$$

El uso más común de la ecuación reducida de BE es para estimar el LE (o ET) como término residual, por lo que se deben obtener Rn, H y G previamente. En la Figura 4 se muestra el peso de cada variable de la Ecuación 3 sobre distintas condiciones de la superficie.

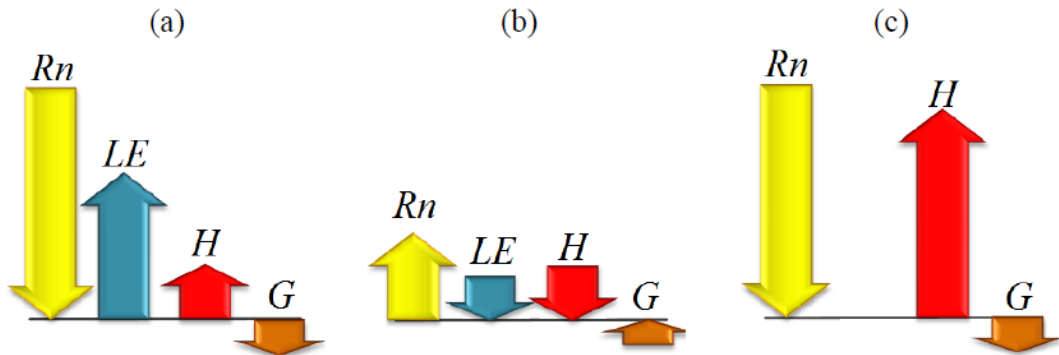


Figura 4. Términos de la EBE sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (tomado de Carmona et al. 2011).

Dentro de los modelos basados en el BE existen los de una capa (MuC) y los modelos de dos capas (MdC). Los primeros se utilizan para estimar H a escala de grandes cuencas utilizando como dato de entrada la T_s derivada de datos de satélite. La base física en la que se sustenta la estimación del H es a partir de la ecuación propuesta por Monteith y Szeicz (1962) y aportes de Monteith (1963):

$$H = \frac{\rho c_p}{r_a} (T_o - T_a) \quad (4)$$

donde ρ es la densidad del aire [kg m^{-3}], c_p es el calor específico del aire [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], T_o (en la proximidad de la vegetación) y T_a (a una altura determinada) son la temperatura aerodinámica [K] y del aire [K], y r_a es la resistencia aerodinámica [s m^{-1}]. La diferencia entre T_o y T_a determina la eficiencia de intercambio de calor entre la superficie y la atmósfera. La r_a es usualmente estimada utilizando datos locales de velocidad de viento y condiciones de estabilidad espacial de la rugosidad de la superficie.

La Ecuación 4 representa un MuC y físicamente se puede entender como un modelo que asume que la T_o (aerodinámica en el plano de flujo cero, justo en el límite entre la vegetación y la atmósfera) es muy próxima a la T_s obtenida desde satélite (Bastiaanssen, 2000). En la práctica cuando se utilizan datos de satélite se considera que $T_o = T_s$ y muchos modelos se sustentan en esta idea.

Asumir esta igualdad entre T aerodinámica y T_s puede llegar a arrojar errores del orden del 50 % ($3,5 \text{ mm d}^{-1}$) en situaciones como las siguientes: i) no realizar las correcciones de emisividad y de efectos de la atmósfera, ii) no es válido asumir la relación para superficies con una combinación de vegetación y suelo (parcialmente cubiertas). Es decir, el MuC es apropiado para una cobertura total del suelo dando resultados adecuados en estas situaciones, con errores del orden del 20 % en la estimación de LE cuando H se calcula con la Ecuación 4. Los MuC se han desarrollado tomando como base esta idea y algunos autores, para mejorar la estimación de H y reducir errores incluyen en la Ecuación 4 una resistencia extra que denominan r_{ex} [s m^{-1}]. La Ecuación 5 muestra los MuC que consideran la existencia de una resistencia extra (r_{ex}) (Gowda et al., 2002).

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a + r_{ex}} (T_0 - T_a) \quad (5)$$

- *Modelos basados en la relación Índice de Vegetación -Temperatura de superficie (Modelos de dos capas).*

La principal diferencia entre los modelos de una y dos capas reside en que, los modelos de dos capas consideran los flujos desde el suelo y la vegetación separados, lo que facilita la aplicación de la EBE en condiciones de cobertura de la superficie parcial.

La ecuación utilizada para calcular H para cada componente (suelo o vegetación) puede considerar resistencias en serie (Choudhury y Monteith, 1988) o resistencias en paralelo (Norman et al., 1995). A modo de ejemplo se presentan las ecuaciones (6 y 7) de cálculo de las componentes para el caso de asumir un modelo de resistencias en paralelo. Es intuitivo, dado que asume que existe un desacople entre el suelo y la vegetación y que, por lo tanto, el H desde cada componente es independiente.

$$H_c = \rho C_p \frac{T_{sc} - T_a}{r_{aa}} \quad (6)$$

$$H_s = \rho C_p \frac{T_{ss} - T_a}{r_{as} + r_a} \quad (7)$$

donde T_{sc} y T_{ss} son la temperatura de la vegetación y del suelo, r_a es la resistencia aerodinámica y r_{as} es la resistencia del flujo de calor en la capa inmediatamente encima del suelo. Las unidades son las mismas que las utilizadas en la Ecuación 4.

- *Modelos basados en la ecuación de Penman Monteith*

La ET de la superficie terrestre está controlada no solo por el poder de secado de la atmósfera suprayacente dependiendo del déficit de vapor de agua y la velocidad del viento, sino también por la energía disponible para soportar la demanda del calor latente de vaporización. Penman (1948) fue el primero en derivar un modelo de evaporación que combina mecánicamente estos dos controles sobre la transferencia de vapor de agua desde la superficie a la atmósfera.

En el modelo de Penman, el impacto del viento sobre la evaporación se describe utilizando un modelo empírico y la influencia de las condiciones de la superficie (contenido de agua del suelo, altura y densidad de la vegetación) no se considera explícitamente. A continuación, se detalla la ecuación del modelo combinado de PM:

$$\lambda ET_{PM} = \frac{\Delta (Rn - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (8)$$

donde λ es el calor latente de vaporización; Δ [kPa °C⁻¹] es la pendiente de la curva de presión de saturación de vapor; Rn [MJ m⁻² d⁻¹]; G [MJ m⁻² d⁻¹]; ρ_a es la densidad media del aire a presión constante [Kg m⁻³], c_p [MJ m⁻² d⁻¹]; e_s es la presión de vapor del aire [kPa], e_a es la presión de saturación de vapor [kPa], $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor (VPD) [kPa]; r_s y r_a son las resistencias superficial (total) y aerodinámica y γ es la constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].

El enfoque de PM incluye todos los parámetros que gobiernan el intercambio de energía y el flujo de calor (ET) de grandes extensiones uniformes de vegetación. La mayoría de los parámetros son medidos o pueden calcularse fácilmente de datos meteorológicos o de satélite.

La ecuación se puede utilizar para el cálculo directo de la ET de cualquier cultivo ya que las resistencias superficial y aerodinámica son específicas para cada cultivo (Allen *et al.*, 1998).

La Ecuación 8 se puede resumir en:

$$ET_{PM} = \left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right)(Rn - G) + \left(\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}\right)E_A \quad (9)$$

donde E_A representa el poder de secado del aire [$W\ m^{-2}$], siendo este último función del gradiente de humedad del aire cercano a la superficie y de la velocidad del viento a través de dicha superficie. Los términos de la ecuación representan las condiciones energéticas y aerodinámicas de la superficie en estudio siendo el peso de cada término propio del lugar en donde se produce el proceso de evapotranspiración.

- *Modelos basados en la ecuación de Priestley-Taylor*

Con relación a la Ecuación 9, teóricamente, en condiciones libres de advección, se ha considerado que el aire que pasa sobre una superficie saturada disminuirá gradualmente su déficit de saturación, tendiendo E_A a cero y pudiéndose establecer un límite inferior de ET. Dicho límite se denomina ET de equilibrio ET_{eq} (o evaporación de equilibrio, considerando el agua como superficie evaporante) (Slatyer y Mcllroy, 1967; Brutsaert, 1984). Sin embargo, en ambientes naturales, difícilmente son encontradas condiciones de equilibrio y de presentarse esta es de muy corta duración. Las desviaciones de éstas son derivadas de efectos de advección regional y de gran escala, participando en ellas las variaciones horizontales de superficie y/o las condiciones atmosféricas presentes (Brutsaert, 1984; Eichinger *et al.*, 1996). Con el fin de compensar estas desviaciones Priestley y Taylor (1972) introdujeron un parámetro empírico α (que asumen con un valor de 1,26), resultando la Ecuación 10:

$$ETp_{PT} = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right)(Rn - G) \quad (10)$$

- *Coeficiente Alfa (α)*

En cuanto al parámetro α , en condiciones potenciales, pero en ausencia tanto de advección como de saturación del aire, Priestley y Taylor (1972) dan los límites de variación del parámetro, siendo $1 < \alpha < \left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right)$. Utilizando el BE, con el enfoque de la relación de Bowen, han demostrado que α puede expresarse en función de la relación de Bowen (β) (Ecuación 11). Numerosos estudios han respaldado 1,26 como valor propuesto (Davies y Allen, 1973; Stewart y Rouse, 1976, 1977; Stannard, 1993; Eichinger *et al.*, 1996, entre otros).

$$\alpha = \left[\left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right) (1 + \beta)\right]^{-1} \quad (11)$$

- *Pendiente de la curva de presión de vapor (Δ)*

Para el cálculo de la ETp, se requiere calcular la pendiente de la relación entre la presión de saturación de vapor y la temperatura (Allen *et al.*, 1998). Cuando un volumen de aire se encuentra retenido sobre una superficie evaporante, se alcanza un equilibrio entre las moléculas de agua que se incorporan al aire y las que vuelven a la fuente de agua. En ese momento, se considera que el aire está saturado puesto que no puede almacenar ninguna molécula de agua adicional. La presión correspondiente se llama presión de saturación de vapor (e_s). La cantidad de moléculas de agua que se pueden almacenar en el aire depende de la T. Cuanto más alta es la T_a , más alta es la capacidad de almacenar vapor de agua y más alta es la presión de saturación de vapor (Figura 5).

Como se puede observar en la Figura 5, la pendiente de la curva cambia exponencialmente con la T. Si la T es baja, la pendiente es pequeña y varía levemente con el incremento de T, en cambio, si la T es alta, la pendiente es mayor y pequeños cambios en la T producen grandes cambios en la pendiente. Δ , es un parámetro importante para la descripción de la vaporización.

La presión real de vapor (e_a) es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el aire. Cuando el aire no se satura, la presión real de vapor será más baja que la presión de vapor de saturación. La diferencia entre la presión de saturación y la presión real de vapor se llama déficit de presión de vapor o déficit de saturación y es un indicador preciso de la capacidad evaporativa del aire.

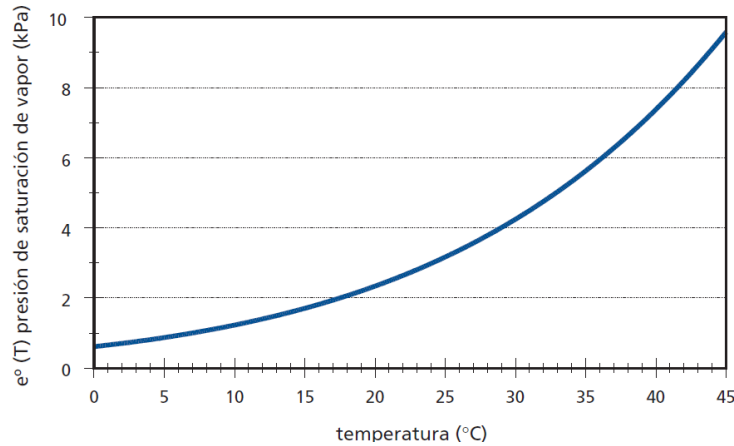


Figura 5. Presión de saturación de vapor en función de la T (tomado de Allen et al, 1998).

En relación con esto, se detallan las ecuaciones utilizadas para determinar el parámetro Δ , donde se relaciona la e_s con la T_a (Ecuaciones 12 a 14).

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T_a + 273,3)^2} \quad (12)$$

$$e_s = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T_a}{T_a + 273,3}\right) \quad (13)$$

$$T_a = 1,0618 \times T_s - 18,264 \quad (14)$$

siendo Δ [kPa °C⁻¹]; e_s [kPa]; T_a [°C]; $\exp=2,7183$ (base de ln) elevado a una potencia; T_s [°C]

➤ Constante psicrométrica (γ)

La constante psicrométrica (Ecuación 15) es función del calor específico a presión constante- C_p [MJ kg⁻¹ °C⁻¹]=1,013x10⁻³, de la presión atmosférica (P_{atm}) [kPa], del cociente del peso molecular del vapor de agua/aire seco=0,622 (ξ) y del vaporización λ [MJ kg⁻¹]. Este último expresa la energía requerida para cambiar una masa de unidad de agua líquida a vapor de agua bajo presión y T constantes. El valor de λ varía en función de la T_a , cuanto más elevada sea, menos energía será requerida (Ecuación 16).

$$\gamma = \frac{C_p P_{atm}}{\xi \lambda} \quad (15)$$

$$\lambda = 2,501 - (0,002631 T_a) \quad (16)$$

➤ Radiación Neta

La R_n , es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas. Es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre.

Este término, normalmente es positivo en horas diurnas y negativo durante la noche. El valor diario total suele ser siempre positivo para 24 horas, excepto en condiciones extremas de latitudes elevadas. A continuación, se detalla el algoritmo para el cálculo de R_n , donde el primer término corresponde a la R_n de onda corta (R_s), y el segundo, a la R_n de onda larga (R_l) (Ecuación 17, Bastiaanssen, 1995).

$$R_n = (1 - alb)R_s^\downarrow + (\varepsilon R_l^\downarrow - \varepsilon\sigma T_s^4) \quad (17)$$

donde R_n [Wm^{-2}]; alb es el albedo [adimensional]; R_s^\downarrow es la Radiación de onda corta entrante [Wm^{-2}]; ε es la emisividad de la superficie [adimensional]; R_l^\downarrow es la Radiación de onda larga entrante [Wm^{-2}]; σ es la Constante de Stefan-Boltzmann $5,67 \times 10^{-8}$ [$\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$]; $T_s = [\text{K}]$. El término $(\varepsilon \sigma T_s^4)$ equivale a la R_l^\uparrow .

Albedo

El albedo de la superficie representa el valor medio de la reflectividad espectral hemisférica en el espectro solar, que incluye tanto la porción de radiación solar directa como difusa reflejada.

En el caso de una superficie rugosa ideal, el albedo debería ser independiente de la dirección del haz primario de radiación. Sin embargo, para la mayoría de las superficies naturales la fracción de la radiación directa y difusa reflejada depende de la dirección de iluminación, es decir, depende de la posición del Sol para el caso de la superficie terrestre.

El albedo de los suelos depende de su color, humedad, contenido de materia orgánica y de la rugosidad de la superficie. Los suelos con tonalidades claras, que reflejan más radiación solar, poseen valores de albedo mayores a los suelos oscuros. El albedo de la vegetación depende del tipo de vegetación, pero también de la distribución y arquitectura de la cubierta (Ibáñez, 1998). En la Tabla 6 se presenta un breve resumen de valores de albedo para diferentes superficies (Brutsaert, 1984).

Tabla 6. Valores medios de albedo para distintas superficies.

Naturaleza de la superficie	Albedo
Agua profunda	0,04-0,08
Suelos húmedos oscuros, campos arados	0,05-0,15
Suelos grises, campos desnudos	0,15-0,25
Suelos secos, desiertos	0,20-0,35
Arena blanca, cal	0,30-0,40
Hierba verde y vegetación corta (alfalfa, papas, remolacha)	0,15-0,25
Hierba seca, rastrojo	0,15-0,20
Pradera seca y sabana	0,20-0,30
Bosques de coníferas	0,10-0,15
Bosques caducifolios	0,15-0,25
Bosques con nieve derretida	0,20-0,30
Cubierta de nieve vieja y sucia	0,35-0,65
Cubierta de nieve estable y limpia	0,60-0,75
Nieve fresca	0,80-0,90

Radiación de onda corta entrante (R_s^\downarrow)

La radiación de onda corta es el flujo radiante que resulta directamente de la radiación solar. La mayor parte se concentra en el rango espectral de 0,1 a 4 μm . Al tope de la atmósfera este flujo, denominado constante solar, es aproximadamente 1367 W m^{-2} (Niemelä *et al.*, 2001a). Al pasar a través de la atmósfera, se modifica el flujo de radiación solar debido a procesos de dispersión, absorción y reflexión que se dan con diferentes tipos de moléculas y partículas coloidales.

Emisividad de superficie (ϵ)

Es la proporción de radiación térmica emitida por una superficie u objeto debido a su temperatura. En general, la ϵ depende de distintos factores según el cuerpo emisor: T, naturaleza e intervalo espectral de medida, en el suelo depende del contenido de agua y tamaño de grano, ya que, según el tipo de suelo, la ϵ aumenta a medida que lo hace su contenido de agua y disminuye con el tamaño de grano, en la vegetación, depende de la densidad. En la Tabla 7 se presenta un breve resumen de valores de ϵ , considerando valores promedio en el rango espectral 8-14 μm , para diferentes superficies naturales (tomado de Humes *et al.* (1994), quien cita resultados de varios investigadores).

Tabla 7. Valores de ϵ (8-14 μm) para diferentes superficies.

Naturaleza de la superficie	ϵ
Suelo desnudo (arena)	0,930
Arbustos (A. tridentata)	0,970
Suelo desnudo (arena arcillosa)	0,914
Hierba (cobertura parcial)	0,956
Arbustos (cobertura parcial)	0,976
Arbustos (cobertura completa)	0,986
Área pedregosa	0,959
Áreas con vegetación	
Hierba corta	0,979
Matas de hierba (pocos cm)	0,981
Pradera	0,983
Arbustos	0,994

Una de las maneras de calcular este parámetro es siguiendo la ecuación de Van der Griend and Owe (1993):

$$\epsilon = 1,0094 + 0,047 \times \text{Ln NDVI} \quad (18)$$

Radiación de onda larga entrante (R_l^\downarrow)

La radiación de onda larga es el flujo radiante que resulta de la emisión de los gases atmosféricos y la superficie terrestre. Estos se encuentran a una temperatura mucho menor que la del Sol, por lo tanto, emiten radiación en longitudes de onda mayores que la radiación solar. Prácticamente no hay superposición con el espectro solar, siendo que la mayor parte de la radiación que emite la superficie terrestre y la atmósfera está contenida en el intervalo espectral de 4 a 100 μm .

La radiación de onda larga descendente, R_l^\downarrow , se emite principalmente desde moléculas de H_2O , CO_2 y O_3 y gotas de agua de nubes (Idso y Jackson, 1969). Esta componente de la radiación neta se puede medir de forma directa por medio del uso de pirgeómetros, sin embargo, estas

medidas no son habituales en estaciones meteorológicas. Es por lo que, en general, se estima a través del uso de modelos que requieren información meteorológica (Duarte *et al.*, 2006).

Flujo de calor en el suelo (G)

Se cuenta con diversos modelos complejos para describir el flujo de calor en el suelo. Algunos se basan en la idea que la temperatura del suelo tiene similar tendencia a la de la temperatura del aire (Allen *et al.*, 1998). G generalmente representa una fracción reducida del BE, más aún cuando la proporción de vegetación es alta, aunque puede resultar una magnitud significativa en suelos desnudos principalmente. Este parámetro puede determinarse con la ecuación de Moran *et al.* (1989), que tiene en cuenta el NDVI y la Rn para su cálculo (Ecuación 19).

$$G = 0,583 \exp(-2,13 NDVI) Rn \quad (19)$$

➤ Evapotranspiración real

Por otro lado, teniendo en cuenta el método de PT, la ETr puede calcularse de acuerdo con la Ecuación 20, que tiene en cuenta la FE (Ecuación 21) determinada por la Hs, donde Hs_i corresponde a la HS instantánea; HS_{min} es la HS mínima o punto de marchitez; HS_{max} es la HS máxima o capacidad de campo.

$$ETr = ETp_{PT} FE \quad (20)$$

donde FE viene dado por:

$$FE = \frac{HS_i - HS_{min}}{HS_{max} - HS_{min}} \quad (21)$$

- *Métodos basados en el balance de agua*

Las generalidades de los métodos basados en el balance de agua se describen en el apartado III.I, con la diferencia que, en este caso, se toman como variables de entrada, datos obtenidos de satélite.

- *Modelos contextuales*

Dado que es difícil obtener la T aerodinámica y estimar la resistencia aerodinámica para el cálculo del calor sensible, se desarrollaron muchos modelos para hacer uso de la información contextual espacial de la Ts detectada remotamente en áreas de diferentes fracciones de vegetación.

Al utilizar las diferencias relativas de T entre los píxeles de las imágenes de satélite, se pueden eliminar muchos de los errores de polarización en la estimación de la T aerodinámica. Para la aplicación de datos satelitales en áreas extensas, a menudo no se encontraban disponibles datos terrestres, como velocidad del viento, altura de la vegetación, T y HS, Pf, etc., y, se desarrollaron modelos contextuales para estimar la FE utilizando exclusivamente datos de sensores que captan información en el espectro solar y térmico (Nemani y Running, 1989; Price, 1990 ; Carlson *et al.*, 1995 ; Gillies *et al.*, 1997 ; Jiang e Islam, 2001 ; Sandholt *et al.*, 2002 ; Nishida *et al.*, 2003, Chen y Liu, 2020).

En este contexto, la ET se puede calcular a partir de la FE y la energía disponible en la superficie. En estos modelos, los datos de teledetección de onda corta determinan Fv utilizando un índice de vegetación, como NDVI, y la teledetección térmica proporciona Ts. Para un área con cobertura vegetal y estado hídrico del suelo variables, el diagrama de dispersión NDVI-Ts posee una forma triangular (Figura 6). El límite inferior del triángulo está formado por los píxeles

más húmedos con las temperaturas más bajas del área. Teóricamente se puede definir como la temperatura de una superficie completamente húmeda donde ET es proporcional a la energía disponible como lo describen Priestley y Taylor (1972).

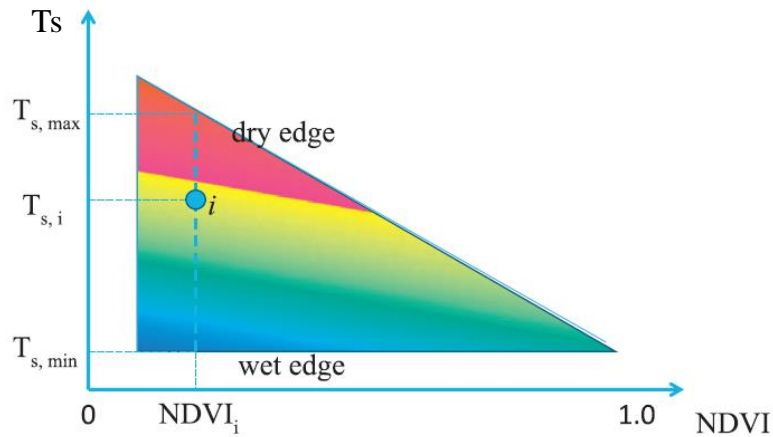


Figura 6. Esquema de un modelo contextual para estimar la FE y ET con datos de T_s y NDVI de satélite. Los valores observados generalmente estarían dentro de este triángulo. El borde seco (dry edge) tiene la T_s más alta posible y la tasa de ET más baja en un NDVI dado, mientras que en el borde húmedo (wet edge) la FE es la más alta.

En general, estos modelos para estimar la ET cuentan con limitaciones relacionadas con la disponibilidad de medidas de terreno, uso restringido de ciertos modelos a condiciones de cielo despejado (especialmente los modelos basados en el BE), requerimiento de imágenes de satélite para periodo de cálculo en particular, requerimiento de calibraciones para el área de aplicación (los modelos empíricos por ejemplo), escalado de valores instantáneos a diarios, entre otros problemas y/o requisitos que limitan el rango de aplicación de los modelos y contribuyen en los errores de los resultados (Zhang et al., 2016). Por lo tanto, con el advenimiento de las misiones de satélite y el avance en la incorporación de bandas térmicas y radar, da lugar a una importante mejora en la obtención de los datos, así como en las resoluciones temporales y espaciales de los productos. Asimismo, aún hoy en día el estudio de la ET y el desarrollo de modelos resultan clave para lograr una mayor comprensión y simulación de la pérdida de agua de una región.

Capítulo IV. Modelo propuesto y especificaciones de los productos de satélite

En este capítulo se detalla el modelo propuesto para el cálculo de la ETp y ETr, sus variables, así como los datos de satélite que se tuvieron en cuenta para tal fin.

Además, se detalla el procesamiento que se lleva a cabo sobre los productos de satélite para obtener las resoluciones deseadas.

IV. I. Modelo propuesto para determinar ETp y ETr

El modelo propuesto para determinar la ETp y ETr se desprende de la ecuación de PT (Ecuación 10- [Priestley y Taylor, 1972](#)), que es una simplificación de la de EBE. La evolución del uso del método de PT para determinar ET puede verse reflejada en los trabajos de los distintos autores que lo utilizan ([Stannard, 1993](#); [Fisher et al., 2008](#); [Rivas y Carmona, 2010](#); [Miralles et al., 2011](#); [Carmona et al., 2018](#); [Marshall et al., 2020](#), entre otros), logrando resultados alentadores en la mayor parte de las estimaciones realizadas. Cabe destacar la consistencia del modelo que tiene en cuenta un balance energético de superficie que considera las condiciones aerodinámicas y un coeficiente ambiental. Además, se trata de un método sencillo y todas sus componentes se encuentran disponibles en distintos productos de satélite para poder obtener los valores de ET globalmente.

En este caso, dada la necesidad de obtener un modelo que determine ET independientemente de los datos medidos *in situ*, se decide determinar estas variables teniendo en cuenta datos de satélite con los que se logre una resolución espacial de 0,25 km, determinando la ET a escala de parcela. Además, se realiza con una resolución temporal de 8 días, dado que en este intervalo de tiempo se aproxima a la respuesta acumulada de las plantas durante varios días, y se relaciona con las condiciones cambiantes de crecimiento de éstas ([Pearcy y Sims, 1994](#)). Si se tratase de una menor resolución esto no sería apreciable. Asimismo, una resolución de 8 días es competente para reproducir el comportamiento de la ET en las distintas zonas del planeta.

