



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**ESTIMACIÓN DE LA
EVAPOTRANSPIRACIÓN A
PARTIR DE IMÁGENES
SATELITALES**

HUGUES MARY SÉVIGNÉ

T E S I S
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2022



COLEGIO DE POSTGRADUADOS
INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

La presente tesis titulada: **ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES**, realizada por el alumno: **Hugues Mary Sévigné** bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO (A)

Dr. Héctor Flores Magdaleno

ASESOR (A)

Lenom Cajuste-Bontemps, Ph.D.

ASESOR (A)

DR. Jorge Flores Velázquez

Montecillo, Texcoco, Estado de México, diciembre de 2022

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES

Hugues Mary Sévigné, M.C.
Colegio de Postgraduados, 2022

RESUMEN

El objetivo de este trabajo fue estimar la evapotranspiración real (ET_a) mediante el modelo de Mapeo de la evapotranspiración a alta resolución usando el modelo de calibración internalizada por sus siglas en inglés (METRIC), creado por la Universidad de Idaho. El experimento se realizó en el campo del Campus Montecillo del Colegio de Postgraduados ubicado en el Estado de México. Las estimaciones del modelo se obtuvieron a partir de imágenes digitales de los satélites Landsat 8, y se compararon con la ET_a obtenida mediante la plataforma EEFlux, el modelo operacional simplificado de balance energético superficial (SSEBop) y la obtenida con la metodología de FAO-56. El modelo se evaluó mediante el cálculo de algunos estadísticos como el coeficiente de determinación (R^2) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE). La comparación de la evapotranspiración obtenida del modelo METRIC con la obtenida de la plataforma de EEFlux se encontró ($R^2 = 0.76$) y ($RMSE = 1.06 \text{ mm día}^{-1}$), para el modelo de SSEBop se encontró ($R^2 = 0.53$) y una ($RMSE = 2.15 \text{ mm día}^{-1}$) y finalmente para el Método FAO-56 ($R^2 = 0.45$) ($RMSE = 1.40 \text{ mm día}^{-1}$). Lo que demostró que los modelos de EEFlux y SSEBop funcionaron relativamente bien tomando en cuenta que la zona de estudio no es un área totalmente agrícola, pero para el modelo FAO-56 los resultados no fueron convincentes.

Palabras clave: Evapotranspiración, METRIC, EEFlux, SSEBop, FAO-056, imágenes satelitales, Landsat-8.

ESTIMATION OF EVAPOTRANSPIRATION FROM SATELLITE IMAGES

Hugues Mary Sévigné, M.C.
Colegio de Postgraduados, 2022|

ABSTRACT

The objective of this work was to estimate the real evapotranspiration (ET_a) through the High Resolution Evapotranspiration Mapping model using the Internalized Calibration Model (METRIC), created by the University of Idaho. The experiment was carried out in the field of the Montecillo Campus of the Postgraduate College located in the State of Mexico. The model estimates were obtained from digital images from Landsat 8 satellites, and were compared with the ET_a obtained using the EEFlux platform, the simplified surface energy balance operational model (SSEBop), and that obtained using the FAO-56 methodology. The model was evaluated by calculating some statistics such as the coefficient of determination (R^2), the root mean square error (RMSE). The comparison of the evapotranspiration obtained from the METRIC model with that obtained from the EEFlux platform found ($R^2 = 0.76$) and (RMSE = 1.06 mm day⁻¹), for the SSEBop model it was found ($R^2 = 0.53$) and one (RMSE = 2.15 mm day⁻¹) and finally for the FAO-56 method ($R^2 = 0.45$) (RMSE = 1.40 mm day⁻¹), which showed that the EEFlux and SSEBop models worked relatively well, taking into account that the study area did not it is a totally agricultural area, but for the FAO-56 model the results were not convincing.

Key words: Evapotranspiration, METRIC, EEFlux, SSEBop, FAO-56, satellite image, Landsat-8.

DEDICATORIA

A mis padres:

Con gran respeto y admiración a mis padres Sra. Marie Jocelyne Charles y al Sr. Jean Sébien Sévigné, por su apoyo incondicional, comprensión y cariño que me brindan para que cada día dé un paso más hacia mis metas y sueño.

A mi familia:

A mis hermanos Karl, Cameleau, Pascal, Sébiana, y Pierre Joseph quienes siempre me han apoyado y alentando para seguir más adelante Les agradezco el interés que tuvieron para conmigo, por seguir la trayectoria de mis estudios y por alentarme a concluirlos.

A mis maestros:

Gracias por haberme brindado los conocimientos que me servirán el resto de mi vida, por hacerme una persona competente y por guiarme con su ejemplo al éxito.

A mis amigos:

Gracias por haber compartido su tiempo conmigo y por haberme ayudado siempre que lo necesité, por compartir momentos inolvidables dentro y fuera del aula y por seguirme brindando su amistad incondicional.

AGRADECIMIENTOS

Al consejo Nacional de ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo otorgado para el desarrollo de esta investigación y mi crecimiento profesional.

Al Colegio de Postgraduados Campus Montecillo y al posgrado de Hidrociencias, por permitirme seguir forjándome como profesionista.

A mi consejo particular y sinodal comprendido por el Dr. Leonardo Tijerina Chávez que nos adelantó en el camino, Dr. Héctor Flores Magdaleno, Dr. Lenom Cajuste-Bontemps, el Dr. Jorge Flores Velázquez y el Dr. Roberto Ascencio Hernández.

CONTENIDO

RESUMEN	iii
ABSTRACT	iv
DEDICATORIA	v
AGRADECIMIENTOS	vi
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE CUADROS	xvi
SÍMBOLOS Y ACRÓNIMOS	xvii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS	4
2.1. Objetivo general	4
2.2. Objetivos particulares.....	4
2.3. Hipótesis.....	4
3. REVISIÓN DE LITERTURA.....	5
3.1. El proceso de evapotranspiración.....	5
3.1.1. Proceso físico de la evaporación	5
3.1.2. Proceso bioquímico de la transpiración.	7
3.2. Factores que afectan a la evapotranspiración	9
3.3. Conceptos de evapotranspiración.....	10
3.3.1. Evapotranspiración Real (ETR) y Potencial (ETP).....	10
3.3.2. Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET ₀)	10
3.3.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar ET _c	10
3.3.4. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET _{c_aj}).....	11
3.4. Estimación de la evapotranspiración.....	12
3.4.1. ET calculada con datos meteorológicos	12
3.5. Medición de la evapotranspiración	13
3.5.1. Lisímetro	13
3.5.2. Relación de Bowen.....	13
3.5.3. Eddy covariance	14
3.5.4. centelleómetros.....	16
3.6. Teledetección.	17

3.6.1.	Adquisiciones por teledetección.....	17
3.6.2.	Resoluciones de la teledetección.....	19
3.6.3.	Landsat 8	20
3.7.	Descripción general de los métodos para el cálculo de la ET utilizando sensores remotos.....	21
3.7.1.	SEBAL	25
3.7.2.	METRIC.....	27
3.7.3.	SEBS	29
3.7.4.	SSEB	30
3.8.	Índices estadísticos.....	31
3.8.1.	Medidas de correlación	31
3.8.2.	Raíz del error cuadrático medio (RMSE).....	31
3.8.3.	Error absoluto medio (MAE)	32
3.8.4.	Índice de concordancia de Willmott (d).....	32
4.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	33
4.1.	Materiales.....	33
4.1.1.	Localización del área de estudio	33
4.1.2.	Imágenes seleccionadas para la implementación del Modelo.....	34
4.1.3.	Datos meteorológicos.....	34
4.1.4.	Hardware y software	35
4.2.	Métodos.....	35
4.2.1.	METRIC.....	36
4.2.1.1.	Datos de entrada requeridos	36
4.2.1.2.	Radiación neta.....	38
4.2.1.3.	Flujo de calor del suelo	51
4.2.1.4.	Flujo de calor sensible.....	51
4.2.1.5.	Cálculo de la evapotranspiración	60
4.2.2.	Método FAO-56.....	61
4.2.3.	Método SSEBop.....	63
4.2.3.1.	Contenidos del paquete	63
4.2.3.2.	Advertencias y restricciones	64

4.2.3.3.	Acceso a los datos	65
4.2.4.	EEFLUX.....	65
5.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	67
5.1.	METRIC.....	67
5.1.1.	Resultados día del año (DOY) 210	67
5.1.1.1.	Resultados intermediarios	67
5.1.1.2.	Resultados primarios balance de energía	68
5.1.1.3.	Evapotranspiración ET.....	69
5.1.2.	Resultados METRIC día del año (DOY) 226	70
5.1.2.1.	Resultados intermediarios	70
5.1.2.2.	Resultados primarios balance de energía	71
5.1.2.3.	Evapotranspiración ET.....	72
5.1.3.	Resultados METRIC día del año (DOY) 258	73
5.1.3.1.	Resultados intermediarios	73
5.1.3.2.	Resultados primarios balance de energía	74
5.1.3.3.	Evapotranspiración ET.....	75
5.1.4.	Resultados METRIC día del año (DOY) 274	76
5.1.4.1.	Resultados intermediarios	76
5.1.4.2.	Resultados primarios balance de energía	77
5.1.4.3.	Evapotranspiración ET.....	78
5.1.5.	Resultados METRIC día del año (DOY) 306	79
5.1.5.1.	Resultados intermediarios	79
5.1.5.2.	Resultados primarios balance de energía	80
5.1.5.3.	Evapotranspiración ET.....	81
5.1.6.	Resultados METRIC día del año (DOY) 322	82
5.1.6.1.	Resultados intermediarios	82
5.1.6.2.	Resultados primarios balance de energía	83
5.1.6.3.	Evapotranspiración ET.....	84
5.2.	Resultados EEFLUX.....	85
5.2.1.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 210	85
5.2.2.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 226.....	85

5.2.3.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 258	86
5.2.4.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 274	86
5.2.5.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 306 (.....	87
5.2.6.	Resultados EEFLUX día del año (DOY) 322	87
5.3.	Resultados SSEBop.....	88
5.3.1.	Resultados SSEBOP día del año (DOY) 210.....	88
5.3.2.	Resultados SSEBOP día del año (DOY) 226.....	88
5.3.3.	Resultados SSEBOP día del año (DOY) 274.....	89
5.3.4.	Resultados SSEBOP día del año (DOY) 306.....	89
5.3.5.	Resultados SSEBOP día del año (DOY) 322.....	90
5.4.	Resultados metodología FAO-56.....	90
5.4.1.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 210	90
5.4.2.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 226	92
5.4.3.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 258	92
5.4.4.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 274	93
5.5.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 306	94
5.5.1.	Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 322	95
5.6.	Comparación de los diferentes métodos.....	96
5.6.1.	Comparación METRIC~EEFLUX.....	97
5.6.2.	Comparación METRIC ~SSEBop	99
5.6.3.	Comparación METRIC ~ Método FAO-56	99
6.	CONCLUSIÓN	101
7.	LITERATURA CITADA	102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representación esquemática de una estoma (R. G. Allen et al., 2006).....	8
Figura 2. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (R. G. Allen et al., 2006).	9
Figura 3. Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0), bajo condiciones estándar (ET_c) y bajo condiciones no estándar (ET_{caj}) (R. G. Allen et al., 2006).....	11
Figura 4. Sistema de Eddy covariance con un anemómetro sónico tridimensional (J. E. Moorhead, 2018).....	15
Figura 5. centelleómetros de gran apertura (J. E. Moorhead, 2018).....	16
Figura 6. El espectro electromagnético (Hernández & Montaner, 2009).....	17
Figura 7. Firmas espectrales típicas para vegetación , suelo y agua en el rango en el rango del espectro visible e infrarrojo (Hernández & Montaner, 2009)	18
Figura 8. Línea de tiempo de publicaciones claves que influyeron en el surgimiento de modelos para estimar ET por teledetección (K. Zhang et al., 2016).....	22
Figura 9. Diagramas esquemáticos de diferentes configuraciones de redes de resistencia (resistencias superficiales y aerodinámicas al calor o al vapor de agua) utilizadas en diferentes modelos de evapotranspiración (a) modelo de una fuente , (b) modelo de dos fuentes, (c) modelo de dos parches, (d) modelo híbrido de dos fuentes, (e) modelo de multi-parches y (f) modelo de multi-capas; los subíndices a y s representan atmósfera y superficie, mientras que los superíndices S y C denotan suelo y la vegetación, respectivamente (K. Zhang et al., 2016).....	24
Figura 10. Ubicación del Campus Montecillo del Colegio de Posgraduados (Colpos), imagen de falso color (bandas 7, 5 4) Landsat-8, 02 de noviembre de 2021.	33
Figura 11. Localización de la EA del campus Montecillo del Colegio de Posgraduados, imagen de falso color (bandas 7, 5 4) Landsat-8, 02 de noviembre de 2021.....	35
Figura 12. Ubicación del lote E6 del postgrado de hidrocencias Colpos.	36
Figura 13. Diagrama de flujo del modelo METRIC	38
Figura 14. Etapa 1 y 2 para importar datos de EEFlux.....	65
Figura 15. Etapa 3, para importar datos de EEFlux.....	66
Figura 16. Etapa final, para importar datos de EEFlux.....	66

Figura 17. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 210. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (K) y d) fracción de ET de referencia.....	68
Figura 18. Componentes de la ecuación de balance de energía DOY 210 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$).c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$).....	69
Figura 19. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 210 METRIC para toda del área del Colpos Campus Montecillo.....	69
Figura 20. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 210 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	70
Figura 21. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 226. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.	71
Figura 22. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 226 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)	72
Figura 23. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 226 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.	72
Figura 24. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 226 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	73
Figura 25. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 258. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.	74
Figura 26. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 258 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)	75
Figura 27. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 258 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.	76
Figura 28. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 258 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	76

Figura 29. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 274. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.	77
Figura 30. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 274 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)	78
Figura 31. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 274 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.	78
Figura 32. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 274 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	79
Figura 33. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 306. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.	80
Figura 34. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 306 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)	81
Figura 35. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 306 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.	82
Figura 36. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 306 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	82
Figura 37. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 322. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.	83
Figura 38. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 322 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)	84
Figura 39. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 322 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.	84
Figura 40. Evapotranspiración ($mm dia^{-1}$) DOY 322 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.	85
Figura 41. Evapotranspiración diaria ($mm día^{-1}$) DOY 210 EEFLUX.	85

Figura 42. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 226 EEFLUX.....	86
Figura 43. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 258 EEFLUX.....	86
Figura 44. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 274 EEFLUX.....	87
Figura 45. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 306 EEFLUX.....	87
Figura 46. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 322 EEFLUX.....	88
Figura 47. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 210 SSEBop.....	88
Figura 48. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 226 SSEBOP.....	89
Figura 49. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 274 SSEBOP.....	89
Figura 50. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 306 SSEBOP.....	90
Figura 51. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) DOY 322 SSEBOP.....	90
Figura 52. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 210 metodología FAO-56 para toda el área del Colpos Campus montecillo.	91
Figura 53. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 210 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	91
Figura 54. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 226 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.	92
Figura 55. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 226 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	92
Figura 56. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 258 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.	93
Figura 57. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 258 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	93
Figura 58. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 274 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.	94
Figura 59. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 274 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	94
Figura 60. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 306 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.	95
Figura 61. Evapotranspiración (mm día ⁻¹) DOY 306 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	95

Figura 62. Evapotranspiración (mm dia^{-1}) DOY 322 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.	96
Figura 63. Evapotranspiración (mm dia^{-1}) DOY 322 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.	96

LISTA DE CUADROS

Tabla 1. Valores de albedos para varias superficies y tipos de superficies (Barrett, 2013).....	7
Tabla 2. Principales índices de vegetación utilizados en la literatura; los términos NIR, RED, significan infrarrojo cercano y rojo respectivamente (adaptado de Allies, 2018)	18
Tabla 3. Bandas Landsat-8 sensor OLI (adaptado de Survey, 2019).....	20
Tabla 4. Bandas Landsat-8 sensor TIR (adaptado de Survey, 2019).....	21
Tabla 5. Imágenes Landsat-8 disponibles para el periodo de estudio.....	34
Tabla 6. Constantes calibradas C_b y C_1 a C_5 para bandas de onda corta Landsat (de Tasumi et al., 2008).....	45
Tabla 7. Coeficientes de ponderación Bandas de Landsat 8 para calcular el albedo superficial (Olmedo et al., 2016).	46
Tabla 8. Constantes K_1 y K_2 para Landsat-8 banda 10 y 11 en $W m^{-2} sr^{-1}\mu m^{-1}$	48
Tabla 9. Rangos de variables utilizadas para la selección de píxeles de anclaje (fríos y calientes) (método=" flexible") (Olmedo et al., 2016)	53
Tabla 10. Criterios de selección de la temperatura máxima y mínima	53
Tabla 11. Comparación estadística entre la NDVI del modelo METRIC y de EEFlux	98
Tabla 12. Comparación estadística entre la T_s del modelo METRIC y de EEFlux	98
Tabla 13. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y de EEFlux	98
Tabla 14. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y de SSEBop	99
Tabla 15. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y del método FAO-56 para el lote E6.....	100

SÍMBOLOS Y ACRÓNIMOS

- Λ . Fracción evaporativa (adim.)
- Δ . Pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
- C_p . Calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
- DOY. Día del año
- dT. Diferencia de temperatura cerca de la superficie (K)
- e_a . Presión de vapor actual (kPa)
- $e^o(T)$. Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire (kPa)
- e_s . Presión de vapor a saturación (kPa)
- $e_s - e_a$. Déficit de presión de vapor (kPa)
- ET. Evapotranspiración
- ET_C. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (mm día^{-1})
- ET_{c_aj}. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (mm día^{-1})
- ET_{inst}. Evapotranspiración instantánea (mm h^{-1})
- ET_o. Evapotranspiración de referencia
- ETP. Evapotranspiración potencial (mm día^{-1})
- ET_r. Evapotranspiración de referencia para el cultivo de alfalfa (mm día^{-1})
- ETR. Evapotranspiración Real (mm día^{-1})
- ET_{rF}. Fracción de la evapotranspiración de referencia (adim)
- g . Aceleración gravitacional (m s^{-2})
- G . *Flujo de calor suelo* (W m^{-2})
- G_{sc} . Constante solar (W m^{-2})
- H . *Flujo de calor sensible* (W m^{-2})
- HR. *Humedad relativa* (%)
- k . *Constante de von Karman* (adim.)
- K_c . Coeficiente único de cultivo
- K_{cb} . Coeficiente basal del cultivo [-]
- K_e . Coeficiente evaporativo [-]
- K_t . *Coeficiente de turbidez* (adim.)
- L . *Longitud de Monin-Obukhov* (adim.)

LAI. *Índice de Área Foliar* ($m^2 m^{-2}$)

LE. Flujo de calor latente ($W m^{-2}$)

LST. temperatura de la superficie terrestre

L_t . Radiancia espectral ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)

METRIC. *Mapeo de la evapotranspiración a alta resolución usando calibración internalizada*

NDVI. *Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada* (adim.)

OLI. Generador de imágenes terrestres (Operational Land Imager)

P. Presión atmosférica (kPa)

R. Constante específica de los gases ($J kg^{-1} K^{-1}$)

r_{ah} . Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor ($s m^{-1}$)

R_c . Radiancia térmica de la superficie corregida ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$).

$R_{L\uparrow}$. Radiación de onda larga saliente ($W m^{-2}$)

$R_{L\downarrow}$. Radiación de onda larga entrante ($W m^{-2}$)

R_n . Flujo de radiación neta ($W m^{-2}$)

R_p . Resplandor de la trayectoria de la banda 10.4-12.5 μm ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)

$R_{S\downarrow}$. Radiación solar de onda corta entrante ($W m^{-2}$)

R_{sky} . Radiación térmica descendente de la banda corta para un cielo despejado ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$)

s. Pendiente de la superficie (%)

SAVI. *índice de Vegetación Ajustado al Suelo* (adim.)

SEBAL. Surface Energy Balance Algorithm for Land

SEBS. Sistema de balance de energía superficial

SSEB. Balance de energía superficial simplificado

SSEBop. Operacional Simplificado de Balance de Energía Superficial

TIRS. Thermal Infrared Sensor

u^* . Velocidad de fricción ($m s^{-1}$)

u_{200} . Velocidad del viento a una altura de mezcla de 200 m ($m s^{-1}$)

u_w . Velocidad del viento medido a cierta altura en la estación meteorológica ($m s^{-1}$)

W. Agua en la atmósfera (mm)

W_b . Coeficiente de ponderación para el cálculo del albedo (adim.)

z. Elevación sobre el nivel del mar (m)

z_{om} . Longitud del momento de rugosidad (m)

z_{om_aj} . Longitud del momento de rugosidad ajustado a terrenos con pendiente (m)
 z_{om_ws} . Longitud de rugosidad para la superficie de la estación meteorológica (m)
 α . Albedo superficial (adim.)
 β . Ángulo de elevación solar (grados)
 γ . Constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
 δ . Declinación solar (rad.)
 ε_0 . Emisividad de la superficie (adim.)
 ε_a . Emisividad efectiva de la atmósfera (adim.)
 ε_{NB} . Emisividad de la banda estrecha del sensor térmico del satélite (adim.)
 η . Ángulo de visión del sensor (grados)
 θ . Ángulo cenital solar (grados)
 θ_h . Ángulo cenital solar sobre una superficie plana (grados)
 θ_{rel} . Ángulo de incidencia solar (grados)
 θ_{SE} . Ángulo de elevación solar (grados)
 ρ_{air} . Densidad del aire (kg m^{-3})
 ρ_s . Reflectancia superficial (adim.)
 ρ_w . Densidad del agua (kg m^{-3})
 ρ_λ . Reflectancia de trayectoria atmosférica (adim.)
 σ . Constante de Stefan-Boltzmann ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)
 $\tau_{in,b}$. Transmitancia efectiva para la radiación solar entrante (adim.)
 τ_{NB} . Transmisividad de la banda estrecha del aire (adim.)
 $\tau_{out,b}$. Transmitancia efectiva para la radiación entrante reflejada desde la sup. (adim.)
 τ_{sw} . Transmisividad atmosférica (adim.)
 ϕ . Latitud (grados)
 Ψ_h . Corrección de estabilidad para el transporte de calor (adim.)
 Ψ_m . Corrección de estabilidad para el transporte de momento (adim.)
 ω . Ángulo horario (grados)

1. INTRODUCCIÓN

A escala planetaria, la agricultura es responsable de alrededor del 70% del consumo de agua dulce (Du et al., 2015). El agua es por tanto un recurso cuya disponibilidad es fundamental para la producción continua de alimentos en cantidad y calidad. En el contexto actual de calentamiento global, la necesidad de una gestión racional y eficiente del agua es obligatorio a todos especialmente en el ámbito agrícola.

Sin embargo, un uso racional del agua en la agricultura requiere el desarrollo de técnicas fiables para determinar el requerimiento hídrico de los cultivos. El requerimiento del agua se estima a través del conocimiento de la evapotranspiración real (ETa) (Olmedo et al., 2016), que se define como la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y por otra parte mediante transpiración del cultivo (R. G. Allen et al., 2006).

Es muy importante estimar la evapotranspiración sobre todo por los usos que se pueden derivar. Aguilera & Martínez (1996); Peña et al. (2001) indicaron los siguientes usos: a) Para la determinación del área regable para una cantidad determinada de agua disponible. b) Para calcular los volúmenes de agua que sean necesarios para auxiliar a los cultivos en caso de que la lluvia sea insuficiente para su buen desarrollo. c) Para la elaboración de calendarios teóricos de riego de cultivos. d) Para la estimación en grandes áreas o cuencas, la cantidad de agua necesitada para drenar. e) En zonas de agricultura temporal sirve para la selección de los cultivos más convenientes. f) Sirve para estimar la lámina adicional de riego requerida para prevenir los problemas de ensalitramiento de los suelos. g) Ayuda a estimar, en forma general, la eficiencia en el uso del agua y, por lo mismo, permite la planeación y mejoramiento de las actividades que se generan en los distritos de riego para surtir el agua a los cultivos adecuadamente.

Uno de los métodos ampliamente usado para la estimación de la evapotranspiración, es el método FAO (Allen, et al., 1998), Se basa en la determinación del coeficiente del cultivo (K_c), lo que permite transformar la evapotranspiración de referencia (ET_o) en la evaporación de un cultivo en particular (ET_c). Este método tiene la restricción de que se debe conocer la etapa fenológica del cultivo. Mediante las imágenes obtenidas por teledetección es posible estimar algunas variables claves relativas a la fenología de la vegetación (Farg et al., 2012) permitiendo monitorear la

variabilidad espacial y temporal de coeficiente del cultivo (K_c). El K_c también se puede estimarse a partir de índices de vegetación, dado que ambos están relacionados con el índice de área foliar y el porcentaje de cobertura del suelo (GC). Se han empleado también métodos de medición y de estimación indirectos de ET tales como el lisímetro, Relación de Bowen, el método de Eddy Covariance (EC), y el uso de los centelleómetros (Moorhead, 2018). A pesar de la gran precisión de los métodos de medición de la evapotranspiración, tienen la desventaja de que pueden ser muy complejos y costosos de instalar y operar, además de que son medidas puntuales poco prácticos para una planeación hídrica a nivel regional (Moorhead, 2018).

Últimamente, se han desarrollado nuevos métodos para estimar la ET_a utilizando datos de teledetección, teniendo en cuenta los patrones espaciales y temporales de la tierra. Una restricción importante para la estimación de ET_a utilizando la teledetección es la necesidad de una temperatura superficial absoluta para la calibración (Olmedo et al., 2016). Los modelos de teledetección comparando a los otros antes mencionados tienen la ventaja de que abarcan grandes áreas, apropiado para aplicaciones hidrológicas a nivel regional (Verstraeten et al., 2008) ya que generan mediciones periódicas y espacialmente contiguas, para el seguimiento de las variables biofísicas de la superficie que condicionan la ET (Bastiaanssen y Bos, 1999).

Una metodología utilizada para determinar la evapotranspiración (ET) mediante el uso de la teledetección es el conocido como balance de energía en la superficie (Surface Balance Energy, SEB) por la que se estima el calor latente como residuo a partir de la ecuación de balance de la energía en la superficie evapotranspirante (Marini et al., 2017). Para ello se requiere que los satélites dispongan de banda térmica para el cálculo del calor sensible. De estos métodos, uno de los más populares es METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration) (Allen, 2007a). METRIC es un modelo de procesamiento de imágenes basado en satélites para calcular la evapotranspiración ET como un residuo del balance de energía superficial. METRIC utiliza como base el proceso pionero de balance de energía SEBAL Surface Energy Balance Algorithm for Land desarrollado en los Países Bajos por Bastiaanssen, donde los gradientes de temperatura cerca de la superficie son una función indexada de la temperatura superficial radiométrica, eliminando así la necesidad de una temperatura superficial absolutamente precisa y la necesidad de temperatura del aire (Allen, 2007a).

Durante los últimos años ha habido muchos estudios donde se ha implementado y evaluado el modelo METRIC para estimar la evapotranspiración en diferentes ecosistemas, en diferentes países del mundo muchas han reportado buenas relaciones en comparación a los métodos utilizados para medir la ET que son los lisímetros y el método de Eddy Covariance. Se ha evaluado METRIC en Estados Unidos en cultivo de alfalfa Rocky Ford, Colorado (Mkhwanazi et al., 2012), en maíz en el este de Dakota del Sur (Reyes-González et al., 2019), en cultivos de cobertura en el sur de Idaho, sur de California y Nuevo México (R. G. Allen, Tasumi, Morse, et al., 2007), en caña de azúcar en Maui, Hawái, EE. UU (H. Zhang et al., 2015), además debido a su buen rendimiento el modelo METRIC, ha despertado el interés para su uso en otras regiones del mundo, se ha probado en maíz en el sur de Irán y (Jamshidi et al., 2019) , en Brasil en el bosque tropical del Amazonas (Numata et al., 2017), en México en cultivos leñosos como viñedos en la costa de Hermosillo, Sonora (Gordillo Salinas et al., 2014), sin embargo en México se ha encontrado pocos trabajos científicos donde emplean el modelo METRIC.

Por lo tanto, el objetivo de este presente estudio es aplicar el modelo METRIC utilizando imágenes Landsat-8 para determinar la ET en la zona Montecillo. Además, comparar los resultados mediante algunos estadísticos como El coeficiente de correlación de Pearson (R), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el error absoluto medio (MAE) con otros valores de ET obtenidos de la plataforma EEFLUX, del método FAO-56 y del método SSEBop del nivel C2 De Landsat.

2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

2.1. Objetivo general

- Estimar la evapotranspiración a partir de imágenes de satélites Landsat 8 para la zona Montecillo.

2.2. Objetivos particulares

- Calcular la evapotranspiración de los cultivos mediante el modelo METRIC.
- Determinar la evapotranspiración con la aplicación EEFlux.
- Estimar la evapotranspiración de los cultivos con el método FAO-56 usando ETo y coeficientes de cultivo (K_c)
- Obtener la evapotranspiración mediante el modelo SSEBop.
- Comparar los diferentes resultados obtenidos mediante el cálculo de algunos parámetros estadísticos como el coeficiente de correlación de Pearson (R), la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el error absoluto medio (MAE).

2.3. Hipótesis

La información de la reflectancia captada por los sensores remotos, a nivel de superficie terrestre, tienen la precisión suficiente para estimar la evapotranspiración de los cultivos.

3. REVISIÓN DE LITERATURA

3.1. El proceso de evapotranspiración

Según Allen et al. (1998) la evapotranspiración (ET), resulta de la combinación del proceso físico de evaporación y el proceso bioquímico de transpiración por los que el agua se pierde. La evaporación corresponde al paso de agua desde una superficie (curso de agua, vegetación, suelo, etc.) a la atmósfera por vaporización. La transpiración es el paso a través de las estomas de las hojas del agua contenida en la vegetación hacia la atmósfera.

3.1.1. Proceso físico de la evaporación

El fenómeno de evaporación de una masa de agua líquida, ya sea libre o contenida en una matriz, requiere un aporte de energía, que en el caso de una superficie natural proviene directa o indirectamente de la radiación solar. Cualquier aporte de calor a la masa de agua aumenta el nivel energético de las moléculas que la constituyen y favorece la ruptura de los enlaces intermoleculares. Por lo tanto, cuanto más aumente la temperatura de la masa de agua, más moléculas abandonarán la fase líquida para escapar en la fase de vapor hacia las capas superiores de aire. Esta energía necesaria para la evaporación se denomina calor latente de vaporización (o condensación si consideramos el proceso inverso) representado por la letra L en ($J.kg^{-1}$). A $10\text{ }^{\circ}C$, se necesitan unas 680 calorías para evaporar un gramo de agua (Allies, 2018).

Además del aporte energético, la evaporación también depende de un diferencial de presión entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. En resumen, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación (R. G. Allen et al., 2006).

Cuando la superficie evaporante es la superficie del suelo, la evaporación se rige por los mismos factores meteorológicos que los descritos anteriormente para un nivel freático abierto. La única

diferencia radica en la disponibilidad de agua que puede volverse limitante en el caso de un suelo y el grado de cobertura del suelo por parte del cultivo. En condiciones en las que el suelo es capaz de proveer agua con velocidad suficiente para satisfacer la demanda de la evaporación del suelo, este proceso está determinado solamente por las condiciones meteorológicas. Sin embargo, en casos en que el intervalo entre la lluvia y el riego es grande y la capacidad del suelo de conducir la humedad cerca de la superficie es reducida, la disponibilidad del agua en los horizontes superiores disminuye y la superficie del suelo se seca. Bajo estas circunstancias, la disponibilidad limitada del agua ejerce un control sobre la evaporación del suelo. En ausencia de cualquier fuente de reabastecimiento de agua a la superficie del suelo, la evaporación disminuye rápidamente y puede cesar casi totalmente en un corto lapso de tiempo (R. G. Allen et al., 2006).

