



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

**INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS
AGRÍCOLAS**

**CAMPUS MONTECILLO
POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS**

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
MEDIANTE UN BALANCE DE ENERGÍA UTILIZANDO
SENSORES REMOTOS**

CARLOS RAÚL CASTAÑEDA IBÁÑEZ

T E S I S

PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL

PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MÉXICO

2013

LA PRESENTE TESIS TITULADA: **ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE UN BALANCE DE ENERGÍA UTILIZANDO SENSORES REMOTOS**; REALIZADA POR EL ALUMNO: **CARLOS RAÚL CASTAÑEDA IBÁÑEZ**, 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



DR. MARIO R. MARTÍNEZ MENES

ASESOR



DR. FERMÍN PASCUAL RAMÍREZ

ASESOR



DR. DEMETRIO S. FERNÁNDEZ REYNOSO

MONTECILLO, TEXCOCO, ESTADO DE MÉXICO, AGOSTO 2013.

ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE UN BALANCE DE ENERGÍA UTILIZANDO SENSORES REMOTOS

Castañeda Ibáñez Carlos Raúl, M.C.

Colegio De Postgraduados, 2013

RESUMEN

En la agricultura uno de los elementos indispensables para promover el uso eficiente del agua, consiste en estimar con precisión la Evapotranspiración (ET). Sin embargo la principal limitante de las técnicas tradicionales para estimar la ET, es que están basadas en el coeficiente de cultivo (K_c), lo que representa una gran desventaja cuando se requieren estimaciones precisas en áreas agrícolas extensas como distritos de riego. Las imágenes de satélites representan una alternativa viable para realizar estimaciones precisas de la ET a alta resolución espacial y temporal. METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) es un algoritmo desarrollado por la Universidad de Idaho que estima la ET como un residual del balance de energía a partir de imágenes de satélite. En el presente trabajo se implementó la metodología del algoritmo METRIC en el Distrito de Riego del Rio Yaqui, utilizando 8 imágenes de los sensores TM y ETM+, así como mediciones de flujos turbulentos con torres de covarianza turbulenta (Eddy Covariance - EC) en el cultivo de Trigo para el año 2008, para validar el funcionamiento del algoritmo. Los resultados mostraron que las diferencias entre la ET estimada a partir de METRIC y la medida con EC tienen un alto grado de aceptación ya que para las 8 imágenes se obtuvo un RMSE (raíz cuadrada del cuadrado medio del error) de 0.76 mm día^{-1} , un error medio absoluto (MAE) de 0.65 mm día^{-1} , un índice de acuerdo de 0.93 y una $R^2 = 0.83$ en estimaciones diarias. Con los volúmenes de agua extraídos de presas y pozos para regar el distrito, de Diciembre 2007 a Mayo 2008, y el volumen evapotranspirado en este periodo se estimó la eficiencia del uso del agua en el distrito (66%).

Palabras Clave

Evapotranspiración, coeficientes de cultivo, imágenes de satélite, METRIC, eficiencia.

ABSTRACT

In agriculture one of the essential elements to promote efficient water use, is to accurately estimate the evapotranspiration (ET). However, the main limitation of traditional techniques for estimating ET is that they are based on crop coefficients (K_c), which is a big disadvantage when accurate estimates are required in large agricultural areas as Irrigation Districts. Satellite imagery represents a viable alternative for accurate estimates of ET at high spatial and temporal resolution. METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using internalized Calibration) is an algorithm developed by the University of Idaho that estimates ET as a residual of the energy balance. In this study the methodology of METRIC was implemented in the Irrigation District Rio Yaqui, using 8 images of the sensors TM and ETM+, as well as measurements of turbulent flows with an eddy covariance (EC) tower installed in a wheat plot in 2008 to validate the performance of the algorithm. Results showed that differences between the ET estimated from METRIC and ET measured with EC have a high degree of acceptance, a RMSE (root mean square error) of 0.76 mm day^{-1} was obtained, a mean absolute error (MAE) of 0.65 mm day^{-1} , an index of agreement of 0.93 and an $R^2 = 0.83$ in daily estimates. Using the volumes of withdrawn water from dams and wells from December 2007 to May 2008, and the evapotranspirated volume in the same period, the water use efficiency was estimated as 66%.

Key words

Evapotranspiration, crop coefficients, satellite imagery, METRIC, efficiency.

AGRADECIMIENTOS

A Dios

Por permitirme ver culminado este trabajo.

Al Colegio de Postgraduados

Por las enseñanzas y los conocimientos adquiridos, durante mi estancia en esta institución.

A los doctores Mario R. Martínez Menes, Héctor Flores Magdaleno, Fermín Pascual Ramírez y Demetrio S. Fernández

Principalmente por su amistad, sus consejos y el gran apoyo otorgado durante la elaboración de este trabajo sin el cual no hubiera sido posible su realización.

A mi familia

Por creer en mí y por apoyarme siempre en todo.

CONTENIDO

1	Introducción	1
2	Objetivos, Hipótesis Y SUPUESTOS.....	3
2.1	Objetivo General:	3
2.2	Objetivos Específicos:	3
2.3	Hipótesis	3
2.4	Supuestos	3
3	Revisión de Literatura	4
3.1	Evapotranspiración.....	4
3.2	Métodos directos para estimar Evapotranspiración	5
3.2.1	Método del balance hídrico.....	5
3.2.2	Método del lisímetro	6
3.2.3	Método de la Relación de Bowen	6
3.2.4	Método de Eddy Covariance	7
3.3	Métodos indirectos para estimar Evapotranspiración.....	8
3.3.1	Método FAO Penman-Monteith	9
3.3.2	Método del coeficiente de cultivo (Kc)	10
3.4	Estimación de ET mediante Sensores Remotos	12
3.4.1	Métodos Empíricos	12
3.4.2	Relación entre índices de vegetación (IV) y Evapotranspiración (ET).....	14
3.5	El algoritmo METRIC.....	18
3.5.1	Bases Teóricas de METRIC	18
3.5.2	Radiación Neta (R_n).....	19
3.5.3	Flujo de calor del suelo (G).....	21
3.5.4	Flujo de calor sensible (H).	22
3.5.5	Calibración mediante condiciones extremas	26
3.5.6	Calibración mediante Evapotranspiración de Referencia	28

3.5.7	Flujo de calor latente (λe) y Evapotranspiración (ET)	28
3.6	Aplicaciones del algoritmo SEBAL	30
3.7	Aplicaciones del algoritmo METRIC	31
4	Materiales y Métodos	33
4.1	Localización de la zona de estudio	33
4.2	Estimación de ET mediante el algoritmo METRIC	36
4.2.1	Radiación Neta (R_n)	37
4.2.2	Calibración mediante condiciones extremas	46
4.2.3	Calibración mediante datos climáticos y ET de referencia	48
4.2.4	Estimación de la evapotranspiración para el ciclo de cultivo del trigo	48
4.3	Estimación de la eficiencia del el uso del agua en el distrito	50
5	Resultados	51
5.1	Índices de vegetación y variables que intervienen el balance de energía	51
5.2	Validación del algoritmo METRIC	54
5.2.1	Validación del algoritmo METRIC en estimaciones diarias	54
5.2.2	Validación del algoritmo METRIC en estimaciones mensuales	58
5.2.3	Validación del algoritmo METRIC para el ciclo de desarrollo del trigo	61
5.3	Análisis de la variación espacial y temporal de la ET	65
5.4	Eficiencia del uso del agua en el Distrito de Riego Río Yaqui (041)	73
5.5	Estimación de coeficiente de cultivo (K_c) mediante índices de vegetación	75
5.5.1	Relación entre el NDVI y el K_c	75
5.5.2	Relación entre el SAVI y el K_c	81
6	Conclusiones y Recomendaciones	88
7	Literatura citada	89
8	Anexos	98