Para determinar la ETr del sistema (Ecuación 20), se debe tener en cuenta la interacción suelo-vegetación-atmósfera, lo que se logra determinando la FE (Ecuación 21) que es un indicador del estado de HS. En este sistema, la ET se rige por la energía disponible (de alta periodicidad), la turbulencia del viento (de mayor variabilidad, pero menos periódica), y la superficie de control (de variación lenta) ([Ocampo et al., 2011](#)).

La superficie de control se refiere a la HS en la zona radicular, y corresponde al agua disponible para las plantas la cual varía a una escala de tiempo mayor que el día ([Gentine et al. 2011](#)), es decir comprende la fracción de agua disponible para las plantas, de la cual éstas extraen tanto el agua como los nutrientes.

Desde el punto de vista energético, cuando el sistema dispone de humedad, la energía incidente es utilizada principalmente en el proceso de ET. Al contrario, con poca o nula HS, toda la energía se destina al H y la FE se aproxima a cero, mientras que tiende a tomar valores cercanos a uno cuando la HS es máxima ([Vogt et al. 2011](#)).

En este contexto, se calcula la FE con datos de HS obtenidos de productos de satélite, de acuerdo con la Ecuación 21.

En la Figura 7 se muestran esquemáticamente las variables nombradas, que se utilizan para el cálculo de la ETp y ETr.

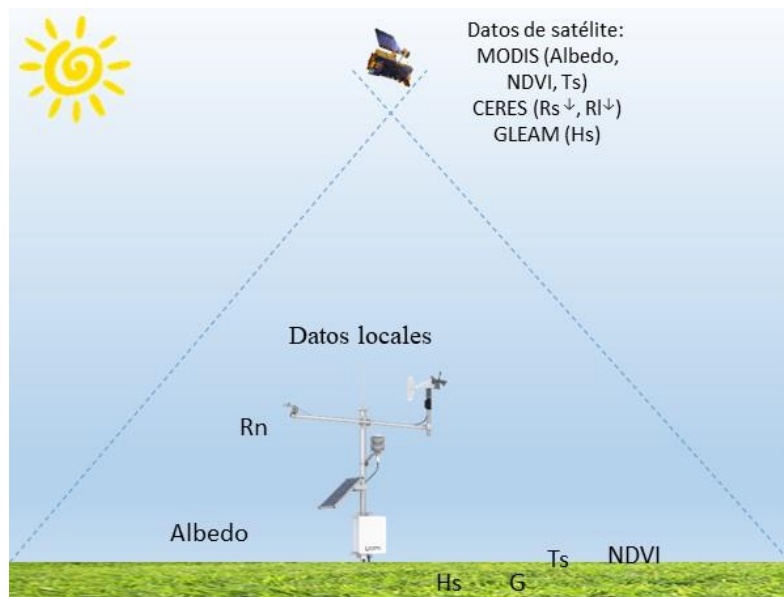


Figura 7. Esquema de un sistema natural con las variables que determinan ET_p y ET_r .

Con base en las ecuaciones presentadas en el Capítulo III, a continuación, se describen los datos de satélite utilizados en cada variable.

IV. II. Productos de satélite utilizados en el modelo

Los factores que intervienen en el proceso de ET son diversos, variables en el tiempo y en el espacio, y, en este contexto, cobran mayor relevancia los datos de satélite, debido a que con ellos se puede obtener una variación espacio-temporal de los componentes del ciclo hidrológico a diferentes escalas y resoluciones, con una alta precisión. En este sentido, se utilizarán datos de distintos satélites para cuantificar la ET.

IV.II.1. Datos MODIS

El sensor MODIS es un instrumento que se encuentra a bordo de los satélites *Earth Observation System* (EOS)-Terra (originalmente conocido como EOS AM-1) y Aqua (originalmente conocido como EOS PM-1). La órbita de Terra alrededor de la Tierra está programada con una ruta de norte a sur, pasando por el Ecuador por la mañana, mientras que Aqua pasa de sur a norte sobre el ecuador por la tarde. Terra MODIS y Aqua MODIS monitorean toda la superficie de la Tierra cada 1 o 2 días, adquiriendo datos en 36 bandas espectrales o grupos de longitudes de onda. Estos datos mejorarán nuestra comprensión de la dinámica y los procesos globales que ocurren en la tierra, en los océanos y en la atmósfera inferior (Maccherone y Frazier, 2020)

La incorporación de los productos MODIS en el análisis de la ET es clave debido a la alta sensibilidad radiométrica (12 bits) que poseen las variables que determina. Además, las respuestas de los sensores se adaptan al cálculo de ET, ya que sus resoluciones temporales varían entre 8 y 16 días, éstas últimas pueden extrapolarse a una resolución de 8 días. Asimismo, la resolución espacial varía entre 0,25 km y 1 km, lo que se puede adaptar a resoluciones menores, reescalando la imagen. Otras de las ventajas de MODIS es que es que, al ser de órbita polar cubre (en un intervalo igual a su ciclo de repetición) espacialmente todo el planeta, opera desde 1999 (Terra) o 2002 (Aqua), y los datos pueden compararse entre sí, obteniendo así información altamente fiable.

- MOD11A2 (Ts-ε)

Para la determinación de la ET se tuvieron en cuenta los productos MODIS detallados en la Tabla 8. El producto MOD11A2 versión 6 (Wan *et al.*, 2015a), proporciona un promedio de 8 días por píxel de Ts y ε con una resolución espacial de 1 km en una cuadrícula de 1200 por 1200 km. Cada valor de píxel en el MOD11A2 es un promedio de todos los píxeles MOD11A1 Ts correspondientes, recopilados dentro de ese período de 8 días. El período de composición de 8 días es debido a que el doble es el ciclo de repetición de la pasada de las plataformas Terra y Aqua sobre el Ecuador para una misma longitud geográfica. Junto con las bandas de temperatura superficial diurna y nocturna se asocian parámetros de control de calidad, tiempos de observación, ángulos cenitales y acimutales de visión e iluminación solar y coberturas de cielo despejado, junto con las emisividades consideradas para las bandas 31 y 32 del sensor MODIS para los distintos tipos de cobertura terrestre. Este producto se encuentra disponible desde el 18/02/2000 a la actualidad en el caso de la plataforma Terra.

En relación a versiones anteriores de este producto, presenta una serie de mejoras, (1) se eliminaron los píxeles de Ts contaminados con nubes; (2) se actualizó la tabla de búsqueda de los coeficientes (*look-up table*-LUT) para el algoritmo *split-window* con un análisis de regresión completo de datos de simulación de MODIS en las bandas 31 y 32 en amplios rangos de condiciones de la superficie y atmósfera, especialmente extendiendo el límite superior para las diferencias consideradas entre la temperatura superficial terrestre y la temperatura del aire a nivel superficial para los perfiles en la base de simulación correspondientes a regiones áridas y semiáridas. Aumentó la superposición entre varios subrangos en la simulación para reducir la sensibilidad del algoritmo a las incertidumbres en los datos de entrada (es decir, el vapor de agua de la columna atmosférica y la temperatura del aire de MOD07); (3) se realizaron ajustes menores en los valores de emisividad superficial basados en la clasificación de coberturas terrestres, especialmente para suelos desnudos y tipos de cobertura terrestre de rocas; (4) Se ajustó el algoritmo día / noche ajustando pesos para mejorar el rendimiento en regiones desérticas donde el algoritmo de absorción diferencial *split-window* incorporado puede no funcionar bien; y (5) Se generaron nuevos productos Ts & ε en cuadrícula con una resolución espacial de 6 km para intervalos de 8 días (MOD11B2) y mensuales (MOD11B3) en respuesta a las solicitudes de la comunidad de usuarios.

- MCD43B3.005 (albedo)

Por su parte, el producto MCD43B3 versión 5 (Schaaf y Wang, 2015) (Tabla 8), proporciona datos a una resolución espacial nominal de 1 km que describen tanto la reflectancia hemisférica direccional (*black-sky albedo*) al mediodía solar local como la reflectancia bihemisférica (*white-sky albedo*). Estos valores de albedo se producen a partir de los modelos de anisotropía de 16 días proporcionados en MCD43B1 y representan promedios de los valores subyacentes de 0,5 km.

- MOD13Q1.006 (NDVI)

Finalmente, el producto MOD13Q1 versión 6 (Didan, 2015) se genera cada 16 días a una resolución espacial de 0,25 km como producto de Nivel 3. Este producto MOD13Q1 proporciona dos capas de índices de vegetación. El primero es el NDVI, propuesto por primera vez para AVHRR en NOAA y generado a partir de las bandas espectrales del rojo e infrarrojo cercano. El segundo índice incorporado en el producto es el EVI, que mejora la sensibilidad sobre las regiones de alta biomasa. El algoritmo elige el mejor valor de píxel disponible de todas las adquisiciones del período de 16 días. El criterio utilizado es nubes bajas, ángulo de visión bajo y

el valor más alto de NDVI/EVI. Este producto se encuentra disponible desde el 18/02/2000 a la actualidad en el caso de imágenes de MODIS en la plataforma EOS-Terra.

En relación a versiones anteriores, este producto presenta una serie de mejoras, (1) los índices de vegetación compuestos de 16 días se generan usando las dos escenas de reflectancia de superficie compuestas para 8 días (MOD09A1) dentro del período de 16 días; (2) Esta entrada de reflectancia de superficie se basa en la aproximación de mínimo valor en la banda espectral del azul para generar el producto de reflectancia de superficie de 8 días; (3) El formato del producto es consistente con la Versión 5, que se genera utilizando el producto de reflectancia superficial diaria cuadrulado de Nivel 2; (4) Se utiliza una base de datos de productos promedios climáticos de índice de vegetación siguiendo una cuadrícula a nivel global, que se actualizará de forma frecuente a largo plazo, para llenar los vacíos.

La Tabla 8 muestra un resumen de los datos de satélite, las variables utilizadas y las resoluciones espaciales y temporales necesarias para el cálculo de ET teniendo en cuenta el modelo de PT (Ecuación 10).

IV.II.2. Datos CERES

El clima está controlado por la cantidad de luz solar absorbida por la Tierra y la cantidad de energía infrarroja emitida al espacio. Estas cantidades, junto con su diferencia, definen el balance de radiación de la Tierra (*Earth's radiation Budget* - ERB). El proyecto CERES proporciona observaciones satelitales de ERB y nubosidad. Utiliza mediciones de los instrumentos CERES en satélite, junto con datos de muchos otros instrumentos para producir un conjunto completo de productos de datos ERB para investigación climática, meteorológica y de ciencias aplicadas.

El equipo de CERES recopila datos de ERB desde 1997, cuando se lanzó el primer instrumento CERES a bordo del satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Desde entonces, los instrumentos CERES se han lanzado a bordo de los satélites Terra, Aqua, *Suomi National Polar-orbiting Partnership* (Suomi-NPP) y NOAA-20. Los instrumentos CERES proporcionan mediciones directas de la radiación solar reflejada y la emisión de radiación térmica infrarroja al espacio en todas las longitudes de onda entre el ultravioleta y el infrarrojo lejano.

Los objetivos del proyecto de CERES (Smith *et al.*, 2011), son medir la radiación solar reflejada (onda corta) y las radiaciones emitidas por la Tierra (onda larga) y, a partir de estas mediciones, calcular los flujos de radiación de onda corta y onda larga en la parte superior de la atmósfera (TOA) y la superficie, así como la radiación dentro de la atmósfera. Se han desarrollado funciones de distribución de reflectancia bidireccional mejoradas (BRDF) para calcular los flujos en TOA a partir de las radiaciones medidas con errores reducidos. Los instrumentos a bordo de las plataformas Terra y Aqua proporcionan datos para cuatro horas de adquisición a nivel local. Para reducir aún más los errores para el muestreo temporal, se utilizan datos de los satélites meteorológicos geostacionarios para dar cuenta de los cambios de escenas entre las observaciones de los radiómetros CERES.

Existe un protocolo de validación que incluye calibraciones en vuelo y comparaciones de mediciones con datos adquiridos en superficie ha reducido los errores del instrumento a menos del 1%. Los datos se procesan a través de tres versiones. La primera versión proporciona un flujo oportuno de datos a los investigadores y la tercera versión proporciona productos de datos lo más precisos posible con los recursos disponibles.

Específicamente, el producto CERES_SYN1deg (Tabla 8), se elabora a partir de los datos registrados por el sensor CERES y provee valores promedios espaciales (regional, global) y

temporales (diario, mensual, etc.) de flujos de radiación y nubes con 1° de resolución espacial (Wielicki *et al.*, 1996). Además, la versión Ed3A del producto CERES_SYN1deg también ofrece otra información, como las propiedades de la nube que se determinan utilizando mediciones simultáneas de otros instrumentos EOS (Jia *et al.*, 2016). Los detalles del experimento CERES son descritos por Wielicki *et al.* (1996).

Se tuvieron en cuenta los datos CERES (para R_s^\downarrow , R_l^\downarrow y P_{atm}) debido a su amplia cobertura a nivel mundial, así como por su resolución temporal diaria, que permite extrapolar a 8 días, para lograr la resolución requerida para el cálculo de ET. Además, la versión utilizada de datos posee un nivel alto de precisión, debido a que ha sido evaluado tres veces. En cuanto a la resolución espacial de 1° es posible reescalarla a 0,25 km mediante el uso de herramientas de *software*.

IV.II.1. Datos GLEAM

GLEAM (Martens *et al.*, 2017) es un conjunto de algoritmos dedicados a la estimación de la evaporación terrestre y la HS de la zona radicular a partir de datos satelitales (Tabla 8). Desde su desarrollo en 2011, el modelo ha sido revisado regularmente, con el objetivo de incorporar de manera óptima nuevas variables geofísicas observadas por satélite y mejorar la representación de los procesos físicos.

El producto GLEAM presenta distintas versiones, el denominado v3.3a, es un conjunto de datos global que abarca el período de 39 años 1980–2018, está basado en la HS observada por satélite, la profundidad óptica de la vegetación y la nieve (equivalente de agua), temperatura del aire y radiación neta de re-análisis y un producto de precipitación. Particularmente, los datos de HS se obtienen de observaciones de diferentes sensores de microondas pasivos y activos de banda C y L (*European Space Agency Climate Change Initiative Soil Moisture project, ESA CCI SM*).

Además, el producto GLEAM v3.3b, es un conjunto de datos global que abarca un período de 16 años 2003–2018 (septiembre). El conjunto de datos se basa principalmente en datos satelitales.

En la versión GLEAM v3, se comparan sus datos con conjuntos de datos análogos generados con la versión anterior de GLEAM (v2) y se validan con mediciones de 91 torres de *Eddy Covariance* y 2325 sensores de HS en una amplia gama de ecosistemas. Los resultados indican que la calidad de la HS v3 es consistentemente mejor que la de v2: las correlaciones promedio frente a las mediciones de HS en la superficie *in situ* aumentan de 0,61 a 0,64 en el caso del conjunto de datos v3a y la representación de la HS también mejora, con correlaciones que aumentan de 0,47 a 0,53. Se observan mejoras similares para el conjunto de datos v3b.

La versión utilizada en este trabajo es la v3.3a, cuya resolución espacial es de 0,25° x 0,25° y se trata de datos diarios de HS expresados en $m^3 m^{-3}$. Estos datos pueden utilizarse para aplicaciones hidrológicas a gran escala, estudios climáticos o investigaciones sobre retroalimentaciones de la atmósfera terrestre.

Tabla 8. Resoluciones de los productos de satélite utilizados en el cálculo de ET.

Producto	Variable	Resolución espacial	Resolución temporal
MOD11A2.006	Ts	1 km x 1 km	8 días
MCD43B3.005	Albedo	1 km x 1 km	16 días
MOD13Q1	NDVI	0,25 km x 0,25 km	8 días
CERES_SYN1deg	Rs↓	1° x 1°	Diario
	RI↓		
	Patm		
GLEAM v3.3a	HS	0,25° x 0,25°	Diario

IV.III. Metodología y procesamiento de los datos de satélite

En la Figura 8 se muestran los pasos a seguir realizados para el procesamiento de los datos de los productos MODIS utilizados en el modelo propuesto para el cálculo de ETp y ETr. En primer lugar, se obtuvieron los datos puntuales de Ts, albedo y NDVI, desde la base de datos de *Google Earth Engine* (Tabla 9), que es una plataforma que se encuentra íntegramente en línea, para el análisis geoespacial a escala planetaria que incorpora las capacidades computacionales masivas de Google con el fin de abordar una variedad de problemáticas sociales de alto impacto (deforestación, sequía, desastres, enfermedades, seguridad alimentaria, gestión del agua, monitoreo del clima y protección del medio ambiente, entre otras). En el Anexo II se detalla un ejemplo de *script* utilizado para obtener datos desde la plataforma de *Google Earth Engine*.

El siguiente paso es convertir la resolución temporal de cada producto a promedio de 8 días, y por último, obtener los datos en una resolución espacial de 0,25 km, lo que se logra utilizando la herramienta “*Layer Staking*” del *software* de procesamiento de imágenes, *ENvironment for Visualizing Images* (ENVI), teniendo en cuenta el método de vecinos más cercanos.

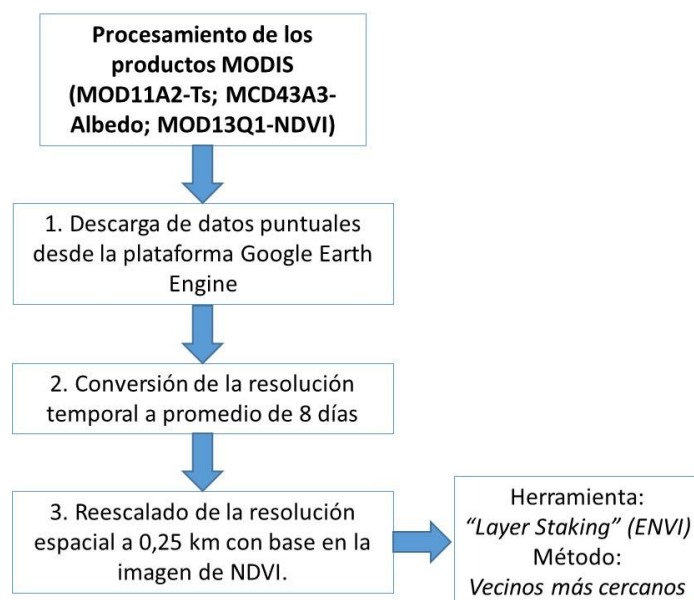


Figura 8. Pasos a seguir para el procesamiento de los productos MODIS.

Tabla 9. Especificaciones de las plataformas/software utilizados en la metodología. ESRI: Environmental Systems Research Institute.

Plataforma/Software	Dirección Web	Instituciones a cargo	Acceso
Google Earth Engine <i>Gorelick et al., 2017</i>	https://earthengine.google.com/	Google	Libre
ENVI	https://www.esri.cl/es-cl/imagenes/envi	ESRI	Comercial
CERES <i>Wielicki et al., 1996</i>	https://ceres.larc.nasa.gov/	NASA	Libre
Panoply	https://www.giss.nasa.gov/tools/panoply/	NASA	Libre
FileZilla	https://filezilla-project.org/		Libre
SNAP	https://step.esa.int/main/download/snap-download/	ESA	Libre

Por otro lado, en la Figura 9 se detalla la metodología utilizada para la descarga y posterior procesamiento de los datos obtenidos de la base de datos CERES (Tabla 9). Se descargan los datos de la base de datos CERES en línea, obteniendo una matriz de datos .csv, utilizando el *software* Panoply. Teniendo en cuenta la matriz de datos de geolocalización, se realiza la georreferenciación de las imágenes, teniendo en cuenta el *software* ENVI. Se promedian los valores de los datos en 8 días para obtener la resolución temporal necesaria para el cálculo de ET. Por último, y como se llevó a cabo para los productos MODIS, se realiza el reescalado con el fin de obtener los datos en una resolución espacial de 0,25 km, a través de la herramienta “*Layer Staking*” del *software* ENVI, utilizando el método de vecinos más cercanos.

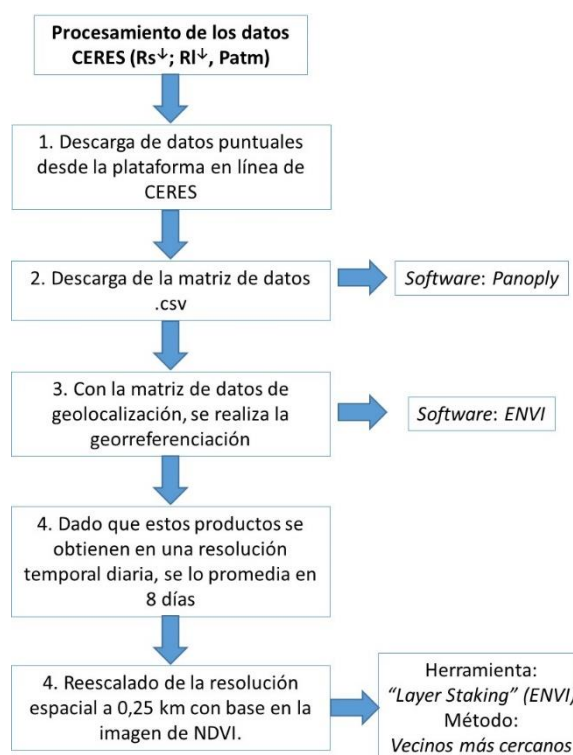


Figura 9. Pasos a seguir para el procesamiento de los productos CERES.

Por otro lado, la Figura 10 describe la metodología determinada para el procesamiento de los datos del producto GLEAM de HS, necesarios para el cálculo de la ETr. En principio se

obtienen los datos de HS descargando el producto desde la plataforma GLEAM, utilizando el *software* FileZilla, que es un *software* de transferencia de archivos. Luego, se descargan los datos puntuales de HS haciendo uso del *software Sentinel Application Platform* (SNAP) (Tabla 9), cuya aplicación es necesaria para el procesado y análisis de imágenes satélite. Por último, se convierte la resolución espacial a promedio de 8 días y temporal a 0,25 km.

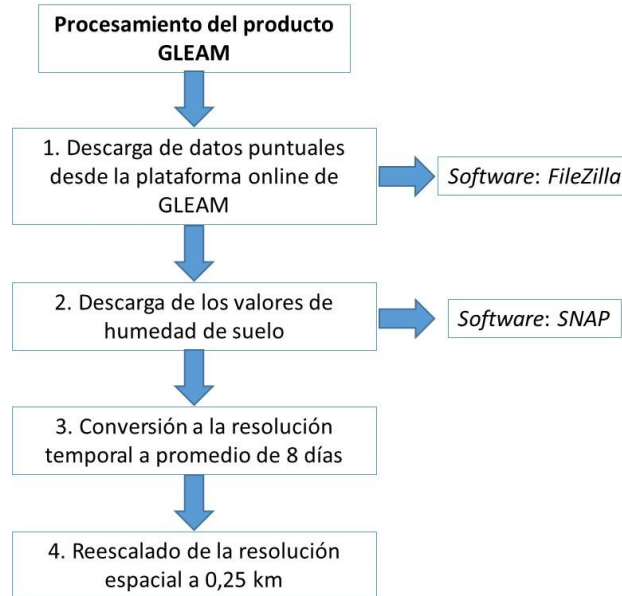


Figura 10. Pasos a seguir para el procesamiento del producto GLEAM.

Luego de procesar los datos de satélite, se valoran los productos generados con las medidas locales, teniendo en cuenta una serie de estadísticos básicos.

IV.IV. Estadísticos utilizados en la validación

Para evaluar la respuesta del producto de ETp y ETr se utilizaron medidas *in situ* obtenidas de las diferentes estaciones ya nombradas, tanto de las torres de flujo como de los datos de la ORA. Para realizar la validación se tuvieron en cuenta una serie de estadísticos básicos, que relacionan los datos medidos localmente con los obtenidos por el modelo aquí propuesto. Los estadísticos utilizados se determinan en las siguientes ecuaciones:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2}{N}} \quad (22)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)}{N} \quad (23)$$

$$MAE = \frac{|\sum_{i=1}^N (E_i - O_i)|}{N} \quad (24)$$

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})(O_i - \bar{O})]^2}{\sum_{i=1}^N (E_i - \bar{E})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (25)$$

donde RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio, MAE es el error medio absoluto, R^2 es el coeficiente de determinación, E_i equivale a los datos estimados, O_i corresponde a los datos observados, N es la cantidad de datos tenidos en cuenta. El RMSE también se entiende como la

raíz de la diferencia cuadrática media (RMSD), puesto que se evalúa sobre las diferencias entre valores estimados por un modelo o ecuación y los datos de referencia.

Capítulo V. Zonas experimentales para la medida de datos de referencia

En este capítulo se describen las estaciones y emplazamientos que se utilizaron para validar el modelo, se detalla la metodología que se tuvo en cuenta, la fuente y obtención de los datos de ET puntuales.

V.I. Estaciones y variables medidas

Para validar los datos de ET_p y ET_r obtenidos con este método, se tuvieron en cuenta ocho estaciones de medidas locales. La elección de las zonas de validación se centra en valorar el modelo en ambientes que representan los extremos y las medias de las condiciones climáticas globales. Es por ello que este producto se valida en diferentes condiciones atmosféricas y de superficie para determinar la aplicabilidad global del mismo. Cabe destacar la importancia de la variabilidad de la ET a nivel global, ya que esta varía notoriamente con la latitud.

La determinación de los ocho sitios se realizó teniendo en cuenta el mapa mundial de clasificación de Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006). Esta clasificación se basa en el clima principal, las temperaturas y P de cada región.

Cabe destacar que para la validación *in situ* de este modelo de ET_p y ET_r, se utilizaron datos de torres de flujo *Eddy Covariance* de la base de datos FLUXNET (<https://fluxnet.fluxdata.org/>) para siete estaciones, así como datos provistos por la ORA (para una estación) que determinan la ET con la ecuación de balance de agua (Basualdo, 2011).

Por su parte, la red FLUXNET está provista de sensores meteorológicos a nivel global y miden variables de estado atmosférico, como temperatura, humedad, velocidad del viento, lluvia y dióxido de carbono atmosférico, de forma continua. En la Figura 11 se muestra un mapa de ubicación de todas las estaciones FLUXNET distribuidas en todo el planeta.