Finalmente, un último parámetro que juega un papel no despreciable en la evaporación la cantidad de radiación visible reflejada por la superficie conocida como albedo, el color de los suelos, la cobertura vegetal afecta el valor del albedo. Por ejemplo, los suelos oscuros tienden a absorber más radiación que los suelos más claros y, por lo tanto, en igualdad de condiciones, se evaporan potencialmente más. La humedad oscurece el suelo y juega un papel importante en estos valores de albedo. El mismo suelo, por lo tanto, presentará valores de albedo más altos en condiciones húmedas que en condiciones secas (Allies, 2018).

Algunas tablas dan valores medios del albedo según el tipo de superficie(Tabla 1) .

Tabla 1. Valores de albedos para varias superficies y tipos de superficies (Barrett, 2013)

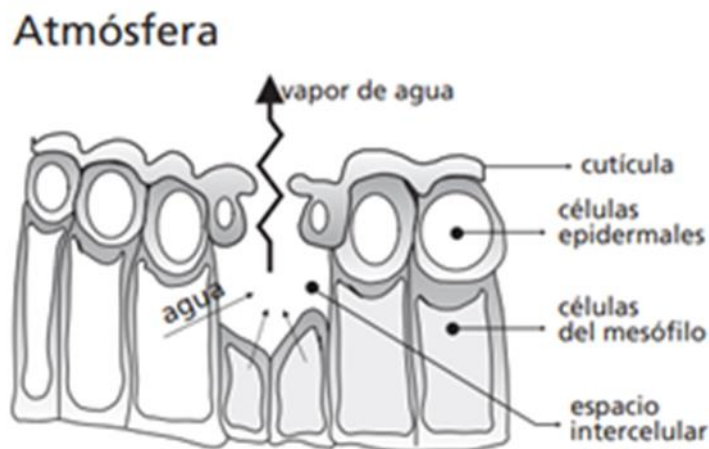
Tipos de superficies	Superficies	Albedo
suelos	arena fina	0.37
	suelo negro seco	0.14
	campo arado húmedo	0.14
	suelo negro húmedo	0.8
superficies de agua	nieve densa limpia y seca	0.86-0.95
	granja leñosa, cubierta de nieve	0.33-0.40
	hielo marino	0.36
	capa de hielo con cubierta de agua	0.26
Vegetación	trigo de invierno	0.16-0.23
	Robles	0.18
	Bosque caducifolio	0.17
	bosque de pinos	0.14
	Pradera	0.12-0.13
	Pantano	0.10-0.14

3.1.2. Proceso bioquímico de la transpiración.

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. (R. G. Allen et al., 2006). Al igual que el proceso de evaporación, la transpiración necesita energía, proporcionada por la radiación y el calor sensible. El movimiento resultante del vapor de agua está entonces asegurado por la circulación de masas de aire. El agua circula continuamente en el sistema suelo-planta-atmósfera descrito como un continuum. Este continuum funciona como una bomba de succión donde la succión proviene de la atmósfera y donde la fuente de agua es el suelo, el cual la retiene de forma variable según los estados del agua en el suelo. Esta fuente es alimentada periódicamente por la precipitación y la infiltración, lo que tiene como efecto modificar la fuerza con la que el suelo retiene el agua (Oudin, 2004).

Las raíces extraen agua del suelo por **succión osmótica**, determinada por las sales disueltas en sus tejidos. En cuanto al suelo, retiene el agua por succión capilar. Esta succión es tanto más fuerte cuanto más seco está el suelo. Entonces hay competencia entre el suelo y las raíces para absorber el agua. En la planta continúa el proceso de succión, haciendo que el agua suba en los vasos liberoleñosos hasta llegar a las hojas. El intercambio de gases con la atmósfera tiene lugar a nivel de las

hojas. El agua se evapora a través de la cutícula y a través de las estomas. Por lo general, la cutícula presenta una constante resistencia a la evaporación, mientras que las estomas (Figura 1) se abren y cierran de acuerdo a las condiciones hídricas y climáticas a las que se somete la planta. Por lo que los cultivos pierden agua predominantemente a través de las estomas. Cuando la planta está bien provista de agua, las estomas se abren y el intercambio de gases funciona a su máxima capacidad. La transpiración es entonces óptima y la temperatura de la superficie de las hojas es más baja que la de la superficie del suelo desnudo en las inmediaciones, debido al efecto de enfriamiento del proceso de evaporación. Cuando los recursos hídricos a nivel de la raíz se vuelven más difíciles de extraer, como en el medio del día o después de algunos días de sequía, la planta cierra sus estomas y comienza a ahorrar agua. La temperatura de las hojas luego se eleva para exceder la del aire ambiente (Oudin, 2004).



**Figura 1. Representación esquemática de una estoma (R. G. Allen et al., 2006)
Evapotranspiración (ET)**

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En la Figura 2 se presenta la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el área foliar por

unidad de superficie de suelo debajo de él. En el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la ET ocurre como transpiración (R. G. Allen et al., 2006) .

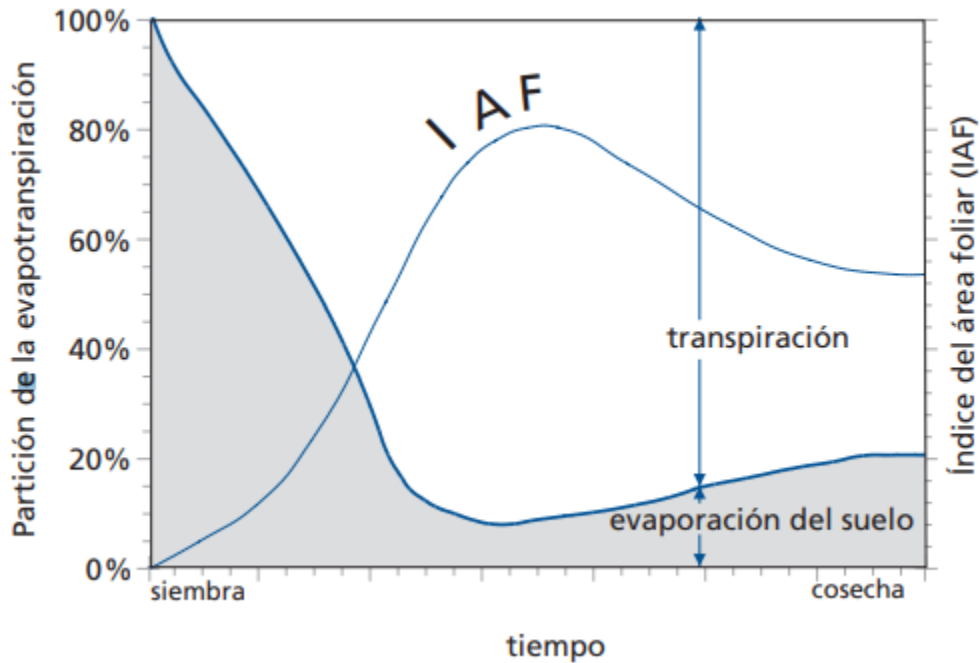


Figura 2. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (R. G. Allen et al., 2006).

3.2. Factores que afectan a la evapotranspiración

La evapotranspiración depende de dos tipos de factores: los climáticos y los locales según Brustaert, (1982).

- 1) Los factores climáticos: son la radiación global, la velocidad del viento, la temperatura y la humedad del aire.
- 2) Los factores locales: los principales son el albedo, la emisividad del suelo, la rugosidad, el tipo de planta, el tipo de suelo y el contenido en agua del suelo

Otros factores locales que pueden afectar a la evapotranspiración son el manejo y condiciones ambientales: Factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de horizontes duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y

de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración (R. G. Allen et al., 2006).

3.3. Conceptos de evapotranspiración

3.3.1. Evapotranspiración Real (ETR) y Potencial (ETP)

Según Thornthwaite (1948), la Evapotranspiración Potencial (ETP) es la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas. Por el contrario, la Evapotranspiración Real (ETR) es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso.

La evapotranspiración potencial es superior o igual a la evapotranspiración real. En un lugar desértico la ETP puede ser de 6 mm día y la ETR de 0, pues que no hay agua para evapotranspirar. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima y que exista un buen desarrollo vegetal, esto sucede en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un periodo de suficientes precipitaciones.

Como el concepto de ETP es difuso, cada tipo de planta evapotranspira una cantidad diferente, se ha establecido los conceptos de evapotranspiración de referencia (ET_0) y Evapotranspiración de un cultivo en condiciones estándar (ET_c) (Doorenbos & Pruitt, 1977) y (R. G. Allen et al., 1998)

3.3.2. Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0)

Abreviadamente evapotranspiración de referencia (ET_0) es la evapotranspiración que se producirá en un campo de gramíneas de 12 cm de altura, sin falta de agua y con determinadas características aerodinámicas y de albedo (Figura 3).

3.3.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar ET_c

Evapotranspiración de un cultivo en condiciones estándar denominada ET_c , es la evapotranspiración que se producirá en un cultivo especificado, sano, bien abonado, en condiciones óptimas de humedad del suelo y que alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas del lugar. Es igual a la anterior (ET_0) multiplicada por un coeficiente (K_c) correspondiente al tipo de cultivo (Figura 3):

3.3.4. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c_{aj}}$)

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($ET_{c_{aj}}$) se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar. Bajo condiciones de campo, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse de ET_c debido a condiciones no óptimas como son la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua. Esto puede resultar en un reducido crecimiento de las plantas, menor densidad de plantas y así reducir la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de ET_c (R. G. Allen et al., 2006).

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico K_s o ajustando K_c a todos los otros tipos de condiciones de estrés y limitaciones ambientales en la evapotranspiración del cultivo (Figura 3).

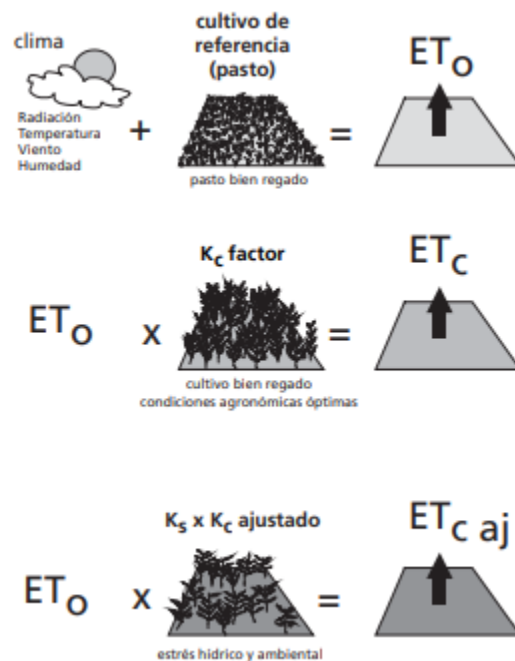


Figura 3. Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_0), bajo condiciones estándar (ET_c) y bajo condiciones no estándar ($ET_{c_{aj}}$) (R. G. Allen et al., 2006)

La evapotranspiración es un proceso que juega un papel clave en los ciclos hidrológicos. Corresponde al vínculo entre el balance hídrico y el balance energético de las superficies terrestres. De hecho, constituye una transferencia de energía en forma de calor latente durante el paso del agua en estado de vapor y su transporte en la atmósfera (R. G. Allen et al., 2006). Estas transferencias de agua resultan tanto del balance de masa como del balance de energía en la

superficie. El equilibrio entre las entradas y salidas de agua en un sistema estudiado constituye el balance hídrico. La variación del stock de agua contenida en el sistema depende de diferentes caudales y se escribe:

$$ET = R + P - ES - D + C \pm \Delta FS \pm \Delta SW \quad (1)$$

Donde: R es el riego, P es la precipitación, ES Teca el escurrimiento superficial, D es Percolación profunda, C es el agua transportada por capilaridad, ΔFS es el agua transferida horizontalmente por flujo subsuperficial, ΔSW es el cambio en el contenido de agua en el suelo.

3.4. Estimación de la evapotranspiración

3.4.1. ET calculada con datos meteorológicos

Debido a la dificultad de obtener mediciones de campo precisas, ET, se calcula comúnmente con datos meteorológicos como el viento, la temperatura, la humedad y la radiación. Una gran cantidad de ecuaciones empíricas o semi-empíricas se han desarrollado para determinar la evapotranspiración del cultivo o de referencia utilizando datos meteorológicos. Algunos de los métodos son solamente válidos para condiciones climáticas y agronómicas específicas y no se pueden aplicar bajo condiciones diferentes de las que fueron desarrolladas originalmente. La ecuación más general y ampliamente utilizada actualmente para calcular la ET de referencia es la ecuación de Penman. La variación de Penman-Monteith es recomendada por la Organización para la Agricultura y la Alimentación,(R. G. Allen et al., 1998), y la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles y su ecuación es la siguiente.

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2)$$

Donde: ET_0 es la evapotranspiración de referencia (mm día^{-1}), R_n es radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), G es el flujo del calor de suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T es la temperatura media del aire a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$), u_2 es velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1}), e_a es la presión real de vapor (kPa), e_s es presión de vapor de

saturación (kPa), $e_s - e_a$ es la déficit de presión de vapor (kPa) y Δ es el pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

La ecuación Blaney-Criddle, más simple, fue popular en el oeste de los Estados Unidos durante muchos años, pero no es tan precisa en las regiones húmedas con mayor humedad. Otras ecuaciones para estimar la evapotranspiración a partir de datos meteorológicos incluyen Thornwaite, que es simple, pero debe calibrarse en una ubicación específica y, por último, las ecuaciones de Hargreaves.

Para convertir la evapotranspiración de referencia a la evapotranspiración real del cultivo, se debe usar un coeficiente de cultivo y un coeficiente de estrés. Los coeficientes de cultivo, tal como se utilizan en muchos modelos hidrológicos, generalmente cambian a lo largo del año para adaptarse al hecho de que los cultivos son estacionales y, en general, las plantas se comportan de manera diferente a lo largo de las estaciones: las plantas perennes maduran durante varias estaciones, las anuales no sobreviven más que unas pocas; por lo tanto, las respuestas al estrés pueden depender significativamente de muchos aspectos del tipo y la condición de la planta.

3.5. Medición de la evapotranspiración

3.5.1. Lisímetro

El lisímetro se considera el instrumento de medición de la evapotranspiración real más preciso. Un lisímetro consiste en una masa de suelo en un recipiente cerrado que se puede pesar con precisión para determinar la cantidad de agua perdida o ganada por unidad de tiempo (R. G. Allen et al., 2011) . Los lisímetros pueden ser muy complejos y costosos de instalar y operar, pero son una medida directa del almacenamiento de agua del suelo. Por lo tanto, los lisímetros se consideran los más precisos para la medición de ET. Los lisímetros son medidas puntuales y solo tienen el área de medida del recipiente. Sin embargo, si el campo circundante se gestiona adecuadamente para que coincida con el lisímetro, los datos de ET pueden representar las condiciones del campo.

3.5.2. Relación de Bowen

La relación de Bowen es un método de partición de flujos entre calor latente y sensible basado en relaciones de perfil de flujo para el intercambio de energía y masa. Este método supone que las direcciones de flujo son verticales y que no se produce ningún movimiento de flujo horizontal. Las

mediciones de la temperatura del aire y la humedad relativa se toman a dos alturas diferentes en el mismo lugar (Moorhead, 2018). La humedad relativa se utiliza para calcular la presión de vapor. La relación de Bowen es la relación entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente y se puede calcular como:

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (3)$$

Donde: β es la relación de Bowen, γ es la constante psicométrica, ΔT es la diferencia de temperatura entre las dos mediciones, Δe es la diferencia de presión de vapor entre las dos mediciones.

Utilizando la relación de Bowen, el flujo de calor sensible y latente se calculan mediante

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (4)$$

Y

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} \times (R_n - G) \quad (5)$$

Donde: LE es el flujo de calor latente ($W m^{-2}$), R_n es el flujo de radiación neta ($W m^{-2}$), G es el flujo de calor en el suelo ($W m^{-2}$) y H es el flujo de calor sensible ($W m^{-2}$).

Investigaciones han demostrado que el método de relación de Bowen contiene errores del 25 al 30 % (J. E. Moorhead, 2018; Todd et al., 2000).

3.5.3. Eddy covariance

Los sistemas de covarianza de remolinos en inglés Eddy Covariance (EC) se basan en la teoría de que a medida que el viento se mueve, no se mueve en una sola dirección sino en patrones circulares tridimensionales, o remolinos (J. E. Moorhead, 2018). Además, lleva consigo moléculas de vapor de agua y otros gases como dióxido de carbono, metano y otros. Si se puede determinar la

velocidad de estos remolinos en las tres direcciones, entonces se puede determinar el movimiento de las moléculas. En conjunto, se puede usar un analizador de gases para medir las cantidades de vapor de agua (u otros gases) que contiene el aire en ese momento. La covarianza entre el movimiento de la masa de aire y la composición de esa misma masa de aire se puede utilizar para determinar el flujo de agua (o flujos de dióxido de carbono y metano). Esta es la base de los sistemas EC (Figura 4), donde se utilizan un anemómetro sónico tridimensional y un analizador de gases infrarrojo (o higrómetro de criptón) para recopilar los datos antes mencionados.



Figura 4. Sistema de Eddy covariance con un anemómetro sónico tridimensional (J. E. Moorhead, 2018).

Literaturas han reportado que el sistema de Eddy covariance se complica por el hecho que se aplica a una cobertura vegetal y características del suelo uniforme, además del alto costo de instalación y operación, el error en la estimación de la evapotranspiración real calculada a partir del flujo de calor latente usando EC es de alrededor de 20-30% (J. Moorhead, 2015; Vargas et al., 2013). El centelleómetro de microondas óptico proporciona otra herramienta para medir directamente el flujo de calor latente sin embargo tiene un costo muy elevado.

3.5.4. centelleómetros

Un centelleómetro es un dispositivo utilizado para medir las fluctuaciones turbulentas del índice de refracción del aire provocadas por las variaciones de temperatura, humedad y presión. Los centelleómetros constan de un transmisor y un receptor, separados por una longitud de trayectoria específica (J. E. Moorhead, 2018). La centelleometría utiliza un haz de radiación electromagnética de longitud de onda conocida que se transmite a través de una distancia relativamente grande (100 m–4,5 km). La intensidad del haz fluctúa cuando encuentra gases en el aire debido a la absorción y la difracción. Estas fluctuaciones, o centelleos, se pueden usar para determinar los parámetros estructurales de temperatura y el índice de refracción del aire, que se pueden usar para calcular el flujo de calor sensible.

Hay diferentes modelos de centelleómetros disponibles, que difieren según la longitud de onda del haz de radiación y el diámetro de apertura. El diámetro de la apertura determina la longitud del camino donde una apertura más grande necesitará una mayor longitud del camino. Todos los modelos utilizan un transmisor y un receptor para enviar el haz y medir los centelleos. Las longitudes de onda más comunes son visibles (670 nm), infrarrojos (880 nm) y microondas (1 mm a 1 cm). El tamaño de apertura para la mayoría de los centelleómetros de gran apertura (LAS) de infrarrojos de 10 a 15 cm (Figura 5).



Figura 5. centelleómetros de gran apertura (J. E. Moorhead, 2018)

El centelleómetro de microondas óptico proporciona otra herramienta para medir directamente el flujo de calor latente, sin embargo, es relativamente reciente y el costo actual es muy elevado.

3.6. Teledetección.

3.6.1. Adquisiciones por teledetección

La teledetección puede definirse como “la medida o adquisición de información de alguna propiedad de un objeto o fenómeno, mediante un instrumento que no está en contacto físico directo con el objeto o fenómeno bajo estudio” (Colwell, 1983).

Los sensores satelitales miden en una determinada longitud de onda, la cantidad de energía proveniente de una fuente. Por lo tanto, brindan información al medir la transmisión de energía en varias fracciones del espectro electromagnético (Allies, 2018). La Figura 6 muestra los grandes rangos de longitud de onda del espectro electromagnético. Cada objeto o superficie terrestre, dependiendo de sus propiedades intrínsecas, devuelve una señal de energía cuya intensidad varía en las diferentes longitudes de onda: esta es la firma espectral. La firma espectral es, por tanto, la emisión electromagnética en función de la longitud de onda característica de un objeto. Cada superficie tiene su propia firma espectral que permite su identificación en imágenes de satélite. La

Figura 7 presenta las firmas espectrales típicas para vegetación, suelo y agua.

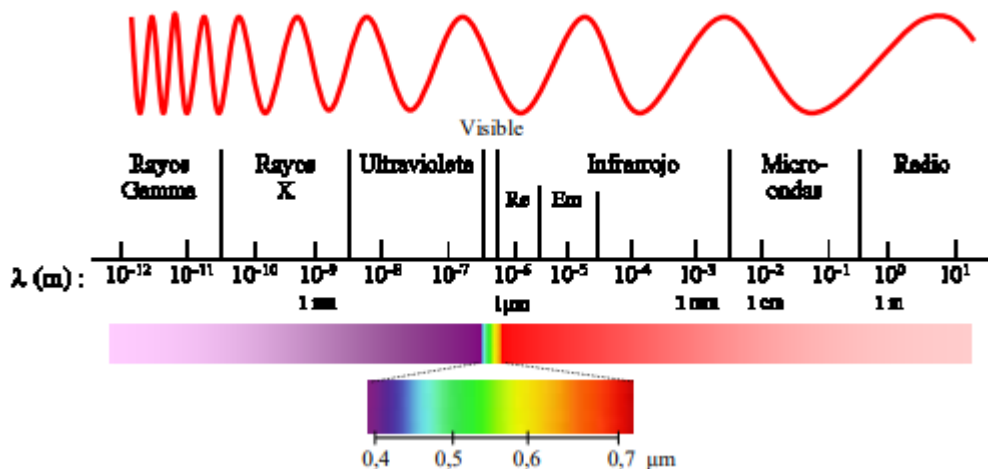


Figura 6. El espectro electromagnético (Hernández & Montaner, 2009)

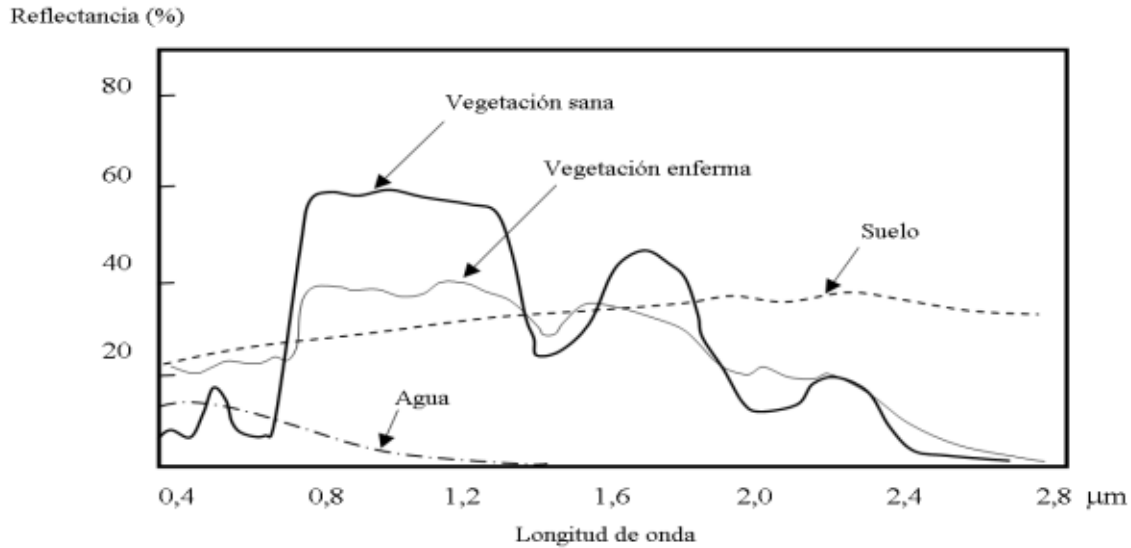


Figura 7. Firmas espectrales típicas para vegetación , suelo y agua en el rango en el rango del espectro visible e infrarrojo (Hernández & Montaner, 2009)

Para monitorear la evolución temporal de la cobertura vegetal y limitar el efecto de factores externos a la cobertura, como la influencia de la atmósfera, la radiación solar o la contribución espectral de los suelos, se han desarrollado varios índices de vegetación (Allies, 2018). Estos índices consisten en combinar reflectancias espectrales medidas en diferentes rangos del espectro. Las bandas espectrales más utilizadas son las del rojo (alrededor de 675 nm) y el infrarrojo cercano (800 a 1000 nm) en las que el comportamiento espectral de la vegetación es el que más difiere del suelo. La Tabla 2 presenta los principales índices de vegetación utilizados reportados en la literatura, así como sus principales características. Se puede observar que, a lo largo de los años, los índices se han perfeccionado para limitar su sensibilidad a la contribución espectral de los suelos y a los efectos atmosféricos.

Tabla 2. Principales índices de vegetación utilizados en la literatura; los términos NIR, RED, significan infrarrojo cercano y rojo respectivamente (adaptado de Allies, 2018)

Nombre	Formula	Características	Referencia
Difference Vegetation Index	$DVI = NIR - RED$	Alta sensibilidad a las variaciones atmosféricas y a la contribución espectral de los suelos	Richardson & Wiegand (1977)
Ratio Vegetation Index	$RVI = NIR / RED$	Efecto de saturación para cobertura	Jordan (1969)

Normalized Difference Vegetation Index	$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)}$	densa, alta sensibilidad a las variaciones atmosféricas y al aporte espectral de los suelos Efectos de iluminancia reducidos en comparación con DVI y RVI, sensibilidad a los	Tucker (1979)
Normalized Difference Vegetation Index	$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)}$	efectos atmosféricos y contribución espectral de suelos y efectos de hot spot	Tucker (1979)
Perpendicular Vegetation Index	$PVI = \text{cst} (NIR - A * RED - b)$	Disminución de la contribución espectral de los suelos	Richardson & Wiegand (1977)
Soil-Adjusted Vegetation Index	$\frac{[(1+l) * (NIR - RED)]}{[(NIR + RED) + l]}$ con $l=0.5$	l permite reducir el efecto del suelo	Huete (1988)

3.6.2. Resoluciones de la teledetección.

Los sensores remotos toman informaciones de la energía emitida desde, o reflejada por, el objeto sin contacto directo. Si la fuente de energía medida es el sol se llama teledetección pasiva, pero si la energía es emitida por el sensor se le llama teledetección activa (Richards, 2013).

En teledetección el conocimiento de las propiedades digitales de la imagen es de gran importancia para el procesamiento y análisis. Esas propiedades están relacionadas con la precisión del sensor al medir las longitudes de onda del espectro, y cuya precisión se ve definida por distintas resoluciones que se describen a continuación.

- **Resolución espectral**

Describe la capacidad de un sensor para distinguir entre intervalos de longitud de onda en el espectro electromagnético (bandas). Cuanto más fina sea la resolución espectral, más estrecho será el rango de longitud de onda para un canal o banda en particular.

- **Resolución espacial**

Es el tamaño del pixel que conforma la imagen digital, por lo tanto, al tener un menor tamaño del pixel su resolución mayor (Richards, 2013)

- **Resolución radiométrica**

Se define como los diferentes niveles de brillo que tiene el pixel para darle forma a una imagen, comúnmente es expresada en número digitales binarios o bits (Richards, 2013).

- **Resolución temporal**

Es la medida del tiempo que el satélite tarda en tomar una imagen del mismo sitio. Se refiere a la periodicidad con la que este adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre.

3.6.3. Landsat 8

El 11 de febrero de 2013, el satélite landsat 8 fue lanzado, está diseñada para continuar el programa de captura global de imágenes espaciales que los Estados Unidos han estado implementando desde 1972 con la ayuda de la serie Landsat. El equipo de detección remota instalado en la LCDM (Landsat Data Continuity Mission) incluye un radiómetro de barrido multicanal OLI (Operational Land Imager) y un radiómetro infrarrojo de dos canales TIRS (Thermal Infrared Sensor) (Ihlen, 2019).

El sensor OLI recopila datos de imagen para 9 bandas espectrales de onda corta en una franja de 190 km con una resolución espacial de 30 metros (m) para todas las bandas excepto la banda Pan de 15 m (Tabla 3).

Tabla 3. Bandas Landsat-8 sensor OLI (adaptado de Survey, 2019).

Banda	Nombre de la banda	Longitud de onda (µm)	Resolución espacial (m)
1	Aerosoles	0.435-0.451	30
2	Azul	0.452-0.512	30
3	Verde	0.533-0.590	30
4	Roja	0.636-0.673	30
5	Infrarrojo cercano (NIR)	0.851-0.879	30

6	Infrarrojo de onda corta (SWIR) 1	1.566-1.651	30
7	SWIR 2	2.107-2.294	30
8	Pancromática	0.503-0.076	15
9	Cirrus	1.363-1.384	30

Al igual que OLI, TIRS es un sensor de barrido que emplea un plano focal con largas series de detectores fotosensibles. TIRS utiliza fotodetectores infrarrojos de pozo cuántico QWIP para medir la energía infrarroja térmica (TIR) de onda larga emitida por la superficie de la Tierra, cuya intensidad es una función de la temperatura de la superficie. Los TIRS QWIP son sensibles a dos bandas de longitud de onda del infrarrojo térmico, lo que permite separar la temperatura de la superficie de la Tierra de la de la atmósfera (Ihlen, 2019).

El sensor TIRS, recopila datos de imagen para dos bandas térmicas con una resolución espacial de 100 m en una franja de 190 km (Tabla 3). Los datos generados por TIRS se cuantifican a 12 bits(Ihlen, 2019).

Tabla 4. Bandas Landsat-8 sensor TIR (adaptado de Survey, 2019)

Banda	Nombre de la banda	Longitud de onda (μm)	Resolución espacial (m)
10	TIR-1	10.60-11.19	30
11	TIR-2	11.50-12.51	30

3.7. Descripción general de los métodos para el cálculo de la ET utilizando sensores remotos

Las mediciones espectrales proporcionadas por los sensores satelitales pueden implementarse en modelos para realizar estimaciones de la evapotranspiración (Biggs et al., 2015). Numerosos son los modelos que se han desarrollado en las últimas cuatro décadas para estimar la ET a partir sensores remotos según Biggs et al. (2015) se pueden agrupar en tres familias principales.

- 1) métodos basados en la vegetación,
- 2) métodos basados en la temperatura radiométrica de la superficie terrestre
- 3) métodos basados en el triángulo.

Zhang y colaboradores (2016), presentan un resumen de los principales trabajos científicos que han marcado el desarrollo de algoritmos y modelos para la estimación de ET por teledetección. Los métodos basados en el balance de energía superficial (SEB) están representados en rosa, los métodos basados en la observación de la vegetación están en azul (oscuro para la ecuación de PM y claro para la ecuación de Priesley-Taylor (PT)). Finalmente, los modelos basados en temperaturas superficiales e índices de vegetación (T-VI) están en verde.