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio	33
Figura 2. Climograma del 2008 en el Valle del Yaqui.....	35
Figura 3. Diagrama de flujo para el cálculo de Radiación neta	38
Figura 4. Comparación de los índices NDVI y IAF asociados a la imagen de falso color	52
Figura 5. Comparación del Albedo y la Ts con el NDVI.	53
Figura 6. Variación espacial de R_n , G y H	54
Figura 7. Comparaciones diarias de ET medida y estimada	56
Figura 8. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida diaria	57
Figura 9. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida diaria con intersección de cero.	58
Figura 10. Comparaciones mensuales de ET medida y estimada.	59
Figura 11. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida mensual.	60
Figura 12. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida mensual con intersección de cero.	61
Figura 13. Distribución espacial de la ET en el ciclo de cultivo del trigo.	62
Figura 14. Comparación de la ET medida y estimada en el ciclo de desarrollo del trigo	64
Figura 15. Distribución espacial de la ET en el día juliano 39.	66
Figura 16. Distribución espacial de la ET en el día juliano 71.	68
Figura 17. Distribución espacial de la ET en el día juliano 103.	70
Figura 18. Distribución espacial de la ET en el día juliano 135.	72
Figura 19. Modelo de regresión lineal del NDVI y el K_c	76
Figura 20. Modelo de regresión lineal de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC.....	79
Figura 21. Estimación diaria del NDVI.....	80

Figura 22. Comparación de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC para el ciclo de desarrollo del trigo.....	81
Figura 23. Modelo de regresión lineal del SAVI y el Kc.....	82
Figura 24. Modelo de regresión lineal de la ET estimada con base al SAVI y la medida con EC.....	85
Figura 25. Estimación diaria del SAVI.....	85
Figura 26. Comparación de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC para el ciclo de desarrollo del trigo.....	86

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Valores para C_n y C_d	10
Cuadro 2. Imágenes de satélite utilizadas en este estudio	37
Cuadro 3. Valores de ESUN para LANDSAT 5 y 7	40
Cuadro 4. Coeficientes de calibración para imágenes LANDSAT.....	41
Cuadro 5. Coeficientes de ponderación para LANDSAT.....	43
Cuadro 6. Constantes K1 y K2 para LANDSAT 5 y 7.....	45
Cuadro 7. Precipitación mensual en el Distrito de Riego 041.....	50
Cuadro 8. Estimaciones diarias de ET (mm día ⁻¹).....	55
Cuadro 9. Estimaciones mensuales de ET	59
Cuadro 10. Rangos de ET por superficie en el ciclo de desarrollo del trigo	63
Cuadro 11. Rangos de ET por superficie en el día juliano 39.	67
Cuadro 12. Rangos de ET por superficie en el día juliano 71.	69
Cuadro 13. Rangos de ET por superficie en el día juliano 103.	71
Cuadro 14. Rangos de ET por superficie en el día juliano 135	73
Cuadro 15. Volumen extraído de presas y pozos profundos.....	74
Cuadro 16 Estimación de Kc basado en NDVI.....	77
Cuadro 17. Comparaciones de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC	78
Cuadro 18 Estimación de Kc en base a SAVI.	82
Cuadro 19. Comparaciones de la ET estimada con base al SAVI y la medida con EC	83



1 INTRODUCCIÓN

En la agricultura cualquier intento por promover un uso eficiente del agua debe estar basado en estimaciones precisas de la Evapotranspiración (ET), la cual puede ser definida como la combinación de dos procesos separados que ocurren de manera simultánea en la naturaleza; en este proceso, el agua se pierde a través de la superficie del suelo de dos maneras: a través de la evaporación y mediante transpiración del cultivo (Allen *et al.*, 2006).

La habilidad para estimar con precisión la magnitud de este fenómeno está encaminada a determinar con mayor certeza el ciclo hidrológico; particularmente en estudios relacionados con la disponibilidad de las fuentes de agua, análisis hidrológicos, estudios agronómicos para la programación adecuada de riegos y para definir el potencial productivo de las zonas de temporal.

Sin embargo, este proceso es muy difícil de cuantificar si se pretende abarcar áreas extensas, ya que la ET es un proceso altamente variable en espacio y tiempo debido a la alta complejidad en la interacción entre el suelo, la vegetación y el clima (Mu *et al.*, 2007 e Irmak *et al.*, 2011).

Tradicionalmente la ET ha sido estimada por el producto de la evapotranspiración de referencia y un coeficiente de cultivo (K_c), el cual se determina de acuerdo al tipo de cultivo y a la etapa de desarrollo en la que se encuentre. Sin embargo este método presenta algunas limitaciones debidas al uso de los coeficientes en zonas con diferentes condiciones climáticas a las que se presentan en la región donde se generaron (Neale *et al.*, 1989), además se considera difícil estimar la etapa correcta de crecimiento en grandes áreas con diferentes tipos de cultivos y con alta variabilidad en las fechas de siembra (Allen *et al.*, 2005).

Otros métodos más sofisticados y de mayor precisión para estimar la ET son el sistema del balance de energía de la relación de Bowen y las técnicas de Eddy Covariance (Ding *et al.*, 2010) los cuales consisten en medir los flujos de energía de la superficie del suelo a la atmósfera. Estos son utilizados principalmente para hacer



comparaciones con otras técnicas (Savage *et al.*, 2009; Uddin *et al.*, 2013), validar estimaciones de otros modelos (Anderson *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2012) o para la determinación de los Kc (Sun *et al.*, 2010; Mateos *et al.*, 2012).

Sin embargo a pesar de que estos métodos ofrecen alternativas para hacer mediciones de alta precisión de ET, estas solo se realizan a nivel de parcela, por lo cual no son prácticas cuando se pretende cuantificar el consumo del agua por la ET a nivel regional, debido al alto costo que representaría hacer suficientes mediciones para realizar estimaciones precisas de ET a gran escala (Irmak *et al.*, 2011).

Ante esta limitante la información obtenida mediante sensores remotos representan una alternativa viable que provee información con alta resolución espacial y temporal mediante la cual es posible realizar estimaciones indirectas de ET.

METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) es un algoritmo desarrollado por la Universidad de Idaho que estima la ET como un residual del balance de energía a partir de imágenes de satélite (Allen *et al.*, 2007-a); este es una variante del algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) desarrollado por Bastiaanssen (1995) el cual fue realizado para cuantificar ET sobre extensas áreas estimando los flujos del balance de energía mediante el uso de sensores remotos.

METRIC ha sido utilizado en diferentes partes de mundo para estimar ET (Santos *et al.*, 2010; Folhes *et al.*, 2009; Senay *et al.*, 2011). Santos *et al.*, (2010) en Andalucía, España, compararon la ET del olivo estimada mediante este algoritmo y el del balance hídrico, encontrando un RMSE de 1.12 mm dia^{-1} . Aunque sus principales aplicaciones se han realizado en los E.U.A. para estimar ET a una escala diaria, mensual o de una estación completa, con una variedad de aplicaciones en planeación del manejo y derechos administrativos del agua (Allen *et al.*, 2005; Irmak *et al.*, 2011; Hankerson *et al.*, 2012; Mkhwanazi *et al.*, 2012).