Actualmente, las mediciones de *Eddy Covariance* del dióxido de carbono y el intercambio de vapor de agua se realizan de manera rutinaria en todos los continentes. La red global FLUXNET, recolecta datos de las zonas de medición de flujos que están vinculados a través de una confederación de redes regionales en América del Norte, Central y del Sur, Europa, Asia, África y Australia (ICOS, AmeriFlux, NEON, AsiaFlux, ChinaFLUX, and TERN-OzFlux). Esta red global incluye más de mil quinientos emplazamientos de medida de flujo activos e históricos, dispersos en la mayor parte del espacio climático mundial y biomas representativos (Yamamoto *et al.*, 2005; Yu *et al.*, 2006; Pastorello *et al.*, 2014; Beringer *et al.*, 2016; Pastorello *et al.*, 2019; Pastorello *et al.*, 2020).

Por otro lado, en la ORA calculan la ET₀ utilizando información que les brinda el SMN de Argentina de variables biofísicas medidas *in situ* (precipitación, temperatura máxima y mínima, humedad relativa, velocidad de viento, heliofanía o nubosidad) y se basan en el método de *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (FAO)-PM (Allen *et al.*, 1998, Monteith y Unsworth, 1990):

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (RN-G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 u_2)} \quad (26)$$

donde 0,408 es el factor de conversión a mm d⁻¹; Δ [kPa °C⁻¹]; Rn [MJ m⁻² d⁻¹]; G [MJ m⁻² d⁻¹]; γ [kPa °C⁻¹]; 900 es el coeficiente para el cultivo de referencia [kJ⁻¹ Kg K d⁻¹], T es la temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C], 273 es un valor de conversión para expresar la T en K, u₂ es la velocidad de viento [m s⁻¹], e_s [kPa], e_a [kPa], y 0,34 es un coeficiente resultante de asumir una resistencia al cultivo de 70 s m⁻¹ y una resistencia aerodinámica de 208/u₂ s m⁻¹ para el cultivo de referencia.

En relación a los emplazamientos distribuidos a nivel global, la Figura 12 muestra la ubicación de las ocho estaciones que se tuvieron en cuenta en el análisis del producto de ET_p y

ETr. Esta distribución se encuentra sobre el mapa de la clasificación de Köppen. Además, se muestra el radio de influencia de cada estación, determinado por la [OMM \(1994\)](#), que indica que, tanto en zonas costeras, montañosas, de llanuras interiores, escarpadas u onduladas, así como en pequeñas islas, el radio de influencia de las estaciones locales es de 127 km, mientras que, en zonas polares, el radio es de 254 km.

En la Tabla 10 se detallan los sitios tenidos en cuenta en la validación del producto, se determina el ID de la estación, el país y ciudad en el que se encuentra, sus coordenadas geográficas, la cobertura de suelo, la clasificación de Köppen-Geiger correspondiente, la elevación, precipitación y temperatura anual media y el período en el que se valida el modelo. En cuanto a la clasificación de Köppen-Geiger, tiene en cuenta, como ya se ha dicho, la clasificación climática, de precipitación y temperatura.

Teniendo en cuenta la cobertura de suelo de las distintas estaciones (Tabla 10), en la siguiente lista se hace un breve resumen de cada una ([Duveiller et al., 2018](#)):

- **GRA** (*Grassland-Pastizales*): Tierras con cobertura herbácea. La cobertura de árboles y arbustos es inferior al 10%. Tierras de humedales permanentes con una mezcla permanente de agua y vegetación herbácea o leñosa. La vegetación puede estar presente en agua salada, salobre o dulce.
- **CRO** (*Cropland-Tierras de cultivo*): Tierras cubiertas con cultivos temporales seguidos de una cosecha y un período de suelo desnudo (por ejemplo, sistemas de cultivo único y múltiple). Los cultivos leñosos perennes se clasificará como el tipo de cubierta forestal o arbustiva apropiada.
- **SAV** (*Savanna-Sabana*): Tierras con sistemas herbáceos y otros sistemas de sotobosque, con una cobertura de copas de bosques entre el 10 y el 30%. La altura de la cubierta forestal excede los 2 metros.
- **EBF** (*Evergreen Broadleaf Forests- Bosques perennes de hoja ancha*): Tierras dominadas por vegetación leñosa con un porcentaje de cobertura >60% y una altura superior a 2 metros. Casi todos los árboles y arbustos permanecen verdes durante todo el año. El dosel nunca está sin follaje verde.
- **WET** (*Permanent Wetlands-Humedales permanentes*): Tierras con una mezcla permanente de agua y vegetación herbácea o leñosa que cubren extensas áreas. La vegetación puede estar presente en agua salada, salobre o dulce.

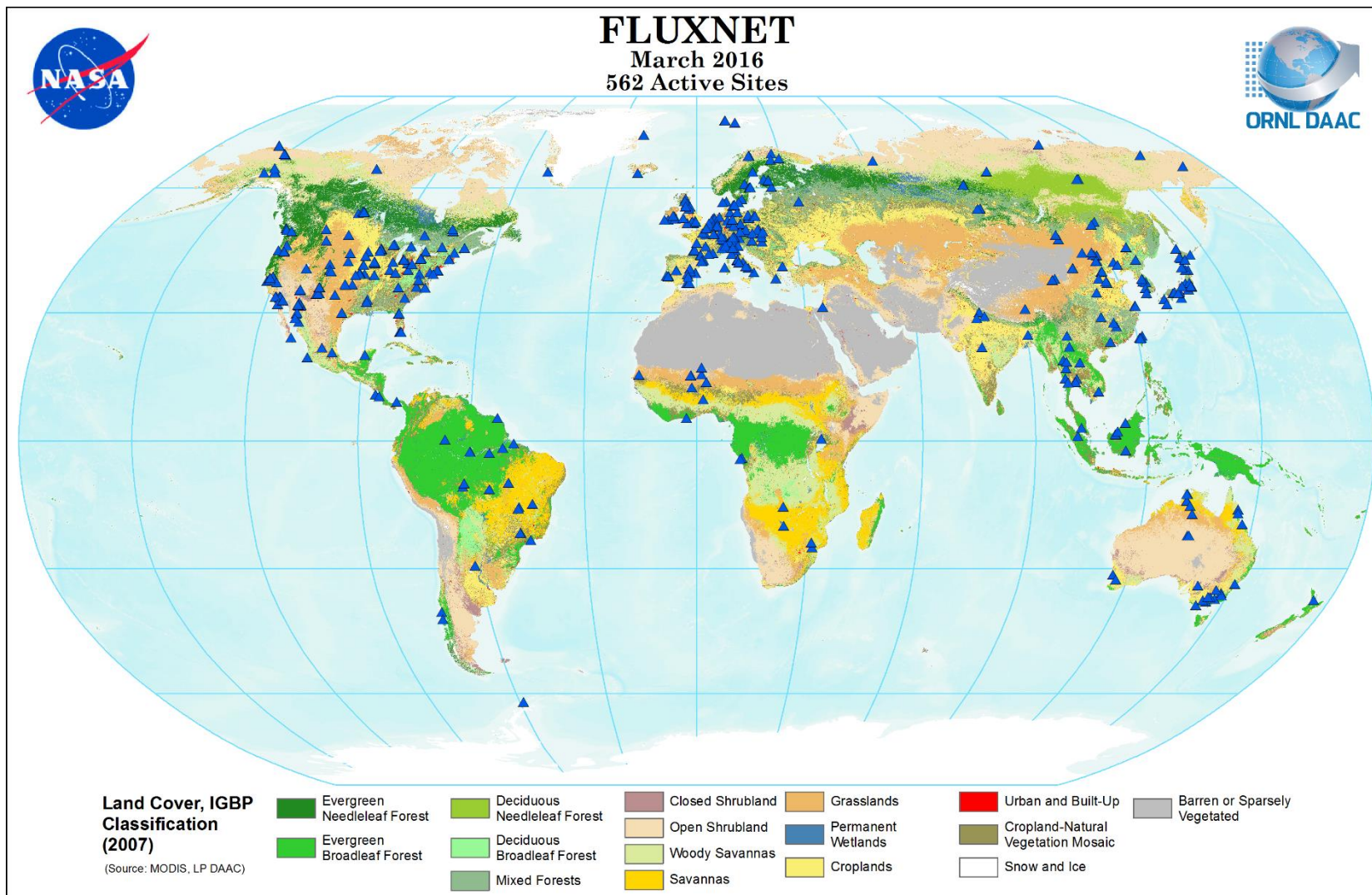


Figura 11. Mapa de ubicación de todas las estaciones FLUXNET (tomado de <https://fluxnet.org/sites/site-summary/>).

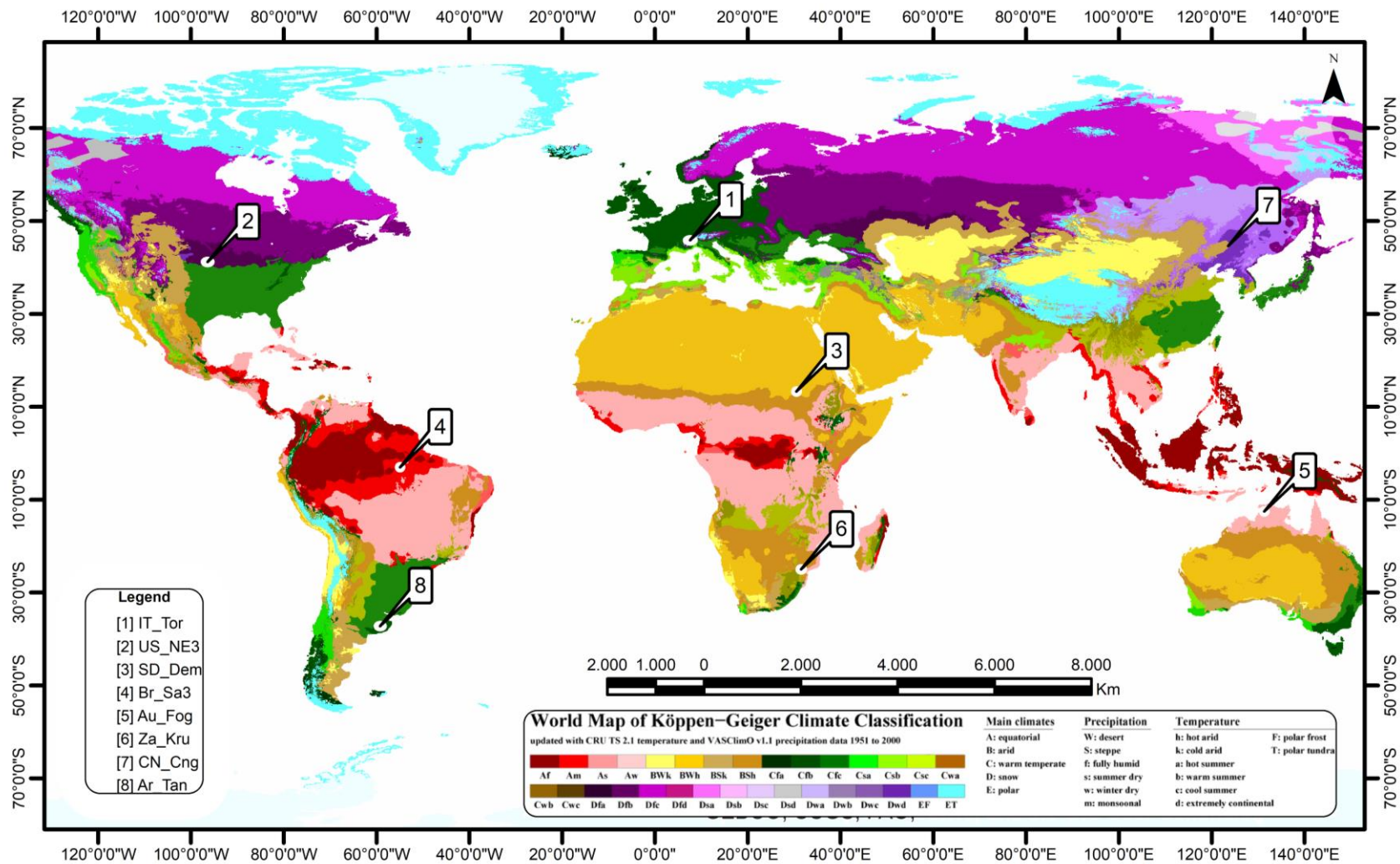


Figura 12. Ubicación y radio de influencia de las estaciones a nivel global.

Tabla 10. Sitios de validación, tipo de suelo, clasificación de Köppen-Geiger (detallada en la Figura anterior) y datos meteorológicos. GRA: GRASsland; CRO: CROpland; SAV: SAVanna; EBF: Evergreen Broadleaved Forests; WET: Wetland. * Base de datos FLUXNET; ** Base de datos ORA.

ID Estación	País	Ciudad	Lat	Lon	Cobertura de Suelo	Clasificación de Köppen-Geiger	Elevación (m)	P media anual (mm)	T media anual (°C)	Periodo analizado
1. It_Tor* <i>Cremonese et al., 2016</i>	Italia	Torgnon	45,84	7,58	GRA	Cfa	2160	920	3	2008-2013
2. US_Ne3* <i>Suyker, 2016</i>	Estados Unidos	Mead	41,18	-96,44	CRO	Dfa	363	784	10	2001-2013
3. SD_Dem* <i>Ardö et al., 2016</i>	Sudán	Demokeya	13,28	30,48	SAV	Bwh	500	320	26	2005-2009
4. Br_Sa3* <i>Gouden, 2016</i>	Brasil	Santarem	-3,02	-54,97	EBF	Am	100	2044	26	2001-2004
5. Au_Fog* <i>Beringer y Hutley, 2016</i>	Australia	Fogg Dam	-12,55	131,31	WET	Aw	5	1324	27	2006-2008
6. Za_Kru* <i>Scholes y Ralivhesa, 2016</i>	Sudáfrica	Skukuza	-25,02	31,5	SAV	Cwa	359	550	22	2001-2003 2009-2010
7. CN_Cng* <i>Dong, 2016</i>	China	Changling	44,59	123,51	SAV	Bsk	183	500	6	2007-2010
8. AR_Tan** <i>ORA</i>	Argentina	Tandil	-37,23	-59,25	GRA	Cfb	175	1100	16	2001-2013

V.I.1. Descripción de los emplazamientos de las estaciones

V.I.1.1. Torgnon, Italia (It_Tor)

Se trata de una zona de pradera subalpina, al noroeste de los Alpes italianos, ubicada en Torgnon en la región del Valle de Aosta a una altura de 2160 metros sobre el nivel del mar (Figura 13).

La vegetación dominante consiste en *Nardus stricta* L., *Festuca Nigrescens* All., *Arnica montana* L., *Carex sempervirens* Vill., *Geum montanum* L., *Anthoxanthum alpinum* L., *Potentilla aurea* L., *Trifolium alpinum* L. El terreno se inclina suavemente (4 °C) y el suelo está clasificado como Cambisol. El sitio se caracteriza por un clima semi-continental intraalpino, con una temperatura media anual de 2,9 °C y una precipitación media anual de aproximadamente 920 mm. En promedio, desde fines de octubre hasta fines de mayo, el sitio está cubierto por una gruesa capa de nieve (90-120 cm) que limita el período de crecimiento de los cultivos a un promedio de cinco meses (Galvagno *et al.*, 2013).

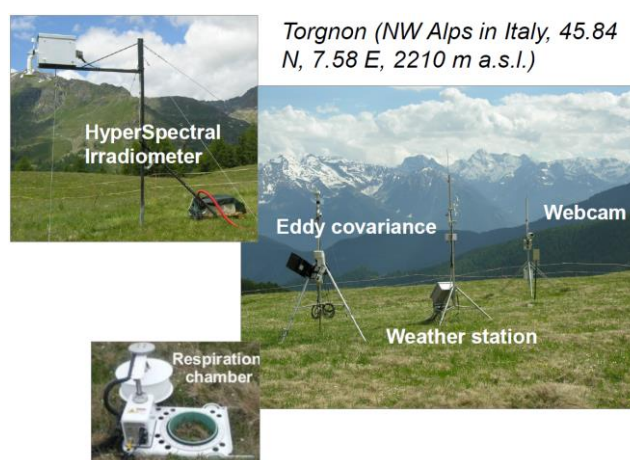


Figura 13. Parcela de estudio con su instrumental ubicado en It_Tor (tomado de Rossini *et al.*, 2011).

V.I.1.2. Mead, EE UU (Us_Ne3)

El lugar del estudio es una parcela experimental del Centro de Investigación y Desarrollo Agrícola de la Universidad de Nebraska, en los alrededores de la ciudad de Mead, Nebraska. Se realizan cultivos de secano, con rotación de maíz y soja. Además, se realizan operaciones de labranza para homogeneizar los 0,1 m superiores del suelo, incorporar fertilizantes de fósforo y potasio. Desde el inicio del estudio en 2001, este sitio ha estado bajo gestión de siembra directa. En la Figura 14 se muestra una imagen de la parcela y de la estación sobre un cultivo de maíz (Suyker, 2016).

El sitio de Mead (Figura 14) se caracteriza por un clima continental húmedo, con una temperatura media anual de 10 °C y una precipitación anual total de 780–790 mm, asimismo, esta región es particularmente susceptible a las sequías periódicas. La topografía del área es esencialmente plana, con elevaciones de alrededor de 350 m sobre el nivel del mar. El área de estudio de Mead está compuesta principalmente por sistemas de cultivo de rotación de maíz y soja característicos del cinturón de maíz de los Estados Unidos (Yang *et al.*, 2018).



Figura 14 Izq. Torre de flujo ubicada en la parcela Us_Ne3. Der. Parcela de estudio Us_Ne3.

V.I.1.3. Demokeya, Sudán (SD_Dem)

La Figura 15 muestra una torre de flujo (*Eddy Covariance*) ubicada en la parcela de estudio en Demokeya, Sudán (Ardö et al., 2016). Está situada aproximadamente a 35 km al noreste de El Obeid, que se encuentra en el estado de Kordofán del Norte, Sudán. El bosque experimental Demokeya es propiedad del *Agricultural Research Corporation* (ARC) Sudán y está gestionado por él. El suelo de esta zona es típico de los suelos arenosos, que contienen alrededor de >90% de arena, muy poco limo (2,4 a 3,2%) y arcilla (3,6 a 6,8%), es generalmente pobre en nutrientes con bajo carbono orgánico y baja capacidad de intercambio catiónico.

El promedio anual de P a largo plazo en Demokeya es de unos 300 mm año⁻¹. La humedad relativa media anual es del 34%, que disminuye a alrededor del 14% en los meses más secos, y aumenta a alrededor del 60% en la estación húmeda (julio-septiembre). La temperatura media diaria mínima y máxima del aire es de 20 °C y 34 °C, respectivamente. La temperatura del aire puede alcanzar >45 °C durante los meses de verano. En cuanto a la vegetación, el bosque Demokeya se encuentra bajo la subdivisión de la sabana de *A. Senegal* dentro de la zona de la sabana de bajas P (Ardö et al., 2015).

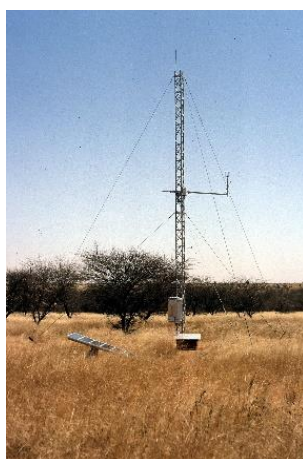


Figura 15 Torre de flujo ubicada en la estación SD_Dem

V.I.1.4. Santarem, Brasil (Br_Sa3)

La Figura 16 muestra una torre de flujo (*Eddy Covariance*) ubicada en la parcela de estudio en Santarem, Brasil (Gouden, 2016), además, se detallan los sensores que posee. La parcela de estudio consta de un bosque despejado, el sitio talado y se encuentra cerca del km 83 a lo largo

de la BR-183. En esta zona el clima es tropical, con temperaturas medias de alrededor de 25°C, P medias anuales de 2000 mm.

Tower Measurements	
METEOROLOGY	
PAR (up/down)	LiCor Quantum
Solar	Kipp & Zonen
Net Radiation	REBS Q*7
Rain	Tipping Bucket
PROFILES	
Wind (6 hts)	Cup, 2D Sonics
Temperature (6 hts)	Campbell 107
CO ₂ /H ₂ O (12 hts)	LI-7000 (Closed Path)
FLUXES	
Momentum/Heat	Campbell CSAT3
1) CO ₂ /H ₂ O	LI-7500 (Open Path)
2) CO ₂ /H ₂ O	LI-7000 (Closed Path)




Figura 16 Torre de flujo ubicada en la estación Br_Sa3

V.I.1.5. Fogg Dam, Australia (Au_Fog)

El humedal de la presa Fogg se encuentra a unos 60 km al sureste de Darwin en el Territorio del Norte de Australia. Se construyó una presa en la década de 1940 que extendió un brazo de la llanura de inundación natural del río Adelaide para el cultivo de arroz con un área aproximado de 1560 ha. La presa de Fogg es una de varias llanuras aluviales ubicadas en la zona de captación del río Adelaide inferior, y es un humedal típico de temporada asociado con los grandes ríos que desembocan en el mar de Arafura.

La llanura de inundación del río Adelaide se inunda durante varios meses del año, siendo la vegetación acuática dominante según el período de inundación. Estas llanuras aluviales se caracterizan por la flora en aguas medias a profundas (1–1.5 m de profundidad en máxima estación húmeda) incluyendo *Melaleuca leucadendra*, articulado *Lepironia*, *sphacelata* *Eleocharis*, *Hymenachne*, *Leersia*, y *pseudoraphis*. En las secciones más profundas, que están inundadas durante los períodos más largos (6–8 meses), hay *Hymenachne acutigluma*, *Leersi* *Actinoscirpus*, *Pistia* spp. Y *Nelumbo* spp. En las zonas poco profundas, que no se inundan todo el año, hay pastos *Oryza rufipogon sens. lat.* Y *Pseudoraphis spinescens*, y *Eleocharis dulcis*. Las especies más comunes son cañaverales, ciperáceas (*Cyperus*), legumbres (*Sesbania cannabina*), arroz silvestre (*Oryza* spp.), Hierbas (*Echinochloa*, *Paspalum* y *coelorachis*), lirios de agua y lirios rojos. La vegetación generalmente se agrupa en parches que contienen una o varias especies, estos parches son del orden de 100 m, por lo tanto, la torre de flujo con una huella de alrededor de 1000 m pudo capturar una gama completa de tipos de vegetación (Beringer et al., 2013).

Las condiciones climáticas locales se dividen en dos estaciones distintas, húmedas y secas, con estaciones de transición entre estos dos extremos. Las temperaturas mínimas y máximas promedio para el área son 14,7 y 32,8 °C, respectivamente, durante la estación seca (junio-agosto) y 23,5 y 33,7 °C, respectivamente, durante la estación húmeda (diciembre-febrero). La precipitación es estacional con el 79% del total anual (1300 mm) cayendo entre diciembre y marzo. La humedad en la estación seca es de alrededor del 65% en la mañana, bajando a alrededor del 40% en la tarde, mientras que en la estación húmeda es de alrededor del 80% en la mañana, bajando a solo el 70% en la tarde.

La Figura 17 muestra una imagen ilustrativa de la zona del humedal donde se encuentra la estación Au_Fog.



Figura 17 Imagen ilustrativa de la zona de estudio Au_Fog (tomado de Fogg Dam Conservation Reserve)

V.1.1.6. Skukuza, Sudáfrica (Za_Kru)

El sitio de estudio está situado en el Parque Nacional Kruger (Sudáfrica) a 360 m sobre el nivel del mar, la precipitación media anual es de alrededor de 500 mm entre noviembre y abril, con una importante variabilidad interanual.

Durante el año, se distinguen dos estaciones, una estación caliente y húmeda (donde crecen cultivos) y una estación seca y cálida de no crecimiento. Los suelos son generalmente poco profundos, con textura arenosa gruesa a franco-arenosas (alrededor de 65% de arena, 30% de arcilla y 5% de limo). La zona se caracteriza por un patrón catenal de suelos y vegetación, con sabanas de hojas anchas de *Combretum* en las crestas dominadas por los árboles pequeños (*Combretum apiculatum*), y sabanas de hojas finas de *Acacia* en los valles dominados por *Acacia nigrescens* (Scholes *et al.*, 2001). La vegetación es principalmente bosque abierto, con aproximadamente un 30% de cobertura con árboles mixtos de sabana de *Acacia* y *Combretum*. La altura del dosel arbóreo es de 5 a 8m, con algunos árboles (principalmente *Sclerocarya birrea*) que alcanzan los 10m. El sotobosque herbáceo y de gramíneas comprende gramíneas como *Panicum maximum*, *Digitaria eriantha*, *Eragrostis rigidor* y *Pogonarthria squarrosa* (Majozi *et al.*, 2017).

En la Figura 18 (Izq.) se observa la torre de flujo instalada en el Parque Nacional Kruger, alberga una variedad de instrumentos que miden la química atmosférica, la humedad, la temperatura del aire, la temperatura del suelo y el contenido de agua del suelo. La Figura 18 (Der.) muestra la vista sur desde la torre, esta se extiende a ambos lados de dos tipos distintos de sabanas para recopilar información sobre las interacciones tierra-atmósfera (Naranjo, 2004).



Figura 18 Izq. Torre de flujo ubicada en el Parque Nacional Kruger. Der. Vista sur desde la Torre (tomado de Naranjo, 2004).

V.I.1.7. Changling, China (CN_Cng)

La estación ubicada en Changling, China, es una extensión de pradera, administrado por la Estación de Campo de Ecología de Praderas de Songnen de la Universidad Normal del Noreste (NENU), en la región occidental de la provincia de Jilin, China. Los pastos perennes dominan la flora con *Leymus chinensis* y *Phragmites communis*. Esta zona tiene un clima monzónico continental semiárido templado, con una temperatura media anual de 6 °C y una precipitación media anual de 500 mm, 80% de la cual cae entre junio y agosto (Dong *et al.*, 2011). El suelo generalmente es alcalino-salino y la temporada de cultivo es desde finales de abril hasta septiembre (Wei *et al.*, 2019). En la Figura 19 se observa una imagen ilustrativa de los alrededores de donde se encuentra la estación de monitoreo.



Figura 19. Imagen ilustrativa de la zona de estudio CN_Cng.