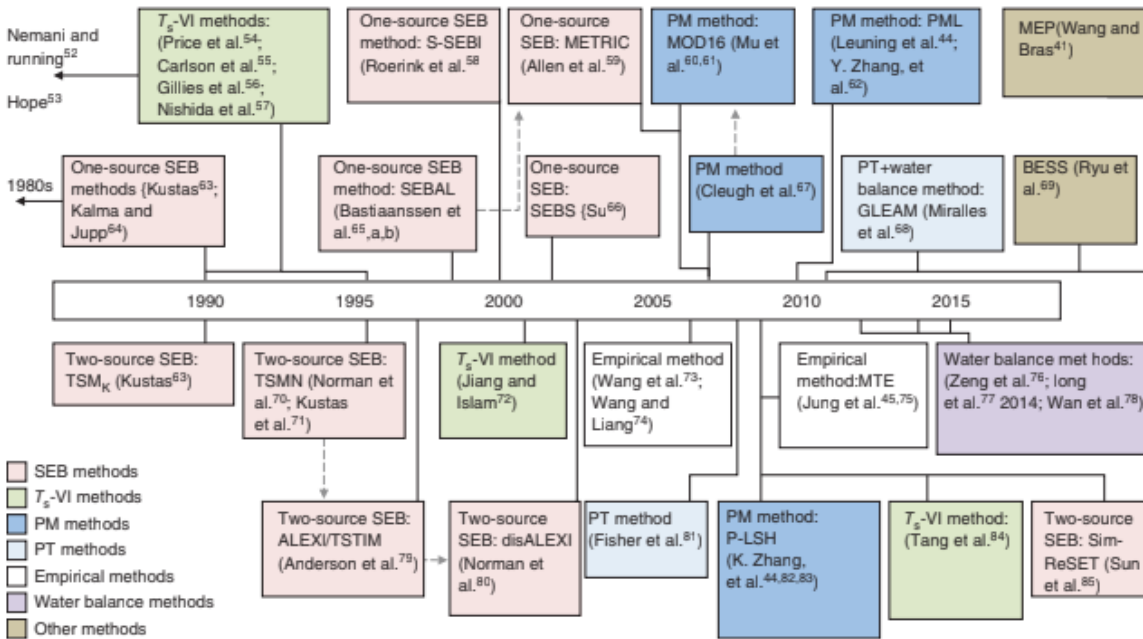


Figura 8. Línea de tiempo de publicaciones claves que influyeron en el surgimiento de modelos para estimar ET por teledetección (K. Zhang et al., 2016)

Este trabajo se acentuará principalmente en METRIC, que es un modelo de balance superficial (SEB), y algunos modelos basados en la vegetación.

Modelos de balance de energía de la superficie terrestre (SEB)

Los métodos basados en el balance de energía de la superficie terrestre por sus siglas en inglés (SEB), son los pioneros en los algoritmos desarrollados para la estimación de la

evapotranspiración, combina la expresión SEB y las ecuaciones de flujo de la superficie terrestre con temperaturas detectadas remotamente. En estos modelos, el calor latente de vaporización (LE) se estima como un residuo del balance de energía superficial basado en la ecuación balance de energía (Ecuación (6)). y de la transferencia de calor equivalente (K. Zhang et al., 2016).

$$LE = R_n - G - H \quad (6)$$

$$H = \rho_{aire} C_p \frac{T_{aero} - T_a}{r_r} \quad (7)$$

Donde: T_{aero} es la Temperatura superficial aerodinámica, r_r es la resistencia radiométrica-convectiva, ρ_{air} es la densidad del aire, H es el flujo de calor sensible, ρ_{air} es la densidad del aire) y C_p es el calor específico del aire a presión constante.

Generalmente el termino r_r se calcula considerando a la superficie terrestre como un análogo eléctrico, por lo que la tasa de intercambio de una cantidad (calor o masa) entre dos puntos ocurre debido a una diferencia de potencial (temperatura o concentración) y es controlada por un número de resistencias que dependen del ambiente atmosférico local y de las propiedades internas de la superficie terrestre y la vegetación (K. Zhang et al., 2016).

Considerando las redes de resistencia y de calor se pueden obtener diferentes configuraciones. Los modelos de una fuente toman a la superficie terrestre como un todo (Figura 9(a)). Por lo contrario, los modelos de dos fuentes tienen en cuenta las contribuciones individuales del suelo y la vegetación al flujo de calor total, interactuando entre ellos (Figura 9 (b)). Los distintos arreglos incluyen el modelo de dos parches que trata el suelo y la vegetación como dos parches separados en los que los flujos no interactúan entre los parches (Figura 9 (c)). Guan y Wilson88 combinaron el parche y la capa para desarrollar un modelo híbrido de doble fuente (Figura 9 (d)). En el modelo de múltiples parches considera la heterogeneidad espacial dentro de cada celda del grid (Figura 9 (e)), en cambio el modelo de múltiples capas considera la heterogeneidad vertical de las

condiciones de la superficie (Figura 9(f)). Asimismo, el modelo de parche múltiple y la capa múltiple se pueden combinar para formar un modelo híbrido.

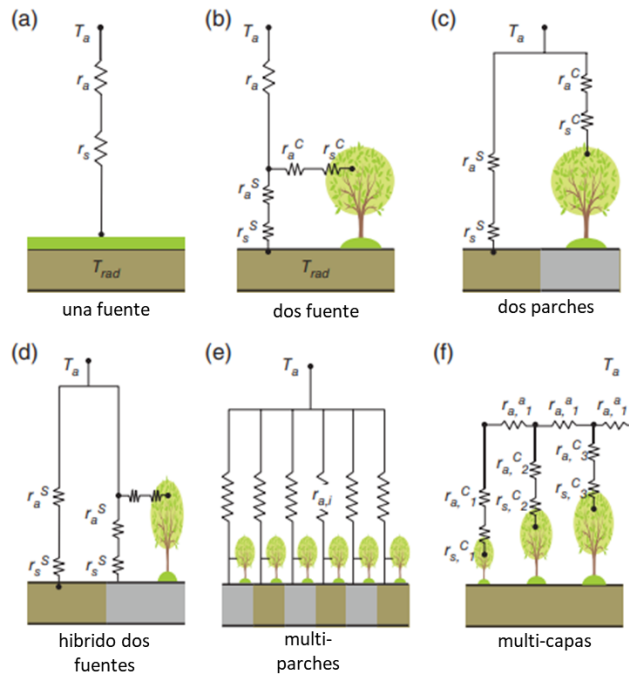


Figura 9. Diagramas esquemáticos de diferentes configuraciones de redes de resistencia (resistencias superficiales y aerodinámicas al calor o al vapor de agua) utilizadas en diferentes modelos de evapotranspiración (a) modelo de una fuente, (b) modelo de dos fuentes, (c) modelo de dos parches, (d) modelo híbrido de dos fuentes, (e) modelo de multi-parches y (f) modelo de multi-capas; los subíndices a y s representan atmósfera y superficie, mientras que los superíndices S y C denotan suelo y la vegetación, respectivamente (K. Zhang et al., 2016).

De los modelos de balance de energía de la superficie terrestre de una fuente, los más empleados son el algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (W. G. M. Bastiaanssen et al., 1998), su sucesor METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration) (Allen, 2007a), el algoritmo SEBS (Sistema de balance de energía superficial) (Su, 2002).

Una de las ventajas de los modelos de balance de energía con respecto a otros métodos convencionales de estimación de ET utilizando curvas de coeficiente de cultivo o índices de vegetación es que para estos métodos no es necesario conocer el tipo de vegetación o cultivo definido (R. G. Allen et al., 2011).

3.7.1. SEBAL

El SEBAL, es un algoritmo para estimar la evapotranspiración real mediante imágenes satelitales y datos meteorológicos utilizando el balance de energía de la superficie desarrollado por (W. G. M. Bastiaanssen et al., 1998). SEBAL calcula la ET real instantánea para cada pixel como una reorganización de la ecuación del balance de energía (Ecuación (6)) superficial que corresponde a la realidad de la superficie en el momento de paso del satélite.

La radiación neta (R_n) es la cantidad de radiación en la superficie expresada por la diferencia entre la radiación entrante y saliente de la superficie y se calcula mediante:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (8)$$

Donde: $R_{S\downarrow}$ es la radiación de onda corta entrante ($W m^{-2}$), α es el albedo superficial (adimensional), $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga entrante ($W m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga saliente ($W m^{-2}$) y ε_0 es la emisividad térmica de la superficie (adimensional).

El término $(1-\varepsilon_0) R_{L\downarrow}$ representa la fracción de radiación de onda larga entrante reflejada desde la superficie.

El flujo de calor del suelo es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación por conducción. SEBAL primero calcula la relación G/R_n , usando la siguiente ecuación empírica desarrollada por Bastiaanssen (2000).

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038 \alpha + 0.0074 \alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (9)$$

Donde: T_s es la temperatura superficial (K), α es el albedo superficial (adim.), y

NDVI es el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (adim.).

El flujo de calor sensible es la tasa de pérdida de calor hacia el aire por convección y conducción, debido a una diferencia de temperatura. Se calcula usando la siguiente ecuación para el transporte de calor:

$$H = \rho_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (10)$$

Donde: ρ_{air} = densidad del aire (kg m^{-3}), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), r_{ah} es la resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (s m^{-1}) entre dos alturas cercanas a la superficie y dT es la diferencia de temperatura cerca de la superficie (K).

Para calcular el flujo de calor sensible (H) a partir de la ecuación (10), se necesita estimar antes el gradiente de temperatura cercano a la superficie (dT) entre la superficie terrestre y el aire. Sin la necesidad de conocer la temperatura del aire en cada píxel, y la temperatura superficial aerodinámica. SEBAL utiliza solo la diferencia dT . Para calcularlo para cada píxel, SEBAL asume una relación lineal entre dT y la temperatura superficial radiométrica (T_s):

$$dT = aT_s + b \quad (11)$$

Para encontrar los coeficientes de correlaciones a y b , SEBAL usa la selección de dos píxeles, conocidos como píxeles calientes y píxeles fríos en los que se puede estimar de forma fiable un valor para H. El píxel frío es una superficie de cultivo bien irrigada con cobertura total y la temperatura de la superficie (T_s) cercana a la temperatura del aire (T_a). El píxel caliente es campo agrícola sin vegetación verde y con capa superficial de suelo seco donde λET es 0. Para calcular r_{ah} , la velocidad del viento se extrapola a una altura en la que las fuerzas de flotabilidad y la mezcla mecánica son iguales, utilizando un proceso de corrección iterativo basado en las ecuaciones de Monin-Obhukov (W. G. M. Bastiaanssen et al., 1998).

Después se obtiene el flujo de calor latente instantáneo, λET , calculado como el residual del balance de energía y se calcula la fracción evaporativa (Λ) mediante la ecuación (Senkondo et al., 2019):

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{\lambda ET + H} = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (12)$$

De tal forma que, a un nivel diario, la evapotranspiración real (ET_{24}) puede estimarse con la siguiente ecuación:

$$ET_{24} = \frac{86,400 \times 10^3}{\lambda \rho_w} \Delta R_{n24} \quad (13)$$

Donde:

R_{n24} = radiación neta promedio en 24 horas [$W m^{-2}$],

λ = calor latente de vaporización [$J kg^{-1}$], y

ρ_w = densidad del agua [$kg m^{-3}$].

SEBAL tiene algunas desventajas y puntos fuertes:

La principal limitación del algoritmo es que funciona solamente para condiciones de cielo despejado, eso debido a que los datos de temperatura superficial radiométrica, captados por los sensores satelitales son admisibles solo para estas condiciones. Además, la fuente de incertidumbre de SEBAL es el hecho de asumir la relación lineal entre dT y T_s ecuación (11). Asimismo, SEBAL determina un flujo de λE instantáneo que necesita de una extrapolación temporal a escalas de tiempo diarias (Waters et al., 2002; K. Zhang et al., 2016).

Sin embargo, SEBAL tiene las siguientes ventajas: no necesita de muchas mediciones basados en la tierra, la corrección interna es automática, por lo que no se necesita la corrección estricta de los efectos atmosféricos sobre la temperatura de la superficie; y calibración interna, que se realiza dentro de cada imagen analizada (Liou & Kar, 2014).

3.7.2. METRIC

METRIC es un modelo que calcula la evapotranspiración real mediante imágenes satelitales que contiene tanto banda de onda corta como banda térmica como pueden ser las imágenes de

LANDSAT 8. Este modelo se basa en SEBAL su precursor, calcula la evapotranspiración como un residual del balance de energía superficial Ecuación (6).

METRIC calcula la radiación neta (R_n) tomando en cuenta la reflectancia de onda corta y la temperatura superficial tomada por el satélite (R. G. Allen, Tasumi, & Trezza, 2007). Usa la misma ecuación que SEBAL (Ecuación (8)) para calcular la R_n .

. El flujo de calor del suelo se estima como una relación de R_n utilizando las condiciones de la superficie, como el índice de área foliar y la temperatura superficial y se calcula mediante la ecuación desarrollado por (Tasumi, 2019).

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{-0.521LAI} \quad (LAI \geq 0.5) \quad (14)$$

$$\frac{G}{R_n} = \frac{180(T_s - 273.15)}{R_n} + 0.084 \quad (LAI < 0.5) \quad (14a)$$

Donde R_n es la radiación neta ($W m^2$), LAI es el índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$) y T_s es la temperatura superficial (K).

la ecuación(14) indica que la relación G/R_n disminuye con el aumento del índice de área foliar debido a la sombra de la cubierta vegetal. cuando el índice de área foliar (LAI) y la ecuación (14a) sugiere que para un suelo desnudo G aumenta en proporción a la temperatura de la superficie.

METRIC calcula el flujo de calor sensible a partir de la función aerodinámica (ecuación (10)), de igual manera que el modelo SEBAL. En el modelo METRIC se estima utilizando el enfoque CIMEC (calibration using inverse modeling at extreme conditions) (R. G. Allen et al., 2013). Este método implica la selección de píxeles con condiciones casi extremas (píxeles de anclaje fríos y calientes) a partir de los cuales se puede estimar y asignar la ET.

dT se calcula mediante la admisión de una relación lineal entre la temperatura del aire y la temperatura superficial estimada de los píxeles de anclaje (Olmedo et al., 2016).

Una de las principales diferencias entre SEBAL Y METRIC es que este último utiliza la evapotranspiración de referencia para el cultivo de alfalfa (ET_r) de una estación meteorológica,

incorporando las condiciones climáticas, mientras que SEBAL utiliza la evaporación potencial de un cuerpo de agua en la escena considerando que el calor sensible y los flujos de calor del suelo son cero.

3.7.3. SEBS

SEBS (Surface Energy Balance System) fue desarrollado por Su, (2002) para estimar los flujos de la superficie terrestre utilizando datos de detección remota y observaciones meteorológicas disponibles.

El modelo SEBS reside en un conjunto de ecuaciones para la estimación de parámetros y variables físicas de la superficie terrestre, como albedo, emisividad, cobertura de vegetación, temperatura de la superficie terrestre, etc., a partir de datos de reflectancia espectral y radiancia. También incluye un modelo extendido para la determinación de la longitud de rugosidad para la transferencia de calor (Gokmen et al., 2012).

Como METRIC Y SEBAL el modelo SEBS estima la evapotranspiración como un residual del balance de energía (6).

La ecuación para calcular la radiación neta viene dada por:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{swd} + \varepsilon R_{lwd} - \varepsilon\sigma T_0^4 \quad (15)$$

Donde α es el albedo, R_{swd} es la radiación solar que se dirige hacia abajo en ($W m^{-2}$), R_{lwd} es la radiación de onda larga que se dirige hacia abajo en ($W m^{-2}$), ε es la emisividad de la superficie (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67*10^{-8} WW m^{-2} K^{-4}$)” y T_0 es la temperatura de la superficie en ($^{\circ}K$). La ecuación para calcular el flujo de calor del suelo se parametriza como:

$$G_0 = R_n[\Gamma_c + (1 - f_c)(\Gamma_s - \Gamma_c)] \quad (16)$$

En el que se supone que la relación entre el flujo de calor del suelo y la radiación neta $\Gamma_c = 0,05$ para la cubierta vegetal completa (Monteith, 1973) y $\Gamma_s = 0,315$ para el suelo desnudo. Luego se realiza una interpolación entre estos casos límite utilizando la cobertura de dosel fraccional, f_c .

SEBS estima el flujo de calor sensible a partir de la función aerodinámica (ecuación (10)).

Contrario a METRIC el modelo SEBS no requiere la intervención del usuario para seleccionar píxeles de anclaje extremos; en su lugar, utiliza una formulación píxel por píxel de H tomando la diferencia entre los valores potenciales de T_s y T_a (Liaqat & Choi, 2015). Sin embargo, debido a la falta de calibración interna en SEBS, los errores absolutos en T_a y las estimaciones de T_s pueden condicionar en gran medida los posibles sesgos en el H estimado y otros parámetros del balance de energía (Irmak, 2012; Liaqat & Choi, 2015). SEBS utiliza la teoría de la similitud, que depende de la altura de medición, para distinguir entre la capa de superficie atmosférica (Atmospheric Surface Layer (ASL)) y la capa límite atmosférica (e Atmospheric Boundary Layer (ABL)) junto con una formulación de altura de rugosidad dinámica para la transferencia de calor. Esos supuestos permiten la aplicación de SEBS desde el campo hasta escalas continentales en regímenes atmosféricos tanto estables como inestables.

METRIC y SEBS difieren en su complejidad estructural y requisitos de datos. Por lo tanto, también se espera que difieran en su estimación de ET y otros flujos de energía superficial cuando se parametrizan bajo diferentes condiciones agroclimáticas (Liaqat & Choi, 2015).

3.7.4. SSEB

El enfoque SSEB (Balance de energía superficial simplificado) fue propuesto por (Senay et al., 2007), que a diferencia de SEBAL, la ET se calcula sobre la base de una metodología más simple. El enfoque SSEB se basa en la suposición de que el flujo de calor latente (ET real) varía linealmente con la temperatura de la superficie terrestre (LST) (Senay et al., 2011; Senay et al., 2007; Senay et al., 2013). Este método presupone que la LST está relacionada con la humedad del suelo y luego con los flujos atmosféricos.

De acuerdo (Senay et al., 2011; Senay et al., 2011 a, Senay et al., 2007) con la obtención de la ET diaria usando el algoritmo SSEB se basa en la fracción de la evapotranspiración de referencia (ET_f) la cual se calcula píxel por píxel usando la Ecuación (17(16)).

$$ET_f = \frac{LST_{HP} - LST}{LST_{HP} - LST_{CP}} \quad (17)$$

Donde: LST_{HP} es la temperatura promedio de los tres píxeles calientes seleccionados para una escena determinada, LST es la temperatura de la superficie terrestre píxel por píxel en la escena compuesta y LST_{CP} es el promedio de los tres píxeles fríos seleccionados para la escena.

El cálculo de la ET diaria se realiza en SSEB utilizando una metodología similar al método clásico del coeficiente de cultivo (K_c) (Allen et al., 1998). (Senay et al., 2007) afirman que la ET_f es similar a K_c . Por lo tanto, ET se calculó utilizando la ecuación (23).

$$ET = ET_f \times ETr \quad (18)$$

Donde: ETr es la evapotranspiración diaria de referencia

3.8. Índices estadísticos.

3.8.1. Medidas de correlación

El coeficiente de correlación de Pearson tiene el objetivo de indicar cuán asociadas se encuentran dos variables entre sí y se obtiene mediante la siguiente ecuación.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}) \times (P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2}} \quad (19)$$

donde: N es el número de observaciones, O_i son los valores observados o medidos y P_i son los valores predichos o estimados.

A veces se reporta el cuadrado, del coeficiente de determinación (R^2), pero proporciona poca información adicional. Sin embargo, la proporción de la "varianza explicada" por P e incorporada en R ofrece una medida del rendimiento del modelo un poco más intuitivamente satisfactorio que la mera correlación (Willmott, 1982).

3.8.2. Raíz del error cuadrático medio (RMSE)

La raíz del error cuadrático medio (RMSE) es la raíz cuadrada del error cuadrático medio. Mide la desviación estándar de los residuos y se obtiene como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2} \quad (20)$$

3.8.3. Error absoluto medio (MAE)

El error absoluto medio (MAE) representa el promedio de la diferencia absoluta entre los valores reales y predichos en el conjunto de datos y se calcula mediante la siguiente formula.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O_i - P_i| \quad (21)$$

Según Willmott (1982) el MAE es menos sensible a los valores atípicos y es intuitivamente más atractivo que el RMSE.

3.8.4. Índice de concordancia de Willmott (d)

El índice de concordancia de Willmott (d) (Willmott & Wicks, 1980, Willmott, 1981) es una especificación de la Ecuación (22). Es una medida basada en sumas de cuadrados, dentro de la cual δ es la suma de los errores al cuadrado mientras que μ es la suma total de los cuadrados de las sumas de los valores absolutos de dos diferencias parciales de la media observada (Willmott et al., 2012).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (22)$$

El índice d tiene el mismo rango R^2 y se encuentra entre 0 (sin correlación) y 1 (ajuste) perfecto.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Materiales

4.1.1. Localización del área de estudio

Este estudio se llevó a cabo en el Campus Montecillo del Colegio de Postgraduados, institución de Investigación y educación de posgrado en ciencias agrícolas y agroalimentarias que se ubica en el centro-sureste del estado de México (Figura 10). El polígono tiene forma irregular y se encuentra entre los paralelos $19^{\circ}28'7''$ y $19^{\circ}27'28''$ latitud norte y $98^{\circ}28'7.21''$ $98^{\circ}55'40''$ y $98^{\circ}53'57''$ longitud oeste.

El campus se encuentra en una región de clima templado con época seca en invierno de acuerdo con García (2004), a una altura de 2250 msnm.

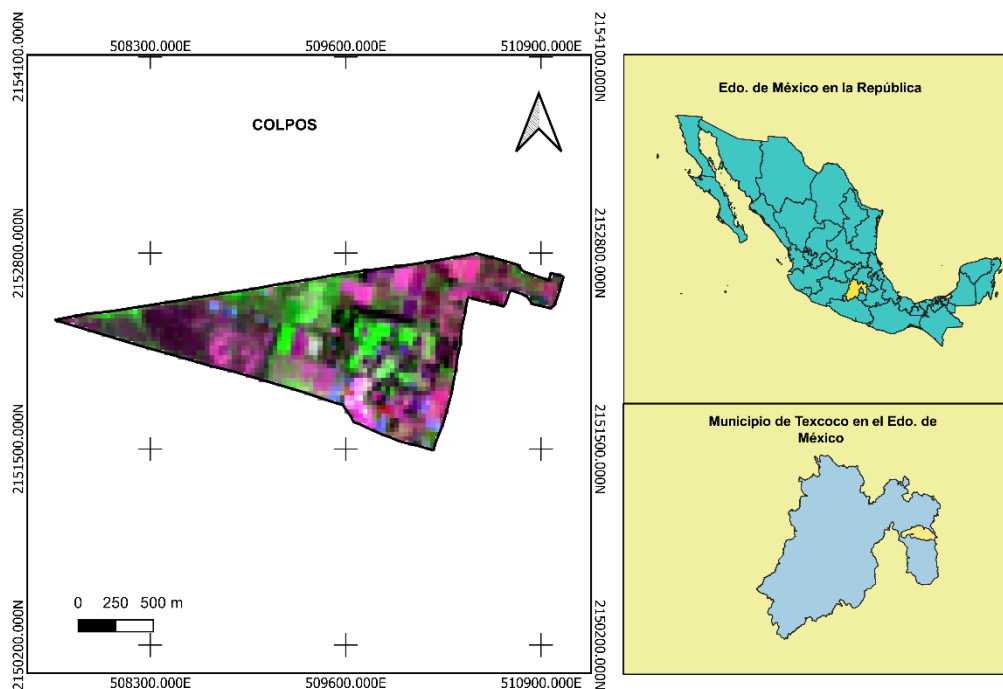


Figura 10. Ubicación del Campus Montecillo del Colegio de Postgraduados (Colpos), imagen de falso color (bandas 7, 5 4) Landsat-8, 02 de noviembre de 2021.

4.1.2. Imágenes seleccionadas para la implementación del Modelo

Para la fase de implementación del modelo se eligió el ciclo de producción verano-otoño (junio 2021-noviembre 2021), las imágenes Landsat-8 tienen una resolución temporal de 16 días. Se seleccionó para el periodo de estudio las imágenes, se escogieron seis imágenes relativamente libres de nubes. Hay tres escenas de Landsat-8 que cubren la zona de estudio la escena con un path de 26 y row de 46, la escena un path de 26 y row 47, las dos diurnas y la escena con un path de 129 y un row de 197 que corresponde a un paso del satélite durante la noche. Para este estudio se utilizó la escena con un path de 26 y row de 46. La Tabla 5 indica los días seleccionados para el estudio, así como el porcentaje de nubes que tienen. Las imágenes fueron descargadas a través del sitio web del Servicio de Levantamiento Geológico de los Estados Unidos de América (USGS) a través del link (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Tabla 5. Imágenes Landsat-8 disponibles para el periodo de estudio.

Fecha de adquisición	Día del año	% de nubes
29/07/2021	210	13.22
14/08/2021	226	29.52
15/09/2021	258	36.59
01/10/2021	274	22.44
02/11/2021	306	2.91
18/11/2021	322	12.24

4.1.3. Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos para el periodo de estudio se obtuvieron de la Estación Agrometeorológica (EA) del Campus Montecillo del Colegio de Postgraduados.

La estación Agrometeorológica del Campus se ubica en las coordenadas :19° 27' 38" Latitud norte y 98° 54' 10 longitud oeste a una altura de 2250 m.s.n.m.

La (Figura 11) muestra un mapa de la ubicación dentro del campus Montecillo del Colegio de Postgraduados de la estación agrometeorológica del Campus Montecillo del Colpos.

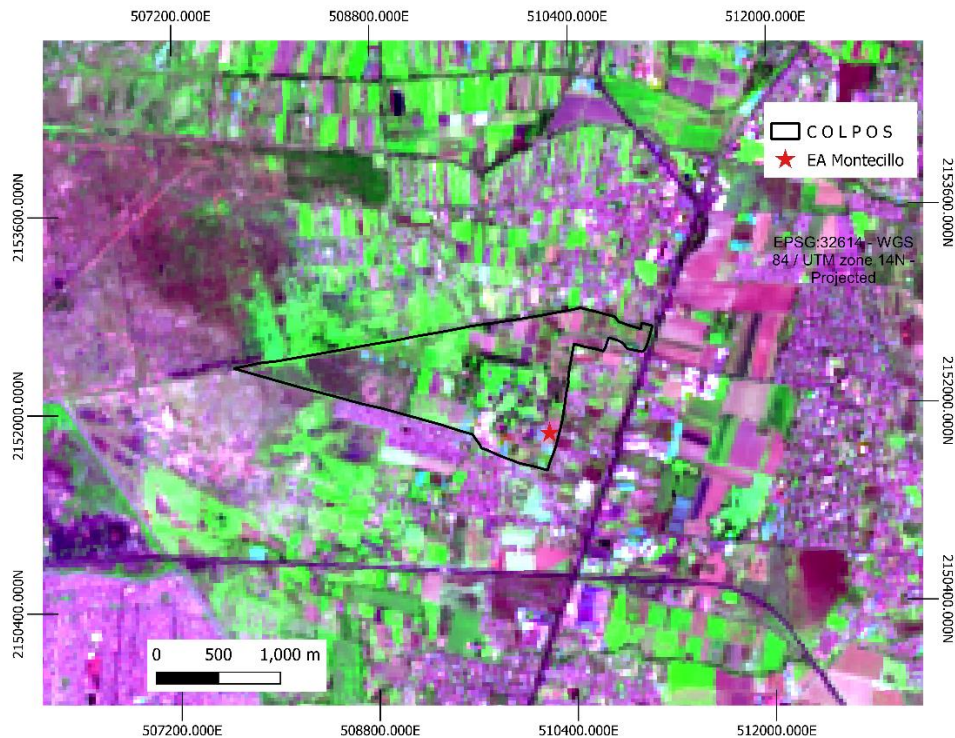


Figura 11. Localización de la EA del campus Montecillo del Colegio de Posgraduados, imagen de falso color (bandas 7, 5 4) Landsat-8, 02 de noviembre de 2021.

4.1.4. Hardware y software

- R studio Para procesar los datos y sacar los estadísticos
- QGIS para el tratamiento y la manipulación de las imágenes satelitales.

4.2. Métodos

Para este estudio se realizó la estimación de la evapotranspiración utilizando cuatro métodos diferentes (METRIC, EEFLUX, método SSEBOP, método FAO-56) a fines de comparación usando algunos estadísticos como MAE, RMSE, R^2 y d.

El método METRIC, el uso de la plataforma EEFLUX y el método SSEBop se realizó para toda el área del colegio de postgraduados (Figura 10) mientras que el método FAO-56 se aplicó únicamente para un cultivo de maíz ubicado en el lote E6 (Figura 12) del postgrado hidrocencias dentro del colegio de postgraduados para las fechas del estudio.

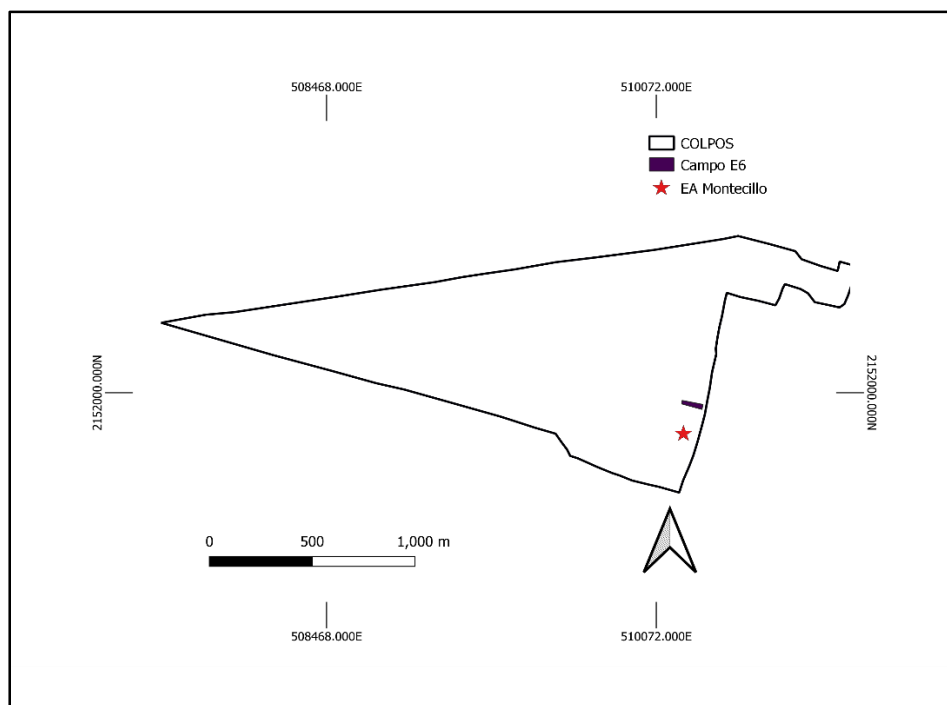


Figura 12. Ubicación del lote E6 del postgrado de hidrociencias Colpos.

4.2.1. METRIC

Los cálculos para el modelo METRIC se realizaron en el entorno y lenguaje de programación R, utilizando el software de código libre R Studio, con la ayuda de la versión programador del paquete Wáter desarrollo por Olmedo et al., (2016).

4.2.1.1. Datos de entrada requeridos

METRIC utiliza dos fuentes para estimar la evapotranspiración real: una imagen de satélite con banda térmica y una estación meteorológica con datos horarios.