El presente estudio tiene como objetivos principales estimar la evapotranspiración, validar el funcionamiento del METRIC, y analizar la distribución espacial y temporal



de la ET en el Distrito de Riego del Río Yaqui, Sonora, utilizando imágenes de satélite de los sensores TM y ETM+ del satélite LANDSAT.

2 OBJETIVOS, HIPÓTESIS Y SUPUESTOS

2.1 Objetivo General:

- Estimar la evapotranspiración de los cultivos en el Distrito de Riego “Rio Yaqui” (041) mediante el uso de sensores remotos.

2.2 Objetivos Específicos:

- Validar el algoritmo METRIC para estimar evapotranspiración de los cultivos
- Analizar la variación espacial y temporal de la evapotranspiración de cultivos mediante el uso de sensores remotos.
- Explorar las potencialidades del uso de las imágenes satelitales para estimar los volúmenes de agua evapotranspirados.
- Estimar la eficiencia del uso del agua a partir de ET.
- Correlacionar los índices de vegetación obtenidos de imágenes de satélite con el coeficiente de cultivo del trigo para estimar evapotranspiración.

2.3 Hipótesis

- Mediante el uso de sensores remotos, es posible obtener estimaciones precisas de la cantidad de agua utilizada en la evapotranspiración.
- El algoritmo METRIC es una alternativa viable para estimar con precisión la evapotranspiración.
- Existe una alta variabilidad espacial y temporal de la evapotranspiración, la cual es posible determinar mediante el uso de los sensores remotos.

2.4 Supuestos

- Las mediciones directas de evapotranspiración realizadas mediante la torre de Eddy Covariance se consideran exactas.



3 REVISIÓN DE LITERATURA

En el apartado de revisión se describen algunos aspectos importantes relacionados con la evapotranspiración, desde las diferentes metodologías para estimarla, así como los principales resultados que se han obtenido con la aplicación de estos métodos y se justifica el uso de sensores remotos como una alternativa viable para hacer estimaciones de alta precisión de ET.

3.1 Evapotranspiración

La evapotranspiración (ET) está reconocida como uno de los componentes más importantes que intervienen en el ciclo hidrológico (Kjaersgaard *et al.*, 2008; Savage *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2012 entre otros), y se define como la combinación de dos procesos separados que ocurren de manera simultánea en la naturaleza; en este proceso, el agua se pierde a través de la superficie del suelo de dos maneras: a través de la evaporación y mediante transpiración del cultivo (Allen *et al.*, 2006).

El fenómeno dual depende de diversos factores entre los que se mencionan: la energía disponible en la superficie, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento, así como de las características físicas del cultivo y del medio donde este se produce y, las prácticas de manejo en las que se desarrolla.

La ET es altamente variable en espacio y tiempo. Es variable en el espacio debido a las diferencias en la distribución de la precipitación, a las características de los diversos tipos de suelo y a los diferentes estratos de vegetación, mientras que la variabilidad en el tiempo se refiere a los cambios que ocurren en las condiciones climáticas, y los que el cultivo presenta a lo largo de su ciclo de desarrollo. Por lo cual es un proceso difícil de cuantificar (Mu *et al.*, 2007; Imark *et al.*, 2011) y a pesar de que se ha estudiado por un largo tiempo aún sigue existiendo incertidumbre en la precisión de las estimaciones.

A continuación se presenta una revisión general de las diferentes técnicas para estimarla, tanto mediante mediciones directas en campo como métodos indirectos basados en ecuaciones empíricas y con el apoyo de sensores remotos.



3.2 Métodos directos para estimar Evapotranspiración

Los métodos directos son aquellos que proporcionan valores de ET muy apegados a la realidad, ya que las mediciones se realizan directamente a nivel de parcela en condiciones controladas, entre ellos, se puede contar el Balance Hídrico o el Lisímetro, aunque actualmente existen algunos métodos más sofisticados para estimar ET, como el de la Relación de Bowen o la técnica de Eddy Covariance, los cuales consisten en medir los flujos de energía de la superficie del suelo a la atmósfera.

3.2.1 Método del balance hídrico

El método del balance hídrico corresponde a la aplicación del principio de la conservación de la masa o ecuación de continuidad (Sokolov y Chapman, 1981) y ha sido implementado para desarrollar un entendimiento más preciso de las interacciones que existen entre la vegetación, el suelo y la atmósfera con la finalidad de simular estas relaciones a diferentes escalas en espacio y tiempo (Mac *et al.*, 2000; Xu y Singh, 2005).

El método consiste básicamente en evaluar los flujos de entrada y salida a la zona de raíces de un estrato de vegetación durante un periodo de tiempo. Las entradas de agua al sistema son la precipitación (P), el riego (R) y flujos superficiales y sub-superficiales que entran (FSE). Mientras que las salidas están comprendidas por el escurrimiento superficial (ES), la percolación profunda (D), la capilaridad (C) y finalmente la evaporación y transpiración del sistema (ET), por lo cual, si los demás flujos aparte de la evapotranspiración pueden ser evaluados, la ET se puede deducir a partir del cambio de contenido de humedad en el suelo, ya que el proceso de ET está considerado como el más difícil de cuantificar dentro del ciclo hidrológico (Mu *et al.*, 2007; Imark *et al.*, 2011).

$$ET = P + R + FSE - ES - D - C \dots\dots\dots \text{(Ecuación 1)}$$

Uno de las principales desventajas de este método es que solo se puede usar en estimaciones de ET en periodos largos de tiempo, ya que algunos flujos como la



percolación, la capilaridad y el flujo sub-superficial son difíciles de estimar en lapsos cortos de tiempo.

3.2.2 Método del lisímetro

Un lisímetro de pesada es un contenedor generalmente de metal donde se coloca suelo y se establece vegetación representativa de un sitio, se utiliza para medir la evapotranspiración y está considerado como uno de los métodos más precisos para estimarla (Wright, 1982; Allen *et al.*, 2006). En un lisímetro de pesada se aísla una superficie que contiene a la raíz, la planta y el suelo donde este se desarrolla, con la finalidad de pesar con exactitud los diversos procesos que intervienen en el balance hídrico. Cuando se pretende implementar un lisímetro con fines de investigación es muy importante que las características de la vegetación dentro y fuera del lisímetro sean idénticas (tipo de cultivo, índice de área foliar y altura del cultivo), de lo contrario se estarán generando datos erróneos (Allen *et al.*, 2006). Los lisímetros permiten realizar mediciones directas de las pérdidas de agua de un cultivo y del suelo alrededor de este, por lo cual son ampliamente utilizados para validar otros métodos de predicción de evapotranspiración, (Schwaerzel y Bohl, 2003; Vaughan *et al.*, 2007; Evett *et al.*, 2012).

3.2.3 Método de la Relación de Bowen

En la estimación de la evapotranspiración mediante el método de la Relación de Bowen se resuelve la ecuación del balance energía, la cual considera cuatro componentes principales (Tanner, 1988).

$$R_n - G - H - LE = 0 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 2)}$$

Donde R_n es la radiación neta, LE es el calor latente de evaporación (energía consumida en el proceso de evapotranspiración), G es el flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie y el suelo, y H es el flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie y la atmósfera. Utilizando el enfoque del gradiente de flujos, el flujo de calor latente y sensible puede ser expresado como:



$$H = \beta \frac{(R_n - G)}{1 + \beta} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 3)}$$

Y

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

La Relación de Bowen ha sido ampliamente utilizado para estimar la evapotranspiración, estimación de coeficientes de cultivo (Todd *et al.*, 2000; Inman-Bamber y McGlinchey, 2003), eficiencia del uso del agua y para hacer comparaciones con otros métodos para estimar flujos de energía, (Pauwels y Samson, 2005; Savage *et al.*, 2009; Uddin *et al.*, 2013 entre otros).