V.I.1.8. Tandil, Argentina

El clima del Complejo de las Sierras Septentrionales (Tandil y Azul) es templado-frío y seco según algunos autores y subhúmedo seco, según otros. La temperatura media anual disminuye de NE a SO. El sur de la provincia de Buenos Aires es barrido durante todo el año por masas de aire de dirección SO-NE, ya que está influido por los anticiclones del Atlántico y del Pacífico austral. En el invierno llegan los vientos fríos y secos del SO (Quattrocchio *et al.*, 2008). Las temperaturas anuales media, máxima media y mínima media son 15,4; 22,9 y 9,1°C, respectivamente. La precipitación media anual es de 700 mm y la velocidad media anual de viento es de 6,19 m/s. Las variaciones interanuales de precipitación son grandes, desde 479 a 1057 mm. El relieve irregular del sistema serrano origina microclimas locales (Morello, *et al.*, 2012).

En lo referente al partido de Tandil, al norte se extiende una llanura verde, de suave declive y montes cubiertos con diversas especies arbóreas, con excelentes suelos para cultivos propios de la región como avena, cebada, maíz, trigo, girasol, lino, alfalfa, papa y frutales. La precipitación promedio anual es de 912 mm (SMN, período 2000-2010) y una evapotranspiración real de entre 730 y 820 mm/año (registros del Instituto de Hidrología de Llanuras 1994-2014) (Silicani, 2015). La Figura 20 muestra una estación modelo del SMN.



Figura 20. Estación modelo del SMN.

En referencia a la selección de las estaciones aquí detalladas, cabe destacar que permiten la valoración global del modelo para las diferentes condiciones ambientales que se presentan a nivel global.

Capítulo VI. Resultados y discusión

En este capítulo se analizan los resultados obtenidos al validar la ETp y ETr determinadas con el modelo propuesto, a la vez que se presentan los resultados completos obtenidos con la validación del producto operativo de MODIS de ET (MOD16A2), a modo de comparación.

VI.I. Análisis de las variables

El método utilizado en este trabajo para la determinación de la ETp y ETr tiene en cuenta distintas variables, según la Ecuación 10. Dentro de estos parámetros, el de mayor peso es la Rn, ya que de ella depende gran parte de la variación de la ET alrededor del mundo. Es por lo que, en este apartado, se analiza la variación y estadísticos de esta variable, teniendo en cuenta los datos de satélite en relación a los valores de referencia medidos en terreno, en las estaciones descritas en la sección V.

Cabe destacar que, dentro del cálculo de la Rn se tienen en cuenta variables de distintos satélites: albedo (MODIS), R_s^\downarrow y R_l^\downarrow (CERES), NDVI (MODIS) y Ts (MODIS). En la Figura 21 se muestra la relación entre las variables de satélite respecto a las de terreno, además, la Tabla 11 muestra los estadísticos que arroja esta comparación que se realizó en las ocho estaciones en las que se validó el *Modelo*. Los estadísticos muestran un RMSE de 23 W m^{-2} , lo que indica un error de alrededor del 10%. El MBE y el MAE indican valores de 12 y 17 W m^{-2} , respectivamente. Por otro lado, en la Figura 21 se puede observar que la nube de puntos se encuentra sobre la relación 1:1, y el R^2 es de 0,8, indicando una buena relación entre variables.

Con este análisis, se puede determinar que los datos de satélite utilizados, muestran una gran potencialidad para la utilización de los mismos en el cálculo de la ETp y ETr, debido a su concordancia con los datos de referencia.

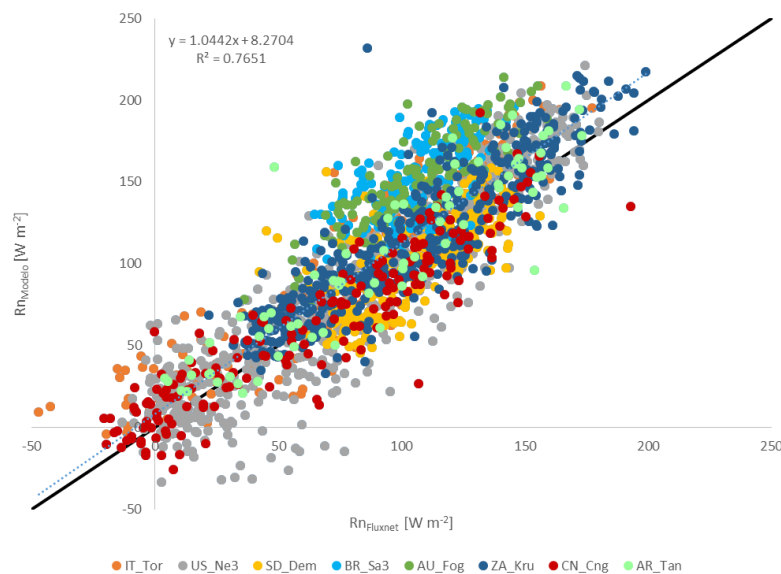


Figura 21. Relación Rn_{Modelo} - $Rn_{Fluxnet/ORA}$ para los ocho. Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia.

Tabla 11. Estadísticos que relacionan los valores de Rn medidos con los datos de satélite.

Estadísticos	
RMSE [W m^{-2}]	23
MBE [W m^{-2}]	12
MAE [W m^{-2}]	17
R^2 [Adim]	0,8
a [Adim]	1,0
b [W m^{-2}]	8,2

VI.II. Validación del modelo de ET potencial

Teniendo en cuenta la base de datos FLUXNET y de la ORA, se validó el producto de ETp en las ocho estaciones descritas y distribuidas por el planeta, en los distintos tipos de clima, cobertura y tipo de suelo. La validación se llevó a cabo comparando los datos obtenidos con el modelo a partir de los datos de satélite en relación con los medidos *in situ* tomados como referencia. Para ello, se han utilizado los estadísticos determinados anteriormente en la sección IV.IV. Los resultados se muestran en la Tabla 12 y la Figura 22.

Analizando detalladamente la relación entre los datos obtenidos del producto de satélite con los datos locales, en la estación 1 (Torgnon, Italia), se observa una muy buena relación, dado que la dispersión de puntos se muestra distribuida muy cercana a la recta 1:1 y el R^2 obtiene un valor de 0,91. Asimismo, el RMSE muestra un valor muy bajo, en comparación con el resto de las estaciones, siendo de $0,4 \text{ mm d}^{-1}$, este valor se encuentra muy por debajo del error asociado al método de cálculo de ET, que para el caso de productos de satélite es del 20% ($1,3 \text{ mm d}^{-1}$) (Tabla 1). En esta zona, los valores de ETp varían entre $0,1$ y $4,5 \text{ mm d}^{-1}$.

En lo que respecta a la estación 2 (Mead, EEUU), puede observarse una subestimación por parte del producto de satélite, con un R^2 de 0,81, y un RMSE de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$, enteramente absorbido por el error asociado al método de cálculo. Los valores máximos de ETp arrojados por el modelo son de alrededor de 7 mm d^{-1} .

Tanto en la estación 3 (Demokeya, Sudán) como en la 6 (Skukuza, Sudáfrica), donde el clima que predomina es árido a desértico, el modelo arroja un valor de R^2 bajo, en comparación a las demás estaciones, mostrando una alta dispersión en la nube de puntos. El RMSE es de $3,9$ y $1,7 \text{ mm d}^{-1}$, respectivamente, siendo de los valores más elevados relacionados a otras partes del planeta. Esto puede deberse a que, al tener en cuenta la ecuación de PT para el cálculo de ETp, y sus componentes tienen en cuenta sobre todo el término radiativo, no así el aerodinámico, que es el que predomina en este tipo de clima. Asimismo, los valores máximos de ETp modelados son de alrededor de 4 mm d^{-1} para la zona de Sudán y de 6 mm d^{-1} para Sudáfrica.

En lo referente a las estaciones 4 (Santarem, Brasil) y 5 (Fogg Dam, Australia), la respuesta del modelo muestra errores del orden de $0,7 \text{ mm d}^{-1}$, lo que demuestra que este puede ser utilizado sin correcciones en zonas donde el clima es ecuatorial, como es el caso de estas zonas. Asimismo, el valor de R^2 es de alrededor de 0,6, mostrando una dispersión aceptable. En estas dos estaciones los valores máximos de ET arrojados por el producto de satélite rondan los 6 mm d^{-1} .

En cuanto a la estación 7 (Changling, China), los valores de ET modelados se comportan similares a los determinados en la estación 2, mostrando una sobreestimación por parte del modelo. Por otro lado, el valor de R^2 determina una buena dispersión de la ET, siendo de 0,7; el error asociado es de $1,8 \text{ mm d}^{-1}$ y los valores máximos de ETp son cercanos a los 5 mm d^{-1} .

En la estación 8 (Tandil, Argentina), la relación entre los datos de ET modelados y medidos *in situ*, tienen un comportamiento similar que los determinados en la estación 1, mostrando una dispersión de datos muy cercana a la recta 1:1, y un valor de R^2 de 0,9, así como el RMSE que tiene un valor de $0,5 \text{ mm d}^{-1}$. Ambas zonas presentan un clima templado, cálido y húmedo, con valores de ET máximos de 5 para la estación 1 y de 6 mm d^{-1} para la 8.

En cuanto al MBE varía entre $-1,5$ y $0,5 \text{ mm d}^{-1}$. Por su parte, el MAE, varía entre $0,3 \text{ mm d}^{-1}$ en las zonas templadas y húmedas y aumenta a $1,5$ y $3,6 \text{ mm d}^{-1}$ en las zonas áridas y desérticas, este aumento del error en zonas secas también se ve reflejado en el RMSE.

En las estaciones donde el producto de satélite muestra mejores resultados, con la nube de puntos cercana a la recta 1:1 (estación 1, 2, 4, 5 y 8), la relación entre la ET modelada y medida, se determinan valores de la pendiente cercanos a la unidad, mientras que cuando la dispersión es mayor, y la nube de puntos se aleja de la recta 1:1, la pendiente disminuye su valor.

Tabla 12. Estadísticos que relacionan la ETp modelada con los datos puntuales.

Estación	Periodo	RMSE [mm d ⁻¹]	MBE [mm d ⁻¹]	MAE [mm d ⁻¹]	R ² [Adim]	a [Adim]	b [Adim]
01. It_Tor	2008-2013	0,4	-0,1	0,3	0,91	1,2	-0,4
02. US_NE3	2001-2013	1,1	-0,8	0,9	0,81	1,0	-0,7
03. SD_Dem	2005-2009	3,9	-3,6	3,6	0,01	-0,1	3,5
04. Br_Sa3	2001-2004	0,6	0,5	0,5	0,70	1,0	0,5
05. Au_Fog	2006-2008	0,8	0,5	0,6	0,53	0,8	1,1
06. Za_Kru	2001-2003	1,7	-1,3	1,5	0,33	0,8	-0,6
	2009-2010						
07. CN_Cng	2007-2010	1,8	-1,5	1,5	0,70	0,6	-0,2
08. AR_Tan	2001-2013	0,5	-0,3	0,4	0,95	1,1	-0,6
Promedio		1,4	-0,8	1,2			

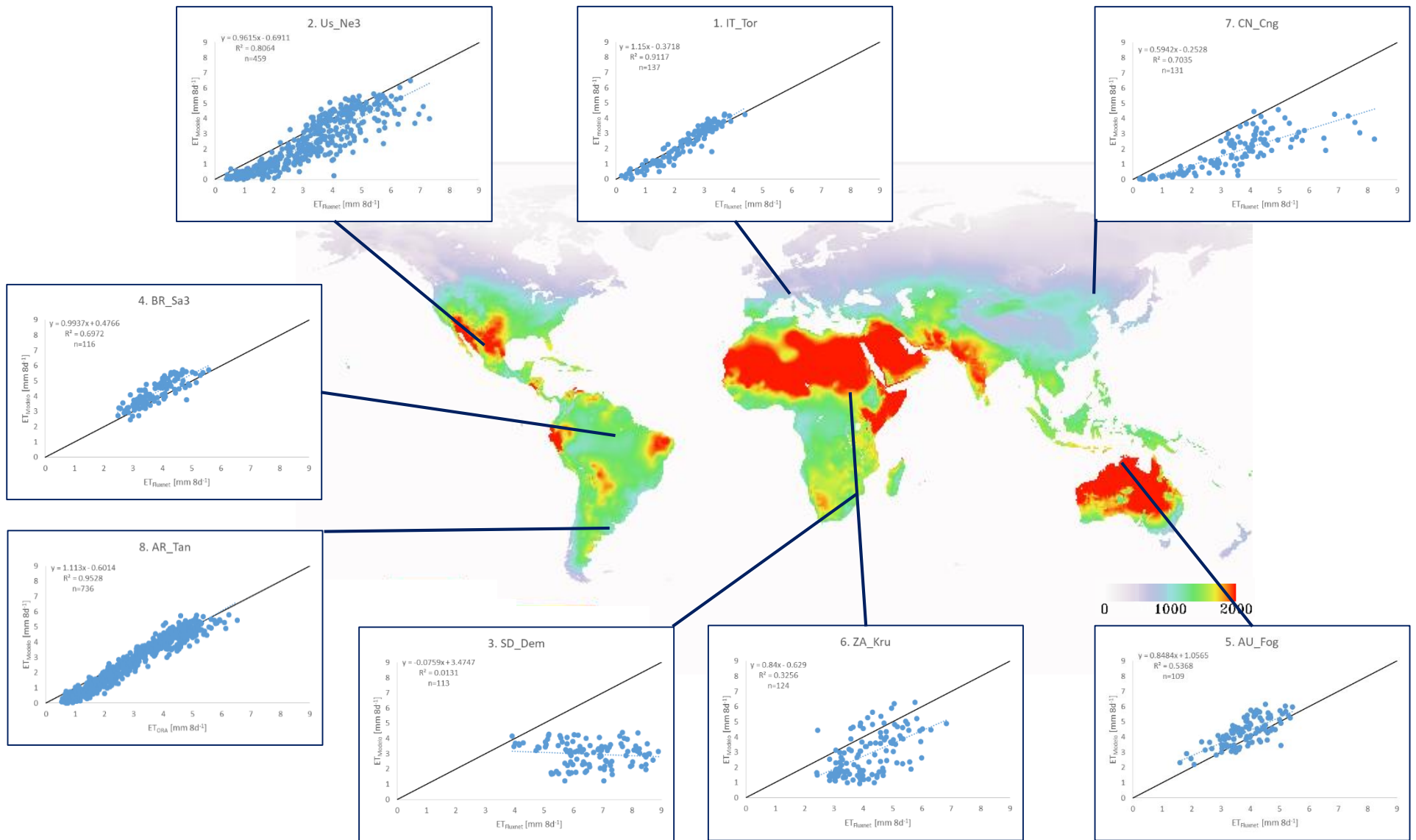


Figura 22. Relación ET_{Modelo} - $ET_{Fluxnet/ORA}$ para los ocho sitios de validación. Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia. Sobre mapa de ET promedio anual (mm).

VI.III. Validación del modelo de ET real

En la Figura 23 se muestra la relación entre los datos medidos *in situ* con los obtenidos con el modelo propuesto, mientras que en la Tabla 13 se detallan los estadísticos obtenidos en esta relación. La ETr modelada presenta en general subestimación de los datos. En principio, en la estación 1, cuyo suelo está cubierto de pastizales, muestra una subestimación por parte del producto de satélite, la distribución de los datos es dispersa, con valores de R^2 de 0,6 y una pendiente de 0,5. El RMSE que presenta el producto, en este caso es de $1,2 \text{ mm d}^{-1}$.

La estación 2, que presenta una cobertura de suelo con cultivos, la ETr varía entre 0,3 y 8 mm d^{-1} según los datos locales. En esta zona se observa una subestimación por parte del producto de satélite, el RMSE asociado es de $1,7 \text{ mm d}^{-1}$ y el valor del R^2 es de 0,8. Además, la pendiente del grupo de datos es de 0,4.

El producto de satélite en la zona de sabana (estación 3), muestra valores bajos para ETr, de hasta alrededor de 2 mm d^{-1} , mientras que los valores medidos son de hasta 5 mm d^{-1} . El RMSE para esta zona es de $1,4 \text{ mm d}^{-1}$, la pendiente es de 0,3, mientras que el R^2 muestra una buena distribución, siendo de 0,8. Este comportamiento similar se observa también en otras zonas con este tipo de cobertura, como lo son la estación 6 y 7, cuyos errores asociados son de 1,1 y $1,5 \text{ mm d}^{-1}$ respectivamente, el R^2 alrededor de 0,7 y la pendiente es de 0,5 (estación 6) y 0,3 (estación 7).

En la zona de Brasil, donde la cobertura de suelo son bosques perennes, la relación entre los datos medidos y estimados muestra un R^2 de 0,7, la pendiente de la curva es cercana a 1 y el RMSE asociado es de $1,4 \text{ mm d}^{-1}$.

Por otro lado, la estación 5, que es una zona de humedales, la ETr medida *in situ* varía entre 2 y 8 mm d^{-1} , el RMSE presenta el valor más alto que en el resto de las zonas estudiadas, siendo de $3,2 \text{ mm d}^{-1}$. La pendiente de la nube es cercana a la unidad y el R^2 es de 0,5.

En cuanto a la estación 8, que también presenta cobertura de tipo pastizales, muestra una mejor relación entre los datos estimados y los medidos, ya que el R^2 es de 0,7 y la pendiente cercana a 1, así como el error asociado, que es de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$.

En general, el producto de satélite muestra una subestimación de los datos en la ETr, mostrando mejores resultados en las zonas templadas-húmedas, con cobertura de pastizales o cultivos, que en la zona de humedales.

En lo que respecta al MBE varía entre -3 y $0,3 \text{ mm d}^{-1}$, mientras que el MAE, varía entre $1,1 \text{ mm d}^{-1}$ y $1,5 \text{ mm d}^{-1}$ en la mayoría de las estaciones estudiadas, mientras que en la estación 5, este valor asciende a 3 mm d^{-1} .

Tabla 13. Estadísticos que relacionan la ETr modelada con los datos puntuales.

Estación	Periodo	RMSE [mm d ⁻¹]	MBE [mm d ⁻¹]	MAE [mm d ⁻¹]	R ² [Adim]	a [Adim]	b [Adim]
01. It_Tor	2008-2013	1,2	-0,9	1,0	0,56	0,5	0,1
02. US_NE3	2001-2013	1,7	-0,9	1,1	0,81	0,4	0,4
03. SD_Dem	2005-2009	1,4	-0,9	0,9	0,8	0,3	0,1
04. Br_Sa3	2001-2004	1,4	-1,1	1,2	0,73	0,9	0,9
05. Au_Fog	2006-2008	3,2	-3,0	3,0	0,50	1,0	-2,9
06. Za_Kru	2001-2003	1,2	-0,8	0,8	0,77	0,5	-0,02
	2009-2010						
07. CN_Cng	2007-2010	1,6	-1,2	1,2	0,74	0,3	-0,04
08. AR_Tan	2001-2013	1,1	0,3	0,7	0,72	1,1	-0,3
Promedio		1,6	0,3	1,3			

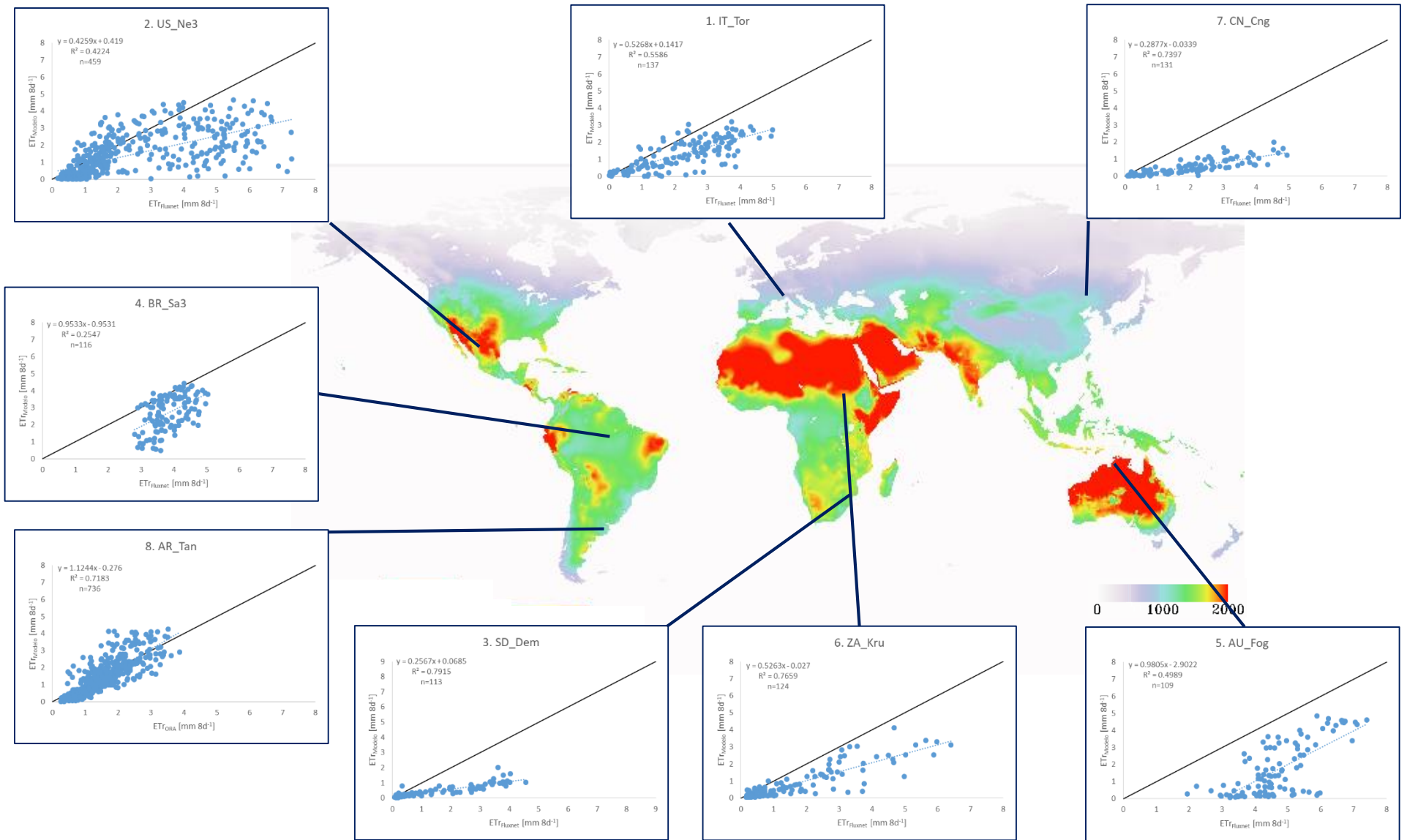


Figura 23. Relación ET_{Modelo} - $ET_{Fluxnet/ORA}$ para los ocho sitios de validación. Línea llena negra: Línea 1:1; Línea punteada azul: Línea de tendencia. Sobre mapa de ET promedio anual (mm).

VI.IV. Análisis del producto MOD16A2

En este apartado, se muestran los resultados obtenidos en el trabajo [Degano et al., 2020](#) (Anexo I).

El producto de ETp y ETr MOD16A2 versión 6 (MOD16A2.006) está basado en el modelo de PM ([Mu et al., 2007](#); [Mu et al., 2011](#); [Mu et al., 2013](#); [Running et al., 2017](#)). Con el propósito de evaluar este producto, logrado a partir de datos captados por el sensor MODIS en EOS-Terra, se lo compara con datos de ETp y ETr determinados por la ORA utilizando información que les brinda el SMN de Argentina de variables biofísicas medidas *in situ* (y se basan en el método de FAO-PM) ([Allen et al., 1998](#), [Monteith y Unsworth, 1990](#)).

Se tuvieron en cuenta siete estaciones distribuidas en la región Pampeana Argentina (Figura 1 en [Degano et al., 2020](#)-Anexo I). Se estudió el período 2009-2018. Para el procesamiento de los datos, se realizó la metodología determinada en la Figura 4 (en [Degano et al., 2020](#)-Anexo I) para la ETp y en la Figura 5 (en [Degano et al., 2020](#)-Anexo I) para la ETr.

Análisis de la ETp

Analizando la relación entre los datos de satélite con los locales, se encontró un error sistemático para el caso de la ETp. Este error sistemático (Figura 24 Izq.) indica que el producto MOD16A2.006 no es adecuado para estimar la ETp directamente en la región Pampeana; por lo tanto, es necesario corregir este producto utilizando una ecuación de ajuste lineal (Ecuación 25) ([Degano et al., 2018a](#)). Después de la corrección, los errores disminuyeron significativamente (Tabla 14), mejorando considerablemente los resultados del producto (Figura 24 Der.). Los errores (RMSE y MAE) se reducen alrededor de un 85%, la pendiente se acerca a 1, y la ordenada del origen disminuye a 4,4 mm 8d⁻¹.

$$MOD16A2.006_{Corregido} = 0,4 ETp_{(MOD16A2.006)} - 0,2 \quad (25)$$

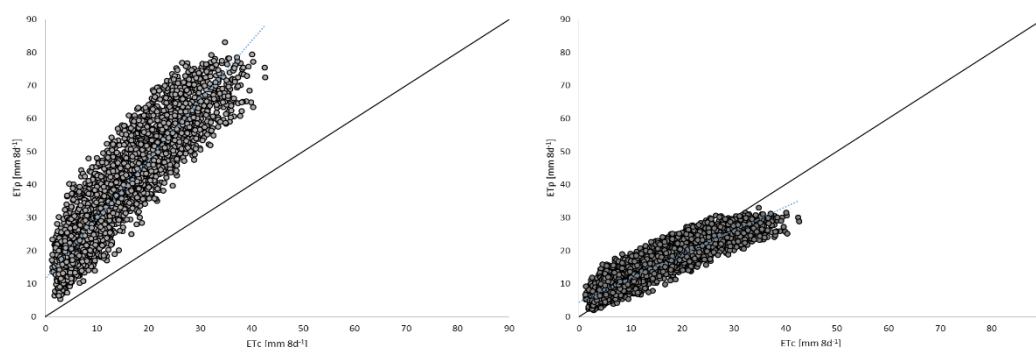


Figura 24. ETC(ORA) original vs ETp(MOD16A2.006). Der: ETC(ORA) corregido vs ETp(MOD16A2.006). Línea negra: línea 1:1 (tomado de [Degano et al., 2020](#)).

Tabla 14. Métricas estadísticas para el producto original y corregido MOD16A2.006 (modificado de [Degano et al., 2020](#)).

