



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN EL DISTRITO DE RIEGO 003, TULA, HIDALGO.

DANIEL HERNÁNDEZ DÍAZ

T E S I S

PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO

2020

La presente tesis titulada: **USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN EL DISTRITO DE RIEGO 003, TULA, HIDALGO**, realizada por el alumno: **Daniel Hernández Díaz**, 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)



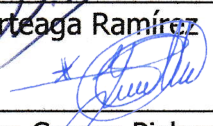
Dra. Antonia Macedo Cruz

ASESOR (A)



Dr. Ramón Arteaga Ramírez

ASESOR (A)



M.C. Guillermo Crespo Pichardo

Montecillo, Texcoco, Estado de México, noviembre de 2020

USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN EL DISTRITO DE RIEGO 003, TULA, HIDALGO.

Daniel Hernández Díaz, M.C.

Colegio de Postgraduados, 2020

RESUMEN

El consumo de agua de los cultivos está dado por la evapotranspiración (ET). Para determinar el valor de la ET existen métodos directos e indirectos, los primeros tienen la desventaja de que son costosos, requieren tiempo y personal calificado; los indirectos son menos precisos, pero resultan más prácticos. La principal desventaja de ambos métodos es que proporcionan la ET para una ubicación específica y no proporcionan una estimación regional a un costo asequible. En los últimos años, las técnicas de teledetección se han desarrollado ampliamente debido a su capacidad para proporcionar datos periódicos y estimaciones regionales confiables de ET. El balance de energía es una de las técnicas más utilizadas, y uno de los modelos más estudiados es el METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration) desarrollado por la Universidad de Idaho. METRIC es un modelo de procesamiento de imágenes para calcular la ET como un residual del balance de energía en la superficie. El objetivo de este trabajo fue estimar la evapotranspiración de los cultivos en el Modulo de Riego Tepatepec del Distrito de Riego 003 Tula, Hidalgo, utilizando el modelo METRIC, para lo cual, primero se validó el modelo con datos medidos de ET en una torre de flujos. También, los resultados de METRIC se compararon con la ET obtenida mediante la plataforma EEFlux y la obtenida con la metodología del coeficiente de cultivo basal (k_{cb}). Se encontró una buena correlación al momento de validar METRIC con un

coeficiente de determinación (R^2) de 0.925 y una raíz del cuadrado medio del error (RMSE) de 0.517 mm día⁻¹. También se acertó que la ET de la plataforma EEFlux es la que presenta un mejor desempeño con respecto al modelo METRIC.

Palabras clave: METRIC, EEFlux, coeficiente de cultivo basal, Landsat-8, *Eddy Covariance*.

USE OF SATELLITE IMAGES FOR THE ESTIMATION OF EVAPOTRANSPIRATION IN THE IRRIGATION DISTRICT 003, TULA, HIDALGO.

Daniel Hernández Díaz, M.C.

Colegio de Postgraduados, 2020

ABSTRACT

The water consumption of the crops is given by evapotranspiration (ET). There are direct and indirect methods to determine the value of ET, the former have the disadvantage that they are expensive, require time and qualified personnel; indirect ones are less precise, but more practical. The main disadvantage of both methods is that they provide the ET for a specific location and do not provide a regional estimate at an affordable cost. In recent years, remote sensing techniques have been widely developed due to their ability to provide periodic data and reliable regional estimates of ET. The energy balance is one of the most used techniques and one of the most studied models is the METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration) developed by the University of Idaho. METRIC is an image processing model for calculating ET as a residual from the surface energy balance. The objective of this work was to estimate the evapotranspiration of the crops in the Tepatepec Irrigation Module of the Irrigation District 003 Tula, Hidalgo, using the METRIC model, for which the model was first validated with measured ET data in a tower of flows. Also, the METRIC results were compared with the ET obtained using the EEFflux platform and that obtained with the basal crop coefficient (k_{cb}) methodology. A good correlation was found at the time of validating METRIC with a coefficient of determination (R^2) of 0.925 and a root of the mean square of the error

(RMSE) of $0.517 \text{ mm day}^{-1}$. It was also found that the ET of the EEFlux platform is the one that presents a better performance with respect to the METRIC model.

Keywords: METRIC, EEFlux, basal crop coefficient, Landsat-8, Eddy Covariance.

DEDICATORIA

A Dios por darnos la oportunidad de estar aquí y de que todo esto sea posible.

A mi hija Dafne, la ninfa que inspiró la realización y término de este trabajo.

A mi esposa Magda por el apoyo brindado durante esta etapa.

A mis padres, porque ellos son un claro ejemplo de trabajo y superación, por lo que se convierten en motivo de inspiración, mucho les debo también por haber contribuido a que pudiera llegar a esta etapa de mi vida.

A mis hermanas por su apoyo y cariño.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Antonia Macedo Cruz que además de profesora fungió como consejera y directora de la presente tesis, por sus consejos, por su atinada guía y apoyo durante la maestría y desarrollo de esta investigación.

Al Dr. Ramón Arteaga Ramírez, al M.C. Guillermo Crespo Pichardo, al Dr. Héctor Flores Magdaleno y especialmente al Dr. Enrique Mejía Sáenz † que se nos adelantó en el camino, por sus consejos y el apoyo brindado durante la realización de este trabajo.

Al Colegio de Postgraduados y en especial al posgrado y profesores de Hidrociencias, por permitirme seguir forjándome como profesionista.

Al pueblo de México, que gracias a sus contribuciones y a través del CONACyT pudo financiar este proyecto y así poder culminar con esta etapa de mi vida.

Al Dr. Alfonso Calera Belmonte y al Dr. José González Piqueras por el apoyo brindado durante la realización de mi estancia de investigación en el Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Castilla-La Mancha.

CONTENIDO

RESUMEN	iii
ABSTRACT	v
DEDICATORIA.....	vii
AGRADECIMIENTOS	viii
CONTENIDO.....	ix
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABLAS.....	xvii
LISTA DE SÍMBOLOS Y ACRÓNIMOS	xix
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	6
2.1. Objetivo general	6
2.2. Objetivos específicos	6
3. HIPÓTESIS	7
4. REVISIÓN DE LITERATURA.....	8
4.1. Conceptos básicos	8
4.1.1. Evaporación.....	8
4.1.2. Transpiración	8
4.1.3. Evapotranspiración	9
4.2. Factores que afectan la evapotranspiración.....	11
4.2.1. Variables climáticas	12
4.2.2. Factores de cultivo.....	12
4.2.3. Manejo y condiciones ambientales	12
4.3. Conceptos de evapotranspiración	13
4.3.1. Evapotranspiración potencial (ETP).	13
4.3.2. Evapotranspiración de referencia (ET ₀).	13
4.3.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET _c).....	14
4.3.4. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET _{caj}).....	15
4.4. Determinación de la evapotranspiración	16
4.4.1. Modelos	16
4.4.1.1. Balance hídrico.....	16
4.4.1.2. Balance de energía	17
4.4.1.3. Modelos basados en la temperatura	27
4.4.1.4. Modelos basados en la radiación	28

4.4.1.5. Modelos combinados	29
4.4.2. Mediciones de ET	30
4.4.2.1. Tanque evaporímetro	30
4.4.2.2. Lisímetros.....	31
4.4.2.3. Técnica de <i>Eddy Covariance</i>	31
4.4.2.4. Atmómetro.....	33
4.4.3. REF-ET, software para calcular ET	34
4.5. Misiones Landsat	36
4.5.1. Landsat-8.....	37
4.6. Índices estadísticos	41
4.6.1. Coeficiente de determinación (R^2)	41
4.6.2. Raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RMSE)	42
4.6.3. Error absoluto medio (MAE)	42
4.6.4. Eficiencia de Nash-Sutcliffe's (NSE)	42
4.6.5. Índice de concordancia de Willmott (d).....	43
5. MATERIALES Y MÉTODOS	44
5.1. Materiales.....	44
5.1.1. Área de estudio.....	44
5.1.1.1. Consorcio MexFlux.....	44
5.1.1.2. Localización del sitio Ojuelos	45
5.1.1.3. Módulo de Riego Tepatepec	46
5.1.2. Imágenes satelitales	47
5.1.2.1. Imágenes seleccionadas para la validación	47
5.1.2.2. Imágenes para la implementación.....	48
5.1.3. Datos meteorológicos	50
5.1.3.1. Datos medidos en la torre de flujos de Ojuelos	50
5.1.3.2. Estación “El Tepeyac” y estación “Actopan”	51
5.1.4. Modelo Digital de Elevaciones.....	53
5.1.5. Hardware y software	53
5.2. Métodos.....	54
5.2.1. Evapotranspiración de referencia	54
5.2.1.1. ET_r	55
5.2.1.2. ET_0	59
5.2.2. Modelo METRIC	60

5.2.2.1. Radiación neta (R_n)	66
5.2.2.2. Flujo de calor del suelo(G)	82
5.2.2.3. Flujo de calor sensible (H).....	83
5.2.2.4. Cálculo de la evapotranspiración	98
5.2.3. EEFlux	100
5.2.4. Metodología K_{cb} - ET_0	103
5.2.5. Análisis estadístico	105
6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	106
6.1. Evapotranspiración de referencia.....	106
6.2. Validación del modelo METRIC.....	106
6.3. Mapas de evapotranspiración	112
6.3.1. METRIC	112
6.3.1.1. Día del año 45	112
6.3.1.2. Día del año 61	117
6.3.1.3. Día del año 77	121
6.3.1.4. Día del año 93	125
6.3.1.5. Día del año 109	128
6.3.1.6. Resumen de ET	132
6.3.2. EEFlux	133
6.3.2.1. Día del año 45	133
6.3.2.2. Día del año 61	134
6.3.2.3. Día del año 77	135
6.3.2.4. Día del año 93	136
6.3.2.5. Día del año 109	137
6.3.2.6. Resumen de ET	138
6.3.3. Metodología K_{cb} - ET_0	139
6.3.3.1. Día del año 45	139
6.3.3.2. Día del año 61	140
6.3.3.3. Día del año 77	141
6.3.3.4. Día del año 93	142
6.3.3.5. Día del año 109	143
6.3.3.6. Resumen de ET	144
6.4. Comparación de los métodos.....	145
6.4.1. METRIC vs EEFlux.....	146

6.4.1.1. Albedo, NDVI y temperatura superficial.....	146
6.4.1.2. Fracción evapotranspirativa (ET_r/F) y evapotranspiración (ET).....	153
6.4.2. METRIC vs K_{cb}	157
7. CONCLUSIONES.....	159
8. REFERENCIAS.....	160
ANEXOS	172

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representación esquemática de un estoma (Allen <i>et al.</i> , 2006).	9
Figura 2. Flujos de vapor de agua: evapotranspiración (ET), evaporación del suelo (Ev) y transpiración de la vegetación (Tr) (Adaptación de Vargas <i>et al.</i> , 2013).	10
Figura 3. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (Allen <i>et al.</i> , 2006).	11
Figura 4. Características del cultivo hipotético de referencia (Allen <i>et al.</i> , 2006).	14
Figura 5. Evapotranspiración de referencia (ET_0), bajo condiciones estándar (ET_c) y bajo condiciones no estándar (ET_{caj}) (Allen <i>et al.</i> , 2006).	15
Figura 6. Componentes del balance de energía.	19
Figura 7. Método de <i>Eddy Covariance</i> (Delgado-Balbuena <i>et al.</i> , 2018).	32
Figura 8. Descripción esquemática de un atmómetro (Broner y Law, 1991).	33
Figura 9. Atmómetro modificado (Knox <i>et al.</i> , 2011).	34
Figura 10. Misiones Landsat, desde 1972 hasta la fecha (https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat).	37
Figura 11. Esquema del sensor OLI de Landsat 8 (Mishra <i>et al.</i> , 2014). *Los autores han obtenido el esquema a través de Ball Aerospace & Technologies Corp.	38
Figura 12. Dibujo del sensor TIRS (Irons <i>et al.</i> , 2012).	40
Figura 13. Distribución de los sitios de monitoreo del consorcio MexFlux (Delgado-Balbuena <i>et al.</i> , 2018).	45
Figura 14. Localización del sitio en Llanos de Ojuelos, Jalisco, México.	46
Figura 15. Localización del Módulo de Riego Tepatepec en el estado de Hidalgo, imagen de falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019.	47
Figura 16. Plataforma SPIDERwebGIS, despliegue de gráfica de NDVI para un punto (flecha de color rojo) y periodo de tiempo seleccionado.	49
Figura 17. Torre de flujo del sitio de monitoreo Ojuelos.	51
Figura 18. Localización de la EMA El Tepeyac y la EMA Actopan, imagen falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019.	52
Figura 19. Portada del software REF-ET.	54
Figura 20. Definición de las variables de entrada para el software REF-ET, estación “El Tepeyac”.	57
Figura 21. Definición de la altura de los sensores y las coordenadas geográficas de la estación meteorológica “El Tepeyac”.	58

Figura 22. Selección de las ecuaciones a utilizar en el cálculo de ET_r y ET_0 .	59
Figura 23. Diagrama de flujo del modelo METRIC	66
Figura 24. Datos utilizados para obtener τ_{NB} , R_p y R_{sky} .	80
Figura 25. Imagen falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco representa las parcelas con mayor cobertura vegetal.	85
Figura 26. Imagen de LAI, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco encierra las parcelas con un LAI igual o mayor que 4.	86
Figura 27. Imagen de temperatura superficial, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco encierra las parcelas con menor temperatura superficial.	87
Figura 28. Píxel “frío” para el 14 de febrero de febrero de 2019.	88
Figura 29. Imagen RGB (bandas 4, 3 y 2), 14 de febrero de febrero de 2019.	89
Figura 30. Imagen de temperatura superficial, 14 de febrero de 2019. El círculo de color verde encierra las parcelas con la temperatura superficial más alta.	90
Figura 31. Píxel “caliente” para el 14 de febrero de febrero de 2019.	91
Figura 32. Plataforma de EEFlux.	100
Figura 33. Paso 1 y 2, método EEFlux.	101
Figura 34. Paso 3, método EEFlux.	102
Figura 35. Paso 4, método EEFlux.	102
Figura 36. Paso 5, método EEFlux.	103
Figura 37. Componentes del balance de energía (R_n = radiación neta, G = flujo de calor del suelo, H = flujo de calor sensible y LE = calor latente de vaporización) para las fechas seleccionadas.	107
Figura 38. Distribución y comparación entre ET medida con EC y la estimada con METRIC durante el periodo de febrero de 2016 a enero de 2017.	108
Figura 39. Relación entre los datos medidos de ET (<i>Eddy Covariance</i>) y los datos estimados (METRIC) durante el periodo de estudio. La línea discontinua representa la línea 1:1.	110
Figura 40. Relación entre el K_c y el NDVI. La línea discontinua representa la línea 1:1.	111
Figura 41. Relación entre el K_c y el SAVI. La línea discontinua representa la línea 1:1.	111
Figura 42. Subproductos del modelo METRIC, DOY 45. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($m^2 m^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).	114

Figura 43. Componentes del alance de energía DOY 45. 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) ($W m^{-2}$).....	115
Figura 44. Fracción de evapotranspiración del DOY 45.....	116
Figura 45. Evapotranspiración diaria ($mm día^{-1}$) del DOY 45, METRIC.	117
Figura 46. Subproductos del modelo METRIC, DOY 61. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($m^2 m^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).....	118
Figura 47. Componentes del alance de energía DOY 61. 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) ($W m^{-2}$).....	119
Figura 48. Fracción de evapotranspiración del DOY 61.....	120
Figura 49. Evapotranspiración diaria ($mm día^{-1}$) del DOY 61, METRIC.	120
Figura 50. Subproductos del modelo METRIC, DOY 77. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($m^2 m^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).....	121
Figura 51. Componentes del alance de energía DOY 77. 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) ($W m^{-2}$).....	123
Figura 52. Fracción de evapotranspiración del DOY 77.....	124
Figura 53. Evapotranspiración diaria ($mm día^{-1}$) del DOY 77, METRIC.	124
Figura 54. Subproductos del modelo METRIC, DOY 93. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($m^2 m^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).....	125
Figura 55. Componentes del alance de energía DOY 93. 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) ($W m^{-2}$).....	126
Figura 56. Fracción de evapotranspiración del DOY 93.....	127
Figura 57. Evapotranspiración diaria ($mm día^{-1}$) del DOY 93, METRIC.	128
Figura 58. Subproductos del modelo METRIC, DOY 109. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($m^2 m^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).....	129
Figura 59. Componentes del alance de energía DOY 109. 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) ($W m^{-2}$).....	130

Figura 60. Fracción de evapotranspiración del DOY 109.....	131
Figura 61. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 109, METRIC.	132
Figura 62. Distribución de los valores de ET producto de METRIC en las diferentes fechas. Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET y los triángulos azules los valores atípicos de ET.....	133
Figura 63. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 45, EEFlux.	134
Figura 64. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 61, EEFlux.	135
Figura 65. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 77, EEFlux.	136
Figura 66. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 93, EEFlux.	137
Figura 67. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 109, EEFlux.	138
Figura 68. Distribución de los valores de ET producto de EEFLUX en las diferentes fechas. Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET y los triángulos azules los valores atípicos de ET.....	139
Figura 69. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 45, K _{cb} -ET ₀	140
Figura 70. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 61, K _{cb} -ET ₀	141
Figura 71. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 77, K _{cb} -ET ₀	142
Figura 72. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 93, K _{cb} -ET ₀	143
Figura 73. Evapotranspiración diaria (mm día ⁻¹) del DOY 109, K _{cb} -ET ₀	144
Figura 74. Distribución de los valores de ET derivada de los IV en las diferentes fechas. Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET.	145
Figura 75. Relación entre los datos de albedo estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.....	148
Figura 76. Relación entre los datos de NDVI estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.....	150
Figura 77. Relación entre los datos de temperatura superficial estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.....	152
Figura 78. Relación entre los datos de fracción evapotranspirativa estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 62. b) DOY 77.	154
Figura 79. Relación entre los datos de ET estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.	156
Figura 80. Relación entre los datos de ET estimados con METRIC y los estimados con el coeficiente basal (K _{cb}). a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.	158

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Métodos utilizados por REF-ET para calcular ET (Allen, 2000).	35
Tabla 2. Bandas espectrales del sensor OLI (Morfitt <i>et al.</i> , 2015).....	39
Tabla 3. Bandas espectrales y resolución espacial del sensor TIRS (Irons <i>et al.</i> , 2012).	40
Tabla 4. Escenas Landsat-8 OLI/TIRS seleccionadas para la validación de METRIC.....	48
Tabla 5. Imágenes Landsat-8 OLI/TIRS utilizadas.....	50
Tabla 6. Datos meteorológicos de la torre de flujos Ojuelos utilizados en el modelo METRIC.....	61
Tabla 7. Datos meteorológicos de la estación “El Tepeyac” utilizados en el modelo METRIC.....	61
Tabla 8. Valores de evapotranspiración de referencia utilizados en la validación de METRIC.....	62
Tabla 9. Valores de evapotranspiración de referencia utilizados en la implementación del modelo METRIC.	62
Tabla 10. Parámetros utilizados para calcular T_s en la validación.	63
Tabla 11. Parámetros utilizados para calcular T_s durante la implementación.	63
Tabla 12. Valores de los parámetros de los píxeles de anclaje utilizados en la validación de METRIC.....	64
Tabla 13. Valores de los parámetros de los píxeles de anclaje utilizados en la implementación de METRIC.....	65
Tabla 14. Constantes C1-C5 y C_b calibradas para imágenes Landsat (Tasumi <i>et al.</i> , 2008).	75
Tabla 15. Coeficientes de ponderación (w_b) para calcular el albedo con imágenes Landsat-8 (Olmedo <i>et al.</i> , 2016).....	76
Tabla 16. Parámetros y condiciones para la selección de los píxeles frío y caliente (adaptación de Jaafar y Ahmad, 2019).	84
Tabla 17. Estadísticas de la validación del modelo METRIC.	109
Tabla 18. Comparación estadística entre el albedo del modelo METRIC y el de la plataforma EEFlux.....	147
Tabla 19. Comparación estadística entre el NDVI del modelo METRIC y el de la plataforma EEFlux.....	149
Tabla 20. Comparación estadística entre la T_s del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.....	151

Tabla 21. Comparación estadística entre la ET_rF del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.....	153
Tabla 22. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.....	155
Tabla 23. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y la del método del coeficiente basal.....	157

LISTA DE SÍMBOLOS Y ACRÓNIMOS

<i>CIMEC</i>	Calibración mediante modelado inverso de condiciones extremas
C_P	Calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
d^2	Cuadrado de la distancia relativa Tierra-sol (unidades astronómicas)
<i>DOY</i>	Día del año
dT	Gradiente de temperatura cerca de la superficie (K)
$e^o(T)$	Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire (kPa)
e_a	Presión de vapor actual (kPa)
e_s	Presión de vapor a saturación (kPa)
$e_s - e_a$	Déficit de presión de vapor (kPa)
<i>EC</i>	Eddy Covariance
<i>ET</i>	Evapotranspiración (mm día^{-1})
ET_0	Evapotranspiración de referencia para el pasto (mm día^{-1})
ET_c	Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (mm día^{-1})
ET_{caj}	Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (mm día^{-1})
ET_f	Fracción evapotranspirativa
ET_{inst}	Evapotranspiración instantánea (mm h^{-1})
<i>ETP</i>	Evapotranspiración potencial (mm día^{-1})
ET_r	Evapotranspiración de referencia para el cultivo de alfalfa (mm día^{-1})
$ET_r F$	Fracción de la evapotranspiración de referencia
<i>Ev</i>	Proceso de evaporación (mm día^{-1})
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})
<i>HR</i>	Humedad relativa (%)
k	Constante de von Karman (adim.)
K_c	Coeficiente de cultivo (adim.)
K_{cb}	Coeficiente de cultivo basal (adim.)
K_t	Coeficiente de turbidez (adim.)
L	Longitud de Monin-Obukhov (adim.)
<i>LAI</i>	Índice de Área Foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$)
LE	Flujo de calor latente (W m^{-2})
L_t	Radiancia espectral ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)
<i>METRIC</i>	Mapeo de la evapotranspiración a alta resolución usando calibración internalizada
<i>NDVI</i>	Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (adim.)
<i>OLI</i>	Generador de imágenes terrestres

P	Presión atmosférica (kPa)
R	Constante específica de los gases ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
r_{ah}	Resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (s m^{-1})
R_a	Radiación solar extraterrestre (mm día^{-1})
R_c	Radiancia térmica de la superficie corregida ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)
$R_{L\downarrow}$	Radiación de onda larga entrante (W m^{-2})
$R_{L\uparrow}$	Radiación de onda larga saliente (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 ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)
R_s	Radiación solar (W m^{-2}) y (MJ m^{-2})
$R_{S\downarrow}$	Radiación solar de onda corta entrante (W m^{-2})
R_{sky}	Radiación térmica descendente de la banda corta ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)
s	Pendiente de la superficie (%)
SAVI	Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (adim.)
SEBAL	Algoritmo de balance de energía superficial para tierras
T	Temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$)
TIRS	Sensor Infrarrojo Térmico
T_{max}	Temperatura máxima del aire ($^{\circ}\text{C}$)
T_{min}	Temperatura mínima del aire ($^{\circ}\text{C}$)
Tr	Proceso de transpiración de las plantas (mm día^{-1})
Tr	Temperatura de rocío ($^{\circ}\text{C}$)
T_s	Temperatura superficial (K)
u_2	Velocidad del viento a 2 m de altura (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})
u^*	Velocidad de fricción (m s^{-1})
w_b	Coeficiente de ponderación para el cálculo del albedo (adim.)
W	Agua en la atmósfera (mm)
z	Elevación sobre el nivel del mar (m)
Z_{om}	Longitud del momento de rugosidad (m)
Z_{om_min}	Longitud del momento de rugosidad ajustado a terrenos con pendiente (m)
Z_{omw}	Longitud de rugosidad para la superficie de la estación meteorológica (m)
α	Albedo superficial (adim.)
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 (adim.)
ϕ	Latitud (grados)

γ	Constante psicométrica (kPa °C ⁻¹)
η	Ángulo de visión del sensor (grados)
λ	Calor latente de vaporización (J kg ⁻¹)
θ_{hor}	Ángulo cenital solar (grados)
θ_{rel}	Ángulo de incidencia solar (grados)
θ_{SE}	Ángulo de elevación solar (grados)
ρ_a	Reflectancia de trayectoria atmosférica (adim.)
ρ_{aire}	Densidad del aire (kg m ⁻³)
ρ_s	Reflectancia superficial (adim.)
ρ_t	Reflectancia en el tope de la atmósfera (TOA) (W m ⁻² ster ⁻¹ μm ⁻¹)
ρ_w	Densidad del agua (kg m ⁻³)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann (W m ⁻² K ⁻⁴)
τ_{in}	Transmitancia efectiva para la radiación solar entrante (adim.)
τ_{NB}	Transmisividad de la banda estrecha del aire (adim.)
τ_{out}	Transmitancia efectiva para la radiación entrante reflejada desde la sup. (adim.)
τ_{SW}	Transmisividad atmosférica (adim.)
ω	Ángulo horario (grados)
Λ	Fracción evaporación instantánea (adim.)
Δ	Pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C ⁻¹)
Ψ_h	Corrección de estabilidad para el transporte de calor (adim.)
Ψ_m	Corrección de estabilidad para el transporte de momento (adim.)

1. INTRODUCCIÓN

El agua es empleada de diversas formas en todas las actividades humanas, ya sea para subsistir o producir e intercambiar bienes y servicios. En el caso de México, el mayor volumen concesionado para usos consuntivos es el uso agrupado agrícola (76%), principalmente para riego. Es importante enfatizar que México es uno de los países con mayor infraestructura de riego en el mundo ocupando el séptimo lugar con 6.5 millones de hectáreas bajo riego (CONAGUA, 2018).

En la actualidad, se prevé una disminución de la disponibilidad del agua debido al cambio climático (CONAGUA, 2018). Además, la competencia por el agua en la agricultura aumenta cada año, y el agua se transfiere de la agricultura a usos no agrícolas, esto debido al aumento de la población principalmente (Bastiaanssen *et al.*, 2005; Bellvert *et al.*, 2018). Una de las soluciones a lo anterior es aumentar la eficiencia en el uso del agua para riego, un primer paso es la aplicación adecuada de agua a los requerimientos reales del cultivo (Calera *et al.*, 2017).

Los requerimientos de agua de los cultivos están dados por la evapotranspiración (ET) (Hankerson *et al.*, 2012), que se define como el proceso que combina la transferencia de agua líquida a la atmósfera como vapor de agua del suelo desnudo (evaporación) más la pérdida de agua por transpiración a través de las hojas de las plantas en superficies con vegetación (Allen *et al.*, 1998). La cuantificación de la evapotranspiración a través de experimentos de cultivo y física teórica ha llevado a una mayor eficiencia de riego (Waller y Yitayew, 2016), además de que es indispensable para la gestión del agua en

cultivos de regadío puesto que representa la demanda de agua del cultivo, parámetro de vital importancia para la elaboración de calendarios de riego (De Oliveira *et al.*, 2019).

Uno de los principales métodos usados y aceptados para estimar la evapotranspiración de los cultivos, se obtiene al multiplicar el valor de la evapotranspiración de referencia (ET_0) por un coeficiente de cultivo (K_c), en este cálculo el uso de K_c , es limitante porque es necesario conocer la etapa correcta de desarrollo de diferentes cultivos en áreas grandes con variabilidad alta en las fechas de siembra (Allen *et al.*, 2006). También se han utilizado varios métodos para medir o estimar ET de manera directa e indirecta, entre los cuales se pueden mencionar los lisímetros de pesada, método de *Eddy Covariance* (EC), método de Relación de Bowen o *Bowen Ratio Energy Balance System* (BREBS), centelometría, atmómetros, sensores de tensión y contenido de agua del suelo (Mkhwanazi *et al.*, 2015). Los métodos directos presentan una alta precisión, sin embargo, tienen la desventaja de proporcionar mediciones puntuales y resultan poco prácticos para cuantificar las necesidades hídricas a escala regional al ser necesarios varios puntos de medición lo cual resulta muy costoso en cuanto a la operación (Irmak *et al.*, 2011).

En los Distritos de Riego, los cultivos se desarrollan de manera diferente año con año, aun cuando se encuentran en el mismo esquema de riego (Reyes-González *et al.*, 2013), lo mismo sucede para pastizales, zonas ribereñas y otras áreas con vegetación natural, en atención a lo cual existe incertidumbre con respecto a la variabilidad espacial y temporal del consumo de agua, dicha variabilidad puede ser explicada por diferencias

locales en el clima, variación en la distribución y cantidad de precipitación en la región, presencia de diferentes tipos de suelos, sistema de cultivo, métodos de aplicación de riego y manejo de la tierra (Hankerson *et al.*, 2012). Por lo anterior, resulta necesario contar con métodos confiables que brinden información sobre la variabilidad temporal y espacial de los requerimientos de agua de los cultivos, que le permita a los agricultores tomar decisiones de riego a escala de parcela (Bellvert *et al.*, 2018).

En los últimos años, se han desarrollado diversas técnicas de teledetección debido a su capacidad para proporcionar datos periódicos y estimaciones regionales confiables de ET (Zhang *et al.*, 2011), asimismo la teledetección satelital supera los problemas descritos en el párrafo anterior con una amplia cobertura espacial (Irmak *et al.*, 2011), de modo que últimamente se han estado utilizando modelos de teledetección para estimar la ET, los cuales tienen la ventaja de tener la capacidad de cubrir áreas más grandes y, en consecuencia, son adecuados para el análisis regional. Por ende, con una precisión razonable en la estimación de ET, el enfoque basado en la teledetección promete ser una herramienta crítica para mejorar la gestión del agua del cultivo (Mkhwanazi *et al.*, 2015).

El balance de energía superficial es uno de los métodos que se emplea para calcular la ET mediante teledetección, y uno de los algoritmos más utilizados es el METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) (Allen *et al.*, 2007a; 2007b) derivado del modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Lands) (Bastiaanssen *et al.*, 1998). METRIC fue desarrollado por la Universidad de Idaho

y representa una herramienta de procesamiento de imágenes satélites para calcular la ET como un residuo del balance de energía superficial; está diseñado para producir mapas precisos de alta calidad de ET para regiones enfocadas de escala inferior a unos pocos cientos de kilómetros y en alta resolución (Allen *et al.*, 2007a).

Durante la última década, se han realizado diferentes estudios donde se ha implementado y evaluado el modelo METRIC para estimar ET en cultivos y vegetación natural bajo diferentes circunstancias reportándose buenas relaciones en comparación a los métodos utilizados para medir ET. Se ha evaluado METRIC en el cultivo de alfalfa (Mkhawanazi y Chávez, 2012; Madugundu *et al.*, 2017), maíz (Irmak *et al.*, 2011; Singh y Senay, 2015; Jamshidi *et al.*, 2019; Reyes-González *et al.*, 2019), caña de azúcar (Zhang *et al.*, 2015), cultivos de cobertura (Allen *et al.*, 2007b; Hankerson *et al.*, 2012), cultivos leñosos como viñedos (Gordillo *et al.*, 2014; Carrasco-Benavides *et al.*, 2014) y olivos (Santos *et al.*, 2012; Pôças *et al.*, 2014). En cuanto a vegetación natural se ha estimado ET en vegetación ribereña (Liebert *et al.*, 2016), bosque tropical (Khand *et al.*, 2017; Numata *et al.*, 2017) y pastizal tropical (Khand *et al.*, 2017). También se han hecho investigaciones tanto en terrenos planos como en terrenos montañosos (Allen *et al.*, 2013).

El objetivo del presente trabajo fue validar el modelo METRIC para posteriormente implementarlo para estimar la evapotranspiración de los cultivos del Módulo de Riego Tepatepec perteneciente al Distrito de Riego 003 Tula, en el estado de Hidalgo, se utilizaron cinco escenas de Landsat-8 comprendidas entre los meses de febrero y abril

de 2019. También se calculó la ET utilizando la aplicación EEFlux de Google Earth Engine System y mediante la metodología que utiliza la evapotranspiración de referencia (ET_0) y coeficiente basal de cultivo (K_{cb}); se efectuó una comparación de los valores de ET obtenidos con METRIC con la ET derivada de EEFlux y del coeficiente basal.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo general

- ◆ Estimar la evapotranspiración (ET) mediante teledetección en el Módulo de Riego Tepatepec del Distrito de Riego 003 Tula, Hidalgo.

2.2. Objetivos específicos

- Validar el modelo METRIC con valores de ET medidos.
- Determinar la evapotranspiración de los cultivos mediante el modelo METRIC.
- Obtener la evapotranspiración a través de la aplicación EEFlux.
- Estimar la evapotranspiración de los cultivos derivada de un coeficiente basal (K_{cb}).
- Comparar los resultados de la evapotranspiración obtenida con el modelo METRIC versus la obtenida con EEFlux y con la obtenida con el coeficiente basal (K_{cb}).

3. HIPÓTESIS

Es posible estimar la evapotranspiración de los cultivos en el Distrito de Riego 003 Tula, Hidalgo, mediante el modelo METRIC utilizando imágenes satelitales.

4. REVISIÓN DE LITERATURA

4.1. Conceptos básicos

4.1.1. Evaporación

El fenómeno de evaporación (Ev) comprende el movimiento del agua, en forma de vapor, hacia la atmósfera desde suelo, la superficie de las plantas y los cuerpos de agua (Vargas *et al.*, 2013). Las fuentes de evaporación de agua pueden incluir océanos, mares, lagos, ríos, estanques, charcos y agua en objetos como plantas, edificios, rocas, la superficie del suelo (incluido el movimiento del agua a través del suelo hacia la superficie) (Fisher *et al.*, 2011). La evaporación es una transición de fase en la cual las moléculas líquidas se vuelven gaseosas espontáneamente. La vibración molecular y las colisiones aceleran las moléculas adyacentes a la interfaz gas-líquido, haciendo que adquieran suficiente energía cinética para superar las fuerzas intermoleculares en el líquido y entrar en la fase gaseosa (Katul *et al.*, 2012).

4.1.2. Transpiración

La transpiración (Tr) es el proceso por el cual el agua pasa del suelo a la atmósfera a través de los tejidos de la planta (Waller y Yitayew, 2016), es decir, es la pérdida de vapor de agua a través de los poros llamados estomas (Figura 1) ubicados en las hojas o tallos (Fisher *et al.*, 2011). Un estoma está formado por dos células especializadas en la epidermis llamadas células guardia que, morfológicamente, son distintas a las células epidérmicas normales (Lawson, 2009), las células guardia controlan la apertura del poro del estoma y, por lo tanto, la pérdida de vapor de agua desde el interior de la hoja hacia la atmósfera. La transpiración está determinada por la demanda bioquímica de bióxido

de carbono (CO_2) de la planta en condiciones de alta humedad en el suelo (Katul *et al.*, 2012).

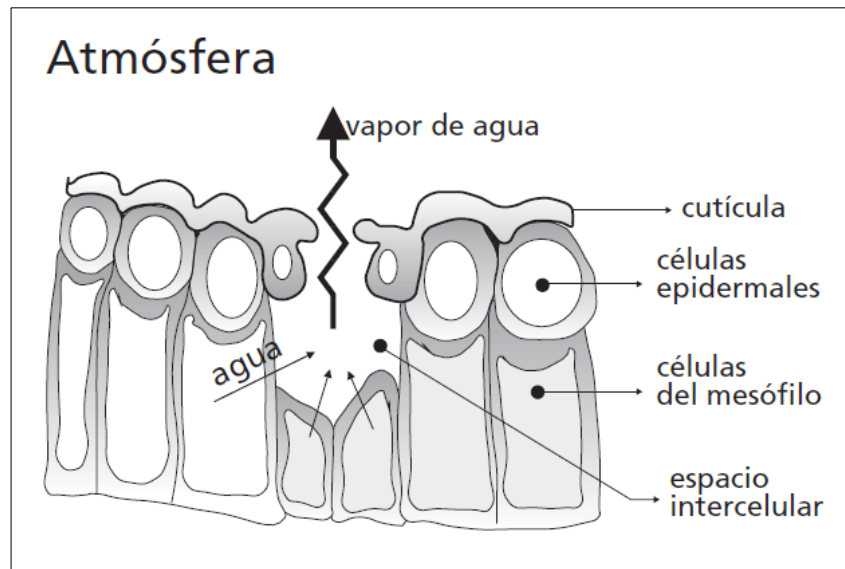


Figura 1. Representación esquemática de un estoma (Allen *et al.*, 2006).

4.1.3. Evapotranspiración

El término evapotranspiración (ET) se refiere al flujo combinado asociado con dos vías diferentes de vaporización del agua en los sistemas ambientales: (1) evaporación abiótica del agua de cuerpos de agua abiertos (lagos, océanos, etc.), residuos de plantas superficiales y poros del suelo, superficies cutículas de las hojas, y (2) transpiración biótica de la hoja en la cual la vaporización ocurre por la difusión de moléculas de agua desde los cloroplastos de la hoja a la atmósfera a través de los estomas (Katul *et al.*, 2012). Por lo tanto, la ET es la pérdida de agua a través del proceso combinado de la transpiración de la planta y la evaporación del suelo (Figura 2) (Papadavid *et al.*, 2017). El proceso de evapotranspiración es altamente dinámico tanto en el espacio como en el tiempo y esto se debe a la compleja interacción del suelo, la vegetación y el clima (Irmak *et al.*, 2011).

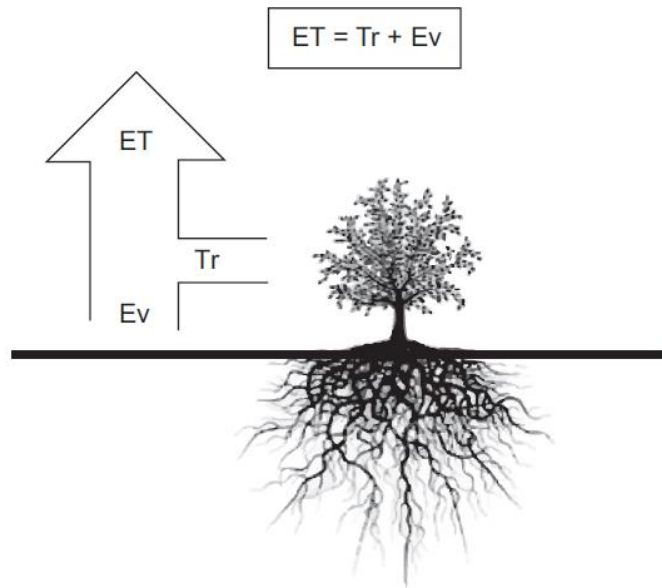


Figura 2. Flujos de vapor de agua: evapotranspiración (ET), evaporación del suelo (Ev) y transpiración de la vegetación (Tr) (Adaptación de Vargas *et al.*, 2013).

La evaporación y la transpiración ocurren en forma simultánea y no hay manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. En las primeras etapas del cultivo, predomina el fenómeno de evaporación, después conforme se desarrolla el dosel del cultivo y termina por cubrir totalmente el suelo, el proceso de transpiración es el que predomina. En la Figura 3 se muestra la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el área foliar por unidad de superficie de suelo debajo del cultivo. En el momento de la siembra, casi 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más de 90% de la ET ocurre como transpiración (Allen *et al.*, 2006).

La evapotranspiración juega un papel fundamental en el intercambio de energía a nivel global y en el ciclo hidrológico; además, es una pieza importante en los campos de geografía, meteorología, hidrología y ecología (Du y Sun, 2012).

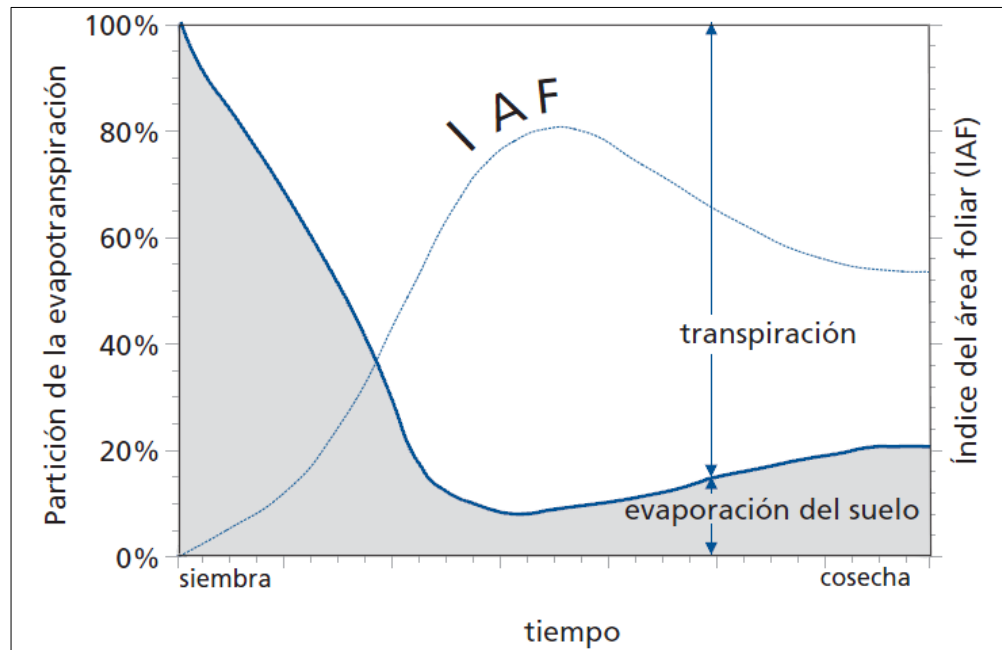


Figura 3. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (Allen *et al.*, 2006).

4.2. Factores que afectan la evapotranspiración

La evapotranspiración es afectada por parámetros agrometeorológicos, las características de la vegetación, el manejo y los aspectos ambientales. Además, se tiene que considerar la cobertura del suelo, la densidad de la planta, la arquitectura de la planta, el microclima y la humedad del suelo. Las prácticas de cultivo y el tipo de sistema de riego pueden afectar el microclima, principalmente las características del dosel y el contenido de humedad del suelo y las plantas (De Oliveira *et al.*, 2019).

4.2.1. Variables climáticas

La evapotranspiración puede estimarse a partir de datos meteorológicos; por lo tanto, cualquier cambio en las variables meteorológicas, como la temperatura del aire, la humedad, la velocidad del viento o la radiación solar, afectará el valor de la evapotranspiración (Lin *et al.*, 2018).

4.2.2. Factores de cultivo

El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas. Las diferencias en resistencia a la transpiración, la altura del cultivo, la rugosidad del cultivo, el albedo, la cobertura del suelo y las características radicales del cultivo dan lugar a diferentes niveles de ET en diversos tipos de cultivos, aunque se encuentren bajo condiciones ambientales idénticas (Allen *et al.*, 2006).

4.2.3. Manejo y condiciones ambientales

Los 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. Otros factores que se deben considerar al evaluar la ET son la cubierta del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua del suelo. Por otra parte, demasiada agua en el suelo dará lugar a la saturación de este lo cual puede dañar el sistema radicular de la planta y reducir su capacidad de extraer agua del suelo por la inhibición de la respiración (Allen *et al.*, 2006).

Cuando se evalúa la tasa de ET se debe considerar adicionalmente la gama de prácticas locales de manejo que actúan sobre los factores climáticos y de cultivo afectando el proceso de ET (Allen *et al.*, 2006).

4.3. Conceptos de evapotranspiración

4.3.1. Evapotranspiración potencial (ETP).

Si no hay agua, todavía existe la posibilidad de que ocurra ET si se agrega agua al sistema, a esto se le conoce como evapotranspiración potencial (ETP). El concepto de ETP es un concepto útil tanto para la aplicación práctica como para la aplicación científica, la ETP proporciona una medida del régimen energético que refleja la capacidad de flujo de transpiración y producción primaria en circunstancias en las que el agua no es limitante (Fisher *et al.*, 2011).

4.3.2. Evapotranspiración de referencia (ET_0).

La tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, se conoce como evapotranspiración del cultivo de referencia, y se denomina ET_0 (Figura 5). La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético con una altura asumida de 0.12 m, con una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0.23 (Figura 4) y que representa a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente y adecuadamente regado.

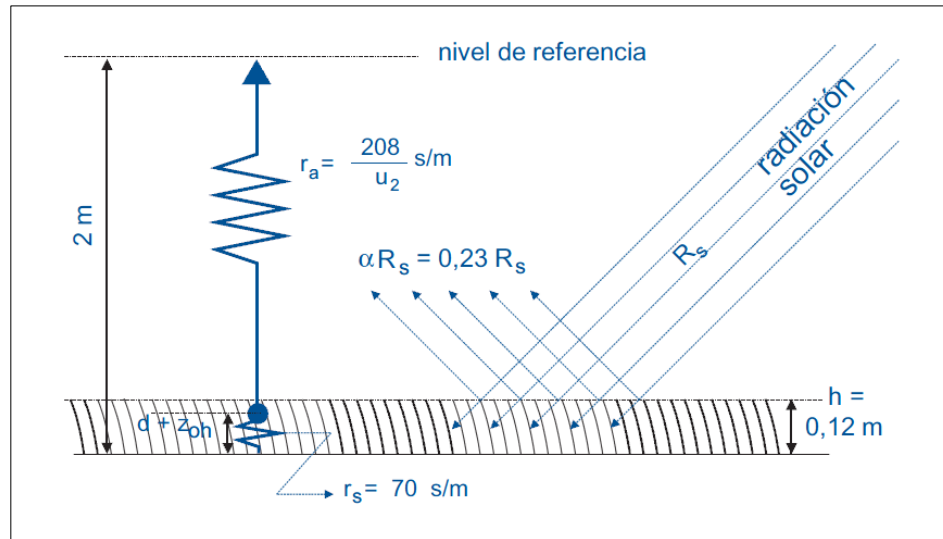


Figura 4. Características del cultivo hipotético de referencia (Allen *et al.*, 2006).

El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y las prácticas de manejo. Por lo tanto, ET_0 es también un parámetro climático que es calculado a partir de datos meteorológicos. ET_0 expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específicas, y no considera ni las características del cultivo, ni los factores del suelo (Allen *et al.*, 2006).

4.3.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c).

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar se denomina ET_c , y se refiere a la evapotranspiración de cualquier cultivo cuando se encuentra exento de enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua, y que alcanza la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas reinantes (Figura 5) (Allen *et al.*, 2006).

4.3.4. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}).

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_{caj}) se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar (Figura 5). 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 (Allen *et al.*, 2006).

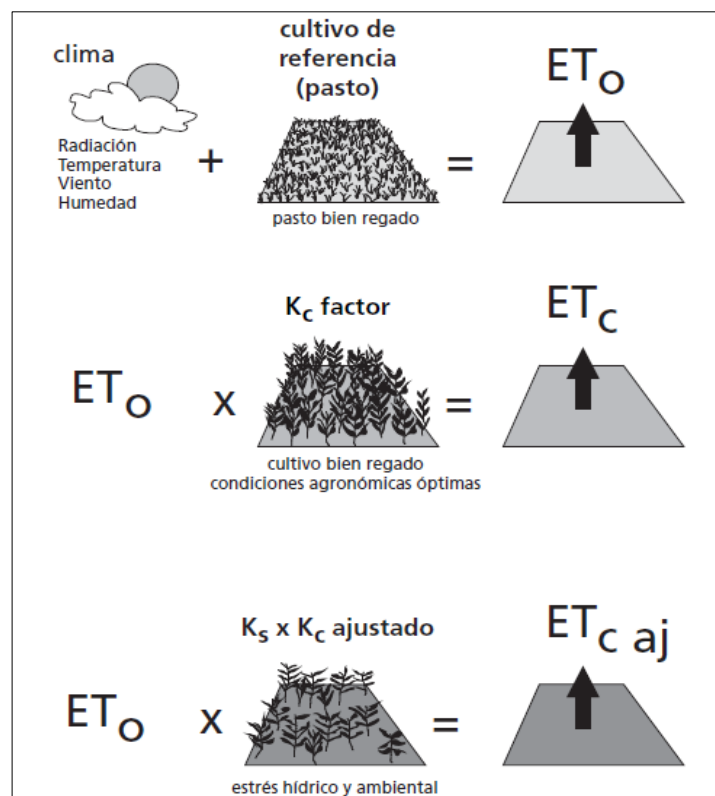


Figura 5. Evapotranspiración de referencia (ET_o), bajo condiciones estándar (ET_c) y bajo condiciones no estándar (ET_{caj}) (Allen *et al.*, 2006).

4.4. Determinación de la evapotranspiración

Los procedimientos para estimar y medir el proceso de evapotranspiración se pueden clasificar de la siguiente manera de acuerdo a Fisher *et al.*, (2011):

4.4.1. Modelos

4.4.1.1. Balance hídrico

De acuerdo a Fisher *et al.*, (2011) este método se utiliza en cuencas hidrográficas o cualquier otro tipo de sistema cerrado, donde el único aporte de agua proviene de la precipitación (P), entonces los únicos caminos que el agua puede tomar (sin contar los sistemas humanos o la extracción por animales e insectos o las fugas hacia la corteza profunda de la Tierra) son la recarga/flujo de agua subterránea en el suelo (D), escorrentía superficial a través del flujo de la corriente (Q), agua almacenada (es decir, lagos, estanques) y en plantas (S), o de vuelta a la atmósfera (ET). La precipitación es, por lo tanto, “equilibrada” por la suma de estos destinos respectivos:

$$P = D + Q + S + ET \quad \text{Ec. (1)}$$

P se puede medir a partir de pluviómetros, D a partir de pozos de monitoreo, Q a partir de mediciones de corrientes y el cambio en S a partir de volúmenes de cuerpos de agua, pero es posible que no podamos medir ET. Por lo tanto, ET se puede calcular (comúnmente en un intervalo de tiempo mensual) a partir de las cuatro mediciones conocidas. Debido a la gran escala espacial en la que a menudo se aplica la ecuación del balance hídrico, puede ser difícil medir todos los términos con precisión y “cerrar” la ecuación (el lado izquierdo de la ecuación debe ser igual al lado derecho de la ecuación).