Para este estudio se utilizó únicamente imágenes de Landsat-8, se necesita de las bandas 2,3,4,5,6,7,10 y 11 en números digitales DN (Digital Number) de la imagen, así como el o archivo de metadatos con extensión MTL, este archivo contiene información importante que el programa utiliza para calcular la reflectancia y radiancia, entre otros procesos del modelo METRIC, y de las bandas 2, 3, 4,5,6 y 7 en reflectancia a nivel de superficie SR (surface reflectance). Las imágenes DN Y SR se pueden descargar directamente de los archivos de USGS en Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

METRIC se usa esencialmente para imágenes de satélite con condiciones de cielo totalmente despejado, porque las nubes pueden disminuir considerablemente las lecturas de la banda térmica y así provocar grandes errores en el cálculo de los flujos de calor sensible (Allen, 2007).

Datos meteorológicos: Se utilizaron los siguientes datos meteorológicos para la aplicación de METRIC: radiación solar en (Wm^{-2}), velocidad de viento (m s^{-1}), humedad relativa en porcentaje, temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$) y precipitación (mm). Los datos se obtuvieron de la estación meteorológica del Colegio de Postgraduados. La estación proporciona lecturas diarias a un intervalo 30 minutos, se calcularán las condiciones meteorológicas específicas del tiempo en el momento del paso del satélite.

También se usa un modelo digital de elevaciones (DEM) para el área que se está procesando. El paquete water proporciona dos funciones para hacer esto: “checkSRTMgrids ()” genera los links para descargar los archivos en (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). La función “prepareSRTMdata ()” se usa para crear mosaicos y recortar esos archivos usando la misma extensión de la imagen para más informaciones consulta (Olmedo et al., 2016).

Ya teniendo los datos de entrada preparados se usó el modelo METRIC (Figura 13) para las imágenes satelitales seleccionadas basándose en la metodología descrita por (R. G. Allen, Tasumi, & Trezza, 2007).

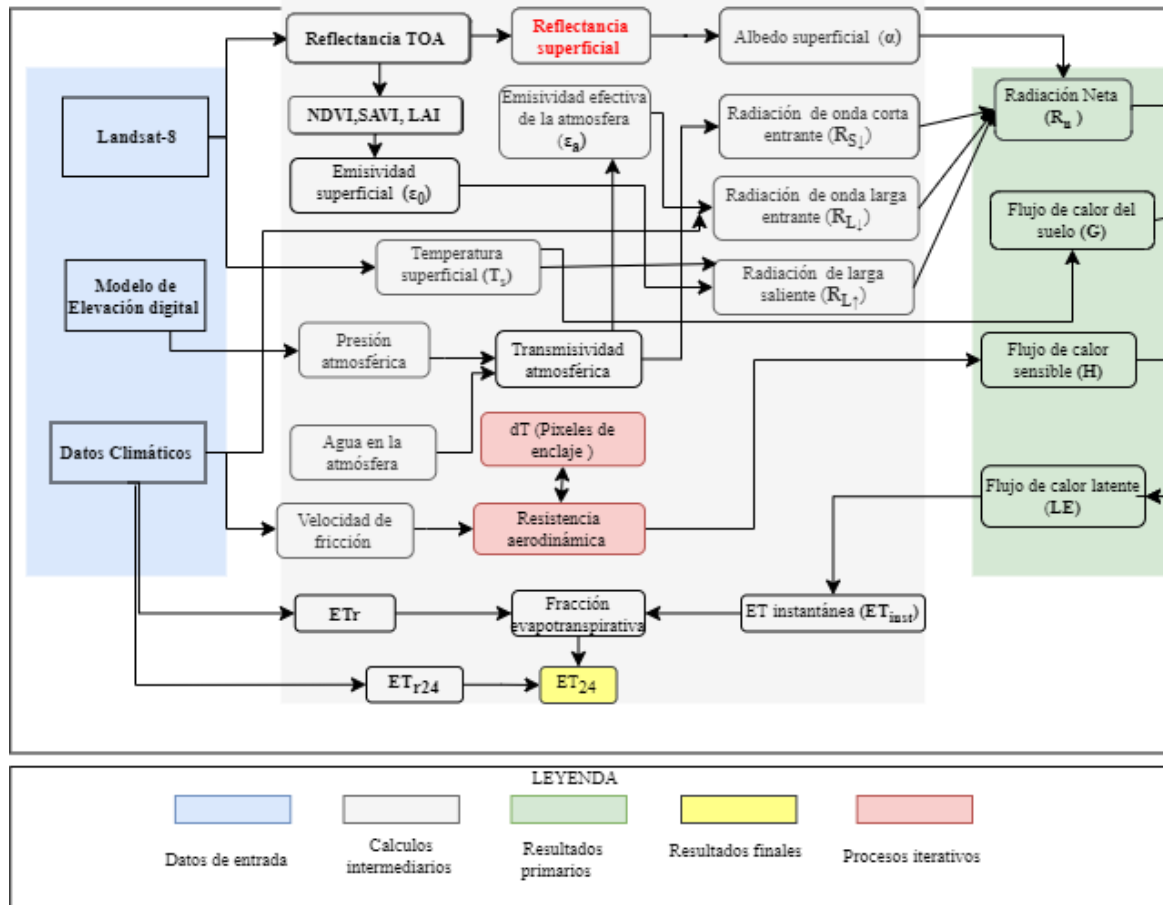


Figura 13. Diagrama de flujo del modelo METRIC

Como se mencionó anteriormente, el modelo METRIC estima la ET como un residual de la ecuación del balance de energía (ecuación (6)), considerando la información de imágenes satelitales que incluye bandas de onda corta y bandas térmicas y estaciones meteorológicas cercanas del sitio de estudio. A continuación, se describe los procedimientos y ecuaciones utilizados para determinar los componentes del balance de energía ((radiación neta, flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente).

4.2.1.2. Radiación neta

El primer componente del balance de energía que se calculó es la radiación neta, representa la energía radiante en la superficie que se divide en H, G y LE. R_n , se calcula en METRIC restando todos los flujos radiantes salientes de todos los flujos radiantes entrantes e incluye la radiación solar y térmica (ecuación (8)) (R. G. Allen, Tasumi, & Trezza, 2007):

Para obtener la radiación neta se determinaron todos los términos de la ecuación (8) como se muestra en los siguientes apartados.

A. Radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$)

La radiación de onda corta entrante es el flujo de radiación solar directa y difusa que realmente llega a la superficie terrestre ($W m^{-2}$) y representa la fuente principal de energía para ET. $R_{S\downarrow}$ se calculó como una constante para el tiempo de la captura de la imagen, asumiendo condiciones de cielo despejado (R. G. Allen, Tasumi, Morse, et al., 2007).

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{sc} \cos\theta_{rel} \tau_{sw}}{d^2} \quad (23)$$

Donde: G_{sc} es la constante solar ($1,367 W m^{-2}$); θ_{rel} es el ángulo de incidencia solar;

d^2 es cuadrado de la distancia relativa Tierra-Sol y τ_{sw} es la transmisividad atmosférica.

i. cuadrado de la distancia relativa

Se obtuvo el termino d^2 mediante la ecuación descrita por Duffie y Beckman (2013)

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0.033 \cos\left(DOY \frac{2\pi}{365}\right)} \quad (24)$$

Donde: DOY es el día del año.

ii. Ángulo cenital solar

El ángulo cenital solar θ es el ángulo del rayo solar desde una línea que es perpendicular a la superficie ($\theta = (90^\circ - \beta)$) donde β es el ángulo de elevación del sol. Para los modelos "planos" en los que no se consideran la pendiente y el aspecto, y se calcula mediante la siguiente ecuación.

$$\cos \theta_h = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) \quad (25)$$

donde: δ es la declinación solar (positivo en verano en el hemisferio norte), ϕ es la latitud del píxel (positivo para el hemisferio norte y negativo para el hemisferio sur) y ω es el ángulo horario, donde $\omega = 0$ para medio día, ω es negativo en la mañana y positivo en la tarde.

a) Ángulo horario

Se obtuvo el ángulo horario con la ecuación descrita por Gao et al., (2008).

$$\omega = \frac{\pi(t - 12)}{12} \quad (26)$$

b) Declinación solar

Se obtuvo la declinación solar mediante la ecuación descrita por Duffie y Beckman (2013).

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} DOY - 1.39\right) \quad (27)$$

iii. Transmisividad atmosférica

τ_{sw} se determinó usando una función de ASCE-EWRI (2005).

$$\tau_{sw} = 0.35 + 0.627 \exp\left[\frac{-0.00146P}{k_t \cos\theta_h} - 0.075\left(\frac{W}{\cos\theta_h}\right)^{0.4}\right] \quad (28)$$

Donde: P es la presión atmosférica en (kPa), W es el agua en la atmósfera (mm) y θ_h es el ángulo cenital solar sobre una superficie horizontal. K_t es el coeficiente de turbidez (sin unidades) $0 < K_t < 1.0$; donde $K_t = 1.0$ para aire limpio y $K_t = 0.5$ para aire extremadamente turbio, polvoriento o aire contaminado (R. G. Allen et al., 1998).

En esta investigación se usó $K_t = 1$ considerando u aire limpio.

a) Presión atmosférica

Para el cálculo de la presión atmosférica se usó la ecuación de la ASCE-EWRI (2005), que determina la presión como una función de la elevación del lugar aplicando la formula simplificada de la Ley Universal de los Gases:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (29)$$

donde: z es la elevación sobre el nivel del mar en (m). La elevación se tomó del modelo de elevación digital de la zona.

b) Agua precipitable en la atmosfera

Para el cálculo del agua precipitable en la atmósfera (W) se usó la ecuación descrita por ASCE-EWRI (2005).

$$W = 0.14e_a P^{+2.1} \quad (30)$$

Donde: e_a es la presión de vapor actual cerca de la superficie (kPa) y W está en mm.

▪ **Presión de vapor (e_a)**

La presión de vapor se calculó a partir de la humedad relativa mediante la siguiente ecuación (R. G. Allen et al., 2006).

$$e_a = \frac{HR}{100} e^0(T) \quad (31)$$

donde: HR es humedad relativa media (%) y $e^0(T)$ es la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire (kPa) y se determinó mediante la expresión siguiente:

$$e^0 = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 \times T}{T + 273.3} \right] \quad (32)$$

donde: T_{es} es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$).

B. Albedo

El albedo de superficie es la relación entre la radiación reflejada desde la superficie y la radiación de onda corta incidente en la superficie. El albedo es un valor único que representa las reflectancias integradas en todo el espectro de onda corta (0.2 a 3.2 micrómetros) representado por las bandas 2-6 y 10 de Landsat 8. En METRIC el albedo se calculó mediante los siguientes pasos:

i. Reflectancia en el tope de la atmosfera (TOA)

Los valores DN de nivel 1 de las imágenes Landsat-8 se convierten en reflectancia en el tope de la atmosfera (TOA), utilizando los factores de escala de radiancia proporcionados en el archivo de metadatos (Ihlen, 2019).

$$\rho_{\lambda}' = M_{\rho} * Q_{cal} + A_{\rho} \quad (33)$$

Donde: ρ_{λ}' es la Reflectancia TOA espectral planetaria, sin corrección del ángulo solar (Sin unidad), M_{ρ} es el Factor de escala multiplicativo de reflectancia para la banda (REFLECTANCE_MULT_BAND_n de los metadatos), A_{ρ} es el factor de escala aditivo de reflectancia para la banda (REFLECTANCE_ADD_BAND_N de los metadatos) y finalmente Q_{cal} es el valor de píxel de nivel 1 en DN.

A ρ_{λ}' hay que aplicarle una corrección por ángulo para el ángulo de elevación, porque a petición de los usuarios, algunos prefieren calcular su propio ángulo de elevación y no utilizar el factor de corrección proporcionado en el archivo de metadatos del nivel 1 de Landsat-8. Aplicando el factor de corrección, la reflectancia TOA real es la siguiente.

$$\rho_{\lambda} = \rho_{t,b} = \frac{\rho_{\lambda}'}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{\rho_{\lambda}'}{\sin(\theta_{SE})} \quad (34)$$

Donde: ρ_λ es la reflectancia planetaria TOA, θ_{SE} es ángulo de elevación del sol local; el ángulo de elevación del sol en el centro de la escena en grados se proporciona en los metadatos y θ_{SZ} es el ángulo cenital solar local; $\theta_{SZ} = 90^\circ - \theta_{SE}$

Reflectancia en la superficie (SR)

Las reflectancias en la superficie, $\rho_{s,b}$, se calculan aplicando la corrección atmosférica a las reflectancias en el satélite. La absorción y dispersión de la energía de onda corta por la atmósfera terrestre varía con la longitud de onda. Por lo tanto, la corrección de esta atenuación se realiza mejor banda por banda. (R. G. Allen, Tasumi, Morse, et al., 2007).

Las funciones de Tasumi corrigen la reflectancia TOA para la dispersión y absorción de la radiación solar entrante y reflejada de la superficie basadas en una función de corrección atmosférica simplificada que requiere solo mediciones puntuales o estimaciones de presión de vapor cerca de la superficie; e_a (Tasumi et al., 2008).

La reflectancia en la superficie para la banda b , es determinada como Tasumi et al. (2008):

$$\rho_{s,b} = \frac{R_{out,s,b}}{R_{in,s,b}} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} * \tau_{out,b}} \quad (35)$$

Donde: $R_{in,s,b}$ es la radiancia entrante hemisférica ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); $\tau_{in,b}$, $R_{out,s,b}$ es la radiancia reflejada hemisféricas en la superficie ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); $\tau_{in,b}$ es la transmitancia efectiva de banda estrecha para la radiación solar entrante; y $\tau_{out,b}$ es la transmitancia efectiva de banda estrecha para la radiación de onda corta reflejada desde la superficie (sin unidades).

i. Transmitancia

Las transmitancias de banda estrecha, $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$, deben calcularse. Tasumi et al. (2008), encontraron una buena estimación utilizando una ecuación similar en forma y estructura a la

utilizada por Majumdar et al. (1972), Allen (1996) y Allen et al. (1998) para la transmitancia solar general de amplio espectro:

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{k_t \cos \theta_h} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_h} \right] + C_5 \quad (36)$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{k_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (37)$$

Donde: C_1 a C_5 son constantes ajustadas que varía en función del satélite dado en la ; y θ_h es el ángulo cenital solar es decir el ángulo incidente solar relativo a la perpendicular desde la superficie horizontal en radianes, el termino η de la ecuación representa el ángulo de visión del sensor del satélite relativo a la perpendicular des una superficie horizontal plana este ángulo vale 0 para la vista al nadir y $\pi/2$ radianes par un ángulo de visión horizontal. El valor de $\cos \eta$ es 1 para Landsat (ángulo de visión al nadir).

Tabla 6. Constantes calibradas C_b y C_1 a C_5 para bandas de onda corta Landsat (de Tasumi et al., 2008).

Constante	Banda					
	Azul	Verde	Roja	NIR	SWIR1	SWIR2
C_1	0.987	2.319	0.951	0.375	0.234	0.365
C_2	-0.00071	-0.00016	-0.00033	-0.00048	-0.00101	-0.00097
C_3	0.000036	0.000105	0.00028	0.005018	0.004336	0.004296
C_4	0.0880	0.0437	0.0875	0.1355	0.0560	0.0155
C_5	0.0789	-1.2697	0.1014	0.6621	0.7757	0.639
C_b	0.640	0.310	0.286	0.189	0.274	-0.186

La reflectancia de camino es una proporción de la cantidad de radiación unidireccional dispersa y absorbida representada por.

$$\rho_{a,b} = C_b(1 - \tau_{in,b})$$

Donde: C_b es la Radiación de escala determinada para la banda “b” (Tabla 6)

- **Albedo paso final**

El paso final para calcular el albedo de banda ancha de superficie fue integrar las reflectancias de banda en la superficie, utilizando una ponderación similar a Starks et al. (1991).

$$\alpha = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} \times w_b] \quad (38)$$

Donde: W_b es Coeficiente de ponderación, dado en la Tabla 7, valores para imágenes Landsat-8 han sido reportado por Olmedo et al. (2016); n es el número de bandas que integran el satélite.

Tabla 7. Coeficientes de ponderación Bandas de Landsat 8 para calcular el albedo superficial (Olmedo et al., 2016).

Banda	Azul	Verde	Roja	NIR	SWIR1	SWIR2
w_b	0.246	0.146	0.191	0.304	0.105	0.008

C. radiación de onda larga saliente

La radiación de onda larga saliente es el flujo de radiación térmica emitido por la superficie de la Tierra a la atmósfera ($W m^{-2}$). Se calculó estimando la emisividad térmica y temperatura superficial mediante la ecuación de Stefan-Boltzmann (R. G. Allen, Tasumi, & Trezza, 2007).

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (39)$$

donde: ε_0 es la emisividad de superficie de “banda ancha” (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 * 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$), y T_s es la temperatura superficial (K). $R_{L\uparrow}$ puede oscilar entre 200 y 700 Wm^{-2} dependiendo del lugar y la hora de la imagen.

Como primer paso, se calculó los índices de vegetación y se utilizaron para estimar la emisividad térmica.

Tres índices de vegetación de uso común se calculan para cada píxel. Estos son el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), el índice de vegetación ajustada al suelo (SAVI) y el índice de área foliar (LAI). Estos índices se calculan utilizando los valores de reflectancia en la parte superior de la atmósfera (en el satélite) (ρ_t , b).

Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI)

El NDVI es el cociente de las diferencias de reflectividades para la banda del infrarrojo cercano ($\rho_{t,5}$) y la banda roja ($\rho_{t,4}$) a su suma:

$$NDVI = \frac{\rho_{t,5} - \rho_{t,4}}{\rho_{t,5} + \rho_{t,4}} \quad (40)$$

- **Índice de Vegetación Ajustado al Suelo**

El Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) es un índice similar al NDVI que intenta “sustraer” los efectos de suelo de fondo del NDVI para que los impactos de la humedad del suelo se reduzcan en el índice(Allen, 2007a). El SAVI se calcula en landsat-8 como:

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{t,5} - \rho_{t,4})}{L + \rho_{t,5} + \rho_{t,4}} \quad (41)$$

Donde: L es un constante.

Las investigaciones de Huete (1988) demostró que un valor de L=0.5 disminuye el ruido en relación al suelo para un amplio rango de valores de LAI. Para este trabajo el SAVI cálculo para un valor de L=0.5.

- a) **Índice de Área Foliar (LAI)**

El LAI es la relación entre el área total de todas las hojas de una planta (un lado de las hojas) y el área de terreno representada por la planta. LAI es adimensional (m^2m^{-2}) y es un

indicador de biomasa y resistencia del dosel al flujo de vapor. Se determinó en función del SAVI, de acuerdo una ecuación empírica de Bastiaanssen et al. (1998):

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91}; \quad \text{para } SAVI \leq 0.817$$

$$LAI = 6; \quad \text{para } SAVI > 0.817 \quad (42)$$

- i. **Emisividad de la superficie**

La emisividad superficial (ϵ_0) es la relación entre la energía térmica radiada por la superficie y la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. Se calculó mediante la ecuación desarrollada por Tasumi (2003) basado en suelo y vegetación térmica.

$$\begin{aligned} \epsilon_0 &= 0.95 + 0.01LAI; \quad \text{para } LAI \leq 3 \\ \epsilon_0 &= 0.98 \quad \text{para } LAI > 3 \end{aligned} \tag{43}$$

ii. Temperatura superficial

Se determinó la temperatura de la superficie (T_s) mediante la ecuación de Plank (Allen,2007).

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left[\left(\frac{\epsilon_{NB} \times K_1}{R_c} \right) + 1 \right]} \tag{44}$$

donde: ϵ_{NB} es la emisividad de banda estrecha correspondiente a la longitud de onda del sensor térmico del satélite, R_c es la radiancia térmica de la superficie corregida usando la radiancia espectral de la banda térmica ($W \ m^{-2} \ sr^{-1} \ \mu m^{-1}$); K_1 y K_2 son constantes para imágenes Landsat (Tabla 8) y se encuentran en el archivo de metadatos.

Tabla 8. Constantes K_1 y K_2 para Landsat-8 banda 10 y 11 en $W \ m^{-2} \ sr^{-1} \ \mu m^{-1}$

Banda	K_1	K_2
Banda 10	774.8853	1321.0789
Banda 11	480.8883	1201.1442

Para esta investigación se usó únicamente los constantes para la banda 10 de landsat-8.

- **Radiancia térmica de la superficie corregida**

R_c representa la radiación real emitida desde la superficie, mientras que $L_{t,10}$ es la radiación que el satélite ve. R_c se calculó una corrección de la radiación térmica de la superficie (R_c) siguiendo a Wukelic et al. (1989) como:

$$R_c = \frac{L_{t,10} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB})R_{sky} \quad (45)$$

donde: $L_{t,10}$ es la radiancia espectral de la banda 10 de Landsat-8 ($W m^{-2} sr^{-1}\mu m^{-1}$), R_p es el resplandor de la trayectoria en la banda 10.4-12.5 μm ($W m^{-2} sr^{-1}\mu m^{-1}$), R_{sky} es la radiación térmica descendente de la banda corta para un cielo despejado ($W m^{-2} sr^{-1}\mu m^{-1}$) y τ_{NB} es la transmisividad de banda estrecha del aire (rango de 10.4-12.5 μm).

Los valores de R_p y τ_{NB} requieren el uso de un modelo de simulación de transferencia de radiación, para este estudio se utilizó un valor de $R_p=0.91$ sugerida por (Allen, 2007)

τ_{NB} se calculó en función de la elevación de la estación meteorológica Olmedo et al.(2016) como:

$$\tau_{NB} = 0.75 + 2^{-5} \times elev \quad (46)$$

Donde: elev es la altura de la estación meteorológica en (m).

El cálculo de R_{sky} , se basó en el estilo de fórmula empírica aplicado por Wukelic et al.(1989):

$$R_{sky} = (1.807 \times 10^{-10})T_a^4[1 - 0.26exp(-7,77 \times 10^{-4}[273.15 - T_a]^2)] \quad (47)$$

donde: T_a es la temperatura del aire cerca de la superficie en el momento de la toma de la imagen (K) registrada por la estación meteorológica del campus Montecillo del Colegio de Postgraduados.

▪ Radiancia espectral en el tope de la atmósfera

Se determinó la radiancia espectral en el tope de la atmósfera con la banda 10 de la imagen Landsat-8 con los factores de escala de radiancia ubicados en el archivo de metadatos (Ihlen, 2019).

$$L_{\lambda} = L_t = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (48)$$

donde: M_L es el Factor de escala multiplicativa de radiancia para la banda (RADIANCE_MULT_BAND_n de los metadatos), A_L es el factor de escala aditivo de radiancia para la banda (RADIANCE_ADD_BAND_n de los metadatos) y Q_{cal} = Valor del píxel Nivel 1 en DN.

Emisividad de la banda estrecha

La emisividad de la banda estrecha, ϵ_{NB} representa el comportamiento de la superficie para la emisión térmica en la banda relativamente estrecha 10 de Landsat (10,4 a 12,5 μm), se obtiene mediante:

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033LAI, \quad \text{para } LAI \leq 3 \quad (49)$$

$$\epsilon_{NB} = 0.98, \quad \text{para } LAI > 3$$

El NDVI se utiliza para filtrar el suelo y la vegetación ($NDVI > 0$) de agua y nieve ($NDVI \leq 0$). Para la primera situación se aplica la ecuación (49), mientras para el agua y la nieve, ϵ_{NB} toma un valor de 0.99 (Allen, 2007).

D. Radiación de onda larga entrante

La radiación de onda larga entrante es el flujo de radiación térmica descendente que se origina en la atmósfera, se calculó usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \sigma T_s^4 \quad (50)$$

Donde: ε_a es la emisividad atmosférica efectiva (adim.) y T_s es la recuperación de la temperatura de la superficie (K).

i. Emisividad atmosférica efectiva

La emisividad atmosférica efectiva, ε_a se estimó siguiendo a (W. Bastiaanssen, 1995) Bastiaanssen (1995) utilizando coeficientes desarrollados por Allen (2007) a partir de datos recolectados sobre alfalfa en Idaho:

$$\varepsilon_a = 0.85(-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (51)$$

Donde: τ_{sw} es la transmisividad atmosférica de banda ancha para la radiación de onda corta.

4.2.1.3. Flujo de calor del suelo

El flujo de calor del suelo representa la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conducción. La determinación de G se hizo mediante las ecuaciones (14) y (14a) desarrollada por Tasumi (2003).

4.2.1.4. Flujo de calor sensible

METRIC y su método de fuente SEBAL se diferencia de muchas aplicaciones de balance de energía de superficie principalmente en cómo se calibra la función H para cada imagen de satélite específica. Tanto en METRIC como en SEBAL, H (W m^{-2}) se estima utilizando una función aerodinámica que se basa en un gradiente relativo de temperatura del aire cerca de la superficie, dT Ecuación (10).

A. Diferencia de temperatura cerca de la superficie

dT es definido como $dT = T_{z1} - T_{z2}$ donde T_{z1} y T_{z2} son las temperaturas del aire en las alturas z_1 y z_2 para cualquier píxel en particular. Se desconocen los valores absolutos reales de las temperaturas del aire por encima de cada píxel, incluidos los valores explícitos de T_{z1} y T_{z2} . Sin embargo, solo se necesita la diferencia dT para resolver H . dT se calculó para cada píxel asumiendo

una relación lineal entre dT y T_s (Bastiaanssen,1995) que está estimada para cada imagen de satélite:

$$dT = a + bT_s \text{ datum} \quad (52)$$

Donde: a y b son constantes determinadas empíricamente para una imagen de satélite dada y el dato T_s es la temperatura de la superficie ajustada a un dato de elevación común para cada píxel de la imagen utilizando un modelo de elevación digital y una tasa de lapso personalizada.

a. Estimación de los coeficientes a y b de la ecuación dT

Para definir los coeficientes a y b , se utilizaron dos píxeles de "anclaje" en los que se puede estimar de forma fiable un valor para H . Estos píxeles son llamados píxeles "frío" y "caliente" y se ubicaron cerca de la estación meteorológica de la zona de interés aplicando un buffer de 30 km, se recomienda una distancia máxima de aproximadamente 50 km de la estación (Irmak et al., 2011).

El píxel "frío" (a veces denominado píxel "húmedo") se selecciona en METRIC como una superficie de cultivo húmeda y bien irrigada que tiene una cobertura vegetal total del suelo. Se supone que la temperatura de la superficie y la temperatura del aire cerca de la superficie son similares en este píxel. El píxel "caliente" (a veces denominado píxel "seco") se selecciona como un campo agrícola desnudo y seco donde se supone que ET es cero.

Una de la parte más críticas de METRIC es la selección de los píxeles "frío" y "caliente". Cuando se hace manualmente dicha selección requiere habilidad y práctica. La selección de los píxeles "frío" y "caliente" se hizo automáticamente mediante el paquete de R "water" Olmedo et al. (2016) usando el método "flexible". Los criterios de selección de los píxeles "calientes" y "fríos" se tomaron de Olmedo et al. (2016) . La metodología busca píxeles específicos de la imagen con los valores de temperatura más bajos y más altos que coincidan con estos criterios. La salida de esta función es un marco de datos con las coordenadas de los píxeles de anclaje seleccionados.

Tabla 9. Rangos de variables utilizadas para la selección de píxeles de anclaje (fríos y calientes) (método=" flexible") (Olmedo et al., 2016)

Variable	Pixel frío	Pixel caliente
Albedo (adim)	0.18-0.25	0.13-0.15
NDVI (adim)	0.76 - 0.84	0.10-0.28
LAI (m ² m ⁻²)	3-6	-
Z _{om} (m)	0.03-0.08	≤ 0.005

Tabla 10. Criterios de selección de la temperatura máxima y mínima

Variable	T _{min}	T _{max}
Albedo (adim)	0.15-0.25	0.13-0.15
NDVI (adim)	-	0.1-0.28
LAI (m ² m ⁻²)	2.8-6	-
Z _{om} (m)	0.03-0.08	≤ 0.005

a. Selección del píxel frío

En el píxel "frío", se definió el flujo de calor sensible (H_{cold}) de acuerdo a Allen (2007) como:

$$H_{cold} = R_n - G - LE_{cold} \quad (53)$$

Donde: LE_{hot} es el flujo de calor latente en el píxel caliente y R_n y G son valores para el píxel caliente

Se supone que la ET_{cold} seleccionada de la escena del satélite es $1.05 \times ET_f$ (la ET_f se calcula antes a partir de los datos de la estación meteorológica.).

dT_{cold} se calculó como una deducción de la Ecuación (10):

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} \times r_{ah_cold}}{\rho_{air_cold} C_p} \quad (54)$$

b. dT para el píxel “caliente”

En el píxel “caliente” METRIC supone que LE_{hot} es cero o casi cero para un campo agrícola seco (caliente), sin vegetación verde. El flujo de calor sensible en el píxel “caliente” se define como:

$$H_{hot} = R_n - G - LE_{hot} = R_n - G \quad (55)$$

La diferencia de temperatura cerca de la superficie en el píxel “caliente” (dT_{cold}), se determinó mediante la siguiente ecuación:

$$dT_{hot} = \frac{H_{hot} \times r_{ah_hot}}{\rho_{air_hot} C_p} \quad (56)$$

donde: r_{ah_cold} es la r_{ah} calculado para las condiciones de rugosidad y estabilidad del píxel “caliente” y ρ_{air_cold} es la ρ_{air} calculado en el píxel caliente.

Los coeficientes a y b se calcularon para la relación lineal de la ecuación (52).

$$a = \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{s_datum_hot} - T_{s_datum_cold}} \quad (57)$$

y

$$b = -a \times T_{s_datum_cold} + dT_{cold} \quad (58)$$

donde: $T_{s_datum_hot}$ y $T_{s_datum_cold}$ son la temperatura de la superficie en el píxel caliente y en el frío ajustados a datos de elevación comunes para cada píxel de la imagen usando un modelo digital de elevaciones y una tasa de lapso personalizada.