Estadísticos	Original	Corregido
RMSE [mm 8d ⁻¹] ([mm d ⁻¹])	27,4 (3,4)	4,6 (0,6)
MAE [mm 8d ⁻¹] ([mm d ⁻¹])	24,6 (3,1)	3,5 (0,4)
a [adimensional]	1,8	0,7
b [mm 8d ⁻¹]	11,6	4,4
R ²	0,85	0,85

Análisis de la ETr

La ETr se analiza a nivel de ciclo de cultivo, comprendidos entre el 2009 y el 2018), para el caso del cultivo de soja (cultivo masivo en la zona). La Figura 25 incluye los resultados de los valores acumulados de los datos de $ETr_{(MOD16A2.006)}$ y $ETr_{(ORA)}$ para los nueve ciclos estudiados. Se observa una diferencia significativa en términos de ETr entre los datos de ORA y los datos del producto MOD16A2.006. El error no es sistemático, pero varía según la estación, los años y la disponibilidad de agua. En general, el comportamiento de los datos muestra una subestimación desde las primeras etapas del ciclo de cultivo, hacia la final, con algunas variaciones intermedias.

Cabe señalar que en el período analizado, 2009-2018, se presentó la sequía más importante para la zona de los últimos 70 años, con precipitaciones mínimas concentradas en los meses críticos para el cultivo de la soja (enero y febrero de 2017-2018). El producto MOD16A2.006 subestima la ETr para este período (Figura 25, indicado con recuadro azul, línea llena, derecha) con diferencias acumulativas mínimas en la mayoría de las estaciones. No fue el caso de las estaciones de Concordia y Tandil, en las que el producto de satélite sobreestimó significativamente. Podría deberse a que los suelos del sitio poseen alto contenido de arcilla. La arcilla tiene un albedo bajo (entre 0,11 y 0,15), lo que puede afectar significativamente al valor de la Rn_{suelo} en la estimación del producto de $ETr_{(MOD16A2.006)}$, aumentando este valor. Se tiene en cuenta para el cálculo de ETr (Running *et al.*, 2017). Sin embargo, la Rn_{suelo} es menor en suelos con un mayor porcentaje de arena o limo (albedo entre 0,18 y 0,20).

Para un año húmedo (Figura 25, indicado con recuadro rojo, línea llena, izquierda) se muestra un comportamiento similar, con una subestimación observada para el producto $ETr_{(MOD16A2.006)}$ en la mayoría de las estaciones, y con una sobreestimación en las estaciones de Concordia y Tandil menos significativa que la de una situación de sequía agronómica extrema. En este ciclo se observa también, en menor medida, el efecto del albedo superficial (aunque el albedo es menor en la arcilla húmeda). Sin embargo, el efecto es menos significativo debido a la mayor proporción de cubierta vegetal superficial, favorecida por una alta disponibilidad de agua en el suelo.

Cuando se analiza el comportamiento multitemporal (Figura 25, indicado con recuadro verde, línea discontinua), se consideran las estaciones de General Pico (ubicada en el límite occidental de la región, con condiciones semiáridas) y Junín (ubicada en el centro de la zona de estudio, con condiciones subhúmedas). En ellas se observa que el producto $ETr_{(MOD16A2.006)}$ subestima en todas las etapas de crecimiento con menores diferencias en los valores acumulados de $ETr_{(MOD16A2.006)}$ cuando la precipitación del ciclo fue igual o superior al promedio, sin poder asignar una diferenciación específica relacionada con las condiciones climáticas de la zona.

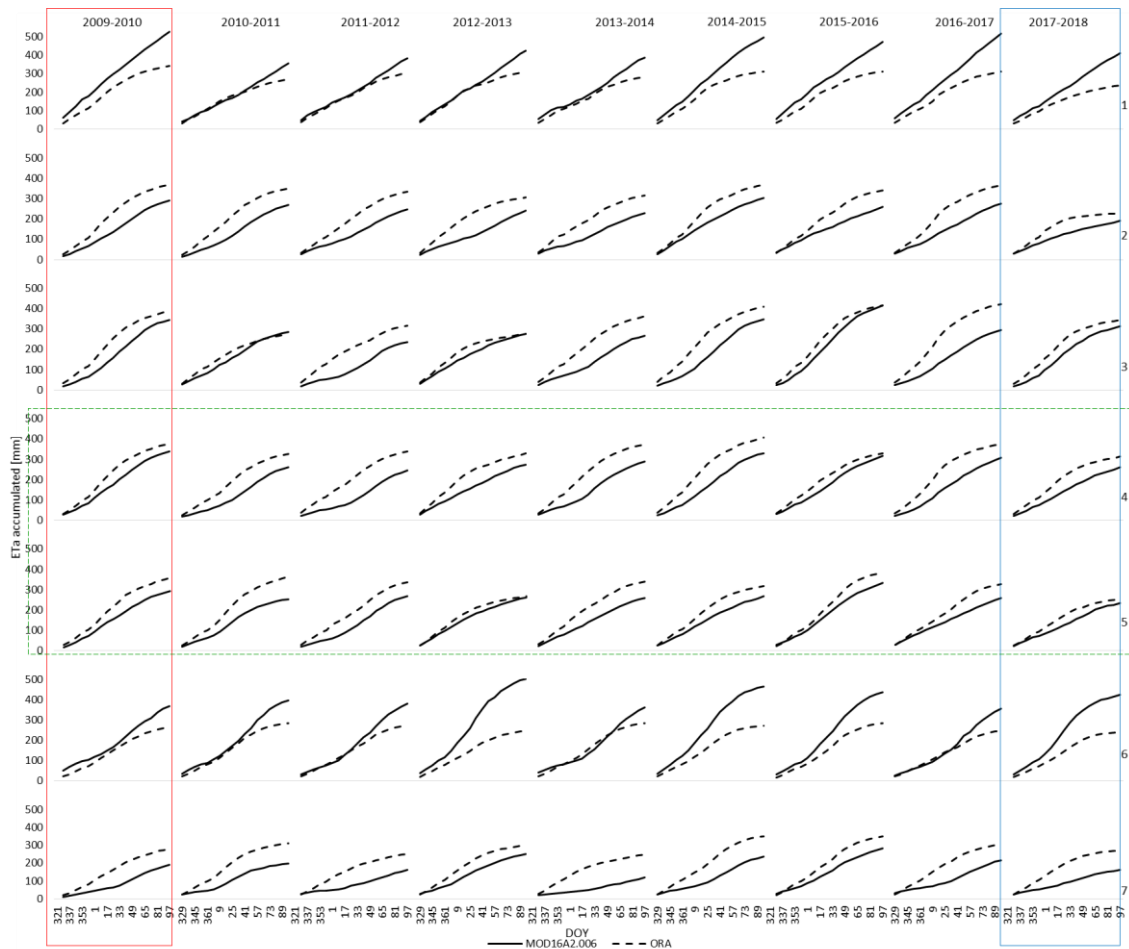


Figura 25. Valores acumulados de la predicción de ETr(MOD16A2.006)-ETr(ORA). 1.Concordia, 2.Rosario, 3.Laboulaye, 4.Junín, 5.General Pico 6.Tandil, 7.Pigüé (tomado de Degano et al., 2020).

Con el objetivo de analizar el rendimiento de ETr_(MOD16A2.006) con respecto a nueve ciclos de cultivo de soja, se determinaron estadísticos básicos para todas las estaciones (Tabla 15). En particular, el promedio de la RMSE varía entre 14 y 25 mm para todos los ciclos estudiados (de 2009-2010 a 2017-2018), siendo mayor en la zona húmeda subhúmeda, disminuyendo hacia el oeste, en la región semiárida.

Tabla 15. Estadísticas generales para todas las estaciones y ciclos (tomado de Degano et al., 2020).

Statistic [mm]	
RMSE	102,8
MBE	-6,75
MAE	89,01
a [adimensional]	-0,02
b	319,15

Cuando se evalúa el producto en una resolución temporal de mm 8d⁻¹, se determina que los valores de RMSE (Tabla 16) resultan entre 5,3 mm 8d⁻¹ (0,7 mm d⁻¹) y 15,6 mm 8d⁻¹ (2 mm d⁻¹) en la zona subhúmeda - húmeda, mientras que en la zona semiárida los valores de RMSE son más pequeños, variando entre 4 mm 8d⁻¹ (0,5 mm d⁻¹) y 10,4 mm 8d⁻¹ (0,5 mm d⁻¹). El promedio general del error es de 8,5 mm 8d⁻¹ (1,1 mm d⁻¹).

Tabla 16. Valores de RMSE para cada estación y ciclo de cultivo (modificado de Degano et al., 2020).

RMSE [mm 8d ⁻¹]							
Ciclos	Concordia	Rosario	Laboulaye	Junín	General Pico	Tandil	Pigüé
2009-2010	11,6	8,2	9,3	6,5	6,0	9,2	8,6
2010-2011	8,4	8,0	5,5	8,2	7,0	9,2	8,8
2011-2012	7,6	7,3	9,5	9,1	6,7	9,2	9,2
2012-2013	9,8	10,0	5,3	7,3	4,0	15,6	6,7
2013-2014	9,9	7,8	9,0	9,8	6,6	9,9	10,4
2014-2015	11,3	6,9	10,7	9,0	5,5	11,2	9,5
2015-2016	10,4	7,4	6,8	6,0	5,7	9,0	6,6
2016-2017	12,9	9,2	11,0	9,4	6,3	9,6	10,0
2017-2018	10,5	6,4	6,4	6,2	5,1	11,6	9,3
Promedio	10,3	7,9	8,1	7,9	5,8	10,5	8,7

VI.IV.1. Valoración del producto MOD16A2 a nivel global

Luego de analizar el producto de ETP y ETR a escala regional, teniendo en cuenta los resultados publicados en el trabajo Degano et al., 2020 (Anexo I), se puede observar, que los errores encontrados en las diferentes zonas son mucho menores que los que se presentan en la zona de la región Pampeana Argentina (representado por Tandil en la Tabla 17), variando el RMSE para la ETP (Tabla 17) entre alrededor de 1,5 y 2,6 mm 8d⁻¹. Por su parte, el MBE toma valores entre 1 y 2,4 mm 8d⁻¹, similares a los obtenidos en el MAE. Esto indica que la relación entre el producto MOD16A2 y los datos locales de FLUXNET muestran valores similares, lo que también se ve reflejado en el R², que es mayor a 0,5 en la mayoría de las estaciones:

Tabla 17. Estadísticos que relacionan la ETP (MOD16A2) con los datos puntuales.

Estación	Periodo	RMSE [mm d ⁻¹]	MBE [mm d ⁻¹]	MAE [mm d ⁻¹]	R ² [Adim]	a [Adim]	b [mm d ⁻¹]
01. It_Tor	2008-2013	1,9	1,7	1,7	0,91	1,61	0,29
02. US_NE3	2001-2013	1,5	1,4	1,4	0,90	1,09	1,08
03. SD_Dem	2005-2009	1,5	1,1	1,3	0,60	1,02	1,02
04. Br_Sa3	2001-2004	1,4	1,1	1,2	0,07	0,32	3,61
05. Au_Fog	2006-2008	2,6	2,4	2,4	0,57	1,42	0,77
06. Za_Kru	2001-2003	1,7	1,4	1,4	0,37	0,80	2,20
	2009-2010						
07. CN_Cng	2007-2010	1,5	1,3	1,3	0,92	1,17	0,77
08. Ar_Tan	2001-2013	3,5	3,1	3,1	0,85	1,8	1,5
Promedio		2,0	1,5	1,7			

Por su parte, en lo que respecta a la ETR (Tabla 18), en general, los valores de RMSE también son menores que los presentados en la llanura Pampeana, mostrando valores entre alrededor de 0,5 y 3 mm 8d⁻¹. Por su parte, el MBE arroja valores negativos (entre -2,6 y -0,34 mm 8d⁻¹), mientras que el MAE varía entre 0,39 y 2,6 mm 8d⁻¹.

Tabla 18. Estadísticos que relacionan la ETr (MOD16A2) con los datos puntuales.

Estación	Periodo	RMSE [mm d ⁻¹]	MBE [mm d ⁻¹]	MAE [mm d ⁻¹]	R ² [Adim]	A [Adim]	b [mm d ⁻¹]
01. It_Tor	2008-2013	0,8	-0,3	0,6	0,73	0,5	0,7
02. US_NE3	2001-2013	1,4	-0,8	1,0	0,80	0,4	0,5
03. SD_Dem	2005-2009	1,5	-1,1	1,1	0,73	0,2	0,0
04. Br_Sa3	2001-2004	0,5	-0,1	0,4	0,33	0,5	1,8
05. Au_Fog	2006-2008	2,9	-2,6	2,6	0,21	0,6	-0,6
06. Za_Kru	2001-2003	0,9	-0,1	0,6	0,73	0,6	0,5
	2009-2010						
07. CN_Cng	2007-2010	1,4	-0,9	1,1	0,43	0,2	0,3
08. Ar_Tan	2001-2013	2,8	0,6	0,8	0,4	0,4	6,5
Promedio		1,3	-0,7	1,05			

Al comparar los valores de RMSE promedio del producto MOD16A2 el error encontrado para el modelo aquí propuesto, se observa que, para el caso de la ETp, el producto MOD16 muestra errores 50% más grandes que los del modelo propuesto. Distinto de los valores obtenidos para ETr, que son similares en ambos productos, de alrededor de 1,1 mm d⁻¹.

Capítulo VII. Conclusiones

En este capítulo se enumeran las conclusiones obtenidas a lo largo de la Tesis Doctoral.

Conclusiones

En esta tesis se propone un método para determinar la evapotranspiración potencial y real a nivel global con datos de satélite a una resolución espacial de 0,25 km y temporal de 8 días, teniendo en cuenta la ecuación de Priestley-Taylor. A continuación se presentan las conclusiones más relevantes:

- El error cuadrático medio para la evapotranspiración potencial varía es de $0,4 \text{ mm d}^{-1}$ y $1,8 \text{ mm d}^{-1}$ para zonas más cálidas y húmedas, mientras que para las zonas áridas no se obtienen buenos resultados, lo que era de esperarse debido al método de cálculo utilizado.
- Para la evapotranspiración real, en general, el método presenta errores en el rango de $1,2$ a $1,6 \text{ mm d}^{-1}$ en climas cálidos y húmedos, aunque se encontraron errores mayores en zonas con climas ecuatoriales e inviernos secos, con humedales como cobertura de suelo.
- Se concluye que el modelo aplicado en este trabajo, para determinar la evapotranspiración potencial y real, tiene errores mayores en zonas cuyos climas son áridos o secos, mientras que se observan mejores resultados en climas húmedos y templados.

Además, se analizó el producto de evapotranspiración MOD16A2 y se lo comparó con los valores obtenidos método propuesto, obteniendo las siguientes conclusiones:

- El producto de evapotranspiración potencial MOD16A2 para la región Pampeana Argentina, muestra un error sistemático de $27,4 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($3,4 \text{ mm d}^{-1}$) que debió ser corregido, disminuyendo a $4,6 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($0,6 \text{ mm d}^{-1}$)
- El producto MOD16A2 muestra mejores resultados para la evapotranspiración real, cuyo error cuadrático medio varía entre $5,3 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($0,7 \text{ mm d}^{-1}$) y $15,6 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ (2 mm d^{-1}) en la zona subhúmeda – húmeda de la región Pampeana, mientras que en la zona semiárida los valores de RMSE son más pequeños, variando entre $4 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($0,5 \text{ mm d}^{-1}$) y $10,4 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($1,3 \text{ mm d}^{-1}$). El promedio general del error es de $8,5 \text{ mm } 8\text{d}^{-1}$ ($1,1 \text{ mm d}^{-1}$).
- El producto MOD16A2 presenta errores significativamente mayores ($3,4 \text{ mm d}^{-1}$) que el modelo propuesto ($1,4 \text{ mm d}^{-1}$) para el caso de la evapotranspiración potencial.
- Para la evapotranspiración real, el error promedio para MOD16A2 es de $1,1 \text{ mm d}^{-1}$ y de $1,6 \text{ mm d}^{-1}$ para el modelo propuesto.
- En general, el producto MOD16A2 muestra mejores resultados en zonas áridas que en zonas húmedas-subhúmedas mientras que el modelo aquí propuesto determina mejores resultados en las zonas con climas templados y húmedos.

Anexo I

En este anexo se presenta la publicación citada como [Degano et al., 2020](#).
<https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

HOSTED BY



Contents lists available at ScienceDirect

The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences

journal homepage: www.sciencedirect.com



Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region

María Florencia Degano^{a,b,*}, Raúl Eduardo Rivas^{a,b}, Facundo Carmona^{a,c}, Raquel Niclòs^d, Juan Manuel Sánchez^e

^a Instituto de Hidrología de Llanuras Dr. Eduardo J. Usunoff, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Pínto 399, Tandil 7000, Argentina

^b Comisión de Investigaciones Científicas (CIC), Buenos Aires, Argentina

^c Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina

^d Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Universidad de Valencia, Burjassot 46100, Spain

^e Instituto de Desarrollo Regional, Departamento de Física Aplicada, Universidad de Castilla-La Mancha, Albacete 02071, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 2 October 2019

Revised 18 August 2020

Accepted 26 August 2020

Available online xxxxx

Keywords:

Actual evapotranspiration

Ground measurements

MOD16A2 version 6

Potential evapotranspiration

Remote sensing

ABSTRACT

The Pampas Region is a big plain of approximately 520,000 km² in Argentina. It is essential to estimate evapotranspiration (ET) in this region since the primary productivity is directly linked to water availability. Information provided by satellite missions allows monitoring the spatial and temporal variability of ET. In the current study, we evaluated the version 006 of MOD16A2 product (MOD16A2.006) of Potential Evapotranspiration (ETp) and Actual Evapotranspiration (ETA) in Argentinian Pampas Region (APR). MOD16A2.006 product was compared with Crop Evapotranspiration (ETc), calculated with local measurements from the *Oficina de Riesgo Agropecuario* (ORA), and Crop Coefficient (Kc) data (function of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)) in seven stations in the APR from 2009 to 2018. We evaluated ETA at two temporal scales: accumulated values (mm) per growth stages (soybean crop), and 8-day accumulated values (mm8d⁻¹). The results showed a systematic overestimation around 65% for ETp_(MOD16A2.006) (found and eliminated by means of a linear function) and underestimation (in most stations) for ETA_(MOD16A2.006) in accumulated values per growth stages. Respect to mm8d⁻¹, no systematic error was observed, but the relationship $ETA_{(ORA)} - ETA_{(MOD16A2.006)}$ for soybean crop behaves similarly throughout APR.

© 2020 National Authority for Remote Sensing and Space Sciences. Production and hosting by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

In 2015, the United Nations Development Program (UNDP), promoted the adoption by member countries of 17 Sustainable Development Goals (SDGs), considered fundamental pillars to combat inequality, poverty, protect the planet and ensure that all people in the world enjoy a better quality of life. According to SDGs, and particularly goal 2 "Zero Hunger"; 6 "Clean Water and Sanitation" and 13 "Climate Action", a detailed study of the water flows

involved in the planet's hydrological cycle is essential (<https://sustainabledevelopment.un.org>).

Since planet Earth is a heterogeneous and variable system, it is important to know and study climate variability, establish the extremes within the hydrological cycle and determine how its different components vary and interact. Within the different meteorological processes that continuously occur in the atmosphere, the most important parameter to quantify for application in the fields of climatology, meteorology, hydrology and agronomy are those related to water flows (precipitation and ET), in which the atmosphere interacts with surface.

The Pampas Region is a big plain of approximately 520,000 km² in Argentina (Pereyra, 2003). ET is the hydrological variable of greatest relevance in this area because it accounts for a large part (greater than 80%) of the precipitation incomes. This hydrological term becomes even more relevant in the APR since the primary productivity of the region is agriculture and depends strongly on the water available to evapotranspiration process.

Peer review under responsibility of National Authority for Remote Sensing and Space Sciences.

* Corresponding author at: Instituto de Hidrología de Llanuras Dr. Eduardo J. Usunoff, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Pínto 399, Tandil 7000, Argentina.

E-mail addresses: mfdlegano@ihlla.org.ar (M.F. Degano), rivas@rec.unicen.edu.ar (R.E. Rivas), facundo.carmona@rec.unicen.edu.ar (F. Carmona), raquel.niclos@uv.es (R. Niclòs), juanmanuel.sanchez@udmes.jm.sanchez (J.M. Sánchez).

<https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

1110-9823/© 2020 National Authority for Remote Sensing and Space Sciences. Production and hosting by Elsevier B.V.

This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Please cite this article as: M. F. Degano, R. E. Rivas, F. Carmona et al., Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

Currently, there are different methods to estimate the ET. At point scale: porometers, flow meters of sage in the plant and lysimeters; on a pilot scale, water balances, Bowen relation, Eddy Covariance (EC) systems, centillimeters, among others; and at the regional level, incorporating mainly satellite data (Carmona et al., 2018).

Due to advances in remote sensing technology and methods, there are numerous models to obtain ET products with satellite data capturing the space-time variability of this parameter. Some methods based on satellite data are: energy balance methods; methods based on the relationship between vegetation index and surface temperature; methods based on the Penman-Monteith (PM) equation; methods based on the Priestley-Taylor equation; empiric methods and water balance methods (Carmona, et al., 2018; Zhang et al., 2016).

As summarized in Chang et al. (2018), Cleugh et al. (2007) developed an ETa/ETp satellite product based on the PM equation using data from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and reanalysis meteorological data (Cleugh et al., 2007). Mu et al. (2007) modified this product and produced the first global MODIS ET dataset with a spatial resolution of 1 km and temporal resolution of 8-day, monthly and annual. Mu et al. (2011) further improved the MODIS ET algorithm to derive a more accurate MODIS global ET product (Version005 MOD16A2.005). Finally, in updated version006 (ET_{MOD16A2.006}) product, the spatial resolution was improved to 500 m. The nighttime actual vapor pressure, nighttime temperature, outgoing and incoming longwave radiation are obtained from Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications (MERRA) data directly (Running et al., 2017).

Some authors (Table 1) evaluated the performance of MOD16A2.005/006 products around the world, based on the comparison with ground ETa/ETp measurements (e.g., EC). The results indicated that the reliability of both MOD16A2 product were not consistent enough to be used as an indicator of ET in the variety of environmental conditions studied.

In particular, acceptable results were found by Aguilar et al. (2018), to consider the applicability of ETa_(MOD16A2.006) products in areas with close shrubs, at a regional, state, and basin scale, in arid and semiarid zones, despite the error, bias, and medium concordance indices found between EC and MOD16A2.006. However, not enough evidence was obtained by these authors to recommend the use of MOD16 in crops. Also, in most cases, MOD16A2.006 underestimated ETa values.

Chang et al. (2018) showed that the MOD16A2.006 algorithm tended to underestimate ET at high values and overestimate it at low values, which induced substantial uncertainties in Tibetan Plateau, China. In Peschechera et al. (2018), the authors made a comparison between the ET_(MOD16A2.006) product and the ET calculated with an analytical approach in a large cultivated area of the irrigation district "Sinistra Ofanto" in Apulian Tavoliere (Italy), throughout the year 2016. The statistical analysis determined an overestimation of ET_(MOD16A2.006) of around 8.63 mm8d⁻¹, with the only exception for the spring season.

In relation to ETp, Degano et al. (2018b) evaluated in APR the relationship between MOD16A2.005 product (Mu et al., 2013) and reference evapotranspiration (ET₀) from ORA. A systematic overestimation for MOD16A2.005 was observed. In this sense, the main objective of this paper is determining the performance of the ET_(MOD16A2.006) product (Running et al., 2017) for the agricultural area of Argentina, and specifically evaluating the product by comparison against ET_c ORA data.

Since agriculture is the main economical source in APR, the determination of ETa becomes crucial. In recent decades, world soybean production grew by 44%. Argentina became the third producer country after United States and Brazil (Reboratti, 2010). In

this context, in APR, soybean came to occupy around 60% of the cultivated area. In order to evaluate the ET_(MOD16A2.006), it was compared with ETa_(ORA) data on soybean cultivation.

Since the MOD16A2.006 product is widely used in the APR for different purposes (e.g., calculation of the water footprint), it needs to be evaluated. Therefore, the main objective of this paper is to determine the performance of ETp-ETa variables provided by the MOD16A2.006 product in this region. In both cases, local data from the ORA are used as reference for analysing the relationships between ET_{c(ORA)} and ET_{p(MOD16A2.006)}, and between ETa_(ORA) and ETa_(MOD16A2.006). Thus, the specific objectives of this study are: (a) to evaluate the product with data acquired at seven stations in the APR; (b) to determine the variation of ETp-ETa according to the variability of water availability in different years (2009–2018); (c) analyse ETa in different soybean growth stages and (d) to determine the errors of the product for each zone.

2. study area

APR is an extensive plain located in the central-eastern area of Argentina that includes five agricultural provinces: South of Entre Ríos, South-East of Córdoba, South of Santa Fe, East of La Pampa and the most area of Buenos Aires province. APR is divided in different ecoregions, in this paper we use data from seven stations distributed in the different ecoregions (Fig. 1-Table 2). Table 2 includes APR's edaphoclimatic characteristics considered in the soil water balance.

Also, the Köppen classification (Kottek et al., 2006) subdivides the APR according to climatic characteristics, considering, mainly, the annual and monthly average temperature and precipitation values. In this context, the stations 1, 2, 3, 4 y 6 (South of Santa Fe, South of Entre Ríos and East of Buenos Aires) belong to Subhumid-Humid Pampas and the stations 5 and 7 (East of La Pampa and West of Buenos Aires) belong to Semiarid Pampas.

3. Methodology

3.1. Satellite data processing

The MOD16A2.006 data are provided by Earth Data-National Aeronautics and Space Administration (NASA). The algorithm is based on the PM equation. Inputs come from the reanalysis global daily meteorological dataset MERRA and from MODIS data: land cover_(MOD12Q1) product; Leaf Area Index/Fraction of Photosynthetically Active Radiation (LAI/FPAR_(MOD15) product) and Albedo_(MOD43A2/AB) product. This product is based on the algorithm first proposed by Mu et al. (2011), however, since then, some updates have been implemented in the operational code to fix some issues. These updates are detailed in Running et al. (2017).

The methodological flowchart is shown in Figs. 4 and 5. MOD16A2.006 product provides data with a spatial resolution of 500 m and corresponding to 8-days accumulated values. To process this product, first, we downloaded the product (http://files.ntsg.umd.edu/data/NTSG_Products/MOD16/), then, we extracted bands ETp-ETa correspond, after that, we re-projected the product with "MODIS conversion toolkit" in Environment for Visualizing Images (ENVI). Then, we determined a kernel of 3x3 pixels, and ETp-ETa data were obtained. Finally, we filtered data (we excluded values that were outside the 95% confidence interval). To clarify, the images are available in Hierarchical Data Format-Earth Observing System (HDF-EOS) format, covering about 1200x1200-km². Even though Running et al. (2017) suggested that users may ignore QC data layer because cloud-contaminated LAI/FPAR gaps have been temporally filled before calculating ET, for the improved and reprocessed MOD16A2, it was necessary to perform a data

Table 1

Overview of studies evaluating and comparing MOD16A2.005/006 data with ground measurements. Unit unified to mm8d^{-1} • Reference method: EC *Reference method: PM equation.