4.4.1.2. Balance de energía

Como expresa Fisher *et al.*, (2011) la energía disponible para la evapotranspiración o radiación neta (R_n), es igual a la energía proveniente del sol menos la radiación reflejada y la radiación térmica emitida hacia la atmósfera. Parte de la radiación neta se puede sentir como el flujo de calor sensible (H), otra parte se almacena en el suelo (G_1) y otros objetos como el material leñoso (G_2), y el resto de la energía es absorbida por el agua, que se puede convertir en vapor para la ET. Se requiere una cierta cantidad de energía por masa de agua para vaporizar el agua, y esto se denomina calor latente de vaporización. La ET, considerada como la energía requerida para conducirlo, a menudo se denomina calor latente de evaporación. Cuando el agua líquida se convierte en vapor, absorbe calor, provocando una caída de temperatura en su entorno. ET elimina las moléculas de vapor más energéticas del líquido, lo que reduce la energía media de las moléculas restantes, por lo tanto, baja la temperatura del líquido. Cuando el vapor se condensa de nuevo a líquido o sólido, la energía absorbida se libera como calor sensible. El balance de energía se calcula como:

$$R_n = G_1 + G_2 + H + ET \quad \text{Ec. (2)}$$

R_n puede medirse con un medidor de radiación o calcularse también a partir de una variedad de métodos, H puede medirse con un instrumento llamado centelómetro, G_1 puede medirse con placas de flujo de calor del suelo y G_2 puede medirse a través de la temperatura de la superficie. Por lo tanto, ET se puede calcular a partir de las cuatro medidas conocidas. Al igual que el balance de agua, puede ser difícil cerrar el balance de energía. En la ecuación de balance de energía, R_n puede considerarse un límite superior para ET, pero esta energía no contempla el fenómeno de advección y las condiciones de mucho viento.

I. Balance de energía utilizando sensores remotos

Los modelos basados en el balance de energía de la superficie terrestre convierten las radiaciones detectadas por satélite en características de la superficie de la tierra para estimar la evapotranspiración como un residuo de la ecuación del balance de energía de la superficie terrestre (Irmak *et al.*, 2011).

Los modelos de balance de energía tienen la ventaja con respecto a los métodos tradicionales, que no se necesita conocer la etapa fenológica de los cultivos ni especificar el tipo de cultivo, además estos modelos pueden cuantificar la reducción de ET ya sea por falta de agua, por la salinidad o por las heladas, también detectan los aumentos de ET debido a la evaporación del suelo desnudo (Allen *et al.*, 2011).

Entre los modelos de balance de energía de la superficie terrestre, los más utilizados son el algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (Bastiaanssen *et al.*, 1998), su sucesor METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration) (Allen *et al.*, 2007a), y el algoritmo SSEB (Simplified Surface Energy Balance) (Senay *et al.*, 2007).

i. SEBAL

El algoritmo SEBAL se desarrolló para cuantificar la evapotranspiración en grandes áreas utilizando flujos de energía en la superficie de la tierra basándose en sensores remotos, fue desarrollado en Países Bajos por Bastiaanssen *et al.*, (1998). SEBAL estima la evapotranspiración real (ET) (instantánea) para cada píxel individual de la imagen en

términos de flujo de calor latente instantáneo (LE) y se calcula como un residual de la ecuación de balance de energía de la superficie (Figura 6) en el momento del paso del satélite:

$$LE = R_n - G - H \quad \text{Ec. (3)}$$

donde:

LE = flujo de calor latente (W m^{-2});

R_n = flujo de radiación neta (W m^{-2});

G = flujo de calor en el suelo (W m^{-2}); y

H = flujo de calor sensible (W m^{-2}).

El modelo SEBAL calcula cada uno de los componentes de la Ecuación (3) utilizando características de la superficie de la tierra, como la temperatura superficial (T_s), el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), el Índice de Área Foliar (LAI), el albedo de la superficie (α) y la emisividad (ϵ). Estas características de la superficie terrestre se derivan de las radiaciones satelitales en la parte visible, infrarroja cercana e infrarroja térmica del espectro electromagnético (EM) (Senkondo *et al.*, 2019).

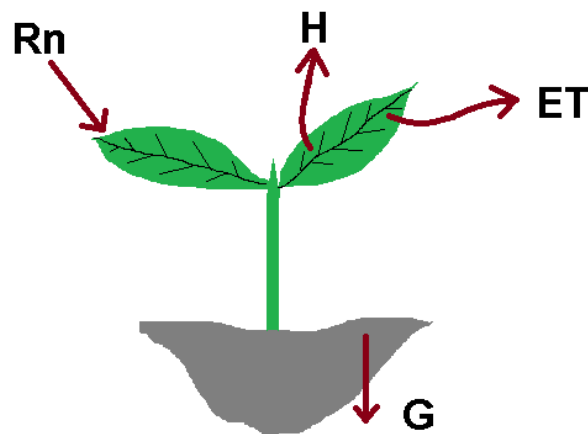


Figura 6. Componentes del balance de energía.

La radiación neta (R_n) en la superficie representa la tasa real de energía radiante en la superficie, que se divide en G , H y LE (Senkondo *et al.*, 2019). R_n se estima a partir del balance de radiación en la superficie terrestre, es decir, se expresa como la diferencia de todos los flujos radiantes entrantes y todos los flujos radiantes salientes:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad \text{Ec. (4)}$$

donde:

$R_{S\downarrow}$ = radiación de onda corta entrante (W m^{-2});

α = albedo superficial (adimensional);

$R_{L\downarrow}$ = radiación de onda larga entrante (W m^{-2});

$R_{L\uparrow}$ = radiación de onda larga saliente (W m^{-2}); y

ε_0 = emisividad térmica de la superficie (adimensional).

Todos los componentes se calculan con logaritmos estándar y/o parámetros de la superficie terrestre.

El flujo de calor del suelo (G) se define como la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación por conducción (Senkondo *et al.*, 2019). El flujo de calor del suelo se calcula con una función derivada por Bastiaanssen (2000) como una fracción de la radiación neta que incluye parámetros superficiales como albedo superficial, temperatura superficial y el Índice Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), por lo que en SEBAL, G se calcula como:

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038 \alpha + 0.0074 \alpha^2) (1 - 0.98 \text{NDVI}^4) \quad \text{Ec. (5)}$$

donde:

T_s = temperatura superficial (K);

α = albedo superficial (adimensional); y

NDVI= Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (adimensional).

El flujo de calor sensible (H) se calcula utilizando la expresión (Ecuación (6)) dada por Farah y Bastiaanssen (2001) conocida comúnmente como función aerodinámica (o ecuación de transporte de calor).

$$H = \rho_{\text{aire}} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad \text{Ec. (6)}$$

donde:

ρ_{aire} = densidad del aire (kg m^{-3});

C_p = calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$);

r_{ah} = resistencia aerodinámica a la transferencia de calor (s m^{-1}) entre dos alturas cercanas a la superficie; y

dT = diferencia de temperatura cerca de la superficie (K).

El modelo SEBAL utiliza el gradiente de temperatura cercano a la superficie (dT) entre la superficie terrestre y el aire, estimado como una función indexada de la temperatura de la superficie radiométrica (T_s), eliminando así la necesidad de una temperatura superficial (T_s) o temperatura del aire absolutamente precisa (T_a), mediciones para estimar el flujo de calor sensible (H) (Bastiaanssen *et al.*, 1998).

$$dT = aT_s + b \quad \text{Ec. (7)}$$

La definición de los coeficientes a y b requiere una elección de los dos píxeles, que representan las condiciones extremas de temperatura y humedad, llamados píxeles calientes y píxeles fríos. 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 un campo agrícola desnudo seco donde se supone que λET es 0. Los dos píxeles vinculan los cálculos para todos los demás píxeles entre estos dos puntos. Se realiza una forma iterativa a partir de supuestos de estabilidad neutra para la estimación del flujo de calor sensible utilizando correcciones de estabilidad atmosférica basadas en Monin-Obukhov (Sun *et al.*, 2011).

Una vez que el flujo de calor latente instantáneo, λET , es calculado como el residual del balance de energía, se utiliza para calcular la fracción evaporativa instantánea (Λ):

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{\lambda ET + H} = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad \text{Ec. (8)}$$

La fracción de evaporación instantánea (Λ) expresa la relación entre la demanda de evaporación real y la de cultivo cuando las condiciones de humedad atmosférica están en equilibrio con las condiciones de humedad del suelo. En escalas de tiempo diarias, ET_{24} (mm día^{-1}) se puede calcular como:

$$ET_{24} = \frac{86,400 \times 10^3}{\lambda \rho_w} \Lambda R_{n24} \quad \text{Ec. (9)}$$

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}).

El modelo SEBAL se ha aplicado en diferentes partes del mundo para estimar la evapotranspiración en zonas ribereñas, a nivel de cuenca, para estimar coeficientes de cultivo y para cuantificar el riego bajo demanda. Sin embargo, el principal inconveniente

de SEBAL es definir los píxeles de anclaje, ya que cuando no existen las condiciones en la imagen para seleccionar estos píxeles, las suposiciones pueden no ser válidas y el enfoque SEBAL puede resultar no valido (Irmak *et al.*, 2011).

Por otro lado, las principales ventajas de SEBAL son el uso mínimo de datos auxiliares basados en tierra; corrección interna automática, que evita 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 y Kar, 2014).

ii. METRIC

METRIC (Allen *et al.*, 2007a) es un modelo que utiliza imágenes satelitales que contienen tanto bandas de onda corta como bandas térmicas para estimar la evapotranspiración con alta resolución (30 m) sobre grandes áreas, lo cual permite evaluar el consumo de agua de los cultivos parcela por parcela (Hankerson *et al.*, 2012). La estimación de la evapotranspiración en METRIC se basa en el principio de conservación de energía, por lo que ET se estima como un residuo del balance de energía utilizando la Ecuación (3); en la estimación, el modelo ignora los componentes energéticos menores y considera solo los flujos verticales (el flujo advectivo horizontal no se incluye explícitamente) (Allen *et al.*, 2011).

La energía absorbida en el dosel y la energía utilizada en la fotosíntesis de las plantas corresponde a un porcentaje muy pequeño por lo que es ignorada en la Ecuación (3) (Allen *et al.*, 2011).

En METRIC, la radiación neta (R_n) se calcula utilizando la Ecuación (4) a partir de la reflectancia de la banda corta y la temperatura de la superficie medidas por satélite utilizando los algoritmos descritos en Allen *et al.*, (2007a).

El flujo de calor del suelo (G) se estima utilizando la ecuación empírica desarrollada por Tasumi *et al.*, (2003):

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{-0.521 \text{ LAI}} \quad (\text{LAI} \geq 0.5) \quad \text{Ec. (10a)}$$

$$\frac{G}{R_n} = \frac{1.80(T_s - 273.15)}{R_n} + 0.084 \quad (\text{LAI} < 0.5) \quad \text{Ec. (10b)}$$

donde:

R_n = radiación neta (W m^2);

LAI= índice de área foliar (adimensional); y

T_s = temperatura superficial (K).

La Ecuación (10) sugiere que cuando el índice de área de la hoja (LAI) es menor que 0.5, la relación G/R_n aumenta con tasas más altas de T_s y disminuye con el aumento de LAI (Allen *et al.*, 2007a).

En METRIC, el flujo de calor sensible (H) se calcula utilizando la función aerodinámica (Ecuación (6)), de la misma manera en que se hace con el modelo SEBAL. Para ello, ambos modelos utilizan el procedimiento CIMEC (Calibration using Inverse Modeling of Extreme Conditions) para calibrar la función de diferencia de temperatura entre la superficie y el aire, dT , basada en una relación de regresión entre dT y temperatura de superficie radiométrica, T_s , de dos píxeles de "anclaje". La dT puede estimarse como una

función lineal de la temperatura de la superficie (Bastiaanssen *et al.*, 1998). Los píxeles de anclaje representan idealmente las condiciones de un campo agrícola con cobertura vegetal completa y transpirando activamente (píxel “frío”) y un campo agrícola desnudo sin cubierta vegetal (píxel “caliente”) (Hankerson *et al.*, 2012).

La principal diferencia entre SEBAL y METRIC es que este último modelo emplea la evapotranspiración de referencia para el cultivo de alfalfa (ET_r) de la estación meteorológica del lugar incorporando de esta manera las condiciones climáticas, mientras que SEBAL utiliza la evaporación potencial de un cuerpo de agua en la escena, por lo que se considera que el flujo de calor sensible y el flujo de calor del suelo son igual a cero (Olmedo *et al.*, 2016).

La precisión en el cálculo de LE en estos modelos, depende de la precisión con que se calculen los demás componentes del balance de energía (R_n , G y H) (Allen *et al.*, 2011).

iii. SSEB

El modelo SSEB es una versión simplificada del enfoque de balance de energía superficial para estimar la ET, que conserva los supuestos principales de SEBAL (Bastiaanssen *et al.*, 1998) y METRIC (Allen *et al.*, 2007a). Estos últimos dos modelos suponen que la temperatura entre la superficie terrestre y el aire varía linealmente, esta relación lineal se obtiene mediante la selección de dos píxeles de anclaje conocidos como píxeles fríos y píxeles calientes, los cuales representan campos agrícolas bien regados con cobertura total donde la ET es máxima y campos agrícolas desnudos donde

la ET es mínima o cero, respectivamente; la relación lineal antes mencionada se utiliza para estimar el flujo de calor sensible (H). En el modelo SSEB también parte de la suposición que el flujo de calor latente (ET) también varía linealmente entre los píxeles calientes y fríos, debido a que la diferencia de temperatura entre la superficie del suelo y el aire está relacionada linealmente con la humedad del suelo, de modo que ET se estima por la diferencia de temperatura cercana a la superficie, que a su vez se estima a partir de las temperaturas de la superficie terrestre de los píxeles calientes y fríos en el área de estudio, es decir, mientras que el píxel caliente experimenta poca ET y el píxel frío experimenta una ET máxima, los píxeles restantes experimentarán una ET en proporción a la temperatura de su superficie terrestre en relación con los píxeles fríos y calientes (Senay *et al.*, 2007).

Bajo el supuesto de que los píxeles calientes experimentan muy poca ET y los píxeles fríos representan la ET máxima, se utiliza la temperatura promedio de los píxeles calientes y fríos seleccionados para calcular fracciones proporcionales de ET por píxel. La fracción ET (ET_f) se calcula para cada píxel aplicando la siguiente ecuación (Senay *et al.*, 2007):

$$ET_f = \frac{T_H - T_x}{T_H - T_C} \quad \text{Ec. (11)}$$

donde:

T_H = promedio de los píxeles calientes seleccionados;

T_C = promedio de los píxeles fríos seleccionados; y

T_x = temperatura superficial para cada píxel de la escena.

La ET_f se multiplica por la evapotranspiración de referencia (ET_0) para calcular los valores reales de ET por píxel en una escena dada (Senay *et al.*, 2007):

$$ET = ET_f * ET_0 \quad \text{Ec. (12)}$$

4.4.1.3. Modelos basados en la temperatura

I. Thornthwaite

El modelo basado en la temperatura más utilizado es el Thornthwaite (1948), el cual se utiliza para calcular la evapotranspiración potencial y se escribe de la siguiente manera (Fisher *et al.*, 2011):

$$ETP = C \left(\frac{10T_a}{I} \right)^a \left(\frac{d}{12} \right) \left(\frac{N}{30} \right) \quad \text{Ec. (13)}$$

donde:

$C = 1.6$;

$I =$ suma anual de $(T_a/5)^{1.514}$ para cada mes;

$d =$ número promedio de horas luz por día para cada mes;

$N =$ número de días en el mes; y

$a = (6.75 \times 10^{-7} I^3) - (7.711 \times 10^{-7} I^2) + 0.017921 + 0.49239$.

II. Hargreaves-Samani

El modelo desarrollado por Hargreaves y Samani (1985) sólo requiere datos temperatura máxima y mínima del aire y radiación extraterrestre. Debido a que la radiación extraterrestre se puede calcular para cierto día y latitud, sólo las temperaturas máximas y mínimas son los parámetros que requieren observación (Droogers y Allen, 2002). La ecuación de Hargreaves-Samani 1985 es la siguiente:

$$ET_0 = 0.0023R_a(TC + 17.8)TD^{0.5} \quad \text{Ec. (14)}$$

donde:

ET_0 = evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹);

R_a = radiación solar extraterrestre (mm día⁻¹);

TC = temperatura promedio diaria (°C); y

TD = diferencia entre la temperatura máxima diaria y la temperatura mínima diaria (°C).

El método de Hargreaves-Samani 1985 se ha probado utilizando datos lisimétricos de alta calidad en una amplia gama de condiciones climatológicas, los resultados indican que esta ecuación es casi tan exacta como Penman-Monteith FAO en la estimación de ET_0 en periodos semanales o en periodos de tiempo más largos, y se recomienda en los casos donde los datos climatológicos son escasos (Droogers y Allen, 2002); por lo que se usa en planificación regional, estudios de operación de reservorios, diseño de capacidades de canales, requisitos regionales para riego y/o drenaje, potenciales para la producción agrícola de secano y, bajo algunas situaciones, para la programación del riego (Hargreaves y Allen, 2003).

4.4.1.4. Modelos basados en la radiación

I. Priestley-Taylor

El método Priestley-Taylor (1972) es una fórmula (Ecuación (15)) que solo utiliza la radiación y la temperatura para el cálculo de ET_0 , calcula el componente ET_0 como una resultante directamente de la radiación, y lo aumenta con un coeficiente, que puede

calibrarse de acuerdo con las condiciones locales (generalmente se utilizan valores 1.12 o 1.26) (Sheikh y Mohammadi, 2013).

$$ET_0 = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad \text{Ec. (15)}$$

donde:

ET_0 = evapotranspiración de referencia (mm día^{-1});

α = constante derivada empíricamente (adimensional);

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

γ = constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

R_n = radiación neta (mm día^{-1}); y

G = flujo de calor del suelo (mm día^{-1}).

4.4.1.5. Modelos combinados

I. Penman-Monteith FAO56

Un panel de expertos e investigadores en riego fue organizado por la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) en mayo de 1990, en colaboración con la Comisión Internacional para el Riego y Drenaje (CMRD) y con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), con el fin de revisar las metodologías previamente propuestas por la FAO, para el cálculo de los requerimientos de agua de los cultivos y para elaborar recomendaciones sobre la revisión y la actualización de procedimientos a este respecto (Allen *et al.*, 2006).

El panel de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como nuevo método estandarizado para el cálculo de la evapotranspiración de referencia y aconsejó sobre los procedimientos para el cálculo de los varios parámetros que la formula incluye. El método Penman-Monteith FAO56 Allen *et al.*, (2006), se recomienda como el único método para estimar la evapotranspiración con parámetros climáticos, y su ecuación es:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad \text{Ec. (16)}$$

donde:

ET_0 = evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹);

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹);

R_n = radiación neta en la superficie de cultivo (Mj m⁻² día⁻¹);

G = flujo de calor del suelo (Mj m⁻² día⁻¹);

γ = constante psicométrica (kPa °C⁻¹);

T = temperatura media del aire a 2 m de altura (°C);

u_2 = velocidad del viento a 2 m de altura (m s⁻¹);

e_a = presión real de vapor (kPa);

e_s = presión de vapor de saturación (kPa); y

$e_s - e_a$ = déficit de presión de vapor (kPa).

4.4.2. Mediciones de ET

4.4.2.1. Tanque evaporímetro

La evaporación de una superficie libre de agua, proporciona un índice del efecto integrado de radiación, temperatura del aire, humedad del aire y del viento en la

evapotranspiración. Sin embargo, diferencias entre la superficie de agua y las superficies cultivadas producen diferencias significativas entre la pérdida de agua de una superficie libre de agua y una superficie cultivada. El tanque ha probado su valor práctico, y ha sido utilizado con éxito para estimar la evapotranspiración de referencia observando la pérdida por evaporación de una superficie de agua y utilizando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque con ET_0 (Allen *et al.*, 2006).

4.4.2.2. Lisímetros

Un lisímetro es un balance que se realiza debajo del suelo, a menudo en un tanque o laboratorio, que mide el cambio en el peso de la pérdida de agua. Es muy difícil construir y operar un lisímetro preciso, lo que dificulta el muestreo espacial robusto, y a menudo lo que se está midiendo no representa el sistema natural con precisión. Los minilísímetros pueden construirse como tierra en un collar de plástico que es fácil de quitar, devolver el peso, pero el flujo de agua puede estar influenciado por el collar mismo (Fisher *et al.*, 2011).

4.4.2.3. Técnica de *Eddy Covariance*

La técnica de *Eddy Covariance* es una técnica micrometeorológica, utilizada para monitorear los procesos de intercambio de los flujos de vapor de agua, CO_2 y de otros gases, se realiza *in situ* y se considera como no destructiva (Vargas *et al.*, 2013). En el caso del agua, el vapor evapotranspirante de la superficie terrestre se combina con el viento (moviéndose en movimientos circulares llamados remolinos por lo que una traducción de este método puede ser covarianza de remolinos o covarianza de

torbellinos, pero en presente escrito utilizaremos la denominación original como torre de *Eddy Covariance* o Torre EC) que transporta el vapor de agua a la atmósfera. Los instrumentos conectados a las torres que se extienden por encima del dosel miden la concentración de vapor de agua (a través de un analizador de gases infrarrojos) y la velocidad y dirección del viento (mediante un anemómetro sónico) para grandes áreas (Figura 7). La covarianza de ese vapor de agua con la velocidad vertical del viento se calcula para dar el ET total para el área dada. Las mediciones se registran generalmente como promedios de 30 minutos bajo el supuesto de un buen funcionamiento del equipo (Fisher *et al.*, 2011).

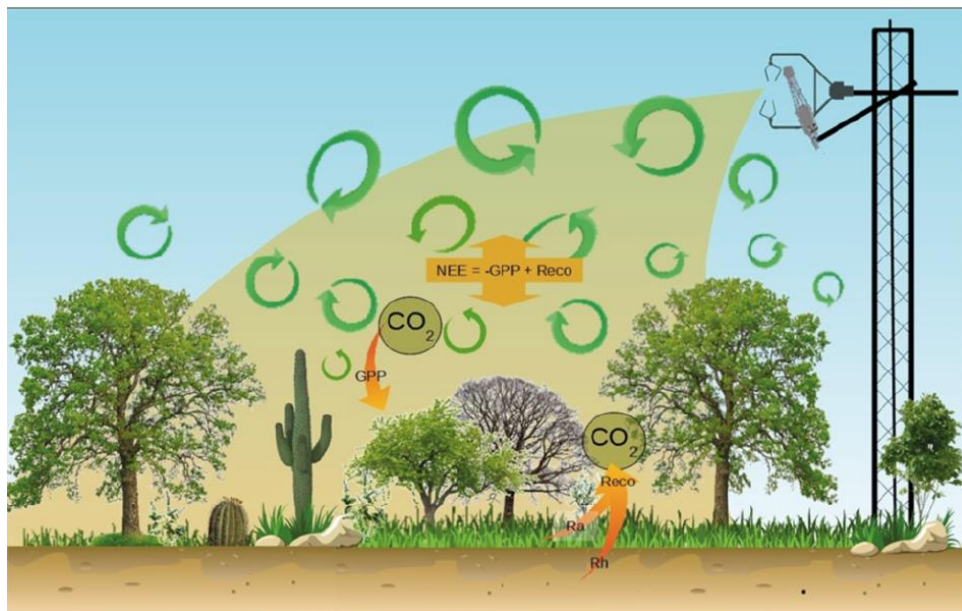


Figura 7. Método de *Eddy Covariance* (Delgado-Balbuena *et al.*, 2018).

La implementación de la técnica de *Eddy Covariance* es complicada, el sitio de estudio está restringido a terreno plano, con homogeneidad en la cubierta vegetal y características del suelo, al mismo tiempo de que la instalación y operación, así como el procesamiento y análisis de datos requiere de personal especializado, aunado a que se

pueden presentar errores cuando la velocidad del viento (turbulencia) es baja (Fisher *et al.*, 2011; Vargas *et al.*, 2013).

4.4.2.4. Atmómetro

Un atmómetro es un instrumento que mide la cantidad de agua evaporada a la atmósfera desde una superficie porosa húmeda simulando el proceso de evapotranspiración de las plantas. Este instrumento es muy útil para aplicaciones prácticas de gestión del agua a nivel de parcela como la programación del riego (Reyes-González *et al.*, 2019).

Un atmómetro está compuesto por una copa de cerámica porosa (copa Bellani), que está montada en la parte superior de un depósito de agua cilíndrico de polivinilo blanco (Figura 8). Este depósito está lleno de agua destilada que se evapora a través de los poros de la taza (Gavilán y Castillo, 2009).

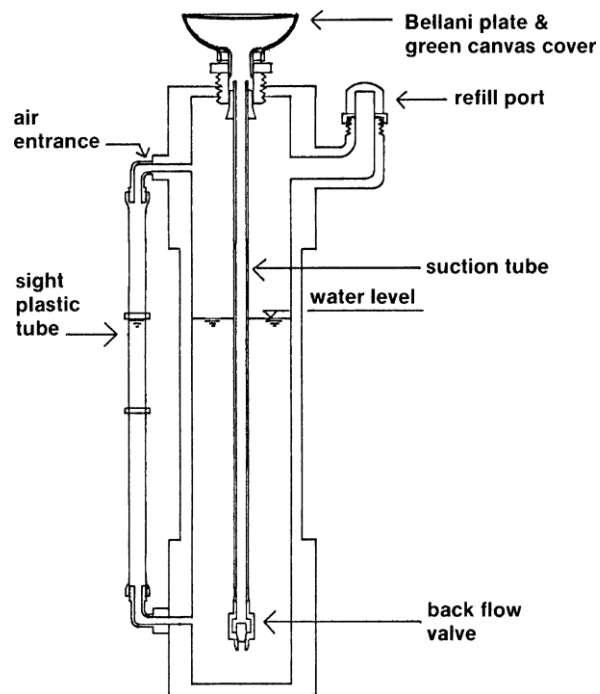


Figura 8. Descripción esquemática de un atmómetro (Broner y Law, 1991).

Existe una nueva versión más reciente del atmómetro llamada "atmómetro modificado", en este atmómetro, la superficie superior de la taza de cerámica se cubre con un lienzo verde rugoso (Figura 9) para simular el albedo del cultivo y figurar la resistencia a la difusión de la hoja al flujo de vapor de agua desde el interior de la hoja a la atmósfera (Broner y Law, 1991). El nivel del agua en el depósito cilíndrico se visualiza en un tubo lateral montado frente a una regla en el instrumento, lo que lo hace tan fácil de leer como un pluviómetro (Magliulo *et al.*, 2003).



Figura 9. Atmómetro modificado (Knox *et al.*, 2011).

4.4.3. REF-ET, software para calcular ET

El programa REF-ET es un software libre desarrollado por el Dr. Richard G. Allen y la Universidad de Idaho, el cual proporciona los cálculos estandarizados de evapotranspiración de referencia para 15 de los métodos más usados comúnmente (Tabla 1). Los algoritmos y rutinas utilizadas en REF-ET son tomadas del Manual y

Reporte de Prácticas de Ingeniería No. 70 de la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles (ASCE), “Evapotranspiración y requerimientos de agua para riego”, del Boletín FAO 56 y del reporte de Cálculos Estandarizados de Evapotranspiración de Referencia redactado por el Comité de Evapotranspiración en Irrigación e Hidrología de la ASCE durante el año 2000 (Allen, 2000).

Tabla 1. Métodos utilizados por REF-ET para calcular ET (Allen, 2000).

Método	Periodo	Tipo de ET
Penman-Monteith de la ASCE con resistencias (Allen <i>et al.</i> , 1989)	M, D o H	ET ₀ ET _r
Penman-Monteith de la ASCE con resistencia superficial proporcionada por el usuario	M, D o H	ET ₀ ET _r
Penman-Monteith estandarizada de la ASCE	M, D o H	ET ₀ ET _r
Kimberly Penman 1982 (Wright, 1982; 1996)	M, D o H	ET ₀ ET _r
Penman-Monteith FAO56 (Allen <i>et al.</i> , 1998) con resistencia para pasto	M, D o H	ET ₀
Kimberly Penman 1972 (función de viento fija) (Wright y Jensen 1972)	M, D o H	ET _r
Penman 1948 o 1963 (Penman, 1948; 1963)	M, D o H	ET ₀
Penman corregida FAO-24 (Doorenbos y Pruitt, 1977)	M o D	ET ₀
Penman FAO-PPP-17 (Frere y Popov, 1979)	M o D	ET ₀
Penman CIMIS con FAO 56 Rn y G=0	H	ET ₀
Método de radiacion FAO-24 (Doorenbos y Pruit, 1977)	M o D	ET ₀
Blaney-Criddle FAO-24 (Doorenbos y Pruit, 1977)	M o D	ET ₀
Método del tanque evaporímetro (Doorenbos y Pruit, 1977)	M o D	ET ₀
Método de la temperatura de Hargreaves (Hargreaves y Samani)	M o D	ET ₀
Priestley-Taylor (1972) Método de radiación y temperatura	M o D	ET ₀
Makkink (1957) Método de radiación y temperatura	M o D	ET ₀
Turc Método de radiación y temperatura	M o D	ET ₀

M= periodo de cálculo mensual; D= periodo de cálculo diario (24 horas); H= periodo de cálculo horario.
ET₀ se refiere a la evapotranspiración de referencia del pasto y ET_r se refiere a la evapotranspiración de referencia de la alfalfa.

El programa está diseñado para leer datos de un archivo en formato ASCII, donde los valores de las diferentes variables pueden ser separados por espacio, coma o tabulaciones. En cuanto los periodos de tiempo, REF-ET puede calcular la evapotranspiración de referencia mensualmente, diariamente (24 horas) y a nivel horario.

Además, REF-ET provee la opción de calcular ya sea la evapotranspiración de referencia del pasto (ET_0) o de la alfalfa (ET_r).

4.5. Misiones Landsat

El Departamento del Interior, la NASA y el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos se embarcaron en un ambicioso esfuerzo para desarrollar y lanzar el primer satélite civil de observación de la Tierra. Su objetivo se logró el 23 de julio de 1972, con el lanzamiento del Satélite de Tecnología de Recursos de la Tierra (ERTS-1), que más tarde pasó a llamarse Landsat 1. Los lanzamientos de Landsat 2, Landsat 3 y Landsat 4 siguieron en 1975, 1978, y 1982, respectivamente.

Landsat 5 se lanzó el 1 de marzo de 1984, estableciendo oficialmente un nuevo récord mundial Guinness para el "satélite de observación de la Tierra de más larga duración" fue dado de baja el 5 de junio de 2013. Landsat 6 no logró alcanzar la órbita en 1993. Landsat 7 se lanzó con éxito en 1999, Landsat 8 en 2013, y ambos satélites continúan adquiriendo datos (Figura 10). El satélite Landsat 9 se está desarrollando hacia una fecha de preparación para el lanzamiento de mediados de 2021 (<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat/>).

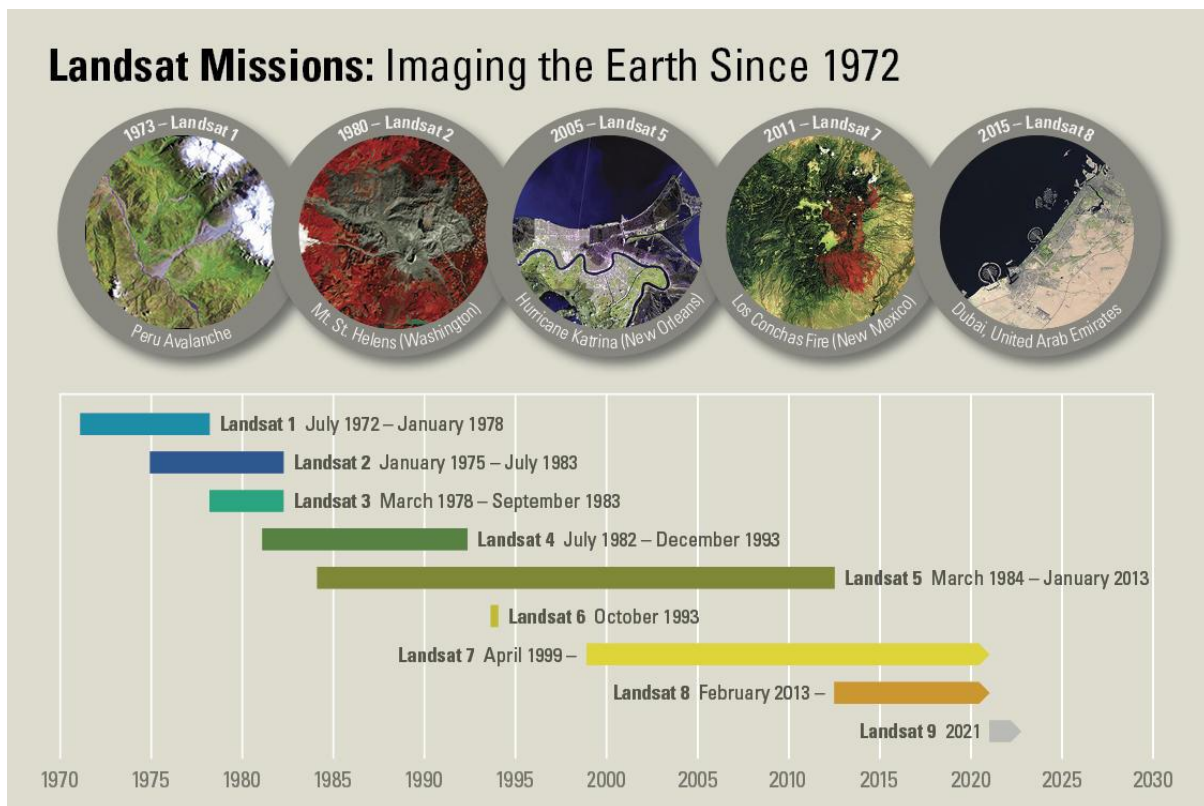


Figura 10. Misiones Landsat, desde 1972 hasta la fecha (<https://www.usgs.gov/land-resources/nli/landsat>).

4.5.1. Landsat-8

Landsat-8 se lanzó el 11 de febrero de 2013 con dos nuevos sensores Earth Imaging para proporcionar un registro de datos continuo con los Landsat anteriores. Para Landsat-8, se adoptó la tecnología de barrido, y las bandas reflectantes y las bandas térmicas se dividieron en dos instrumentos. OLI (Operational Land Imager) es el sensor de banda reflectante y el TIRS (Thermal Infrared Sensor), el térmico. Además de estos cambios fundamentales, se agregaron bandas, se refinaron los pasos de banda espectrales, se mejoró el rango dinámico y la cuantificación de datos, y se implementaron

muchas otras mejoras. Un aspecto clave de esta cooperación fue la caracterización y calibración de los instrumentos y sus datos (Markham *et al.*, 2015).

El sensor OLI (Figura 11) tiene 9 bandas espectrales, que cubren las longitudes del azul al infrarrojo de onda corta (SWIR) (Tabla 2). El OLI adquiere datos con 14 bits de precisión radiométrica, mientras que solo transmite 12 bits al suelo para ahorrar ancho de banda. El sistema de procesamiento en tierra Landsat-8 convierte todos los datos a los 14 bits equivalentes para informarlos en Números Digitales (ND) (Morfitt *et al.*, 2015).

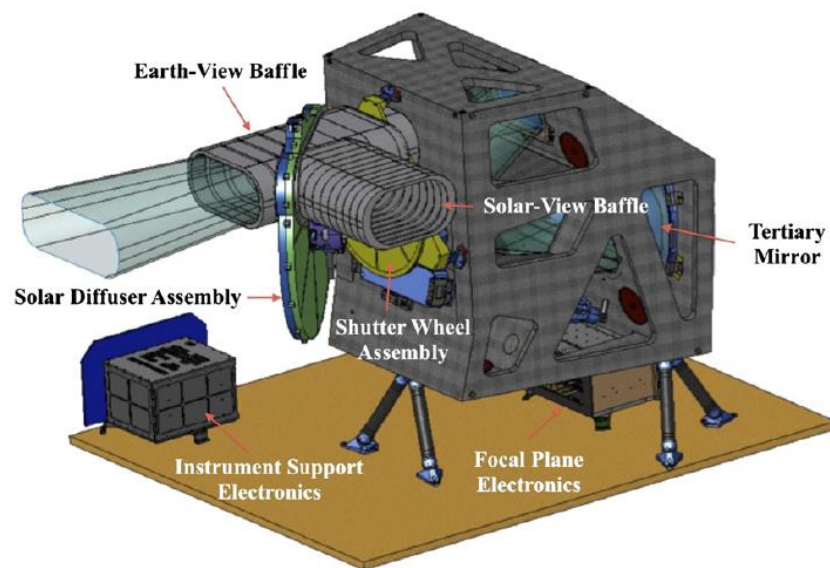


Figura 11. Esquema del sensor OLI de Landsat 8 (Mishra *et al.*, 2014). *Los autores han obtenido el esquema a través de Ball Aerospace & Technologies Corp.

Tabla 2. Bandas espectrales del sensor OLI (Morfitt *et al.*, 2015).

Banda OLI	Nombre de la banda	Longitud media de banda (nm)	Resolución espacial (m)
1	Aerosoles	443	30
2	Azul	482	30
3	Verde	561	30
4	Roja	655	30
5	Infrarrojo cercano (NIR)	865	30
6	Infrarrojo de onda corta (SWIR) 1	1609	30
7	SWIR 2	2201	30
8	Pancromática	590	15
9	Cirrus	1373	30

El sensor TIRS (Thermal Infrared Sensor) (Figura 12) es el instrumento de imagen térmica a bordo del observatorio Landsat 8. El sensor fue diseñado para continuar las mediciones infrarrojas de banda ancha y onda larga de la Tierra para el programa Landsat. En un cambio con respecto a los instrumentos Landsat anteriores, TIRS opera en un modo de barrido para obtener datos de imágenes de la Tierra en dos canales térmicos. TIRS ha estado recolectando operativamente imágenes infrarrojas térmicas de la escena terrestre desde su activación en marzo de 2013 (Montanaro *et al.*, 2014).

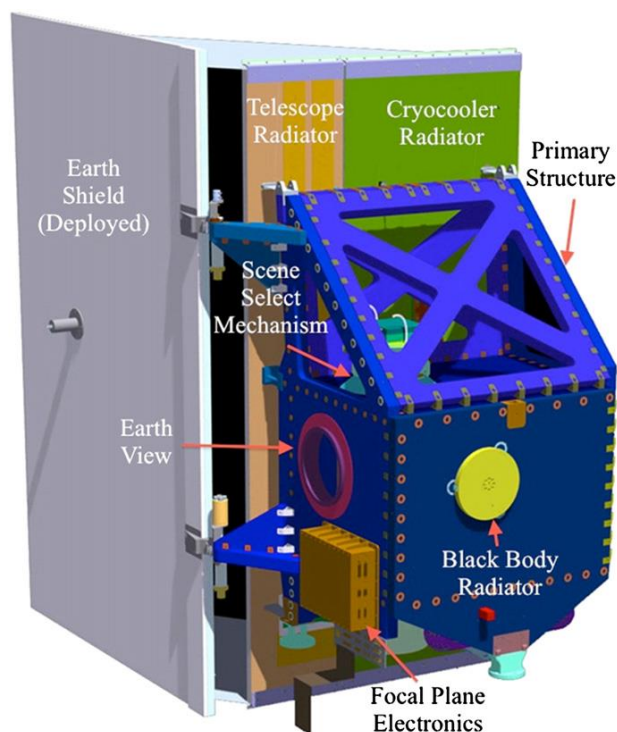


Figura 12. Dibujo del sensor TIRS (Irons *et al.*, 2012).

TIRS recopila datos de imagen para dos bandas espectrales infrarrojas térmicas con una resolución espacial de 100 m (Tabla 3) en una franja de 185 km desde la altitud nominal de 705 km de Landsat (Irons *et al.*, 2012).

Tabla 3. Bandas espectrales y resolución espacial del sensor TIRS (Irons *et al.*, 2012).

Número de banda	Longitud media de banda (nm)	Resolución espacial (m)
10	1060	100
11	1150	100

Los sensores OLI y TIRS vuelan en una nave espacial que diariamente recoge más de cuatrocientas escenas (185 km por 180 km) (más de 550 imágenes diarias en promedio), se procesan en el EROS (Earth Resources Observation and Science) del USGS (United

State Geological Survey) y se ponen a disposición de forma gratuita para el público (Knight y Kvaran, 2014).

4.6. Índices estadísticos

4.6.1. Coeficiente de determinación (R^2)

El coeficiente de determinación (R^2) se define como el cuadrado del coeficiente de correlación de acuerdo a Bravais-Pearson. R^2 describe el grado de colinealidad entre los datos simulados y medidos (Moriasi *et al.*, 2007), se calcula como:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \quad \text{Ec. (17)}$$

donde:

n = número de observaciones;

O_i = valores observados o medidos; y

P_i = valores predichos o estimados.

R^2 estima la dispersión combinada contra la dispersión única de las series observadas y predichas. Los valores de R^2 se encuentran entre 0 y 1, y describen qué tanto de la dispersión observada se explica por la predicción. Un valor de cero significa que no hay correlación en absoluto, mientras que un valor de 1 significa que la dispersión de la predicción es igual a la de la observación (Krause *et al.*, 2005).

4.6.2. Raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RMSE)

La raíz de la media del error cuadrático (RMSE) (Willmott, 1982), mide la variación de los valores calculados respecto a los observados:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad \text{Ec. (18)}$$

4.6.3. Error absoluto medio (MAE)

En comparación al RMSE, el error absoluto medio (MAE) es menos sensible a los valores extremos y es intuitivamente más atractivo (Willmott, 1982). El MAE se calcula como:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad \text{Ec. (19)}$$

4.6.4. Eficiencia de Nash-Sutcliffe's (NSE)

El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) es una estadística normalizada que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la varianza de datos medida ("información") (Nash y Sutcliffe, 1970). NSE indica qué tan bien la gráfica de datos observados versus simulados se ajusta a la línea 1:1 (Moriassi *et al.*, 2007). NSE se calcula con la siguiente ecuación:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad \text{Ec. (20)}$$

El rango de NSE se encuentra entre 1.0 (ajuste perfecto) y $-\infty$. Una eficiencia inferior a cero indica que el valor medio de las series de tiempo observadas habría sido un mejor predictor que el modelo (Krause *et al.*, 2005).

4.6.5. Índice de concordancia de Willmott (d)

El índice de concordancia (d), fue propuesto por Willmott (1981) para superar la insensibilidad de NSE y R^2 a las diferencias en las medias y variaciones observadas y predichas. Este índice representa la relación del error cuadrado medio y el error potencial, el error potencial en el denominador representa el valor más grande que la diferencia al cuadrado puede alcanzar (Krause *et al.*, 2005). El índice d se desarrolló como una medida estandarizada del grado de error de predicción del modelo (Moriasi *et al.*, 2007), y se calcula como:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad \text{Ec. (21)}$$

El rango de d es similar al de R^2 y se encuentra entre 0 (sin correlación) y 1 (ajuste perfecto).

El significado de las variables usadas en el RMSE, MAE, NSE y d , es el mismo que el de las utilizadas en el coeficiente de determinación (R^2).

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1. Materiales

5.1.1. Área de estudio

En el presente estudio se trabajó con dos lugares; el primero, corresponde a la torre de flujos Ojuelos del consorcio MexFlux, ubicada en el municipio del mismo nombre en el estado de Jalisco, se utilizaron datos medidos de evapotranspiración(ET) en este sitio para validar el modelo METRIC; el segundo lugar se refiere Módulo de Riego Tepatepec del Distrito de Riego 003 Tula en el estado de Hidalgo, donde una vez validado el modelo METRIC se implementó para estimar la evapotranspiración de los cultivos en esta zona.

5.1.1.1. Consorcio MexFlux

El sitio Ojuelos pertenece al consorcio MexFlux, el cual está integrado por varios puntos de monitoreo localizados en diferentes ecosistemas de México (Figura 13) que usan el sistema de *Eddy Covariance* (EC) para medir el intercambio de CO₂ y energía entre la biosfera y la atmósfera (Delgado-Balbuena *et al.*, 2018); de la misma manera, MexFlux es una unidad regional perteneciente a la red global FLUXNET, la cual incorpora más de 500 sitios de estudio en todo el mundo donde también se llevan a cabo mediciones de flujo de vapor de agua, CO₂ y energía en ecosistemas terrestres (Vargas *et al.*, 2013).

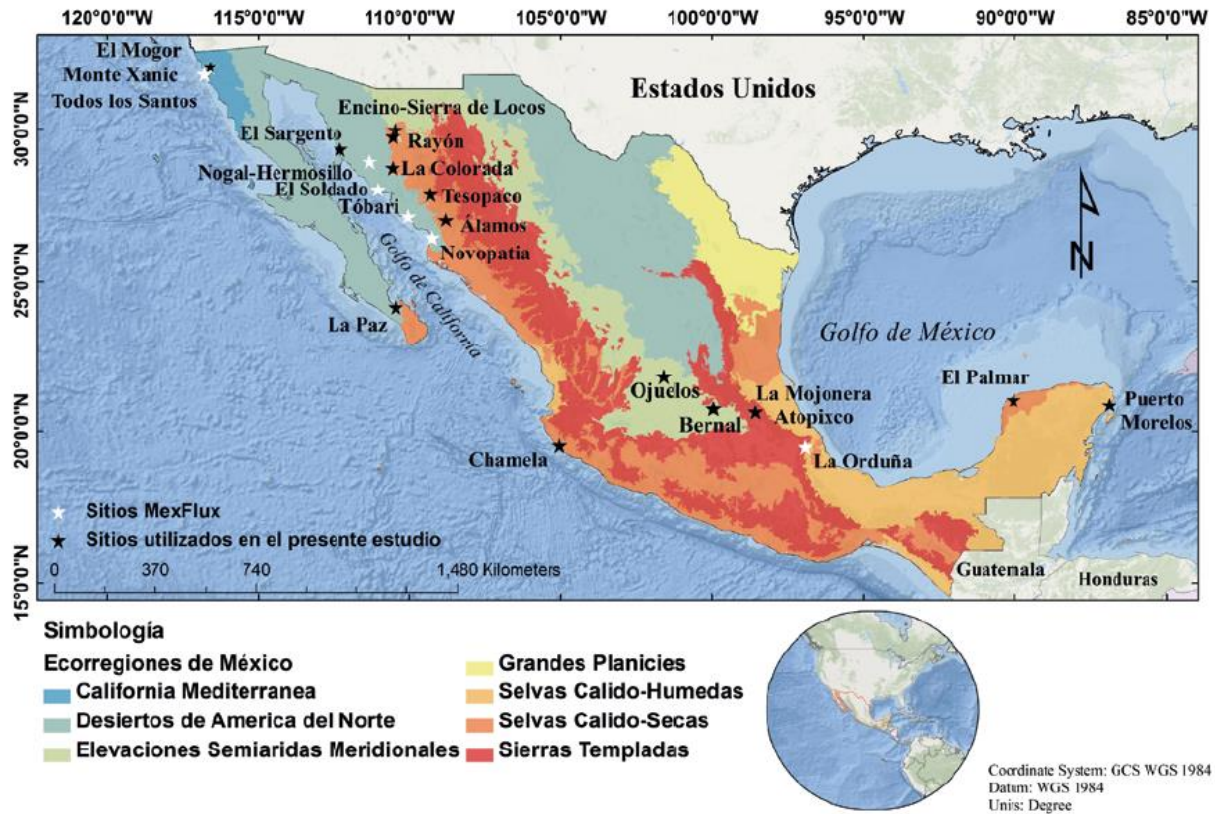


Figura 13. Distribución de los sitios de monitoreo del consorcio MexFlux (Delgado-Balbuena *et al.*, 2018).

5.1.1.2. Localización del sitio Ojuelos

El sitio de monitoreo Ojuelos se localiza dentro del Campo Experimental Vaquerías del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), en la subprovincia geográfica Llanos de Ojuelos, Jalisco, México (Figura 14). La torre de flujos de la estación Ojuelos tiene las coordenadas 21° 47' 24" latitud norte, 101° 36' 36" longitud oeste y una altitud de 2,228 msnm (Vargas *et al.*, 2013). El lugar se ubica en un ecosistema de pastizal semiárido cuya vegetación está dominada por pastos *Bouteloua gracilis* principalmente (Delgado-Balbuena *et al.*, 2013).

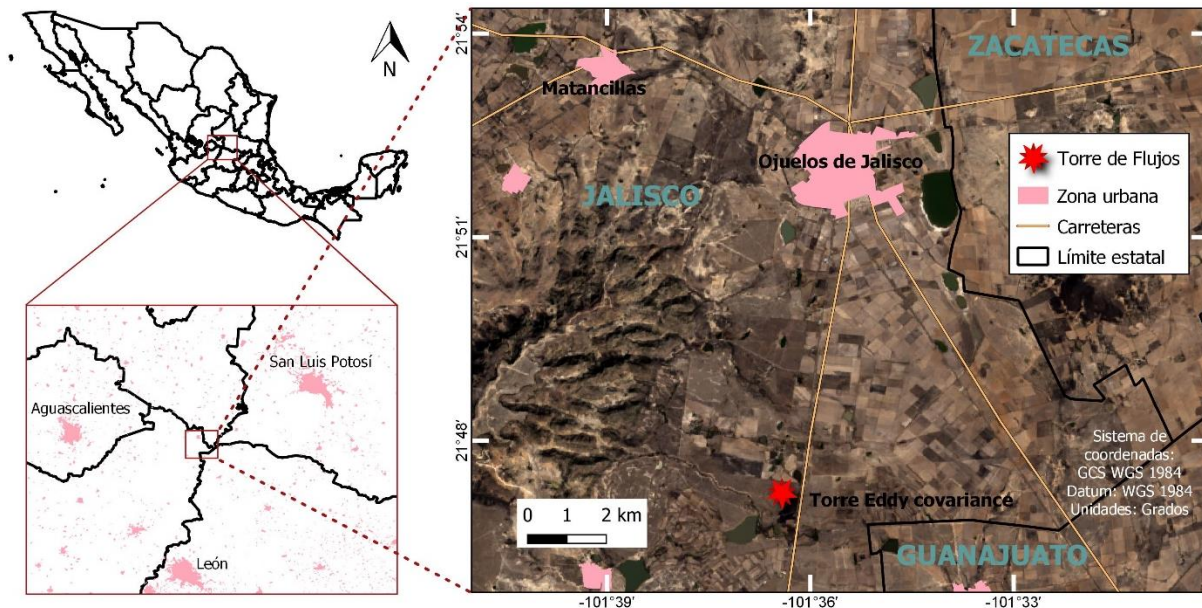


Figura 14. Localización del sitio en Llanos de Ojuelos, Jalisco, México.

De acuerdo a Delgado-Balbuena *et al.*, (2013), con datos de la estación meteorológica del Sitio Experimental Vaquerías INIFAP, la región presenta un clima semiárido con una precipitación anual de 424 mm distribuida principalmente entre junio y septiembre, seguida de 6 a 9 meses secos. Las temperaturas medias anuales son de 17.5 °C, con temperaturas medias mensuales que oscilan entre 2.2 °C para los meses más fríos y 26.8 °C para los meses más cálidos. La topografía se caracteriza por valles y suaves colinas. Los dos tipos de suelo dominantes son Xerosol háplico y Feozem háplico. Los suelos son arcillosos limosos y francos arenosos, poco profundos con una profundidad promedio que varía entre 0.3 y 0.5 m con una capa de tepetate cementada.