B. Resistencia aerodinámica, primera iteración

La ecuación de flujo de calor sensible (ecuación(10)) tiene dos incógnitas r_{ah} y H , por lo que se usa una solución iterativa. Durante la primera iteración, la resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}), suponiendo condiciones de estabilidad atmosférica neutra como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* \times k} \quad (59)$$

donde: z_1 y z_2 son alturas en metros por encima del plano desplazamiento cero (d) de la vegetación, u^* es la velocidad de fricción (ms^{-1}) que cuantifica las fluctuaciones de la velocidad turbulenta en el aire, y k es la constante de Von Karman (0,41).

a. Velocidad de fricción

La velocidad de fricción (u^*) se calculó durante la primera iteración utilizando la ley logarítmica del viento para condiciones atmosféricas neutras:

$$u^* = \frac{k \times u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (60)$$

Donde: k es la constante de von Karman, u_{200} es la velocidad del viento (m s^{-1}) a la altura $z_x=200\text{m}$, y z_{om} es la longitud de rugosidad del impulso (m).

b. Velocidad de viento a 200 m

La velocidad del viento a la altura de mezcla de 200 m encima de la estación meteorológica se calculó utilizando una ecuación reorganizada de la (60).

$$u_{200} = \frac{u_w \times \ln\left(\frac{200}{z_{om_ws}}\right)}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om_ws}}\right)} \quad (61)$$

donde: u_w es la velocidad del viento medida en la estación meteorológica a una altura z_x sobre la superficie ($z_x = 2$ m en el caso de la estación meteorológica de Montecillos) y z_{om_ws} es la longitud de rugosidad de superficie de la estación meteorológica que para estación meteorológicas. Se tomó arbitrariamente $z_{om_ws} = 0.03$, es el valor típico de una estación meteorológica agrícola.

c. Longitud de momento de rugosidad

Para áreas agrícolas, se sabe que z_{om} varía con la altura del cultivo, que a su vez es relativamente proporcional al índice de área foliar (LAI). z_{om} se calculó con la ecuación descrita en Allen (2007).

$$z_{om} = 0.018 \times LAI \quad (62)$$

d. Longitud del momento de rugosidad ajustado

Se realizó un ajuste al momento de rugosidad (z_{om_aj}) para tomar en cuenta los efectos de la pendiente y la elevación sobre la velocidad del viento, mediante la siguiente ecuación de Allen (2007):

$$z_{om_aj} = z_{om} \left(1 + \frac{(180/\pi)s - 5}{20} \right) \quad (63)$$

donde: s es la pendiente del terreno en porcentaje.

e. Densidad del aire

Se determinó la densidad del aire mediante la ecuación estándar de la ley universal de los gases y la simplificación del efecto de presión de vapor como lo hicieron Allen et al. (1998):

$$\rho_{air} = \frac{1000 \times P}{1.01(T_s - dT)R} \quad (64)$$

donde: ρ_{air} es la densidad del aire (kg m^{-3}), P es la presión atmosférica media para la elevación del píxel (kPa) Ecuación(29), R es la constante específica de los gases ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y T_s-dT es el sustituto para la temperatura del aire cerca de la superficie (K).

D. Cálculo de la resistencia aerodinámica mediante iteraciones

Se realizaron entre 10 a 13 iteraciones para cada imagen, la iteración continúa hasta que tanto dT_{hot} como r_{ah} se estabilizan para el píxel caliente.

a. Velocidad de fricción corregida

La velocidad de fricción, u^* , que gobierna la transferencia de momento, para las siguientes iteraciones se determinó como:

$$u^* = \frac{u_{200} \times k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (65)$$

Donde: k es la constante de Von Karman (0.41), z_{0m} es la longitud de la rugosidad de la cantidad de movimiento para cada píxel (m) y $\Psi_{m(200m)}$ es la corrección de estabilidad para el transporte de la cantidad de movimiento a la altura de mezcla de 200 m.

b. Resistencia aerodinámica corregida

Un valor corregido para r_{ah} se calcula en cada iteración como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (66)$$

Donde: $\Psi_{h(z_2)}$ y $\Psi_{h(z_1)}$ son las correcciones de estabilidad para el transporte de calor en las alturas z_2 y z_1 que se actualizan en cada iteración y z_2 y z_1 son alturas por encima del desplazamiento del plano cero de la vegetación donde se definen los puntos finales de dT.

c. Funciones de corrección de estabilidad.

La longitud de Monin-Obukhov (L) define las condiciones de estabilidad de la atmósfera en el proceso iterativo. L es la altura a la que las fuerzas de flotabilidad (o estabilidad) y la mezcla mecánica son iguales., y se calcula en función de los flujos de calor y momento según la siguiente ecuación:

$$L = - \frac{\rho_{air} \times c_p u_* \times^3 T_s}{k \times g \times H} \quad (67)$$

Donde: g es la aceleración gravitacional ($= 9.807 \text{ m s}^{-2}$) y las unidades de los términos se cancelan a m para L .

Las correcciones de estabilidad integradas para el momento y el transporte de calor (Ψ_m y Ψ_h) en METRIC se basan en formulaciones de Paulson (1970) y Webb (1970) según el signo de L . Cuando $L < 0$, la capa límite atmosférica inferior es inestable y cuando $L > 0$, la capa limite es estable.

Para $L < 0$

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (68)$$

(68a)

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right)$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0.1m)}^2}{2} \right) \quad (68b)$$

Donde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad (69)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \quad (69a)$$

$$x_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \quad (69b)$$

Los valores para $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ y $x_{(0.1m)}$ no tienen ningún significado cuando $L \geq 0$ y sus valores se establecen en 1.0.

Para $L > 0$ (condiciones estables):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (70)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (70a)$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \quad (70b)$$

Para condiciones neutrales, $L = 0$, $H = 0$ y Ψ_m y $\Psi_m = 0$.

4.2.1.5. Cálculo de la evapotranspiración

A. ET en el instante

La ET en el instante de la toma de la imagen de satélite se determinó para cada píxel mediante la siguiente formula:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda \rho_w} \quad (71)$$

Donde: ET_{inst} es la ET instantánea (mm hr^{-1}), 3600 convierte de segundos a horas y ρ_w es la densidad del agua [$\sim 1000 \text{ kg m}^{-3}$] y λ es el calor latente de vaporización (J kg^{-1}) (calor absorbido cuando un kilogramo de agua es evaporado). λ se determinó mediante la fórmula a continuación:

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] \times 10^6 \quad (72)$$

Fracción de ET de referencia

Una fracción de ET de referencia (ET_rF) se calculó como la relación entre la ET instantánea (ET_{inst}) calculada de cada píxel y la de referencia $ET(ET_r)$ calculada a partir de datos meteorológicos:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (73)$$

Donde: ET_{inst} ET_{inst} es de la Ecuación (71) (mm h^{-1}) y ET_r es la referencia ET para la referencia de alfalfa de 0.5 m de altura en el momento de la imagen. ET_r se puede calcular utilizando la ecuación de Penman-Monteith en (mm h^{-1}). ET_rF es similar al conocido coeficiente de cultivo, K_c , y se usa para extrapolar ET del tiempo de la imagen a períodos de 24 horas o más.

B. Evapotranspiración diaria (ET_{24})

Los valores diarios de evapotranspiración (ET_{24}) suelen ser más útiles que evapotranspiración instantánea. El cálculo del ET_{24} en METRIC se hace asumiendo que el ET_rF instantáneo calculado anteriormente es el mismo que el promedio de 24 horas (Allen, 2007). Eso se traduce mediante la siguiente fórmula:

$$ET_{24} = C_{rad}(ET_rF)(ET_{r_{24}}) C_{rad} \quad (74)$$

Donde: $ET_{r_{24}}$ es la ET_r de 24 horas acumulada para el día de la imagen. ET_r 24 se calcula sumando los valores de ET_r por hora durante el día de la imagen y C_{rad} es el término de corrección utilizado en terrenos inclinados para corregir la variación en 24 h frente a la disponibilidad de energía instantánea. Se uso un valor de $C_{rad} = 1$ ya que el terreno del campus de Montecillos se considera plano.

4.2.2. Método FAO-56

Una de las metodologías más utilizadas para determinar la evapotranspiración de los cultivos en condiciones estándar, es decir cuando no existen limitaciones al crecimiento del cultivo, consiste

en la multiplicación de la evapotranspiración de referencia (ET_0) por un coeficiente único de cultivo (K_c), descrita en el manual de FAO56 (Allen et al., 1998).

Para datos diarios, una formulación más avanzada de la metodología FAO56, divide el K_c en dos coeficientes uno para la transpiración del cultivo, llamado coeficiente basal del cultivo (K_{cb}), y otro para la evaporación del suelo (K_e) según (Allen et al., 2006) y es traducida por la ecuación (75).

$$ET = (K_{cb} + K_e) ET_0 \quad (75)$$

Donde: ET es la evapotranspiración del cultivo, ET_0 es la evapotranspiración de referencia,

K_{cb} es el coeficiente de cultivo basal y K_e es el coeficiente evaporativo.

La relación entre NDVI y K_{cb} se describe a menudo en literatura mediante una relación lineal como lo señalan Heilman et al., (1982), Neale et al., (1987). La ecuación (76) propuesta por Campos et al., (2010) ofrece una relación entre el coeficiente K_{cb} y el índice NDVI.

$$K_{cb} = 1.44 NDVI - 0.1 \quad (76)$$

Donde: K_{cb} coeficiente de cultivo basal, NDVI es el Índice de Vegetación por Diferencias Normalizado, obtenido desde imágenes multiespectrales Landsat corregidas atmosféricamente.

Después de obtener el coeficiente de cultivo basal, para obtener el coeficiente de cultivo K_c se le debe de sumar la componente evaporativa de la fracción de suelo desnudo. Esta última es sujeto a la superficie efectivamente mojada, que depende del sistema de riego y además del sombreado efectivo que la cubierta vegetal establezca sobre este suelo y el tipo de suelo.

Se estimó el K_c mediante una ecuación (77) considerablemente comprobada para cultivos herbáceos como maíz, trigo, algodón que alcanzan cobertura completa en su fase de desarrollo

máximo, suponiendo un manejo estándar para sistemas de riego como aspersión pívot etc. (Calera et al., 2016; Cuesta et al., 2005).

$$K_c = 1.25NDVI + 0.1 \quad (77)$$

4.2.3. Método SSEBop

A fines de comparación se obtuvieron valores de evapotranspiración del modelo Operacional Simplificado de Balance de Energía Superficial (SSEBop) (G. B. Senay, 2018; Gabriel B. Senay et al., 2022; Gabriel B Senay et al., 2013). El modelo SSEBop se basa en el enfoque del balance de energía superficial simplificado (SSEB) (Senay, et al., 2007, 2011) descrita anteriormente con una parametrización única para aplicaciones operativas. Combina fracciones de evapotranspiración (ETf) generadas a partir de los productos de temperatura superficial de colección 2 de Landsat (C2) con la evapotranspiración de referencia ETr utilizando un enfoque de índice térmico basado en el principio de psicrometría satelital (Senay, 2018). La característica única de la parametrización de SSEBop es que utiliza condiciones de contorno dinámicas estacionales predefinidas que son específicas de cada píxel para los puntos de referencia "caliente/seco" y "frío/húmedo" derivados empíricamente. Senay (2018) proporciona información adicional sobre el algoritmo SSEBop.

Los datos de ETr de referencia de alfalfa son una fusión de varios productos de modelado y sensores remotos diferentes: ETr climatológico normal de 1981-2010 de Gridmet sobre los Estados Unidos continentales y ETr de resolución fina MERRA-2 para todas las áreas fuera de los Estados Unidos continentales que ha sido escalado y corregido a través de ecorregiones terrestres de OneEarth y escalado Worldclim Versión 3 ETo (Abatzoglou, 2013).

4.2.3.1. Contenidos del paquete

Los productos C2 provisionales de ETa se generaron con una resolución espacial de 30 metros. Los paquetes C2 Provisionales de ETa contienen los siguientes archivos:

Evapotranspiración real (ETa). proporciona una estimación por píxel de la transferencia diaria de agua desde la superficie de la Tierra a la atmósfera en unidades de profundidad de agua en milímetros (mm). **Fracción de ET (ETF):** representa la fracción sin unidades de ETr, que varía

nominalmente entre 0 y 1 (en el modelo SSEBop, la fracción de ET máxima es 1,0). **Incertidumbre de ET (ETUN):** proporciona la incertidumbre del producto de ET en unidades de profundidad del agua (mm) utilizando los datos auxiliares de ETr. Evaluación de calidad de píxeles de nivel 2 (QA_PIXEL): las combinaciones de bits que definen ciertas condiciones de calidad. **Metadatos:** incluye información de la escena Landsat de evapotranspiración real en formato XML (Product_ID.xml) y metadatos de nivel 1 en formato .txt y XML. Y por último el **NDVI** calculada a nivel de superficie. Para el análisis de comparación solo se consideró la ETa, la ETF y el NDVI.

4.2.3.2. Advertencias y restricciones

- Los productos científicos C2 de ETa son provisionales. Las salidas del algoritmo ET que se generan utilizando la temperatura de superficie C2 no ha sido completamente validada.
- Se requieren bandas Landsat reflectantes y térmicas para el procesamiento exitoso del producto científico C2 ETa.
- Es importante tener en cuenta que hay dos productos principales: la fracción de ET (ETF) y la ET real (ETa). La ETa se basa en el producto de ETF y una ET de referencia climatológica (normal a largo plazo) (ETr). Debido a que la ETr es una climatología y no captura la variabilidad climática de un día a otro, la comparación con los datos de la torre de flujo puede producir desviaciones relativamente mayores en un día determinado, pero este efecto se minimizaría cuando los datos de la ETa se agregan a escalas de tiempo más grandes como mensual. Se alienta a los usuarios a utilizar la ETF provista con la mejor ETr disponible para el día correspondiente para evaluar el desempeño del modelo contra torres de flujo diario u otros conjuntos de datos independientes. Sin embargo, se espera que los datos de ETa capturen adecuadamente la variabilidad espacial.
- El producto Actual ET puede contener píxeles NoData dentro de las áreas válidas de la escena Landsat. Estos píxeles NoData suelen ser la nube, la sombra de la nube o píxeles con saturación radiométrica que están enmascarados.

4.2.3.3. Acceso a los datos

Los productos provisionales de la colección C2 se obtuvieron bajo demanda para todos los días seleccionadas excepto para el DOY 258. La obtención se hizo a través del enlace <https://espa.cr.usgs.gov/> . El tiempo de resolución fue de un día aproximadamente.

4.2.4. EEFLUX

“EEFlux” es una abreviatura de “Earth Engine Evapotranspiration Flux”, es una técnica basada en METRIC que opera en el sistema Google Earth Engine. EEFlux ha sido desarrollado por el consorcio de la Universidad de Nebraska-Lincoln, el Instituto de Investigación del Desierto y la Universidad de Idaho con el apoyo financiero de Google. EEFlux procesa escenas Landsat individuales y produce mapas de ET a resoluciones de 30 m. EEFlux utiliza datos meteorológicos cuadrículados CFSV2 a nivel mundial para calibrar el balance de energía superficial para la imagen (R. Allen et al., 2015) .

El acceso a EEFLUX se hizo a través del enlace: <https://eeflux-level1.appspot.com/>, para la obtención de los datos se realizó las siguientes instrucciones:

- a) Insertar el periodo de estudio (septiembre de 2020 -abril de 2021) (Figura 14)
- b) Escoger el sitio de interés arrastrando el pin naranja en el mapa de Google al área interesada (Figura 14).

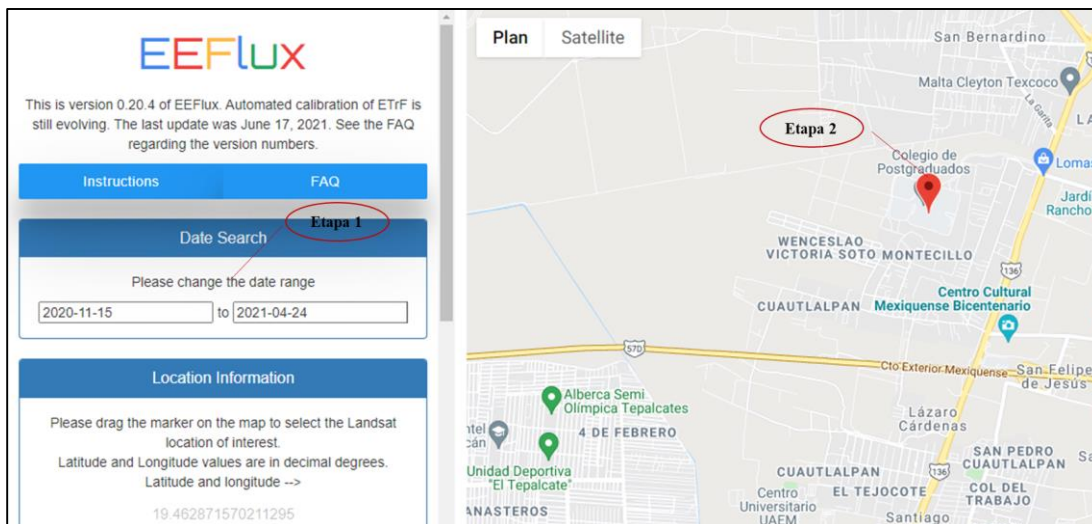


Figura 14. Etapa 1 y 2 para importar datos de EEFlux

- c) Buscar las imágenes de interés haciendo clic al botón “SEARCH FOR IMAGE”. Se seleccionaron las imágenes Landsat-8 para las fechas del estudio (Figura 15).
- d) Importar los datos. Se importó los datos de evapotranspiración actual, ET_0F , ET_0F , ET_0 etc. (Figura 15).

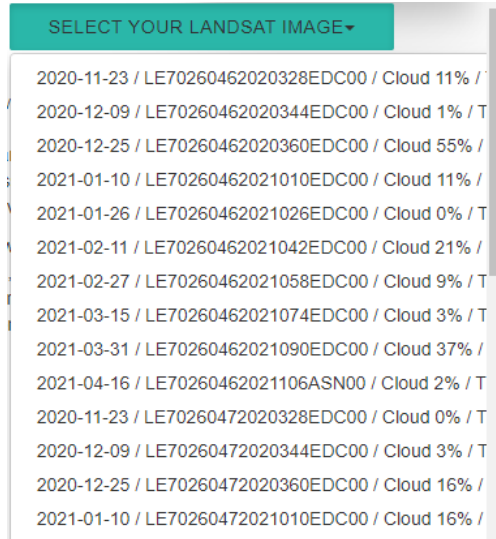


Figura 15. Etapa 3, para importar datos de EEFlux

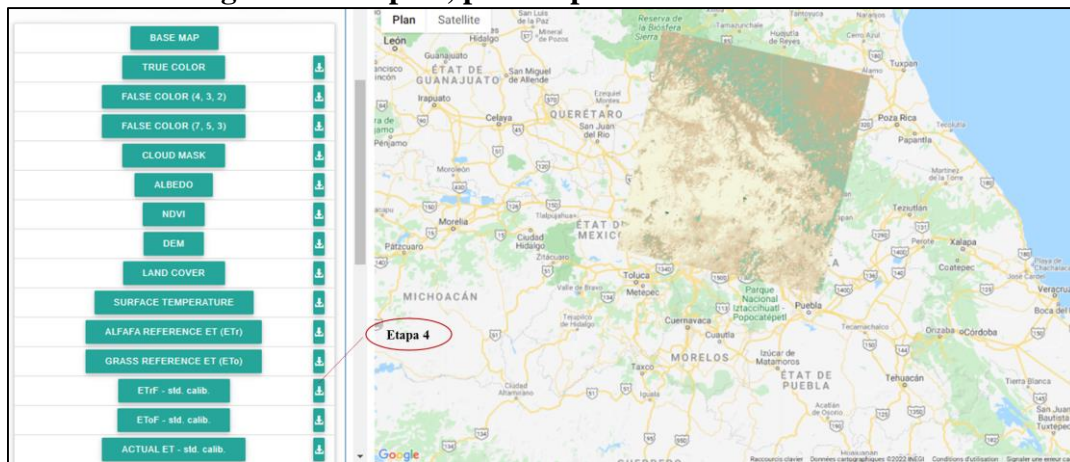


Figura 16. Etapa final, para importar datos de EEFlux

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. METRIC

Para el modelo de METRIC además de la evapotranspiración por día, como datos de salida se generó como resultados primarios, los términos de la ecuación de balance de energía (radiación neta, flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente), adicionalmente se generaron resultados de cálculos intermediarios como el Albedo superficial (α), el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), la Temperatura superficial (T_s), la fracción de ET de referencia (ET_r/F). Los datos de salida son archivos ráster de resolución espacial de (30 m) igual que las bandas de las imágenes de Landsat utilizados, estos van a ser utilizados para comparar los diferentes modelos.

5.1.1. Resultados día del año (DOY) 210

5.1.1.1. Resultados intermediarios

Para el día del año 210, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.16 ± 0.07 , un valor alto de albedo indica presencia de cultivos, mientras un valor bajo indica la presencia de suelo desnudo (Figura 17a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.18 ± 0.11 un valor bajo indica presencia de suelos desnudos, mientras que un valor alto cercano a uno representa la presencia de una vegetación vigorosa y numerosa (Figura 17b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue de 296 ± 5 K, los valores altos corresponden al suelo desnudo, mientras que los valores bajos indican presencia de vegetaciones (Figura 17c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.85 ± 0.48 (Figura 17d).

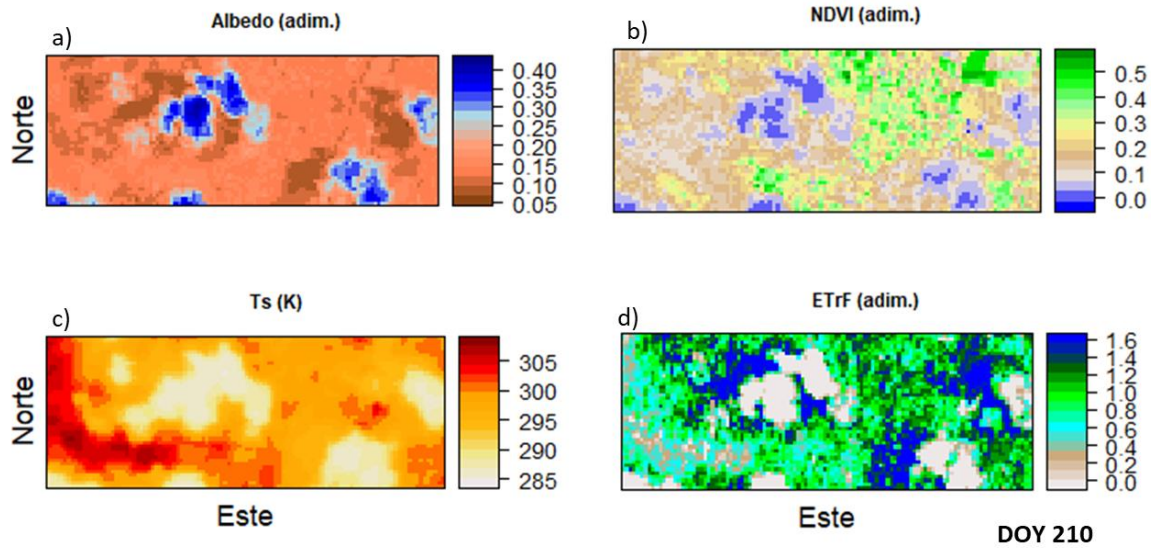


Figura 17. Resultados intermedios de METRIC para DOY 210. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (K) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.1.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 210, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de $689 \pm 59 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 18a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue $97 \pm 19 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 18 b). El promedio de flujo de calor sensible fue de $526 \pm 17 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 18 c). Para este día el flujo de calor latente fue de $71 \pm 42 \text{ W m}^{-2}$ (Figura 18 d).

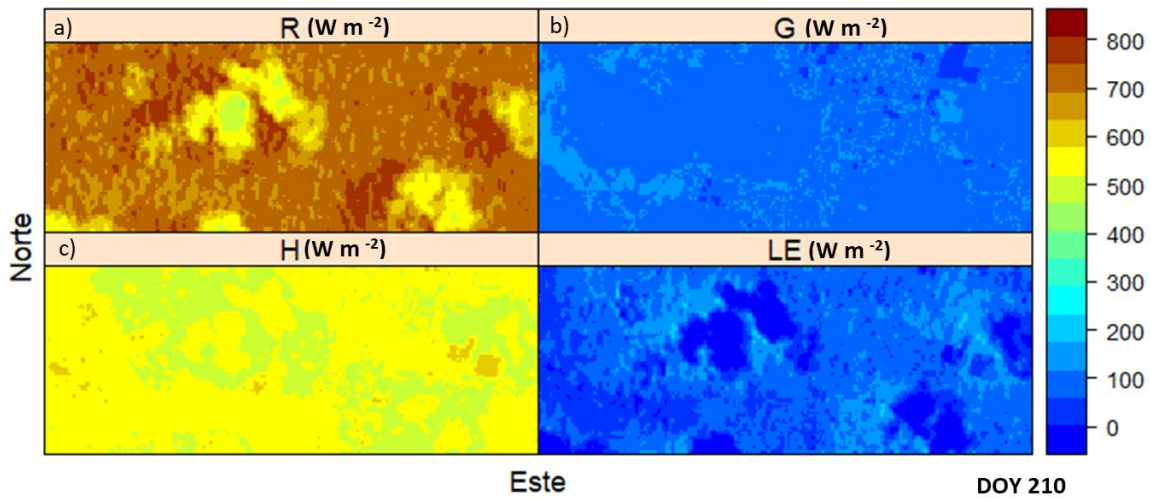


Figura 18. Componentes de la ecuación de balance de energía DOY 210 a) Radiación neta (R_n) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$).c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.1.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 210 fue $2.70 \pm 1.59 \text{ mm día}^{-1}$ (Figura 19) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de Hidrociencias el promedio de ET fue $4.26 \pm 0.53 \text{ día}^{-1}$ (Figura 20).

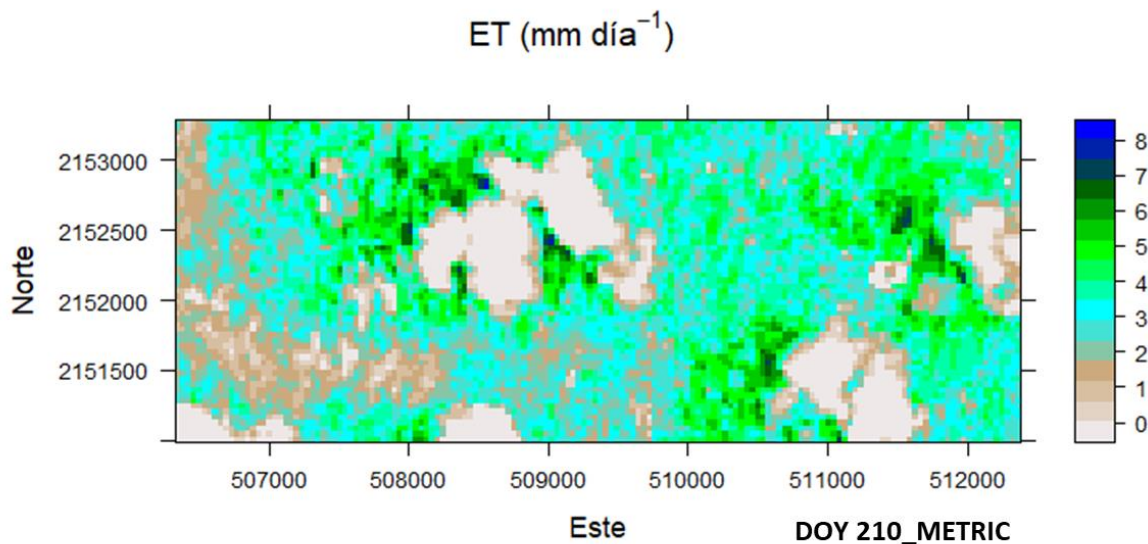


Figura 19. Evapotranspiración (mm día^{-1}) DOY 210 METRIC para toda del área del Colpos Campus Montecillo.

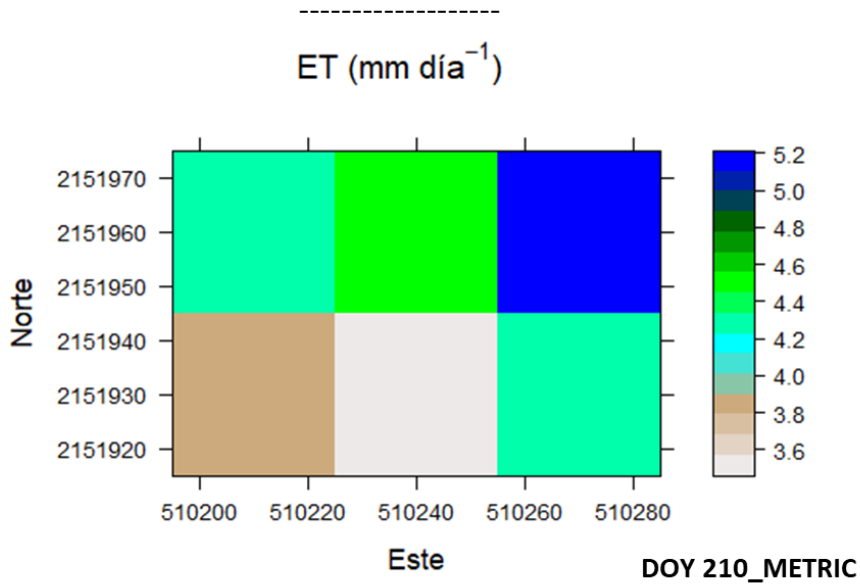


Figura 20. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 210 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.1.2. Resultados METRIC día del año (DOY) 226

5.1.2.1. Resultados intermedarios

Para el día del año 226, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.17 ± 0.07 , comparando con la fecha anterior aumento (Figura 21a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.18 ± 0.11 comparando con la fecha anterior no hubo cambios significativos (Figura 21b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue de 300 ± 5 K comparando con la fecha anterior aumento (Figura 21c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.94 ± 0.15 comparando con la fecha anterior aumento (Figura 21d).

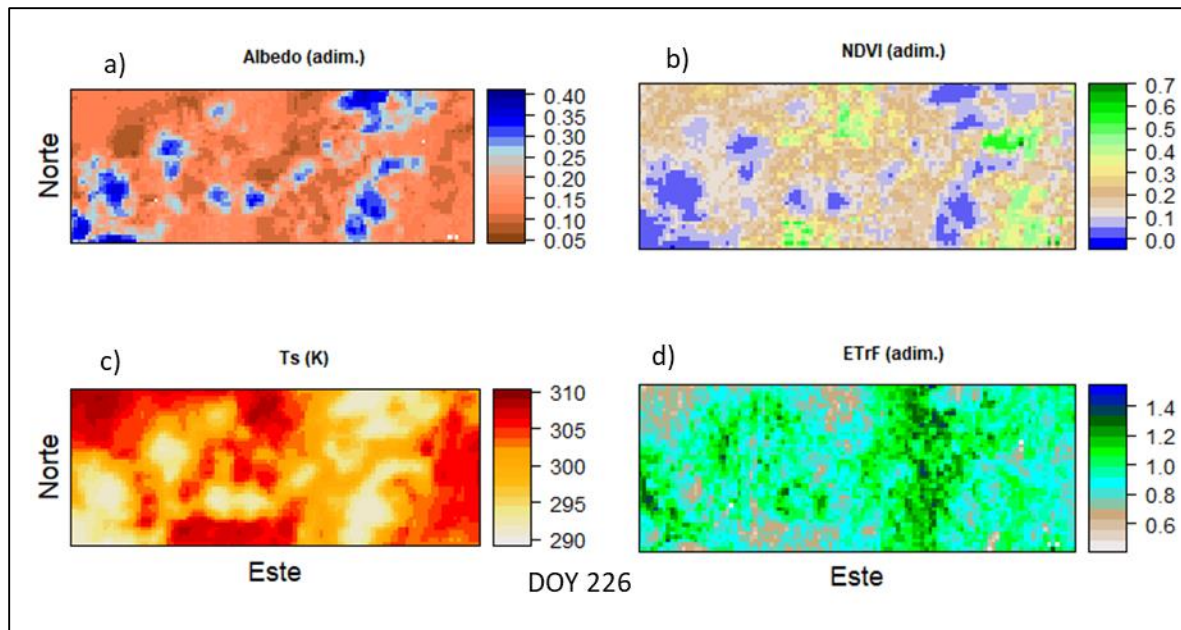


Figura 21. Resultados intermedios de METRIC para DOY 226. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.2.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 226, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de $675 \pm 60 \text{ W m}^{-2}$, comparando con la fecha anterior disminuyo (Figura 22a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue $102 \pm 18 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumento (Figura 22b). El promedio de flujo de calor sensible fue de $338 \pm 50 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior disminuyo (Figura 22c). Para este día el flujo de calor latente fue de $235 \pm 39 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumento (Figura 22d).