3.2.4 Método de Eddy Covariance

La técnica de Eddy Covariance actualmente es utilizada para hacer estimaciones instantáneas del flujo de energía de la superficie a la atmósfera (Massman, 2000). Se pueden realizar mediciones simultáneas de los flujos de calor latente y sensible, así como el seguimiento del flujo de algunos gases (CO₂, H₂O y O₃) (Wilson *et al.*, 2001).

Los flujos de calor sensible y latente pueden ser medidos directamente mediante la correlación de las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento con las fluctuaciones del transporte escalar, además si se asume que la velocidad media del viento perpendicular a la superficie del suelo es cero, entonces se pueden expresar los flujos turbulentos como (Treza, 2002; Tasumi 2003):

$$H = \rho * C_p * w' * T' \dots \dots \dots \text{(Ecuación 5)}$$

Y

$$LE = \rho * w' * q' \dots \dots \dots \text{(Ecuación 6)}$$

Donde w' es el componente de fluctuación vertical de la velocidad del viento, T' es la desviación instantánea de la temperatura del aire del valor medio temporal, q' es la



desviación instantánea de la humedad específica del valor medio temporal. Generalmente mediciones de 10 a 15 minutos son usadas para w' , mientras que las medidas de T' y q' deben ser medidas con mayor frecuencia (Tasumi, 2003).

Eddy Covariance es una técnica micro-meteorológica confiable (Ding *et al.*, 2010) con la que se puede obtener información precisa de evapotranspiración en periodos cortos de tiempo. Estas observaciones continuamente son utilizadas para comparar los valores de ET con otros métodos (Liu *et al.*, 2012), validar las estimaciones de otros modelos (Mu *et al.*, 2007; Anderson *et al.*, 2012) y cuantificar la ET en diferentes cultivos: trigo (Burba y Verma, 2005; Kjaersgaard *et al.*, 2008), Maíz (Li *et al.*, 2008), algodón, ajo y árboles frutales (Mateos *et al.*, 2012), y plantaciones forestales (Sun *et al.*, 2010).

Sin embargo en las mediciones de los flujos con Eddy Covariance no son siempre consistentes con el principio de la conservación de la energía (Twine *et al.*, 2000) ya que algunos autores reportan sobrestimaciones en las mediciones de los flujos de calor sensible y latente (Dugas *et al.*, 1991; Baldochi *et al.*, 2000; Shuttleworth, 2007).

A pesar de que los métodos directos mencionados, ofrecen alternativas para hacer mediciones de alta precisión de ET, estas solo se hacen a nivel de parcela, por lo cual no son prácticas cuando se pretende cuantificar el consumo del agua por la ET a nivel regional, debido al alto costo que representaría realizar suficientes mediciones para realizar estimaciones precisas de ET a gran escala.

3.3 Métodos indirectos para estimar Evapotranspiración

Debido a la limitante espacial que representan las mediciones directas se han desarrollado otras técnicas para estimar indirectamente la ET en superficies extensas mediante datos reportados por estaciones climáticas o más recientemente mediante el apoyo de sensores remotos, por lo cual, a continuación se hace una revisión de los métodos indirectos más comúnmente utilizados para estimar ET a grande escala.



3.3.1 Método FAO Penman-Monteith

El método FAO Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) derivado de la modificación de John Monteith en 1965 a la ecuación desarrollada por Haward Penman en 1948, actualmente está reconocida como un método estandarizado para la estimación de la evapotranspiración de referencia.

Este método utiliza un cultivo hipotético de referencia con una altura de 0.12 m, una resistencia superficial de 70 s m^{-1} y un albedo de 0.23, la cual representa la evapotranspiración de una superficie de pasto verde a una altura uniforme y que se desarrolla sin restricciones de agua, y se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 7)}$$

Donde: ET_0 es la evapotranspiración de referencia (mm día^{-1}), R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); R_a es la radiación extraterrestre (mm día^{-1}), G es el Flujo del calor de suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). T es la temperatura media del aire a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura (m s^{-1}); e_s es la presión de vapor de saturación (kPa), e_a es la presión real de vapor (kPa), $e_s - e_a$ es el déficit de presión de vapor (kPa), Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) y γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

El método FAO Penman-Monteith reduce las imprecisiones de las ecuaciones anteriores (Penman y Penman-Monteith) y genera valores más consistentes con datos reales del uso de agua en diferentes cultivos, además de que genera valores comparables con diferentes regiones en diversos periodos de tiempo.

Posteriormente en el 2002 ASCE-EWRI presenta la ecuación llamada “Ecuación estandarizada ASCE Penman-Monteith” para estimar la evapotranspiración de referencia de dos superficies estandarizadas: un cultivo corto con una altura aproximada de 0.12 m (similar al pasto) y un cultivo alto con una altura aproximada de 0.50 m (similar a la alfalfa):



$$ET_{ref} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + C_d U_2)} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 8)}$$

Donde: ET_{ref} es la evapotranspiración de referencia de una superficie estandarizada de un cultivo de pasto (ET_0) o uno alfalfa (ET_r) expresada en mm/día o en mm/hora. C_n y C_d son constantes que cambian con el cultivo de referencia y el lapso de tiempo considerado.

Los valores para C_n y C_d se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 1. Valores para C_n y C_d

Lapso de tiempo	Cultivo de referencia			
	ET0		ETr	
	Cn	Cd	Cn	Cd
Mensual/Diario	900	0.34	1600	0.38
Horario (durante el día)	37	0.24	66	0.25
Horario (durante la noche)	37	0.96	66	1.7

Fuente: ASCE-EWRI (2002)

3.3.2 Método del coeficiente de cultivo (K_c)

Tradicionalmente la evapotranspiración actual de un cultivo se obtiene al multiplicar la evapotranspiración de referencia (pasto o alfalfa) por un coeficiente de cultivo (K_c), el cual depende de las características particulares de cada cultivo y las condiciones en las que este se desarrolle:

$$ET_c = ET_0 * K_c \dots\dots\dots \text{(Ecuación 9)}$$

La mayoría de los efectos de los diferentes factores meteorológicos se encuentran incorporados en la estimación de ET_0 mientras que el K_c varía en relación a 4 características principales: La altura, el albedo y la resistencia del cultivo y la evaporación que ocurre en el suelo. La altura del cultivo determina la resistencia aerodinámica, el albedo el valor de la radiación neta (R_n) de la superficie, la cual constituye la fuente principal de energía para el proceso de evapotranspiración, la



resistencia del cultivo está relacionada con la apertura de los estomas, y la evaporación del suelo está influenciada con la resistencia de la superficie (Allen *et al.*, 1998).

El valor de K_c puede ser estimado como un coeficiente único de cultivo, el cual integra un promedio de la evaporación en el suelo y la transpiración del cultivo, o como un coeficiente dual del cultivo, donde el valor de la evaporación del suelo y la transpiración se estiman por separado:

$$K_c = K_{cb} + K_e \dots \dots \dots \text{(Ecuación 10)}$$

Donde: K_{cb} es el coeficiente basal del cultivo y K_e es el coeficiente de evaporación del suelo.

El método del coeficiente dual del cultivo, también incluye un coeficiente de estrés (K_s), en el cual se considera el efecto del estrés de la planta cuando esta no se encuentra en condiciones óptimas de desarrollo (plagas, enfermedades, sequía, salinidad etc).

Este mejora la estimación de valores de K_c , particularmente para programación de riego a nivel de parcela, debido a que el contenido de agua en el suelo es muy dinámico en espacio y tiempo (Sing e Imark, 2009).