5.1.1.3. Módulo de Riego Tepatepec

El Módulo de Riego Tepatepec pertenece al Distrito de Riego 003 Tula, el cual se ubica al sur oriente del Estado de Hidalgo entre los paralelos 19° 40' y 20° 29' latitud norte y

los meridianos 99° 27' y 99° 57' longitud oeste a una altitud media de 1985 msnm su límite en la parte norte es con el valle de Ixmiquilpan así como la localidad del mismo nombre y los cerros de San Miguel, Teptha y Gaxido; al este limita con la sierra de Actopan; al sur con los cerros El Gorrión y Mexe al igual que con las localidades de Atotonilco de Tula y Ajacuba y por último al oeste con la sierra Xinthe (Figura 15).

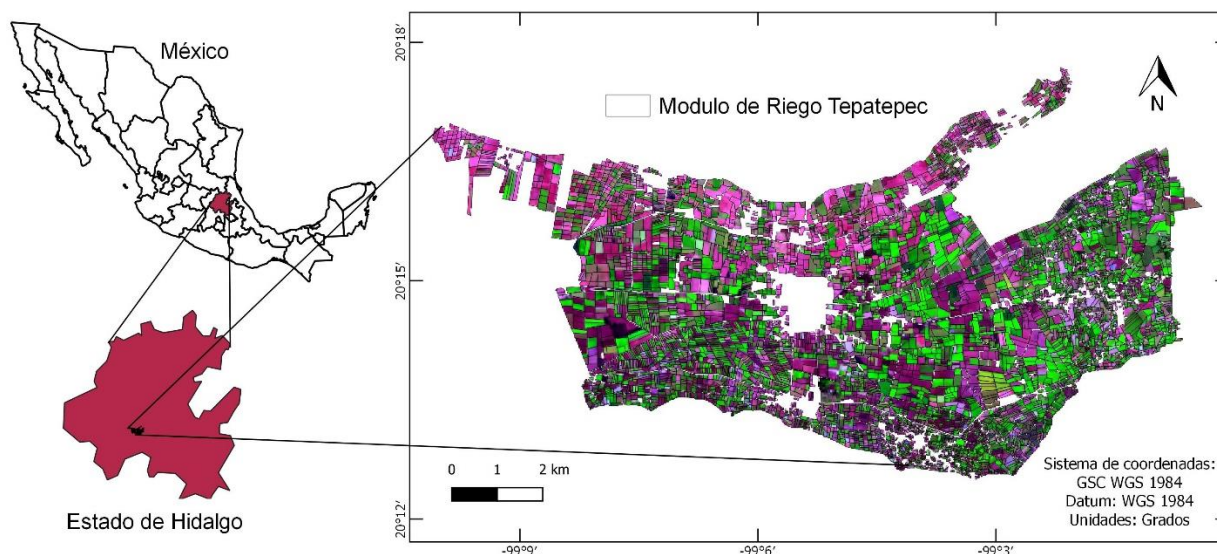


Figura 15. Localización del Módulo de Riego Tepatepec en el estado de Hidalgo, imagen de falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019.

5.1.2. Imágenes satelitales

5.1.2.1. Imágenes seleccionadas para la validación

Para efectuar la validación primero se definió el periodo de estudio con base a la disponibilidad de los datos en la torre de flujos. Tomando en cuenta los valores más recientes, se seleccionó el periodo de febrero de 2016 a enero de 2017, posteriormente se examinaron y seleccionaron las escenas Landsat-8 útiles dentro del periodo de estudio, la utilidad de las imágenes obedece a la condición de que la zona correspondiente a la torre de EC estuviera libre de nubes, de esta manera se eligieron

ocho imágenes (Tabla 4) que posteriormente se descargaron de la página del Servicio de Levantamiento Geológico de los Estados Unidos de América (USGS) (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Las imágenes corresponden a los sensores OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor) con un path= 28 y un row= 45.

Tabla 4. Escenas Landsat-8 OLI/TIRS seleccionadas para la validación de METRIC.

Fecha	Día del año	% de nubes
04/02/2016	35	1.62
07/03/2016	67	0.32
24/04/2016	115	0.02
30/08/2016	243	3.89
17/10/2016	291	2.09
02/11/2016	307	2.52
18/11/2016	323	2.12
05/01/2017	5	0.09

5.1.2.2. Imágenes para la implementación

Para la fase de implementación se eligió el ciclo de producción otoño-invierno 2018 (noviembre de 2018 - abril de 2019) correspondiente a la temporada seca, para ello se buscaron imágenes satelitales para la zona de estudio con la condición de que estuvieran libres de nubes, principalmente en el área que cubre el Distrito de Riego 003 Tula. El proceso de búsqueda y selección se realizó con la ayuda de la plataforma en línea SPIDERwebGIS (Figura 16) desarrollada por la Universidad de Castilla-La Mancha, en dicha plataforma se pueden visualizar diferentes tipos de imágenes satelitales filtrándolas por el porcentaje de nubosidad y por un periodo de tiempo determinado, además se tiene la ventaja, a comparación de otras plataformas como EarthExplorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), de que se pueden generar gráficos de NDVI para

periodos y sitios específicos para la imagen seleccionada (Landsat o Sentinel), con lo cual se puede definir de manera más concreta el ciclo de crecimiento de los cultivos para un lugar determinado.

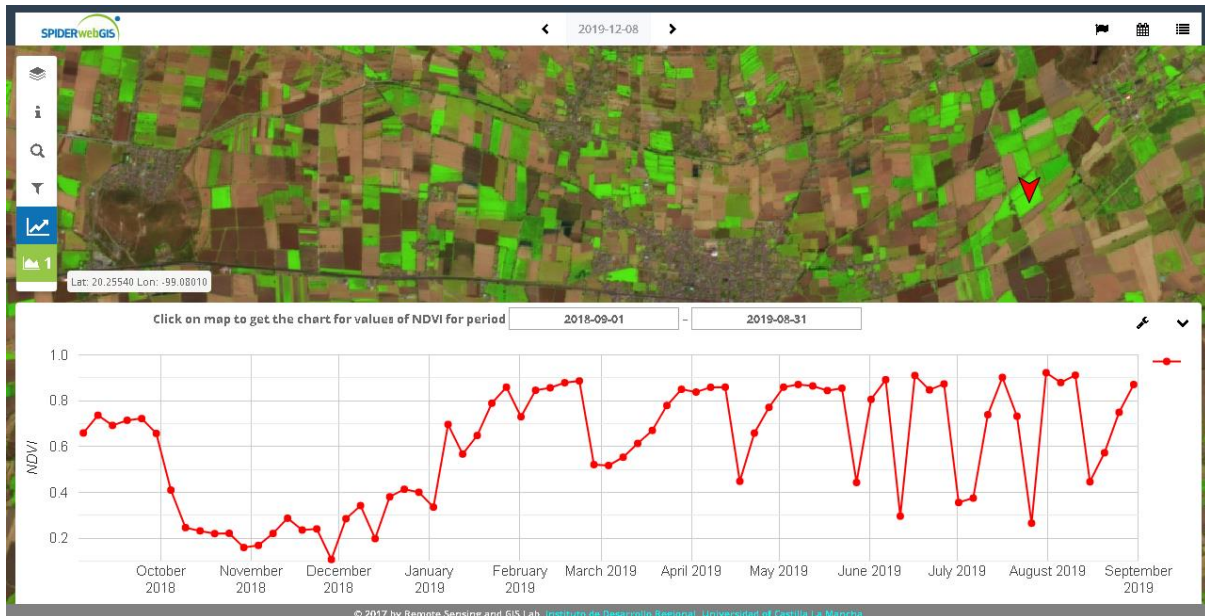


Figura 16. Plataforma SPIDERwebGIS, despliegue de gráfica de NDVI para un punto (flecha de color rojo) y periodo de tiempo seleccionado.

Las imágenes seleccionadas (Tabla 5) corresponden al satélite Landsat-8, a los sensores OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor) con un path= de 26 y un row= de 46, posteriormente se descargaron de la página del Servicio de Levantamiento Geológico de los Estados Unidos de América (USGS) (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Tabla 5. Imágenes Landsat-8 OLI/TIRS utilizadas.

Fecha	Día del año	% de nubes
14/02/2019	45	3.95
02/03/2019	61	8.51
18/03/2019	77	38.1
03/04/2019	93	18.54
19/04/2019	109	6.9

5.1.3. Datos meteorológicos

5.1.3.1. Datos medidos en la torre de flujos de Ojuelos

El sitio experimental está equipado con un sistema de *Eddy Covariance* (EC) automatizado que mide diversas variables micrometeorológicas y meteorológicas (Figura 17). La instrumentación incluye un anemómetro sónico tridimensional (CSAT-3D, Campbell Sci. Logan, Utah, EE. UU.) y un analizador de gas infrarrojo de trayectoria abierta (IRGA; Li-7500, LICOR Inc., Lincoln, NE, EE. UU.). El muestreo y el registro de datos se llevan a cabo con un registrador de datos (CR3000, Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, EE. UU.) A una frecuencia de muestreo de 10 Hz (Aguirre-Gutiérrez *et al.*, 2019).



Figura 17. Torre de flujo del sitio de monitoreo Ojuelos.

La temperatura del aire y la humedad relativa se midieron con una sonda HMP45C blindada montada a 2 m de altura (Vaisala, Helsinki, Finlandia). La velocidad y dirección del viento se midieron con el anemómetro sónico. La radiación solar de onda corta y onda larga incidente y reflejada se midió con un radiómetro neto NR01 (NR01, Hukseflux, Países Bajos) (Aguirre-Gutiérrez *et al.*, 2019).

5.1.3.2. Estación “El Tepeyac” y estación “Actopan”

Se utilizó información de la Estación Meteorológica Automática (EMA) “El Tepeyac”, la cual registra datos de temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento, los

datos empleados fueron los correspondientes al periodo de noviembre de 2018 a abril de 2019. La EMA tiene las coordenadas 20° 13' 27.73" latitud norte y 99° 02' 54.74" longitud oeste (Figura 18), su elevación es de 2006 msnm.

El dato de radiación solar se importó de la Estación Meteorológica Automática "Actopan", perteneciente a la Red del Servicio Meteorológico Nacional; la EMA tiene las coordenadas 20° 16' 50" latitud norte y 98° 58' 21" longitud oeste (Figura 18) y una elevación de 1993 msnm.

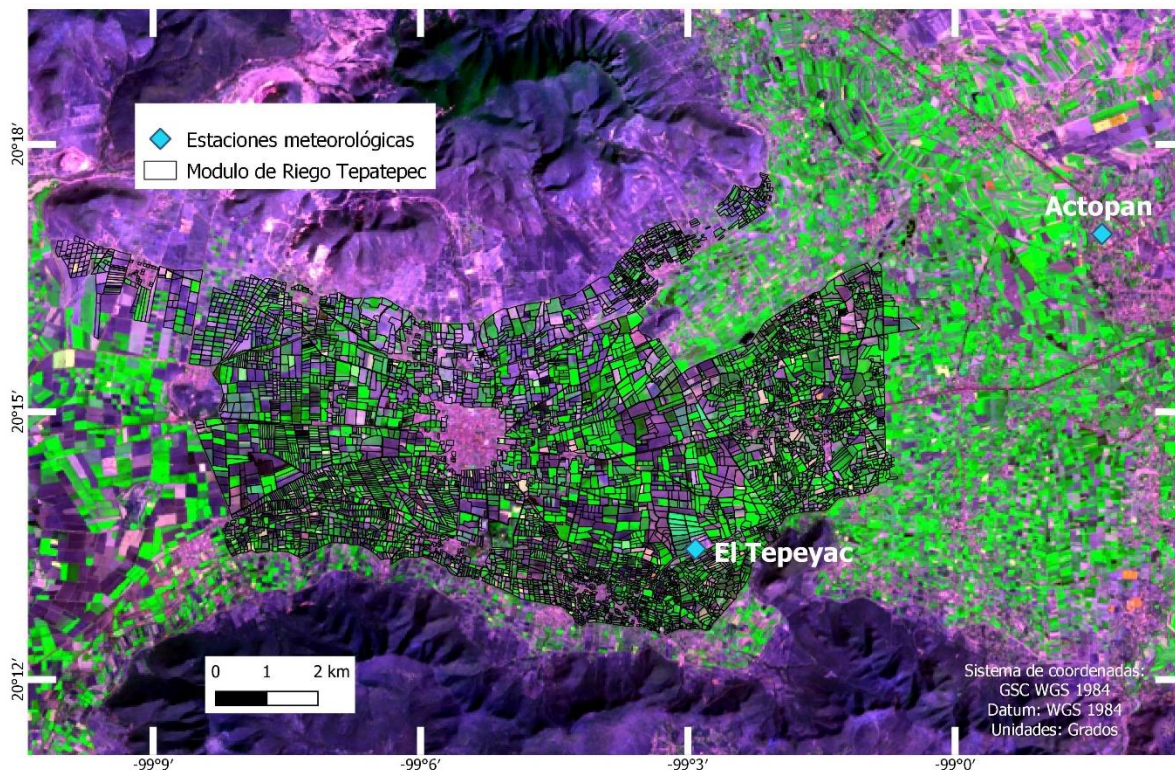


Figura 18. Localización de la EMA El Tepeyac y la EMA Actopan, imagen falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019.

5.1.4. Modelo Digital de Elevaciones

Se utilizó un Modelo Digital de Elevación con una resolución espacial de 30 m para cada zona de estudio.

5.1.5. Hardware y software

- Computadora personal.
- Para estimar la evapotranspiración de referencia para pasto (ET_0) y para el cultivo de alfalfa (ET_r) se utilizó el programa REF-ET.
- Para la implementación del algoritmo METRIC, análisis de los mapas y cálculo de los índices estadísticos, se empleó el software *R* y la plataforma *RStudio*.
- QGIS para la visualización y manipulación de las imágenes satelitales.

5.2. Métodos

5.2.1. Evapotranspiración de referencia

Se calculó la evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa (ET_r) para la validación e implementación del modelo METRIC, así como la evapotranspiración de referencia del pasto (ET_0) para la metodología del coeficiente basal, el cálculo se hizo mediante el software REF-ET (Figura 19) (Allen 2000).

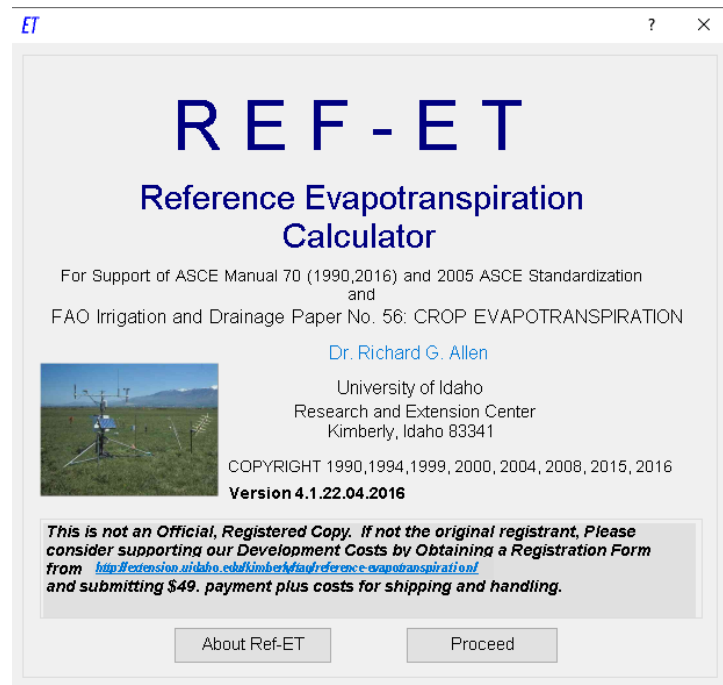


Figura 19. Portada del software REF-ET.

Para calcular la ET_r utilizada en la validación de METRIC, se hizo uso de los valores medidos de las variables meteorológicas: temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), humedad relativa (%), velocidad del viento (m s^{-1}) y radiación solar (W m^{-2}), todos ellos medidos en la torre de flujos del sitio Ojuelos. El cálculo se ejecutó para periodos horarios y diarios, en el primer caso, se tuvo que pasar los datos de temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar a nivel horario calculando el promedio de las observaciones

efectuadas durante la hora que corresponde al paso del satélite, la conversión se realizó debido a que el registro de datos se lleva a cabo cada 30 minutos. Para el cálculo a escala diaria, también se obtuvo el promedio de todas observaciones de las variables efectuadas en todo un día, que corresponde al día de paso del satélite.

En el caso de la implementación del modelo METRIC en el Módulo de Riego Tepatepec, además de calcular ET_r se calculó ET_0 , para ello se utilizaron los datos de la estación meteorológica “El Tepeyac”, temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), humedad relativa (%) y velocidad del viento (m s^{-1}), en el caso de la radiación solar (W m^{-2}) se utilizó el dato de la estación “Actopan”. El computo ET_0 y ET_r se hizo a nivel horario y a nivel diario, por lo que los datos se pasaron a los correspondientes periodos de tiempo tal y como se describe en el párrafo anterior, la razón es que la estación “El Tepeyac” registra las variables cada 12 minutos mientras que la estación “Actopan” realiza el proceso de registro cada 10 minutos.

5.2.1.1. ET_r

La evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa (ET_r) representa un 5% más que ET_0 (Allen *et al.*, 2007a), por lo que se utiliza en el cálculo del flujo de calor sensible (H) en METRIC. REF-ET calcula ET_r con la ecuación estandarizada de Penman-Monteith de la ASCE-EWRI (2005):

$$ET_r = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{1600}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.38u_2)} \quad \text{Ec. (22)}$$

donde:

ET_r = evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa (mm día^{-1});

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

R_n = radiación neta en la superficie de cultivo ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$);

G = flujo de calor del suelo ($\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$);

γ = constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

T = temperatura media del aire a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$);

u_2 = velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1});

e_a = presión real de vapor (kPa);

e_s = presión de vapor de saturación (kPa); y

$e_s - e_a$ = déficit de presión de vapor (kPa).

Para utilizar el software primero se preparó un archivo delimitado por comas (.csv) donde se incluye los datos de las variables meteorológicas a escala horaria separadas a manera de columna y se incluye en el Anexo 1 (torre de flujos Ojuelos) y Anexo 2 (estación El Tepeyac).

Una vez teniendo los datos de entrada se ejecutó el software y apareció una ventana (Figura 20) donde se definieron las variables de entrada (temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y radiación), el orden en que aparecen en el archivo de entrada y sus respectivas unidades.

Ya que se definieron las variables, se dio clic al siguiente paso donde se especificó la altura de los sensores de la estación meteorológica y las coordenadas geográficas de la misma (Figura 21). De acuerdo a REF-ET, los sensores que toma en cuenta para los cálculos son el anemómetro y los sensores de temperatura del aire y humedad relativa,

los sensores tanto de la torre de flujos de Ojuelos como de la estación “El Tepeyac” se encuentran a una altura de 3 m.

Data file Name: tepeyac_45_horarios_2.csv
Definition File Name: tepeyac.def

Data Types, Units and Reading Order from Data File

Para	No.	ID	col	end	The following lists of items Are to be read from the Data File:
1	4				Day, 1-31
2	3				Month, 1-12
3	10				Year, 0000-2099
4	24				Mean Air Temp, C
5	47				Ave. Rel. Humidity, %
6	60				Ave. Wind Speed, km/hr
7	27				Solar Radiation, W/m2
8					

Parameter Identifiers for the Data File
 (Double Click on Item below to Insert Item into the Line highlighted in the Box to the Left)

- 0: Ignore numeric entry (skip)
- 1: Ignore string (text) entry (skip)
- 2: Line Feed (go to next line)
- 3: Month, 1-12
- 4: Day, 1-31
- 5: Hour, 0-24 (do not use with daily data)
- 6: Hour, 0000-2400 (do not use with daily data)
- 7: Hour and Minute, 0000-2359 (do not use with daily data)
- 8: Minute, 0-59 (do not use with daily data)
- 9: Year, 00-99
- 10: Year, 0000-2099
- 11: Day of Year, 1-366

Note
 You can leave column numbers in the above blank or use "" (default) when the data are separated by blanks, commas or tabs
 The window below displays several lines of the data file for your reference. If there are Tab separators in the data file, values displayed may not correspond to column numbers shown across the top of the window.

1	2	3	4	5	6	7	8
12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890
DOY,Hora,T (?C),Hr (	%) ,vel viento (km/h	),Radiacion (W/m2)					
45,0,12,71,0,0							
45,1,11.077778,74.2,	0,0						
45,2,10.277778,77,0	,0						
45,3,9.966666,78.2,	0.8,0						

Figura 20. Definición de las variables de entrada para el software REF-ET, estación “El Tepeyac”.

El cálculo de ET_r a escala diaria se realizó siguiendo el mismo procedimiento descrito anteriormente con la única diferencia de que los datos de entrada corresponden a los promedios diarios de cada variable meteorológica (Anexo 3 y Anexo 4) para cada uno de los días correspondientes a las escenas Landsat-8 seleccionadas.

ET Description of the Weather Station and Data File

DataFile: tepeyac_45_horarios_2.csv

DefinitionFile: tepeyac.def

The anemometer height is: 3 meters (9.8 ft)

The temperature/RH height is: 3 meters (9.8 ft)

The weather station elevation is: 2006 meters (6581.3 ft)

The weather station latitude is: 20.22436 degrees (- for Southern)

(Parameters in the next two lines are Required only for Hourly or shorter time period data)

The weather station longitude is: 99.04853 degrees** W (E or W**)

Center of time zone longitude is: 90 degrees** W (E or W**) <----- (Hint: 105 W)

-- Eastern Time Zone = 75 deg.; Central = 90; Mountain = 105; Pacific = 120 deg.
 (The time zone longitude must be in multiples of 15 degrees for North America) **Req. only for ~hourly data.

The weather site vegetation height : .12 m (0 if same as ref. or as ht. specified in the data file)

Initial Lines of the Data file to be skipped: 1 Code for missing data (e.g. -999) -999

Description of the station and data (No more than 1000 characters)

EMA El Tepeyac

How "hourly" time stamps are defined**

☒ Time represents time at the end of the period (most common and the default)
☐ Time represents time at the start of the period (uncommon)
☐ Time represents time at the center of the period (uncommon)

☒ For "hourly" data in U.S.A., Daylight Savings Time is Observed in Data Set (check if true)**

Note: For daily time steps, REF-ET presumes that the data represent the period from midnight to midnight.
 The "Hourly" data term applies to any timestep shorter than 24 hours.

CONTINUE

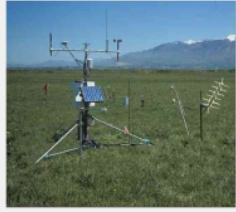


Figura 21. Definición de la altura de los sensores y las coordenadas geográficas de la estación meteorológica “El Tepeyac”.

ET OUTPUT MODES and REFERENCE EQUATIONS

OUTPUT STYLE AND EQUATIONS

UNITS for Results

☒ System International Units
☐ English Units

OUTPUT

☐ Screen Only
☒ File and Screen

INTERMEDIATE FILES (in2 is recommended)

☒ tepeyac_45_horarios_2.in1
☒ tepeyac_45_horarios_2.in2

REFERENCE CHARACTERISTICS

Alfalfa/Grass Ref. Ratio: (1.15 to 1.25)

(1) The following veg. heights are for nonstandard settings in the PM full form eqn (Varying these is not recommended)

ASCE full PM: Alf. Ref. Ht.:m (0.5 m = Std.)
ASCE full PM: Grass Ht.:m (0.12 m is Std.)
(These heights are used unless read from data file)

(2) The following surface resistances are for nonstandard settings in the full form PM (Varying these is not recommended)

for hourly

	24-hour	Daytime	Nighttime
Alf:	45 (45)	30 (30)	200 (200) s/m
Gr:	70 (70)	50 (50)	200 (200) s/m

☐ Skip Printing 'Header' Information in The Result File

Select equations

ET_r ET_o

- ☒ ASCE Penman-Monteith Standardized Form (ET_r and ET_o)
- ☐ FAO 56 Penman-Monteith (0.12 m grass reference)
- ☐ ASCE Penman-Monteith (full form) with rs=f(timestep, Ht.) <---(see (1) for height info)
- ☐ ASCE Penman-Monteith (full form) with user specified rs <---(see (1),(2) for height and rs info)
- ☐ 1982,96 Kimberly Penman (var. wind func.) (ET_r and ET_o)
- ☐ 1972 Kimberly Penman (fixed wind function) (for ET_r only)
- ☐ 1948/1963 Penman (original wind function)
- ☐ FAO 24 Corrected Penman
- ☐ FAO Plant Protection Paper 17 Penman
- ☐ CIMIS Penman (hourly only) with FAO-56 Rn, G=0
- ☐ FAO 24 Radiation
- ☐ FAO 24 Blaney-Criddle
- ☐ FAO 24 Pan Evaporation
- ☐ 1985 Hargreaves (Hargreaves and Samani)
- ☐ Priestley-Taylor (1972)
- ☐ Makkink (1957)
- ☐ Turc (1961)
- ☐ ET from the data file (reported or meas.)

NOTE: Check Boxes preceded by a • will use the specified Reference Ratio to Convert for Reference Type

Specify How to Handle Missing Data

Save Definition File

Back

Exit

Continue

Figura 22. Selección de las ecuaciones a utilizar en el cálculo de ET_r y ET_o.

5.2.1.2. ET_o

El software REF-ET utiliza la ecuación de Penman-Monteith FAO56 (Ecuación (16)) para el cálculo de la evapotranspiración de referencia del pasto (ET_o). Para el cálculo de ET_o se siguió con el mismo procedimiento que para ET_r, solo que en el paso final se seleccionó también la ecuación de Penman-Monteith FAO56 (Figura 22). En el caso de la estación “El Tepeyac”, ambos cálculos de ET se hicieron en la misma corrida de REF-ET utilizando los mismos datos de entrada por lo que los resultados fueron desplegados en el mismo archivo.

5.2.2. Modelo METRIC

El modelo METRIC se programó y ejecutó en entorno R (R Core Time, 2019), utilizando el software de código libre RStudio, el código programado contiene todos los cálculos y procesos requeridos para poder ejecutar el modelo METRIC sin ninguna complicación.

En caso de requerir información relacionada al modelo o a la programación del mismo, se puede escribir a la dirección: danner_diaz@hotmail.com.

Las entradas del algoritmo son las siguientes:

- I. Datos meteorológicos: Temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), temperatura de rocío ($^{\circ}\text{C}$) o en su caso humedad relativa (%) para estimar la presión de vapor real, velocidad del viento (km h^{-1}) (Tabla 6 y Tabla 7). Las medidas meteorológicas son instantáneas y deben coincidir con la hora de paso del satélite, o en su caso usar los datos de la hora más cercana. También se deberá ingresar la altura del anemómetro y la elevación a la que se encuentra la estación meteorológica en cuestión, este dato se obtiene del modelo digital de elevaciones.

Tabla 6. Datos meteorológicos de la torre de flujos Ojuelos utilizados en el modelo METRIC.

Fecha	Temperatura del aire (°C)	Humedad relativa (%)	Velocidad del viento (km h ⁻¹)
04/02/2016	6.18	63.05	12.58
07/03/2016	16.97	22.90	20.00
24/04/2016	17.81	20.11	17.74
30/08/2016	18.07	53.05	12.43
17/10/2016	17.82	48.26	3.44
02/11/2016	18.57	49.93	3.90
18/11/2016	17.15	52.44	3.40
05/01/2017	19.73	21.16	4.88

Nota: Los datos son instantáneos y corresponden a las mediciones de las 11:00 a.m. hora local ya que la hora de paso del satélite es 11:11:36 a.m.

Tabla 7. Datos meteorológicos de la estación “El Tepeyac” utilizados en el modelo METRIC.

Fecha	Temperatura del aire (°C)	Temperatura de rocío (°C)	Velocidad del viento (km h ⁻¹)
14/02/2019	23.28	10.00	4.5
02/03/2019	25.28	11.11	3.6
18/03/2019	21.28	10.00	4.8
03/04/2019	26.89	7.78	10
19/04/2019	21.61	5.56	20

Nota: Los datos son instantáneos y corresponden a las mediciones de las 11:00 a.m. hora local ya que la hora de paso del satélite es 10:59:21 a.m.

- II. Evapotranspiración de referencia. Se requieren datos de evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa (ET_r) a nivel horario (obtenida con el promedio de los datos de la hora correspondiente al paso del satélite) y a nivel diario (día del paso del satélite), los datos de ET_r (Tabla 8 y Tabla 9) se calculan previamente con el software REF-ET.

Tabla 8. Valores de evapotranspiración de referencia utilizados en la validación de METRIC.

Fecha	ET _r	
	mm h ⁻¹	mm día ⁻¹
04/02/2016	0.36	3.8
07/03/2016	0.76	7.73
24/04/2016	0.86	7.88
30/08/2016	0.64	5.3
17/10/2016	0.55	4.07
02/11/2016	0.52	3.43
18/11/2016	0.49	3.49
05/01/2017	0.52	5.45

ET_r: Evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa.

Tabla 9. Valores de evapotranspiración de referencia utilizados en la implementación del modelo METRIC.

Fecha	ET _r	
	mm h ⁻¹	mm día ⁻¹
14/02/2019	0.57	2.94
02/03/2019	0.55	3.82
18/03/2019	0.60	3.51
03/04/2019	0.79	4.83
19/04/2019	0.71	6.26

ET_r: Evapotranspiración de referencia del cultivo de alfalfa.

- III. Imágenes satelitales: Para los cálculos de METRIC se necesitan imágenes correspondientes a la banda 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 10 del satélite Landsat-8. Las imágenes deben recortarse acorde al área de estudio mediante el software QGIS.
- IV. Archivo MTL: Este archivo contiene información importante que el programa utiliza para calcular la reflectancia y radiancia, entre otros procesos del modelo METRIC.
- V. Modelo Digital de Elevaciones (DEM) y pendiente del terreno: El DEM debe estar en formato .tif y debe coincidir en tamaño y resolución a las imágenes de satélite de entrada (30 m).

- VI. Parámetros para el cálculo de la temperatura superficial (T_s) (Tabla 10 y Tabla 11).

Tabla 10. Parámetros utilizados para calcular T_s en la validación.

Fecha	Parámetro		
	τ_{NB}	R_p	R_{sky}
04/02/2016	0.96	0.28	0.5
07/03/2016	0.91	0.65	1.14
24/04/2016	0.94	0.5	0.88
30/08/2016	0.77	1.89	3.16
17/10/2016	0.81	1.5	2.54
02/11/2016	0.81	1.47	2.46
18/11/2016	0.82	1.29	2.15
05/01/2017	0.93	0.47	0.83

τ_{NB} : radiancia en la trayectoria; R_p : radiación térmica descendente de la banda corta para un cielo despejado; R_{sky} : transmisividad del aire para la banda de onda corta. Los valores se obtuvieron del sitio <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>.

Tabla 11. Parámetros utilizados para calcular T_s durante la implementación.

Fecha	Parámetro		
	τ_{NB}	R_p	R_{sky}
14/02/2019	0.83	1.25	2.11
02/03/2019	0.88	0.93	1.6
18/03/2019	0.83	1.29	2.2
03/04/2019	0.92	0.56	1
19/04/2019	0.85	1.14	1.95

τ_{NB} : radiancia en la trayectoria; R_p : radiación térmica descendente de la banda corta para un cielo despejado; R_{sky} : transmisividad del aire para la banda de onda corta. Los valores se obtuvieron del sitio <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>.

- VII. Características de los píxeles de anclaje (Tabla 12 y Tabla 13) para el cálculo del gradiente de temperatura, estos datos se concentran en un archivo delimitado por comas (.csv).

Tabla 12. Valores de los parámetros de los píxeles de anclaje utilizados en la validación de METRIC.

Fecha	Píxel	Coordenadas		Parámetro					
		X	Y	Elev. (m.s.n.m.)	τ_{sw} (adim.)	α (adim.)	NDVI (adim.)	LAI (m ² m ⁻²)	T _s (K)
04/02/2016	Frío	181921	2405850	1922	0.79	0.24	0.85	6.00	290.76
	Caliente	253590	2413199	2186	0.79	0.14	0.19	0.02	305.39
07/03/2016	Frío	186330	2414550	1955	0.81	0.22	0.84	6.00	293.29
	Caliente	237180	2416229	2268	0.81	0.15	0.19	0.03	309.06
24/04/2016	Frío	187862	2407320	1984	0.82	0.23	0.84	6.00	297.63
	Caliente	252360	2411880	2172	0.83	0.18	0.20	0.07	315.67
30/08/2016	Frío	186149	2414910	1931	0.80	0.23	0.87	6.00	297.45
	Caliente	245850	2418330	2207	0.80	0.17	0.23	0.10	317.47
17/10/2016	Frío	180540	2411311	1943	0.79	0.23	0.84	9.45	298.17
	Caliente	248969	2111132	2161	0.79	0.17	0.24	0.12	316.50
02/11/2016	Frío	187890	2407290	1985	0.77	0.22	0.86	6.00	297.36
	Caliente	244650	2410681	2206	0.78	0.17	0.21	0.08	317.14
18/11/2016	Frío	187831	2407261	1984	0.77	0.21	0.87	6.00	296.34
	Caliente	252450	2412989	2178	0.77	0.14	0.20	0.04	308.46
05/01/2017	Frío	186033	2414554	1954	0.79	0.23	0.86	6.00	294.48
	Caliente	250260	2411340	2157	0.79	0.13	0.18	0.01	308.86

Coordenadas: las coordenadas corresponden a la proyección UTM zona 14N; τ_{sw} : transmisividad; α : albedo superficial; NDVI: Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas; LAI: Índice de Área Foliar; T_s: temperatura superficial.

Tabla 13. Valores de los parámetros de los píxeles de anclaje utilizados en la implementación de METRIC.

Fecha	Píxel	Coordenadas		Parámetro					
		X	Y	Elev. (m.s.n.m.)	τ_{sw} (adim.)	α (adim.)	NDVI (adim.)	LAI (m ² m ⁻²)	T _s (K)
14/02/2019	Frío	495120	2238090	1988	0.77	0.24	0.84	6.00	296.52
	Caliente	495480	2237850	1990	0.77	0.15	0.22	0.06	310.97
02/03/2019	Frío	498210	2240041	1977	0.78	0.23	0.83	7.21	299.12
	Caliente	493141	2237791	1991	0.78	0.16	0.22	0.06	316.03
18/03/2019	Frío	498211	2240190	1977	0.78	0.26	0.84	6.00	296.06
	Caliente	494100	2236530	1995	0.78	0.15	0.20	0.03	315.70
03/04/2019	Frío	493560	2239740	1987	0.79	0.25	0.82	6.06	300.34
	Caliente	486301	2237761	1997	0.79	0.12	0.20	0.00	320.75
18/02/2019	Frío	492300	2237760	1990	0.80	0.25	0.83	6.00	301.94
	Caliente	493860	2239231	1985	0.80	0.16	0.20	0.04	316.99

Coordenadas: las coordenadas corresponden a la proyección UTM zona 14N; τ_{sw} : transmisividad; α : albedo superficial; NDVI: Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas; LAI: Índice de Área Foliar; T_s: temperatura superficial.

En cuanto a las imágenes satelitales, un requisito previo para ejecutar METRIC es que se tenga un cielo despejado (Jaafar y Ahmad, 2019).

Se aplicó el modelo METRIC (Figura 23) para estimar ET utilizando imágenes satelitales Landsat-8, basándose principalmente en Allen *et al.*, (2007a), donde METRIC calcula el balance de energía instantáneo en la superficie terrestre a la hora del paso del satélite para obtener el flujo de calor latente como el residuo de la ecuación de energía superficial de acuerdo a la Ecuación (3).

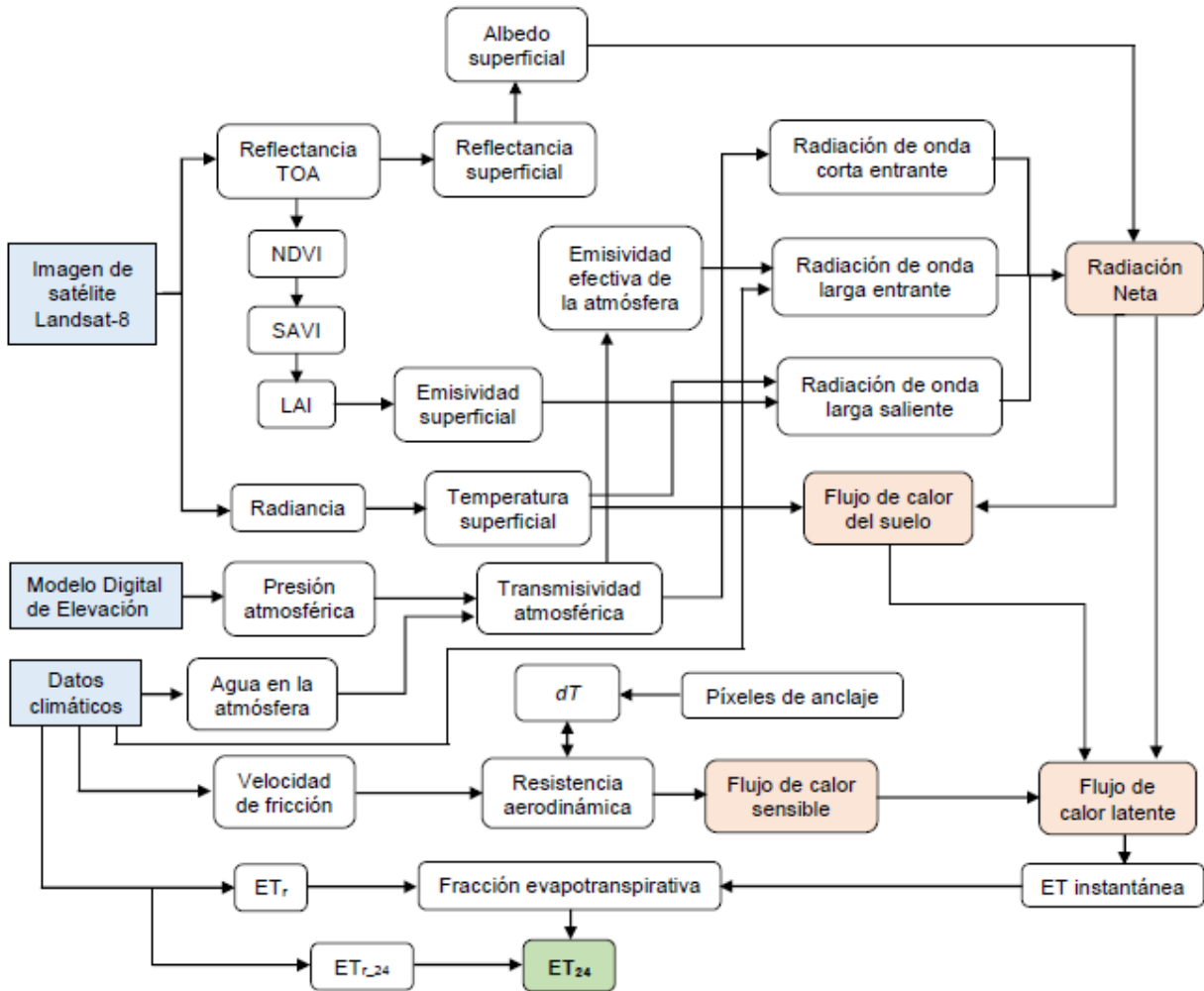


Figura 23. Diagrama de flujo del modelo METRIC

Los procedimientos y ecuaciones utilizados en el cálculo de los componentes del balance de energía (flujo de radiación neta, flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente) se describen a continuación.

5.2.2.1. Radiación neta (R_n)

El primer paso fue calcular la Radiación neta, en METRIC R_n es calculada a partir de la reflectancia de banda estrecha y la temperatura superficial medidas por el satélite.

R_n se calculó restando todos los flujos de radiación salientes de todos los flujos de radiación entrantes e incluye la radiación solar y térmica, es decir, mediante un balance de radiación (Ecuación (4)) (Allen *et al.*, 2007a).

El termino $(1-\varepsilon_0)R_{L\downarrow}$ de la Ecuación (4) representa la fracción de radiación de onda larga entrante reflejada desde la superficie.

Cada uno de los términos de la ecuación de radiación neta se calculó por separado tal y como se describe en los siguientes apartados.

A. Radiación solar entrante ($R_{S\downarrow}$)

La radiación entrante de onda corta de la banda ancha, como directa y difusa en la superficie de la tierra ($W\ m^{-2}$), representa la principal fuente de energía para la ET. $R_{S\downarrow}$ se calculó para el tiempo de paso del satélite como una constante sobre la imagen, ya que se cumplen con las condiciones de que el área de la imagen sea menor que 25,000 km^2 y que el cielo esté despejado (Allen *et al.*, 2007a):

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

donde:

G_{sc} = constante solar ($1,367\ W\ m^{-2}$);

θ_{rel} = ángulo de incidencia solar;

d^2 = cuadrado de la distancia relativa Tierra-Sol; y

τ_{sw} = transmisividad atmosférica.

a. Cuadrado de la distancia relativa Tierra-Sol

El parámetro d^2 se calculó usando la ecuación de Duffie y Beckman (2013):

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

donde:

DOY= día del año y $(\text{DOY} \times 2\pi/365)$ está en radianes.

b. Ángulo cenital solar

Para superficies horizontales, el ángulo de incidencia (θ_{rel}) es el ángulo cenital del sol (θ_{hor}). Su valor debe estar entre 0° y 90° cuando el sol está por encima del horizonte (Duffie y Beckman, 2013).

Considerando que la región de Ojuelos, Jalisco y que la mayor parte de la superficie del Distrito de Riego 003 Tula es plana y por ende la del Módulo de Riego Tepatepec, los parámetros como la pendiente y su aspecto se pueden ignorar, por lo que el cálculo del ángulo cenital solar fue utilizando la siguiente expresión de Duffie y Beckman, (2013):

$$\cos \theta_{\text{hor}} = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) \quad \text{Ec. (25)}$$

donde:

δ = declinación de la tierra (positivo en verano en el hemisferio norte);

ϕ = latitud del píxel (positivo para el hemisferio norte y negativo para el hemisferio sur); y

ω = ángulo horario, donde $\omega=0$ para medio día, ω es negativo en la mañana y ω es positivo en la tarde.

b.i Ángulo horario

El ángulo horario (radianes) se calculó de acuerdo a Gao *et al.*, (2008) con la siguiente expresión:

$$\omega = \pi(t - 12)/12 \quad \text{Ec. (26)}$$

donde:

t= hora local.

b.ii Declinación solar

La declinación solar se calculó con la ecuación basada en Duffie y Beckman (2013), la cual está expresada en radianes (Allen 1996):

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

donde:

DOY= día del año.

c. Transmisividad atmosférica

τ_{sw} se calculó usando una función general de la ASCE-EWRI (2005):

$$\tau_{sw} = 0.35 + 0.627 \exp\left[\frac{-0.00146P}{K_t \cos \theta_{hor}} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos \theta_{hor}}\right)^{0.4}\right] \quad \text{Ec. (28)}$$

donde:

P= presión atmosférica (kPa);

W= agua en la atmósfera (mm); y

θ_{hor} = ángulo cenital solar sobre una superficie horizontal.

K_t = coeficiente de turbidez (sin unidades) $0 < K_t \leq 1.0$; donde $K_t=1.0$ para aire limpio y $K_t=0.5$ para aire extremadamente turbio, polvoriento o aire contaminado (Allen 1996; Allen *et al.*, 1998).

En el cálculo de la transmisividad se utilizó un coeficiente de turbidez igual a uno, ya que ambas zonas de estudio presentan condiciones de aire limpio la mayoría del tiempo.

c.i Presión atmosférica

La presión atmosférica (kPa), se calculó con la ecuación de la ASCE-EWRI (2005), la cual predice la presión a partir de la elevación del sitio utilizando una formula simplificada de la Ley Universal de los Gases:

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

donde:

z = elevación sobre el nivel del mar (m).

El dato de elevación proporcionado a la ecuación anterior fue un modelo digital de elevación correspondiente a las zonas de estudio, por lo tanto, el resultado de presión atmosférica fue un archivo tipo raster.

c.ii Agua precipitable en la atmósfera (W)

El agua precipitable en la atmósfera (W) se calculó usando la presión de vapor estimada cerca de la superficie de la torre de flujos de Ojuelos y de la estación meteorológica “El Tepeyac”, de acuerdo con la ecuación de la ASCE-EWRI (2005) como:

$$W = 0.14e_a P_{\text{aire}} + 2.1 \quad \text{Ec. (30)}$$

donde:

e_a = presión de vapor actual cerca de la superficie (kPa); y

W está en mm.

- **Presión de vapor actual (e_a)**

Para la estación “El Tepeyac”, la presión de vapor actual se calculó con datos medidos de temperatura de rocío utilizando la fórmula de la ASCE-EWRI (2005). La temperatura del punto de rocío (T_r) es la temperatura a la que el aire debe enfriarse para alcanzar un estado de saturación.

$$e_a = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 * T_r}{T_r + 237.3} \right] \quad \text{Ec. (31)}$$

donde:

T_r = temperatura de rocío (°C).

En el caso de la torre de flujos de Ojuelos no se registra el dato de temperatura de rocío, pero se mide la humedad relativa, de esta manera la presión de vapor actual se estimó con la siguiente ecuación (Allen *et al.*, 2006):

$$e_a = \frac{HR}{100} e^o(T) \quad \text{Ec. (32)}$$

donde:

HR= humedad relativa media (%); y

$e^o(T)$ = presión de saturación de vapor a la temperatura del aire (kPa) y se calculó con la siguiente expresión:

$$e^o(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right] \quad \text{Ec. (33)}$$

donde:

T= temperatura del aire (°C).

B. Albedo (α)

El albedo superficial se define como la relación entre la radiación solar reflejada y la radiación solar (de onda corta) incidente en la superficie, representa la reflectancia integrada en todo el espectro de onda corta (0.2 a 3.2 micrómetros). El albedo se calcula integrando las reflectividades de las bandas representativas del satélite, en el caso de Landsat-8 se emplean las bandas 2-6 y 10 (Allen *et al.*, 2007a; LPSO, 2019). La reflectancia "en el satélite" o en el "tope de la atmósfera" de una banda, es una reflectancia bidireccional (BD) calculada para cada banda a partir de la radiancia direccional en el satélite (Allen *et al.*, 2007a).

a. Reflectancia en el satélite o en el tope de la atmósfera (TOA)

Las imágenes se procesan en unidades de luminosidad absoluta utilizando cálculos de coma flotante de 32 bits. Estos valores se convierten en valores enteros de 16 bits en el producto de Nivel 1 terminado. En el caso de imágenes Landsat-8, se utilizó la siguiente ecuación para convertir los valores de Números Digitales (ND) de Nivel 1 en reflectancia TOA (LPSO, 2019):

$$\rho_{\lambda}' = M_{\lambda} * Q_{\text{cal}} + A_{\rho} \quad \text{Ec. (34)}$$

donde:

ρ_{λ}' = reflectancia espectral planetaria TOA, sin corrección por ángulo solar (sin unidades);

M_{λ} = Factor de escala multiplicativa de reflectancia para la banda (REFLECTANCE_MULT_BAND_n de los metadatos);

A_p = Factor de escala aditivo de reflectancia para la banda (REFLECTANCE_ADD_BAND_n de los metadatos);

Q_{cal} = Valor del píxel Nivel 1 en DN.

En la ecuación anterior, el valor de ρ_{λ}' no es verdadero ya que no contiene una corrección para el ángulo de elevación solar. Una vez que se obtuvo el ángulo de elevación solar, dicho ángulo está contenido en los metadatos, la conversión a la reflectancia TOA verdadera se calculó con la siguiente ecuación:

$$\rho_{\lambda} = \rho_{t,b} = \frac{\rho_{\lambda}'}{\cos(\theta_{SE})} \quad \text{Ec. (35)}$$

donde:

ρ_{λ} = reflectancia planetaria TOA; y

θ_{SE} = ángulo de elevación solar; el ángulo de elevación del sol del centro de la escena está en grados y se proporciona en los metadatos.

b. Reflectancia en la superficie

En METRIC, la reflectancia BD en la superficie en el momento de la imagen satelital se deriva utilizando la transmitancia atmosférica calibrada y las funciones de reflectancia de trayectoria de Tasumi *et al.*, (2008). Las funciones de Tasumi *et al.*, (2008) corrigen $\rho_{t,b}$

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 .

La reflectancia en la superficie para la banda b , $\rho_{s,b}$, es estimada como Tasumi *et al.*, (2008):

$$\rho_{s,b} = \frac{R_{out,s,b}}{R_{in,s,b}} = \frac{\rho_{t,b} - \rho_{a,b}}{\tau_{in,b} \cdot \tau_{out,b}} \quad \text{Ec. (36)}$$

donde:

$R_{in,s,b}$ y $R_{out,s,b}$ = radiancia entrante y radiancia reflejada hemisféricas en la superficie ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$);

$\tau_{in,b}$ = transmitancia efectiva de banda estrecha para la radiación solar entrante; y

$\tau_{out,b}$ = transmitancia efectiva de banda estrecha para la radiación de onda corta reflejada desde la superficie.

b.i Transmitancia

Las funciones de transmitancia para $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$ por Tasumi *et al.*, (2008) siguen un formato común similar a la función de transmisión de banda ancha (global) de Majumdar *et al.*, (1972) que fue adaptada por las estandarizaciones de la FAO y EWRI para calcular la evapotranspiración (Allen *et al.*, 1998; ASCE-EWRI 2005)

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \theta_{hor}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_{hor}} \right] + C_5 \quad \text{Ec. (37)}$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad \text{Ec. (38)}$$

donde:

C_1 - C_5 = constantes ajustadas dependientes del satélite; y

θ_{hor} = el ángulo cenital solar = ángulo incidente solar relativo a la perpendicular desde la superficie horizontal.

El parámetro η en la ecuación anterior= ángulo de visión del sensor (satélite) relativo a la perpendicular desde una superficie horizontal plana, que es cero para la vista al nadir y $\pi/2$ radianes para un ángulo de visión horizontal. Landsat tiene esencialmente un ángulo de visión al nadir, y por lo tanto $\cos\eta$ es 1.