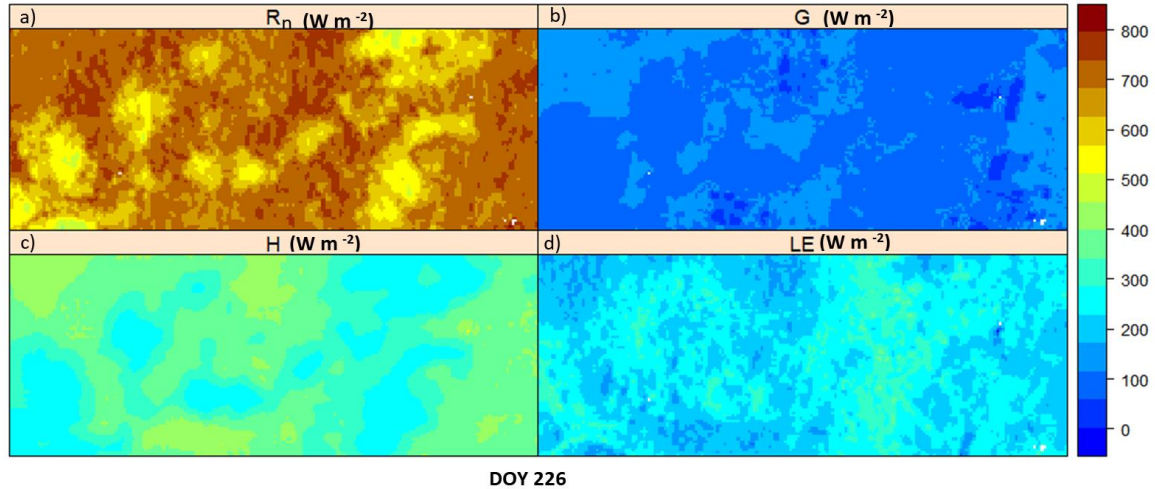


Figura 22. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 226 a) Radiación neta (R_n) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.2.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 226 fue 1.65 ± 0.28 mm día⁻¹ (Figura 23) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 1.73 ± 0.07 día⁻¹ (Figura 24).

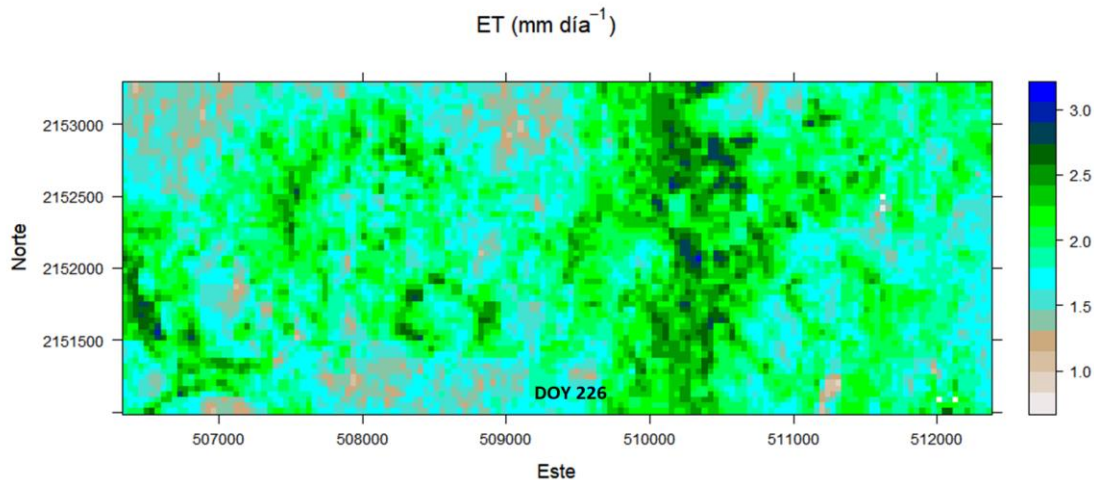


Figura 23. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 226 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.

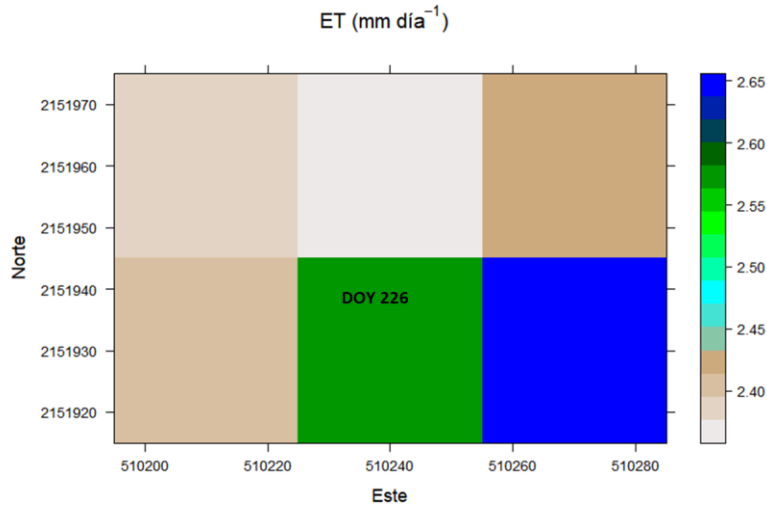


Figura 24. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 226 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.1.3. Resultados METRIC día del año (DOY) 258

5.1.3.1. Resultados intermedios

Para el día del año 258, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.14 ± 0.03 , comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 25a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.25 ± 0.05 comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 25b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue de 302 ± 1 °K comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 21c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.71 ± 0.85 comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 25d).

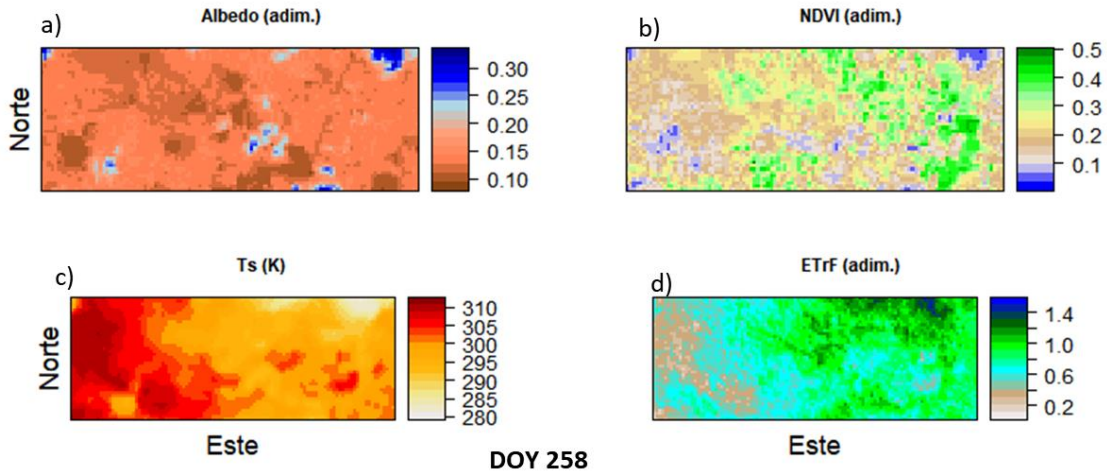


Figura 25. Resultados intermedios de METRIC para DOY 258. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.3.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 258, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de promedio de $689 \pm 29 \text{ W m}^{-2}$, comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 26a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue $107 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 26b). El promedio de flujo de calor sensible fue de $374 \pm 52 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 26c). Para este día el flujo de calor latente fue de $209 \pm 65 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 26d).

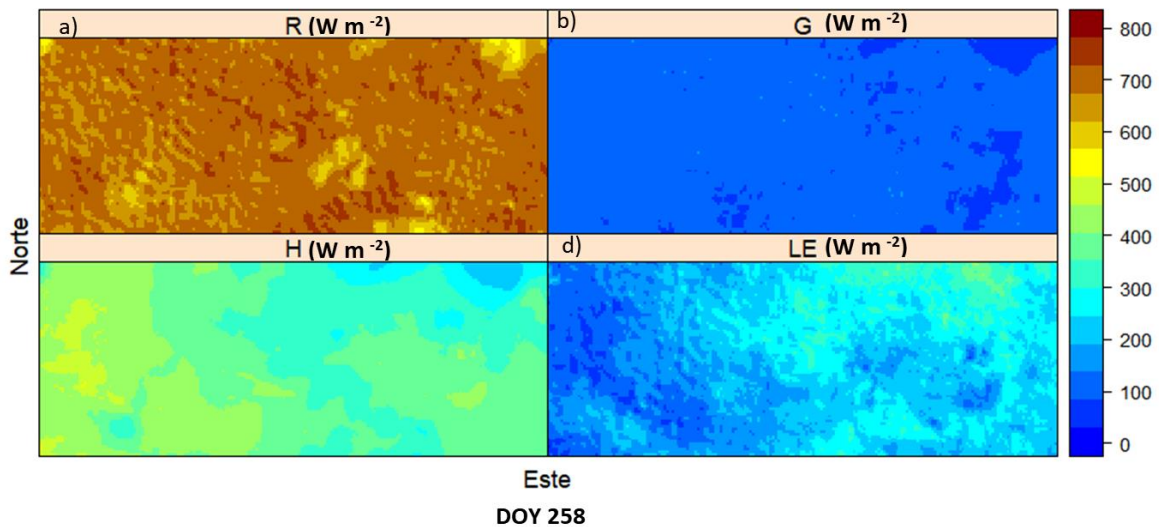


Figura 26. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 258 a) Radiación neta (R_n) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.3.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 258 fue 3.41 ± 1.04 mm dia^{-1} (Figura 27) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 3.24 ± 0.34 mm dia^{-1} (Figura 28).

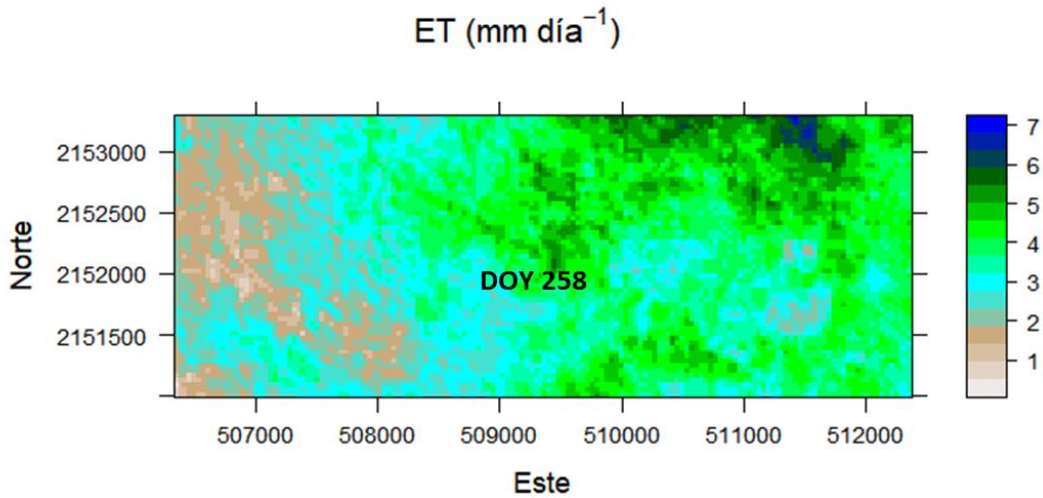


Figura 27. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 258 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.

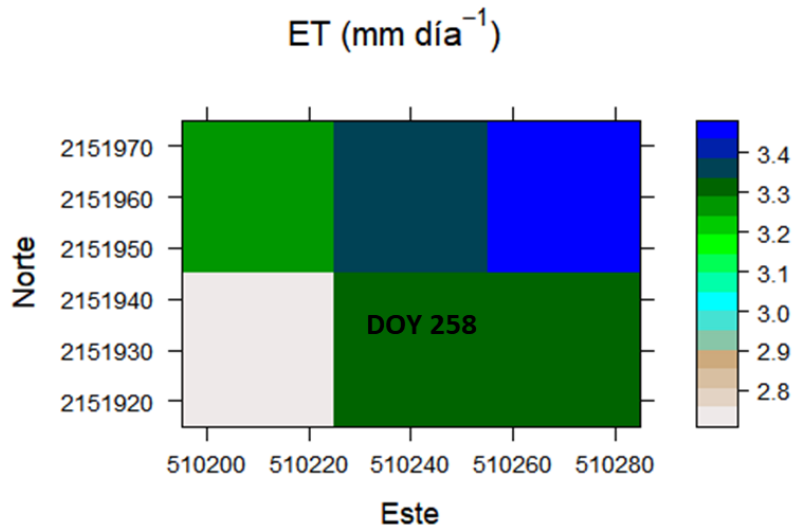


Figura 28. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 258 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.1.4. Resultados METRIC día del año (DOY) 274

5.1.4.1. Resultados intermedarios

Para el día del año 274, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.13 ± 0.06 , comparando con la fecha anterior disminuyo (Figura 29a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.22 ± 0.10 comparando con la fecha no hubo diferencias significativas (Figura 29b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue

de 306 ± 3 K comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 29c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.86 ± 0.19 comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 29d).

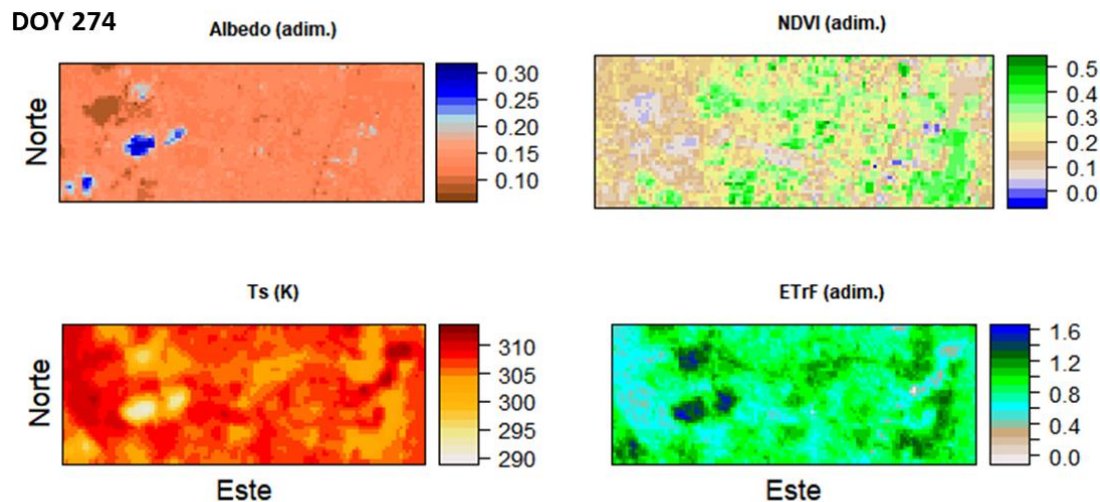


Figura 29. Resultados intermedios de METRIC para DOY 274. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.4.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 274, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de promedio de 666 ± 25 W m⁻², comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 30a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue 105 ± 19 W m⁻² comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 30b). El promedio de flujo de calor sensible fue de 274 ± 57 W m⁻² comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 30c). Para este día el flujo de calor latente fue de 287 ± 65 W m⁻² comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 30d)

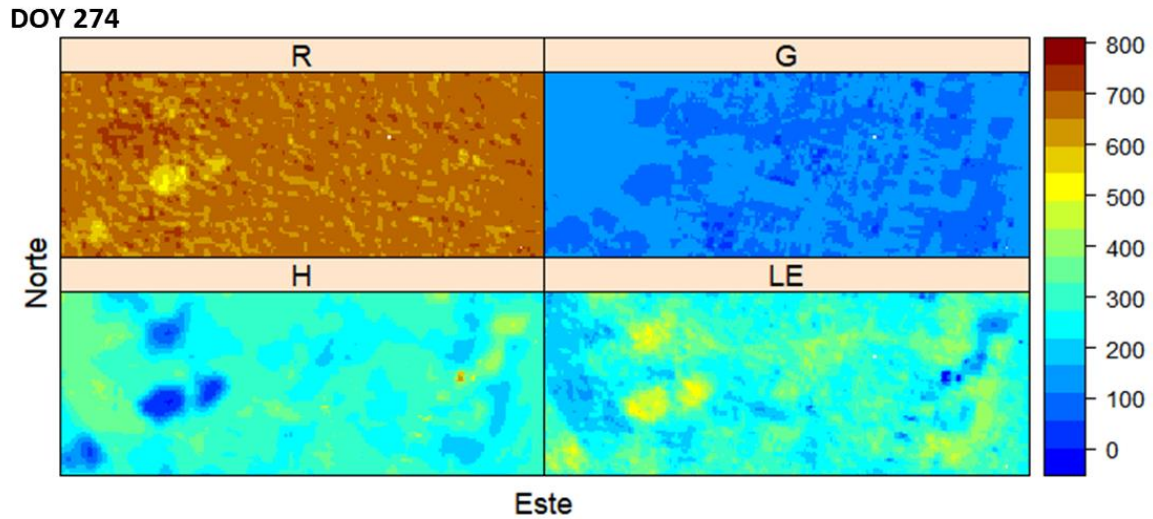


Figura 30. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 274 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.4.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 274 fue 2.55 ± 0.57 mm día⁻¹ (Figura 23) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 2.75 ± 0.05 mm día⁻¹ (Figura 24).

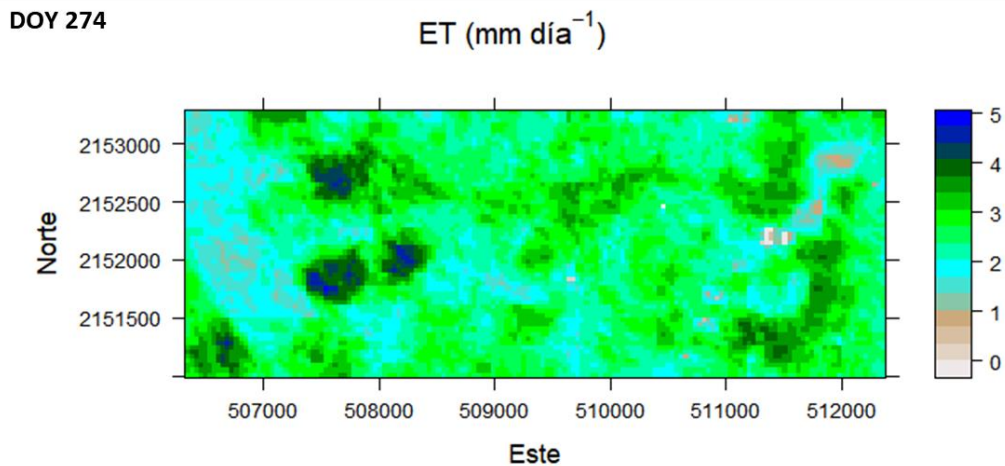


Figura 31. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 274 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.

DOY 274

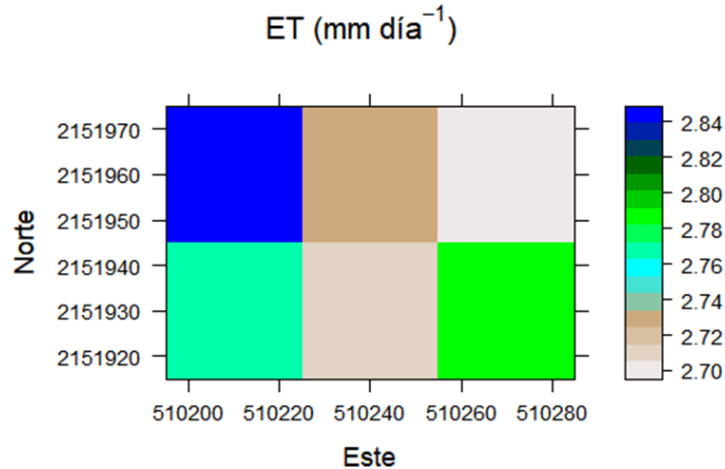


Figura 32. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 274 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.1.5. Resultados METRIC día del año (DOY) 306

5.1.5.1. Resultados intermedarios

Para el día del año 306, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.13 ± 0.01 , comparando con la fecha anterior no hubo diferencias significativas (Figura 33a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.17 ± 0.08 comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 33b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue de 310 ± 2 K comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 33c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.71 ± 0.18 comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 33d).

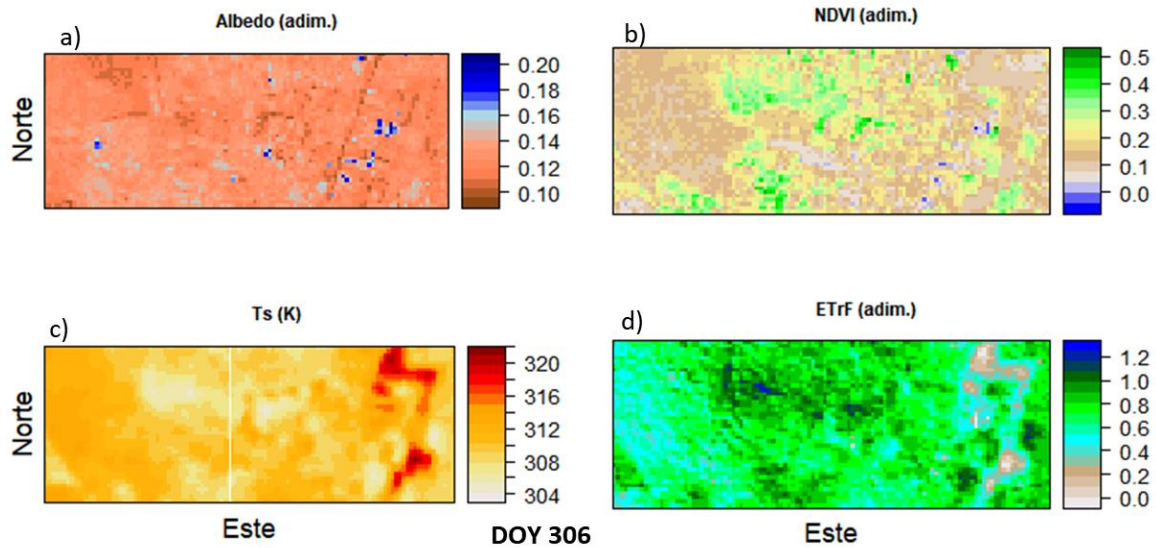


Figura 33. Resultados intermedarios de METRIC para DOY 306. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.5.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 306, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de promedio de $599 \pm 24 \text{ W m}^{-2}$, comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 34a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue $111 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 34b). El promedio de flujo de calor sensible fue de $280 \pm 35 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 34c). Para este día el flujo de calor latente fue de $209 \pm 52 \text{ W m}^{-2}$ comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 34d)

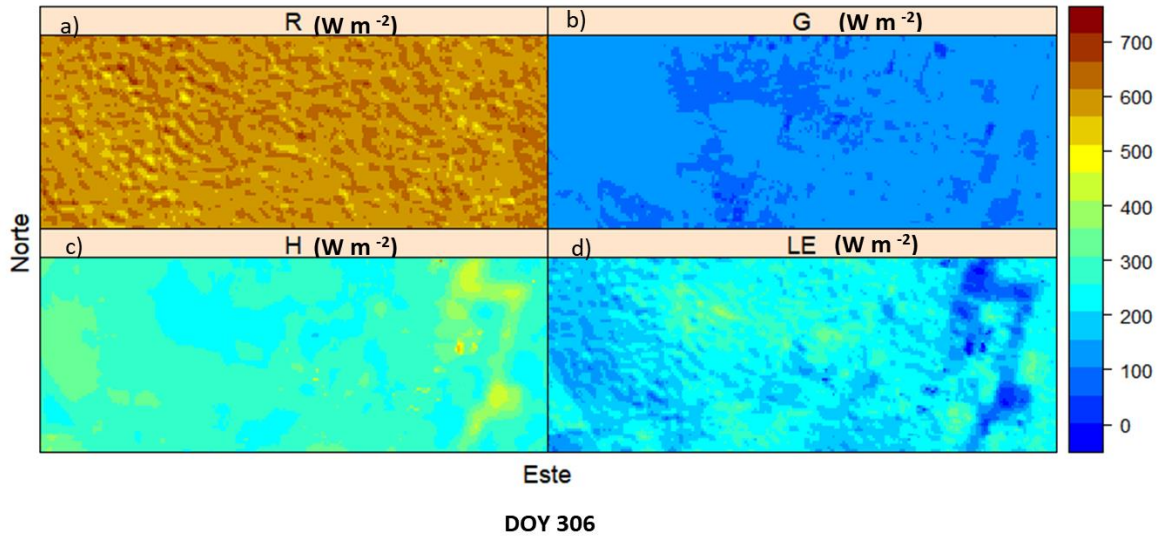


Figura 34. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 306 a) Radiación neta (R_n) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.5.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 306 fue 2.94 ± 0.73 mm día⁻¹ (Figura 35) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 3.08 ± 0.28 mm día⁻¹ (Figura 36).

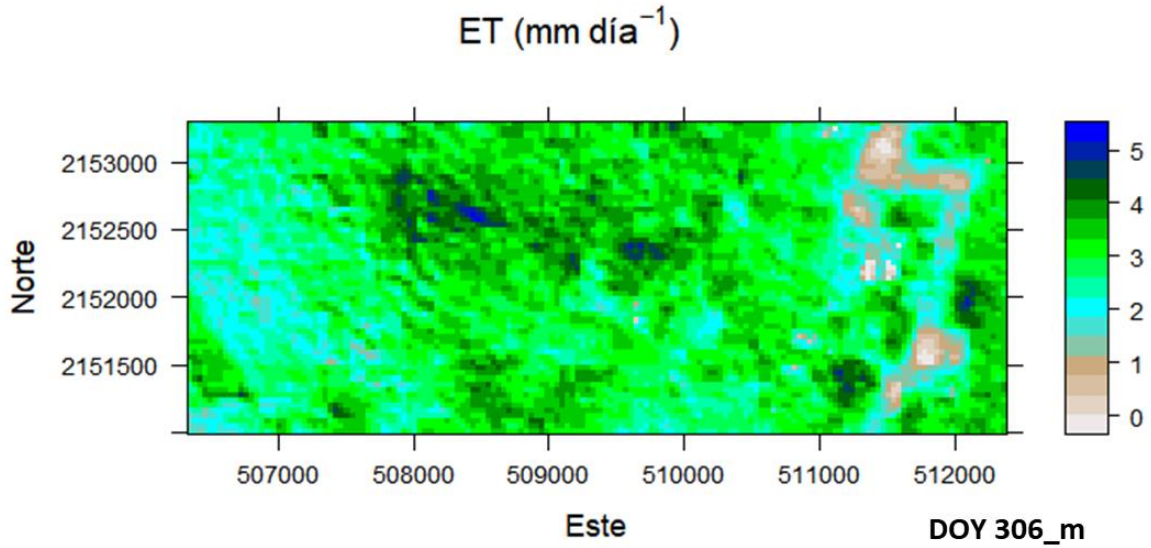


Figura 35. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 306 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.

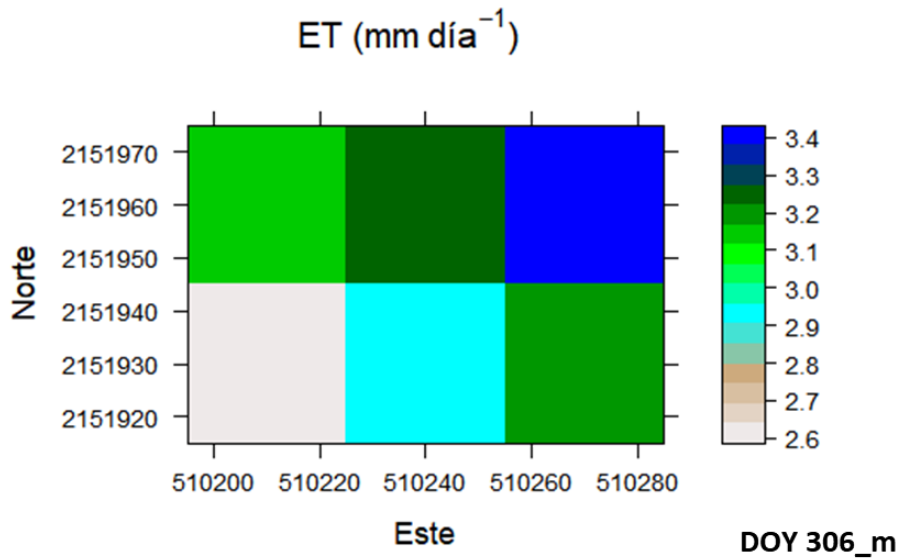


Figura 36. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 306 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.1.6. Resultados METRIC día del año (DOY) 322

5.1.6.1. Resultados intermedarios

Para el día del año 322, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo un albedo promedio de 0.13 ± 0.01 , comparando con la fecha anterior no hubo cambio significativo (Figura 37a). Para este mismo día el promedio de NDVI fue 0.15 ± 0.06 comparando

con la fecha anterior disminuyó (Figura 37b). El promedio de temperaturas superficiales registradas fue de 310 ± 3 K no hubo diferencias significativas comparando con la fecha anterior (Figura 37c). Para este día la fracción de ET de referencia promedio fue de 0.44 ± 0.16 comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 37d).

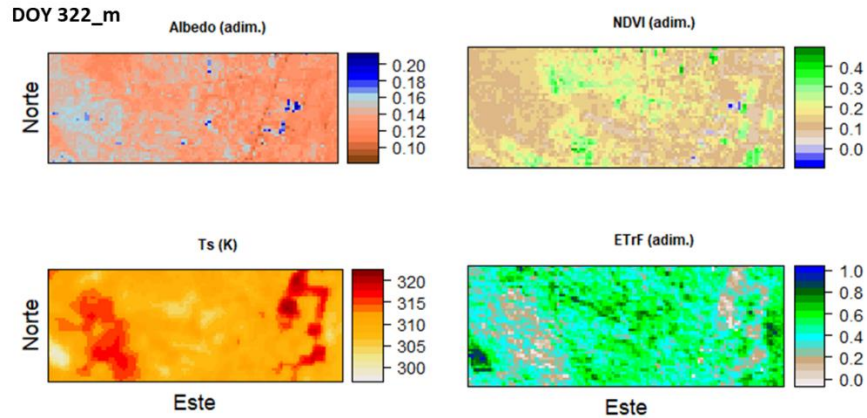


Figura 37. Resultados intermedios de METRIC para DOY 322. a) Albedo superficial (adim), b) NDVI (adim), c) temperatura superficial (adim.) y d) fracción de ET de referencia.