Reference	Site	Punctual Data	Period	ET	R ²	RMSE [mm8d^{-1}]	MOD16 version
Ruhoff et al. (2013)	Rio Grande basin, Brazil	Sugar-cane plantation• Natural Savannah•	2001	ETa	0.78 0.81	6.2 3.7	005
Nadzri and Hashim (2014)	South East Asia	Peninsular Malaysia	2000–2009	ETp	0.33	9.9	005
Ramoelo et al. (2014)	South Africa	African Savannah, Skukuza•	2000 2001 2003 2004 2005 2007 2008 2009 2010 2009	ETa	0.26 0.35 0.58 0.54 0.81 0.85 0.36 0.78 0.74 0.23	5.2 3.6 3.4 8.0 2.0 6.0 7.4 7.4 4.3 3.0	005
Hu et al. (2015)	Europe	African Savannah, Malopeni• Oersingen crop(winter wheat)• Klingenberg(winter barley)• Monte Bondone(meadow)• Cabauw(meadow)• Amoladeras(dwarrf shrub)• Llano de los Juanes(matorral shrub)• Las Majadas del Tietar(holm oak open woodland)• Brasschaat(Scots pine, English oak)• Collelongo(European beech)• Roccarespampari(Turkey oak)• Puechabon(holm oak)• Bily Kriz forest(Norway spruce)• Tharandt(Norway spruce)• San Rossore(maritime pine)• Fyodorovskoye(wet spruce)•	2009–2011	ETa	0.90 0.91 0.92 0.95 0.29 0.42 0.78 0.94 0.70 0.88 0.89 0.85 0.93 0.45 0.98	5.8 3.8 4.7 4.5 2.6 3.2 9.4 6.9 10.1 12.6 3.3 7.1 6.3 8.6 2.7	005
Autovino et al. (2016)	South Western Sicily, Italy	Castelvetrano•	2011–2014	ETa	0.23	6.6	005
Aguilar et al. (2018)	North Mexico	Valle de Yaqui _{1,2} •Crop-Closed Shrub Rayón• El Mogor•, Open Shrub La Paz•, Open Shrub	2008 2008–2010 2004–2006	ETa	0.43 0.86 0.44	9.8 6.2 3.2	006
Chang et al. (2018)	Tibetan Plateau, China	Suli• Nagequ• Tanggula• Hulugou•	2010–2011–2013– 2014	ETp	0.11 0.38 0.11 0.95	13.8 14.9 18.5 8.7	006
Peschechera et al. (2018)	Italy	Sinistra Ofanto(vineyards, olive trees, orchards and cereals)*	2016	ETa ETp	0.53 0.95	7.1 8.6	006
Degano et al. (2018b)	Argentina	Argentina Pampas Region*	2012–2014	ETp	0.86	19.2	005

filtering, and those data outside the valid range were discarded from the analysis.

3.2. Ground data

3.2.1. ETc data

According to methodology flowchart in Fig. 4, ORA dataset provide ET_0 , this is calculated with the PM equation (1) (Monteith and Unsworth, 1990) with information provided by the Servicio Meteorológico Nacional (SMN) of Argentina:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(RN - G) + \frac{900}{T+273}u_2(VPD)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (1)$$

where RN is net radiation at the crop surface [$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$], G is soil heat flux density [$\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$], T is mean daily air temperature at 2-m height [$^{\circ}\text{C}$], u_2 is wind speed at 2-m height [ms^{-1}], 0.408 is a conversion factor to mmd^{-1} , 900 is coefficient for the reference crop [$\text{kJ}^{-1}\text{KgKd}^{-1}$], 273 is conversion factor to express the temperature in K and 0.34 is a coefficient resulting from assuming a crop resistance of 70 s m^{-1} and an aerodynamic drag of $208/u_2$ for the reference crop [sm^{-1}]. ET_0 [mmd^{-1}] is provided at daily scale, to

compare with MOD16A2.006 product it is necessary to convert the temporal resolution to 8d^{-1} . It should be noted that the SMN dataset are measurements acquired from the stations. The data completion procedure was not used.

According to Allen et al. (1998), the differences in leaf anatomy, stomata characteristics, aerodynamic properties and even albedo cause differences between ET_c and ET_0 under the same climatic conditions. Due to variations in the crop characteristics throughout its growing season, Kc for a given crop changes from sowing till harvest. So, it was necessary to calculate ET_c for the evaluation (Eq. (2)).

$$ET_c = ET_0 \times K_{cNDVI} \quad (2)$$

where K_{cNDVI} is the crop coefficient calculated with the linear equation obtained following the methodology of Kamble et al. (2013). Fig. 2 shows the relationship between the soybean Kcs and NDVIs for rainfed agriculture sites. There was a strong correlation between Kc and NDVI for the five stations in the APR shown in the figure. The regression equation is shown for the data of the five stations altogether.

According to Fig. 2, the K_{cNDVI} used in Eq. (2) is determined by:

Please cite this article as: M. F. Degano, R. E. Rivas, F. Carmona et al., Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

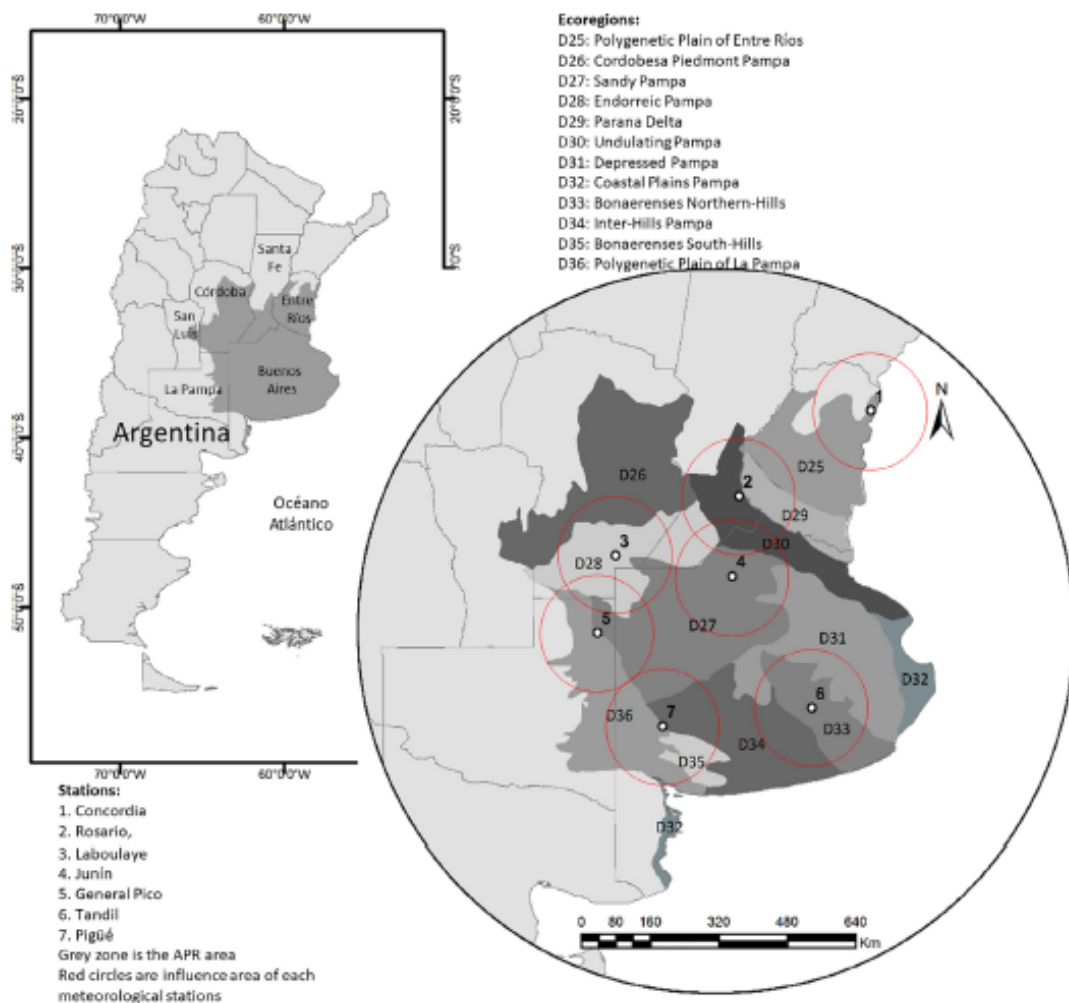


Fig. 1. APR and spatial distribution of influence area of meteorological stations (Modified from Carmona et al., 2018).

$$K_{CNDVI} = 1.41 \times NDVI - 0.17 \quad (3)$$

The MOD13A1.006 NDVI product is 500 m spatial resolution. The algorithm chooses the best available pixel value from all the acquisitions from the 16-days period. The criteria used is minimum cloud coverage, low view angle, and the highest NDVI value (Didan et al., 2015). We used a 16-days NDVI product because this temporal resolution is quite representative of the region variability, since this variable does not change as abruptly as the temperature, for example.

According to Fig. 4, respect to ground measurements, we obtained ET_c (calculated with ET_{ORA} -and K_{CNDVI} data) and converted data from mmd^{-1} to mm8d^{-1} . For validation we compared $ET_{PMOD16A2.006}$ to ET_{ORA} with different statistical estimates (section 3.2.3). With respect to spatiality, we compared kernels of 3×3 pixels ($1.5\text{-km} \times 1.5\text{-km}$) MOD16A2.006 product with ORA data of SMN meteorological stations that covers a radius of 127 km in plains zones as APR (Fig. 1, WMO, 1994).

3.2.2. Ground ET_a

ET_a is calculated by ORA with soil water balance method. The method consists of assessing the incoming and outgoing water flux

into the crop root zone over some time period (Fig. 3). I and P add water to the root zone. Part of I and P might be lost by surface RO and by DP that will eventually recharge the water table. Water might also be transported upward by CR from a shallow water table towards the root zone or even transferred horizontally by SFin or out SFOut the root zone. However, in many situations, except under conditions with large slopes, SFin and SFOut are minor and can be ignored. Soil evaporation and crop transpiration deplete water from the root zone. If all fluxes other than evapotranspiration (ET) can be assessed, the evapotranspiration can be deduced from the change in soil water content (ΔSW) over the time period (Eq.4) (Allen et al., 1998):

$$ET_a = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta SW \quad (4)$$

$ET_{a(ORA)}$ [mmd^{-1}] data is provided at daily scale, it was necessary data conversion to mm8d^{-1} and then, we rescaled in mm per growth stages for the 2009–2018 period (Fig. 5). It should be noted, that soybean is sown early November and harvested at the end of March. Also, we filtering data we excluding values that were outside the 95% confidence interval.

Table 2

Edaphodimatic characteristics of the analysed ecoregions. (Pereyra, 2003; Kottek et al., 2006) M: Moisture T: Mean annual air temperature, P: Rainfall, RH: Relative Humidity.

ID/Station	Landscape	Weather				Soil M/T regime	Predominant soil type
		Type		Warm Temperate			
		T (°C)	P (mm ⁻¹)	RH (%)	ETp (mm ⁻¹)		
D25/1. Concordia	Fluvial processes predominance	19	1100	75	1100	Udic	Alfisol-Mollisol-Vertisol-Entisol
D26	Fluvial processes, boxed rivers, 300 m elevation difference	19	700-800	50	1100	Ustic-Thermic	Mollisol
D27/4.Junin	Wind processes predominance, presence of dunes	18	800	60	1000	Udic	Typic Argudolls
D28/3. Laboulaye	Wind and fluvial processes predominance	18	900	60	1050	Udic-Ustic	Hapludoll- Haplustolls
D29	Delta environment with wide flooded interdistrict plains	18	1100	75	1000	Aquic	Entisol-Mollisol
D30/2.Rosario	Softly wavy relief. Deposit of silty material and fluvial processes	18	1100	70	1100	Udic-Thermic	Typic Argudolls
D31	Fluvial, coastal and wind processes predominance	16	1100	70	950	Aquic	Mollisol-Alfisol
D32	Soft relief. Deposition and erosion marine littoral	16	1100	70	1000	Aquic	Mollisol-Entisol-Vertisol-Alfisol
D33/6.Tandil	To North, important fluvial processes	16	1100	70	1100	Udic-Thermic	Typic Argudolls-Hapludoll
D34/7.Pigüé	Fluvial and wind processes predominance	16	900	70	950	Udic-Thermic	Typic-Aquic Argudolls
D35	Saws with marked agreement of summits	14	900	70	900	Udic-Thermic	Mollisol-Entisol
D36/5. General Pico	Softly wavy relief. Valleys with medanosos cords and water bodies. Greater aridity to West	16	800	60	1050	Ustic-Aridic	Haplustoll

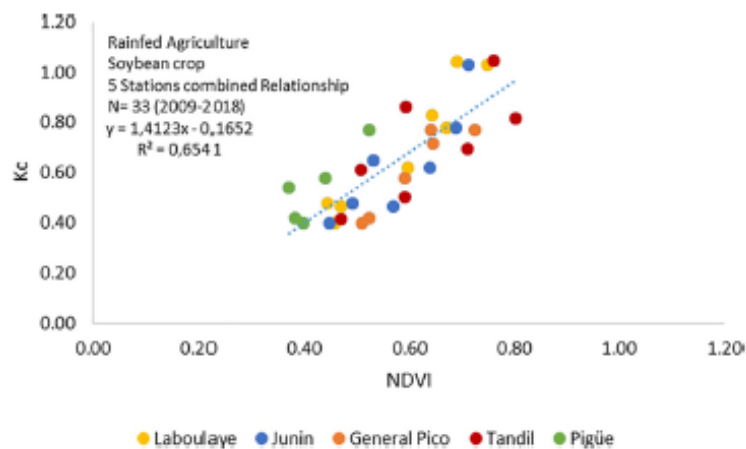


Fig. 2. Relationship between MOD13A1.006-NDVI and ORA measured soybean Kcs under rainfed crop condition.

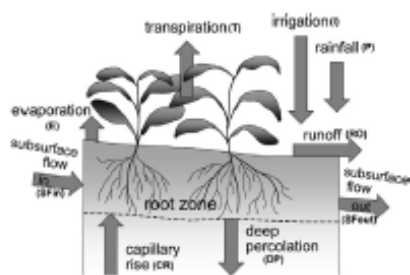


Fig. 3. Soil water balance method used by ORA.

3.3. Validation

3.3.1. Validation analysis

Following the scheme in Figs. 4 and 5, a statistical analysis was carried out after data processing and filtering. Classical statistics parameters were used: Root Mean Square Error (RMSE), Mean Absolute Error (MAE), Mean Absolute Percentual Error (MAPE), Determination Coefficient (R²), slope (a) and intercept (b).

3.3.2. Errors correction

Following methodology of Degano et al. (2018a), the authors observed a systematic error in ET_{P(MOD16A2.005)}, we corrected systematic errors of the ET_{P(MOD16A2.005)}. To conduct this correction, we used 499 data pairs ET_{P(MOD16A2.005)}-ET_{C(ORA)}, which 50% was

Please cite this article as: M. F. Degano, R. E. Rivas, F. Carmona et al., Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

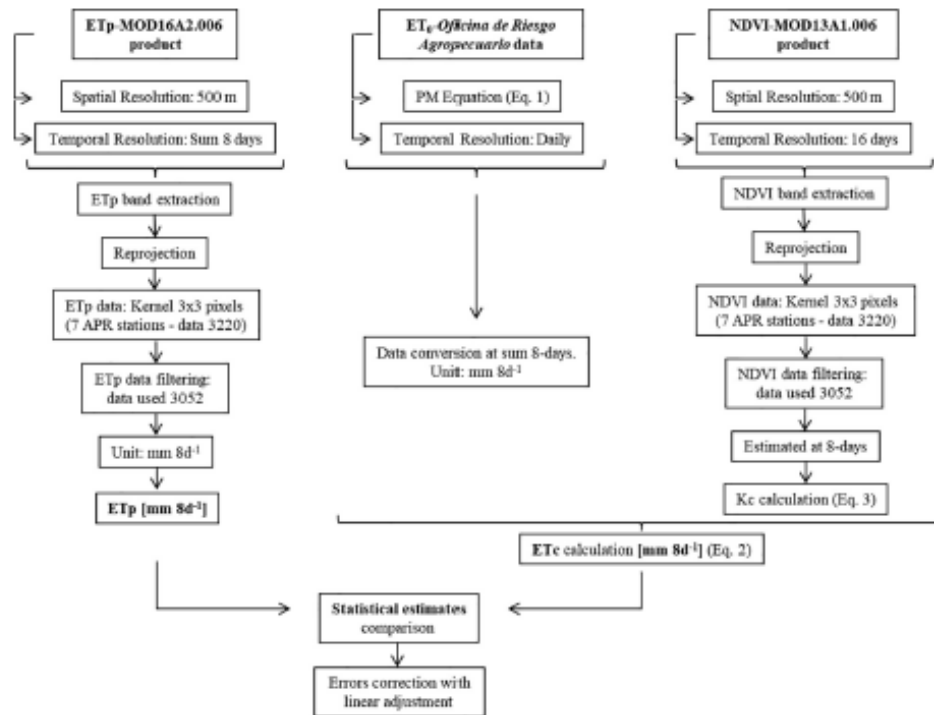


Fig. 4. Applied methodology flowchart for ETp-ETc.

used to obtain the linear adjustment equation (5) and the remaining 50% to calibrate.

$$MOD16A2.006_{Corrected} = 0.4ETp_{(MOD16A2.006)} - 0.2 \quad (5)$$

4. Results and discussion

4.1. Comparison between $ETp_{(MOD16A2.006)}$ product and $ETc_{(ORA)}$

In APR, Degano et al. (2018b) found that the $ETp_{(MOD16A2.006)}$ product overestimates more than 50%. The statistical analysis determined a RMSE and MAE around $25 \text{ mm}8d^{-1}$ ($3.2 \text{ mm}d^{-1}$), a is 1.8, b is $11.6 \text{ mm}8d^{-1}$ and $R^2 = 0.85$. When comparing $ETp_{(MOD16A2.006)}$ data with $ETc_{(ORA)}$ data, the results show an overestimation (Fig. 6), with a MAPE value around 65%. The errors are comparable to those obtained by several authors in different regions for MOD16A2.006 product (Table 1), e.g., in China, although a little greater in the case of Italy.

In this context, we used statistical metrics for comparison of the $ETp_{(MOD16A2.006)}$ product with $ETc_{(ORA)}$ data (Table 3). We observed a RMSE and MAE around $25 \text{ mm}8d^{-1}$ ($3.2 \text{ mm}d^{-1}$), a is 1.8, b is $11.6 \text{ mm}8d^{-1}$ and $R^2 = 0.85$. When comparing $ETp_{(MOD16A2.006)}$ data with $ETc_{(ORA)}$ data, the results show an overestimation (Fig. 6), with a MAPE value around 65%. The errors are comparable to those obtained by several authors in different regions for MOD16A2.006 product (Table 1), e.g., in China, although a little greater in the case of Italy.

The systematic error indicates that MOD16A2.006 product is not suitable for estimating ETp directly in APR; hence it is necessary to correct this data product used a lineal adjustment equation

(Eq. (5)-Fig. 6) (Degano et al., 2018a). After correction, the errors decrease significantly (Table 3), and product results improve considerably (Fig. 6). RMSE and MAE are reduced around 85%, the slope comes close to 1, and the intercept decreases to $4.4 \text{ mm}8d^{-1}$.

4.2. Comparison between $ETa_{(MOD16A2.006)}$ product and $ETa_{(ORA)}$

Soybean cultivation covers large areas in APR and this ensures a consistent assessment of the evapotranspiration process, since there are not border effects and the product evaluation has no bias. We evaluated ETa at two temporal scales: in mm per growth stages according to soybean growth stages, and in $\text{mm}8d^{-1}$.

Fig. 7 includes the results for accumulated values of $ETa_{(MOD16A2.006)}$ and $ETa_{(ORA)}$ data for three growth stages studied. When we compared ETa data in temporal resolution to $\text{mm}8d^{-1}$, a significant difference is observed in terms of ETa at 8-day temporal resolution between ORA data and MOD16A2.006 product data. The error is not systematic, but it varies depending on the station, years, and water availability (Fig. 8). In general, the behaviour of ground data shows an underestimation from early growth stages, towards the final, with some intermediate variations.

The performance of the MOD16A2.006 product depends on the zone. In Concordia (Subhumid-Humid), $ETa_{(MOD16A2.006)}$ product reproduces ground values at early growth stages, but towards final of growth stages differences are greater, being the satellite data greater than ground data. In Undulating Pampa (Rosario), the difference between both ETa is greater at early growth stages, decreasing towards the end of the growing season. A similar behaviour is shown in Laboulaye and Junín. In these zones, $ETa_{(ORA)}$ values are over $ETa_{(MOD16A2.006)}$ values. In general, the satellite product underestimate in semiarid zones too (General Pico and Pigüé). In Bonaerenses Northern Hills (Tandil), we observed a sig-

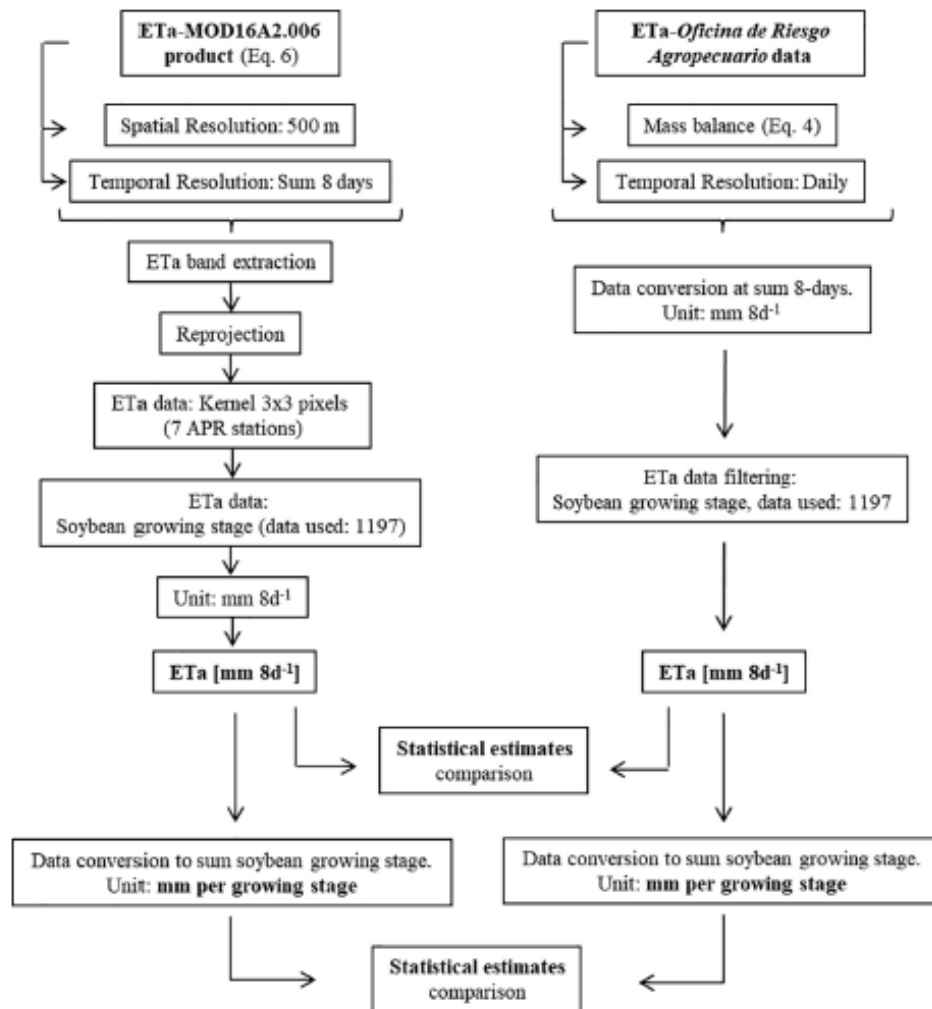


Fig. 5. Applied methodology flowchart for ETa.

Table 3
Statistical metrics for original and corrected MOD16A2.006 product

Statistic [$\text{mm}8\text{d}^{-1}$]	Original data	Corrected data
RMSE	27.4	4.6
MAE	24.6	3.5
a [adimensional]	1.8	0.7
b	11.6	4.4
R ²	0.85	0.85

nificant deviation from MOD16A2.006 product, being greater than ORA data in most growth stages.

The amount of evapotranspirated water on the surface depends on the availability of water in each ORA station, on rainfall, and the stored water, which is a function of the type of soil. Analysing the growth stage levels in different stations (in the APR the precipitations are concentrated between October to April, with dry winter), during the considered period, we observed growth stages with maximum precipitations (2009–2010) and minimum precipitations (2017–2018), for example.

It should be noted that in the analysed period, 2009–2018, the most important drought for the APR of the last 70 years was pre-

sented, with minimum rainfall concentrated in the critical months for soybean cultivation (January and February 2017–2018). The MOD16A2.006 product underestimates ETa for this period (Fig. 7- blue box, full line, right) with minimal accumulative differences in most stations. It was not the case for Concordia and Tandil stations, where satellite product overestimated significantly. It could be due to the site soils with high clay content. The clay has a low albedo (between 0.11 and 0.15), which can affect significantly the RNsoil value in the estimation of the $ETa_{(MOD16A2.006)}$ product, increasing this value. It is taken into account for the ETa calculation (Running et al., 2017). However, RNsoil is lower in soils with a higher percentage of sand or silt (albedo between 0.18 and 0.20).