Las constantes C_1 - C_5 y C_b dependen del satélite, en el caso de imágenes Landsat los valores se muestran en la Tabla 14.

Tabla 14. Constantes C_1 - C_5 y C_b calibradas para imágenes Landsat (Tasumi *et al.*, 2008).

Constante	Banda					
	Azul	Verde	Roja	Infrarrojo cercano	Onda corta 1	Onda corta 2
C1	0.987	2.319	0.951	0.375	0.234	0.365
C2	-0.00071	-0.00016	-0.00033	-0.00048	-0.00101	-0.00097
C3	0.000036	0.000105	0.00028	0.005018	0.004336	0.004296
C4	0.088	0.0437	0.0875	0.1355	0.056	0.0155
C5	0.0789	-1.2697	0.1014	0.6621	0.7757	0.639
C_b	0.64	0.31	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 $1-\tau_{in,b}$:

$$\rho_{a,b} = C_b(1 - \tau_{in,b}) \quad \text{Ec. (39)}$$

donde:

C_b = relación de escala determinada para la banda “b” (Tabla 14).

c. Albedo superficial de banda ancha a partir de la integración de reflectancias en la superficie de banda corta

El albedo superficial de banda ancha se calculó integrando las reflectancias de las bandas dentro del espectro de onda corta de acuerdo a Starks *et al.*, (1991):

$$\alpha_s = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} w_b] \quad \text{Ec. (40)}$$

donde:

w_b = coeficiente de ponderación, representa la fracción de radiación solar en la superficie que ocurre dentro del rango espectral representado por una banda específica (Tabla 15); y

n = es el número de bandas que integran el satélite.

Tabla 15. Coeficientes de ponderación (w_b) para calcular el albedo con imágenes Landsat-8 (Olmedo *et al.*, 2016).

Banda	Azul	Verde	Roja	Infrarrojo cercano	Onda corta 1	Onda corta 2
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, $R_{L\uparrow}$, emitida de la superficie es impulsada por la temperatura superficial y la emisividad de la superficie (Allen *et al.*, 2007a). $R_{L\uparrow}$ se calculó usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad \text{Ec. (41)}$$

donde:

ε_0 = emisividad de la superficie de banda ancha (sin dimensiones);

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); y

T_s = temperatura de la superficie (K).

a. Emisividad de la superficie

La emisividad de la superficie se calculó usando una ecuación empírica de Tasumi (2003) basada en las emisividades espectrales térmicas del suelo y vegetación:

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01LAI; \text{ para } LAI \leq 3 \quad \text{Ec. (42)}$$

y $\varepsilon_0=0.98$ cuando $LAI>3$;

donde:

LAI= índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$); es la proporción del área total de la hoja por superficie (de un lado de las hojas) por unidad de área de suelo.

a.i Índice de Área Foliar (LAI)

LAI es un indicador biomasa y de resistencia del dosel al flujo de vapor, este índice se calculó utilizando una ecuación empírica derivada de Bastiaanssen (1998):

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0.69-SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \quad \text{Ec. (43)}$$

donde:

SAVI= índice de vegetación ajustado al suelo.

• Índice de Vegetación Ajustado al Suelo

El Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) es un índice desarrollado por Huete (1988) que minimiza las influencias del brillo del suelo de los índices de vegetación espectral que involucran las longitudes de onda Roja (Red) e Infrarroja cercana (NIR).

$$SAVI = \frac{(1+L)(NIR-Red)}{L+NIR+Red} \quad \text{Ec. (44)}$$

donde:

L= constante.

Huete (1988) encontró que el factor de ajuste de L= 0.5 reduce los problemas de ruido del suelo sustancialmente para un amplio rango de valores de LAI.

El SAVI se calculó utilizando un valor de L=0.5 y en el caso de las imágenes satelitales se utilizó la reflectancia en el tope de la atmósfera de la banda 4 (RED) y la banda 5 (NIR) al tratarse de imágenes Landsat-8 tal y como se muestra a continuación:

$$SAVI = \frac{(1.5)(\rho_{t,5} - \rho_{t,4})}{0.5 + \rho_{t,5} + \rho_{t,4}} \quad \text{Ec. (45)}$$

b. Temperatura superficial

La temperatura de la superficie (T_s) se calculó usando una ecuación de Plank modificada siguiendo a Markham y Barker (1986) con corrección atmosférica y de emisividad superficial:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left[\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{R_c}\right) + 1\right]} \quad \text{Ec. (46)}$$

donde:

ϵ_{NB} = emisividad de banda estrecha correspondiente a la longitud de onda del sensor térmico del satélite; y

R_c = radiancia térmica de la superficie corregida usando la radiancia espectral de la banda térmica ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$).

Para las constantes K_1 y K_2 , se utilizaron los valores de 774.8853 y 1,321.0789 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, respectivamente, valores correspondientes a la banda 10 de las imágenes Landsat-8 y dicho valor lo provee el archivo de metadatos.

b.i Radiancia térmica de la superficie corregida

R_c se calculó para la banda 10, que corresponde a la banda térmica de las imágenes Landsat-8, para ello se utilizó la ecuación de Wukelic *et al.*, (1989):

$$R_c = \frac{L_{t,10} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB})R_{sky} \quad \text{Ec. (47)}$$

donde:

$L_{t,10}$ = radiancia espectral de la banda 10 de Landsat-8 ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$);

R_p = resplandor de la trayectoria en la banda 10.4-12.5 μm ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$);

R_{sky} = radiación térmica descendente de la banda corta para un cielo despejado ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$); y

τ_{NB} = transmisividad de banda estrecha del aire (rango de 10.4-12.5 μm).

Los valores de R_p , τ_{NB} y R_{sky} se obtuvieron de la página <https://atmcorr.gsfc.nasa.gov/> para cada escena de Landsat-8 debido a que no se usó ningún modelo de simulación de transferencia de radiación atmosférica. Para la obtención de estos valores se utilizaron datos relativos a la fecha y hora de adquisición de la imagen, las coordenadas geográficas del sitio y el tipo de imagen Landsat (Figura 24), el sitio web hace los cálculos respectivos a los parámetros de corrección atmosférica y los resultados son enviados a la dirección de correo electrónico proporcionada por el usuario.

Year: 2019	Month: 02	Day: 14
GMT Hour: 16	Minute: 59	
Latitude: 20.20337 Longitude: -99.1610 + is North, - is South + is East, - is West		
☐ Use atmospheric profile for closest integer lat/long help ☒ Use interpolated atmospheric profile for given lat/long help		
☐ Use mid-latitude summer standard atmosphere for upper atmospheric profile help ☒ Use mid-latitude winter standard atmosphere for upper atmospheric profile help		
☒ Use Landsat-8 TIRS Band 10 spectral response curve ☐ Use Landsat-7 Band 6 spectral response curve ☐ Use Landsat-5 Band 6 spectral response curve ☐ Output only atmospheric profile, do not calculate effective radiances		
Optional: Surface Conditions <i>(If you do not enter surface conditions, model predicted surface conditions will be used. If you do enter surface conditions, all four conditions must be entered.)</i>		
Altitude (km):	Pressure (mb):	
Temperature (C):	Relative Humidity (%):	
Results will be sent to the following address: Email: danner_diaz@hotmail.com		
Calculate Clear Fields		

Figura 24. Datos utilizados para obtener τ_{NB} , R_p y R_{sky} .

- **Radiancia espectral en el tope de la atmósfera**

Las imágenes Landsat-8 se convirtieron a radiancia espectral en el tope de la atmósfera utilizando los factores de escala de radiancia proporcionados en el archivo de metadatos (LPSO, 2019):

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

donde:

M_L = Factor de escala multiplicativa de radiancia para la banda (RADIANCE_MULT_BAND_n de los metadatos);

A_L = 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.

b.ii Transmisividad de la banda estrecha

La transmisividad de banda estrecha, ε_{NB} , representa la emisividad de la superficie dentro del rango de la banda del sensor térmico del satélite, se estimó según Tasumi (2003) como:

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

y $\varepsilon_{NB}=0.98$ cuando $LAI > 3$.

La Ecuación (49) se aplica cuando el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) > 0 , indicando suelo o vegetación. $NDVI \leq 0$ indica agua o nieve, donde ε_{NB} y ε_0 son estimados como 0.985 (Allen *et al.*, 2007a).

- **Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI)**

El NDVI es la relación de las diferencias en reflectividades para la banda infrarroja cercana y la banda roja y su suma. El NDVI se calculó utilizando las bandas 5 y 4, que corresponden a la banda del Rojo (Red) e Infrarrojo cercano (NIR), respectivamente:

$$NDVI = \frac{(\rho_{t,5} - \rho_{t,4})}{(\rho_{t,5} + \rho_{t,4})} \quad \text{Ec. (50)}$$

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 (W m^{-2}), al igual que la radiación de onda larga saliente, se calculó utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad \text{Ec. (51)}$$

donde:

ε_a = emisividad atmosférica efectiva (sin dimensiones); y

T_a = temperatura del aire cerca de la superficie (K).

a. Emisividad atmosférica efectiva

La emisividad atmosférica se calculó con la ecuación empírica establecida por Bastiaanssen (1995) con coeficientes desarrollados usando datos de alfalfa en Idaho:

$$\varepsilon_a = 0.85(-\ln \tau_{SW})^{0.09} \quad \text{Ec. (52)}$$

donde:

τ_{SW} = transmisividad atmosférica de banda ancha para radiación de onda corta.

Los coeficientes originales de Bastiaanssen (1995) fueron $\varepsilon_a=1.08(-\ln \tau_{SW})^{0.265}$.

5.2.2.2. Flujo de calor del suelo(G)

El flujo de calor del suelo es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y vegetación debido a la conducción. Para el cálculo de G se utilizó la Ecuación (10a y 10b).

5.2.2.3. Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible se estimó con la función aerodinámica (Ecuación (6)). Para el cálculo de los parámetros dT y r_{ah} , de la función aerodinámica, los valores de las alturas cercanas a la superficie se tomaron como $z_1 = 0.1$ m y $z_2 = 2.0$ m de acuerdo a Allen *et al.*, (2007a).

A. Gradiente de temperatura

El gradiente de temperatura dT se aproximó como una función lineal simple de T_s como fue promovida por Bastiaanssen (1995):

$$dT = a + bT_{s \text{ datum}} \quad \text{Ec. (53)}$$

donde:

a y b = constantes determinadas empíricamente para una imagen de satélite dada;
y

$T_{s \text{ datum}}$ = temperatura de la superficie ajustada a datos de elevación comunes para cada píxel de la imagen usando un modelo digital de elevaciones y una tasa de lapso personalizada.

a. Determinación de las constantes a y b en la función dT

En el cálculo de los valores de las constantes a y b se utilizaron dos píxeles de "anclaje" para corregir las condiciones de frontera para el balance de energía. Estos son los píxeles "caliente" y "frío" y se ubicaron en cada área de interés. En METRIC, los píxeles fríos y calientes deben ubicarse cerca de la estación meteorológica, a una distancia de 50 km aproximadamente (Irmak *et al.*, 2011).

El píxel "frío" se seleccionó en una parcela húmeda y bien irrigada con una cobertura total del suelo con vegetación, este píxel representa el caso donde la evaporación consume la cantidad máxima de energía disponible. El píxel "caliente" se seleccionó como un campo agrícola seco y desnudo donde se supone que ET es cero.

La selección de los píxeles se hizo de manera manual y con mucha precaución ya que, como lo indica Jaafar y Ahmad (2019), una mala selección puede causar error en las estimaciones de ET, y siempre existe la posibilidad de que más de un píxel cumpla con las condiciones de calor y frío en una imagen, en este caso la selección se realizó siguiendo ciertos criterios de acuerdo a las condiciones del terreno como temperatura superficial (T_s), albedo, NDVI, IAF y longitud de rugosidad (Z_{om}) (Tabla 16).

Tabla 16. Parámetros y condiciones para la selección de los píxeles frío y caliente (adaptación de Jaafar y Ahmad, 2019).

Parámetro	Píxel con vegetación (frío)	Píxel caliente
T_s	$<T_{min}$	$>T_{max}$
Albedo	0.18-0.25	0.13-0.15
NDVI	0.76-1	0.1-0.28
LAI	3-6	-
Z_{om}	0.03-0.08	≤ 0.005

a.i Selección del píxel "frío"

Para la selección del píxel frío se utilizó el software QGIS, primero se identificaron las parcelas con mayor cobertura vegetal auxiliándose de una imagen falso color (bandas 7, 5 y 4) correspondiente a la zona de estudio, en esta imagen las parcelas con cobertura total están representadas por un color verde brillante o verde puro, una vez identificadas las parcelas, se revisó el valor del Índice de Área Foliar discriminando aquellas que

presentaron un valor de LAI menor que 4 (Allen *et al.*, 2007a), de las parcelas restantes se seleccionó la que presentó el píxel con el valor de temperatura superficial más bajo, quedando de esta manera definido el píxel frío, también se cercioró que los valores de albedo, NDVI y Z_{om} del píxel seleccionado estuvieran dentro de las recomendaciones presentadas en la Tabla 16.

A continuación, se describe la selección del píxel frío para el día 14 de febrero de 2019 para la zona de Módulo de Riego Tepatepec:

En la imagen de falso color se identificaron las parcelas con tonalidad verde brillante que corresponden a las que tienen más vegetación, la selección se hizo dando preferencia a las de mayor tamaño, para esta escena, las parcelas que cumplen con las características descritas se localizan en el centro de la imagen (Figura 25).

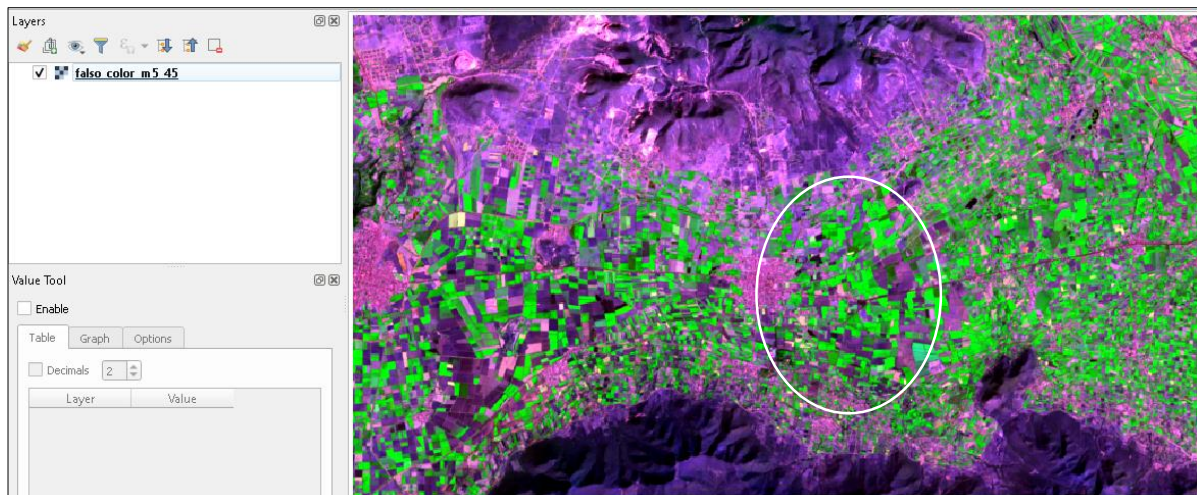


Figura 25. Imagen falso color (bandas 7, 5 y 4) Landsat-8, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco representa las parcelas con mayor cobertura vegetal.

Después se cargó la imagen de Índice de Área Foliar (LAI), se seleccionó la opción de “*Pseudocolor*” y se definieron cuatro valores para el rango de LAI, de modo que la parte de color rojo equivale a un LAI de 3 o menos y automáticamente toda esta área queda descartada dejando como candidatos a las parcelas con tonalidad verde donde el IAF es de 4 o más (Figura 26).

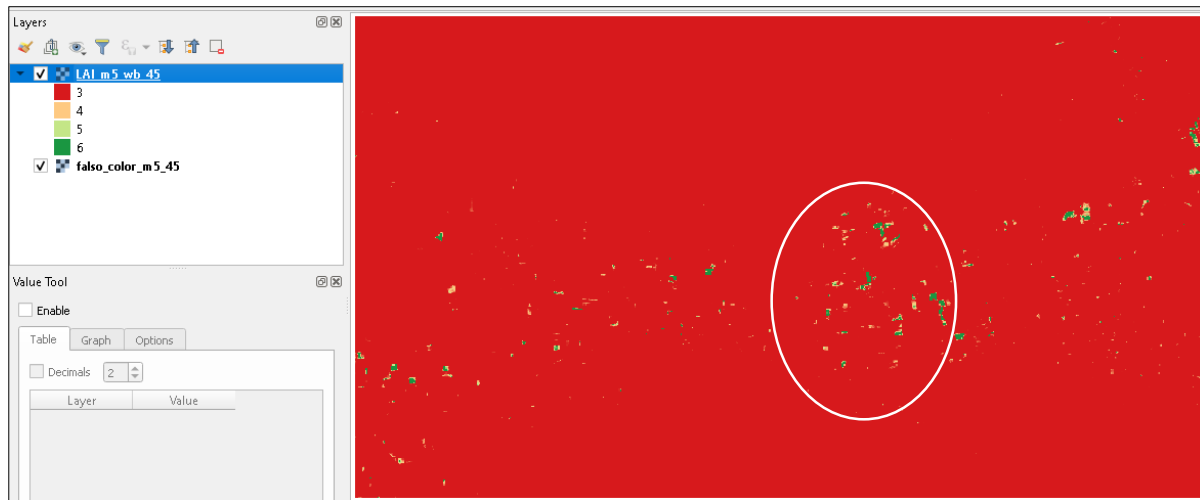


Figura 26. Imagen de LAI, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco encierra las parcelas con un LAI igual o mayor que 4.

El siguiente paso fue cargar el raster de temperatura superficial, nuevamente se seleccionó la opción de “*Pseudocolor*” y se definieron cuatro valores para el rango de temperatura, previamente se revisó la temperatura de las parcelas que presentaban los valores más altos de LAI, obteniendo que la temperatura de esas parcelas oscilaba los 296 K, por lo que se optó por un rango de 295 a 298 K. De acuerdo a la Figura 27, los valores más bajos de temperatura están representados por la tonalidad de color amarillo, por lo que las parcelas seleccionadas anteriormente de acuerdo al máximo valor LAI, se discriminan en relación a la temperatura más baja. Se hicieron varias propuestas de

píxeles fríos con características similares y de estos se seleccionó el más apto, es decir, el que tuvo mayor cobertura vegetal y la temperatura superficial más baja.

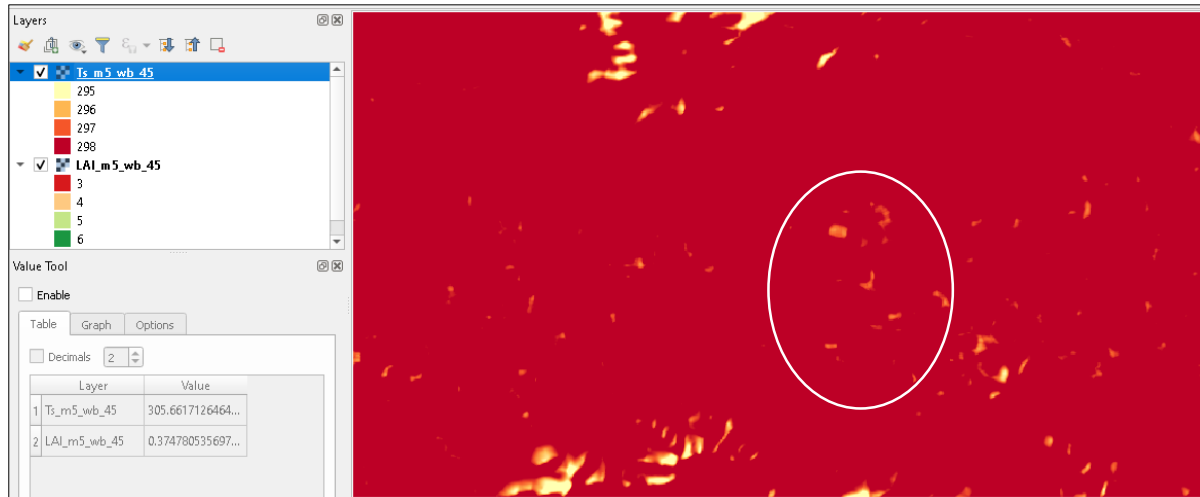


Figura 27. Imagen de temperatura superficial, 14 de febrero de 2019. El círculo blanco encierra las parcelas con menor temperatura superficial.

Una vez seleccionado el píxel frío, se cargaron las imágenes de transmisividad, albedo, NDVI y el Modelo Digital de Elevaciones, como resultados, el píxel seleccionado presenta un Índice de Área Foliar de 6, una temperatura superficial de 296.52 K, una transmisividad de 0.77, un albedo de 0.24, un NDVI de 0.84 y una elevación de 1988 msnm (Figura 28).

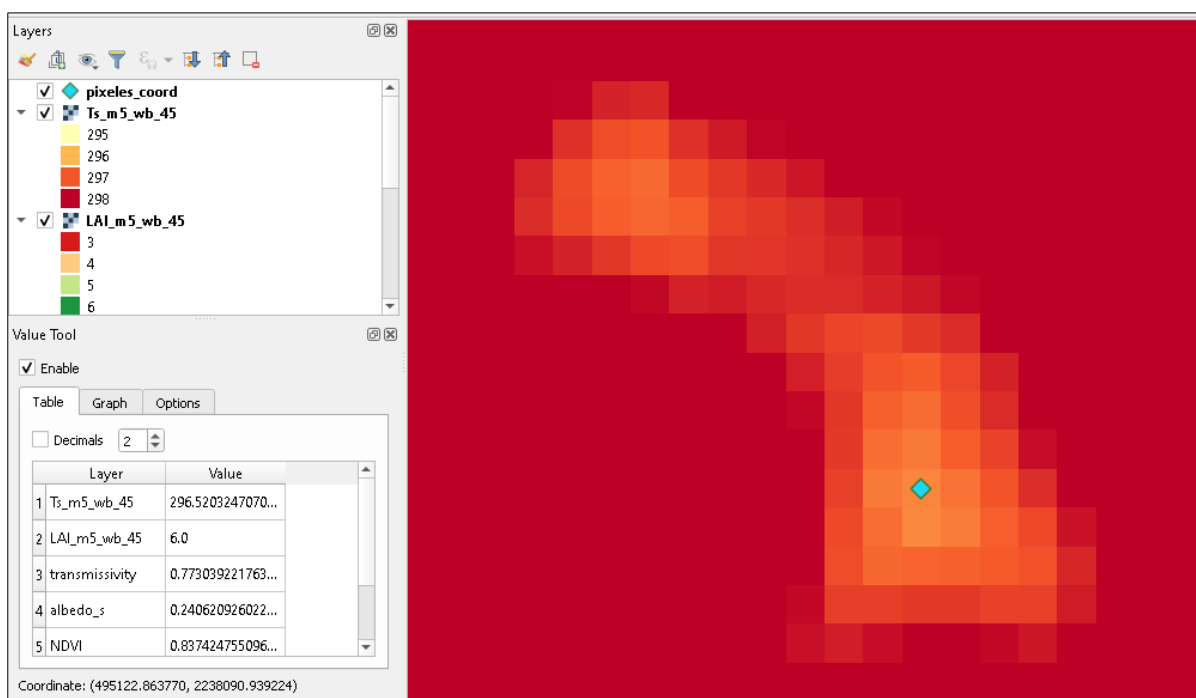


Figura 28. Píxel “frío” para el 14 de febrero de febrero de 2019.

a.ii Selección del píxel “caliente”

El píxel caliente representa las condiciones contrarias al píxel frío, por lo que el primer paso fue seleccionar parcelas totalmente desnudas, es decir, sin cubierta vegetal, esta acción se realizó apoyándose en una imagen de color verdadero (RGB), paso seguido se seleccionó la parcela con el píxel que presentó la temperatura superficial más alta, de la misma manera se revisó el valor de albedo que estuviera dentro del rango presentado en la Tabla 16, ya que a veces la superficie de las parcelas es cubierta con materiales de otra naturaleza y el valor del albedo cambia significativamente.

La metodología para la selección del píxel caliente para el día 14 de febrero de 2019 para la zona del Módulo de Riego Tepatepec fue la siguiente:

Haciendo uso de la imagen RGB (Figura 29) se identificaron las parcelas con suelo desnudo, en este caso también se dio preferencia a las de mayor tamaño y a las que tuvieran mayor homogeneidad en cuanto a características visible como lo es el color.

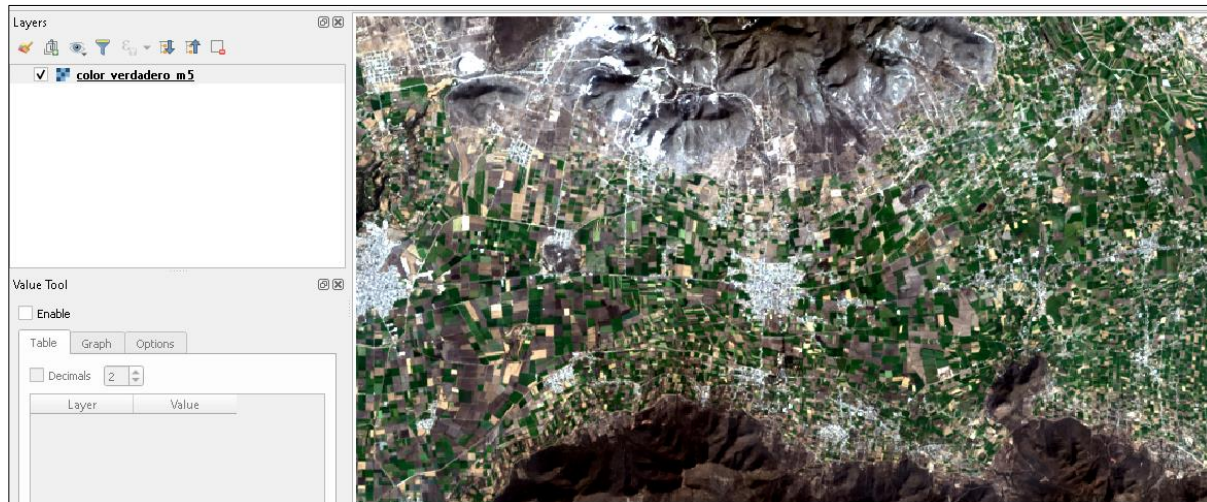


Figura 29. Imagen RGB (bandas 4, 3 y 2), 14 de febrero de febrero de 2019.

Acto seguido, se cargó el raster de temperatura superficial, se seleccionó la opción de “*Pseudocolor*” y como los valores de temperatura de las parcelas sin vegetación rondaban los 310 K, se definieron cuatro valores para el rango de temperatura que van de 309 a 312 K. De acuerdo a la Figura 30, los valores más altos de temperatura están representados por las tonalidades de rojo oscuro, por lo que se seleccionó el píxel con el valor de temperatura más alto y se verificó que efectivamente correspondiera a una parcela con suelo desnudo. Al igual que con la selección del píxel frío, se hicieron varias propuestas de píxeles calientes con características similares y de estos se seleccionó el más apto, es decir, el que tuvo mayor temperatura superficial.

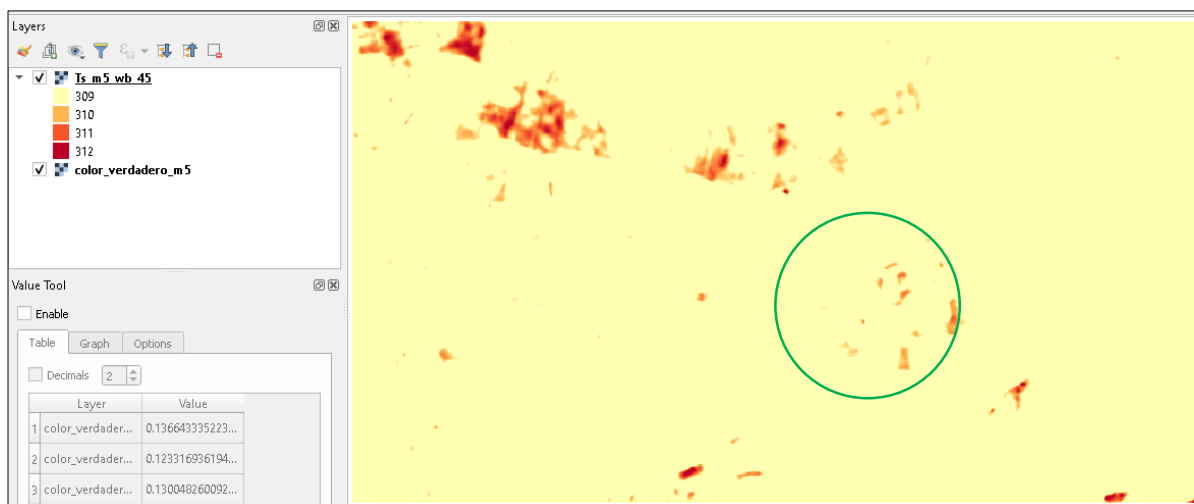


Figura 30. Imagen de temperatura superficial, 14 de febrero de 2019. El círculo de color verde encierra las parcelas con la temperatura superficial más alta.

Ya que se hubo seleccionado el píxel caliente, se cargaron las imágenes transmisividad, albedo, NDVI y el Modelo Digital de Elevaciones, como resultados, el píxel seleccionado (Figura 31) presenta una temperatura superficial de 310.97 K, un LAI de 0.01, una transmisividad de 0.77, un albedo de 0.15, un NDVI de 0.22 y una elevación de 1990 msnm.

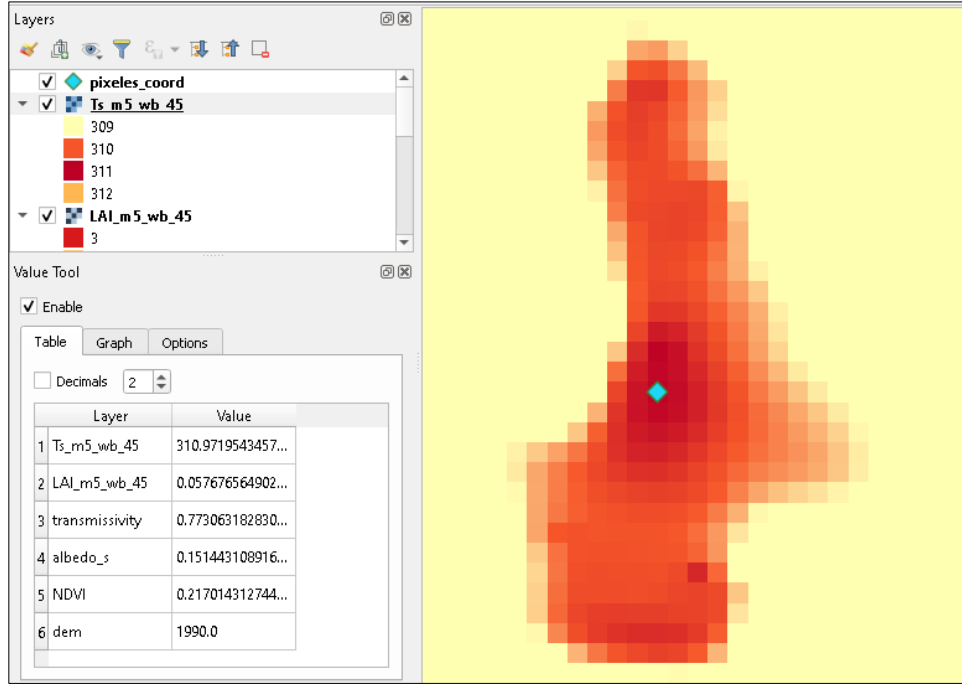


Figura 31. Píxel “caliente” para el 14 de febrero de febrero de 2019.

b. dT para el píxel “caliente”

Primero se calculó dT para el píxel “caliente” seleccionado en la imagen donde el suelo se asume lo suficientemente seco como para que $LE=0$:

$$dT_{\text{hot}} = \frac{(R_n - G)r_{ah \text{ hot}}}{\rho_{air \text{ hot}} c_p} \quad \text{Ec. (54)}$$

donde:

$r_{ah \text{ hot}} = r_{ah}$ calculado para las condiciones de rugosidad y estabilidad del píxel caliente, y

$\rho_{air \text{ hot}} = \rho_{air}$ calculado en el píxel caliente.

El flujo de calor sensible para el píxel caliente se calculó tal y como lo establece METRIC:

$$H_{\text{hot}} = (R_n - G)_{\text{hot}} - LE_{\text{hot}} \quad \text{Ec. (55)}$$

donde:

LE_{hot} = evaporación residual latente en el píxel caliente y R_n y G son valores para el píxel caliente.

c. dT para el píxel “frío”

En el píxel “frío”, el flujo de calor sensible en METRIC se definió como:

$$H_{cold} = (R_n - G)_{cold} - LE_{cold} \quad \text{Ec. (56)}$$

donde:

LE_{cold} = flujo de calor latente estimado para el píxel frío.

El gradiente de temperatura cercano a la superficie sobre el píxel frío, dT_{cold} , se calculó utilizando la siguiente ecuación:

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} r_{ah\ cold}}{\rho_{air\ cold} C_p} \quad \text{Ec. (57)}$$

donde:

$r_{ah\ cold}$ = r_{ah} calculado para las condiciones de rugosidad y estabilidad del píxel frío,
y

$\rho_{air\ cold}$ = ρ_{air} calculado en el píxel frío.

Los coeficientes a y b se calcularon usando dos pares de valores para dT y T_s donde:

$$a = - \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{s\ datum\ hot} - T_{s\ datum\ cold}} \quad \text{Ec. (58)}$$

y

$$b = - \frac{dT_{hot} - a}{T_{s\ datum\ hot}} \quad \text{Ec. (59)}$$

donde:

$r_{ah\ cold} = r_{ah}$ calculado para las condiciones de rugosidad y estabilidad del píxel frío, y

$T_{s\ datum\ hot}$ y $T_{s\ datum\ cold}$ = 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

Debido a que tanto r_{ah} como H son desconocidos en cada píxel, se requiere una solución iterativa. Se llevó a cabo una primera iteración donde r_{ah} se calculó asumiendo condiciones de estabilidad neutral utilizando la siguiente ecuación:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad \text{Ec. (60)}$$

donde:

z_1 y z_2 = alturas por encima del plano de desplazamiento cero de la vegetación donde se definen los puntos finales de dT ;

u_* = velocidad de fricción (m s^{-1}); y

k = constante de von Karman (0.41).

a. Velocidad de fricción

Durante la primera iteración, la velocidad de fricción u_* se calculó usando el logaritmo de la ley del viento para condiciones atmosféricas neutrales:

$$u_* = \frac{k u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad \text{Ec. (61)}$$

donde:

u_{200} = velocidad del viento (m s^{-1}) a una altura de mezcla que se supone ser 200 m; y

z_{om} = longitud del momento de rugosidad.

b. Velocidad del viento a 200 m

La velocidad del viento a una altura de mezcla supuesta (200 m) sobre la estación meteorológica, u_{200} , se calculó como:

$$u_{200} = \frac{u_w \ln\left(\frac{200}{z_{omw}}\right)}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{omw}}\right)} \quad \text{Ec. (62)}$$

donde:

u_w = velocidad del viento medida en la estación meteorológica a una altura z_x sobre la superficie; y

z_{omw} = longitud de rugosidad de superficie de la estación meteorológica.

El anemómetro de la torre de flujos de Ojuelos y de la estación meteorológica “El Tepeyac” se ubica a una altura de 3 m, por lo que $z_x = 3$ m en ambos casos.

c. Longitud del momento de rugosidad

La longitud del momento de rugosidad (z_{om}) se estimó para cada pixel a partir de una función general de LAI para todos los tipos de vegetación dentro de una imagen de acuerdo a una función de Bastiaanssen (2000) modificada por Allen (2002):

$$z_{om} = \exp \left[a_1 \frac{\text{NDVI}}{\alpha} + b_1 \right] \quad \text{Ec. (63)}$$

a_1 y b_1 son constantes, para todas las escenas se utilizaron los valores de 0.4122 y -2.5977, respectivamente.

d. Longitud del momento de rugosidad ajustado

La longitud del momento de rugosidad se ajustó para contemplar los efectos de terreno montañoso y la elevación sobre la velocidad del viento, tal ajuste se realizó con una función determinada localmente en Idaho usando la pendiente calculada a partir de un modelo digital de elevación (Allen *et al.*, 2007a):

$$z_{om_min} = z_{om} \left(1 + \frac{(180/\pi)s-5}{20} \right) \quad \text{Ec. (64)}$$

donde:

s= pendiente del terreno en radianes.

e. Densidad del aire

La densidad del aire se calculó usando ecuaciones estándar para presión atmosférica estándar y la ley universal de los gases y la simplificación del efecto de presión de vapor como lo hicieron Allen *et al.*, (1998):

$$\rho_{air} = \frac{1000P}{1.01(T_s-dT)R} \quad \text{Ec. (65)}$$

donde:

ρ_{air} = densidad del aire (kg m^{-3});

P = presión atmosférica media para la elevación del pixel (kPa);

R = constante específica de los gases ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); y

T_s-dT = sustituto (K) para la temperatura del aire cerca de la superficie en el píxel.

C. Cálculo de la resistencia aerodinámica mediante iteraciones

Por lo general se recomiendan de 5 a 10 iteraciones dependiendo de las condiciones meteorológicas, siendo los días con más calma los que requieren más iteraciones (Zhang *et al.*, 2011). En este estudio se realizaron 10 iteraciones en cada una de las ejecuciones de METRIC.

a. Velocidad de fricción corregida

Para las iteraciones siguientes, la velocidad de fricción corregida se calculó utilizando la siguiente ecuación:

$$u^* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200\text{ m})}} \quad \text{Ec. (66)}$$

donde:

$\Psi_{m(200\text{ m})}$ = corrección de estabilidad para el transporte de momento a 200 m.

b. Resistencia aerodinámica corregida

r_{ah} se calculó para cada iteración como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} - \Psi_{h(z_1)}}{u^*k} \quad \text{Ec. (67)}$$

donde:

$\Psi_{h(z_2)}$ y $\Psi_{h(z_1)}$ = correcciones de estabilidad para el transporte de calor a las alturas z_2 y z_1 que se actualizan cada iteración.

c. Funciones de corrección de estabilidad

La longitud (L) de Monin-Obukhov define las condiciones de estabilidad de la atmósfera en el proceso iterativo. L es la altura a la cual las fuerzas de flotabilidad (o estabilidad) y la mezcla mecánica son iguales y se calculó con la siguiente expresión:

$$L = - \frac{\rho_{\text{aire}} C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad \text{Ec. (68)}$$

donde:

g = aceleración gravitacional (9.807 m s^{-2}) y las unidades para los términos se cancelan a m para L .

Los valores de las correcciones de estabilidad integradas para momento y transporte de calor (Ψ_m y Ψ_h) se calcularon usando las fórmulas propuestas por Paulson (1970) y Webb (1970), dependiendo del signo de L . cuando $L < 0$, la capa limite atmosférica inferior es inestable y cuando $L > 0$, la capa limite es estable.

Para $L < 0$ se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$\Psi_{m(200 \text{ m})} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200 \text{ m})}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_{(200 \text{ m})}^2}{2} \right) - 2 \arctan(x_{(200 \text{ m})}) + 0.5\pi \quad \text{Ec. (69)}$$

$$\Psi_{h(2 \text{ m})} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2 \text{ m})}^2}{2} \right) \quad \text{Ec. (70a)}$$

$$\Psi_{h(0.1 \text{ m})} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(0.1 \text{ m})}^2}{2} \right) \quad \text{Ec. (70b)}$$

donde:

$$x_{(200 \text{ m})} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad \text{Ec. (71a)}$$

$$x_{(2 \text{ m})} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \quad \text{Ec. (71b)}$$

$$x_{(0.1 \text{ m})} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L}\right)^{0.25} \quad \text{Ec. (71c)}$$

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

Para $L > 0$ (condiciones de estabilidad) se utilizaron las siguientes expresiones:

$$\Psi_{m(200 \text{ m})} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad \text{Ec. (72)}$$

$$\Psi_{h(2 \text{ m})} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad \text{Ec. (72a)}$$

$$\Psi_{h(0.1 \text{ m})} = -5 \left(\frac{0.1}{L}\right) \quad \text{Ec. (72b)}$$

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

5.2.2.4. Cálculo de la evapotranspiración

A. Evapotranspiración instantánea

La evapotranspiración instantánea corresponde al instante de escena y se calculó para cada pixel de la imagen utilizando la siguiente ecuación:

$$ET_{\text{inst}} = 3,600 \frac{LE}{\lambda \rho_w} \quad \text{Ec. (73)}$$

donde:

ET_{inst} = ET instantánea (mm h^{-1});

3,600 convierte de segundos a horas;

ρ_w = densidad del agua ($\sim 1,000 \text{ kg m}^{-3}$); y

λ = calor latente de vaporización (J kg^{-1}) representando el calor absorbido cuando un kilogramo de agua es evaporado.

El calor latente de vaporización se calculó como:

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] \times 10^6 \quad \text{Ec. (74)}$$

La fracción de ET de referencia (ET_rF) se calculó como la relación de la ET instantánea calculada (ET_{inst}) de cada píxel con la ET de referencia calculada de los datos de la estación:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad \text{Ec. (75)}$$

donde:

ET_{inst} es la ET instantánea de cada píxel de la imagen (mm h^{-1}); y

ET_r es la evapotranspiración de referencia estandarizada para el cultivo de alfalfa de 0.5 m de altura a la hora de la imagen.

B. Evapotranspiración de 24-horas (ET_{24})

Valores de ET diaria (ET_{24}) generalmente son más usados que los valores de ET instantánea que es derivada de la imagen satelital. En el proceso METRIC, ET_{24} (mm día^{-1}) se estimó asumiendo que la ET_rF instantánea calculada en el momento de la imagen es la mismo que el ET_rF promedio durante el promedio de 24 h utilizando la siguiente ecuación (Allen *et al.*, 2007a):

$$ET_{24} = C_{rad}(ET_rF)(ET_{r_24}) \quad \text{Ec. (76)}$$

donde:

ET_rF se asume igual a la ET_rF determinada a la hora de paso del satélite;

ET_{r_24} = ET_r acumulativa en 24 h para el día de la imagen; y

C_{rad} = término de corrección usado en terreno inclinado para corregir la variación en 24 h frente a la disponibilidad de energía instantánea.

La región de Ojuelos, Jalisco y el Módulo de Riego Tepatepec en su totalidad presentan una superficie relativamente plana, por lo tanto, no es necesario hacer corrección por el aspecto y la pendiente del terreno, de este modo se utilizó $C_{rad}=1.0$.

5.2.3. EEFlux

La aplicación Earth Engine Evapotranspiration Flux (EEFlux) (Figura 32) fue diseñada y desarrollada en la plataforma Google Earth Engine (GEE) basada en el modelo METRIC. EEFlux utiliza archivos de imágenes Landsat almacenados en GEE, una plataforma basada en la nube. Una interfaz basada en la web brinda a los usuarios la capacidad de solicitar mapas de estimación ET para cualquier escena Landsat 5, 7 u 8 en cuestión de segundos (Foolad, 2018).

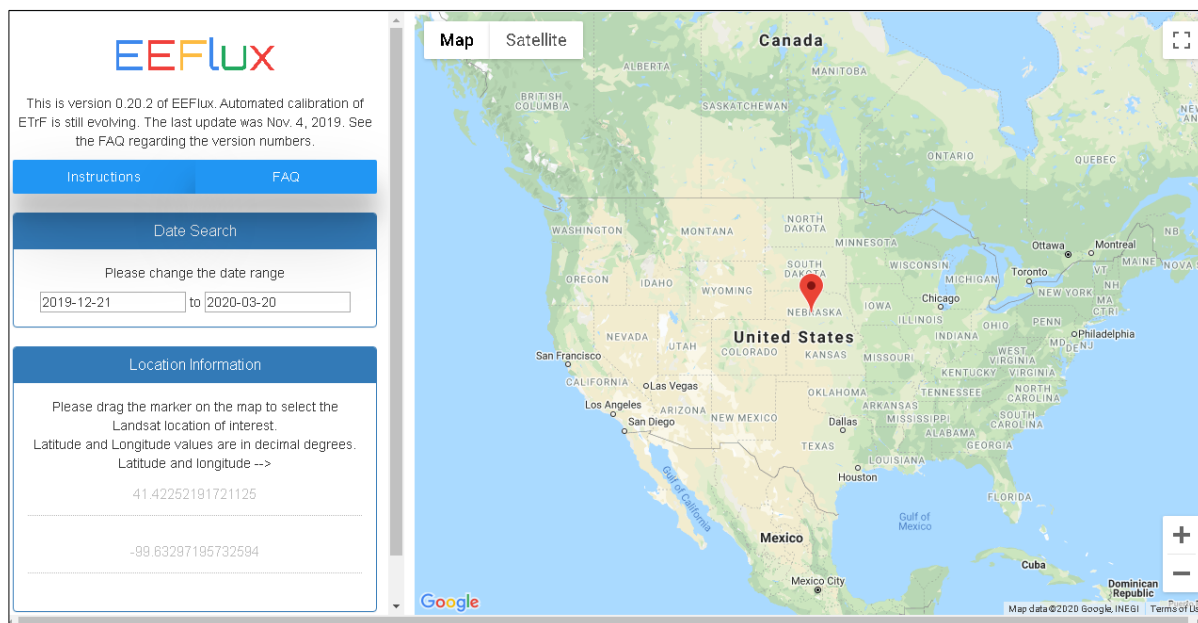


Figura 32. Plataforma de EEFlux.

Se ingresó a la plataforma de EEFlux mediante el siguiente enlace: <https://eeflux-level1.appspot.com/>, y se siguieron los siguientes pasos:

- 1) Se seleccionó el sitio de interés moviendo el icono rojo en el mapa (Figura 33)
- 2) Se especificó el periodo de estudio (febrero 2019-abril 2019) en la ventana *Data Search*.
- 3) Después se le dio clic al botón *SEARCH FOR IMAGES*, desplegándose una pestaña con escenas disponibles para el sitio y fechas establecidas (Figura 34). En la lista desplegada aparecen todas las opciones para imágenes Landsat 5, Landsat 7 y Landsat 8, cada una de ellas con fecha de la escena, identificador y porcentaje de nubes.
- 4) Se seleccionaron las cinco fechas correspondientes a este estudio (14 de febrero, 2 de marzo, 18 de marzo, 3 de abril y 19 de abril de 2019) (Figura 35), se le da clic al botón *Continue* y aparecen los productos.
- 5) Para cada escena seleccionada se descargó el producto correspondiente a la evapotranspiración real (ACTUAL ET) de acuerdo a la Figura 36.

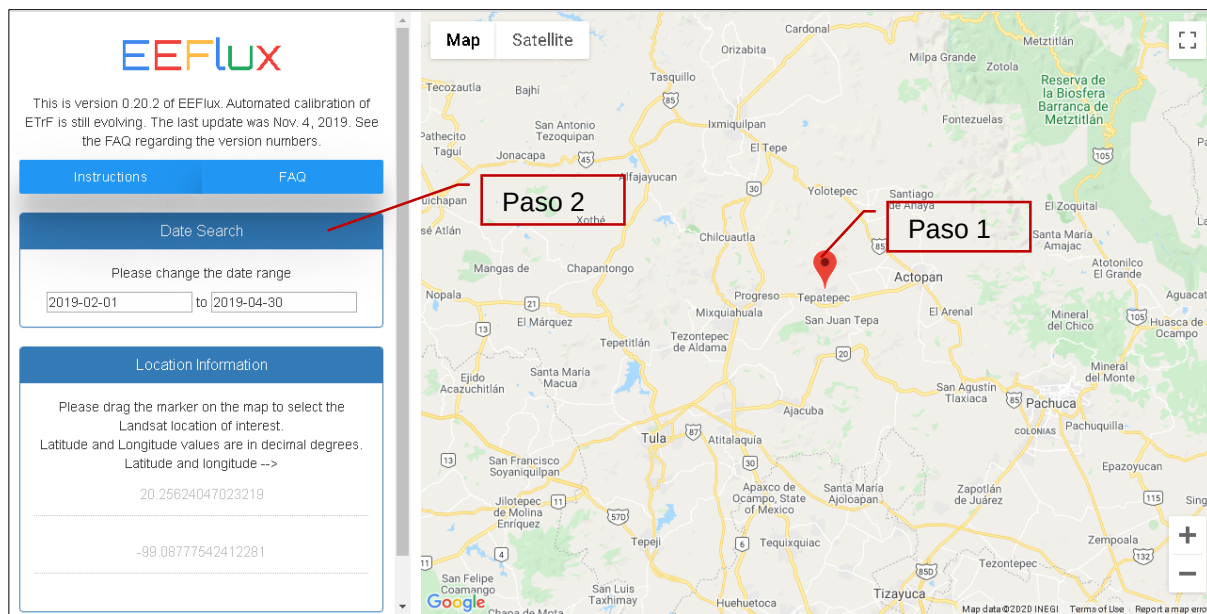


Figura 33. Paso 1 y 2, método EEFlux.

SELECT YOUR LANDSAT IMAGE

2019-02-06 / LE70260462019037EDC00 / Cloud 2%

2019-02-22 / LE70260462019053EDC00 / Cloud 11%

2019-03-10 / LE70260462019069EDC00 / Cloud 2%

2019-03-26 / LE70260462019085EDC00 / Cloud 14%

2019-04-11 / LE70260462019101EDC00 / Cloud 0%

2019-04-27 / LE70260462019117EDC00 / Cloud 16%

2019-02-14 / LC80260462019045LGN00 / Cloud 4%

2019-03-02 / LC80260462019061LGN00 / Cloud 9%

2019-03-18 / LC80260462019077LGN00 / Cloud 38%

2019-04-03 / LC80260462019093LGN00 / Cloud 19%

2019-04-19 / LC80260462019109LGN00 / Cloud 7%

Figura 34. Paso 3, método EEFlux.

EEFLUX

This is version 0.20.3 of EEFlux. Automated calibration of ETrF is still evolving. The last update was Nov. 4, 2019. See the FAQ regarding the version numbers.

Instructions

FAQ

2019-02-14 / LC80260462019045LGN00 / Cloud 4% / Tie

Due to limitations imposed by Google Earth Engine, the download size of EEFlux products is temporarily limited to the size of the blue box. You should move the blue box onto the portion of the screen that you wish to download. Our apologies for this limitation.

Continue

Reset

Figura 35. Paso 4, método EEFlux.