Sin embargo el uso de coeficiente de cultivo presenta limitaciones cuando son usados en condiciones edáficas y climáticas diferentes a las que se presentan en la región donde se desarrollaron (Neale *et al.*, 1989). Además se considera difícil estimar la etapa correcta de crecimiento en grandes áreas con diferentes tipos de cultivos y con alta variabilidad en las fechas de siembra (Allen *et al.*, 2005). Otra limitante de los coeficientes de cultivo es que siempre son estimados bajo condiciones ideales de desarrollo, lo cual en la práctica difícilmente se presentará. Estas limitaciones incrementan cuando se pretende estimar la ET para una gran región agrícola o una cuenca hidrológica completa, ya que se requeriría conocer a detalle las condiciones específicas, como el tipo de cultivo, fecha de siembra, condición de estrés y la etapa fenológica de cada una de las parcelas y de la



vegetación en general en el caso de las cuencas (Tasumi *et al.*, 2005; Sing e Imark, 2009).

Ante esta limitante los sensores remotos representan una alternativa viable que provee información con alta resolución espacial y temporal mediante la cual es posible realizar estimaciones de ET.

3.4 Estimación de ET mediante Sensores Remotos

En las últimas décadas se han desarrollado diferentes métodos para hacer estimaciones de la ET empleando imágenes de satélite, con el objetivo principal de resolver la limitante espacial que los métodos directos presentan. A continuación se presenta una revisión general de los principales métodos empleados actualmente para estimar ET mediante sensores remotos

3.4.1 Métodos Empíricos

La relación simple de la temperatura de la superficie del suelo con el balance de energía ha sido utilizada para hacer estimaciones de ET en extensas áreas (Carlson y Buffum, 1989; Sandholt y Andersen, 1993; Anderson *et al.*, 1997). Este método desarrollado por Jackson *et al.*, (1977) citado por Courault *et al.*, (2005), asume que es posible relacionar la ET diaria (ET_d) con la diferencia instantánea de la temperatura de la superficie (T_s) y la temperatura del aire (T_a) $(T_s - T_a)_i$:

$$ET_d = R_n + A - B(T_s - T_a)_i \dots \dots \dots \text{(Ecuación 11)}$$

Donde A y B son coeficientes de una regresión estadística específicos para cada sitio. La T_s se obtiene de mediciones realizadas mediante sensores remotos con la banda térmica después de haber realizado correcciones atmosféricas. El método asume que la relación H/R_n es constante a lo largo del día y que el valor diario del flujo del calor del suelo es despreciable ($G = 0$) (Courault *et al.*, 2005).

Si tanto la R_n como la T_s se pueden obtener mediante sensores remotos, el problema de la representatividad espacial lo enfrenta únicamente la medición de la temperatura del aire que es obtenida de una estación meteorológica, por lo cual es



necesario utilizar métodos geoestadísticos para hacer interpolaciones de esta variable.

Posteriormente Seguin e Itier (1983) propone una modificación a la ecuación 11 de Jackson *et al.*, (1977), la cual se expresa de la siguiente manera:

$$ET_d = R_n - B(T_s - T_a)^n \dots\dots\dots \text{(Ecuación 12)}$$

Donde el exponente n depende de las condiciones de estabilidad atmosféricas, (1 para condiciones estables o neutras y 1.5 para condiciones de inestabilidad) mientras que B depende de la rugosidad de la superficie y de la velocidad del viento. Los autores sugieren que es inaceptable la imposición de un solo valor para estos coeficientes en diferentes condiciones climáticas, aunque los valores de B pueden elegirse de acuerdo a ciertas características generales de la rugosidad de la superficie, estabilidad atmosférica y el tipo de vegetación.

Carlson y Buffum (1989) desarrollaron un modelo para analizar la respuesta de los coeficientes B y el exponente n en diferentes condiciones de rugosidad, tipos de vegetación y velocidad del viento. Propusieron medir la temperatura del aire y la velocidad del viento a una altura de 50 m, asumiendo que a este nivel las condiciones atmosféricas son más estables.

Por otro lado Rivas y Caselles (2004) plantean una simple ecuación para estimar ET_0 a partir de la temperatura de la superficie estimada mediante sensores remotos y datos meteorológicos. El método está basado en la parametrización de las condiciones meteorológicas mediante dos coeficientes (a y b), los cuales son una presentación simplificada de la ecuación de Penman-Monteith:

$$ET_{0_{Ts}} = aT_s + b \dots\dots\dots \text{(Ecuación 13)}$$

Donde el parámetro a representa la media de la emisión de una superficie de referencia con condiciones atmosféricas específicas de cada sitio, mientras que el parámetro b cuantifica la media del efecto aerodinámico en una superficie hipotética que recibe una cantidad determinada de radiación solar. Estos dos parámetros son



específicos de cada sitio y son calculados usando datos meteorológicos provenientes de estaciones convencionales.

Otro método simple para hacer estimaciones de ET mediante sensores remotos es el conocido como “el método del triángulo” el cual relaciona la temperatura de la superficie con el índice de vegetación de diferencias normalizadas (T_s - NDVI). Este método ha sido aplicado para hacer estimaciones de ET (Carlson y Buffum ,1989; Jiang e Islam, 2001; Stisen *et al.*, 2008) en diferentes lugares del mundo con resultados satisfactorios.

3.4.2 Relación entre índices de vegetación (IV) y Evapotranspiración (ET)

Los sensores remotos actualmente son utilizados para medir algunas variables claves relacionadas a la fenología de la plantas (Bastiaanssen *et al.*, 2000) mediante las cuales es posible monitorear el desarrollo espacial y temporal de las mismas, a través del desarrollo de índices de vegetación (IV), debido a las características específicas de reflectancia que presentan los estratos de vegetación, ya que la reflectancia del follaje es muy baja en la parte visible, la irradianza solar es máxima (la luz solar es absorbida para la fotosíntesis); en el infrarrojo cercano (IRC) el follaje tiene una alta reflectancia con una transición muy rápida entre el rojo y el IRC en 750 nm, lo cual es completamente diferente de la reflectancia del suelo (material del fondo) contra el cual usualmente se observan las hojas. Por su parte, la reflectancia del suelo se incrementa gradualmente conforme aumenta la longitud de onda sobre la misma región, aunque la reflectancia absoluta varía con el tipo de suelo y su contenido de humedad (Schowengerdt, 1997).

Estas propiedades de la reflectancia en la vegetación han sido utilizadas para desarrollar diferentes índices de vegetación. Uno de los más simples es el conocido como la relación simple (SR) de la banda roja e infrarroja (Jensen, 2000):

$$SR = \frac{NIR}{R} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 14)}$$



Donde: NIR y R son la reflectancia de la banda del infrarrojo cercano y de la banda roja, respectivamente.

Uno de los más comúnmente utilizados es el desarrollado por Tucker (1979), conocido como índice de vegetación de diferencias normalizadas (NDVI):

$$NDVI = \frac{NIR-R}{NIR+R} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 15)}$$

Posteriormente Huete (1988) desarrolló un índice similar al NDVI conocido como índice de vegetación ajustado para suelo (SAVI) por sus siglas en inglés, el cual intenta substraer los efectos de humedad y color del suelo:

$$SAVI = \frac{(1+L)(NIR-R)}{(NIR+R+L)} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 16)}$$

Donde L es una constante que generalmente adquiere el valor de 0.5.