For a wet year (red box, full line, left) a similar behavior is shown, with an underestimation observed for the $ETa_{(MOD16A2.006)}$ product in most stations, and with an overestimation in the Concordia and Tandil stations less significant than that for an extreme agronomic drought situation. In this growth stage, the effect of surface albedo is also observed, to a lesser extent (although the albedo is less in wet clay). However, the effect is less significant due to the

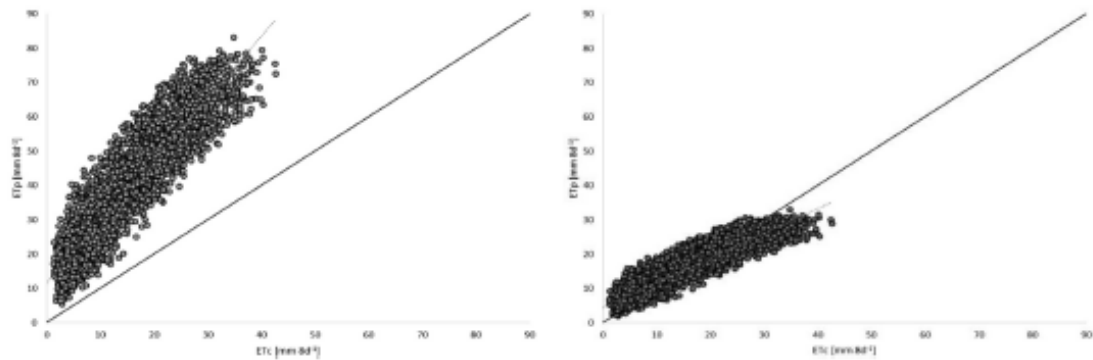


Fig. 6. Original $ET_{c(ORA)}$ vs $ET_{p(MOD16A2.006)}$ (left) Corrected $ET_{c(ORA)}$ vs $ET_{p(MOD16A2.006)}$ (right). Black line: 1:1 line.

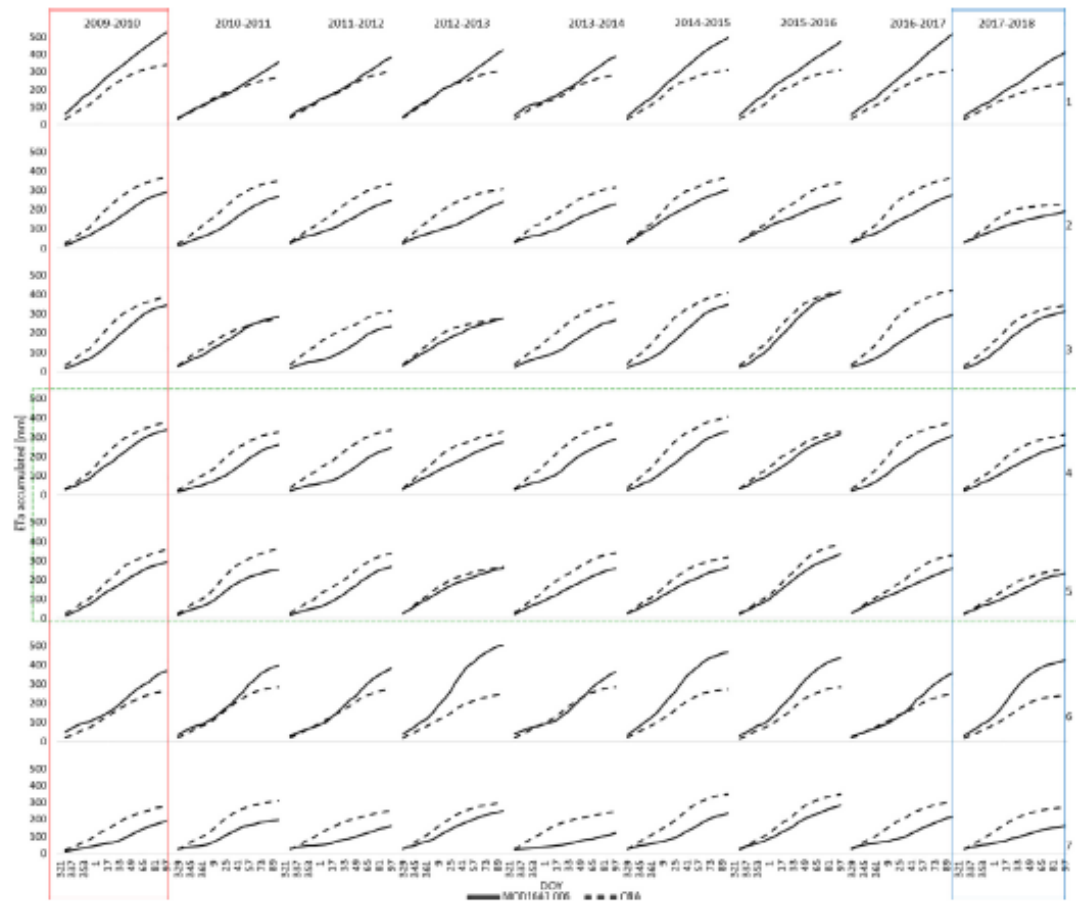


Fig. 7. Cumulative values of predicted $ET_{p(MOD16A2.006)}$ - $ET_{p(ORA)}$, 1-7 (defined in Fig. 1).

higher proportion of surface vegetation cover, favored by a high soil water availability.

When we analysing the multi-temporal behavior (green box, dashed line), the General Pico (located at the western limit of the region, with semi-arid conditions) and Junín (located in the center of the APR, with sub-humid conditions) stations are considered. In these it can be seen that $ET_{p(MOD16A2.006)}$ product is underestimated every growth stages with smaller differences in the accumulated

$ET_{p(MOD16A2.006)}$ values when the rainfall of the cycle was equal or higher than the average (Fig. 8), without being able to assign a specific differentiation related with the climatic conditions of the zone.

With the objective of analyse the performance of $ET_{p(MOD16A2)}$ respect to nine growth stages, we determined the statistical metrics for all stations (Table 4). In particular, the average RMSE varies between 14 and 25 mm for all studied growing stages (from 2009-

Please cite this article as: M. F. Degano, R. E. Rivas, F. Carmona et al., Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

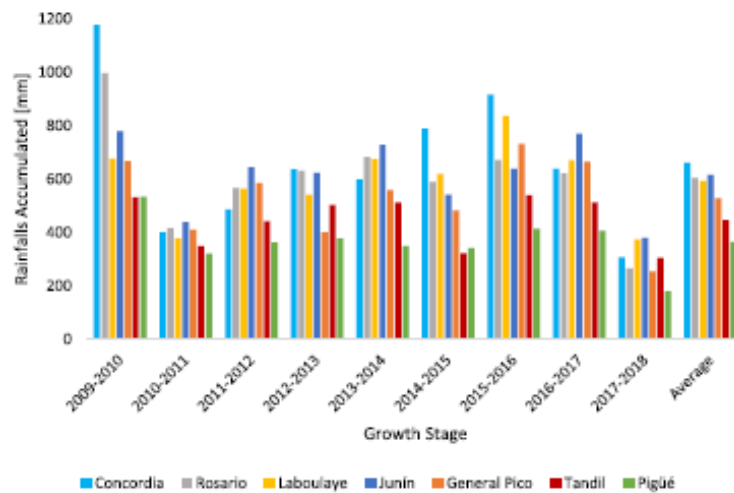


Fig. 8. Cumulative values of rainfalls in all stations in mm per growth stage.

Table 4
General statistics for all stations and growth stages.

Statistic [mm]	
RMSE	102.8
MBE	-6.75
MAE	89.01
a [adimensional]	-0.02
b	319.15

2010 to 2017–2018), being higher in the sub-humid humid zone, decreasing westward, in the semi-arid region.

When we evaluated the product in temporal resolution of mm8d^{-1} , we determined RMSE values (Table 5) result between 5.3 and 15.6 mm8d^{-1} in subhumid-humid zone, while in semiarid zone the RMSE values are smaller, varying between 4 and 10.4 mm8d^{-1} .

About the performance $\text{ET}_{\text{MOD16A2}}$ product in other latitudes (Table 1), we observed that in Mexican areas the errors associated to MOD16A2.006 product are 9.8, 6.2 y 3.2 mm8d^{-1} for croplands, closed shrub and open shrub respectively (Aguilar et al., 2018). In Italy, they studied a heterogeneous and fragmented landscape with the presence of vineyards, olive trees, orchards and cereals, they observed an average RMSE of 7.1 mm8d^{-1} (Peschechera et al., 2018). In APR the RMSE is greater than RMSE observed in other latitude, varying between 4 and 15.6 mm8d^{-1} for soybean crop.

5. Conclusions

In this paper, we evaluated the performance of MOD16A2.006 actual and potential evapotranspiration product in Argentinian Pampas Region. MOD16A2.006 potential evapotranspiration product was compared with crop evapotranspiration, calculated with ground measurements using reference evapotranspiration (Penman-Monteith equation) from the *Oficina de Riesgo Agropecuario* and the crop coefficient data in seven stations in the Argentinian Pampas region from 2009 to 2018 period. Respect to potential evapotranspiration, we observed a systematic overestimation for MOD16A2.006 product of around 60%, with a RMSE (MAE) of 27.4 (24.6) mm8d^{-1} . We reduce this systematic error applying a linear adjustment equation. After calibration, statistical parameters improved significantly, resulting a RMSE (MAE) of 4.6 (3.5) mm8d^{-1} . The slope improved from 1.8 to 0.7 and intercept reduced from 11.6 to 4.4 mm8d^{-1} . These error values are expected from remote sensing measurement system. Applied this correction, we obtain appropriate potential evapotranspiration values for use in different studies (hydrology, agricultural, meteorology). It is concluded that, given existence of systematic error, it is required a correction to the MOD16A2.006 product in the Argentinian Pampas region before trusting the data directly provided.

We evaluated a MOD16A2.006 actual evapotranspiration product comparison with soil water balance data, at two temporal scales: in mm per growth stages (from 2009–2010 to 2017–2018) according to soybean crop, and in mm8d^{-1} . We concluded that the MOD16A2.006 actual evapotranspiration product has a

Table 5
RMSE values for each station and growth stages.

Growth Stages	RMSE [mm8d^{-1}]						
	Concordia	Rosario	Laboulaye	Junín	General Pico	Tandil	Pigüé
2009–2010	11.57	8.22	9.27	6.47	5.96	9.22	8.60
2010–2011	8.36	8.01	5.54	8.20	6.98	9.24	8.76
2011–2012	7.57	7.27	9.55	9.11	6.66	9.20	9.17
2012–2013	9.77	9.96	5.29	7.29	3.98	15.59	6.73
2013–2014	9.92	7.76	9.02	9.79	6.63	9.94	10.43
2014–2015	11.34	6.94	10.74	8.99	5.55	11.25	9.46
2015–2016	10.42	7.36	6.78	6.00	5.75	8.96	6.62
2016–2017	12.92	9.16	11.07	9.38	6.33	9.65	10.04
2017–2018	10.54	6.43	6.38	6.19	5.14	11.60	9.34

Please cite this article as: M. F. Degano, R. E. Rivas, F. Carmona et al., Evaluation of the MOD16A2 evapotranspiration product in an agricultural area of Argentina, the Pampas region, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>

better performance in semi-arid areas than in humid-subhumid areas. In such regions, the satellite product underestimate in the most stations, while, in semiarid zones, the satellite values are close to ground measurements.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

The authors would like to thank the *Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina* (PICT 2016-1486 project), FONARSEC FITS MAyCC N° 19/13 project and the *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires* for their contributions. Also to the *Instituto de Hidrología de Llanuras*, the *Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires*, the Thermal Remote Sensing group of the University of Valencia through the project CGL2015-64268-R (MINECO/FEDER, UE), and the Sport, Culture and Education Council (JCCM, Spain), together with FEDER funds, throughout the "ANIATEL" project (SBPLY/17/180501/000357). Finally, we also thank the *Oficina de Riesgo Agropecuario* for providing ETa and ET₀ data and the University of Montana for providing the MOD16A2 data products.

References

- Aguilar, A., Flores, H., Crespo, G., Marín, M., Campos, L., Calera, A., 2018. Performance Assessment of MOD16 in Evapotranspiration Evaluation in Northwestern Mexico. *Water* 10 (7), 901. <https://doi.org/10.3390/w10070901>.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration information reporting: 1. Factors governing measurement accuracy. *Agric. Wat. Manag.* 98 (6), 889–920. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration—Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper no.56*. FAO, Rome, Italy.
- 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. *Eur. Agric. Wat. Manag.* 167, 86–94. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.01.006>.
- Carmona, F., Holzman, M., Rivas, R., Degano, M.F., Kruse, E., Bayala, M., 2018. Evaluation of two models using CERES data for reference evapotranspiration estimation. *Rev. de Teledet.* 51, 87–98. <https://doi.org/10.4895/raet.2018.9259>.
- Chang, Y., Qin, D., Ding, Y., Zhao, Q., Zhang, S., 2018. A modified MOD16 algorithm to estimate evapotranspiration over alpine meadow on the Tibetan Plateau, China. *J. Hydrol.* 561, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.054>.
- Cleugh, H.A., Leuning, R., Mu, Q.Z., Running, S.W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Rem. Sens. Env.* 106 (3), 285–304. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.007>.
- Degano, M.F., Rivas, R.E., Carmona, F., Faramiñán, A., Olivera Rodríguez, P., 2018a. Calibración del producto de evapotranspiración potencial "MOD16_A2" para la Región Pampeana Argentina. *Bol. Geol. y Min. España* (approved for publication).

- Degano, M.F., Rivas, R.E., Sánchez, J.M., Carmona, F., Niclós, R., 2018b. Assessment of the Potential Evapotranspiration MODIS Product Using Ground Measurements in the Pampas. In *Proc. IEEE, ARGENCON*, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina, 2018, 1–5. Doi: 10.1109/ARGENCON.2018.8646143
- Didan, K., Barreto Munoz, A., Solano, R. and Huete, A., 2015. MODIS Vegetation Index User's Guide (MOD13 Series). Version3.
- Hu, G., Jia, L., Menenti, M., 2015. Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. *Rem. Sens. Environ.* 156, 510–526. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.017>.
- Kamble, B., Klic, A., Hubbard, K., 2013. Estimating crop coefficients using remote sensing-based vegetation index. *Remote Sensing* 5 (4), 1588–1602.
- Kotték, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15 (3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>.
- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 1990. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London.
- Mu, Q.Z., Heinsch, F.A., Zhao, M.S., Running, S.W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sens. Env.* 111 (4), 519–536. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.015>.
- Mu, Q.Z., Zhao, M.S., Running, S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Rem. Sens. Env.* 115 (8), 1781–1800. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>.
- Mu, Q.Z., Zhao, M.S., Running, S.W., 2013. MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/3). Algorithm Theoretical Basis Document. Collection 5. Numerical Terradynamic Simulation Group. College of Forestry and Conservation, University of Montana.
- Nadzri, M.J., Hashim, M., 2014. Validation of MODIS Data for localized spatio-temporal evapotranspiration mapping. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 18, (1). <https://doi.org/10.1088/1755-315/18/1/012183>.
- Pereyra, F., 2003. Ecorregiones de la Argentina. SEGEMAR. Buenos Aires, Argentina, pp. 189, ISSN 0328-2325.
- Peschechera, G., Tarantino, E., Fratino, U., 2018. Crop water requirements estimation at irrigation district scale from remote sensing: a comparison between MODIS ET product and the analytical approach. In *Proc. SPIE- RSCy2018*, Paphos, Cyprus, 1–10. Doi: 10.1117/12.2326147
- Ramoso, A., Majazi, N., Mathieu, R., Jovanovic, N., Nidless, A., Dziki, S., 2014. Validation of Global Evapotranspiration Product (MOD16) using Flux Tower Data in the African Savanna, South Africa. *Remote Sens.* 6 (8), 7406–7423. <https://doi.org/10.3390/rs6087406>.
- Reboratti, C., 2010. Un mar de soja: la nueva agricultura en Argentina y sus consecuencias. *Rev. de Geograf. Norte Grande* 45, 63–76. <https://doi.org/10.4067/S0718-34022010000100005>.
- Ruhoff, A.L., Paz, A.R., Aragao, L.E., Mu, Q., Malhi, Y., Collischonn, W., Rocha, H.R., Running, S.W., 2013. Assessment of the MODIS global evapotranspiration using Eddy Covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrol. Sci. J.* 58, 1–19. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.837578>.
- Running, S.W., Mu, Q.Z., Zhao, M.S., 2017. MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006 NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Doi: 10.5067/MODIS/MOD16A2.006
- World Meteorological Organization, 1994. Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones. WMO-N°168, 5ed, 273–303.
- Zhang, K., Kimball, J.S., Running, S.W., 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *WIREs Water* 3, 834–853. <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>.

Web References

- Earth data (NASA), 2019. Earth data search. <https://search.earthdata.nasa.gov/search?m=1.35791015625000021-8.582519531251711101082C28q-MOD16A2k20V006> (accessed 23 September 2019) Web References.
- Sustainable Development Goals: <https://sustainabledevelopment.un.org>. last accessed: 2 April 2020.
- http://files.ntsg.umt.edu/data/NTSG_Products/MOD16/. Last accessed 2 June 2018.

Anexo II

Mediante la utilización del *script* que se muestra a continuación, se realiza el filtrado (por fecha y catálogo), selección y visualización de colección de productos MODIS, por ejemplo. En este caso se trata del producto MOD11A2, versión 006 de Ts (LST- *Land Surface Temperature*), en la plataforma *Google Earth Engine*.

```
“var startDate = ee.Date.fromYMD(2019,7,01);  
  
var endDate = ee.Date.fromYMD(2019,12,31);  
  
var MOD11A2Kqm = ee.ImageCollection('MODIS/006/MOD11A2');  
    .filterDate(startDate, endDate)  
    .sort('system:time_start', false)  
    .select("LST")  
  
var viz = {  
  min:0,  
  max:30,  
  palette: [  
    '040274', '040281', '0502a3', '0502b8', '0502ce', '0502e6',  
    '0602ff', '235cb1', '307ef3', '269db1', '30c8e2', '32d3ef',  
    '3be285', '3ff38f', '86e26f', '3ae237', 'b5e22e', 'd6e21f',  
    'fff705', 'ffd611', 'ffb613', 'ff8b13', 'ff6e08', 'ff500d',  
    'ff0000', 'de0101', 'c21301', 'a71001', '911003'  
  ],  
};  
Map.addLayer(MOD11A2Kqm.mean(), viz,"LST map");”
```


Bibliografía

- Aguilar, A., Flores, H., Crespo, G., Marín, M., Campos, I. & Calera, A. (2018). *Performance Assessment of MOD16 in Evapotranspiration Evaluation in Northwestern Mexico*. *Water*, vol.10, no.7, 901 pp. <https://doi.org/10.3390/w10070901>
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO, Rome, 300(9), D05109.
- Allen, R., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). *Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model*. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133(4), 380-394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Allen, R., Pereira, L., Howell, T., & Jensen, M. (2011). *Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy*. *Agricultural Water Management*, 98(6), 899-920. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.12.015>
- Anderson, M., Norman, J., Diak, G., Kustas, W., & Mecikalski, J. (1997). *A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing*. *Remote Sensing of Environment*, 60, 195-216. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00215-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00215-5)
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Mecikalski, J.R., Otkin, J.A., Kustas, W.P. (2007). *A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation*. *J. Geophys. Res.* 112, D10117. <https://doi.org/10.1029/2006JD007506>.
- Ardö, J., ElKhidir, H., Khatir, A., & Cropley, F. (2015) "Meteorological Measurements in Demokeya, North Kordofan: A Contribution to Climate Change Research". *Sudan Academy of Sciences Journal-Special Issue (Climate Change)*, Vol. 11, 2015, 118-127
- Ardö, J., El Tahir, B., & ElKhidir, H. (2016). *FLUXNET2015 SD-Dem Demokeya*. FLUXNET; LUND UNIVERSITY <https://doi.org/10.18140/fx/1440186>
- Aubinet, M., Vesala, T. & Papale, D. (Eds.). (2012). *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*. Springer Science & Business Media.
- 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*. *Elv. Agric. Wat. Manag.*, vol. 167, 86–94. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2016.01.006>
- Baldocchi, D. (2003). *Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future*. *Global change biology*, 9(4), 479-492. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>
- Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., Dee, D., Dutra, E., Muñoz-Sabater, J., Pappenberger, F., de Rosnay, P., Stockdale, T. & Vitart, F. (2015). *ERA-Interim/Land: a global land surface reanalysis data set*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 389-407, <https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015>. <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/389/2015/hess-19-389-2015.html>
- Barraza Bernardas, V. (2015). *Modelos y aproximaciones basadas en información satelital en microondas pasivas para la estimación de la evapotranspiración en áreas boscosas de la Cuenca del Río Bermejo*. Tesis doctoral. Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

- Bartholie, J.F., Namken, L.N., Wiegand, C.L. (1972). *Aerial thermal scanner to determine temperatures of soils and of crop canopies differing in water stress*. *Agron. J.* 64, 603–608.
- Bastiaanssen, W. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Ph.D. dissertation, Landbouwniversiteit te Wageningen. Published as Report 109 of DLO Win and Staring Centre, Wageningen, The Netherlands.
- Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. 1998. *A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), Part 1: Formulation*. *Journal of Hydrology*, 212-213. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Basualdo, A., 2011. *Balance hídrico como herramienta de decisión. Cap. 5*. En Occhiuzzi, S., Mercuri, P. and Pascale, C. *Herramientas para la evaluación y gestión del riesgo climático en el sector agropecuario*. Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación. 1ª ed. Buenos Aires, Argentina. 130 pp
- Beringer, J., Livesley, S., Randle, J., & Hutley, L. (2013). *Carbon dioxide fluxes dominate the greenhouse gas exchanges of a seasonal wetland in the wet-dry tropics of northern Australia*. *Agricultural and Forest Meteorology*, 182, 239-247. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.06.008>
- Beringer, J., & Hutley, L. (2016). *FLUXNET2015 AU-Fog Fogg Dam. FLUXNET*; Monash University; Charles Darwin University. <https://doi.org/10.18140/fx/1440124>
- Beringer, J., Hutley, L. B., McHugh, I., Arndt, S. K., Campbell, D., Cleugh, H. A., ... & Ewenz, C. (2016). *An introduction to the Australian and New Zealand flux tower network- OzFlux*. Biogeosciences. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5895-2016>
- Botella, O., & Campos, I. (1993). *El agua en la planta. Agronomía del Riego*. Ediciones Mundi-Prensa Universidad de Castilla La Mancha, Madrid, 239-298.
- Brasa, A. (1997). *Determinación mediante teledetección de la evapotranspiración en regadíos extensivos*. Tesis doctoral, Universidad de Castilla La Mancha, Cuenca, España 167 pp.
- Brutsaert, W. (1975). *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*. *Water resources research*, 11(5), 742-744. <https://doi.org/10.1029/WR011i005p00742>
- Brutsaert, W. (1984). *Evaporation into the atmosphere, Theory, History, and Applications*. Cornell University. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- Carlson, T., Capehart, W., Gillies, R. (1995). *A new look at the simplified method for remote-sensing of daily evapotranspiration*. *Remote Sens. Environ.* 54, 161–167.
- Carmona, F. (2013). *Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data*. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 55-57, 27-34. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.12.002>
- Carmona, F., Holzman, M., Rivas, R., Degano, M. F., Kruse, E., & Bayala, M. (2018). *Evaluation of two models using CERES data for reference evapotranspiration estimation*. *Revista de Teledetección*, (51), 87-98. <https://doi.org/10.4995/raet.2018.9259>
- Carmona, F., Rivas, R., Ocampo, D., Schirmbeck, J., & Holzman, M. (2011). *Sensores para la medición y validación de variables Hidrológicas a escalas local y regional a partir del balance de energía*. *Aqua-LAC*, 3(1), 26-36.
- Chang, Y., Qin, D., Ding, Y., Zhao, Q., & Zhang, S. (2018). *A modified MOD16 algorithm to estimate evapotranspiration over alpine meadow on the Tibetan Plateau, China*. *Journal of Hydrology*, vol.561, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.03.054>

- Chen, J. M., & Liu, J. (2020). *Evolution of evapotranspiration models using thermal and shortwave remote sensing data*. *Remote Sensing of Environment*, 237, 111594. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111594>
- Choudhury, B. J., & Monteith, J. L. (1988). *A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(480), 373-398. <https://doi.org/10.1002/qj.49711448006>
- Cremonese, E., Galvagno, M., Di Cella, U. & Migliavacca, M. (2016). *FLUXNET2015 IT-Tor Torgnon*. FLUXNET; Environmental Protection Agency of Aosta Valley. <https://doi.org/10.18140/fx/1440237>
- Davies, J. A., & Allen, C. D. (1973). *Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario*. *Journal of Applied Meteorology*, 12(4), 649-657. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1973\)012<0649:EPAAEF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1973)012<0649:EPAAEF>2.0.CO;2)
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Bechtold, P. (2011). *The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system*. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Degano, M. F.**, Rivas, R. E., Carmona, F., Faramiñán, A., & Olivera Rodríguez, P. (2018a). *Calibración del producto de evapotranspiración potencial "MOD16A2" para la Región Pampeana Argentina*. *Boletín Geológico y Minero (Aceptado para su publicación)*.
- Degano M. F.**, Rivas R., Sánchez Tomás J.M., Carmona F., & Niclós R. (2018b). *Assessment of the Potential Evapotranspiration MODIS Product Using Ground Measurements in the Pampas*. *Proceedings of the 2018 IEEE ARGENCON conference*. <https://doi.org/10.1109/ARGENCON.2018.8646143>
- Degano, M.F.**, Rivas R., Carmona F., & Niclós R. (2020). *Evaluation of collection 6 of MOD16A2 evapotranspiration product in a plain zone*. *Egyptian Journal Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.08.004>
- Didan, K. (2015). *MOD13Q1 MODIS/Terra Vegetation Indices 16-Day L3 Global 250m SIN Grid V006 [Data set]*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-03-23 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD13Q1.006>
- Dingman, L., 1992. *Physical hydrology*. Prentice Hall, second edition, New Jersey, United State of America, 644 pp.
- Dong, G. (2016). *FLUXNET2015 CN-Cng Changling*. FLUXNET; Shanxi University. <https://doi.org/10.18140/fx/1440209>
- Dong, G., Guo, J., Chen, J., Sun, G., Gao, S., Hu, L., & Wang, Y. (2011). *Effects of spring drought on carbon sequestration, evapotranspiration and water use efficiency in the Songnen meadow steppe in northeast China*. *Ecohydrology*, 4(2), 211-224. <https://doi.org/10.1002/eco.200>
- Duarte, H. F., Dias, N. L., & Maggiotto, S. R. (2006). *Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil*. *Agricultural and forest meteorology*, 139(3-4), 171-181. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.06.008>
- Duveiller, G., Hooker, J., & Cescatti, A. (2018). *The mark of vegetation change on Earth's surface energy balance*. *Nature communications*, 9(1), 679. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02810-8>
- Eichinger, W. E., Parlange, M. B., & Stricker, H. (1996). *On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley-Taylor coefficient*. *Water Resources Research*, 32(1), 161-164. <https://doi.org/10.1029/95WR02920>