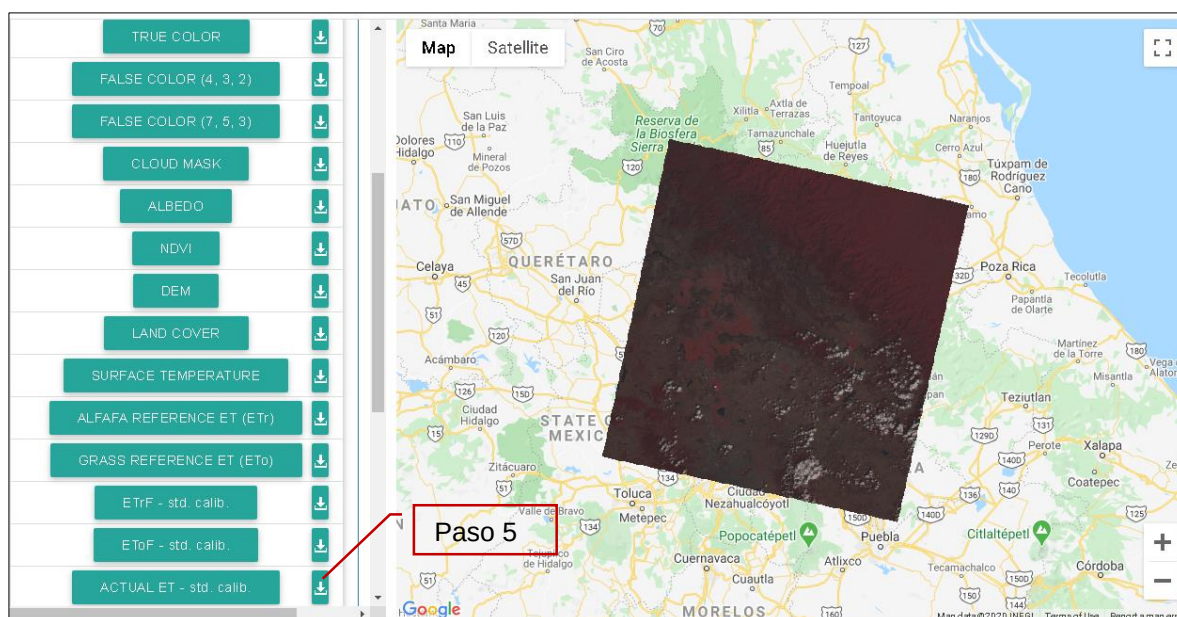


Figura 36. Paso 5, método EEFlux.

El producto descargado corresponde a un archivo raster con las dimensiones de la escena Landsat seleccionada con valores de evapotranspiración actual (mm día^{-1}) para el día de la misma escena y con una resolución de 30 m.

5.2.4. Metodología K_{cb} -ET_o

La evapotranspiración de los cultivos se calcula multiplicando la evapotranspiración de referencia (ET_o) por un coeficiente de cultivo “único” (K_c) siguiendo la metodología del manual de FAO56 (Allen *et al.*, 1998).

Una formulación más avanzada del procedimiento FAO56 incorpora el denominado coeficiente de cultivo “dual” (K_{cb}) según Wright (1982), el cual contempla la evapotranspiración como la suma del flujo del agua a través de la planta y la evaporación desde la fracción de suelo desnuda (Calera *et al.*, 2016).

La estimación de la ET para los cultivos del Módulo de Riego Tepatepec, considerando una ausencia de estrés hídrico, se realizó mediante la ecuación que utiliza el coeficiente dual:

$$ET = K_{cb} ET_0 + K_e ET_0 \quad \text{Ec. (77)}$$

donde:

ET= evapotranspiración del cultivo;

ET₀= evapotranspiración de referencia;

K_{cb}= coeficiente basal o coeficiente de transpiración;

K_{cb}*ET₀= componente de la transpiración en ausencia de estrés;

K_e= coeficiente evaporativo; y

K_e*ET₀= componente de evaporación del suelo.

De acuerdo a la literatura, se ha encontrado una buena relación lineal entre el coeficiente de cultivo basal de una cubierta, análogo a un coeficiente de transpiración, y el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizado (NDVI) (Calera *et al.*, 2016).

El valor del coeficiente K_{cb}, se estimó utilizando la ecuación encontrada por Campos *et al.*, (2010):

$$K_{cb} = 1.44 NDVI - 0.1 \quad \text{Ec. (78)}$$

donde:

NDVI= Índice de Vegetación de Diferencias Normalizado, obtenido desde imágenes multiespectrales corregidas atmosféricamente.

El NDVI es un parámetro que se obtiene de forma robusta, simple y directa desde las imágenes multiespectrales mediante una combinación algebraica de las reflectividades en el rojo e infrarrojo cercano. El NDVI, sobre el que se cuenta con gran experiencia en teledetección, mide el tamaño fotosintético relativo de la cubierta, y recoge cómo la cubierta vegetal absorbe la radiación solar fotosintéticamente activa (Calera *et al.*, 2016).

Para el cálculo del NDVI se utilizó la siguiente ecuación:

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad \text{Ec. (79)}$$

donde:

NIR= reflectancia correspondiente al infrarrojo cercano, para Landsat-8 se refiere a la banda 5; y

RED= reflectancia de la banda roja, en el caso de imágenes Landsat-8, corresponde a la banda 4.

5.2.5. Análisis estadístico

La validación del modelo METRIC y la comparación de los métodos se hizo mediante una regresión lineal evaluando el coeficiente de determinación (R^2) (Ecuación (17)), la pendiente y el intercepto al origen, además se calculó la raíz del error cuadrático medio (RMSE) (Ecuación (18)), el error absoluto medio (MAE) (Ecuación (19)), también se calcularon el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (Ecuación (20)) y el índice de agregación de Willmott (d) (Ecuación (21)).

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1. Evapotranspiración de referencia

El programa REF-ET genera un archivo de salida (.out) con los resultados de evapotranspiración de referencia del pasto (ET_0) y del cultivo de alfalfa (ET_r), este se puede abrir y manipular con cualquier editor de texto. En total se generaron cuatro archivos, uno con los resultados de la evapotranspiración horaria y otro con la evapotranspiración a escala diaria para la torre de flujos de Ojuelos, y otros dos para los mismos periodos de tiempo, pero para la estación “El Tepeyac”, los archivos se añaden como anexos (Anexo 5, 6, 7 y 8).

6.2. Validación del modelo METRIC

Se ejecutó el modelo METRIC para cada una de las escenas establecidas obteniendo los componentes del balance de energía (radiación neta (R_n), flujo de calor del suelo (G), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor latente (LE)) para el píxel donde se ubica la torre de flujos. En el caso de la R_n se obtuvieron valores que oscilan entre los 509 W m² y los 709 W m², se aprecia rápidamente en la Figura 37 que éste es el principal componente del balance de energía en todos los casos; el segundo componente del balance, G , muestra valores que se encuentran en el rango de entre 94 y 134 W m²; en lo que respecta al flujo de calor sensible, éste presenta valores entre 304 y 440 W m²; por último, el flujo de calor latente, que sirve para calcular la evapotranspiración, arrojó valores que van de los 46 a los 222 W m², se visualiza (Figura 37) que es el menor componente del balance de energía para la mayoría de las fechas.

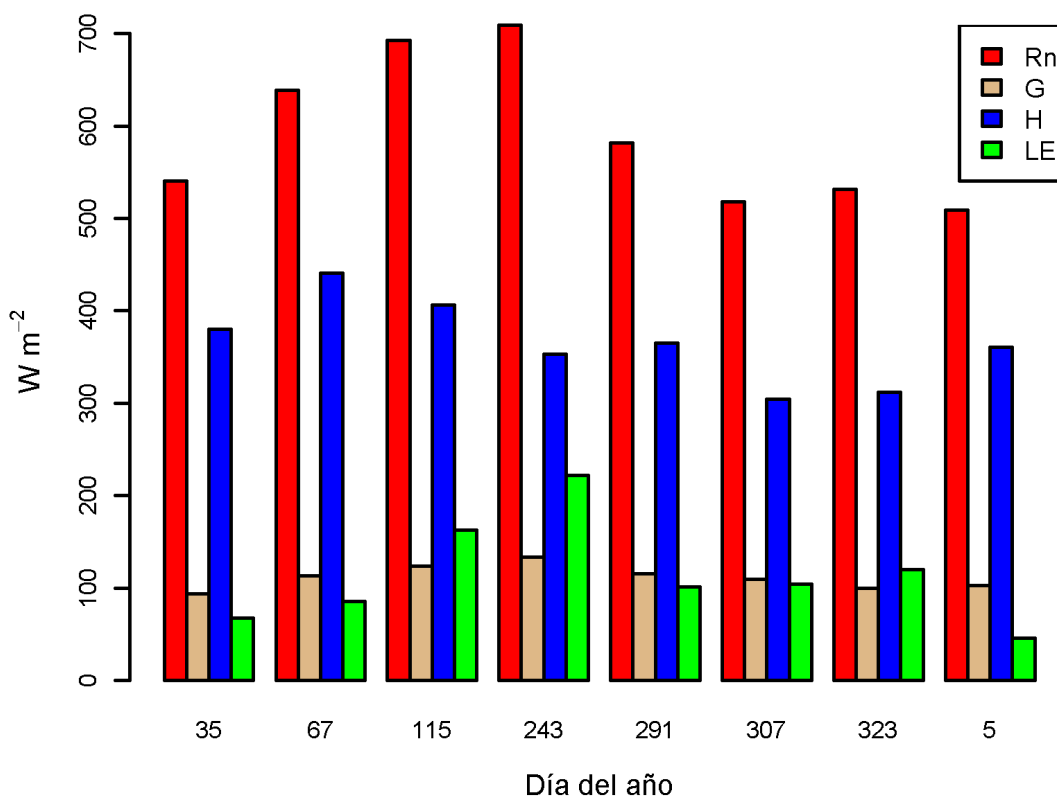


Figura 37. Componentes del balance de energía (R_n = radiación neta, G = flujo de calor del suelo, H = flujo de calor sensible y LE = calor latente de vaporización) para las fechas seleccionadas.

El producto más importante que se obtuvo del modelo METRIC fue la evapotranspiración (ET) diaria para cada una de las fechas. La comparación de los valores de ET estimados con METRIC y los medidos por la estación de *Eddy Covariance* (EC) a lo largo del año se observa en la Figura 38, se aprecia que para la mayoría de las fechas, METRIC arrojó los valores más altos de ET, en la misma figura se logra distinguir que los valores más altos de ET se presentaron en el día del año 243 (2.73 mm día⁻¹ para METRIC y 3.94 mm día⁻¹ para la torre de EC) además de que este día se presentó la mayor diferencia entre la ET medida y la estimada, los valores más pequeños de ET se observaron en el día 35 (1.05 mm día⁻¹ para METRIC y 0.32 mm día⁻¹ para la torre de EC).

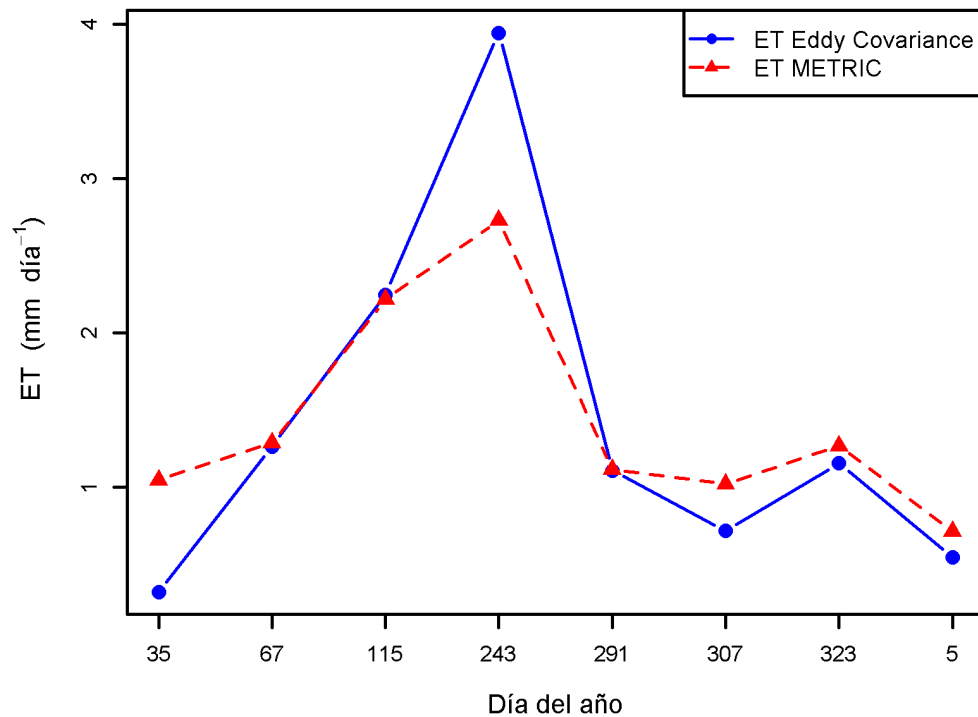


Figura 38. Distribución y comparación entre ET medida con EC y la estimada con METRIC durante el periodo de febrero de 2016 a enero de 2017.

La relación entre la ET medida y estimada con METRIC se presenta en la Figura 39. Los valores de METRIC se tomaron del mapa de ET generado por el modelo para cada uno de los días seleccionados, se tomó el valor del píxel donde se encuentra la torre de *Eddy Covariance*. Los valores medidos corresponden a mediciones puntuales de EC para cada día del paso del satélite. La relación mostró un buen acuerdo entre las estimaciones de ET y las mediciones hechas en campo con EC, con un coeficiente de determinación (R^2) igual a 0.925, un RMSE de 0.517 mm día⁻¹, un MAE de 0.263 mm día⁻¹; en relación a vegetación natural, Liebert *et al.*, (2016) reportan un coeficiente de determinación un poco más bajo ($R^2= 0.86$) para vegetación ribereña, mientras que Numata *et al.*, (2017) encontraron valores más bajos con un $R^2= 0.67$ y RMSE= 0.81 mm día⁻¹ para bosque tropical, de igual manera Khand *et al.*, (2017) también encontraron valores más bajos

($R^2 = 0.70$ y un RMSE de 0.77 mm día^{-1}) para bosque y pastizal. Se encontró una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.774, este valor es cercano a la unidad (ajuste perfecto), lo cual indica que los datos graficados se ajustan de buena manera a la línea 1:1. En el caso del índice de agregación de Willmott se obtuvo un valor de 0.915, valor muy próximo a la unidad, lo que significa que las predicciones del modelo son muy buenas al tener una correlación alta o un ajuste alto y un grado de error mínimo (Tabla 17).

Tabla 17. Estadísticas de la validación del modelo METRIC.

Parámetro	EC vs METRIC
Intercepto	0.636
Pendiente	0.559
R^2	0.925
RMSE (mm día^{-1})	0.517
MAE (mm día^{-1})	0.324
NSE	0.780
d	0.910

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio; NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

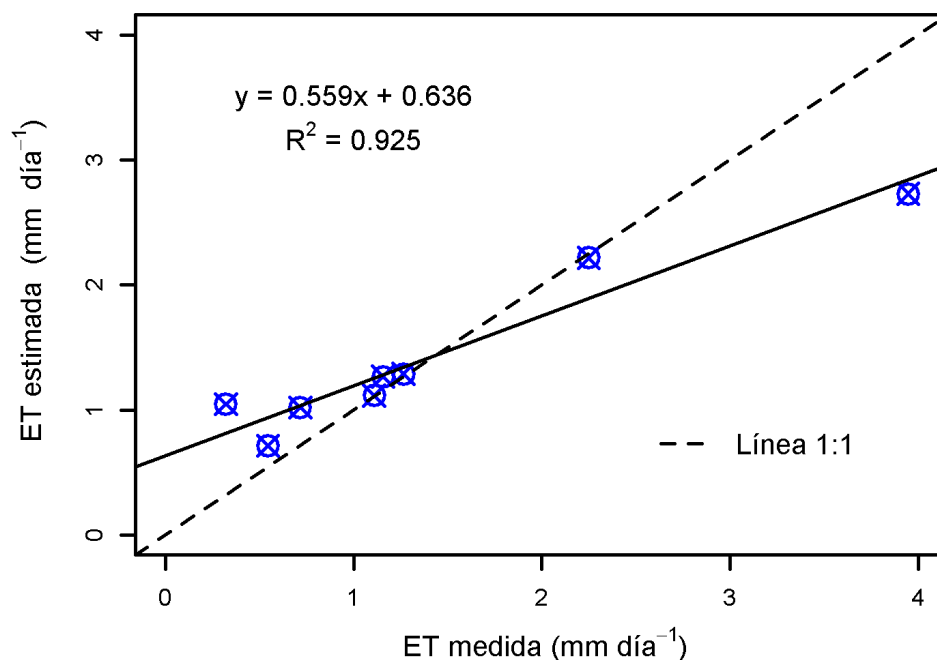


Figura 39. Relación entre los datos medidos de ET (*Eddy Covariance*) y los datos estimados (METRIC) durante el periodo de estudio. La línea discontinua representa la línea 1:1.

Se obtuvo una ecuación que relaciona el coeficiente de cultivo (K_c) con el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (Ecuación (80)) y con el Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI) (Ecuación (81)).

$$K_c = 0.441 * NDVI + 0.188 \quad \text{Ec. (80)}$$

$$K_c = 0.285 * SAVI + 0.096 \quad \text{Ec. (81)}$$

Las ecuaciones se obtuvieron mediante una regresión lineal y se pueden visualizar en la Figura 40 y Figura 44, para NDVI y SAVI, respectivamente. La ecuación que relaciona el NDVI y el K_c muestra un coeficiente de determinación bajo ($R^2 = 0.657$), mientras que la que relaciona el SAVI con el K_c arroja un buen coeficiente de determinación ($R^2 = 0.703$);

lamentablemente no existen estudios en pastizales semiáridos con los cuales se pudiera comparar los resultados obtenidos.

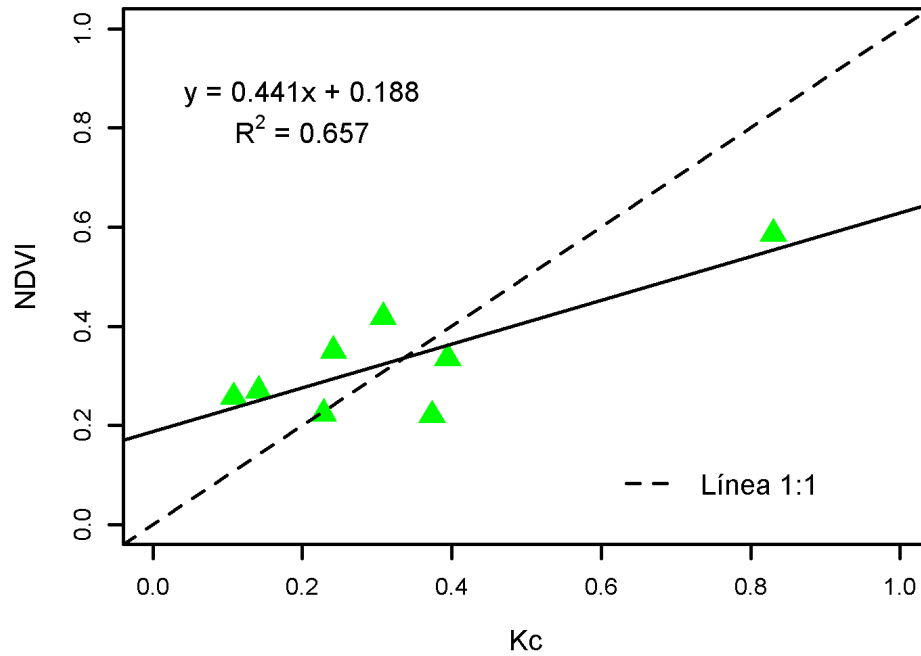


Figura 40. Relación entre el K_c y el NDVI. La línea discontinua representa la línea 1:1.

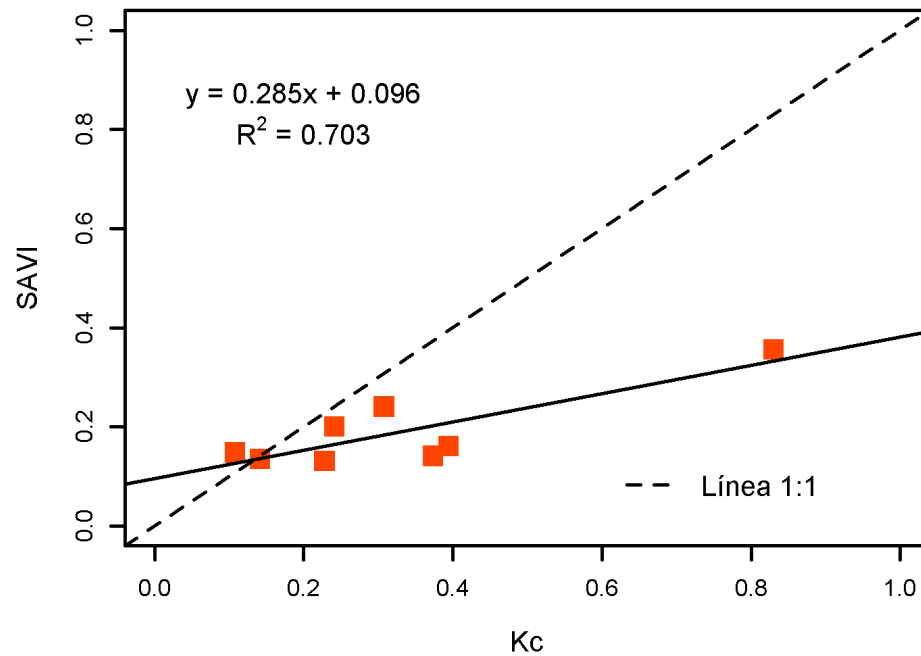


Figura 41. Relación entre el K_c y el SAVI. La línea discontinua representa la línea 1:1.

6.3. Mapas de evapotranspiración

Se implementaron los tres métodos (METRIC, EEFlux y coeficiente basal) en la zona del Distrito de Riego 003, Tula, en cada uno de los métodos se obtuvo un mapa de evapotranspiración diaria (mm día^{-1}) con una resolución de 30 m para cada escena de Landsat-8, después ese mapa se recortó utilizando una máscara del Módulo de Riego Tepatepec (MRT) quedando solamente el área de interés.

6.3.1. METRIC

El modelo METRIC genera como *outputs* o resultados todos 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), además genera una serie de productos intermedios como el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), el Índice de Área Foliar (LAI), temperatura superficial (T_s) y albedo superficial (α). Igualmente, se genera un archivo que corresponde a la fracción evapotranspirativa (ET_r/F) que equivale al conocido coeficiente de cultivo (K_c) (Allen *et al.*, 2007b). Los resultados de este modelo se presentan como imágenes raster con extensión(.tif), con la misma resolución de las imágenes que se utilizaron como entrada (30 m), por lo que pueden utilizarse en R u otros softwares para Sistemas de Información Geográfica (GIS) en análisis posteriores.

6.3.1.1. Día del año 45

I. Subproductos del modelo METRIC

El modelo METRIC genera varios subproductos de los cuales se pueden destacar el albedo superficial (adim.), el NDVI (adim.), Índice de Área Foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) y la temperatura

superficial. Para el día 45 de año, el mapa de albedo presenta valores que van de 0.05 a 0.33 aproximadamente, los valores bajos corresponden a parcelas de tonos oscuros y parcelas con suelo desnudo (Figura 42a)), mientras que los valores medios (~ 2) corresponden a parcelas con cultivos. El mapa de Índice de Área Foliar presenta valores que van de cero (suelos desnudos) hasta valores de $12 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Figura 42b)), las parcelas con un valor de LAI alto son pocas y se concentran principalmente la parte este del módulo de riego. El NDVI ronda valores entre 0 y 0.8, para los suelos desnudos y para parcelas con vegetación sana y abundante, respectivamente (Figura 42c)). El rango de temperaturas va de los 303 K a los 312 K aproximadamente, los valores bajos se sitúan en parcelas con vegetación mientras que los valores altos de temperatura corresponden a suelos desnudos (Figura 42d)).

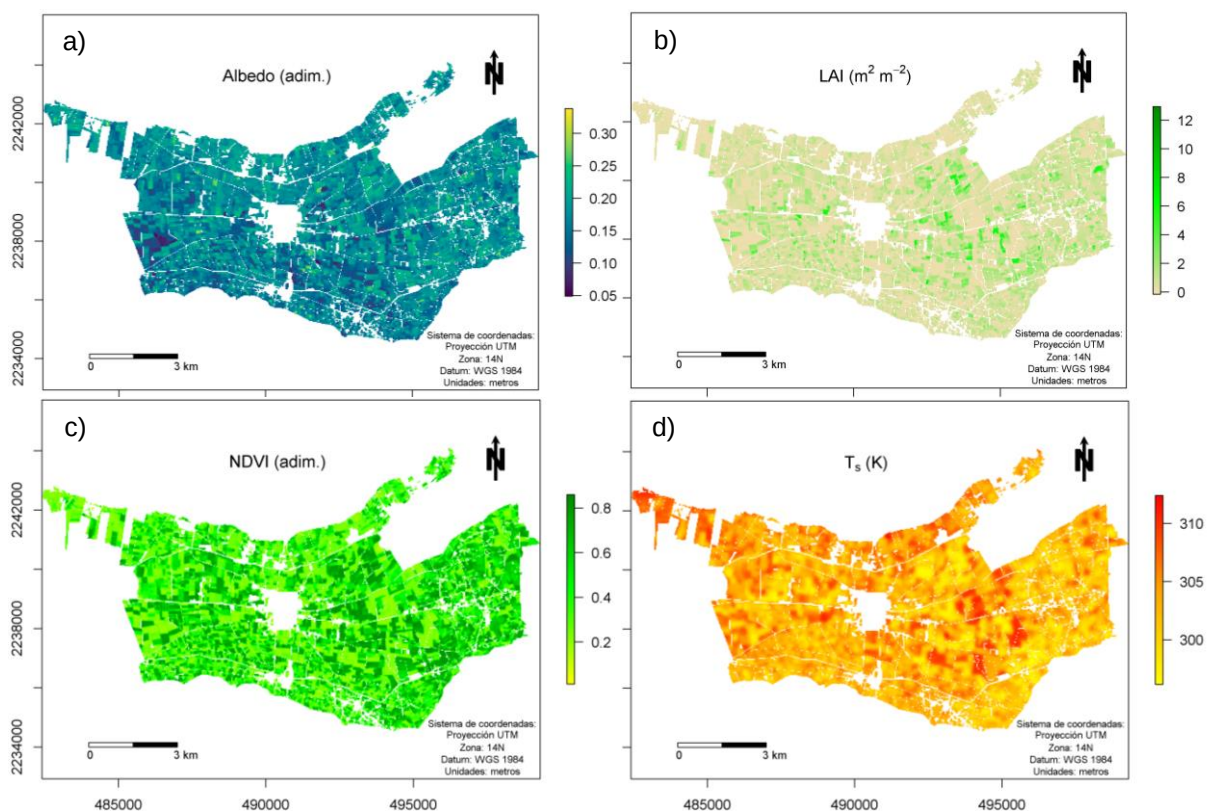


Figura 42. Subproductos del modelo METRIC, DOY 45. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).

II. Balance de energía

Los componentes del balance de energía (radiación neta, flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente) son los principales subproductos del modelo METRIC. El primer mapa generado corresponde a la radiación neta donde se aprecian valores que van de los 440 a los 690 W m^{-2} (Figura 43a)), aproximadamente. El flujo de calor de suelo varía de los 30 a 120 W m^{-2} (Figura 43b)), los valores más altos se localizan en los suelos desnudos (parte este del módulo de riego). En el caso del flujo de calor sensible se pueden observar valores que oscilan en un rango entre 100 y 500 W m^{-2} (Figura 43c)). El mapa de flujo de calor latente presenta valores que fluctúan entre cero

y 400 W m^{-2} (Figura 43d), los valores bajos se sitúan en las parcelas con suelos desnudos donde la ET es nula mientras que los valores con tonalidad azul representan las parcela con un alto flujo de calor latente y por ende, la evapotranspiración será mayor en las mismas.

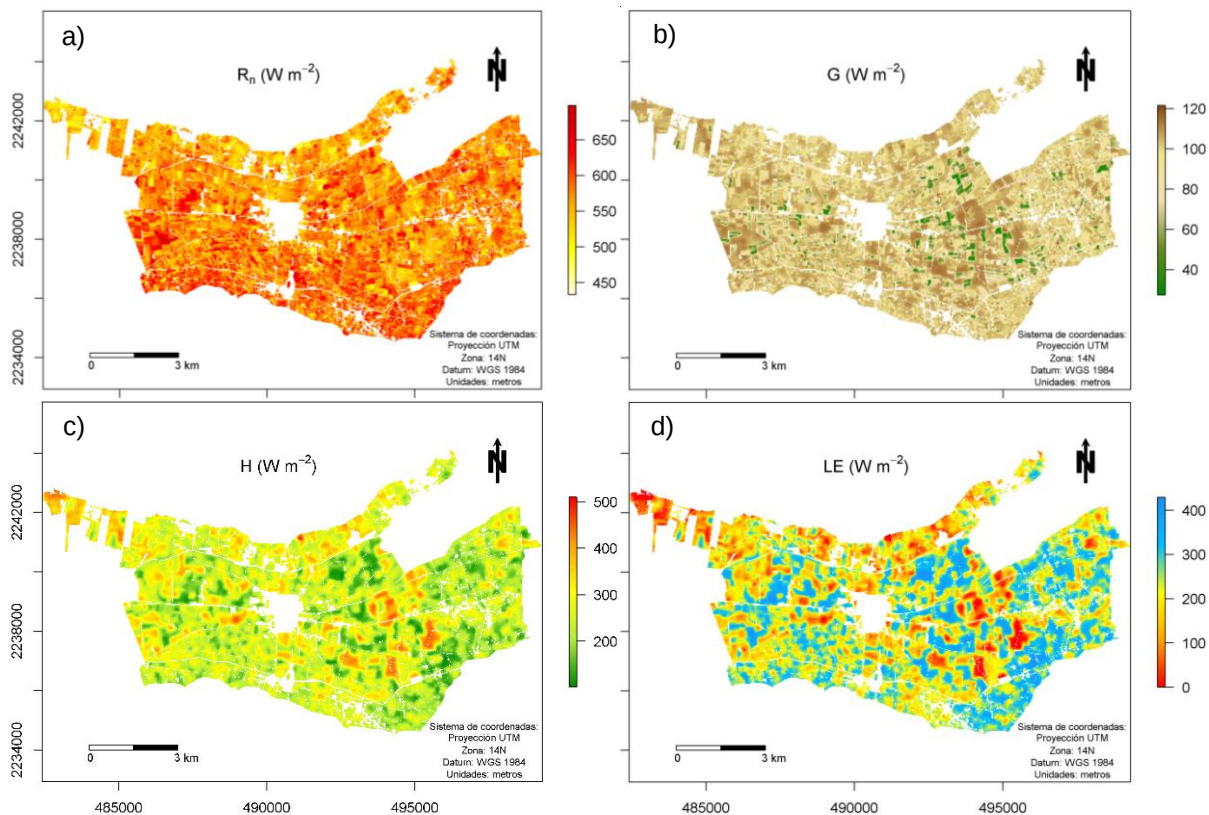


Figura 43. Componentes del alance de energía DOY 45. a) Radiación neta (R_n) (W m^{-2}). b) Flujo de calor del suelo (G) (W m^{-2}). c) Flujo de calor sensible (H) (W m^{-2}). d) Flujo de calor latente (LE) (W m^{-2}).

III. ET_r/F y ET

El modelo METRIC genera una imagen de fracción evapotranspirativa (Figura 44) que equivale al conocido coeficiente de cultivo (K_c), para esta fecha se obtuvo un mapa que presenta valores entre 0 y 1.1 aproximadamente, se observan algunas parcelas con tonalidad de verde oscuro, sobre todo en la parte este, cuyo valor de ET_r/F es de 1.1 aproximadamente, por lo que corresponden a parcelas con cobertura total y cultivos bien

desarrollados. El mapa de evapotranspiración diaria del día 14 de febrero de 2019 (Figura 45) exhibe valores que van de 0 a 3.2 mm día⁻¹, los valores más altos se presentaron en la parte noreste y sureste del Módulo de Riego Tepatepec (MRT), mientras que los valores más bajos de ET predominan en la parte norte, sobre todo en la parte noroeste. Para esta fecha, la mayor parte de la superficie del MRT se encuentra cubierta por algún cultivo (color verde y amarillo) y solo una pequeña proporción de la superficie (color salmón o blanco) presenta suelo desnudo por lo que en esas parcelas la evapotranspiración es poca o nula.

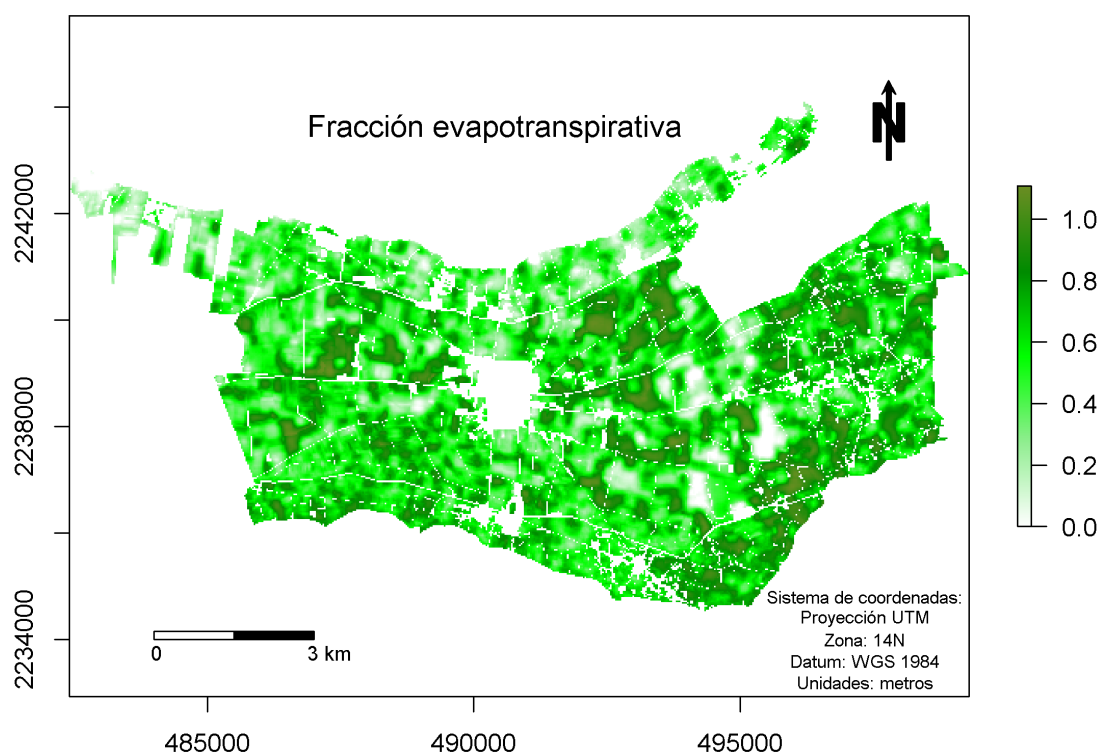


Figura 44. Fracción de evapotranspiración del DOY 45.

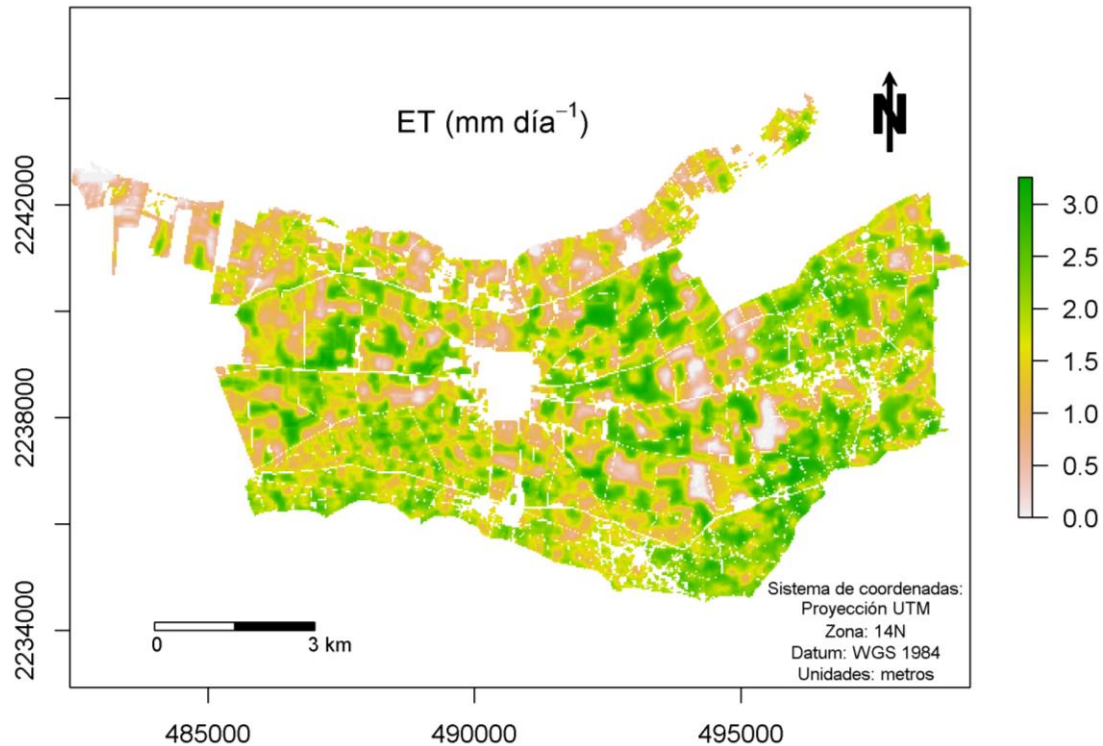


Figura 45. Evapotranspiración diaria (mm día^{-1}) del DOY 45, METRIC.

6.3.1.2. Día del año 61

I. Subproductos del modelo METRIC

Para el día 61 de año, el mapa de albedo presenta valores que van de 0.05 a 0.35 aproximadamente, los valores bajos corresponden a parcelas de tonos oscuros y parcelas con suelo desnudo (Figura 46a)). El mapa de Índice de Área Foliar presenta valores que van de cero (suelos desnudos) hasta valores de $10 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Figura 46b)) las parcelas con tono verde (con vegetación) disminuyeron con respecto al mapa del día 45. El mapa de NDVI presenta valores entre 0.1 y 0.8, el rango es el mismo que el mapa de la fecha anterior pero el número de parcelas con tono oscuro disminuyó (Figura 46c)). Para esta fecha el rango de temperaturas va de los 298 K a los 316 K aproximadamente, el rango de temperaturas fue más amplio con respecto a la fecha anterior (Figura 46d)).

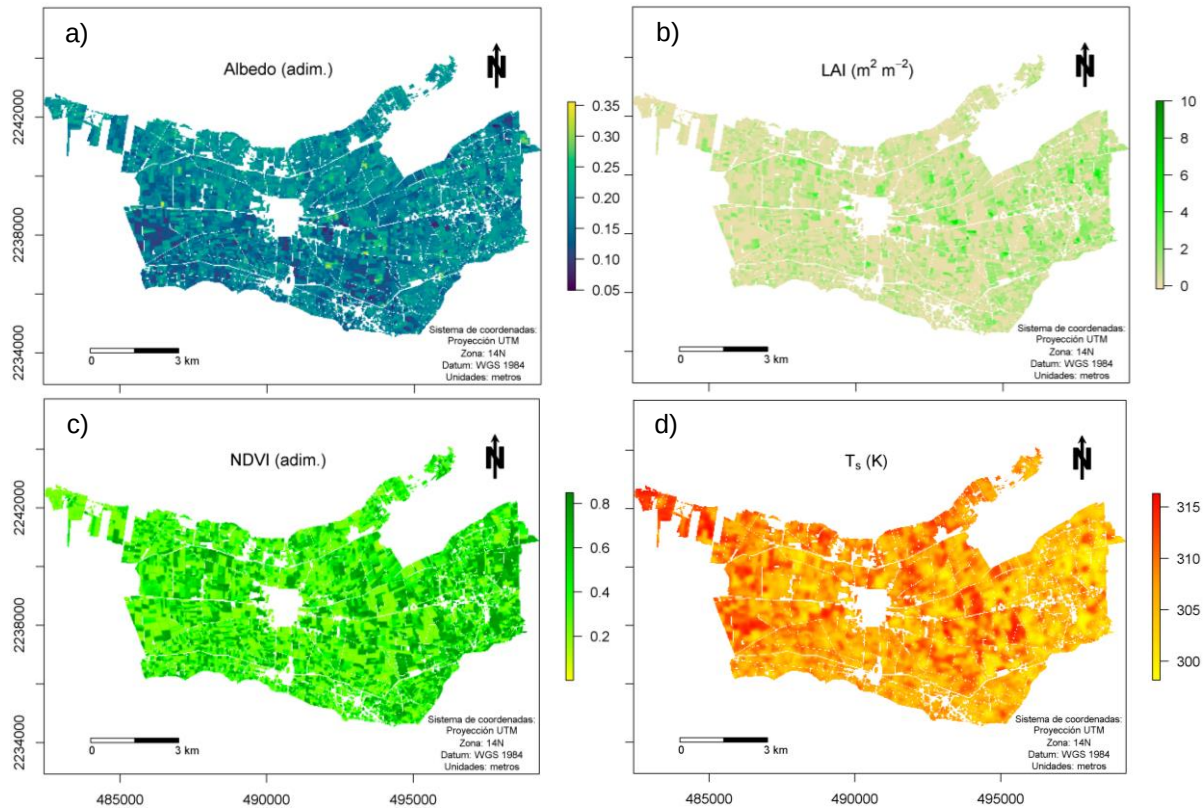


Figura 46. Subproductos del modelo METRIC, DOY 61. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).

II. Balance de energía

El mapa de radiación neta generado para el día del año 61 presenta valores que van de los 450 a los 730 W m^{-2} (Figura 47a)), aproximadamente. El flujo de calor de suelo varía de los 30 a 130 W m^{-2} (Figura 47b)), los valores más altos se localizan en los suelos desnudos que prevalecen en la parte oeste del MRT. En el caso del flujo de calor sensible se pueden observar valores que oscilan en un rango entre 150 y 480 W m^{-2} (Figura 47c)). El mapa de flujo de calor latente presenta valores que fluctúan entre 0 y 400 W m^{-2} (Figura 47d), los valores bajos se sitúan en la parte norte y noroeste del MRT y corresponden a parcelas con suelos desnudos donde la ET es nula, para esta fecha las zonas con

tonalidad azul disminuyen en relación a la fecha anterior, estas zonas corresponden a sitios con alta evapotranspiración y se ubican en la parte este del MRT, principalmente.

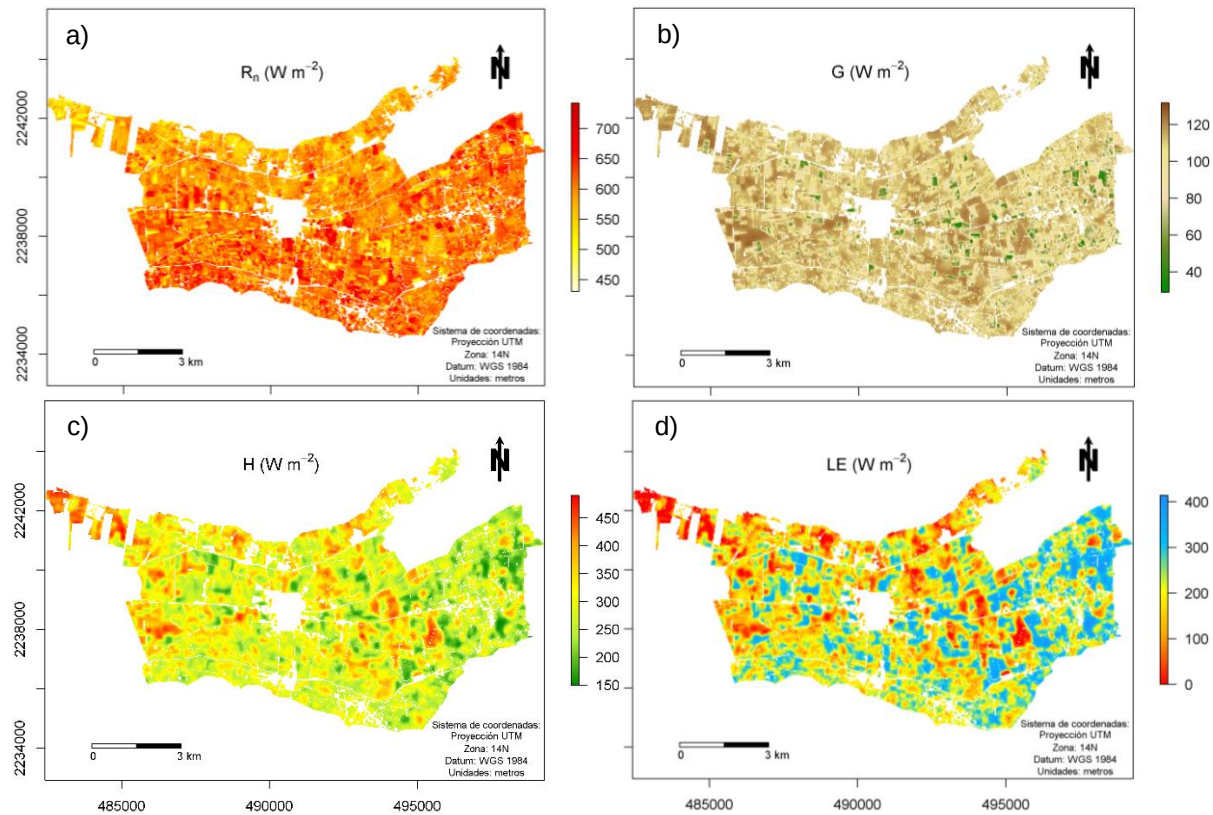


Figura 47. Componentes del alance de energía DOY 61. a) Radiación neta (R_n) (W m^{-2}). b) Flujo de calor del suelo (G) (W m^{-2}). c) Flujo de calor sensible (H) (W m^{-2}). d) Flujo de calor latente (LE) (W m^{-2}).

III. ET_rF y ET

El mapa de fracción evapotranspirativa (Figura 48) para esta fecha presenta un rango de valores entre 0 y 1.1, aproximadamente. Para el día 61 del año (2 de marzo de 2019) la superficie con cultivos disminuye un poco e incrementa la superficie con suelo desnudo con respecto a la escena anterior. Los valores más altos de ET son de aproximadamente 4 mm día^{-1} y se localizan en la parte este del MRT (Figura 49), mientras que los valores más bajos (0 mm día^{-1}) se presentan en la parte norte del MRT, principalmente.

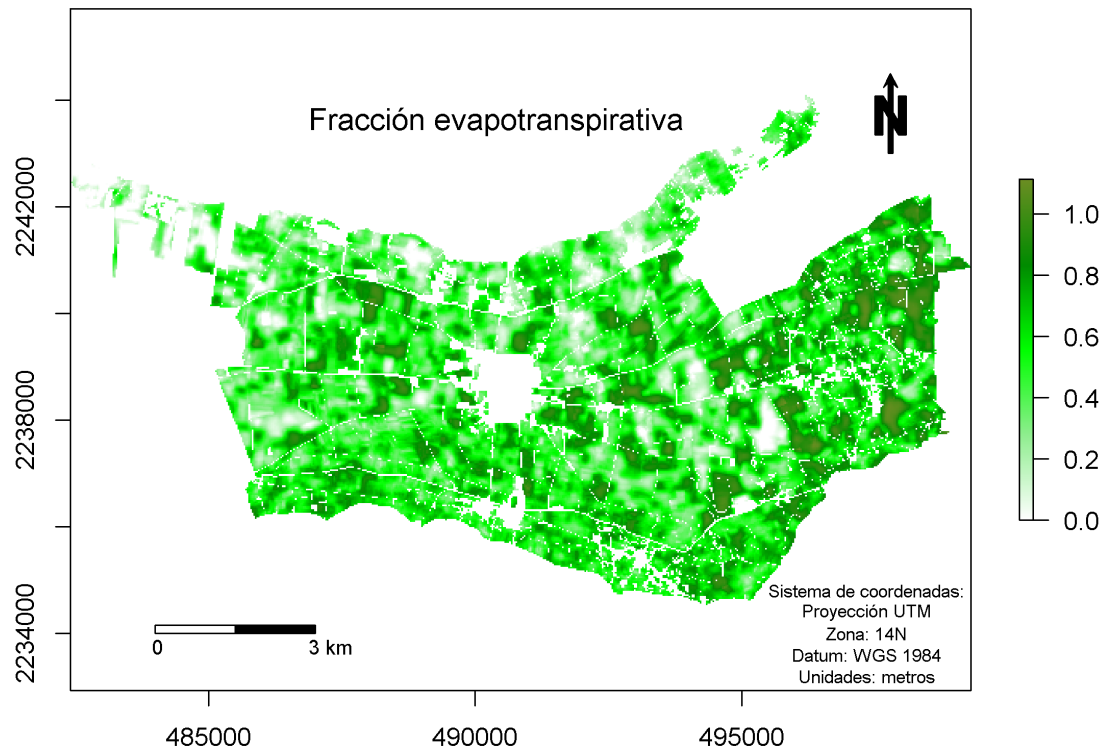


Figura 48. Fracción de evapotranspiración del DOY 61.