5.1.6.2. Resultados primarios balance de energía

Para el día del año 322, En el campus del Colegio de Postgraduados, para el modelo METRIC se obtuvo una radiación neta promedio de 548 ± 26 W m⁻², comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 38a). Para este mismo día el promedio de flujo de calor de suelo (G) fue 110 ± 11 W m⁻² comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 38b). El promedio de flujo de calor sensible fue de 333 ± 20 W m⁻² comparando con la fecha anterior aumentó (Figura 38c). Para este día el flujo de calor latente fue de 106 ± 39 W m⁻² comparando con la fecha anterior disminuyó (Figura 38d)

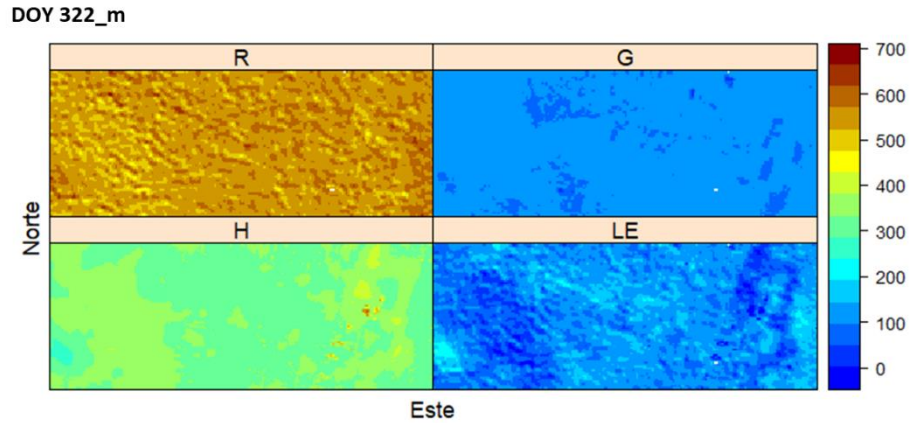


Figura 38. Componentes de la ecuación de balance de energía METRIC DOY 322 a) Radiación neta (Rn) ($W m^{-2}$). b) Flujo de calor del suelo (G) ($W m^{-2}$). c) Flujo de calor sensible (H) ($W m^{-2}$). d) Flujo de calor latente (LE) ($W m^{-2}$)

5.1.6.3. Evapotranspiración ET

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio METRIC de ET para el DOY 322 fue $1.29 \pm 0.47 \text{ mm día}^{-1}$ (Figura 39) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue $1.67 \pm 0.16 \text{ día}^{-1}$ (Figura 40).

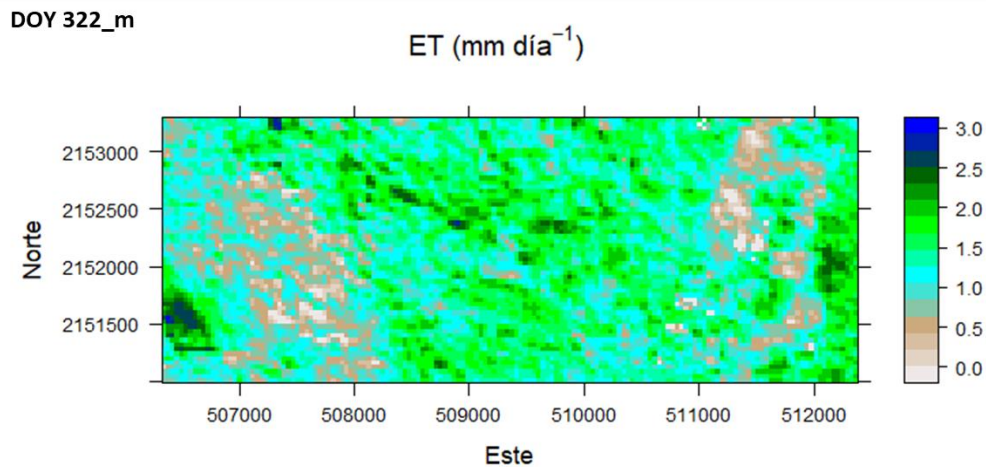


Figura 39. Evapotranspiración (mm día^{-1}) DOY 322 METRIC para toda del área del Colpos Campus montecillo.

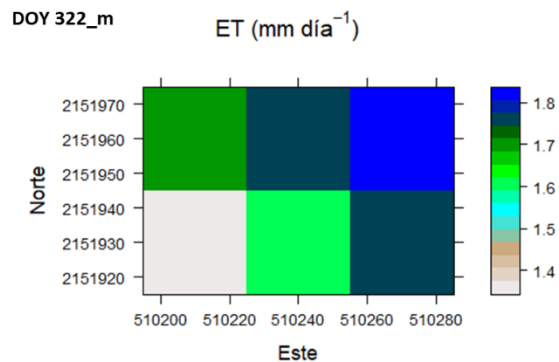


Figura 40. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 322 METRIC para el lote E6 de hidrociencias.

5.2. Resultados EEFLUX

5.2.1. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 210

Para el día del año 210, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 2.72 ± 1.30 mm día⁻¹ (Figura 41).

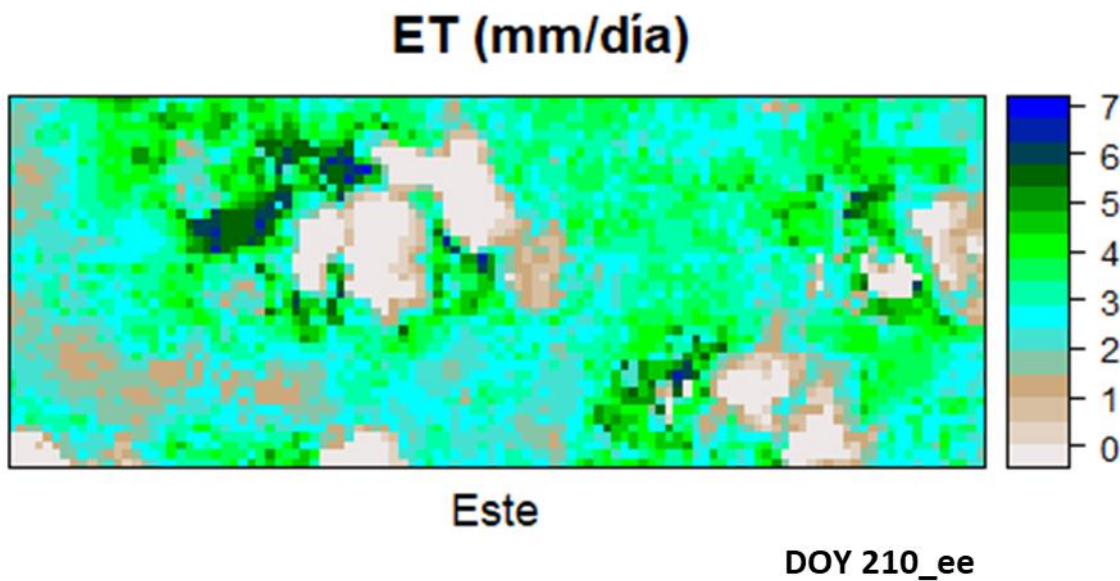


Figura 41. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 210 EEFLUX.

5.2.2. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 226

Para el día del año 226, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 1.94 ± 0.89 mm día⁻¹ (Figura 42).

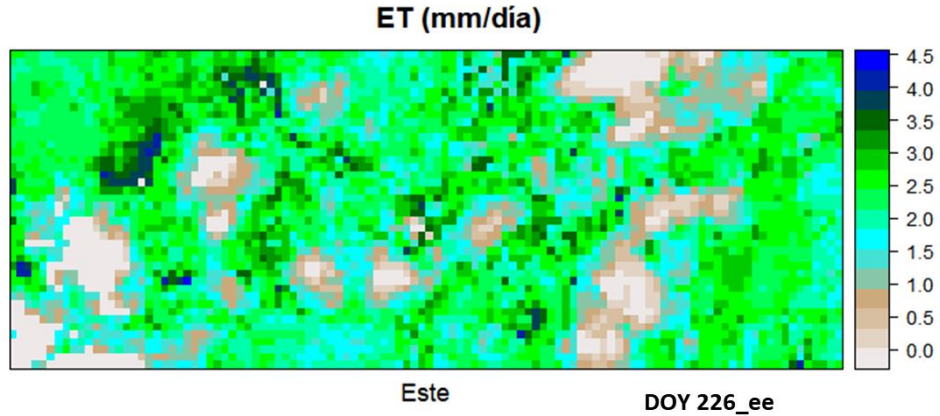


Figura 42. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 226 EEFLUX.

5.2.3. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 258

Para el día del año 258, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 2.71 ± 1.23 mm día⁻¹ (Figura 43).

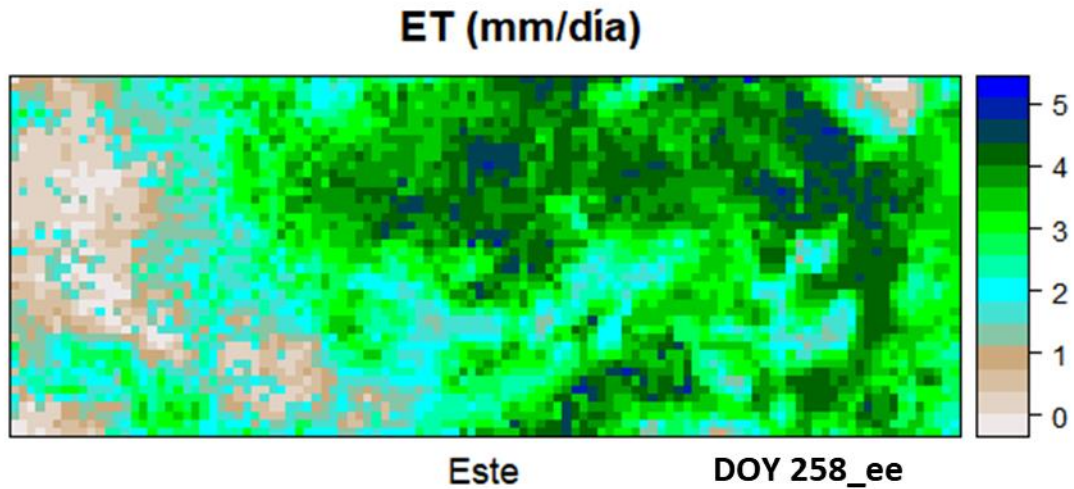


Figura 43. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 258 EEFLUX.

5.2.4. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 274

Para el día del año 274, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 0.65 ± 0.63 mm día⁻¹ (Figura 44).

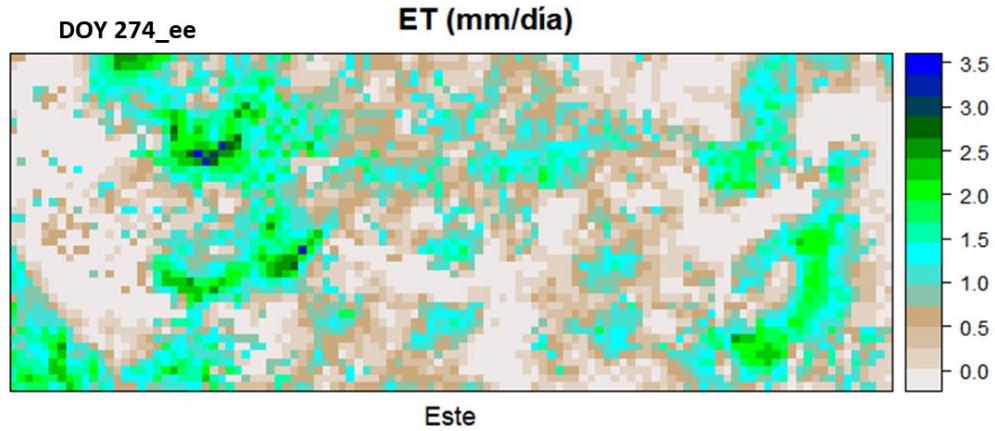


Figura 44. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 274 EEFLUX.

5.2.5. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 306 (

Para el día del año 306, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 2.45 ± 0.86 mm día⁻¹ (Figura 45).

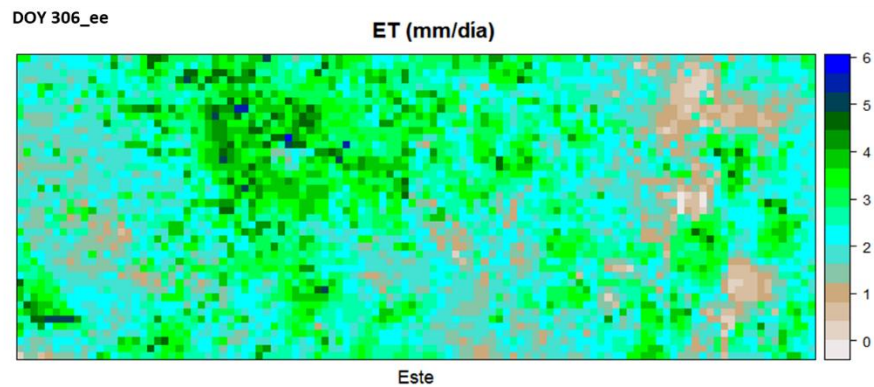


Figura 45. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 306 EEFLUX.

5.2.6. Resultados EEFLUX día del año (DOY) 322

Para el día del año 322, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio EEFLUX de ET para este día fue 1.95 ± 0.78 mm día⁻¹ (Figura 46).

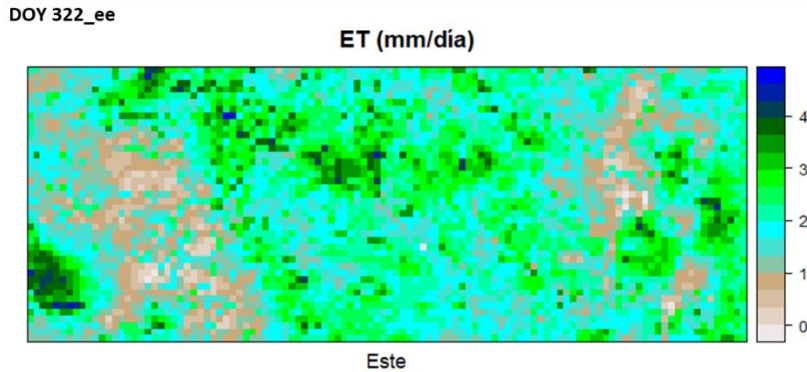


Figura 46. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 322 EEFLUX.

5.3. Resultados SSEBop

5.3.1. Resultados SSEBOP día del año (DOY) 210

Para el día del año 210, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio SSEBOP de ET para este día fue 1.92 ± 0.65 mm día⁻¹ (Figura 47).

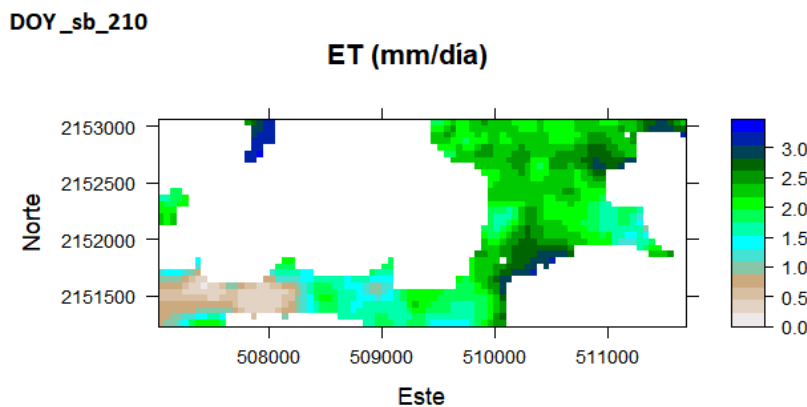


Figura 47. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 210 SSEBop

5.3.2. Resultados SSEBOP día del año (DOY) 226

Para el día del año 226, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio SSEBOP de ET para este día fue 2.11 ± 0.37 mm día⁻¹ (Figura 48).

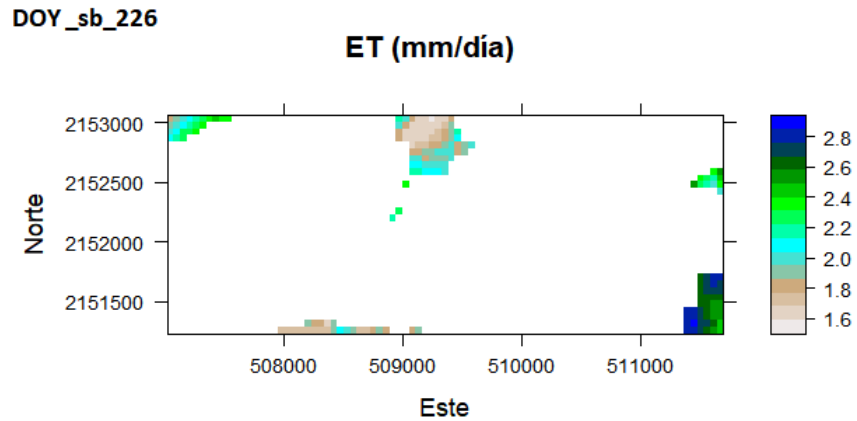


Figura 48. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 226 SSEBOP.

5.3.3. Resultados SSEBOP día del año (DOY) 274

Para el día del año 274, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio SSEBOP de ET para este día fue 1.75 ± 0.29 mm día⁻¹ (Figura 49).

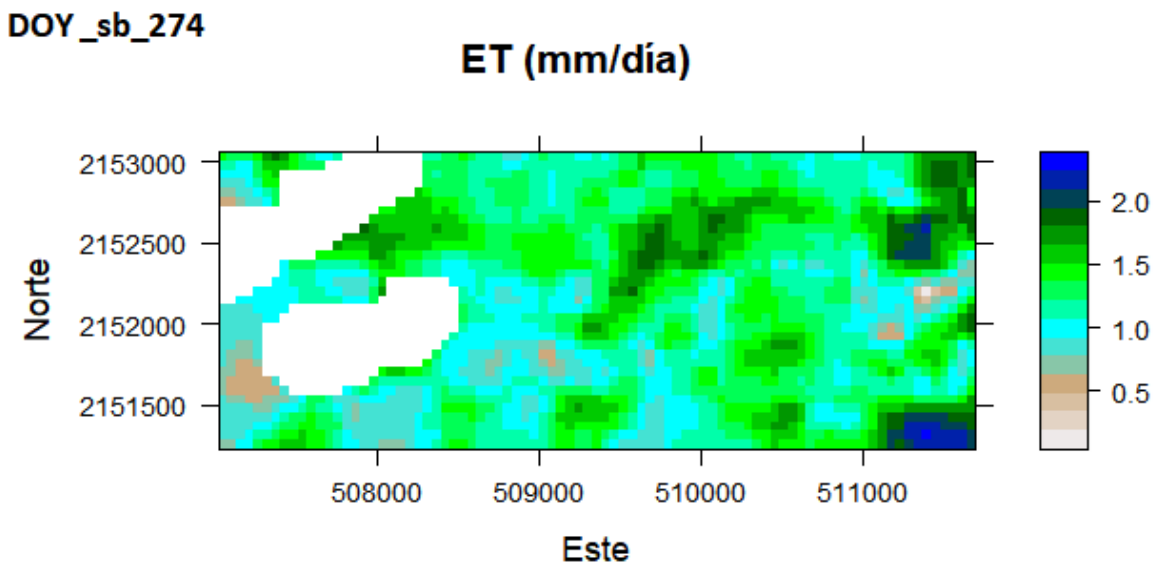


Figura 49. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 274 SSEBOP.

5.3.4. Resultados SSEBOP día del año (DOY) 306

Para el día del año 306, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio SSEBOP de ET para este día fue 2.35 ± 0.57 mm día⁻¹ (Figura 50).

DOY_sb_306

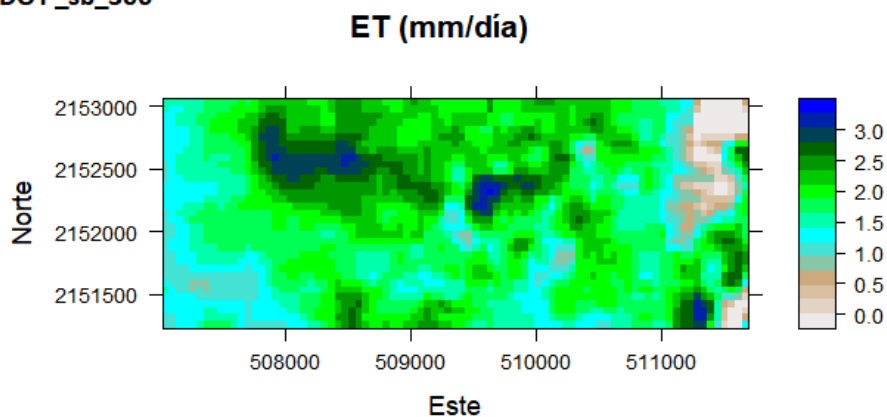


Figura 50. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 306 SSEBOP.

5.3.5. Resultados SSEBOP día del año (DOY) 322

Para el día del año 322, En el campus del Colegio de Postgraduados, el promedio SSEBOP de ET para este día fue 1.45 ± 0.83 mm día⁻¹ (Figura 51).

DOY_sb_322

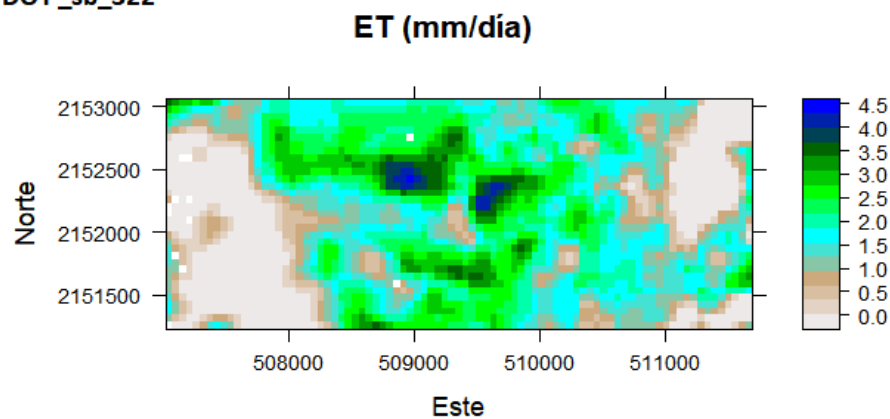


Figura 51. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) DOY 322 SSEBOP.

5.4. Resultados metodología FAO-56

5.4.1. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 210

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 210 fue 1.02 ± 0.44 mm día⁻¹ (Figura 52) mientras que en la parcela cultivada

únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue $1.68 \pm 0.04 \text{ día}^{-1}$ (Figura 53).

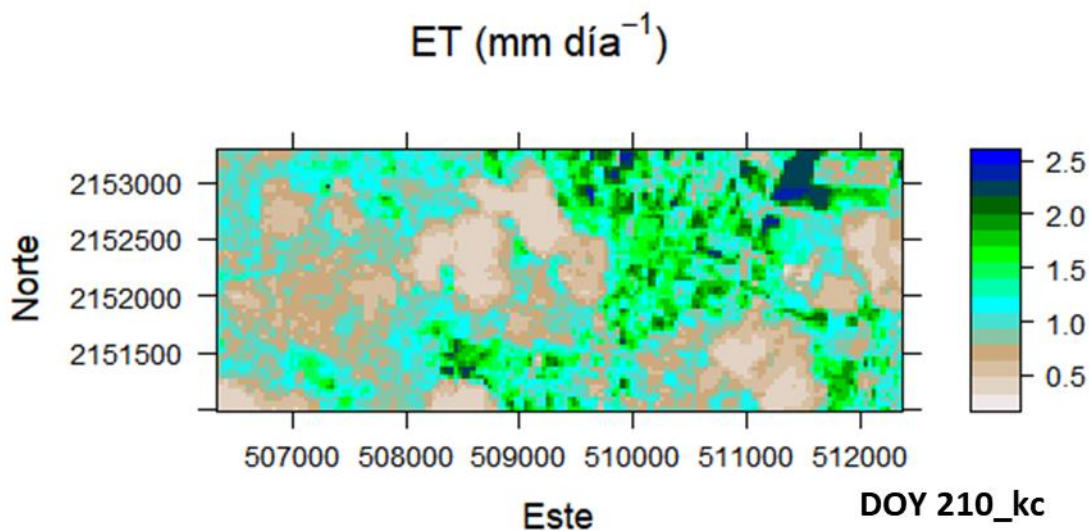


Figura 52. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 210 metodología FAO-56 para toda el área del Colpos Campus montecillo.

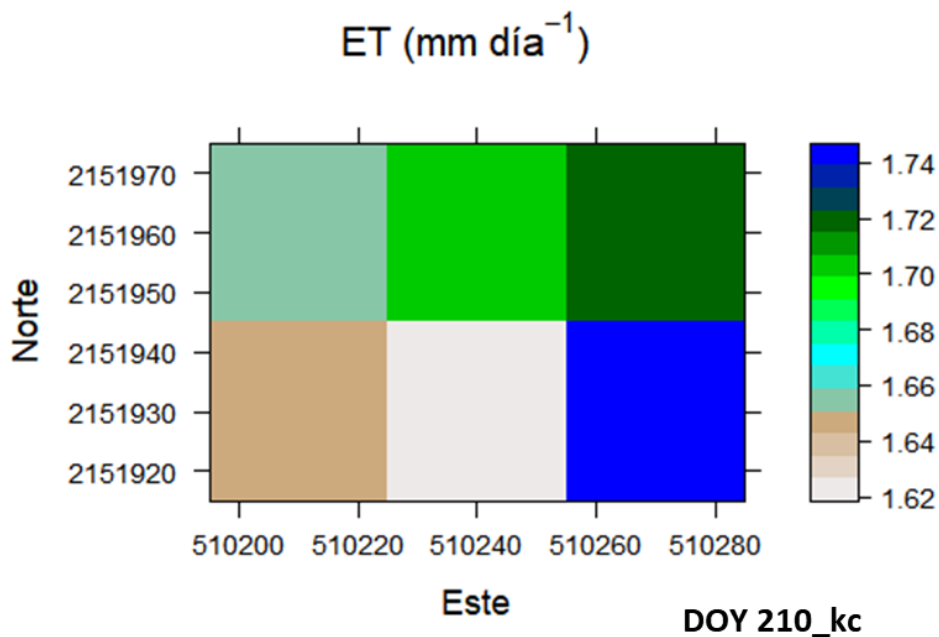


Figura 53. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 210 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.4.2. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 226

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 226 fue 0.65 ± 0.28 mm día⁻¹ (Figura 54) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 0.79 ± 0.07 mm día⁻¹ (Figura 55).

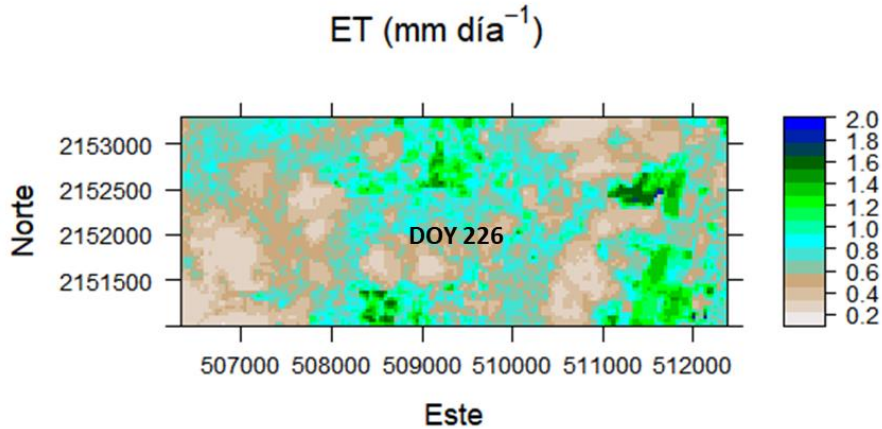


Figura 54. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 226 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.

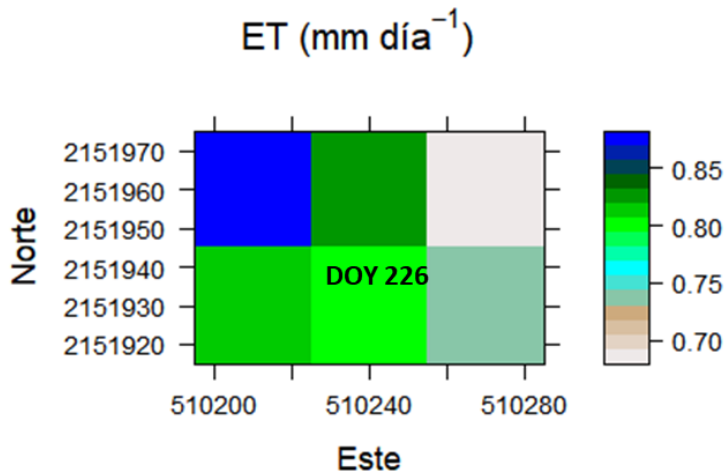


Figura 55. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 226 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.4.3. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 258

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 258 fue 1.69 ± 0.48 mm día⁻¹ (Figura 56) mientras que en la parcela cultivada

únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue $1.86 \pm 0.31 \text{ día}^{-1}$ (Figura 57).

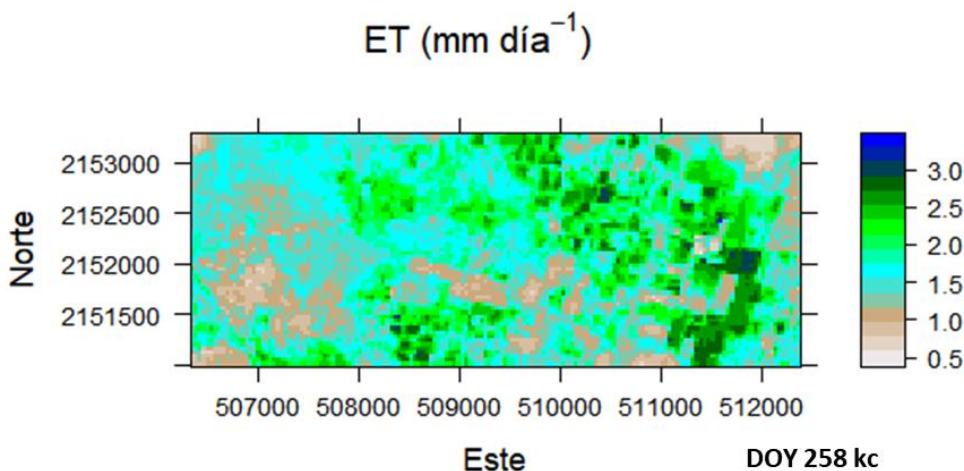


Figura 56. Evapotranspiración (mm día^{-1}) DOY 258 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.

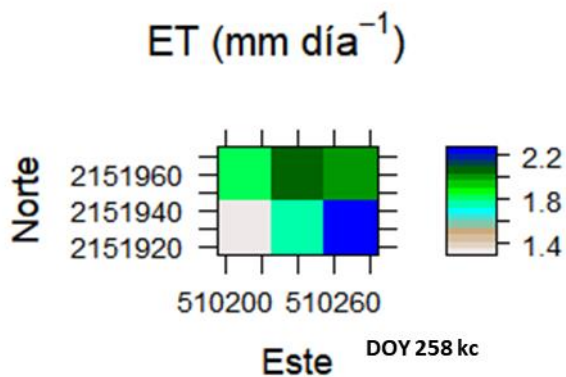


Figura 57. Evapotranspiración (mm día^{-1}) DOY 258 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.4.4. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 274

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 274 fue $1.10 \pm 0.37 \text{ mm día}^{-1}$ (Figura 58) mientras que en la parcela cultivada

únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue $1.32 \pm 0.11 \text{ mm día}^{-1}$ (Figura 59).