Otro indicador utilizado es el Índice de Área Foliar (LAI) por sus siglas en inglés, el cual es un indicador de biomasa y de la resistencia del follaje al flujo de vapor de agua. Mediante sensores remotos LAI es comúnmente calculado a partir de SAVI (Ecuación 16), Bastiaanssen (1998) propone la siguiente ecuación:

$$LAI = -\frac{\ln\left[\frac{c_1-SAVI}{c_2}\right]}{c_3} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 17)}$$

Donde c_1 , c_2 y c_3 son constantes empíricas de cada cultivo.

En diferentes estudios se han utilizado estos índices para hacer estimaciones de ET, debido a que con ellos es posible monitorear el desarrollo de los cultivos, por lo cual han sido ampliamente utilizados para hacer relaciones directas con los K_c , en trigo (Garatuza y Watts, 2003; Hunsaker *et al.*, 2005; Palacios *et al.*, 2011), en maíz (Baush y Neale, 1987), frijol (Jayanti *et al.*, 2001) y en Algodón (Hunsaker *et al.*, 2003).

Garatuza y Watts (2003) motivados por la hipótesis de que los factores que afectan los IV son los mismos que influyen los K_c , desarrollaron un estudio en una



superficie de 80 hectáreas de trigo ubicadas dentro del Distrito de Riego Río Yaqui en Sonora, para determinar la factibilidad de estimar los K_c mediante el uso de sensores remotos.

Utilizaron un modelo de exponencial negativo con tres parámetros para ajustar las mediciones de los IV a las estimaciones de los K_c :

$$K_{ccv} = a(1 - e^{-b*IV}) + c \dots \dots \dots \text{(Ecuación 18)}$$

Donde: K_{ccv} es el K_c estimado, IV es el índice de vegetación (para este caso se utilizó el SAVI), mientras que los coeficientes a , b y c son parámetros de la regresión.

Al comparar los valores de ET estimados mediante el uso de sensores remotos y el estimado a través de torres de Eddy Covariance demuestran que la ET puede ser estimada con precisión mediante el uso de sensores remotos ya que obtuvieron una $R^2 = 0.7765$ con errores de alrededor de 1 mm día^{-1} .

De igual manera Palacios *et al.*, (2011) desarrollaron una investigación en los Distritos de Riego Costa Hermosillo, Río Mayo y Río Yaqui, en el estado de Sonora, con la finalidad de evaluar la efectividad de las láminas de riego aplicadas en diferentes parcelas de trigo, mediante el apoyo de sensores remotos para estimar K_c .

Realizaron mediciones de ET en diferentes parcelas de trigo mediante torres de Eddy Covariance, posteriormente la relacionaron con la ET_0 medida a través de una estación meteorológica y de esta manera obtuvieron el valor de K_c :

$$\frac{ET}{ET_0} = K_c \dots \dots \dots \text{(Ecuación 19)}$$

Con la finalidad de hacer una estimación diaria del K_c , ajustaron 8 valores de NDVI a una función cúbica para poder tener un valor diario de este índice ($NDVI_d$). Finalmente propusieron un modelo mediante el cual es posible obtener el valor diario de K_c (K_{cd}) a partir de NDVI:



$$K_{cd} = 1.1478 * NDVI_d + 0.1716..... \text{ (Ecuación 20)}$$

Concluyeron que mediante el uso de sensores remotos es posible hacer estimaciones de Kc en áreas extensas, ya que en el modelo propuesto obtuvieron una $R^2 = 0.7431$. Señalan que este modelo está diseñado para cultivos anuales principalmente.

Otro estudio similar con el cultivo de trigo fue el desarrollado por Hunsaker *et al.*, (2005) en Maricopa, Arizona, El Kc fue modelado usando una función poli-nominal de tercer orden con el NDVI, obtuvieron un grado de correlación de 90%, mientras que las diferencias en las estimaciones para todo el ciclo de desarrollo del trigo variaron entre - 5 y 3%.

Con el objetivo de desarrollar valores de Kc mediante sensores remotos para los principales cultivos del centro-sur del estado de Nebraska (Maíz, soya, sorgo y alfalfa), Singh e Irmak (2009), desarrollaron una investigación en la cual, al igual que Palacios *et al.*, (2011), relacionaron la ET del cultivo (ET_c) estimada mediante la relación de Bowen con la ET_0 estimada mediante datos meteorológicos, a partir del método de la ASCE-PM, para una parcela de maíz, con la cual validaron las estimaciones de otras parcelas con este mismo cultivo, mientras que para la validación con otros cultivos utilizaron mediciones realizadas por Irmak e Irmak (2008), Irmak *et al.*, (2008); Irmak y Muiibwa (2008).

Los resultados alcanzados son muy prometedores ya que se encontró una muy buena relación entre el NDVI y el Kc para todos los cultivos excepto para la alfalfa, mientras que el grado de correlación entre las mediciones de ET con la relación de Bowen y la estimada mediante sensores y ET_r remotos fue de 0.74 y una raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RMSE, por sus siglas en Ingles) de 0.21. Los autores concluyen que este método puede ser muy útil en la estimación de la ET en grandes escalas, utilizando los Kc estimados mediante sensores remotos y la ET_0 .



3.5 El algoritmo METRIC

METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) es un algoritmo desarrollado por la Universidad de Idaho que estima la ET como un residual del balance de energía a partir de imágenes de satélite (Allen *et al.*, 2007a). Este es una variante del algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) desarrollado por Bastiaanssen (1995) para cuantificar, mediante el uso de sensores remotos, ET sobre extensas áreas a partir de los flujos del balance de energía.

La principal ventaja de SEBAL es que para resolver el balance de energía utiliza un gradiente de la temperatura cercana a la superficie (dT), el cual es relacionado con la temperatura radiométrica de la superficie (T_s), con lo que se elimina la necesidad de realizar una calibración absoluta para la T_s . Dicha calibración ha sido el mayor impedimento cuando se pretende estimar ET mediante sensores remotos. METRIC usa la técnica de SEBAL para estimar dT , de tal manera que se elimina la necesidad de hacer estimaciones de la temperatura y velocidad del aire a diferentes alturas, para poder calcular el flujo de calor sensible (H) en diferentes condiciones atmosféricas. A continuación se realiza una revisión general de las bases teóricas del funcionamiento de los dos algoritmos (Allen *et al.*, 2011).

3.5.1 Bases Teóricas de METRIC

Las bases teóricas para desarrollar SEBAL son descritas con mayor detalle por Bastiaanssen *et al.*, (1998); mientras que las bases teóricas del funcionamiento de METRIC las describe Allen *et al.*, (2007a).

En ambos algoritmos la ET es calculada a partir de imágenes de satélite y datos climáticos usando un balance de energía de la superficie. Las imágenes satelitales proveen información solamente al tiempo en que pasa el satélite, por lo cual se obtiene un valor instantáneo de ET al momento de la toma de la imagen. Esta es calculada para cada uno de los píxeles de la imagen como un residual de la



ecuación 2 del balance de energía y donde la energía utilizada para el proceso de evaporación se estima de la siguiente manera:

$$LE = R_n - G - H \dots \dots \dots \text{(Ecuación 21)}$$

Donde: LE es el flujo de calor latente ($W m^{-2}$), R_n es el flujo de radiación neta en la superficie ($W m^{-2}$), y H es el flujo de calor sensible ($W m^{-2}$). LE es convertido en un valor de evapotranspiración al dividirlo por el calor latente de vaporización y queda expresada como una lámina de agua por tiempo.

La energía absorbida por el follaje y por el proceso de fotosíntesis es generalmente un porcentaje muy bajo, por lo cual son ignorados en la Ecuación 21 (Allen *et al.*, 2011). A continuación se describe de manera general las ecuaciones utilizadas para estimar cada uno de los componentes del balance de energía.