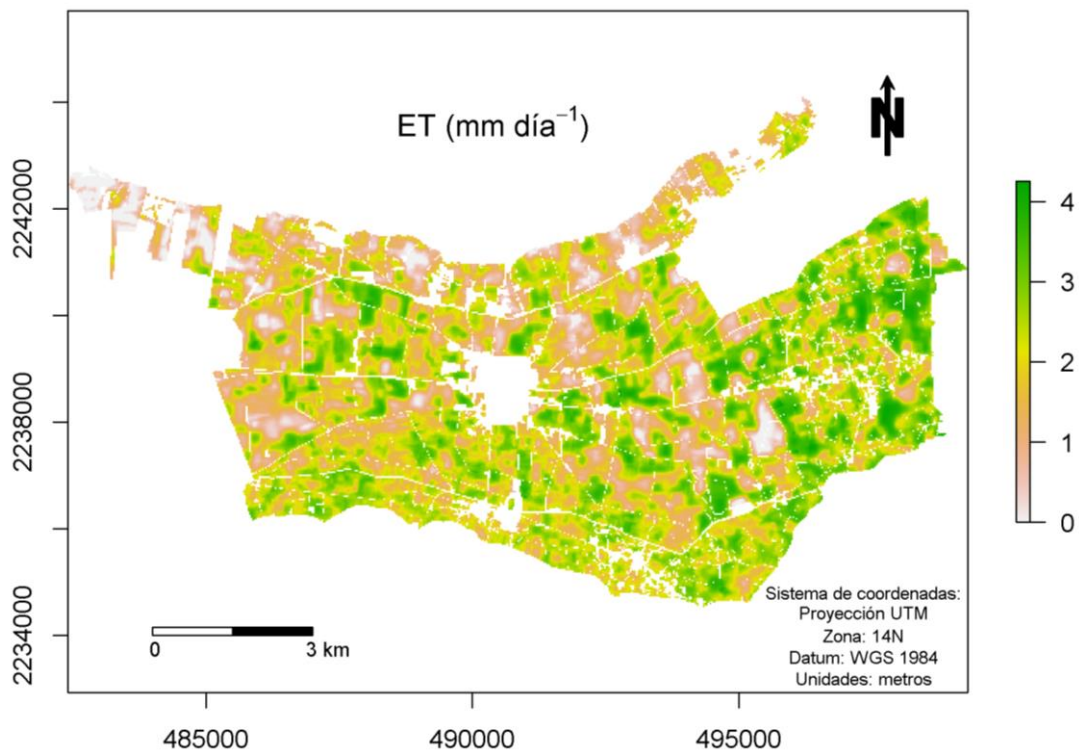


Figura 49. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 61, METRIC.

6.3.1.3. Día del año 77

I. Subproductos del modelo METRIC

El mapa de albedo correspondiente al día 77 del año presenta valores que van de 0.05 a 0.35 aproximadamente (Figura 50a)). El mapa de Índice de Área Foliar presenta valores que van de cero (suelos desnudos) hasta valores de $10 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Figura 50b)) las parcelas con tono verde (con vegetación) disminuyeron en relación a las fechas anteriores. El NDVI ronda valores entre 0.1 y 0.8, el rango es el mismo que el mapa anterior pero el número de parcelas con tono oscuro vuelve a disminuir (Figura 50c)). Para esta fecha el rango de temperaturas va de los 297 K a los 317 K aproximadamente, el rango de temperaturas vuelve a ser más amplio con respecto a las fechas anteriores (Figura 50d)).

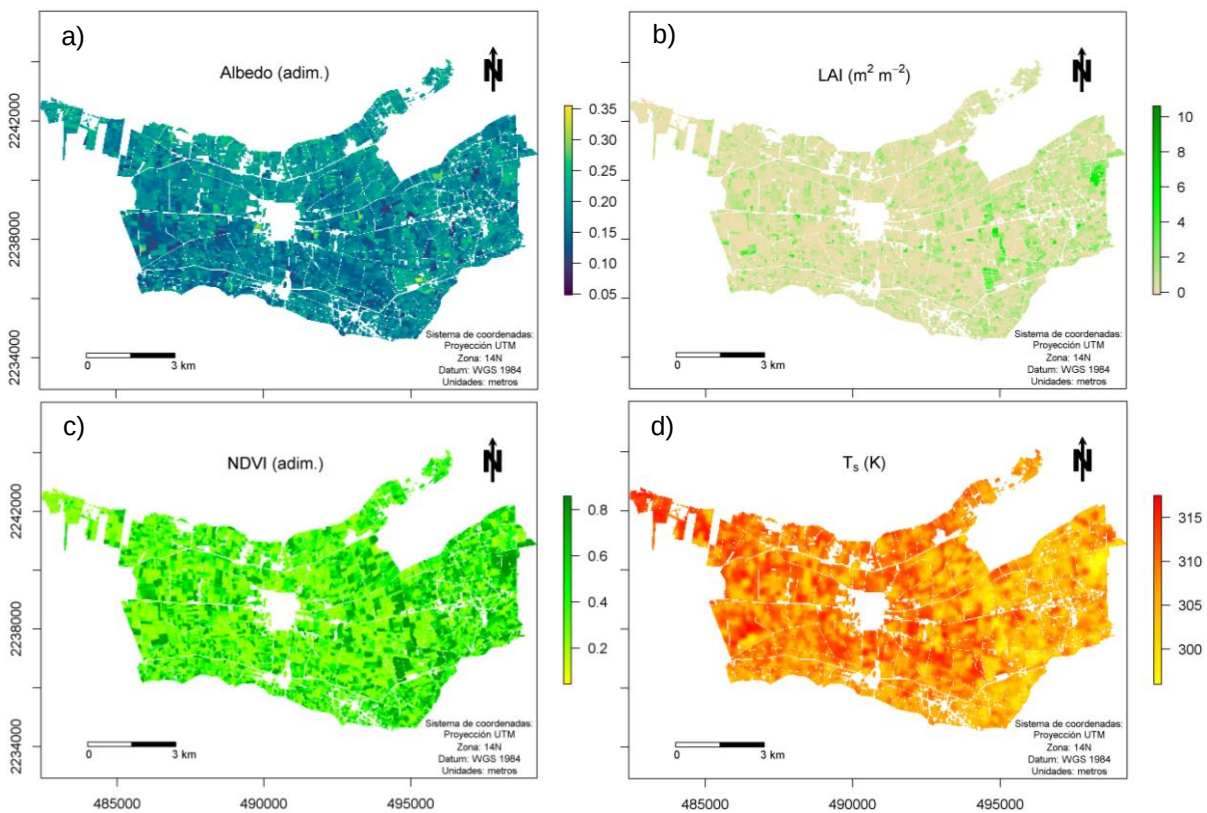


Figura 50. Subproductos del modelo METRIC, DOY 77. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).

II. Balance de energía

El flujo de radiación neta para el día del año 77 muestra valores que van desde los 450 a los 750 W m^{-2} (Figura 51a)), aproximadamente, los valores son mayores respecto a las fechas anteriores, el color preponderante es el rojo (valores altos), a excepción de la parte norte del MRT donde es presente el color amarillo y por consiguiente los valores más bajos de radiación neta. El flujo de calor de suelo varía de los 30 a 130 W m^{-2} (Figura 51b)), los valores más altos se localizan en los suelos desnudos y son los que predominan para el mapa de esta fecha, a su vez los valores más bajos (tonalidad verde) que representan las parcelas con cultivos bien desarrollados, son muy pocos y se localizan en la parte este del MRT, el rango de valores de este componente se mantiene en comparación a la fecha anterior. En el caso del flujo de calor sensible se pueden observar valores que oscilan en un rango entre 150 y 550 W m^{-2} (Figura 51c)). El mapa de flujo de calor latente presenta valores que fluctúan entre 0 y 430 W m^{-2} (Figura 51d), aunque cabe mencionar que las parcelas con tonalidad azul son relativamente pocas y se concentran en la parte este del MRT, en dichas parcelas el flujo de calor latente se convertirá en altas tasas de evapotranspiración.

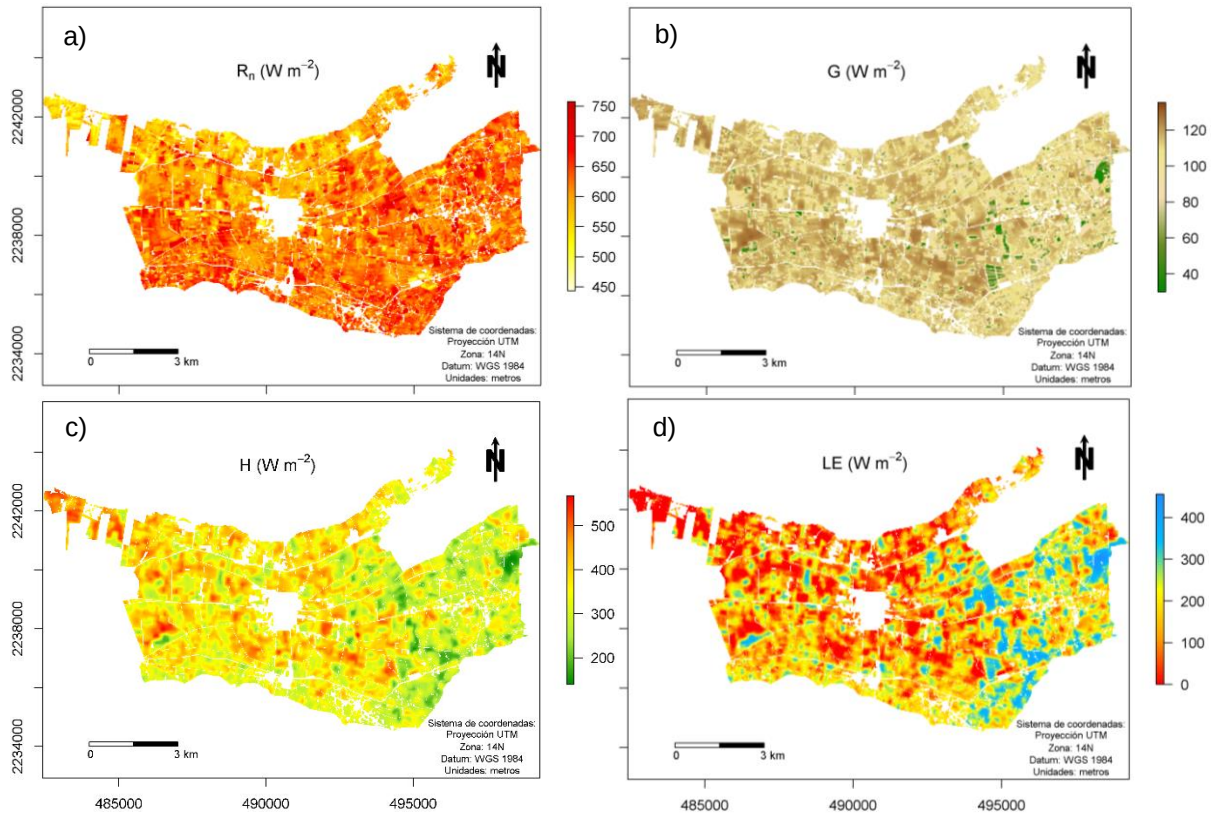


Figura 51. Componentes del alance de energía DOY 77. a) Radiación neta (R_n) (W m^{-2}). b) Flujo de calor del suelo (G) (W m^{-2}). c) Flujo de calor sensible (H) (W m^{-2}). d) Flujo de calor latente (LE) (W m^{-2}).

III. ET_rF y ET

El mapa de fracción evapotranspirativa (Figura 52) para el día del año 77 presenta un rango de valores entre 0 y 1.1, aproximadamente, se aprecia que los bajos son los que imperan en todo el MRT. En el mapa de evapotranspiración del día 18 de marzo de 2019 (Figura 53) se observa que la superficie cultivada disminuye considerablemente con respecto a las dos escenas anteriores, en estas zonas con suelos desnudos la ET es nula o cercana a cero, solamente en la parte este del MRT se observan zonas de cultivo donde se presentan los valores máximos de ET los cuales rondan los 3 mm día^{-1} .

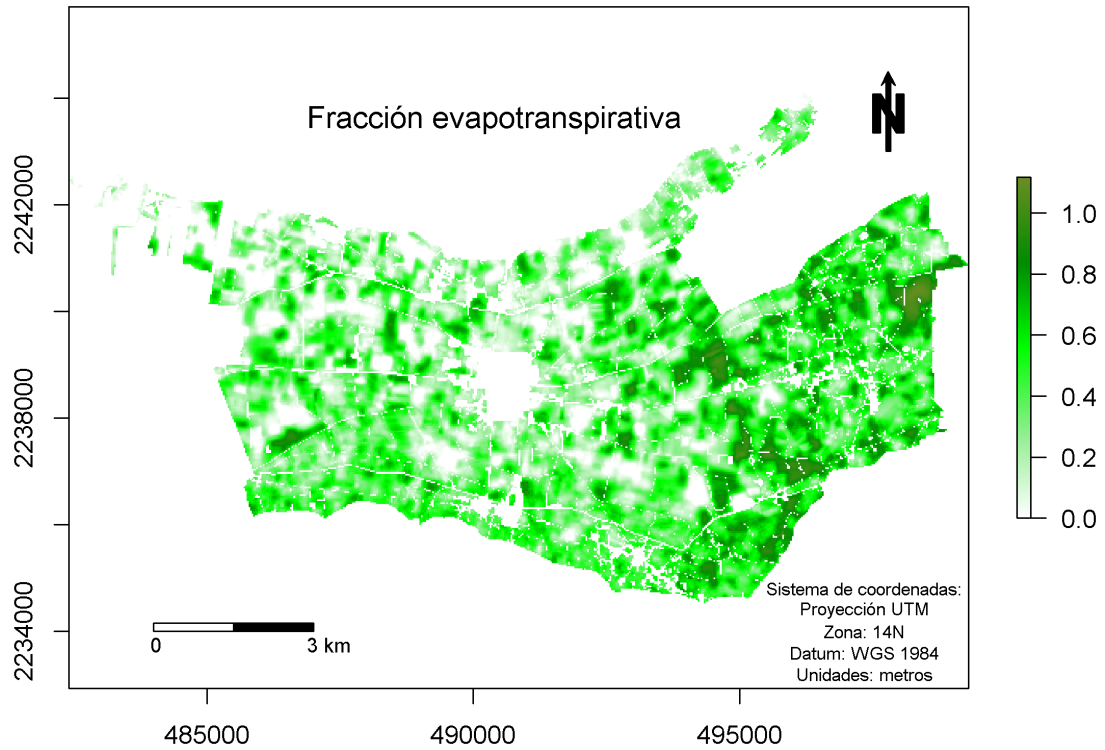


Figura 52. Fracción de evapotranspiración del DOY 77.

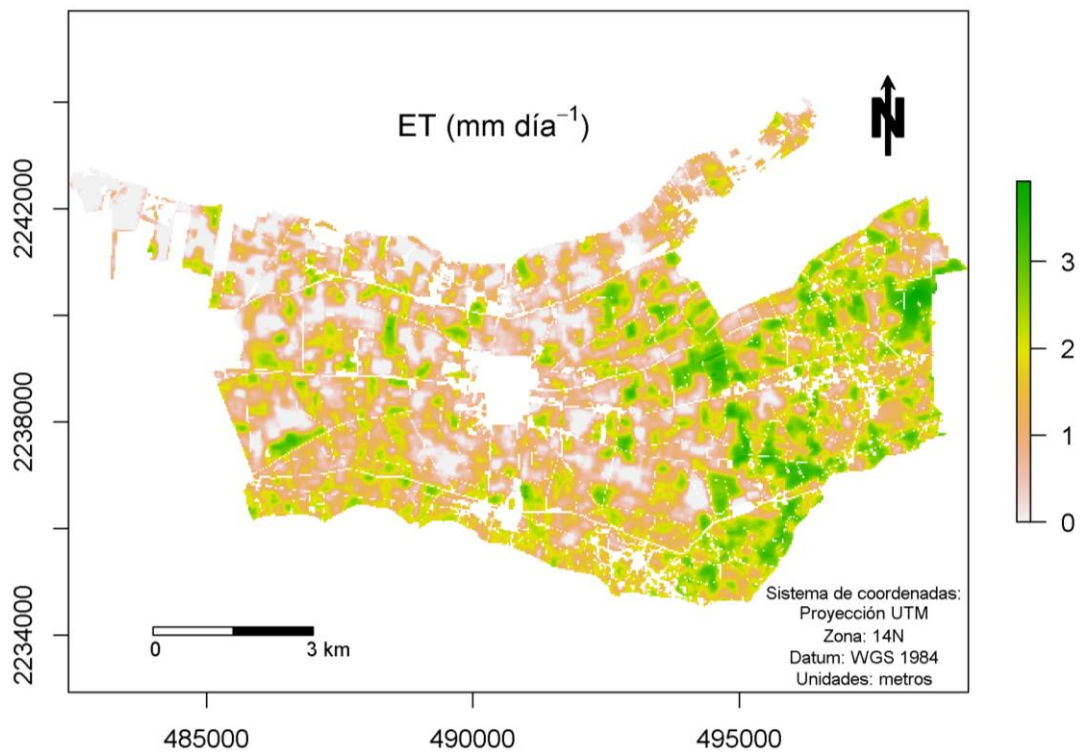


Figura 53. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 77, METRIC.

6.3.1.4. Día del año 93

I. Subproductos del modelo METRIC

El mapa de albedo correspondiente al día 93 del año presenta valores que van de 0.05 a 0.33 aproximadamente (Figura 54a)). El mapa de Índice de Área Foliar presenta valores que van de cero (suelos desnudos) hasta valores de $7 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Figura 54b)) lo que indica que las parcelas con vegetación abundante disminuyeron a comparación de las fechas anteriores. El NDVI ronda valores entre 0.1 y 0.8, el rango es el mismo que el mapa anterior pero el número de parcelas con tono oscuro vuelve a disminuir (Figura 54c)). Para esta fecha el rango de temperaturas va de los 300 K a los 320 K, se observa que existe un aumento en las mismas y el rango vuelve a ser más amplio (Figura 54d)).

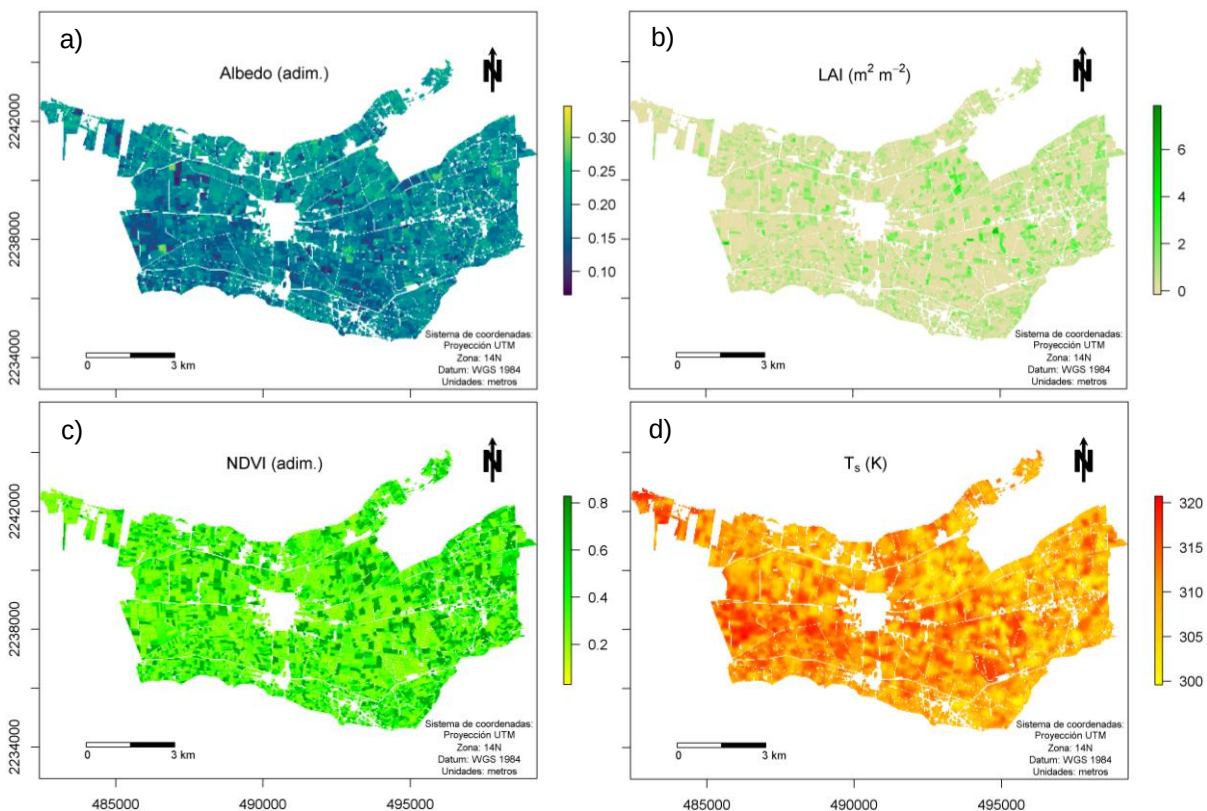


Figura 54. Subproductos del modelo METRIC, DOY 93. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).

II. Balance de energía

El mapa del flujo de radiación neta para el día del año 93 muestra valores que van desde los 500 a los 800 W m^{-2} (Figura 55a)), un rango más amplio que las fechas anteriores. El flujo de calor de suelo varía de los 30 a 140 W m^{-2} (Figura 55b)), los valores máximos aumentan al haber más suelos desnudos. En el mapa de flujo de calor sensible se observan valores que oscilan en un rango entre 50 y 520 W m^{-2} , aproximadamente (Figura 55c)). El mapa de flujo de calor latente presenta valores que fluctúan entre 0 y 570 W m^{-2} (Figura 55d)), para esta escena las parcelas con tonalidad azul aumentan y estas presentarán una alta tasa de evapotranspiración.

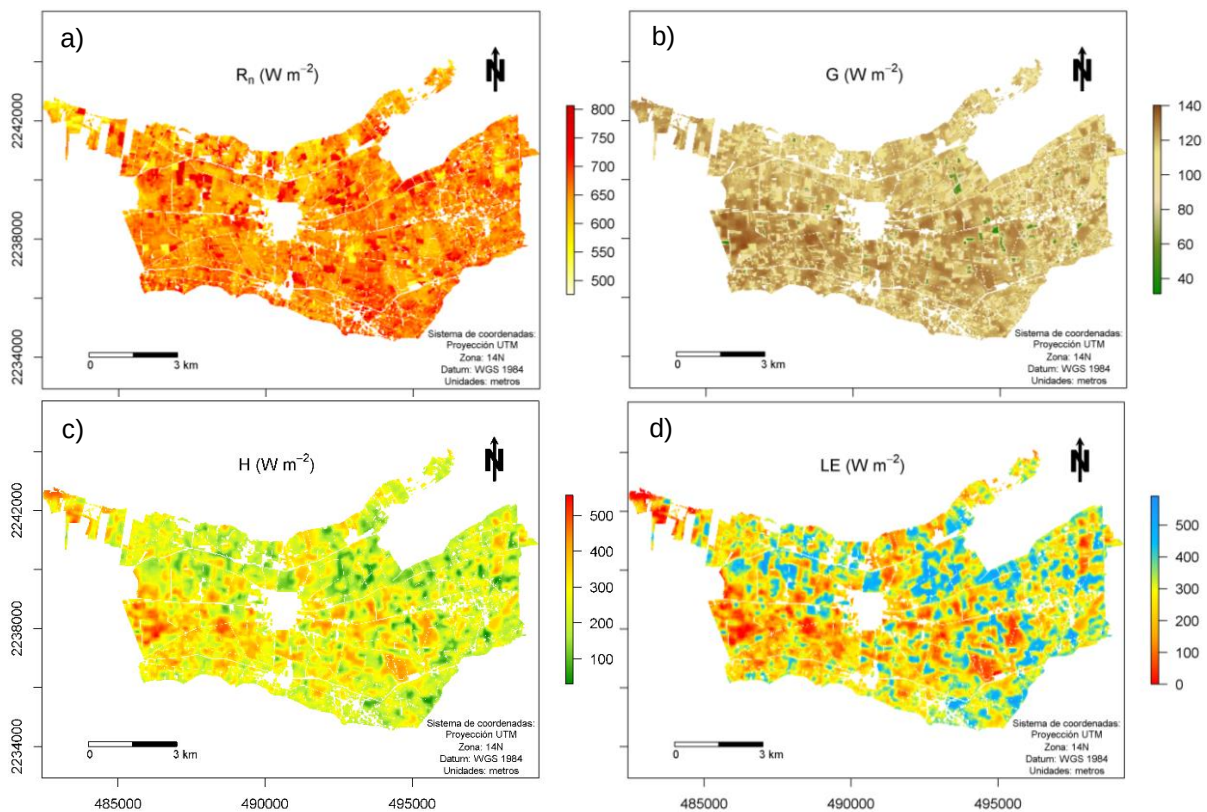


Figura 55. Componentes del balance de energía DOY 93. a) Radiación neta (R_n) (W m^{-2}). b) Flujo de calor del suelo (G) (W m^{-2}). c) Flujo de calor sensible (H) (W m^{-2}). d) Flujo de calor latente (LE) (W m^{-2}).

III. ET_r/F y ET

El mapa de fracción evapotranspirativa (Figura 56) para el día del año 93 presenta un rango de valores entre 0 y 1.1, aproximadamente, al igual que las fechas anteriores, aunque para esta fecha la presencia de los tonos oscuros comienza a aumentar. El mapa de evapotranspiración diaria para el día 3 de abril (Figura 57) muestra un aumento en las zonas con cultivo comparado con el mapa de la fecha anterior, principalmente en la parte norte del MRT donde los valores de evapotranspiración son máximos y son de aproximadamente 3 mm día^{-1} ; en contraste, los valores mínimos se localizan en la parte suroeste y noroeste con valores cercanos a los 0 mm día^{-1} .

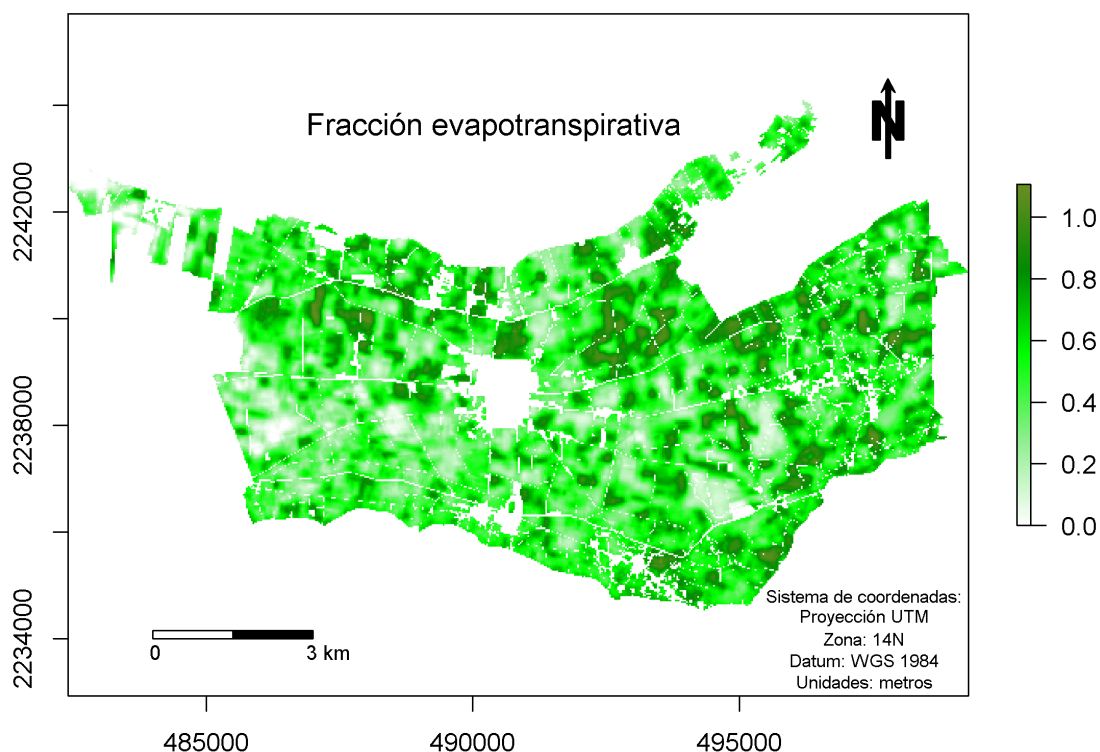


Figura 56. Fracción de evapotranspiración del DOY 93.

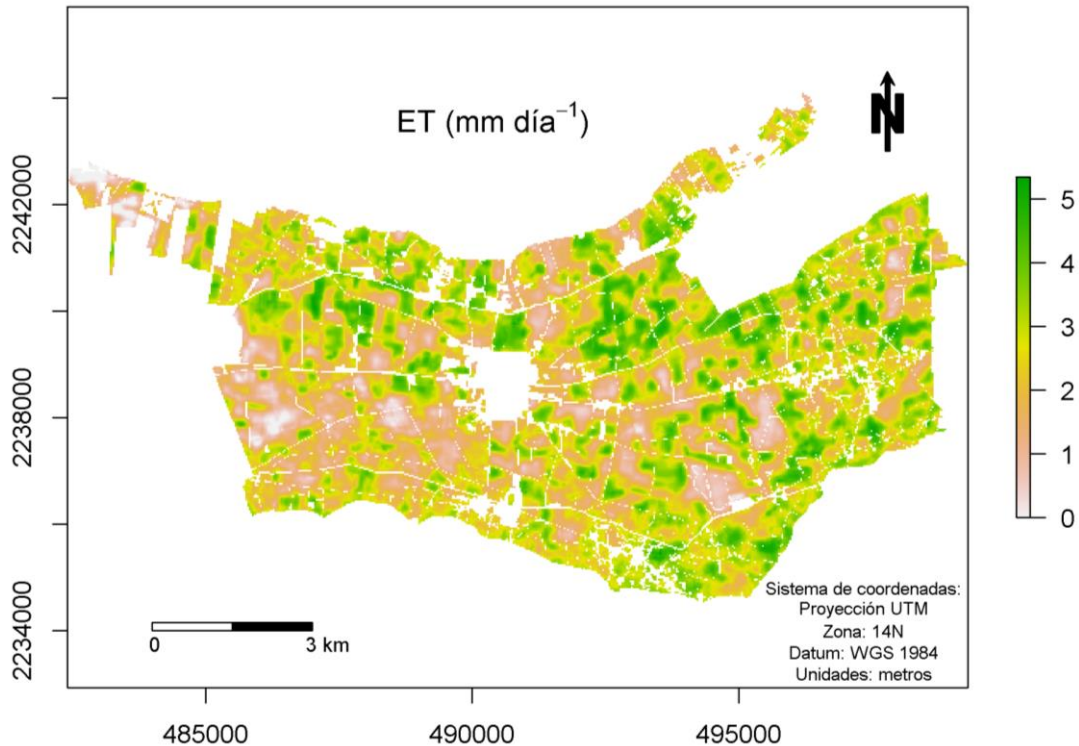


Figura 57. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 93, METRIC.

6.3.1.5. Día del año 109

I. Subproductos del modelo METRIC

El mapa de albedo correspondiente al día 109 del año presenta valores que van de 0.05 a 0.6 (Figura 58a)), cabe señalar que los valores altos no son normales para suelos agrícolas, por lo tanto son puntuales y la causa pudiera ser la modificación o protección del suelo con algún material con características diferentes al miso. El mapa de Índice de Área Foliar presenta valores que van de cero (suelos desnudos) hasta valores de 8 m² m⁻² (Figura 58b)), este índice no presenta variación en relación al mapa anterior. Respecto al mapa de NDVI, este exhibe valores que van de 0.1 a 0.8 (Figura 58c)), el rango de valores es el mismo que presentan los mapas de las fechas anteriores, cabe mencionar que la proporción de parcelas con tono oscuro (valores altos de NDVI) es

similar a la presentada en el mapa de la fecha anterior. El rango de temperaturas va de los 298 K a los 317 K (Figura 58d)).

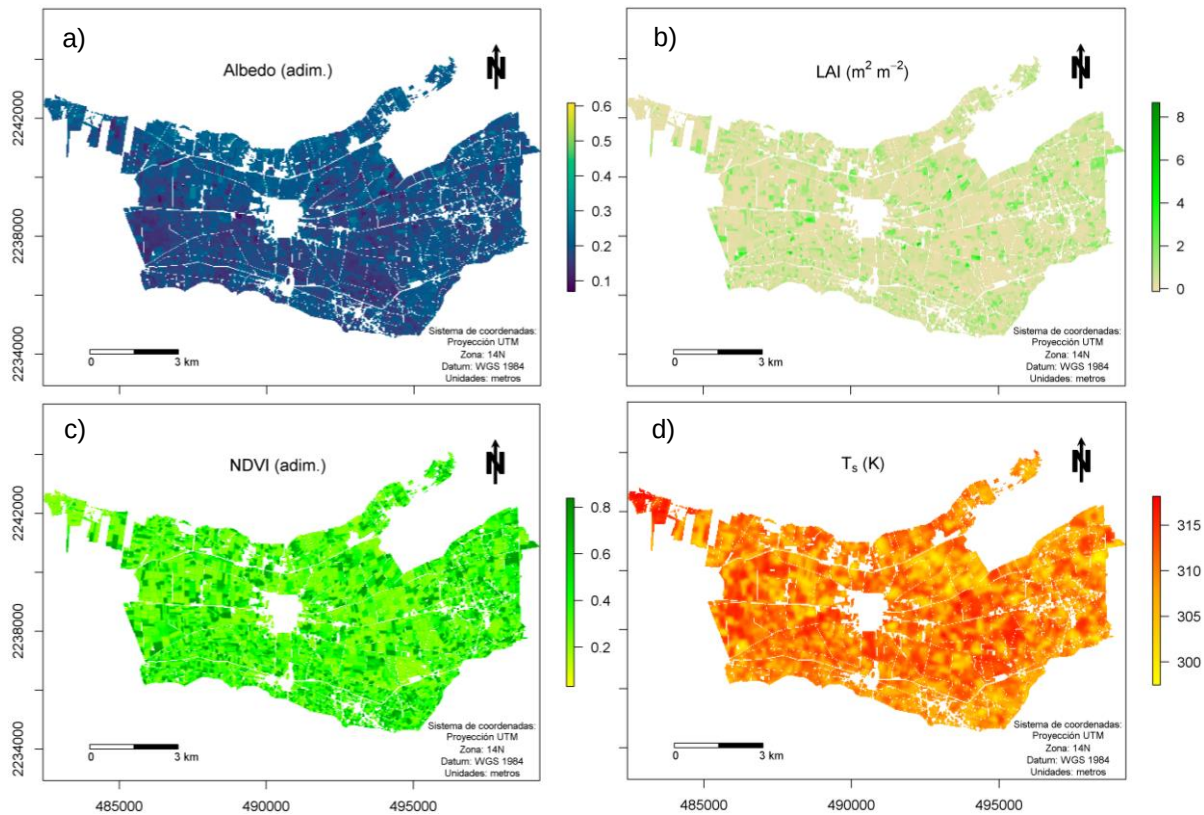


Figura 58. Subproductos del modelo METRIC, DOY 109. a) Albedo superficial (adim.). b) Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) (adim.). c) Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$). d) Temperatura superficial (T_s) (K).

II. Balance de energía

El mapa generado de flujo de radiación neta para el día del año 109 expone valores que van desde los 250 a los 800 W m^{-2} (Figura 59a)), un rango más amplio que las fechas anteriores, se advierte que la mayor parte del MRT presenta una tonalidad roja intensa que corresponde a valores cercanos al máximo. El flujo de calor de suelo varía de los 30 a 140 W m^{-2} (Figura 59b)), los valores máximos aumentan al haber más parcelas con suelos desnudos. En el caso del flujo de calor sensible se observan valores que oscilan

en un rango entre 50 y 550 W m^{-2} , aproximadamente (Figura 59c)). El mapa de flujo de calor latente presenta valores que fluctúan entre 0 y 600 W m^{-2} (Figura 59d), para esta escena las parcelas con tonalidad azul disminuyeron.

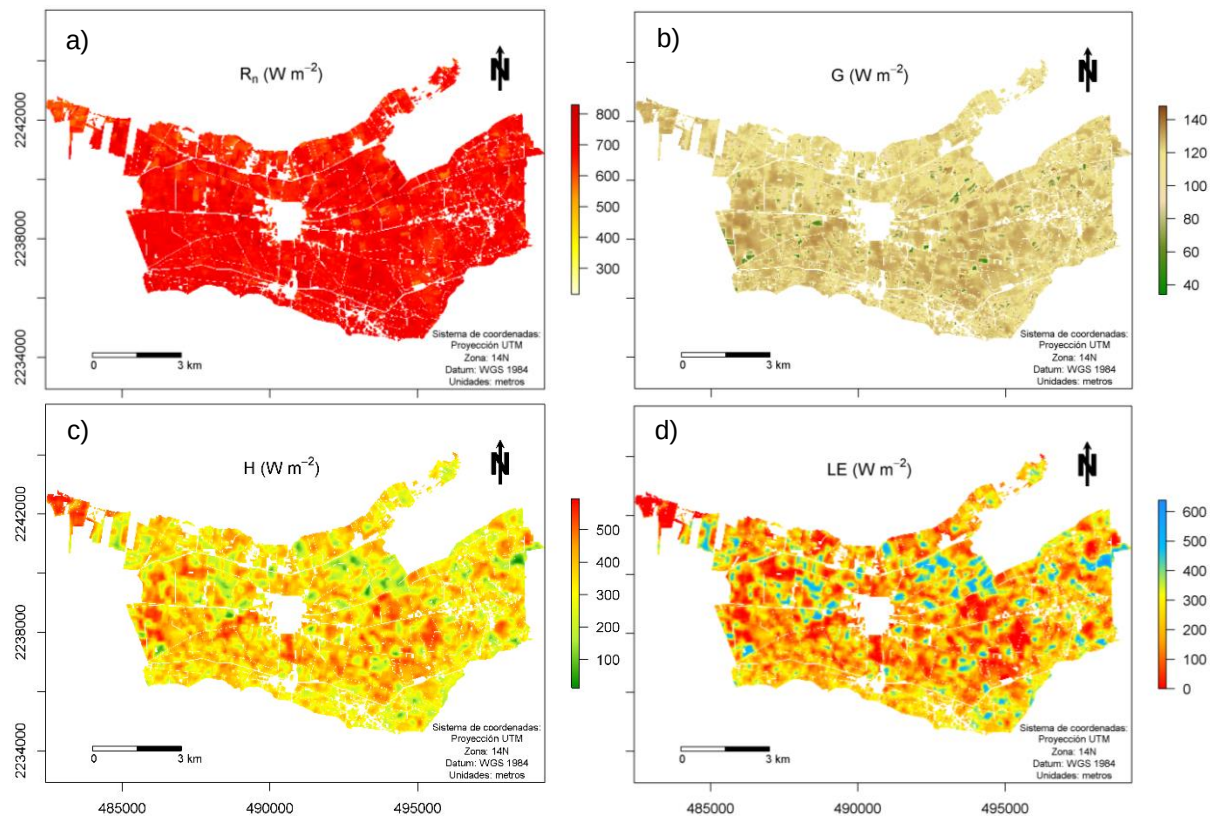


Figura 59. Componentes del alance de energía DOY 109. a) Radiación neta (R_n) (W m^{-2}). b) Flujo de calor del suelo (G) (W m^{-2}). c) Flujo de calor sensible (H) (W m^{-2}). d) Flujo de calor latente (LE) (W m^{-2}).

III. ET_rF y ET

El mapa de fracción evapotranspirativa (Figura 52Figura 60) para el día del año 109 presenta un rango de valores entre 0 y 1.3, aproximadamente, la presencia de parcelas con tonos oscuros es muy poca lo que indica la usencia de parcelas con cultivos bien desarrollados. En el último mapa de evapotranspiración correspondiente al día 19 de abril de 2019 (Figura 61) predominan los suelos desnudos con una evapotranspiración

que ronda los 0 mm día⁻¹, excepto en la parte norte del MRT donde se aprecian algunas zonas verdes que corresponden a cultivos con una ET de aproximadamente 6 mm día⁻¹.

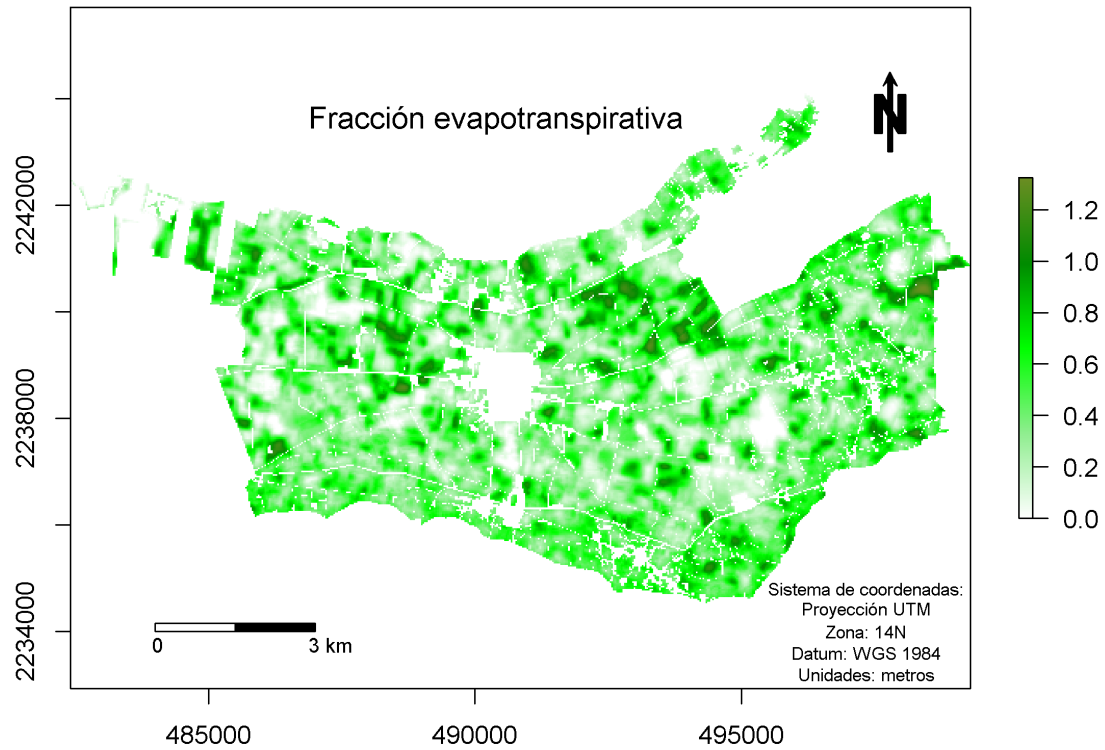


Figura 60. Fracción de evapotranspiración del DOY 109.

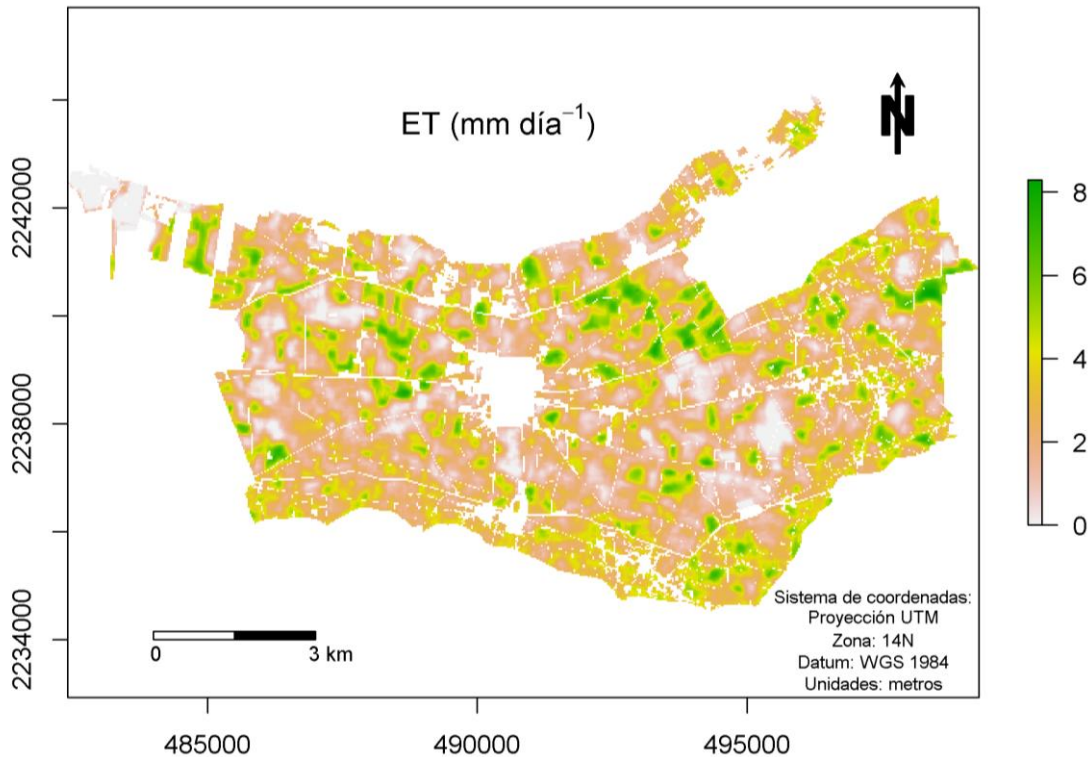


Figura 61. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 109, METRIC.

6.3.1.6. Resumen de ET

En la Figura 62 se muestra un resumen de las principales características de los mapas de evapotranspiración (ET) generados por METRIC para cada uno de los días establecidos, el día del año 45 mostró el menor rango entre los valores de ET del respectivo mapa, el valor medio fue de 1.71 mm día⁻¹ sin valores atípicos; en el caso del día 61, 77 y 93 presentan una distribución similar en la distribución de los valores, sobre todo en el rango, los valores medios de ET para cada día fueron 2.05, 1.37 y 2.50 mm día⁻¹, respectivamente, el día 61 no mostró valores atípicos mientras que el día 77 y 93 sí; el ultimo día (109) fue el que presentó mayor dispersión en los valores de ET y el rango más amplio, además de que la presencia de datos atípicos fue mayor con respecto a los otros días.

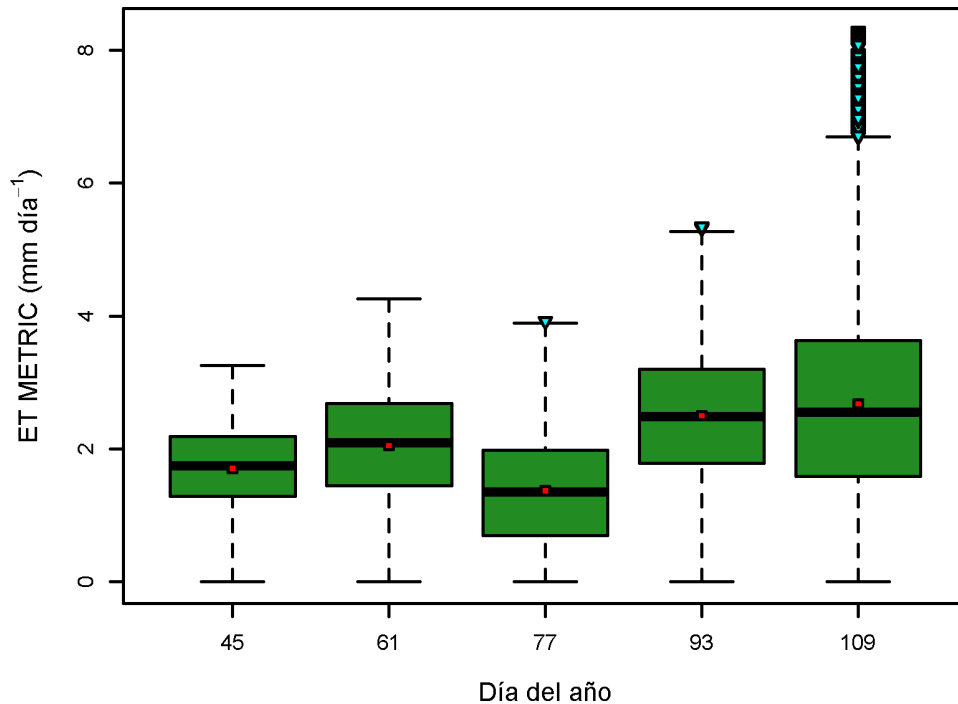


Figura 62. Distribución de los valores de ET producto de METRIC en las diferentes fechas. Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET y los triángulos azules los valores atípicos de ET.

6.3.2. EEFlux

Los mapas de ET diaria obtenidos mediante la aplicación de EEFlux para cada una de las fechas, se muestran y describen a continuación.

6.3.2.1. Día del año 45

Para el día 45 del año se obtuvo un mapa de ET diaria con valores que van de 0 a 2.7 mm día⁻¹ aproximadamente (Figura 63), se observa que la mayoría de la superficie presenta una evapotranspiración igual o cercana a cero atribuida a un suelo desnudo o con poca cobertura vegetal. La presencia de cultivos no presenta un patrón fijo.

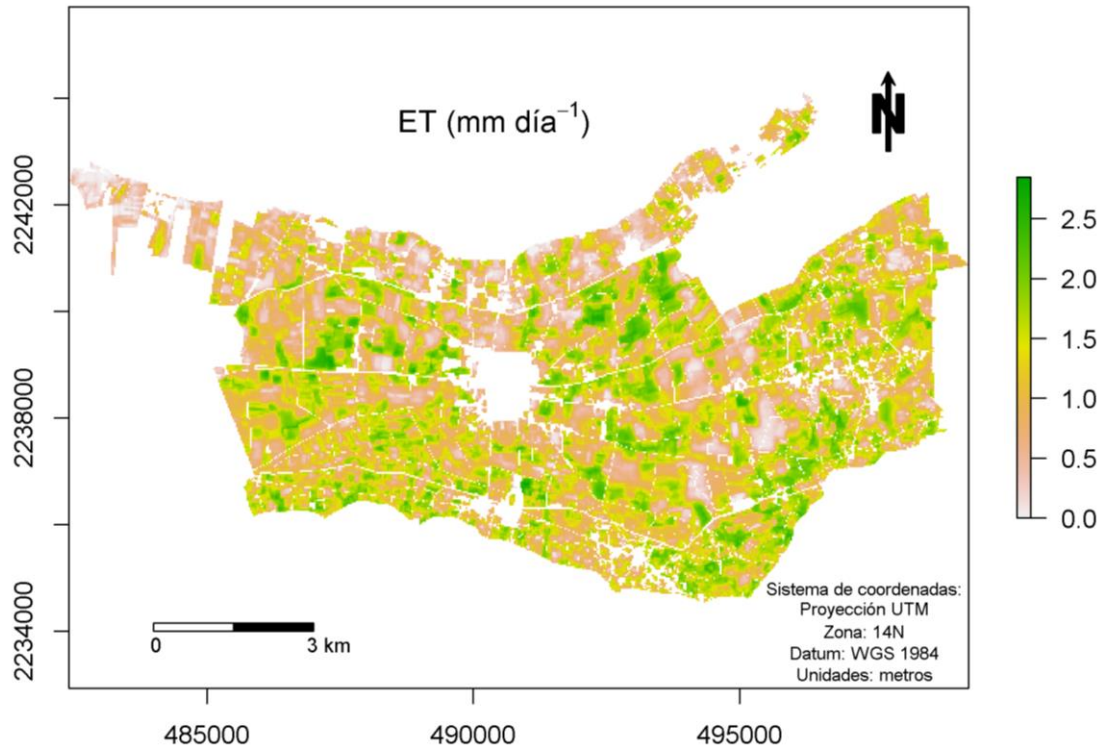


Figura 63. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 45, EEFlux.