- Entraigas I., Rivas R. y Usunoff E. (2001). *Intercepción y Distribución de la Precipitación bajo el Canopeo de Maíz*. Revista de la Asociación Argentina de Agrometeorología, Vol. 1, 2 : 89-94.
- Falge, E. *et al.* (2001). *Gap filling strategies for long term energy flux data sets*. Agric. For. Meteorol., 107(1), 71-77, doi: 10.1016/S0168-1923(00)00235-5.
- Fisher, J. B., Tu, K. P., & Baldocchi, D. D. (2008). Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. Remote Sensing of Environment, 112(3), 901-919. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.06.025>
- Foken, T., y B. Wichura (1996), Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agric. For. Meteorol.*, 78(1-2), 83-105, [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02248-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02248-1).
- Foken, T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas, y C. Liebethal (2006), Some aspects of the energy balance closure problem, *Atmospheric Chem. Phys.*, 6(12), 4395-4402, <https://doi.org/10.5194/acp-6-4395-2006>.
- Galvagno, M., Wohlfahrt, G., Cremonese, E., Rossini, M., Colombo, R., Filippa, G., ... & Migliavacca, M. (2013). *Phenology and carbon dioxide source/sink strength of a subalpine grassland in response to an exceptionally short snow season*. Environmental Research Letters, 8(2), 025008.
- Gao, J., Qiao, M., Qiu, X., Zeng, Y., Hua, H., Ye, X., & Adamu, M. (2018). Estimation of Actual Evapotranspiration Distribution in the Huaihe River Upstream Basin Based on the Generalized Complementary Principle. *Advances in Meteorology*. <https://doi.org/10.1155/2018/2158168>
- Gao, X., Sun, M., Luan, Q., Zhao, X., Wang, J., He, G., & Zhao, Y. (2020). The spatial and temporal evolution of the actual evapotranspiration based on the remote sensing method in the Loess Plateau. *Science of The Total Environment*, 708, 135111. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135111>
- Garg, K. K., Bharati, L., Gaur, A., George, B., Acharya, S., Jella, K., & Narasimhan, B. (2012). Spatial mapping of agricultural water productivity using the SWAT model in Upper Bhima Catchment, India. *Irrigation and Drainage*, 61(1), 60-79. <https://doi.org/10.1002/ird.618>
- Gelaro, R. *et al.* (2017). *The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)*. *J. Climate*, 30, 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>.
- Gentine, P., Entekhabi, D., & Polcher, J. (2011). The diurnal behavior of evaporative fraction in the soil-vegetation-atmospheric boundary layer continuum. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), 1530-1546. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1261.1>
- Gillies, R.R., Carlson, T.N., Cui, J., Kustas, W.P. & Humes, K.S. (1997). A verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature. *Int. J. Remote Sens.* 18, 3145–3166. <https://doi.org/10.1080/014311697217026>
- Göckede, M., C. Rebmann, & T. Foken (2004). *A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites*, *Agric. For. Meteorol.*, 127(3), 175-188, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.07.012>.
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). *Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone*. *Remote sensing of Environment*, 202, 18-27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Goulden, M. (2016). FLUXNET2015 BR-Sa3 Santarem-Km83-Logged Forest. FLUXNET; University of California – Irvine. <https://doi.org/10.18140/fx/1440033>

- Goulden, M., J. Munger, S. Fan, B. Daube, & S. Wofsy (1996). *Measurements of carbón sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy*, *Glob. Change Biol.*, 2(3), 169-182, doi:10.1111/j.1365-2486.1996.tb00070.x.
- Goward, S.N., Cruickshanks, G.D., Hope, A.S. (1985). *Observed relation between termal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape*. *Remote Sensing of Environment* 18, 137-146.
- Hersbach, H., Peubey, C., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., & Dee, D. (2015). *ERA-20CM: A twentieth-century atmospheric model ensemble*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691), 2350-2375. <https://doi.org/10.1002/qj.2528>
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier.
- Hu, G., 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>
- Humes, K.S.; Kustas, W.P.; Moran, M.S.; Nichols, W.D.; Wertz, M.A. (1994). *Variability of emissivity and surface temperature over a sparsely vegetated surface*. *Water Resources Research* 30 (5), 1299-1310.
- Ibáñez, 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.
- Idso, S., & Jackson, R. (1969). *Thermal radiation from the atmosphere*. *Journal of Geophysical Research*, 74(23), 5397-5403. <https://doi.org/10.1029/JC074i023p05397>
- Inoue, Y., & Moran, M. (1997). *A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration-a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies*. *International Journal of Remote Sensing*, 18(1), 139-152. <https://doi.org/10.1080/014311697219321>
- 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>
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka & K. Takahashi. (2015). *El Reanálisis JRA-55: Especificaciones generales y características básicas*. *J. Meteor. Soc. Japón* , 93 , 5-48, doi: 10.2151 / jmsj.2015-001.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. y Rubel, F. (2006). *World map of the Köppen-Geiger climate classification updated*. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Liu, J., & Yang, H. (2010). *Spatially explicit assessment of global consumptive water uses in cropland: Green and blue water*. *Journal of Hydrology*, 384(3-4), 187-197. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.024>
- Liu, Z., Yao, Z., & Wang, R., (2019). *Simulation and evaluation of actual evapotranspiration based on inverse hydrological modeling at a basin scale*. *Catena* 180, 160-168. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.039>
- Liu, J., Zehnder, A., & Yang, H. (2009). *Global consumptive water use for crop production: The importance of green water and virtual water*. *Water Resources Research*, 45(5). <https://doi.org/10.1029/2007WR006051>

- Long, D., Singh, V.P. (2012). *A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery*. *Remote Sens. Environ.* 121, 370–388. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.015>.
- Majozi, N. P., Mannaerts, C. M., Ramoelo, A., Mathieu, R. S., Nickless, A., & Verhoef, W. (2017). *Analysing surface energy balance closure and partitioning over a semi-arid savanna FLUXNET site in Skukuza, Kruger National Park, South Africa*. *Hydrology and Earth System Science Discussion*. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-76>, 2016
- Marini, F., Santamaría, M., Oricchio, P., Di Bella, C., & Basualdo, A. (2017). *Estimation of real evapotranspiration (ETR) and potential evapotranspiration (ETP) in the southwest of the Buenos Aires Province (Argentina) using MODIS images*. *Revista de Teledetección*, vol. 48, 29-41. <https://doi.org/10.4995/raet.2017.6743>
- Marshall, M., Tu, K., & Andreo, V. (2020). *On parameterizing soil evaporation in a direct remote sensing model of ET: PT-JPL*. *Water Resources Research*, 56(5), e2019WR026290. <https://doi.org/10.1029/2019WR026290>
- Martens, B., Miralles, D., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R.A.M., Fernández-Prieto, D., Beck, H., Dorigo, W., & Verhoest, N. (2017). *GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture*, *Geoscientific Model Development*, 10, 1903–1925.
- McMahon, T., Peel, M., Lowe, L., Srikanthan, R., & McVicar, T., (2013). *Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis*. *Hydrology and Earth System Science*. 17, 1331-1363. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1331-2013>
- Merlin, O., Chirouze, J., Olioso, A., Jarlan, L., Chehbouni, G., Boulet, G. (2014). *An imagebased four-source surface energy balance model to estimate crop evapotranspiration from solar reflectance/thermal emission data (SEB-4S)*. *Agric. For. Meteorol.* 184, 188–203.
- Minacapilli, M., Consoli, S., Vanella, D., Ciraolo, 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 Sens. Environ.* 174, 10–23.
- Miralles D., Holmes T., De Jeu R., Gash J., Meesters A., & Dolman A. (2011). *Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations*. *Hydrological Earth System Science.*, 15, 453-469. <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>
- Monteith, J. (1963). *Gas exchange in plant communities*. *Environmental control of plant growth*, 95, 95-112.
- Monteith, J., & Szeicz, G. (1962). *Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88(378), 496-507. <https://doi.org/10.1002/qj.49708837811>
- Monteith, J. & Unsworth, M. (1990). *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold (ed.), London, 291 pp.
- 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(1), 77-87.
- Moran, M.S., Rahman, A.F., Washburne, J.C., Goodrich, D.C., Weltz, M.A., Kustas, W.P. (1994). *Combining the Penman–Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland*. *Agric. For. Meteorol.* 80, 87–109.

- Mu Q., Heinsch F., Zhao M., & Running S. (2007). *Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data*. Remote Sensing of Environment, 111, 519-536. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.04.015>
- Mu Q., Zhao M., & Running S. (2011). *Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm*. Remote Sensing of Environment, 115, 1781-1800. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>
- Mu, Q.Z., Zhao, M.S., & Running, S. W. (2013). *MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3). Algorithm Theoretical Basis Document. Collection 5*. Numerical Terradynamic Simulation Group. College of Forestry and Conservation. University of Montana.
- Nadzri, M.I., & Hashim M. (2014). *Validation of MODIS Data for localized spatio-temporal evapotranspiration mapping*. IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci., 18(1), 012183, <https://doi.org/10.1088/1755-315/18/1/012183>
- Nemani, R. & Running, S. (1989). *Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data*. J. Appl. Meteorol. 28, 276–284.
- Niemelä, S., Räisänen, P., & Savijärvi, H. (2001). *Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I: Longwave radiation*. Atmospheric research, 58(1), 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(01\)00084-9](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(01)00084-9)
- Nishida K., Nemani R.R., Glassy JM, & Running S.W. (2003). *Development of an evapotranspiration index from aqua/MODIS for monitoring surface moisture status*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 41, 493- 501. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.811744>
- Norman, J.M., Becker, F., (1995). *Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces*. Agric. For. Meteorol. 77, 153–166.
- Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S. (1995). *A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature*. Agric. For. Meteorol. 77, 263–293.
- Ocampo, D., & Rivas, R. (2010). *Comparación de métodos de estimación de la evapotranspiración a escala local en zonas de clima húmedo y árido*. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras Azul, Buenos Aires, Argentina – 21 al 24/09/2010
- Ocampo, D., & Rivas, R. (2013). *Estimación de la radiación neta diaria a partir de Modelos de Regresión Lineal Múltiple*. Revista Chapingo, Serie Ciencias Forestales y del Ambiente, 19(2), 263-271. <https://doi.org/10.5154/r.rchscfa.2012.04.031>
- Oki, T., & Kanae, S. (2006). *Global Hydrological Cycles and World Water Resources*. Science, 313(5790), 1068–1072, <https://doi.org/10.1126/science.1128845>.
- Olivera Rodríguez, P., Holzman, M. E., Degano, M. F., Faramiñán A. M. G., Rivas, R. E., & Bayala, M. I. (2020). *Spatial variability of the green water footprint using a medium-resolution remote sensing technique: The case of soybean production in the Southeast Argentine Pampas*. Science of the Total Environment. En prensa. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142963>
- Organización Meteorológica Mundial (OMM-World Meteorological Organization-WMO), 1994. *Guía de prácticas hidrológicas. Adquisición de datos, análisis, predicción y otras aplicaciones*. WMO-N_168, 5ªed, 273-303.
- Pastorello, G. et al. (2019). *ONEFlux: Open Network-Enabled Flux processing pipeline*. AmeriFlux Management Project, European Ecosystem Fluxes Database, ICOS Ecosystem hematic Center, <https://github.com/AmeriFlux/ONEFlux/>.

- Pastorello, G., Agarwal, D., Papale, D., Samak, T., Trotta, C., Ribeca, A., ... & Canfora, E. (2014, October). *Observational data patterns for time series data quality assessment*. In 2014 IEEE 10th International Conference on e-Science. Vol. 1, pp. 271-278. IEEE.
- Pastorello, G, Trotta, C, Canfora, E et al. (284 more authors) (2020). *The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data*. Scientific Data, 7 (1). 225. ISSN 2052-4463 <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0534-3>
- Peng, L., Zeng, Z., Wei, Z., Chen, A., Wood, E., & Sheffield, J., (2019). *Determinants of the ratio of actual to potential evapotranspiration*. Global Change Biology. 25, 1326–1343. <https://doi.org/10.1111/gcb.14577>
- Penman, H. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proceedings of the Royal Society of London, A, 194, 120-145
- Pereyra, F. (2003). *Ecorregiones de la Argentina*. SEGEMAR. Buenos Aires, Argentina, pp. 189 ISSN 0328-2325
- Peschechera, G., Tarantino, E., & Fratino, U. (2018). *Crop water requirements estimation at irrigation district scale from remote sensing: a comparison between MODIS ET product and the analytical approach*. in Proc. SPIE- RSCy2018, Paphos, Cyprus, 1-10. <https://doi.org/10.1117/12.2326147>
- Poli, P. et al. (2016). *ERA-20C: Un reanálisis atmosférico del siglo XX*. J. Climate, 29, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>
- Price, J.C. (1990). *Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens 28, 940–948.
- 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(2), 81-92.
- Ramoelo, A., Majozi, N., Mathieu, R., Jovanovic, N., Nickless, A., & Dziki, S. (2014). *Validation of Global Evapotranspiration Product (MOD16) using Flux Tower Data in the African Savanna, South Africa*. Remote Sensing, vol. 6 no8, 7406–7423. <https://doi.org/10.3390/rs6087406>
- Rannik, Ü., Peltola, O. & Mammarella, I. (2016). *Random uncertainties of flux measurements by the eddy covariance technique*. Atmospheric Measurement Techniques.
- Rienecker, M. et al. (2011). *MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications*. J. Climate, 24, 3624–3648, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>.
- Rivas, R. (2004). *Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración*. Tesis doctoral, Universidad de Valencia, Valencia, España 140 pp.
- Rivas, R., & Carmona, F., (2010). *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 ISSN: 0366-0176
- Rivas, R., & Caselles, V. (2004). *A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data*. Remote Sensing of Environment, 93, 68-76. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.06.021>
- Roerink, G.J., Su, Z., Menenti, M. (2000). *S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance*. Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere 25, 147–157.
- Rossini, M., Cogliati, S., Meroni, M., Migliavacca, M., Busetto, L., Cremonese, E., Galvagno, M., Morra di Cella, U., Gioli B., Miglietta, F., Seufert G., Cescatti, A., & Colombo, R. (2011). *Estimation of gross ecosystem production by means of hyperspectral reflectance and fluorescence*

measurements in terrestrial ecosystems. FLUXNET and Remote Sensing Open Workshop: Towards Upscaling Flux Information from Towers to the Globe Berkeley, CA, 7-9 June.

Ruhoff, A.L., Paz, A.R., Aragao, L.E., Mu, Q., Malhi, Y., Collischonn, W., Rocha, H.R., & Running, S.W. (2013). *Assesment of the MODIS global evapotranspiration using Eddy Covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin*. *Hydrological Science Journal*, vol.58, 1-19. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.837578>

Running, S., Mu, Q., & Zhao, M., (2017). *MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006*. [Data set] NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD16A2.006>

Ruppert, J., M. Mauder, C. Thomas, & J. Lüers (2006). *Innovative gap-filling strategy for annual sums of CO₂ net ecosystem exchange*. *Agric. For. Meteorol.*, 138(1), 5-18.

Sánchez, J.M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V., & Telesca, V. (2008). *Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat- TM and ETM+ data: Application to the Basilicata región*. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 58-70. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.041>

Sandholt, I., Rasmussen, K. & Andersen, J. (2002). *A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status*. *Remote Sens. Environ.* 79, 213–224. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(01\)00274-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00274-7)

Savoca, M., Senay, G., Maupin, M., Kenny, J., & Perry, C. (2013). *Actual evapotranspiration modeling using the operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) approach*. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Schaaf, C., & Wang, Z. (2015). *MCD43A3 MODIS/Terra+Aqua BRDF/Albedo Daily L3 Global - 500m V006 [Data set]*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-03-23 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD43A3.006>

Scholes, B., & Ralivhesa, T. (2016). *FLUXNET2015 ZA-Kru Skukuza*. FluxNet; University of the Witwatersrand. <https://doi.org/10.18140/FLX/1440188>

Scholes, R. J., Gureja, N., Giannecchini, M., Dovie, D., Wilson, B., Davidson, N., ... & Bradley, S. (2001). *The environment and vegetation of the flux measurement site near Skukuza, Kruger National Park*. *Koedoe*, 44(1), 73-83. <https://doi.org/10.4102/koedoe.v44i1.187>

Silicani, M. (2015). *Diseño, construcción y operación de un lisímetro de bajo costo*. Tesis de especialización. Universidad de Cuyo, Argentina.

Slatyer, R. & Mcllroy, I. (1967). *Practical Microclimatology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310 pp.

Smith, G., Priestley, K., Loeb, N., Wielicki, B., Charlock, T., Minnis, P., Doelling, D., & Rutan, D. (2011). *Clouds and Earth Radiant Energy System (CERES), a review: Past, present and future*. *Advances in Space Research*, 48(2), 254-263. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.03.009>

Soegaard, H., & Boegh, E. (1995). *Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index and eddy correlation technique*. *Journal of Hydrology*, 166(3-4), 265.

Soer, G. (1980). *Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures*. *Remote Sens. Environ.* 9, 27–45.

Stannard D. (1993). *Comparison of Penman–Monteith, Shuttleworth–Wallace, and modified Priestley–Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland*. *Water Resources Research* 29: 1379–1392.

- Stewart R., & Rouse W., (1976). *A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds*. *Water Resources Research* 12: 623–628.
- Stewart R., & Rouse W. (1977). *Substantiation of the Priestley and Taylor parameter $a = 1.26$ for potential evaporation in high latitudes*. *Journal of Applied Meteorology* 6: 649–650.
- Su, Z., Timmermans, W., Gieske, A., Jia, L., Elbers, J. A., Olioso, A., ... & Nerry, F. (2008). *Quantification of land–atmosphere exchanges of water, energy and carbon dioxide in space and time over the heterogeneous Barrax site*. *International Journal of Remote Sensing*, 29(17-18), 5215-5235.
- Tang, R. y Li, Z.-L. (2017a). *An end-member-based two-source approach for estimating land surface evapotranspiration from remote sensing data*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 55 (10), 5818–5832.
- Tang Q., Peterson S., Cuenca R., Hagimoto Y., & Lettenmaier D. (2009). *Satellite-based near-real-time estimation of irrigated crop water consumption*. *Journal Geophysical Research Atmospheres.*, 114, D05114. <https://doi.org/10.1029/2008JD010854>
- Tasumi, M., (2019). *Estimating evapotranspiration using METRIC model and Landsat data for better understandings of regional hydrology in the western Urmia Lake Basin*. *Agricultural Water Management*. 226, 105805. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.105805>
- Tatem, A.J., Goetz, S.J., & Hay, S.I., 2008. *Fifty years of earth-observation satellites*. *Am. Sci.* 96 (5), 390–398. <https://doi.org/10.1511/2008.74.390>.
- Teuling, A., De Badts, E., Jansen, F., Fuchs, R., Buitink, J., Van Dijke, A., & Sterling, S. (2019). *Climate change, reforestation/afforestation, and urbanization impacts on evapotranspiration and streamflow in Europe*. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(9), 3631-3652. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3631-2019>
- Trenberth, K., Smith, L., Qian, T., Dai, A., & Fasullo, J. (2007). *Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data*. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 758-769. <https://doi.org/10.1175/JHM600.1>
- Thornthwaite, C. (1948). *An approach toward a rational classification of Climate*. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- Van der Griend, A. A., & Owe, M. (1993). *Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale moisture and Nimbus/SMMR satellite observations*. *Int. J. Remote Sens.*, 14, 1975-1996.
- Vogt, J-V; Niemeyer, S. & Viau, A. (2011). *Monitoring water stress at regional scales*. *Proceedings of the 23rd Canadian Symposium on Remote Sensing, Canada*. 315-321.
- Wan, Z., Hook, S., & Hulley, G. (2015a). *MOD11A2 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1km SIN Grid V006 [Data set]*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-03-23 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A2.006>
- Wan Z., Zhang K., Xue X., Hong Z., Hong Y., & Gourley J. (2015b). *Water balance based actual evapotranspiration reconstruction from ground and satellite observations over the Conterminous United States*. *Water Resource Research.*, 51, 6485-6499. <https://doi.org/10.1002/2015WR017311>
- Wang K., Wang P., Li Z., Cribb M., & Sparrow M. (2007). *A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index and temperatura*. *Journal Geophysical Research Atmospheres.* 112, D15107. <https://doi.org/10.1029/2006JD008351>

- Wei, J., Chen, Y., Gu, Q., Jiang, C., Ma, M., Song, L., & Tang, X. (2019). *Potential of the remotely-derived products in monitoring ecosystem water use efficiency across grasslands in Northern China*. International Journal of Remote Sensing, 40(16), 6203-6223. <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1587208>
- Wielicki, B., Barkstrom, B., Harrison, E., Lee III, R., Smith, G., & Cooper, J., (1996). *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): an earth observing system experiment*. Bulletin of the American Meteorological Society. 77, 853–868.
- Xiang, K., Li, Y., Horton, R., & Feng, H. (2020). *Similarity and difference of potential evapotranspiration and reference crop evapotranspiration—a review*. Agricultural Water Management, 232, 106043. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106043>
- Yamamoto, S., Saigusa, N., Gamo, M., Fujinuma, Y., Inoue, G., & Hirano, T. (2005). *Findings through the AsiaFlux network and a view toward the future*. Journal of Geographical Sciences, 15(2), 142-148.
- Yang, Y., Anderson, M. C., Gao, F., Wardlow, B., Hain, C. R., Otkin, J. A., ... & Dulaney, W. (2018). *Field-scale mapping of evaporative stress indicators of crop yield: An application over Mead, NE, USA*. Remote Sensing of Environment, 210, 387-402.
- Yang, Y., Shang, S., Guan, H., Jiang, L. (2013). *A novel algorithm to assess gross primary productivity for terrestrial ecosystems from MODIS imagery*. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences 118, 590–605. <https://doi.org/10.1002/jgrg.20056>.
- Yang, Y., Su, H., Zhang, R., Tian, J., Li, L. (2015). *An enhanced two-source evapotranspiration model for land (ETEMML): algorithm and evaluation*. Remote Sens. Environ. 168, 54–65.
- Yassen, A. N., Nam, W. H., & Hong, E. M. (2020). *Impact of climate change on reference evapotranspiration in Egypt*. CATENA. 194, 104711. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104711>
- Yu, G. R., Wen, X. F., Sun, X. M., Tanner, B. D., Lee, X., & Chen, J. Y. (2006). *Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurement*. Agricultural and Forest Meteorology, 137(3-4), 125-137. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.02.011>
- Zeng Z., Piao S., Lin X., Yin G., Peng S., Ciais P., & Myneni R. (2012). *Global evapotranspiration over the past three decades: estimation based on the water balance equation combined with empirical models*. Environment Research Letter, 7, 014026, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014026>.
- Zhang K., Kimball J., Mu Q., Jones L., Goetz S., & Running S. (2009). *Satellite based analysis of northern ET trends and associated changes in the regional water balance from 1983 to 2005*. Journal of Hydrology., 379, 92-110. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.047>
- Zhang, K., Kimball, J. & Running, S. (2016) A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. WIREs Water, 3, 834-853. <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>
- Zou, M., Kang, S., Niu, J., & Lu, H. (2020). *Untangling the effects of future climate change and human activity on evapotranspiration in the Heihe agricultural region, Northwest China*. Journal of Hydrology, 585, 124323. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124323>

Páginas WEB

AATSR-Advanced Along-Track Scanning Radiometer.
<https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/envisat/instruments/aatsr> Última visita: 20/10/2020

ASCAT- Advanced SCATterometer. <http://www.remss.com/missions/ascats/> Última visita: 20/10/2020

ASTER- Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. <https://asterweb.jpl.nasa.gov/> Última visita: 20/10/2020

AVHRR/3-Advanced Very High Resolution Radiometer. https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Meteorological_missions/MetOp/About_AVHRR_3 Última visita: 20/10/2020

CEOS database-Committee of Earth Observations Satellite. <http://database.eohandbook.com/database/missiontable.aspx>. Última visita: 21/12/2020

EUMESAT-European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites. <https://navigator.eumetsat.int/product/EO:EUM:DAT:METOP:SOMO25> Última visita: 20/10/2020

FLUXNET-Fluxdata Portal. Fluxdata - The Data Portal serving the FLUXNET community, <https://fluxnet.fluxdata.org/> (2020).

Fogg Dam Conservation Reserve. <http://ttnotes.com/fogg-dam-conservation-reserve.html> Última visita: 25/9/2020

Kobayashi, Shinya & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Last modified 06 Nov 2020. "The Climate Data Guide: JRA-55." Retrieved from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/jra-55>.

LANDSAT Satellite Missions- https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat/landsat-satellite-missions?qt-science_support_page_related_con=0#qt-science_support_page_related_con Última visita: 20/10/2020

MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer <https://terra.nasa.gov/about/terra-instruments/modis> Última visita: 20/10/2020

Maccherone, B. & Frazier S., MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer <https://modis.gsfc.nasa.gov/> Última visita: 13/11/2020

Naranjo, L. (2004); Earth data. <https://earthdata.nasa.gov/learn/sensing-our-planet/from-the-ground-up> última visita: 25/9/2020

ORA-Oficina de Riesgo Agropecuario. www.ora.gob.ar Última visita: 6/8/2020

Reanalyses-<https://reanalyses.org/> es una colaboración de *Atmospheric Circulation Reconstructions* over the Earth initiative, *Global Climate Observing System (GCOS)*, *Working Group on Surface Pressure* y *World Climate Research Programme*, and partners. Reanalyses.org es mantenida por CIRES at CU Boulder y soportada en parte por NOAA/ESRL *Physical Sciences Division*, *NOAA Climate Program Office*, y *US Department of Energy's Office of Science (BER)*. Última visita: 27/10/2020

SAOCOM-Satélite Argentino de Observación Con Microondas. <http://saocom.invap.com.ar/> Última visita: 20/10/2020

SEVIRI-Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager. <https://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Meteosat/MeteosatDesign/index.html> Última visita: 20/10/2020

SMOS-Soil Moisture and Ocean Salinity <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos> Última visita: 20/10/2020

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Sustainable Development. <https://sdgs.un.org/> Última visita: 6/8/2020

University of Nebraska, Carbon Sequestration Program, Atmospheric CO₂ Flux
http://csp.unl.edu/public/G_atmosph.htm Última visita: 06/11/2020