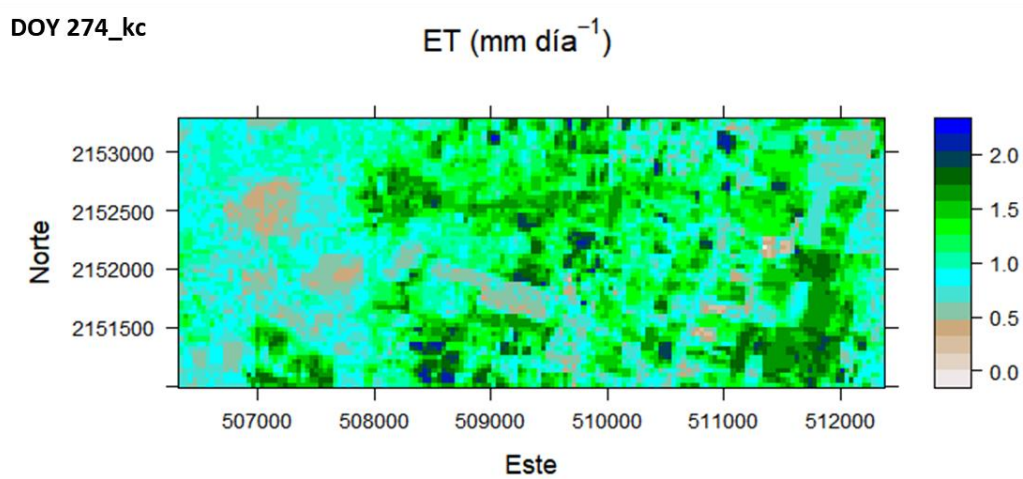


Figura 58. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 274 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.

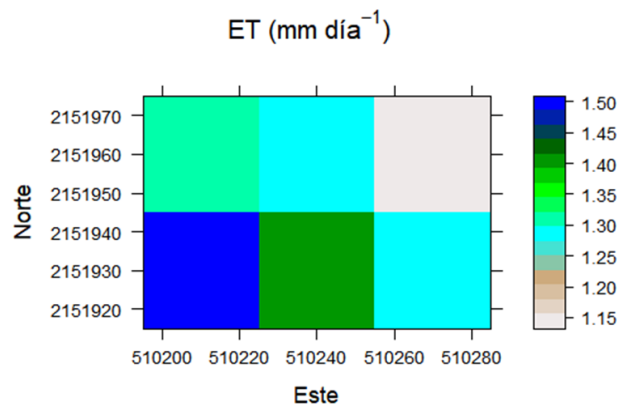


Figura 59. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 274 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.5. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 306

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 306 fue $0.86 \pm 0.40 \text{ mm día}^{-1}$ (Figura 60) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue $1.52 \pm 0.08 \text{ día}^{-1}$ (Figura 61).

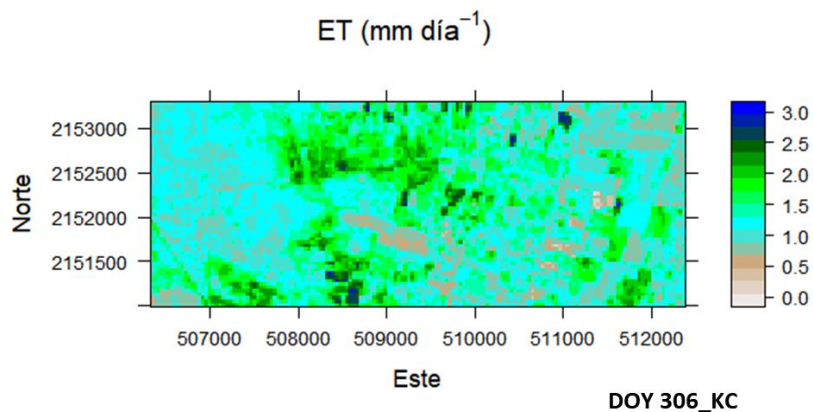


Figura 60. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 306 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.

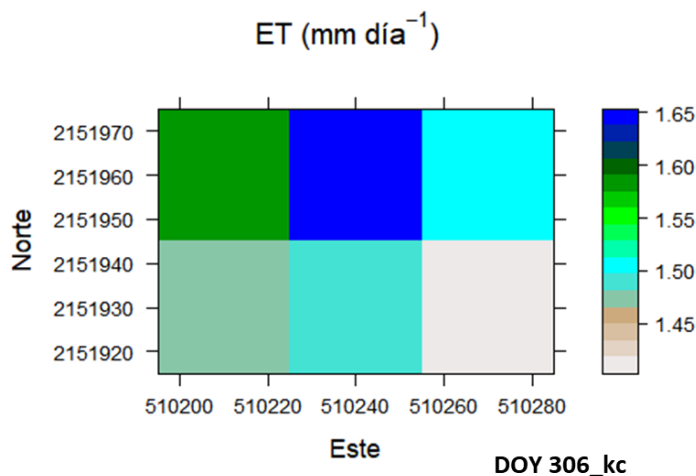


Figura 61. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 306 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.5.1. Resultados metodología FAO-56 día del año (DOY) 322

Para toda el área el campus del Colegio de Postgraduados el promedio metodología FAO-56 de ET para el DOY 322 fue 0.83 ± 0.22 mm día⁻¹ (Figura 62) mientras que en la parcela cultivada únicamente con maíz del lote E6 de hidrociencias el promedio de ET fue 0.92 ± 0.03 día⁻¹ (Figura 63)

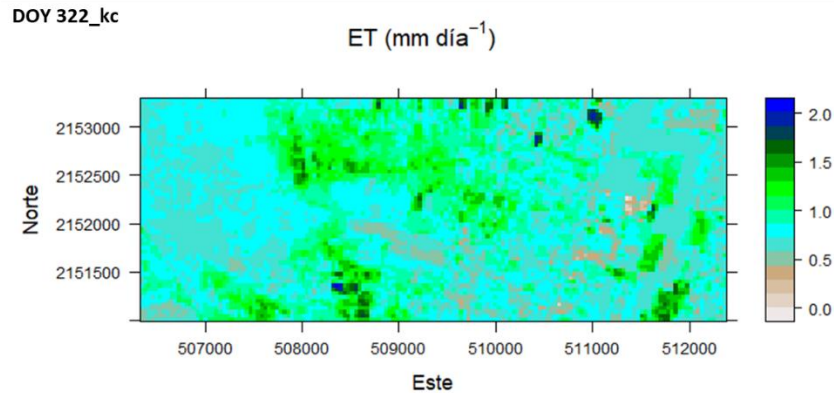


Figura 62. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 322 metodología FAO-56 para toda del área del Colpos Campus montecillo.

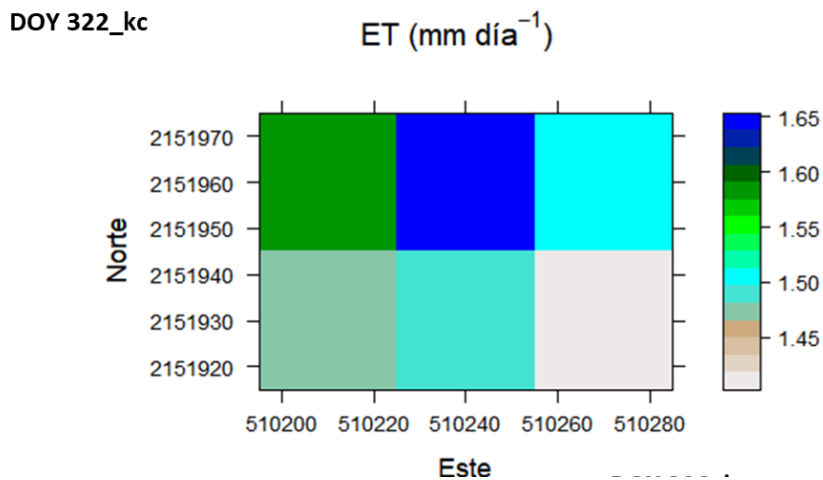


Figura 63. Evapotranspiración (mm día⁻¹) DOY 322 metodología FAO-56 para el lote E6 de hidrociencias.

5.6. Comparación de los diferentes métodos

Con el fin de comparar el performance de los diferentes métodos utilizados, inicialmente se comparó los resultados obtenidos a la vez en METRIC y en la plataforma EEFLUX, tal como el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), La temperatura superficial (T_s) y la evapotranspiración ET. Se utilizó un análisis de correlación de Pearson y se calcularon algunos estadísticos como: la raíz del cuadrado medio del error (RMSE) y el error medio absoluto (MAE), el coeficiente de determinación (R^2) y el índice de concordancia de Willmott (d).

Después se comparó la evapotranspiración (ET) obtenida de METRIC y la ET estimada mediante el método SSEBOP y de coeficiente de cultivo (K_c). Para el método K_c la comparación se realizó para la parcela de maíz del lote E6 del postgrado de hidrociencias del campus de Montecillo.

5.6.1. Comparación METRIC~EEFLUX

Se contrastó los resultados obtenidos de METRIC y los descargados de la plataforma de EEFLUX mediante un análisis de correlación y regresión lineal simple y el cálculo de MAE, RMSE y d se obtuvieron los siguientes resultados.

Para el NDVI se obtuvo un coeficiente de Correlación (R) promedio de 0.957, un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0.917, una raíz del error cuadrático medio (RMSE) promedio de 0.202, un error absoluto medio (MAE) promedio de 0.147 y un índice de concordancia de Willmott (d) de 0.908 (Tabla 11). Comparando los valores de R^2 y RMSE encontrados son cercanos a los reportados por Foolad (2018) quien encontró valores promedios de $R^2 = 0.970$ y 0.930 y $RMSE=0.070$ y 0.060 para áreas agrícolas y no agrícolas respectivamente. Para la temperatura superficial T_s se obtuvo un coeficiente de Correlación (R) promedio de 0.984, un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0.969, una raíz del error cuadrático medio (RMSE) promedio de 4.391 K, un error absoluto medio (MAE) promedio de 4.177 K y un índice de concordancia de Willmott de 0.957 (Tabla 12). Tomando los valores de R^2 y RMSE encontrados para la temperatura superficial son cercanos a los reportados por Foolad (2018) quien encontró valores promedios de $R^2 = 1$ y 1 , y $RMSE=0.530$ y 0.510 para áreas agrícolas y no agrícolas respectivamente.

Para la evapotranspiración se obtuvo un coeficiente de Correlación (R) promedio de 0.876, un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0.769, una raíz del error cuadrático medio (RMSE) promedio de $1.063 \text{ mm dia}^{-1}$ y un error absoluto medio (MAE) promedio de 0.904 (Tabla 13). Comparando los valores de R^2 y RMSE encontrados para la evapotranspiración real, el promedio de R^2 es cercano al reportado por Foolad (2018) quien encontró un promedio de $R^2 = 0.76$ y 0.44 pero un $RMSE = 1.230$ y 1.290 para áreas agrícolas y no agrícolas respectivamente.

Tabla 11. Comparación estadística entre la NDVI del modelo METRIC y de EEFlux

Parámetro	DOY						Promedio
	210	226	258	274	306	322	
RMSE	0.061	0.650	0.252	0.026	0.022	-	0.202
MAE	0.052	0.406	0.231	0.024	0.021	-	0.147
R	0.972	0.948	0.951	0.953	0.963	-	0.957
R ²	0.944	0.898	0.905	0.909	0.927	-	0.917
p-value	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-
d	0.934	0.891	0.896	0.901	0.916	-	0.908

R es el coeficiente de correlación, R² es el coeficiente de determinación, RMSE es la raíz del cuadrado medio del error, MAE es el error absoluto medio y d es el índice de concordancia de Willmott

- Dato no encontrado

- p-value resultado del análisis de correlación de Pearson

Tabla 12. Comparación estadística entre la T_s del modelo METRIC y de EEFlux

Parámetro	DOY						Promedio
	210	226	258	274	306	322	
RMSE (K)	4.559	4.051	4.753	1.919	6.671	-	4.391
MAE (K)	4.055	3.903	4.565	1.717	6.646	-	4.177
R	0.987	0.994	0.996	0.973	0.970	-	0.984
R ²	0.975	0.988	0.993	0.948	0.942	-	0.969
p-value	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-
d	0.959	0.969	0.983	0.942	0.933	-	0.957

R es el coeficiente de correlación, R² es el coeficiente de determinación, RMSE es la raíz del cuadrado medio del error, MAE es el error absoluto medio y d es el índice de concordancia de Willmott

Dato no encontrado

Tabla 13. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y de EEFlux

Parámetro	DOY						Promedio
	210	226	258	274	306	322	
RMSE (mm dia ⁻¹)	0.923	0.846	0.988	1.956	0.821	0.841	1.063
MAE (mm dia ⁻¹)	0.680	0.697	0.773	1.903	0.681	0.690	0.904
R	0.829	0.894	0.810	0.923	0.883	0.919	0.876
R ²	0.687	0.799	0.653	0.852	0.779	0.844	0.769
p-value	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-
d	0.664	0.793	0.623	0.823	0.751	0.822	0.746

R es el coeficiente de correlación, R² es el coeficiente de determinación, RMSE es la raíz del cuadrado medio del error, MAE es el error absoluto medio y d es el índice de concordancia de Willmott

Dato no encontrado

5.6.2. Comparación METRIC ~SSEBop

Se comparó la evapotranspiración de METRIC con la de SSEBop se obtuvo un coeficiente de Correlación (R) promedio de 0.725, un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0.528, una raíz del error cuadrático medio (RMSE) promedio de 2.145 y un error absoluto medio (MAE) promedio de 1.956 (Tabla 14).

Tabla 14. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y de SSEBop

Parámetro	DOY						Promedio
	210	226	258	274	306	322	
RMSE (mm día ⁻¹)	2.571	1.491	-	2.400	2.939	1.325	2.145
MAE (mm día ⁻¹)	1.767	1.474	-	2.352	2.939	1.248	1.956
R	0.646	0.728	-	0.743	0.750	0.760	0.725
R^2	0.417	0.530	-	0.552	0.562	0.578	0.528
p-value	0.000	0.000	-	0.000	0.000	0.000	-
d	0.404	0.508	-	0.517	0.524	0.539	0.498

R es el coeficiente de correlación, R^2 es el coeficiente de determinación, RMSE es la raíz del cuadrado medio del error, MAE es el error absoluto medio y d es el índice de concordancia de Willmott

- Dato no encontrado

5.6.3. Comparación METRIC ~ Método FAO-56

Se comparó la evapotranspiración de METRIC con el Método FAO-56 se obtuvo un coeficiente de Correlación (R) promedio de 0.666, lo que indica poca relación, un coeficiente de determinación (R^2) promedio de 0.445, una raíz del error cuadrático medio (RMSE) promedio de 1.396 y un error absoluto medio (MAE) promedio de 1.361. No se encontró literaturas de comparación para estos dos métodos.

Tabla 15. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y del método FAO-56 para el lote E6

Parámetro	DOY						Promedio
	210	226	258	274	306	322	
RMSE	1.518	1.683	1.389	1.440	1.583	0.761	1.396
MAE	1.425	1.677	1.381	1.436	1.566	0.746	1.361
R	0.674	0.635	0.723	0.645	0.654	0.667	0.666
R ²	0.454	0.404	0.523	0.416	0.428	0.444	0.445
p-value	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-
d	0.430	0.386	0.491	0.402	0.413	0.433	0.426

R es el coeficiente de correlación, R² es el coeficiente de determinación, RMSE es la raíz del cuadrado medio del error, MAE es el error absoluto medio y d es el índice de concordancia de Willmott

6. CONCLUSIÓN

Para darle cumplimiento a los objetivos propuestos, a continuación, se va a enunciar las conclusiones obtenidas mediante el desarrollo de este trabajo.

Se estimó la evapotranspiración mediante cuatro métodos, el método METRIC, EEFlux, FAO-56 y SSEBop. Considerando el método de METRIC como referencia, el modelo que presentó mejor desempeño fue el método EEFlux con ($R^2=0.76$) y ($RMSE=1.06 \text{ mm dia}^{-1}$), seguido del modelo SSEBop con un coeficiente de determinación promedio de ($R^2=0.53$) y ($RMSE 2.15 \text{ mm dia}^{-1}$). El que peor rindió fue el Método FAO-56 con ($R^2=0.45$) y ($RMSE 1.40 \text{ mm dia}^{-1}$).

Una característica a tomar en consideración en la realización de este trabajo es el área de estudio para la ejecución del modelo METRIC se seleccionó el área del colegio de postgraduados que no corresponde totalmente a un área agrícola, aunque existe la presencia de pequeñas parcelas agrícolas la mayoría del área corresponde a áreas urbanas, lo que puede afectar sobre todo en la selección del pixel frío y caliente.

7. LITERATURA CITADA

- Abatzoglou, J. T. (2013). Development of gridded surface meteorological data for ecological applications and modelling. *International Journal of Climatology*, 33(1), 121–131. <https://doi.org/10.1002/JOC.3413>
- Aguilera, M., & Martínez, R. (1996). *Relaciones agua, suelo, planta, atmósfera*.
- Allen, R. G. (1996). Assessing Integrity of Weather Data for Reference Evapotranspiration Estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 122(2), 97–106. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1996\)122:2\(97\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97))
- Allen, R. G., Burnett, B., Kramber, W., Huntington, J., Kjaersgaard, J., Kilic, A., Kelly, C., & Trezza, R. (2013). Automated Calibration of the METRIC-Landsat Evapotranspiration Process. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 49(3), 563–576. <https://doi.org/10.1111/JAWR.12056>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., & Jensen, M. E. (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>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109. http://www.avwatermaster.org/filingdocs/195/70653/172618e_5xAGWAx8.pdf
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. *Roma: FAO*, 298(0).
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J. L., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., & Robison, C. W. (2007). Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4), 395–406. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)0733-9437\(2007\)133:4\(395\)](https://doi.org/10.1061/(asce)0733-9437(2007)133:4(395))
- Allen, R. G., 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., Morton, C., Kamble, B., Kilic, A., Huntington, J., Thau, D., Gorelick, N., Erickson, T., Moore, R., Trezza, R., Ratcliffe, I., & Robison, C. (2015). EEFlux: A Landsat-based Evapotranspiration mapping tool on the Google Earth Engine. *Joint ASABE/IA Irrigation Symposium 2015: Emerging Technologies for Sustainable Irrigation*, 1–11. <https://doi.org/10.13031/IRRIG.20152143511>
- Allies, A. (2018). *Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest: vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région*. Université Montpellier.

- ASCE-EWRI. (2005). *The ASCE standardized reference evapotranspiration equation*.
- Barrett, E. C. (2013). *Introduction to environmental remote sensing* (p. 31). Routledge.
- Bastiaanssen, W. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Wageningen University and Research.
- Bastiaanssen, W. G. M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229(1–2), 87–100. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00202-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00202-4)
- Bastiaanssen, W. G. M., & Bos, M. G. (1999). Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. In *Irrigation and Drainage Systems* (Vol. 13).
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213(1–4), 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Biggs, T., Petropoulos, G. P., Velpuri, N. M., Marshall, M., Glenn, E. P., Nagler, P., & Messina, A. (2015). Remote sensing of actual evapotranspiration from croplands. *Remote Sensing of Water Resources, Disasters and Urban Studies; Thenkabail, PS, Ed*, 59–100.
- Brustaert, W. (1982). Evaporation into the atmosphere, theory, history and application. *D. Reidel Pub. Comp, Dordrecht-Boston-London*.
- Calera, A., Campos, I., & Garrido, J. (2016). Determinación de las necesidades de agua y de riego mediante estaciones meteorológicas y series temporales de imágenes multiespectrales. *Sección de Teledetección y SIG. Universidad Castilla La Mancha, España*.
- Campos, I., Neale, C. M. U., Calera, A., Balbontín, C., & González-Piqueras, J. (2010). Assessing satellite-based basal crop coefficients for irrigated grapes (*Vitis vinifera* L.). *Agricultural Water Management*, 98(1), 45–54. <https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2010.07.011>
- Cuesta, A., Montoro, A., Jochum, A. M., López, P., & Calera Belmonte, A. (2005). *Metodología operativa para la obtención del coeficiente de cultivo desde imágenes de satélite*.
- Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 24, 1–179.
- Du, T., Kang, S., Zhang, J., & Davies, W. J. (2015). *Deficit irrigation and sustainable water-resource strategies in agriculture for China's food security*. <https://doi.org/10.1093/jxb/erv034>
- Duffie, J. A., & Beckman, W. A. (2013). *Solar engineering of thermal processes*. John Wiley & Sons.
- Farg, E., Arafat, S. M., Abd El-Wahed, M. S., & El-Gindy, A. M. (2012). Estimation of evapotranspiration ET_c and crop coefficient K_c of wheat, in south Nile Delta of Egypt using integrated FAO-56 approach and remote sensing data. *The Egyptian Journal of Remote*

Sensing and Space Science, 15(1), 83–89.

- Foolad, F., Blankenau, P., Kilic, A., Allen, R. G., Huntington, J. L., Erickson, T. A., Ozturk, D., Morton, C. G., Ortega, S., Ratcliffe, I., Franz, T. E., Thau, D., Moore, R., Gorelick, N., Kamble, B., Reville, P., Trezza, R., Zhao, W., & Robison, C. W. (2018). *Comparison of the Automatically Calibrated Google Evapotranspiration Application—EEFlux and the Manually Calibrated METRIC Application*. <https://doi.org/10.20944/PREPRINTS201807.0040.V1>
- Gao, Y., Long, D., & Li, Z. (2008). Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. *International Journal of Remote Sensing*, 29(11), 3295–3315.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gokmen, M., Vekerdy, Z., Verhoef, A., Verhoef, W., Batelaan, O., & van der Tol, C. (2012). Integration of soil moisture in SEBS for improving evapotranspiration estimation under water stress conditions. *Remote Sensing of Environment*, 121, 261–274.
- Gordillo Salinas, V. M., Flores Magdaleno, H., Tijerina Chávez, L., & Arteaga Ramírez, R. (2014). Estimación de la evapotranspiración utilizando un balance de energía e imágenes satelitales. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 5(1), 143–155. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-09342014000100012&lng=es&nrm=iso&tlng=
- Heilman, J. L., Heilman, W. E., & Moore, D. G. (1982). Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. *Agronomy Journal*, 74(6), 967–971. <https://doi.org/10.2134/AGRONJ1982.00021962007400060010X>
- Hernández, J., & Montaner, D. (2009). Patrones de respuesta espectral. *Tecnologías Geoespaciales: Experiencias Aplicadas Al Estudio y Gestión Del Territorio*. Carlos Mena (Ed.) ISBN, 956–978.
- Ihlen, V. (2019). *Landsat 8 (L8) data users handbook*. https://prd-wret.s3.us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production/atoms/files/LSDS-1574_L8_Data_Users_Handbook-v5.0.pdf
- Irmak, A. (2012). *Operational Remote Sensing of ET and Challenges* (R. G. Allen (ed.); p. Ch. 21). IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/25174>
- Irmak, A., Ratcliffe, I., Ranade, P., Hubbard, K. G., Singh, R. K., Kamble, B., & Kjaersgaard, J. (2011). Estimation of land surface evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. *Great Plains Research*, 73–88.
- Jamshidi, S., Zand-Parsa, S., Jahromi, M. N., & Niyogi, D. (2019). remote sensing Application of A Simple Landsat-MODIS Fusion Model to Estimate Evapotranspiration over A Heterogeneous Sparse Vegetation Region. *MDPI - Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs11070741>

- Liaqat, U. W., & Choi, M. (2015). Surface energy fluxes in the Northeast Asia ecosystem: SEBS and METRIC models using Landsat satellite images. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214–215, 60–79. <https://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2015.08.245>
- Liou, Y. A., & Kar, S. K. (2014). Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms—A Review. *Energies* 2014, Vol. 7, Pages 2821–2849, 7(5), 2821–2849. <https://doi.org/10.3390/EN7052821>
- Majumdar, N. C., Mathur, B. L., & Kaushik, S. B. (1972). Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Solar Energy*, 13(4), 383–394. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(72\)90004-7](https://doi.org/10.1016/0038-092X(72)90004-7)
- Marini, F., Santamaría, M., Oricchio, P., Di Bella, C. M., & Basualdo, A. (2017). Estimación de evapotranspiración real (ETR) y de evapotranspiración potencial (ETP) en el sudoeste bonaerense (Argentina) a partir de imágenes MODIS. *Revista de Teledeteccion*, 2017(48), 29–41. <https://doi.org/10.4995/RAET.2017.6743>
- Mkhwanazi, M., Chávez, J. L., & Rambikur, E. H. (2012). Comparison of Large Aperture Scintillometer and Satellite-based Energy Balance Models in Sensible Heat Flux and Crop Evapotranspiration Determination. *International Journal of Remote Sensing Applications IJRSA IJRSA*, 2(1), 24. www.ijrsa.org
- Moorhead, J. (2015). *Lysimetric evaluation of eddy covariance and scintillometer systems for the Texas High Plains*.
- Moorhead, J. E. (2018). Field-Scale Estimation of Evapotranspiration. In *Advanced Evapotranspiration Methods and Applications*. IntechOpen.
- Neale, C. M. U., Bausch, W., & Heermann, D. (1987). *Development of reflectance based crop coefficients for com*. Ph. D. diss., Colorado State Univ., Fort Collins.
- Numata, I., Khand, K., Kjaersgaard, J., Cochrane, M. A., & Silva, S. S. (2017). Evaluation of landsat-based metric modeling to provide high-spatial resolution evapotranspiration estimates for amazonian forests. *Remote Sensing*, 9(1). <https://doi.org/10.3390/rs9010046>
- Olmedo, G. F., Ortega Farias, S., Fonseca Luengo, D., & Fuentes Peñailillo, F. (2016). *Water: tools and functions to estimate actual evapotranspiración using Land Surface Energy Balance Models in R*. https://repositorio.inta.gob.ar/xmlui/bitstream/handle/20.500.12123/1374/INTA_CRMendoza-SanJuan_EEAMendoza_Olmedo_GF_water_Tools_and_Functions.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Oudin, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00000931/>
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 9(6), 857–861. <https://doi.org/10.1175/1520->

0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2

- Peña, R. V., Chávez, L. T., Nolasco, A. Q., & Pichardo, G. C. (2001). Comparación de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiración, en el área de Montecillo, México. *Terra Latinoamericana*, 19(3), 281–291.
- Reyes-González, A., Kjaersgaard, J., Trooien, T., Reta-Sánchez, D. G., Sánchez-Duarte, J. I., Preciado-Rangel, P., & Fortis-Hernández, M. (2019). Comparison of Leaf Area Index, Surface Temperature, and Actual Evapotranspiration Estimated Using the METRIC Model and In Situ Measurements. *MDPI*. <https://doi.org/10.3390/s19081857>
- Richards, J. A. (2013). Remote sensing digital image analysis: An introduction. *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*, 9783642300622, 1–494. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-30062-2/COVER>
- Senay, G. B. (2018). Satellite Psychrometric Formulation of the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) Model for Quantifying and Mapping Evapotranspiration. *Applied Engineering in Agriculture*, 34(3), 555–566. <https://doi.org/10.13031/AEA.12614>
- Senay, G. B., Budde, M. E., & Verdin, J. P. (2011). Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural Water Management*, 98(4), 606–618. <https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2010.10.014>
- Senay, G. B., Leake, S., Nagler, P. L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J. T., & Glenn, E. P. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26), 4037–4049. <https://doi.org/10.1002/HYP.8379>
- Senay, Gabriel B., Budde, M., Verdin, J. P., & Melesse, A. M. (2007a). A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. *Sensors*, 7(6), 979–1000. <https://doi.org/10.3390/s7060979>
- Senay, Gabriel B., Budde, M., Verdin, J. P., & Melesse, A. M. (2007b). A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors 2007, Vol. 7, Pages 979-1000*, 7(6), 979–1000. <https://doi.org/10.3390/S7060979>
- Senay, Gabriel B., Friedrichs, M., Morton, C., Parrish, G. E. L., Schauer, M., Khand, K., Kagone, S., Boiko, O., & Huntington, J. (2022). Mapping actual evapotranspiration using Landsat for the conterminous United States: Google Earth Engine implementation and assessment of the SSEBop model. *Remote Sensing of Environment*, 275, 113011. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2022.113011>
- Senay, Gabriel B., Bohms, S., Singh, R. K., Gowda, P. H., Velpuri, N. M., Alemu, H., & Verdin, J. P. (2013). OPERATIONAL EVAPOTRANSPIRATION MAPPING USING REMOTE SENSING AND WEATHER DATASETS: A NEW PARAMETERIZATION FOR THE SSEB APPROACH 1 2013. Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the. *SSEB Approach. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*, 49(3), 577–591.

<https://doi.org/10.1111/jawr.12057>

- Senkondo, W., Munishi, S. E., Tumbo, M., Nobert, J., & Lyon, S. W. (2019). Comparing Remotely-Sensed Surface Energy Balance Evapotranspiration Estimates in Heterogeneous and Data-Limited Regions: A Case Study of Tanzania's Kilombero Valley. *Remote Sensing* 2019, Vol. 11, Page 1289, 11(11), 1289. <https://doi.org/10.3390/RS11111289>
- Starks, P. J., Norman, J. M., Blad, B. L., Walter-Shea, E. A., & Walthall, C. L. (1991). Estimation of shortwave hemispherical reflectance (Albedo) from bidirectionally reflected radiance data. *Remote Sensing of Environment*, 38(2), 123–134. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90074-G](https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90074-G)
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1), 85–99. <https://doi.org/10.5194/HESS-6-85-2002>
- Tasumi, M. (2003). *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. University of Idaho.
- 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>
- Tasumi, M., Allen, R. G., & Trezza, R. (2008). At-Surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(2), 51–63. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2008\)13:2\(51\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51))
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94.
- Todd, R. W., Evett, S. R., & Howell, T. A. (2000). The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103(4), 335–348. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00139-8](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00139-8)
- Vargas, R., Yépez, E. A., Andrade, J. L., Ángeles, G., Arredondo, T., Castellanos, A. E., Delgado-Balbuena, J., Garatuza-Payán, J., González Del Castillo, E., Oechel, W., Rodríguez, J. C., Sánchez-Azofeifa, A., Velasco, E., Vivoni, E. R., & Watts, C. (2013). Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: The MexFlux network. *Atmosfera*, 26(3), 325–336. [https://doi.org/10.1016/S0187-6236\(13\)71079-8](https://doi.org/10.1016/S0187-6236(13)71079-8)
- Verstraeten, W. W., Veroustraete, F., & Feyen, J. (2008). Assessment of Evapotranspiration and Soil Moisture Content Across Different Scales of Observation. *Sensors*, 8, 70–117. www.mdpi.org/sensors
- Waters, R., Allen, R., Bastiaanssen, W., Tasumi, M., & Trezza, R. (2002). *Sebal. Surface Energy Balance Algorithms for Land. Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual, Idaho, USA*.
- Webb, E. K. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(407), 67–90.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49709640708>

- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2), 184–194.
- Willmott, C. J. (1982). Some Comments on the Evaluation of Model Performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63(11), 1309–1313. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1982\)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2)
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., & Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13), 2088–2094.
- Willmott, C. J., & Wicks, D. E. (1980). An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. *Physical Geography*, 1(1), 59–73.
- Wukelic, G. E., Gibbons, D. E., Martucci, L. M., & Foote, H. P. (1989). Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote Sensing of Environment*, 28, 339–347.
- Zhang, H., Anderson, R. G., & Wang, D. (2015). Satellite-based crop coefficient and regional water use estimates for Hawaiian sugarcane. *Field Crops Research*, 180, 143–154. <https://doi.org/10.1016/J.FCR.2015.05.023>
- Zhang, K., Kimball, J. S., & Running, S. W. (2016). A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(6), 834–853.