6.3.2.2. Día del año 61

En el mapa de evapotranspiración correspondiente al día 61 (Figura 64) se aprecia un aumento en la superficie con cultivos o superficie evapotranspirativa, a comparación del mapa del día 45, las parcelas con mayor tasa de ET predominan en la parte este del MRT, principalmente, en esta zona los valores de ET son mayores a 3 mm día⁻¹, por otro lado, los valores más bajos de ET se hacen presentes en la franja de la zona norte mayoritariamente, donde los valores rondan los 0 mm día⁻¹.

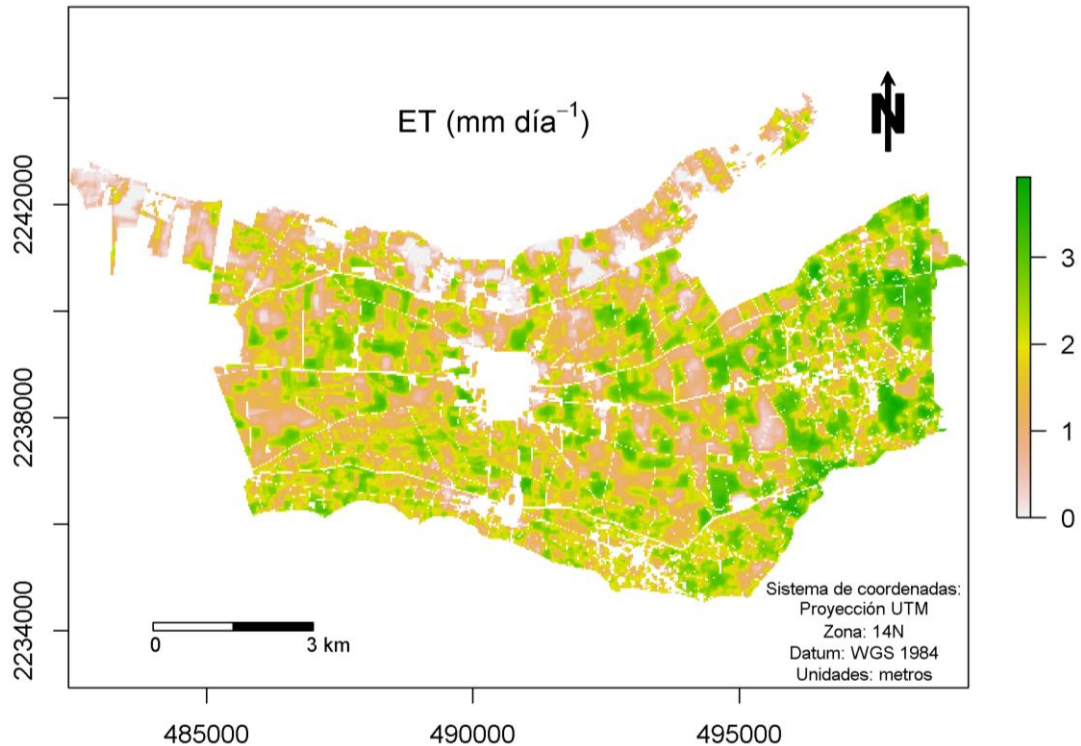


Figura 64. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 61, EEFlux.

6.3.2.3. Día del año 77

Para el día 77 (Figura 65) se hace visible una disminución en la superficie con cobertura vegetal, esto con respecto al mapa anterior, de este modo, la presencia de suelo desnudo predomina en la parte centro y norte del MRT donde se observan los valores más bajos de ET que oscilan los 0 mm día⁻¹; las partes de color verde que representan suelos con cultivo presentan una ET de 2 mm día⁻¹ aproximadamente y su distribución no presenta un patrón claro.

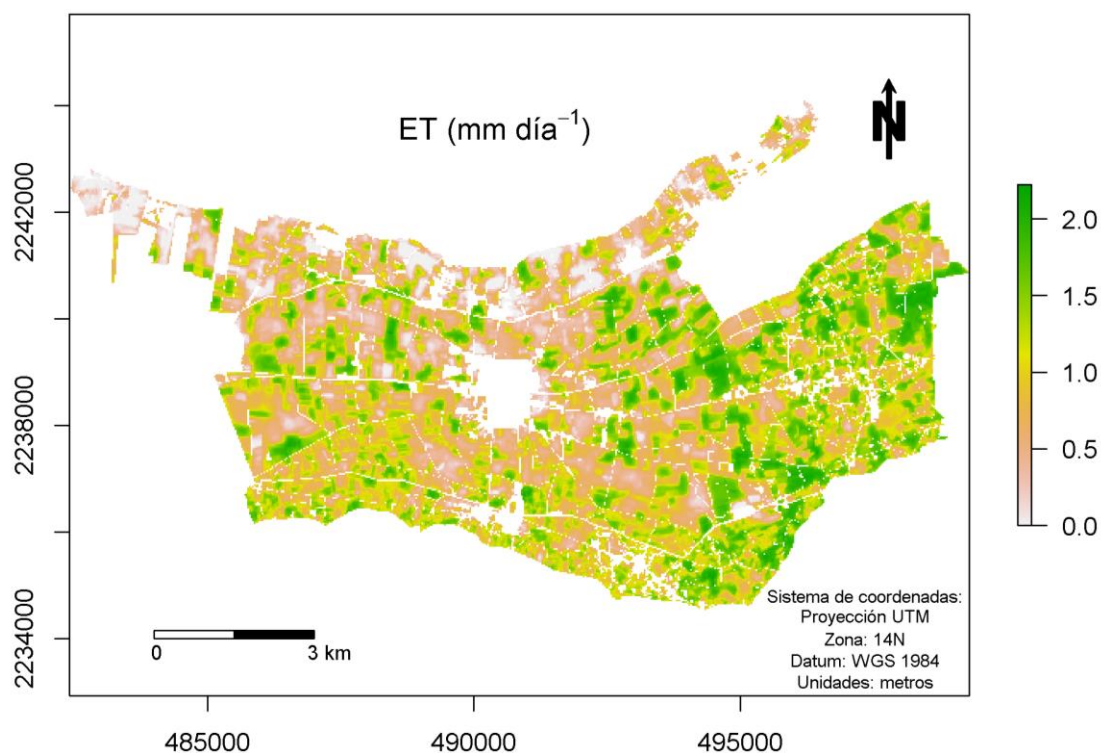


Figura 65. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 77, EEFlux.

6.3.2.4. Día del año 93

El mapa del día 93 (Figura 66) nuevamente presenta una baja en la superficie con cultivos, en este mapa se aprecian valores mínimos de ET en la parte centro y suroeste del MRT donde los valores fluctúan los 0 mm día⁻¹; los valores más altos de ET son de 4 mm día⁻¹ aproximadamente, presentándose en la parte este del MRT.

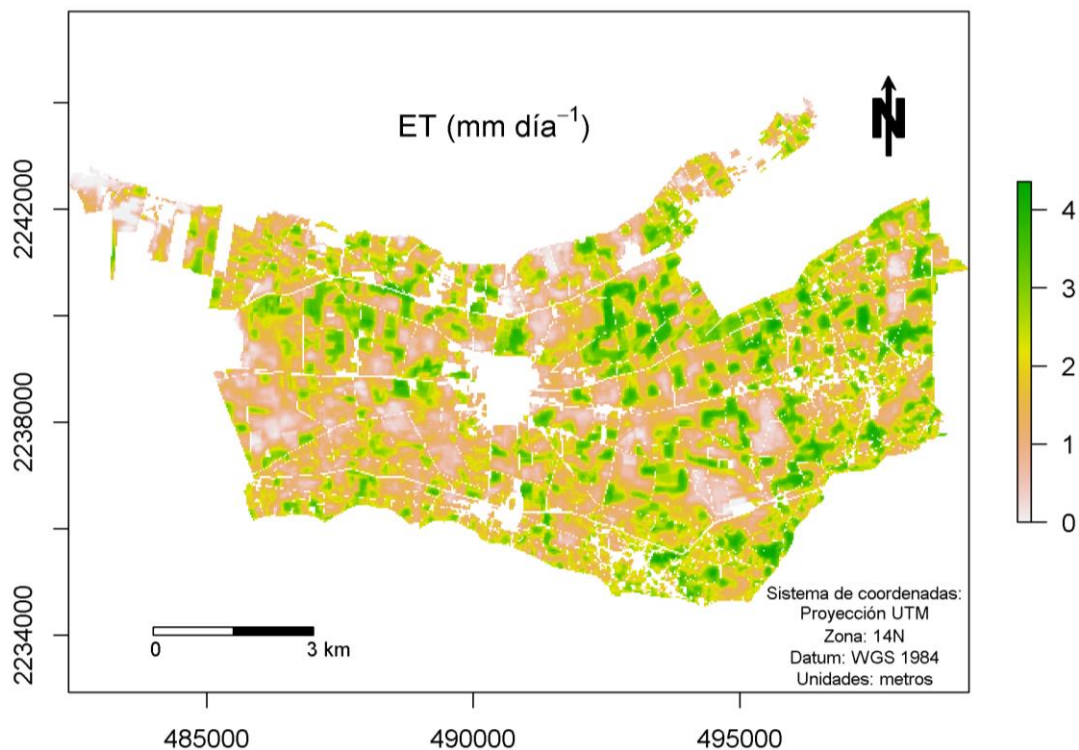


Figura 66. Evapotranspiración diaria (mm día^{-1}) del DOY 93, EEFlux.

6.3.2.5. Día del año 109

El mapa de evapotranspiración correspondiente al día 109 (Figura 67) presenta una particularidad ya que casi el total de la superficie presenta nula (0 mm día^{-1}) o muy baja evapotranspiración, lo cual se podría interpretar como la dominancia de suelo desnudo; solo se logran apreciar algunas áreas de cultivo en la parte centro norte donde se llegan a obtener valores aproximados a 4 mm día^{-1} .

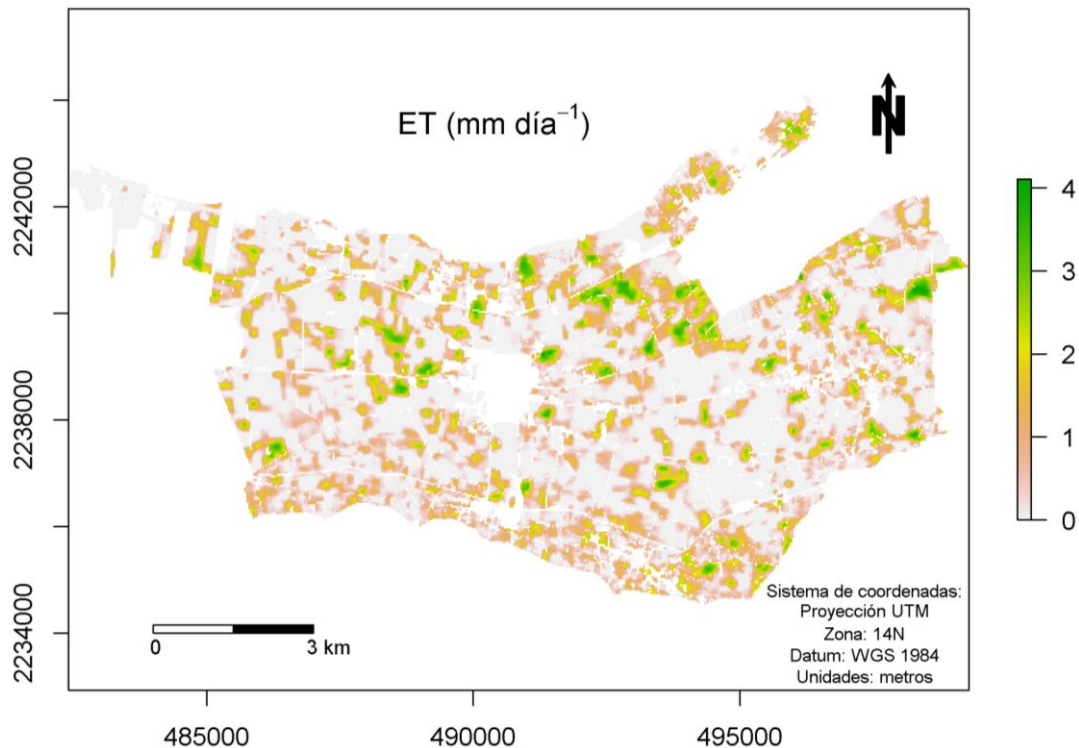


Figura 67. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 109, EEFlux.

6.3.2.6. Resumen de ET

Las principales características de los mapas producto de EEFlux se aprecian en la Figura 68. El día de año 45 y 77 presentan una tendencia similar en cuanto a la distribución de los valores de ET, sin embargo el día 45 muestra un rango más amplio y sin dejar a un lado la presencia de valores atípicos en este mismo día, la media de ET fue de 1.16 y 0.97 mm día⁻¹, para el día 45 y 77 respectivamente; la distribución de valores para el día 61 presenta similitud con la del día 93, pero el rango es mucho más amplio en este último, los valores medios fueron de 1.81 y 1.87 mm día⁻¹, respectivamente; el día 109 muestra una distribución particular a los demás días, los valores de ET son los más bajos y este día presenta demasiados valores atípicos de ET, la ET media fue de 0.53 mm día⁻¹.

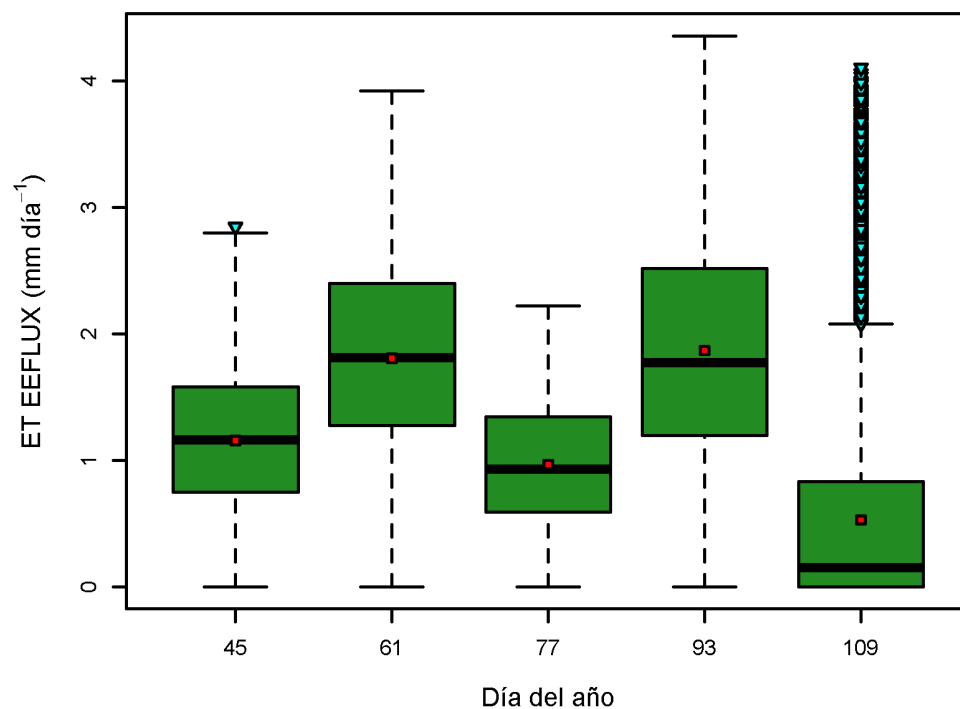


Figura 68. Distribución de los valores de ET producto de EEFLUX en las diferentes fechas. Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET y los triángulos azules los valores atípicos de ET.

6.3.3. Metodología K_{cb} - ET_0

6.3.3.1. Día del año 45

El mapa de ET del día 45 (Figura 69) exhibe una superficie mayoritariamente de color verde que corresponde a áreas con cubierta vegetal, donde los valores máximos ($\sim 3 \text{ mm día}^{-1}$) se distribuyen por todo el MRT; en contraste, los valores mínimos para ET se esparcen en la parte norte siendo la ET igual a 0 mm día^{-1} .

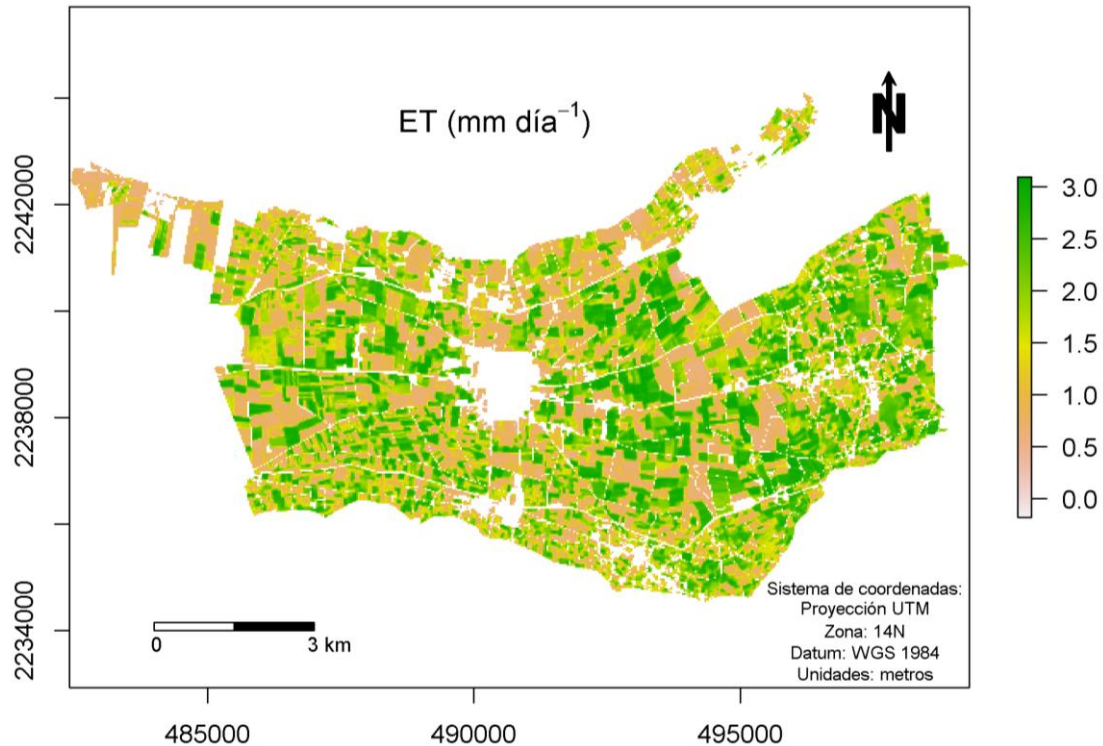


Figura 69. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 45, K_{cb}-ET₀.

6.3.3.2. Día del año 61

Comparado con el mapa del día 45, para el día 61 los valores máximos de ET aumentaron, estos valores oscilan los 4 mm día⁻¹ siendo más visibles en la parte este del MRT; por otro lado, la superficie con suelo desnudo o con poca vegetación aumenta, en estas zonas la ET es de 0 mm día⁻¹ correspondiendo a los valores mínimos en el mapa (Figura 70).

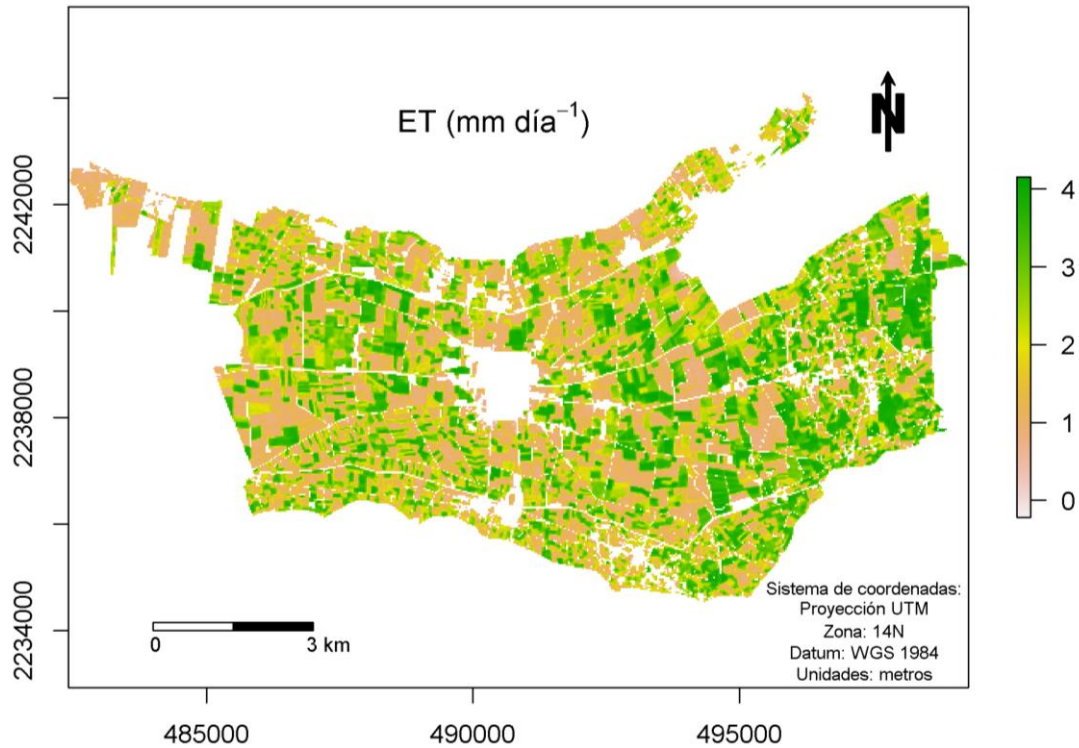


Figura 70. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 61, K_{cb}-ET₀.

6.3.3.3. Día del año 77

El mapa de evapotranspiración del día 77 (Figura 71) sigue el mismo patrón, es decir, hay una disminución de parcelas con cobertura vegetal predominando los suelos desnudos con una tasa de ET baja o igual a 0 mm día⁻¹, valor mínimo del mapa; las zonas o parcelas con cultivos (tonalidad verde) se concentran en la parte este, principalmente, allí se pueden apreciar los valores máximos de ET que son de aproximadamente 3.5 mm día⁻¹.

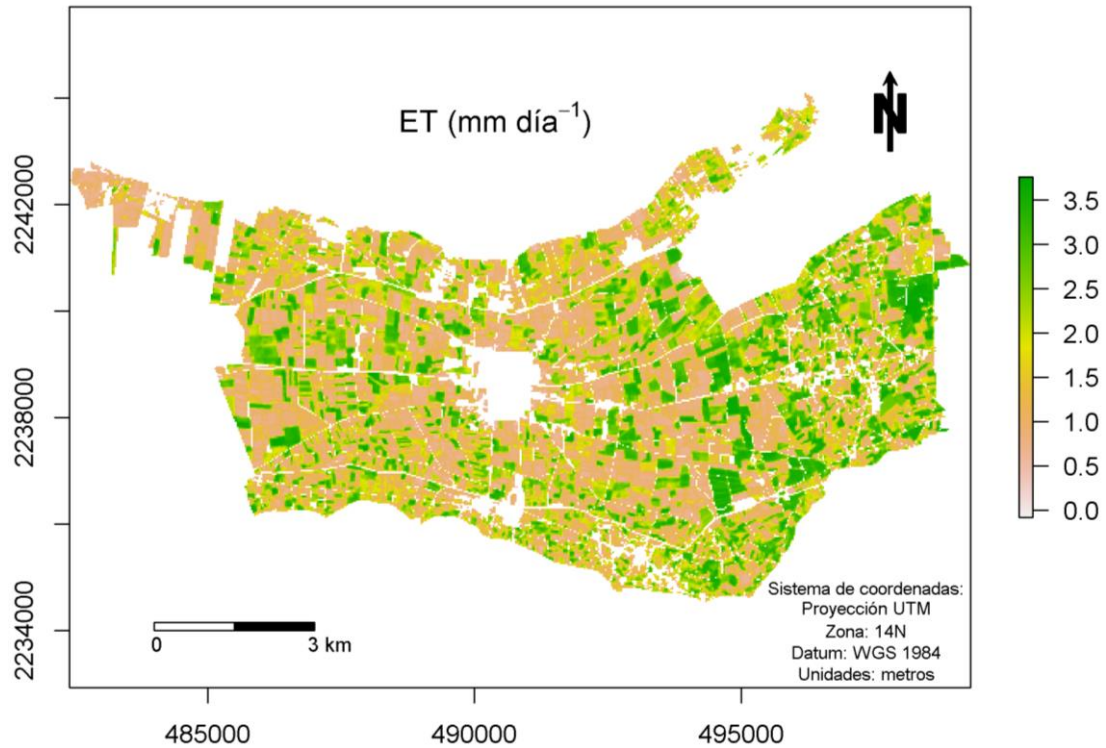


Figura 71. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 77, K_{cb} - ET_0 .

6.3.3.4. Día del año 93

La ausencia de cobertura vegetal en las parcelas es más visible en el mapa de ET correspondiente al día 93 (Figura 72) con respecto a las fechas anteriores, por lo que en la mayoría de la superficie del MRT la ET es igual a 0 mm día⁻¹ o cercana a este valor; la poca superficie con cultivo se aprecia en la parte este del MRT, allí se observan valores altos de ET los cuales oscilan los 4 mm día⁻¹.

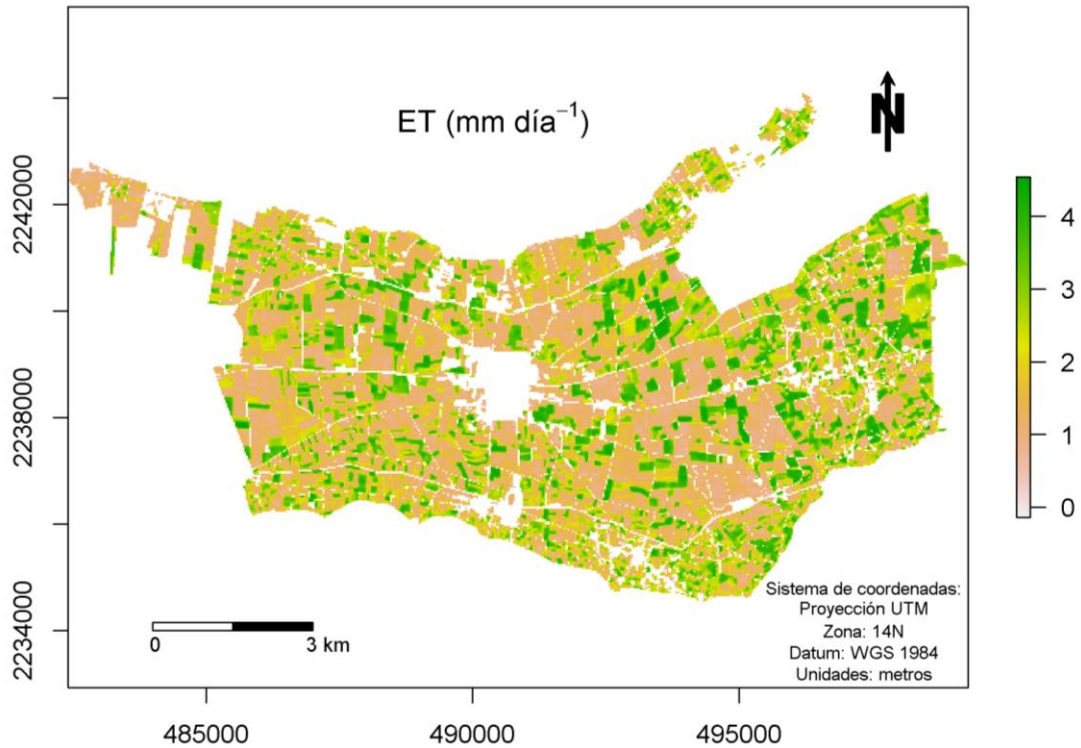


Figura 72. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 93, K_{cb}-ET₀.

6.3.3.5. Día del año 109

Para el último mapa de ET (día 109) (Figura 73) comienzan a predominar las zonas cultivadas, aunque no lo suficiente con relación a las zonas con suelo desnudo, se puede visualizar que los valores mínimos de ET en el mapa rondan los 0 mm día⁻¹, mientras que los máximos se aproximan a los 5 mm día⁻¹, la distribución de valores máximos y mínimos de ET en el mapa de esta fecha no presenta un patrón definido.

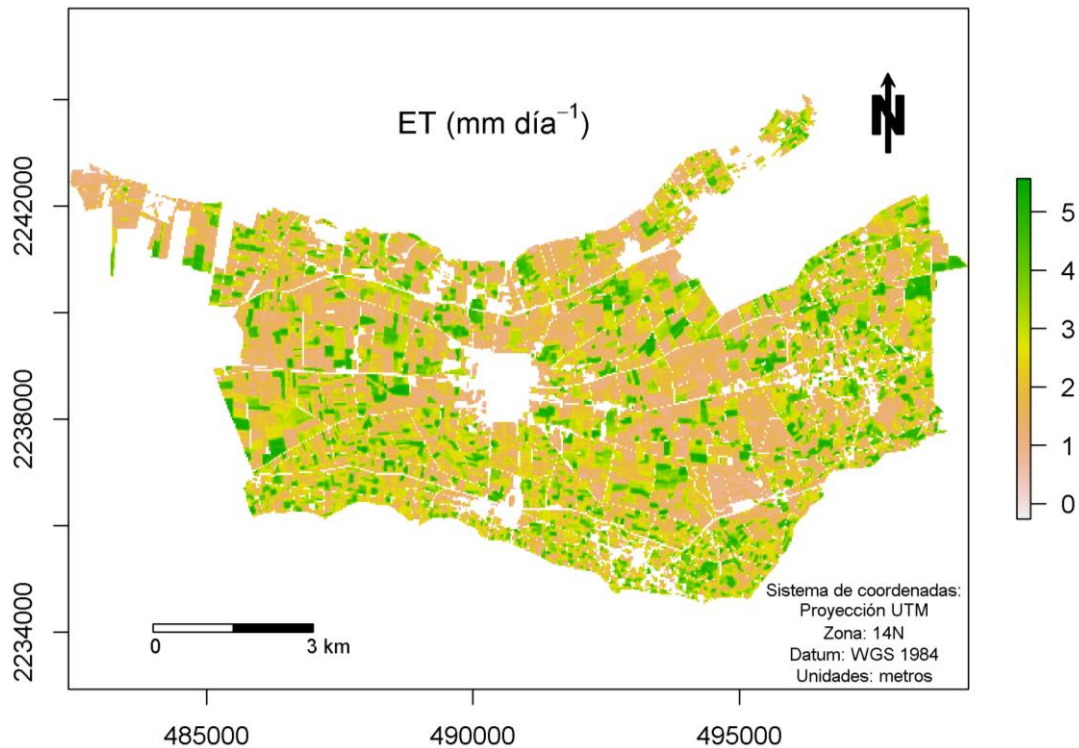


Figura 73. Evapotranspiración diaria (mm día⁻¹) del DOY 109, K_{cb} - ET_0 .

6.3.3.6. Resumen de ET

La Figura 74 exhibe las principales características de los mapas de evapotranspiración derivados del coeficiente basal (K_{cb}) para las fechas establecidas. La distribución de los valores de la ET en los mapas de las cinco fechas es muy parecida, a diferencia del día del año 61 donde cambia la distribución, y en el caso del día 109 en el cual el rango es mucho mayor con respecto a los demás casos; se aprecia como los valores tienden a subir conforme avanzan los días. Los valores medios de ET fueron de 1.68, 2.16, 1.76, 2.01 y 2.44 mm día⁻¹ para los días 45, 61, 77, 93 y 109, respectivamente.

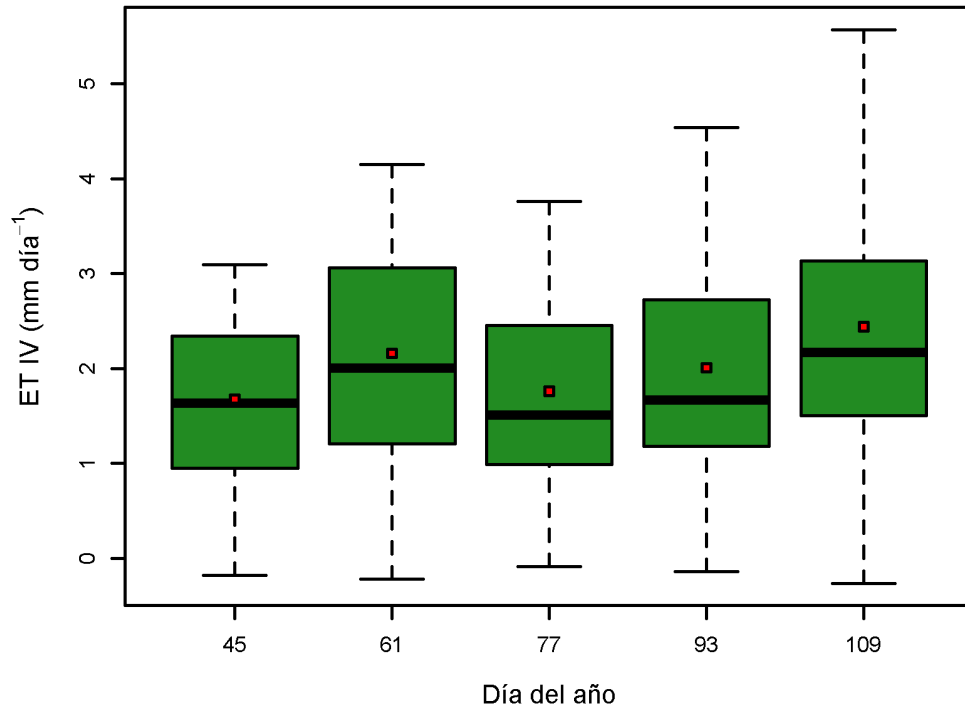


Figura 74. Distribución de los valores de ET derivada de los IV en las diferentes fechas.
Los cuadros rojos representan el valor de la media de ET.

6.4. Comparación de los métodos

Para evaluar el desempeño de los modelos, primero se compararon los productos intermedios del modelo METRIC y de la aplicación EEFlux comunes en ambos modelos como lo son el albedo superficial (α), el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) y la temperatura superficial (T_s); después se compararon los productos finales o primarios del modelo METRIC y de la aplicación EEFlux, que corresponden a la evapotranspiración (ET) y a la fracción evapotranspirativa (ET_rF). La comparación se realizó mediante los resultados de una regresión lineal simple (intercepto, pendiente y coeficiente de determinación (R^2)) entre los valores estimados con METRIC y los valores obtenidos con EEFlux. Para complementar la evaluación, también se calcularon los parámetros estadísticos: raíz del cuadrado medio del error

(RMSE), error medio absoluto (MAE), eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y el índice de Willmott (d). La comparación se realizó para las 5 escenas previamente establecidas.

Posteriormente, se llevó a cabo una comparación de la evapotranspiración (ET) producto del modelo METRIC y la ET obtenida con la metodología que utiliza el coeficiente basal (K_{cb}). Para la comparación se utilizaron los estadísticos mencionados en el párrafo anterior.

6.4.1. METRIC vs EEFlux

6.4.1.1. Albedo, NDVI y temperatura superficial

Se comparó mediante regresión lineal los mapas de albedo superficial producto de METRIC contra los descargados de EEFlux (Figura 75), como resultados, se obtuvieron coeficientes de determinación (R^2) que van de 0.990 a 0.999 (Tabla 18) que prácticamente son iguales a 1, el RMSE dio valores de 0.004 a 0.008 los cuales se aproximan mucho a cero, valores similares fueron encontradas por Foolad (2018), quien reporta valores promedio de $R^2 = 0.98$ y $RMSE = 0.01$ para 52 sitios agrícolas en Estados Unidos. De manera adicional, se encontró un índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe con valores que van de 0.942 a 0.987, mientras que el índice de concordancia de Willmott presentó valores entre 0.985 y 0.997, los valores de estos índices son muy altos y nos indican la alta correlación entre ambos modelos.

Tabla 18. Comparación estadística entre el albedo del modelo METRIC y el de la plataforma EEFlux.

Parámetro	Fecha					Promedio
	14/02/2019	02/03/2019	18/03/2019	03/04/2019	19/04/2019	
Intercepto	0.004	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002
Pendiente	0.947	0.950	0.963	0.967	0.976	0.960
R^2	0.990	0.991	0.998	0.999	0.999	0.995
RMSE	0.007	0.008	0.005	0.004	0.004	0.005
MAE	0.006	0.007	0.004	0.003	0.004	0.005
NSE	0.957	0.942	0.980	0.987	0.984	0.970
d	0.989	0.985	0.995	0.997	0.996	0.992

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio;
NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

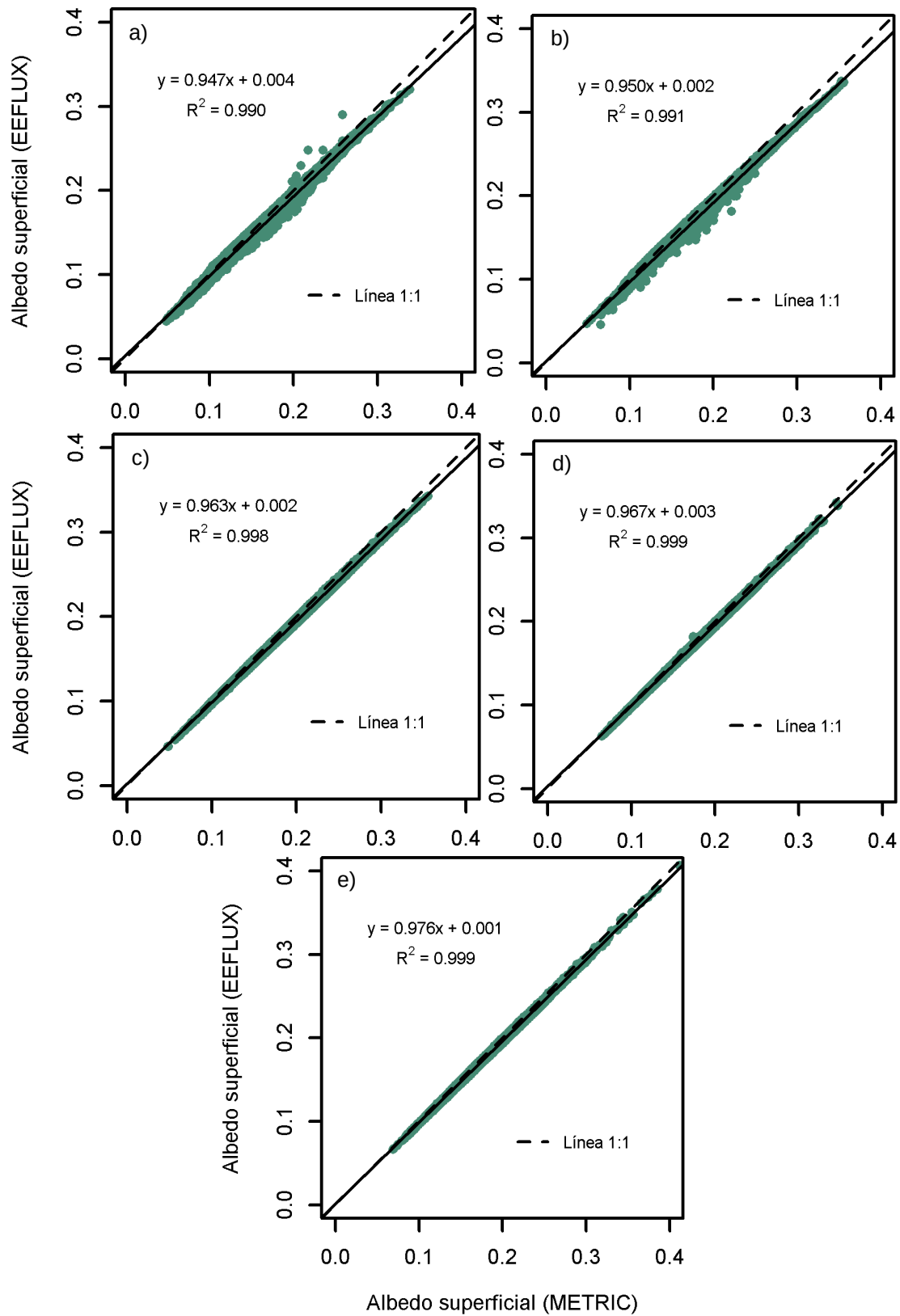


Figura 75. Relación entre los datos de albedo estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFLux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.

En la comparación del producto intermedio, NDVI (Figura 76), sucede lo mismo que con el albedo, se obtuvieron altos valores de R^2 (0.992-0.997) (Tabla 19), mientras que el RMSE despidió valores muy bajos, de 0.025 a 0.050, Foolad (2018) encontró valores promedio de $R^2= 0.97$ y $RMSE= 0.07$ en comparaciones de NDVI, como se aprecia, los resultados del presente trabajo presentan mejor correlación que los reportados por el autor. Los valores obtenidos de NSA y d fueron muy altos, de 0.922 a 0.974 para el primero y de 0.982 a 0.994 para el segundo, lo que representa una alta concordancia entre ambos modelos (METRIC y EEFlux) para estimar el NDVI.

Tabla 19. Comparación estadística entre el NDVI del modelo METRIC y el de la plataforma EEFlux.

Parámetro	Fecha					Promedio
	14/02/2019	02/03/2019	18/03/2019	03/04/2019	19/04/2019	
Intercepto	0.005	0.004	0.006	0.005	-0.002	0.004
Pendiente	1.093	1.088	1.067	1.056	1.061	1.073
R^2	0.992	0.993	0.995	0.996	0.997	0.995
RMSE	0.055	0.050	0.039	0.030	0.025	0.040
MAE	0.049	0.044	0.034	0.027	0.022	0.035
NSE	0.922	0.934	0.957	0.969	0.974	0.951
d	0.982	0.985	0.990	0.993	0.994	0.989

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio; NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

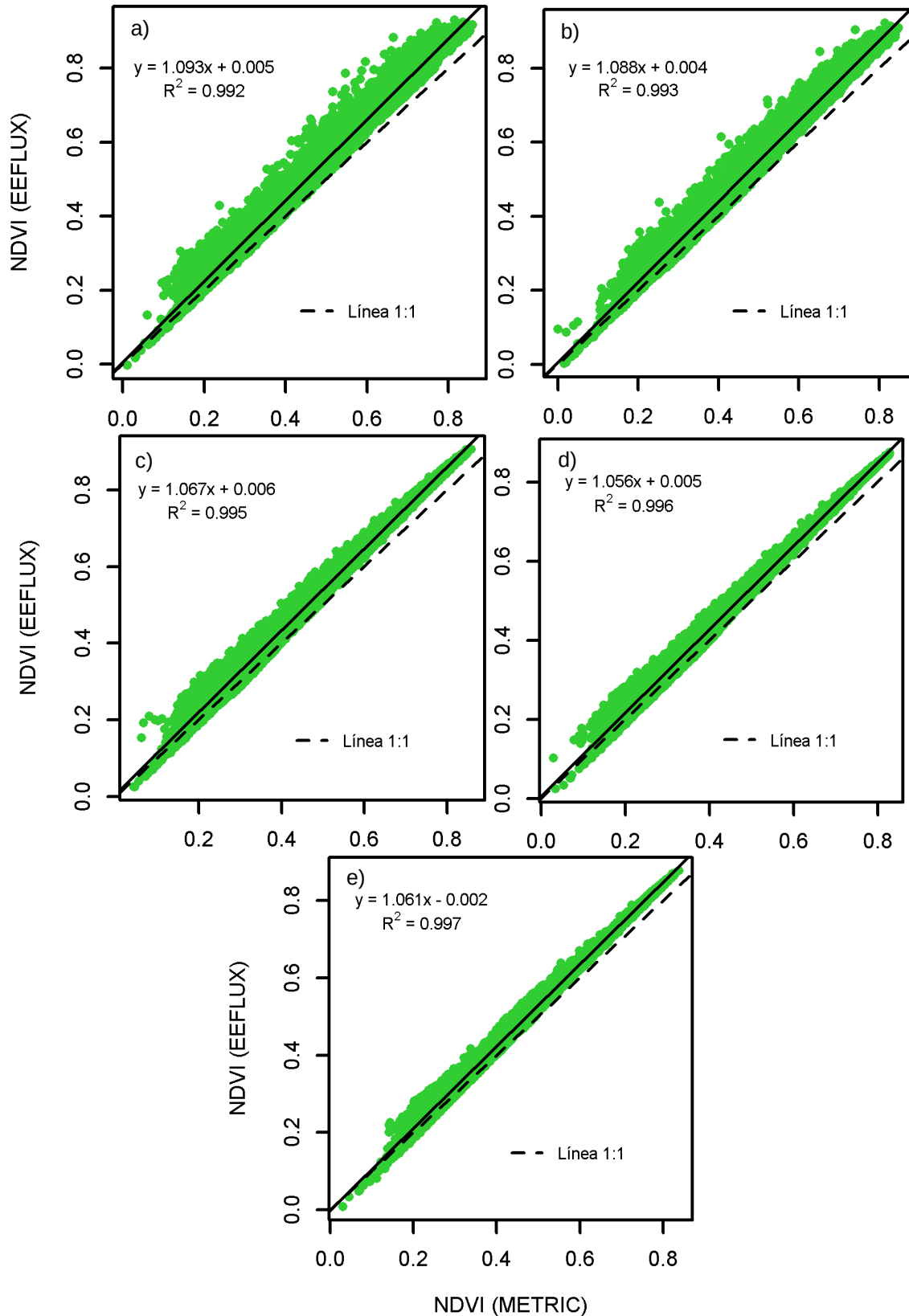


Figura 76. Relación entre los datos de NDVI estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.

El último producto intermedio fue la temperatura superficial, que al realizar la comparación (Figura 77) se encontró que el valor del coeficiente de determinación (R^2) fue prácticamente el mismo (0.998-0.999) para todas las escenas (Tabla 20), mientras que el RMSE presentó valores que van de 0.149 a 1.645 K. Foolad (2018) también comparó este subproducto y encontró valores para R^2 de 1 y valores de RMSE de 0.53 K, el coeficiente de determinación encontrado por el autor muy similar al de este estudio mientras que el RMSE fue mucho más bajo. En lo que respecta al índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe y el índice de Willmott, se encontraron valores del rango de 0.775-0.998 y 0.950-0.999, respectivamente.

Tabla 20. Comparación estadística entre la T_s del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.

Parámetro	Fecha					Promedio
	14/02/2019	02/03/2019	18/03/2019	03/04/2019	19/04/2019	
Intercepto	2.552	-8.518	6.429	-18.536	1.512	-3.312
Pendiente	0.991	1.032	0.979	1.065	0.997	1.013
R^2	0.998	0.999	0.999	0.999	0.999	0.999
RMSE (K)	0.149	1.233	0.177	1.645	0.514	0.744
MAE (K)	0.117	1.223	0.142	1.626	0.505	0.723
NSE	0.997	0.850	0.998	0.775	0.974	0.919
d	0.999	0.965	0.999	0.950	0.994	0.981

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio; NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

La alta concordancia encontrada entre los productos intermedios (albedo, NDVI y T_s) es un buen indicador de la alta correlación y la similitud en el desempeño de los algoritmos entre el modelo METRIC y la aplicación EEFlux.

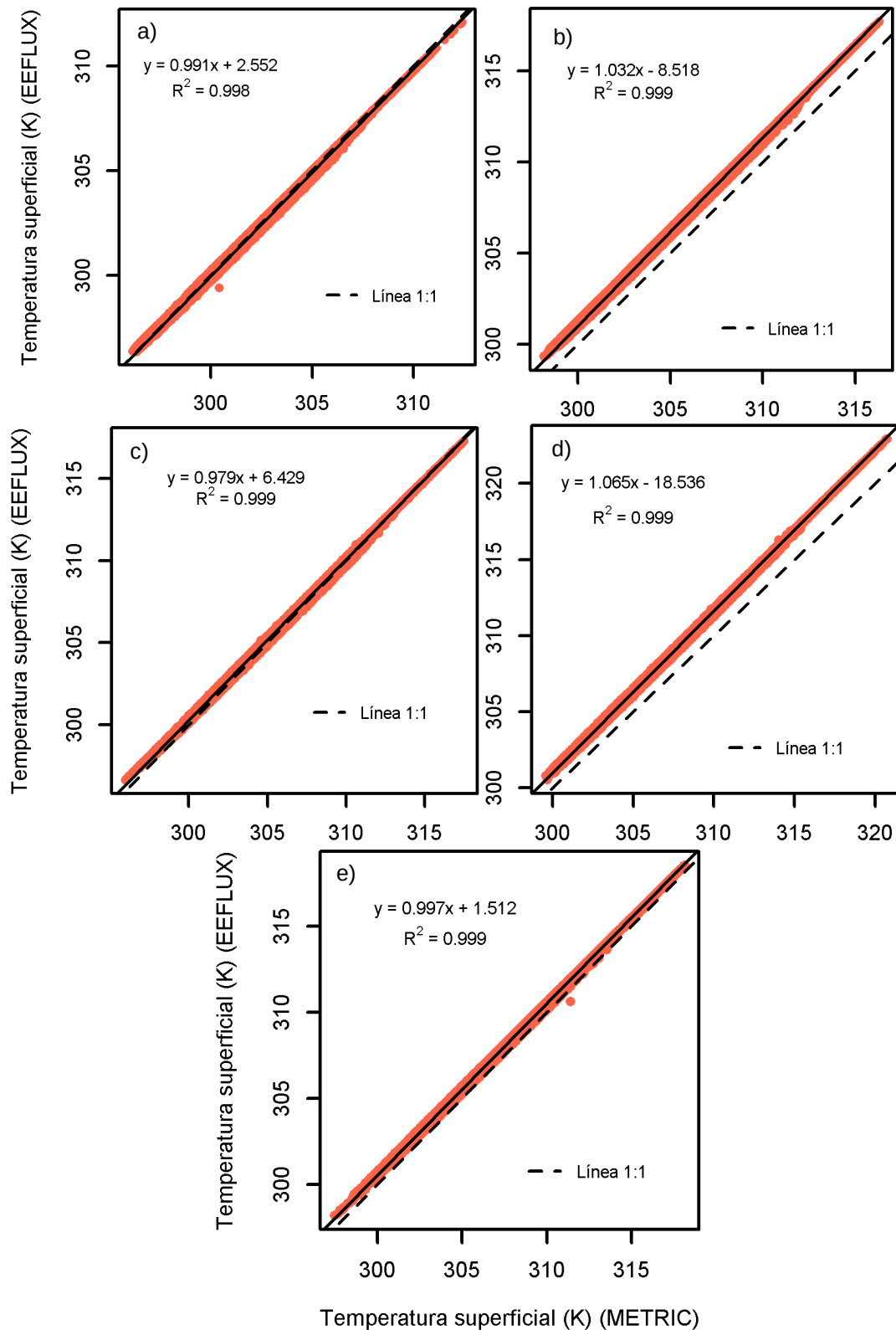


Figura 77. Relación entre los datos de temperatura superficial estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.