3.5.2 Radiación Neta (R_n).

El flujo de radiación neta (R_n) representa la energía radiante actual disponible en la superficie que es repartida en los flujos H, G y LE. Es calculada restando todos los flujos radiantes de salida de todos los flujos radiantes de entrada incluyendo la radiación solar y térmica:

$$R_n = R_s - \alpha R_s + R_L - R_{Ls} - (1 - \xi_0) R_L \dots \dots \dots \text{(Ecuación 22)}$$

Donde: R_s es la radiación solar, es decir, la radiación de onda corta (W/m^2) que llega a la superficie, α es el albedo de la superficie (adimensional); R_L es la radiación de onda larga que llega a la superficie ($W m^{-2}$), R_{Ls} es la radiación de onda larga que sale de la superficie ($W m^{-2}$), y ξ_0 es la emisividad térmica de la superficie (adimensional). El término final de la Ecuación 22 $(1 - \xi_0) R_L$, representa la fracción de la radiación de entrada de onda larga que es reflejada de la superficie. R_s es estimada como una función del tiempo, día del año, pendiente y aspecto del terreno y asumiendo condiciones de cielo despejado.

En la Ecuación 22, la cantidad de radiación de onda corta (R_s) que queda disponible en la superficie está en función del albedo (α), el cual es un coeficiente de reflexión



definido como la relación del flujo de energía radiante reflejado por el flujo de energía radiante incidente sobre el espectro solar. La reflectancia bidireccional en el tope de la atmósfera ($\rho_{t,b}$) se convierte a reflectancia de la superficie ($\rho_{s,b}$), la cual es necesaria para estimar el albedo de la superficie. Es necesario realizar corrección atmosférica a la estimación de la reflectancia y generalmente se utiliza el algoritmo reportado por Tasumi *et al.*, (2008).

La radiación de salida de onda larga (R_{LS}) emitida desde la superficie depende directamente de la temperatura y de la emisividad de la superficie. R_{LS} es calculada utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{LS} = \varepsilon_0 * \sigma * T_s^4 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 23)}$$

Donde: ε_0 es la emisividad de la superficie (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 * 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) y T_s es la temperatura de la superficie (K). Generalmente la emisividad de la superficie es calculada en los dos algoritmos utilizando ecuaciones empíricas basadas en el índice de área foliar.

La temperatura de la superficie se calcula utilizando la ecuación de Plank, realizando correcciones atmosféricas y de la emisividad de la superficie, a través de la corrección de la radianza de la superficie (R_c) basados en la radiación de la banda térmica, la R_c se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$R_c = \frac{L_{t,6} - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \varepsilon_{NB})r_{sky} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 24)}$$

Donde $L_{t,6}$ es la radianza espectral de la banda 6 de LANDSAT ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) R_p es la radiación térmica emitida de la atmósfera en dirección al satélite en la banda de los $10.4-12.5\mu m$ ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), R_{sky} es la radiación térmica de la atmósfera hacia la superficie en condiciones de cielo despejado ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) y τ_{NB} es la transmisividad del aire en el rango ($10.4-12.5\mu m$). Las unidades para R_c son: $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$. Los valores de R_p y τ_{NB} son mejorados a través del uso de modelos de simulación de la transferencia de la radiación atmosférica como el MODTRAN. Allen (2007a) sugiere los siguientes valores $R_p = 0.91$, $\tau_{NB} = 0.866$ y $R_{sky} = 1.32$ para



condiciones de baja presencia de aerosoles, basados en aplicaciones del MODTRAN.

Radiación de entrada de onda larga (R_L). R_L es el flujo de radiación térmica de entrada originado en la atmósfera ($W m^{-2}$) y es tradicionalmente calculado en SEBAL y METRIC utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_L = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 25)}$$

Donde ε_a es la emisividad atmosférica (adimensional) y T_a es la temperatura del aire cercana a la superficie (K). Bastiaanssen (1995) desarrollo una ecuación empírica que ha sido aplicada en METRIC usando coeficientes desarrollados por Allen *et al.*, (2000):

$$\varepsilon_a = 0.85(-\ln\tau_{sw})^{0.09} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 26)}$$

Donde τ_{sw} es la transmisividad atmosférica para la radiación de onda corta. El parámetro T_a está altamente relacionado con la temperatura atmosférica radiométrica. En algunas aplicaciones de SEBAL y METRIC, la T_s de cada pixel de la imagen ha sido utilizada como sustituto de T_a en la Ecuación 25, lo cual sugiere que la radiación de entrada de onda larga varía a través de la imagen en proporción a la temperatura de la superficie.

3.5.3 Flujo de calor del suelo (G).

El flujo de calor del suelo es la tasa de calor almacenada en el suelo y la vegetación debido a la conducción, se calcula en base al índice de área foliar y a la radiación neta. Generalmente G ha sido estimada en SEBAL y METRIC como la relación de G/R_n por una ecuación desarrollada por Bastiaanssen (2000) la cual representa valores cercanos al medio día:

$$\frac{G}{R_n} = (T_s - 273.15)(0.0038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98NDVI^4) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 27)}$$



En METRIC se ha utilizado una alternativa diferente desarrollada por Tasumi (2003) para cultivos de riego en Idaho:

Si $LAI \geq 0.5$

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18 * e^{-0.521*LAI} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 28)}$$

Si $LAI \leq 0.5$

$$\frac{G}{R_n} = 1.8 * \frac{T_s - 273.15}{R_n} + 0.084 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 29)}$$

Donde: T_s es la temperatura de la superficie en °K, LAI es el índice de área foliar, R_n es la radiación neta.

3.5.4 Flujo de calor sensible (H).

En ambos algoritmos SEBAL y METRIC, H ($W m^{-2}$) es estimado mediante una función aerodinámica:

$$H = \rho_{air} * C_p * \frac{dT}{r_{ah,1,2}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 30)}$$

Donde: ρ_{air} es la densidad del aire ($kg m^{-3}$), C_p es el calor específico del aire a presión constante ($1004 J kg^{-1} K^{-1}$), dT es la diferencia de temperatura (K) entre dos alturas cercanas a la superficie, z_1 y z_2 (generalmente 0.1 y 2 m.), r_{ah} = Resistencia aerodinámica al transporte de calor ($s m^{-1}$). En el cálculo de $r_{ah,1,2}$ se utiliza la velocidad del viento extrapolada de una altura por encima de la superficie (típicamente de 100 a 200 m) y un sistema iterativo de corrección de la estabilidad basado en las funciones de Monin-Obuknov (Allen *et al.*, 1996).

La diferencia de temperatura (dT) es definida como $dT = T_{z1} - T_{z2}$ donde: T_{z1} y T_{z2} son las temperaturas del aire a dos alturas, z_1 y z_2 para un pixel en particular. Los valores absolutos actuales para la temperatura del aire de cada pixel son desconocidos, incluyendo valores explícitos para T_{z1} y T_{z2} . Sin embargo para



calcular el valor de dT Bastiaanssen (1995) encontró una fuerte relación lineal con la temperatura radiométrica de la superficie (T_s):

$$dT = a + bT_{S \text{ datum}} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 31)}$$

Donde a y b son constantes determinadas empíricamente para cada imagen de satélite, y $T_{S \text{ datum}}$ es la temperatura de la superficie ajustada por altitud para cada pixel mediante el uso de un modelo de elevación digital.