6.4.1.2. Fracción evapotranspirativa (ET_rF) y evapotranspiración (ET)

La comparación del producto primario de fracción evapotranspirativa (ET_rF) (Figura 78) solo se pudo realizar para dos (2 de marzo y 18 de marzo) de las 5 escenas establecidas debido a que los productos descargados de la aplicación de EEFlux, del resto de las fechas, presentaban ausencia de valores. Se encontraron valores de R^2 de 0.876 y 0.867 (Tabla 21) para el día 2 de marzo y 18 de marzo, respectivamente, para obtener un promedio de 0.872, el RSME fue de 0.157 y 0.232 para las mismas fechas, por lo que el promedio fue de 0.195. En el estudio citado anteriormente, Foolad (2018) reportó un coeficiente de determinación de 0.82 y un RMSE de 0.13, en el caso de R^2 , en el presente trabajo el valor encontrado fue mayor pero el error también fue mayor. Así mismo, el valor promedio de NSE y d fue de 0.323 para el primero y 0.842 para el segundo.

Tabla 21. Comparación estadística entre la ET_rF del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.

Parámetro	Fecha		Promedio
	02/03/2019	18/03/2019	
Intercepto	0.212	0.275	0.244
Pendiente	0.854	0.846	0.850
R^2	0.876	0.867	0.872
RMSE	0.157	0.232	0.195
MAE	0.143	0.218	0.181
NSE	0.555	0.091	0.323
d	0.884	0.799	0.842

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio; NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

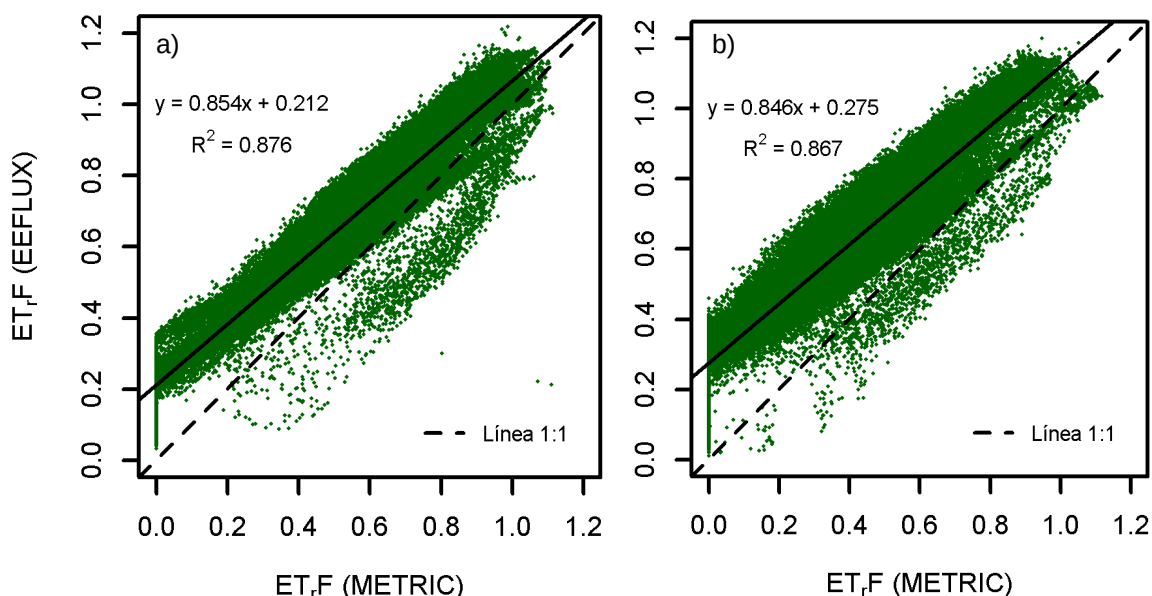


Figura 78. Relación entre los datos de fracción evapotranspirativa estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 62. b) DOY 77.

Los resultados de la regresión lineal entre METRIC y EEFlux muestran valores del coeficiente de terminación (R^2) altos, el valor más bajo fue de 0.717 para día del año 109, mientras el valor más alto (0.892) corresponde al día del año 93 (Tabla 22 y Figura 79), el promedio de R^2 fue de 0.837. El valor más pequeño de la raíz del cuadrado medio del error fue de 0.39 mm día^{-1} y del error absoluto medio fue de $0.305 \text{ mm día}^{-1}$, ambos para el día 2 de marzo, por el contrario, los valores más altos para estos errores se presentan el día 19 de abril, 2.349 y $2.148 \text{ mm día}^{-1}$, respectivamente, el promedio de RMSE para las 5 escenas fue de $0.933 \text{ mm día}^{-1}$. El mismo comportamiento se presentó con el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe, el mejor valor le pertenece al día 2 de marzo (0.808) y la peor eficiencia se hace presente el día 19 de abril con un valor de -1.45. En cuanto al índice de concordancia de Willmott, la tendencia es la misma, el valor más alto fue de 0.945 para el día 2 de marzo y la menor concordancia fue para el 19 de abril con 0.543 (Tabla 22). Los valores de R^2 y RMSE son muy similares a los reportados por la literatura

tal como lo reporta Foolad (2018), que comparó la ET producto de EEFlux y de METRIC encontrando un valor de R^2 de 0.76 y RMSE de 1.23 mm día⁻¹.

Tabla 22. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y la de la plataforma EEFlux.

Parámetro	Fecha					Promedio
	14/02/2019	02/03/2019	18/03/2019	03/04/2019	19/04/2019	
Intercepto	-0.128	0.141	0.224	-0.255	-0.608	-0.125
Pendiente	0.753	0.817	0.543	0.848	0.426	0.677
R^2	0.811	0.882	0.884	0.892	0.717	0.837
RMSE (mm día ⁻¹)	0.622	0.390	0.584	0.720	2.349	0.933
MAE (mm día ⁻¹)	0.558	0.305	0.466	0.639	2.148	0.823
NSE	0.099	0.808	0.534	0.498	-1.450	0.098
d	0.786	0.945	0.831	0.875	0.543	0.796

R^2 = coeficiente de determinación; RMSE = raíz del cuadrado medio del error; MAE = error absoluto medio; NSE = eficiencia de Nash-Sutcliffe; d = índice de agregación de Willmott.

Se puede apreciar que la concordancia de los productos finales, ET_rF y ET , es menor a comparación de la relación que guardan los productos intermedios (albedo, NDVI y T_s), lo anterior se debe a que METRIC utiliza datos meteorológicos de alguna estación ubicada dentro del área de estudio para calcular ET_r a nivel horario y diario, mientras que EEFlux utiliza una cuadrícula de datos climáticos, por lo tanto, el origen de los datos es diferente y, en consecuencia, el valor de ET_r también lo es.

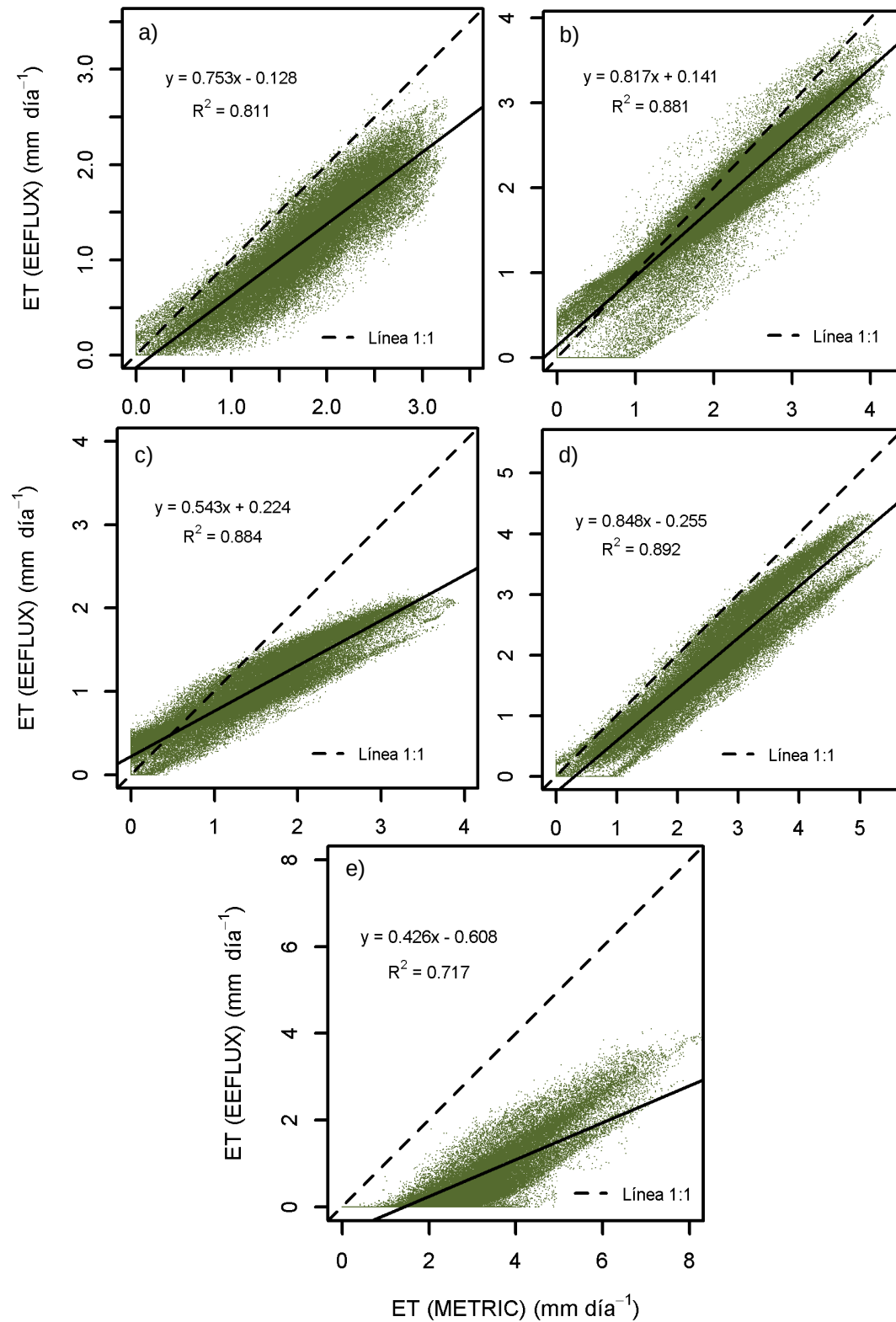


Figura 79. Relación entre los datos de ET estimados con METRIC y los estimados con la plataforma EEFlux. a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.

6.4.2. METRIC vs K_{cb}

También se compararon los resultados de METRIC contra los resultados de ET derivada del coeficiente basal. Los resultados respectivos a la regresión lineal corresponden a valores del coeficiente de determinación (R^2) bajos cuyo rango va de 0.298 a 0.494, el ultimo valor es del día 14 de febrero mientras que el valor más bajo corresponde al día 3 de abril (Tabla 23 y Figura 80). Los valores de la raíz del cuadrado medio del error no presentan mucha variación ya que el valor más pequeño es de 0.551 mm día⁻¹ y el más alto es de 1.273 mm día⁻¹, para el 14 de febrero y 19 de abril, respectivamente. El error absoluto medio, presenta el mismo comportamiento que el índice anterior, con valores de 0.435 y 0.974 mm día⁻¹ para las mismas fechas. El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe presenta el valor más alto (0.293) el día 14 de febrero y el más bajo (-0.128) de para el 3 de abril. En relacional índice de concordancia de Willmott, la tendencia es la misma, el valor más alto fue de 0.833 para el día 14 de febrero y la menor concordancia fue para el 19 de abril con 0.543 (Tabla 23). Existen nulos estudios que relacionen estos dos métodos para estimar ET por lo que no existe literatura para comparar los resultados de este estudio.

Tabla 23. Comparación estadística entre la ET del modelo METRIC y la del método del coeficiente basal.

Parámetro	Fecha					Promedio
	14/02/2019	02/03/2019	18/03/2019	03/04/2019	19/04/2019	
Intercepto	0.294	0.599	0.830	0.665	1.268	0.731
Pendiente	0.807	0.763	0.678	0.538	0.437	0.645
R^2	0.494	0.454	0.440	0.298	0.337	0.405
RMSE (mm día ⁻¹)	0.551	0.782	0.810	1.080	1.273	0.899
MAE (mm día ⁻¹)	0.435	0.629	0.667	0.819	0.974	0.705
NSE	0.293	0.228	0.103	-0.128	0.281	0.155
<i>d</i>	0.833	0.814	0.771	0.716	0.745	0.776

R^2 =coeficiente de determinación; RMSE=raíz del cuadrado medio del error; MAE= error absoluto medio; NSE= eficiencia de Nash-Sutcliffe; *d*= índice de agregación de Willmott.

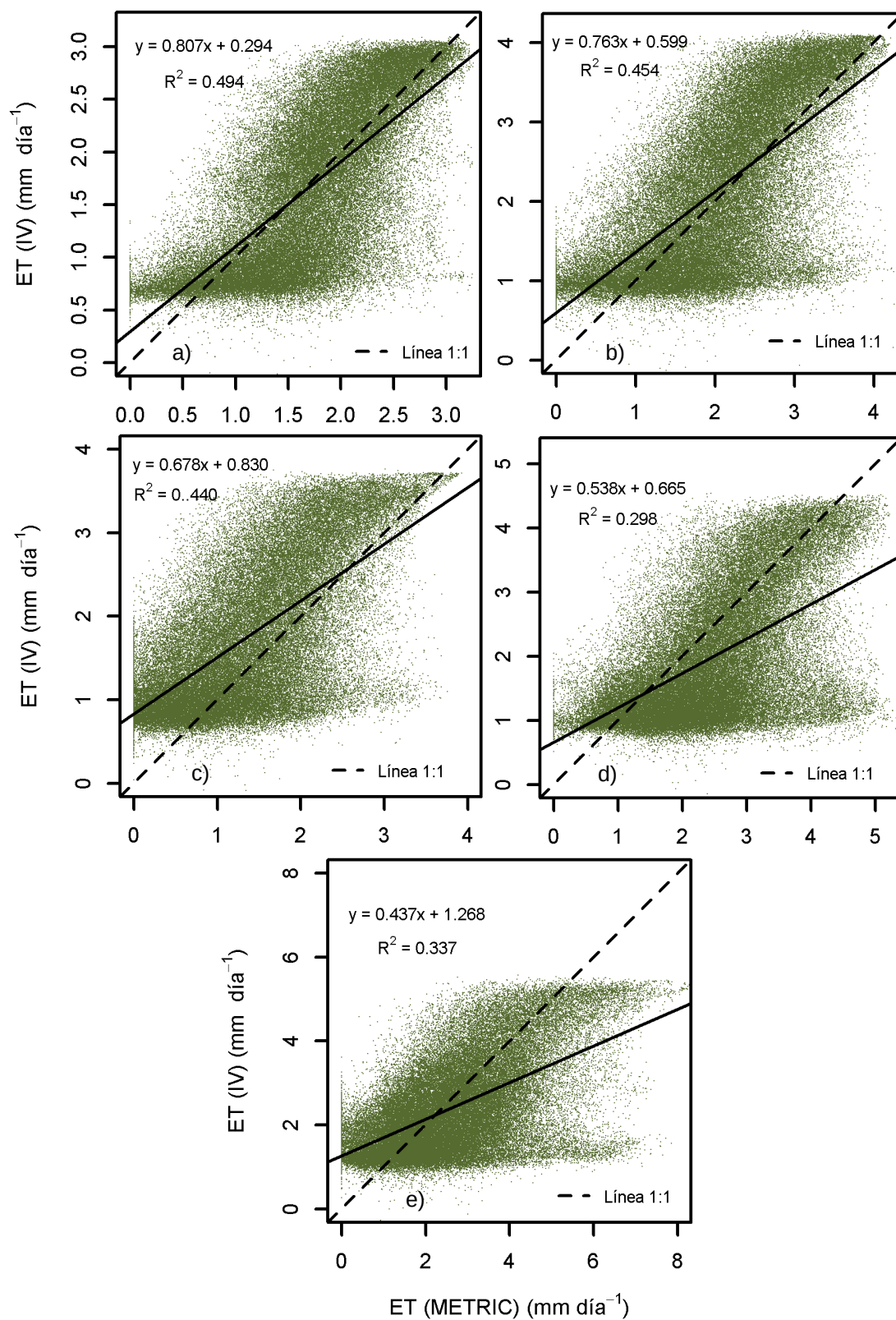


Figura 80. Relación entre los datos de ET estimados con METRIC y los estimados con el coeficiente basal (K_{cb}). a) DOY 45. b) DOY 61. c) DOY 77. d) DOY 93. e) DOY 109.

7. CONCLUSIONES

La validación del modelo METRIC se realizó con éxito, la comparación entre la evapotranspiración estimada con METRIC y las mediciones hechas con la técnica de *Eddy Covariance* muestra que el modelo es operativo y aplicable, puesto que se encontró muy buena correlación ($R^2= 0.925$) entre ambos datos.

Se estimó la evapotranspiración con los tres métodos propuestos y se realizó la comparación entre ellos. El método que presentó el mejor desempeño con respecto a METRIC fue EEFlux al ostentar el valor más alto de correlación ($R^2= 0.837$) y el error más bajo ($RMSE= 0.933 \text{ mm día}^{-1}$) para el periodo de estudio, por otro lado, el método del coeficiente basal presentó poca relación, por ende, no es recomendable.

En la comparación de los productos intermedios de METRIC y EEFlux, la alta concordancia encontrada denota la alta correlación y similitud de los algoritmos, empero, la correlación disminuye para los productos finales debido al origen de los datos meteorológicos utilizados por los métodos y a la selección del píxel frío y caliente, que EEFlux lo hace de manera automática mientras que en METRIC es de manera manual.

Es posible estimar la evapotranspiración de los cultivos en el Distrito de Riego 003, Tula y posiblemente en otras zonas agrícolas de México, mediante el modelo METRIC utilizando imágenes satelitales, a pesar del tamaño promedio de las parcelas (~1 ha) que provoca un efecto de frontera al usar la banda térmica de las escenas Landsat-8 la cual tiene una resolución original de 100 m.

8. REFERENCIAS

- Aguirre-Gutiérrez, C.A., F. Holwerda, G. R. Goldsmith, J. Delgado, E. Yepez, N. Carbajal, M. Escoto-Rodríguez, and J. T. Arredondo. 2019. The importance of dew in the water balance of a continental semiarid grassland. *J. Arid Environ.* 168:26-35. doi:10.1016/j.jaridenv.2019.05.003
- Allen, R. G. 1996. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. Drain. Eng.* 122:97-106. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97)
- Allen, R. G. 2000. REF-ET: Reference Evapotranspiration Calculation Software for FAO and ASCE Standardized Equations. University of Idaho. www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/
- Allen, R. G. 2002. Evapotranspiration for southwest Florida from satellite-based energy balance. Rep. Prepared for Tampa Bay Water, Tampa Bay, Fla.
- Allen, R. G., M. E. Jensen, J. L. Wright, and R. D. Burman. 1989. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* 81:650-662. doi:10.2134/agronj1989.00021962008100040019x
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations FAO, Irrigation and Drainage, Paper No. 56. Roma.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Estudio FAO Riego y Drenaje. Boletín 56. Roma.
- Allen, R. G., M. Tasumi, and R. Trezza. 2007a. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)-Model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133:380-394. doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380)

- Allen, R. G., M. Tasumi, A. Morse, R. Trezza, J. L. Wright, W. Bastiaanssen, W. Kramber, I. Lorite, and C. W. Robison. 2007b. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133:395–406. doi:10.1061/(asce)0733-9437(2007)133:4(395)
- Allen, R. G., A. Irmak, R. Trezza, J. M. H. Hendrickx, W. Bastiaanssen, and J. Kjaersgaard. 2011. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrol. Process.* 25:4011-4027. DOI:10.1002/hyp.8408
- Allen, R. G., R. Trezza, A. Kilic, M. Tasumi, and H. Li. 2013. Sensitivity of Landsat-Scale energy balance to aerodynamic variability in mountains and complex terrain. *J Am Water Resour Assoc.* 49:592–604. doi:10.1111/jawr.12055
- ASCE-EWRI. 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Report of the ASCE-EWRI Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration. ASCE: Reston, VA, USA.
- Bastiaanssen, W. G. M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph.D. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands.
- Bastiaanssen, W. G. M. 1998. Remote sensing in water resources management: The state of the art. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka.
- Bastiaanssen, W. G. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229:87–100. doi:10.1016/S0022-1694(99)00202-4
- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, and A. A. M. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213:198-212. DOI:10.1016/s0022-1694(98)00253-4
- Bastiaanssen, W. G M., E. J. M. Noordman, H. Pelfrum, G. Davids, B. P. Thoreson, and R. G. Allen. 2005. SEBAL Model with remotely sensed data to improve water-

- resources management under actual field conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.* 131:85-93. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(85)
- Bellvert, J., K. Adeline, S. Baram, L. Pierce, B. L. Sanden, and D. R. Smart. 2018. Monitoring crop evapotranspiration and crop coefficients over an almond and pistachio orchard throughout remote sensing. *Remote Sens.* 10:2001. doi:10.3390/rs10122001
- Broner, I., and R. A. P. Law. 1991. Evaluation of modified atmometer for estimating reference ET. *Irrig. Sci.* 12:21-26.
- Calera B., A. I. Campos, I. y J. Garrido. 2016. Determinación de las necesidades de agua y de riego mediante estaciones meteorológicas y series temporales de imágenes multiespectrales. Jornada técnica de innovación en gestión del regadío mediante redes agroclimáticas, teledetección y sistemas de información. Centro Nacional de Tecnologías de Regadíos.
- Calera, A., I. Campos, A. Ossan, G. D' Urso, and M. Menenti. 2017. Remote sensing for crop water management: From ET modelling to services for the end users. *Sensors.* 17:1104. doi:10.3390/s17051104
- Campos, I., C. M. U. Neale, A. Calera, C. Balbontín, and J. González-Piqueras. 2010. Assessing satellite-based basal crop coefficients for irrigated grapes (*Vitis vinifera* L.). *Agric. Water Manag.* 98:45-54. doi:10.1016/j.agwat.2010.07.011
- Carrasco-Benavides, M., S. Ortega-Farías, L. O. Lagos, J. Kleissl, L. Morales-Salinas, and A. Kilic. 2014. Parameterization of the satellite-based model (METRIC) for the estimation of instantaneous surface energy balance components over a drip-irrigated vineyard. *Remote Sens.* 6:11342-11372. doi:10.3390/rs61111342
- CONAGUA. 2018. Estadísticas del agua en México. Edición 2018. http://sina.conagua.gob.mx/publicaciones/EAM_2018.pdf
- De Oliveira, C., A. Heriberto, and R. L. Manzione. 2019. agriwater: An R package for spatial modelling of energy balance and actual evapotranspiration using satellite

- images and agrometeorological data. *Environ. Model. Softw.* 120:104497. doi:10.1016/j.envsoft.2019.104497
- Delgado-Balbuena, J., J. T. Arredondo, H. W. Loescher, E. Huber-Sannwald, G. Chavez-Aguilar, M. Luna-Luna, and R. Barreto-Hernandez. 2013. Differences in plant cover and species composition of semiarid grassland communities of central Mexico and its effects on net ecosystem exchange. *Biogeosciences*. 10:4673-4690. doi:10.5194/bg-10-4673-2013
- Delgado-Balbuena, J., E. A. Yépez, F. Paz-Pellat, G. Ángeles-Pérez, C. Aguirre-Gutiérrez, M. S. Alvarado-Barrientos, T. Arredondo, F. Ayala-Niño, S. H. Bullock, A. E. Castellanos, A. Cueva, B. Figueroa-Espinoza, J. Garatuza-Payán, E. González-del Castillo., E. González-Sosa, A. Guevara-Escobar, C. Hinojo-Hinojo, P. U. Kyaw-Tha, C. Lizárraga-Celaya, Y. Maya-Delgado, W. Oechel, E. R. Pérez-Ruiz, M. Quesada-Avendaño, C. A. Robles-Zazueta, J. C. Rodríguez, N. E. Rojas-Robles., T. Tarin-Terrazas, E. Troyo-Diéquez, J. Uuh-Sonda, M. L. Vargas-Terminel, R. Vargas, M. G. Vega-Puga, V. S. Verduzco, E. R. Vivoni y C. J. Watts. 2018. Base de datos de flujos verticales de dióxido de carbono en ecosistemas terrestres y costeros en México. *Elementos para Políticas Públicas*. 2:93-108.
- Doorenbos, J., and W. O. Pruitt. 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Irrigation and Drainage Paper 24. 2nd ed. Rome.
- Droogers, P., and R. G. Allen. 2002. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig. Drain. Syst.* 16:33-45.
- Du, J. P., and R. Sun. 2012. Estimation of evapotranspiration for ungauged areas using MODIS measurements and GLDAS data. *Procedia Environ. Sci.* 13:1718-1727. doi:10.1016/j.proenv.2012.01.165
- Duffie, J. A., and W. A. Beckman. 2013. *Solar Engineering of Thermal Processes*. 4th Ed. John Wiley & Sons, N. J.

- Farah, H. O., and W. G. M. Bastiaanssen. 2001. Impact of spatial variations of land surface parameters on regional evaporation: a case study with remote sensing data. *Hydrol. Process.* 15:1585-1607. DOI:10.1002/hyp.159
- Fisher, J. B., R. J. Whittaker, and Y. Malhi. 2011. ET come home: potential evapotranspiration in geographical ecology. *Global Ecol. Biogeogr.* 20:1-18. DOI:10.1111/j.1466-8238.2010.00578.x
- Foolad, F. 2018. Integration of remote sensing and proximal sensing for improvement of field scale water management. Ph.D. dissertation, Univ. of Nebraska, Lincoln, Nebraska.
- Frere, M., and G. F. Popov. 1979. Agrometeorological crop monitoring and forecasting. FAO Plant Production and Protection Paper 17. Rome.
- Gavilán, P., and F. Castillo-Llanque. 2009. Estimating reference evapotranspiration with atmometers in a semiarid environment. *Agric. Water Manag.* 96:465-472. doi:10.1016/j.agwat.2008.09.011
- Gao, Y., D. Long, and Z. Li. 2008. Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. *Int. J. Remote Sens.* 29:3295-3315. doi:10.1080/01431160701469073
- Gordillo S., V. M., H. Flores, L. Tijerina y R. Arteaga. 2014. Estimación de la evapotranspiración utilizando un balance de energía e imágenes satelitales. *Rev. Mex. Cienc. Agríc.* 5:143-155.
- Hankerson B., J. Kjaersgaard, and C. Hay. 2012. Estimation of evapotranspiration from fields with and without cover crops using remote sensing and *in situ* methods. *Remote Sens.* 4:3796-3812. doi:10.3390/rs4123796
- Hargreaves, G. H., and Z. A. Samani. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.* 1:96–99.

- Hargreaves, G. H., and R. G. Allen. 2003. History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *J. Irrig. Drain. Eng.* 129:53–63. doi:10.1061/(asce)0733-9437(2003)129:1(53)
- Huete, A. R. 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sens. Environ.* 25:295-309. doi.org/10.1016/0034-4257(88)90106-X
- Irmak A., I. Ratcliffe, P. Ranade, K. G. Hubbard, R. K. Singh, B. Kamble, and J. Kjaersgaard. 2011. Estimation of land surface evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. *Great Plains Research.* 21:73-88.
- Irons, J. R., J. L. Dwyer, and J. A. Barsi. 2012. The next Landsat satellite: The Landsat Data Continuity Mission. *Remote Sens. Environ.* 122:11–21. doi:10.1016/j.rse.2011.08.026
- Jaafar, H. H., and F. A. Ahmad. 2019. Time series trends of Landsat-bases ET using automated calibration in METRIC and SEBAL: The Bekaa Valley, Lebanon. *Remote Sens. Environ.* doi:10.1016/j.rse.2018.12.033
- Jamshidi, S., S. Zand-Parsa, M. N. Jahromi, and D. Niyogi. 2019. Application of a simple Landsat-MODIS fusion model to estimate evapotranspiration over a heterogeneous sparse vegetation region. *Remote Sens.* 11, 741. doi:10.3390/rs11070741
- Katul, G. G., R. Oren, S. Manzoni, C. Higgins, and M. B. Parlange. 2012. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. *Rev. Geophys.* 50:RG3002. doi:10.1029/2011RG000366
- Khand, K., I. Numata, J. Kjaersgaard, and G. L. Vourlitis. 2017. Dry season evapotranspiration dynamics over human-impacted landscapes in the Southern Amazon using the Landsat-Based METRIC model. *Remote Sens.* 9,706. doi:10.3390/rs9070706

- Knight, E., and G. Kvaran. 2014. Landsat-8 Operational Land Imager Design, Characterization and Performance. *Remote Sens.* 6:10286–10305. doi:10.3390/rs61110286
- Knox, J. W., J. A. Rodriguez-Diaz, and T. M. Hess. 2011. Estimating evapotranspiration by using atmometers irrigation scheduling in a humid environment. *J. Irrig. Drain. Eng.* 137:685-691. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000353
- Krause P., D. P. Boyle, and F. Base. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5:89-97.
- Paulson, C. A. 1970. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J. Appl. Meteorol.* 9:857–861. doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0857:tmrows>2.0.co;2
- Lawson, T. 2009. Guard cell photosynthesis and stomatal function. *New Phytol.* 181:13-34. doi:10.1111/j.1469-8137.2008.02685.x
- Liebert, R., J. Huntington, C. Morton, S. Sueki, and K. Acharya. 2016. Reduced evapotranspiration from leaf beetle induced tamarisk defoliation in the Lower Virgin River using satellite-based energy balance. *Ecohydrology.* 9:179–193. DOI: 10.1002/eco.1623
- Lin, P., Z. He, J. Du, L. Chen, X. Zhu, and J. Li. 2018. Impacts of climate change on reference evapotranspiration in the Qilian Mountains of China: Historical trends and projected changes. *Int. J. Climatol.* 38:2980–2993. DOI: 10.1002/joc.5477
- Liou, Y.-A., and S. K. Kar. 2014. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithms—A review. *Energies.* 7:2821–2849. doi:10.3390/en7052821
- LPSO. 2019. Landsat 8 (L8) data users handbook. Landsat Project Science Office, EROS, Sioux Falls, SD.
- Madugundu, R., K. A. Al-Gaadi, E. Tola, A. A. Hassaballa, and V. C. Patil. 2017. Performance of the METRIC model in estimating evapotranspiration fluxes

- over an irrigated field in Saudi Arabia using Landsat-8 images. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21:6135–6151. doi:10.5194/hess-21-6135-2017
- Magliulo, V., R. d' Andria, and G. Rana. 2003. Use of the modified atmometer to estimate reference evapotranspiration in Mediterranean environments. *Agric. Water Manag.* 63:1-14. doi:10.1016/S0378-3774(03)00098-2
- Majumdar, N. C., B. L. Mathur, and S. B. Kaushik. 1972. Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Sol. Energy.* 13:383-394. doi:10.1016/0038-092x(72)90004-7
- Makkink, G. F. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Engng.* 11:277-288.
- Markhan, B. L., and J. L. Barker. 1986. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md.
- Markham, B., J. Storey, and R. Morfitt. 2015. Landsat-8 Sensor Characterization and Calibration. *Remote Sens.* 7:2279–2282. doi:10.3390/rs70302279
- Mishra, N., M. O. Haque, L. Leigh, D. Aaron, D. Helder, and B. Markham. 2014. Radiometric cross calibration of Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). *Remote Sens.* 6:12619–12638. doi:10.3390/rs61212619
- Mkhwanazi, M. and J. L. Chávez. 2012. Using METRIC to estimate surface energy fluxes over an alfalfa field in Eastern Colorado. 32nd Annual AGU Hydrology Days. Colorado State University. 1:90–98.
- Mkhwanazi, M., J. L. Chávez, and A. A. Andales. 2015. SEBAL-A: A remote sensing ET algorithm that accounts for advection with limited data. Part I: Development and validation. *Remote Sens.* 7:15046-15067. doi:10.3390/rs71115046

- Montanaro, M., R. Lev, and B. Markham. 2014. On-Orbit Radiometric Performance of the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor. *Remote Sens.* 6:11753–11769. doi:10.3390/rs61211753
- Morfitt, R., J. Barsi, R. Levy, B. Markham, E. Micijevic, L. Ong, P. Scaramuzza, and K. Vanderwerff. 2015. Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) Radiometric Performance On-Orbit. *Remote Sens.* 7:2208–2237. doi:10.3390/rs70202208
- Moriasi, D. N., J. G. Arnold, M. W. V. Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, and T. I. Veith. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *ASABE.* 50:885-900. DOI:10.13031/2013.23153
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10:282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Numata, I., K. Khand, J. Kjaersgaard, M. A. Cochrane, and S. S. Silva. 2017. Evaluation of Landsat-Based METRIC modeling to provide high-spatial resolution evapotranspiration estimates for Amazonian Forests. *Remote Sens.* 9,46. doi:10.3390/rs9010046
- Olmedo, G. F., S. Ortega-Farías, D. de la Fuente-Sáiz, D. Fonseca-Luego, and F. Fuentes-Peñailillo. 2016. Water: Tools and functions to estimate actual evapotranspiration using Land Surface Energy Balance Model in R. *R J.* 8:352-369. doi:10.32614/RJ-2016-051
- Papadavid, G., D. Neocleous, G. Kountios, M. Markou, A. Michailidis, A. Ragkos, and D. Hadjimitsis. 2017. Using SEBAL to investigate cow variations in climate Impact on crop evapotranspiration. *J. Imaging.* 3,30. doi:10.3390/jimaging3030030
- Paulson, C. A. 1970. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J. Appl. Meteorol.* 9:857–861. doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0857:tmrows>2.0.co;2
- Penman, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London.* 193:120-146. doi:org/10.2135/cropsci2019.05.0292

- Penman, H. L. 1963. "Vegetation and Hydrology". Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, England. 89:565-566. doi:10.1002/qj.49708938220
- Pôças, I., T. A. Paço, M. Cunha, J. A. Andrade, J. Silvestre, A. Sousa, F. L. Santos, L. S. Pereira, and R. G. Allen. 2014. Satellite-based evapotranspiration of a super-intensive olive orchard: Application of METRIC algorithms. *Biosyst. Eng.* 128:69–81. doi:10.1016/j.biosystemseng.2014.06.019
- Priestley, C. H. B., and R. J. Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.* 100:81–92. doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.
- R Core Team. 2019. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Reyes-González, A., J. G. Martínez R., M. Palomo-Rodríguez, A. Anaya S. y M. Rivera G. 2013. Uso de sensores remotos para estimar la evapotranspiración de cultivos en la Comarca Lagunera. *Agrofaz.* 13:23-31.
- Reyes-González, A., J. Kjaersgaard, T. Trooien, D. G. Reta-Sánchez, J. I. Sánchez-Duarte, P. Preciado-Rangel, and M. Fortis-Hernández. 2019. Comparison of Leaf Area Index, Surface Temperature, and Actual Evapotranspiration estimated using the METRIC model and in situ measurements. *Sensors.* 19: 1857.
- Santos, C., I. J. Lorite, R. G. Allen, and M. Tasumi. 2012. Aerodynamic parameterization of the satellite-based energy balance (METRIC) model for ET estimation in rainfed olive orchards of Andalusia, Spain. *Water Resour. Manag.* 26:3267–3283. doi:10.1007/s11269-012-0071-8
- Senkondo, W., S. E. Munishi, M. Tumbo, J. Nobert, and S. W. Lyon. 2019. Comparing remotely-sensed surface energy balance evapotranspiration estimates in heterogeneous and data-limited regions: A case study of Tanzania's Kilombero Valley. *Remote Sens.* 11, 1289. doi:10.3390/rs11111289

- Senay, G. B., M. Budde, J. P. Verdin, and A. M. Melesse. 2007. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. *Sensors*. 7:979-1000.
- Sheikh, V., and M. Mohammadi. 2013. Evaluation of reference evapotranspiration equations in semi-arid regions of Northeast of Iran. *Int. J. Agri. Crop Sci*. 5:450-456.
- Singh, R. and G. Senay. 2015. Comparison of four different energy balance models for estimating evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water*. 8, 9. doi:10.3390/w8010009
- Starks, P. J., J. M. Norman, B. L. Blad, E. A. Walter-Shea, and C. L. Walthall. 1991. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (Albedo) from bidirectionally reflected radiance data. *Remote Sens. Environ*. 38:123–134. doi:10.1016/0034-4257(91)90074-g
- Sun, Z., B. Wei, W. Su, W. Shen, C. Wang, D. You, and Z. Liu. 2011. Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Math. Comput. Model*. 54:1086–1092. doi:10.1016/j.mcm.2010.11.039
- Tasumi, M. 2003. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. dissertation, University of Idaho, Moscow, Id.
- Tasumi, M., R. G. Allen, and R. Trezza. 2008. At-Surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of Land Surface Energy Balance. *J. Hydrol. Eng*. 13:51-63. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2008)13:2(51)
- Thornthwaite, C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev*. 38:55-94. doi:org/10.2307/210739
- Vargas, R., E. A. Yépez, J. L. Andrade, G. Ángeles, T. Arredondo, A. E. Castellanos, J. Delgado-Balbuena, J. Garatuza-Payán, E. González del Castillo, W. Oechel, J. C. Rodríguez, A. Sánchez-Azofeita, E. Velasco, E. R. Vivoni, and C. Watts. 2013. Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystem: the MexFlux network. *Atmósfera*. 26:325-336.

- Waller, P. and M. Yitayew. 2016. Evapotranspiration. Irrigation and Drainage Engineering. Springer. pp:67-87. DOI:10.1007/978-3-319-05699-9
- Webb, E. K. 1970. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J. R. Met. Soc. 96:67–90. doi:10.1002/qj.49709640708
- Willmott, C. J. 1981. On the validation of models. Phys. Geogr. 2:184–194. doi:10.1080/02723646.1981.10642213
- Willmott, C. J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. Bull. Am. Meteorol. Soc. 63:1309–1313. doi:10.1175/1520-0477(1982)063<1309:scoteo>2.0.co;2
- Wright, J. L. 1982. New Evapotranspiration Crop Coefficients. J. Irrig. Drain. Eng. 108:57-74.
- Wright, J. L. 1996. Derivation of alfalfa and grass reference evapotranspiration. Proc. Int. Conf., ASAE, San Antonio, TX, 133-140.
- Wright, J. L., and M. E. Jensen. 1972. Peak water requirements of crops in Southern Idaho. J. Irrig. and Drain. Div., ASCE 96:193-201.
- Wukelic, G. E., D. E. Gibbons, L. M. Martucci, and H. P. Foote. 1989. Radiometric Calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. Remote Sens. Environ. 28:339-347. doi:10.1016/0034-4257(89)90125-9
- Zhang, X., J. Wu, H. Wu, and Y. Li. 2011. Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data. Water Sci. Eng. 4:24-35. doi:10.3882/j.issn.1674-2370.2011.01.003
- Zhang, H., R. G. Anderson, and D. Wang. 2015. Satellite-based crop coefficient and regional water use estimates for Hawaiian sugarcane. Field Crops Res. 180:143-154. doi:10.1016/j.fcr.2015.05.023

ANEXOS

Año	Mes	Día	Hora	T (°C)	HR (%)	Radiación (W m ⁻²)	Vel. Viento (km h ⁻¹)
2016	2	4	0	6.23	16.26	-5.15	1.32
2016	2	4	1	6.54	20.33	-4.44	1.27
2016	2	4	2	6.87	17.99	-5.60	1.18
2016	2	4	3	3.39	24.37	-4.15	0.94
2016	2	4	4	2.48	34.23	-3.20	0.28
2016	2	4	5	0.99	44.96	-3.04	0.94
2016	2	4	6	-1.24	55.66	-4.22	1.35
2016	2	4	7	-2.25	61.91	-3.13	1.32
2016	2	4	8	-2.77	67.83	26.83	1.23
2016	2	4	9	0.69	74.88	191.09	1.52
2016	2	4	10	3.61	75.60	428.71	3.10
2016	2	4	11	6.72	60.51	670.65	3.32
2016	2	4	12	9.54	49.29	801.10	2.79
2016	2	4	13	12.17	37.28	893.82	3.03
2016	2	4	14	14.27	27.24	899.44	3.04
2016	2	4	15	15.87	21.47	829.11	2.18
2016	2	4	16	16.87	20.28	683.07	2.13
2016	2	4	17	17.44	19.84	476.70	2.76
2016	2	4	18	16.64	20.98	231.36	3.82
2016	2	4	19	13.46	25.39	27.87	3.37
2016	2	4	20	9.78	31.99	-5.38	1.63
2016	2	4	21	7.70	39.25	-4.93	1.70
2016	2	4	22	5.48	45.26	-4.59	1.19
2016	2	4	23	3.92	50.11	-4.33	1.51

Anexo 1. Datos de entrada para el software REF-ET, valores horarios del día 4 de febrero de 2016, torre de flujos, Ojuelos.

Día del año	Hora	T (°C)	HR (%)	Vel. viento (km h⁻¹)	Radiación (MJ m⁻²)
45	0	12.00	71.00	0.00	0.00
45	1	11.08	74.20	0.00	0.00
45	2	10.28	77.00	0.00	0.00
45	3	9.97	78.20	0.80	0.00
45	4	9.21	81.00	0.00	0.00
45	5	8.93	83.60	0.00	0.00
45	6	8.41	85.80	0.00	0.00
45	7	8.36	86.80	0.00	13.17
45	8	13.26	74.60	2.60	94.33
45	9	16.36	69.00	1.40	333.50
45	10	20.66	57.00	2.00	510.00
45	11	24.26	39.80	9.40	594.50
45	12	26.43	35.00	9.00	0.00
45	13	27.76	31.20	8.80	680.00
45	14	28.42	29.60	11.20	613.00
45	15	28.76	27.40	9.80	520.00
45	16	28.53	27.20	7.80	306.83
45	17	27.54	29.20	5.60	124.50
45	18	24.30	35.40	2.80	16.83
45	19	21.70	42.60	1.80	0.00
45	20	19.81	51.80	4.20	0.00
45	21	18.66	58.40	1.40	0.00
45	22	18.06	61.00	1.00	0.00
45	23	17.99	60.60	1.60	0.00

Anexo 2. Datos de entrada para el software REF-ET, valores horarios del día 14 de febrero de 2019, estación El Tepeyac.

Año	Mes	Día	T (°C)	HR (%)	Radiación (W m⁻²)	Vel. Viento (km h⁻¹)
2016	2	4	7.27	39.29	254.48	1.96
2016	3	7	14.89	33.08	298.84	4.44
2016	4	24	15.44	27.89	358.02	3.03
2016	8	30	16.68	61.24	326.32	1.65
2016	10	17	14.91	54.17	270.68	1.21
2016	11	2	15.06	62.08	212.11	1.46
2016	11	18	13.36	58.21	228.21	1.72
2017	1	5	15.46	27.67	222.48	2.49

Anexo 3. Datos de entrada para el software REF-ET, valores diarios, torre de flujos Ojuelos.

Día del año	T (°C)	HR (%)	Vel. viento (km h ⁻¹)	Radiación (MJ m ⁻²)
45	18.36	56.98	3.38	136.48
61	19.83	55.35	3.04	212.65
77	15.33	69.68	5.34	203.58
93	20.23	44.63	5.47	188.99
109	16.70	47.20	11.65	245.74

Anexo 4. Datos de entrada para el software REF-ET, valores diarios, estación El Tepeyac.

Mes	Día	Año	DOY	Hora	Tmax (°C)	Tmin (°C)	Rs (W m ²)	Viento (m s ⁻¹)	P. rocío (°C)	ET _r (mm h ⁻¹)	ET ₀ (mm h ⁻¹)
2	4	2016	35	0	6.23	6.23	-5	1.32	-17.5	0.03	0.03
2	4	2016	35	100	6.54	6.54	-4	1.27	-14.6	0.03	0.02
2	4	2016	35	200	6.87	6.87	-6	1.18	-15.8	0.03	0.02
2	4	2016	35	300	3.39	3.39	-4	0.94	-15	0.01	0.01
2	4	2016	35	400	2.48	2.48	-3	0.28	-11.7	-0.01	-0.01
2	4	2016	35	500	0.99	0.99	-3	0.94	-9.59	0.01	0
2	4	2016	35	600	-1.24	-1.24	-4	1.35	-8.94	0.01	0.01
2	4	2016	35	700	-2.25	-2.25	-3	1.32	-8.54	0	0.01
2	4	2016	35	800	-2.77	-2.77	27	1.23	-7.86	0.01	0.02
2	4	2016	35	900	0.69	0.69	191	1.52	-3.24	0.1	0.08
2	4	2016	35	1000	3.61	3.61	429	3.1	-0.29	0.2	0.16
2	4	2016	35	1100	6.72	6.72	670	3.32	-0.37	0.36	0.28
2	4	2016	35	1200	9.54	9.54	801	2.79	-0.54	0.49	0.38
2	4	2016	35	1300	12.17	12.17	894	3.03	-1.97	0.6	0.47
2	4	2016	35	1400	14.27	14.27	899	3.04	-4.33	0.66	0.51
2	4	2016	35	1500	15.87	15.87	829	2.18	-6.1	0.63	0.5
2	4	2016	35	1600	16.87	16.87	683	2.13	-6.01	0.55	0.43
2	4	2016	35	1700	17.44	17.44	477	2.76	-5.83	0.45	0.32
2	4	2016	35	1800	16.64	16.64	231	3.82	-5.76	0.35	0.2
2	4	2016	35	1900	13.46	13.46	28	3.37	-5.94	0.08	0.09
2	4	2016	35	2000	9.78	9.78	-5	1.63	-6.11	0.02	0.02
2	4	2016	35	2100	7.7	7.7	-5	1.7	-5.27	0.02	0.01
2	4	2016	35	2200	5.48	5.48	-5	1.19	-5.41	0	0
2	4	2016	35	2300	3.92	3.92	-4	1.51	-5.51	0	0

Anexo 5. Resultados de ET_r y ET₀ horaria para el día 4 de febrero de 2016, torre de flujos

Ojuelos.

Mes	Día	Año	DOY	Hora	Tmax (°C)	Tmin (°C)	Rs (W m ⁻²)	Viento (m s ⁻¹)	P. rocío (°C)	ET _r (mm h ⁻¹)	ET ₀ (mm h ⁻¹)
2	14	2019	45	0	10.95	10.95	0	0.66	5.46	-0.01	-0.01
2	14	2019	45	100	10.05	10.05	0	0.59	5.57	-0.01	-0.01
2	14	2019	45	200	9.1	9.1	0	0.76	5.69	-0.01	-0.01
2	14	2019	45	300	8.72	8.72	0	0.59	6.59	-0.01	-0.01
2	14	2019	45	400	8.53	8.53	0	0.95	7.69	-0.01	-0.01
2	14	2019	45	800	12.8	12.8	94	0.9	12.49	0.03	0.01
2	14	2019	45	900	15.27	15.27	333	1.63	11.84	0.22	0.16
2	14	2019	45	1000	19.27	19.27	510	1.35	10.23	0.37	0.32
2	14	2019	45	1100	21.97	21.97	594	2.28	7.67	0.54	0.42
2	14	2019	45	1300	25.43	25.43	680	3.03	5.34	0.73	0.55
2	14	2019	45	1400	26.4	26.4	613	3.25	5.09	0.73	0.53
2	14	2019	45	1500	27.28	27.28	520	2.62	4.46	0.64	0.47
2	14	2019	45	1600	27.5	27.5	307	2.21	3.79	0.46	0.33
2	14	2019	45	1700	23.45	23.45	124	2.52	4.16	0.32	0.2
2	14	2019	45	1800	22.4	22.4	17	1.88	3.75	0.18	0.1
2	14	2019	45	1900	22.17	22.17	0	1.91	5.29	0.1	0.09
2	14	2019	45	2000	19.4	19.4	0	1.16	8.27	0.05	0.02
2	14	2019	45	2100	17.45	17.45	0	0.46	8.72	0.02	0
2	14	2019	45	2200	16.93	16.93	0	0.59	9.04	0.02	0
2	14	2019	45	2300	17.08	17.08	0	0.56	9.18	0.02	0

Anexo 6. Resultados de ET_r y ET₀ horaria para el día 14 de febrero de 2019, estación El Tepeyac.

Mes	Día	Año	Tmax (°C)	Tmin (°C)	Rs (MJ m ⁻²)	Viento (m s ⁻¹)	P. rocío (°C)	ET _r (mm día ⁻¹)	ET ₀ (mm día ⁻¹)
2	4	2016	7.27	7.27	21.99	1.96	-5.65	3.8	2.97
3	7	2016	14.89	14.89	25.82	4.44	-1.19	7.73	5.54
4	24	2016	15.44	15.44	30.93	3.03	-3.01	7.88	6.02
8	30	2016	16.68	16.68	28.19	1.65	9.19	5.3	4.75
10	17	2016	14.91	14.91	23.39	1.21	5.74	4.07	3.6
11	2	2016	15.06	15.06	18.33	1.46	7.86	3.43	2.97
11	18	2016	13.36	13.36	19.72	1.72	5.33	3.49	2.93
1	5	2017	15.46	15.46	19.22	2.49	-3.1	5.45	3.85

Anexo 7. Resultados de ET_r y ET₀ diaria, torre de flujos Ojuelos.

Mes	Día	Año	Tmax (°C)	Tmin (°C)	Rs (MJ m ⁻²)	Viento (m s ⁻¹)	P. rocío (°C)	ET _r (mm día ⁻¹)	ET ₀ (mm día ⁻¹)
2	14	2019	18.36	18.36	11.79	0.94	9.69	2.94	2.52
3	2	2019	19.83	19.83	18.37	0.84	10.62	3.82	3.44
3	18	2019	15.33	15.33	17.59	1.48	9.83	3.51	3.12
4	3	2019	20.23	20.23	16.33	1.52	7.81	4.83	3.9
4	19	2019	16.7	16.7	21.23	3.24	5.41	6.26	4.77

Anexo 8. Resultados de ET_r y ET₀ diaria, estación El Tepeyac.