Allen (2007a) sugiere que asumiendo una temperatura constante por encima de los 100 a 200 m, la temperatura es casi independiente de H , y con todos los efectos de inestabilidad incorporados $r_{ah,1,2}$ en la Ecuación 30 se sugiere que dT y T_s serán altamente proporcionales a H para una condición aerodinámica fija.

METRIC difiere de aplicaciones previas de SEBAL principalmente en como la función de H es calibrada para cada imagen de satélite en específico, donde METRIC utiliza la ET de referencia horaria como un modo de calibración, mientras que SEBAL usa la radiación neta (R_n).

En ambos algoritmos los valores para $r_{ah,1,2}$ son calculados entre dos alturas z_1 y z_2 . El valor de $r_{ah,1,2}$ esta altamente influenciado por el empuje en la capa límite impulsada por la tasa del flujo de calor sensible. Debido a que ambos valores ($r_{ah,1,2}$ y H) son desconocidos en cada pixel, se requiere utilizar una solución iterativa. Durante la primera iteración $r_{ah,1,2}$ es calculado asumiendo estabilidad neutral.

$$r_{ah,1,2} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 32)}$$

Donde z_1 y z_2 son alturas por encima de la superficie, u_* es la fricción de la velocidad ($m \text{ s}^{-1}$) y k es la constante de Von Karman (0.41). La fricción de velocidad u_* es calculada durante la primera iteración utilizando la ley logarítmica del viento para condiciones atmosféricas neutrales:

$$u_* = \frac{k u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 33)}$$



Donde u_{200} es la velocidad del viento ($m\ s^{-1}$) a una altura de 200 m, z_{0m} es la longitud momentánea de la rugosidad (m). La velocidad del viento a 200 m por encima de una estación meteorológica es calculada mediante la siguiente expresión:

$$u_{200} = \frac{u_w \ln\left(\frac{200}{z_{0mw}}\right)}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0mw}}\right)} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 34)}$$

Donde u_w es la velocidad del viento medida en una estación meteorológica a una altura z_x sobre la superficie y z_{0mw} es la longitud de la rugosidad para la superficie de la estación climática. El valor u_{200} es constante para toda la imagen, esta asunción es requerida para la relación constante entre dT y T_s a través de toda la imagen.

En METRIC la longitud momentánea de la rugosidad z_{0m} es estimada para cada pixel de acuerdo al tipo de uso de suelo o a la cantidad de vegetación. En áreas agrícolas, z_{0m} , es proporcional y es además calculado como una función del IAF, para cultivos agrícolas de porte bajo de menos de 1 m de altura, utilizando una relación propuesta por Tasumi (2003):

$$z_{0m} = 0.018\ LAI \dots\dots\dots \text{(Ecuación 35)}$$

Soluciones iterativas para $r_{ah,1,2}$. Para las siguientes iteraciones para la solución de H es necesario hacer una corrección al valor de u_* :

$$u_* = \frac{u_{200}\ k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200\ m)}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 36)}$$

Donde $\Psi_{m(200\ m)}$ es la corrección momentánea a la estabilidad de transporte a 200 m (Ecuación 39 o 45) un valor corregido $r_{ah,1,2}$ es calculado para cada iteración como:

$$r_{ah,1,2} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_*\ k} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 37)}$$



Donde $\Psi_{h(z_2)}$ y $\Psi_{h(z_1)}$ son correcciones de estabilidad al transporte de calor a las alturas z_1 y z_2 (ecuaciones (40 o 41) o (46 o 47)) las cuales son actualizadas en cada iteración.

Correcciones de la estabilidad. La longitud Monin-Obukhov (L) define las condiciones de estabilidad de la atmósfera en el proceso iterativo. L es la altura a la cual la fuerza de empuje y el mezclado del aire son iguales y es calculado en función del calor y al flujo momentáneo:

$$L = \frac{\rho_{air} c_p u_*^3 T_s}{K g H} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 38)}$$

Donde: g es la aceleración de la gravedad (9.807 m s^{-2}). Los valores de la corrección de estabilidad momentánea y del transporte de calor (Ψ_m y Ψ_h) son calculados usando las formulaciones propuestas por Paulson (1970) y Webb (1970). Cuando $L < 0$ el límite más bajo de la atmósfera es inestable, y cuando $L > 0$, el límite es estable.

Cuando $L < 0$:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(200m)}) + 0.5\pi \dots \text{(Ecuación 39)}$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2} \right) \dots \dots \dots \text{(Ecuación 40)}$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(0.1m)}^2}{2} \right) \dots \dots \dots \text{(Ecuación 41)}$$

Donde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 42)}$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 43)}$$



$$x_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L}\right)^{0.25} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 44)}$$

Y cuando las condiciones son estables ($L > 0$):

$$\Psi_{m(200 m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 45)}$$

$$\Psi_{m(2 m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 46)}$$

$$\Psi_{m(0.1 m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L}\right) \dots\dots\dots \text{(Ecuación 47)}$$

En la Ecuación (44) se utilizan los valores de 2 m mejor que los de 200 para z porque se asume que sobre condiciones estables, la altura de la estabilidad de la inercia se consigue a unos pocos metros sobre la superficie.

3.5.5 Calibración mediante condiciones extremas

En METRIC el balance de energía se calibra internamente para dos condiciones extremas, pixeles húmedos (pixel frío) y secos (pixel caliente), a través de datos meteorológicos. La auto calibración se realiza para cada imagen usando datos horarios de la ET de referencia de la alfalfa (ET_r). La calibración interna del flujo de calor sensible mediante SEBAL y METRIC y el uso del gradiente de temperatura, eliminan la necesidad de realizar una corrección atmosférica de la temperatura de la superficie (T_s) y de la reflectancia, medidos usando modelos de transferencia radiactiva (Tasumi *et al.*, 2005).

En aplicaciones tradicionales de SEBAL, los parámetros a y b de la Ecuación 47 son calculados ajustando $dT = 0$ para una T_s igual a la temperatura de la superficie de un cuerpo de agua local y donde SEBAL asume que $H = 0$. Mientras que en METRIC para determinar dT_{hot} (gradiente de temperatura del pixel seco o caliente), se utiliza un balance de agua en el suelo, como el presentado por Allen *et al.*, (1998), para confirmar que realmente la $ET = 0$ o para asignar un valor diferente de cero en caso de que exista evaporación por parte del suelo, debido a precipitación antecedente, en METRIC se estima mediante la siguiente ecuación:



$$H_{hot} = (R_n - G)_{hot} - LE_{hot} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 48)}$$

Mientras que el flujo de calor sensible del pixel húmedo “pixel frío” se define en METRIC como:

$$H_{cold} = (R_n - G)_{cold} - LE_{cold} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 49)}$$

Donde los términos son los mismos que los de la Ecuación (21) pero específicamente para el “pixel caliente” y para el “pixel frío”.

Experiencias en Idaho muestran que el “pixel frío” corresponde a un pixel que se encuentre en un campo agrícola húmedo, con completa cobertura, (índices de área foliar > 4) presentan tasas de ET que son típicamente superiores en 5% a la ET de referencia de un cultivo de alfalfa.

El gradiente de temperatura del “pixel frío”, dT_{cold} , es calculado utilizando la inversa de la Ecuación (31):

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} r_{ah\ cold}}{\rho_{air\ cold} c_p} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 50)}$$

Donde $r_{ah\ cold}$ es calculado para la rugosidad y condiciones de estabilidad del pixel frío y $\rho_{air\ cold}$ es calculada en el “cold pixel”.

Los coeficientes a y b son determinados usando los dos pares de valores de dT y T_s :

$$b = \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{s\ datum\ hot} - T_{s\ datum\ cold}} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 51)}$$

Y

$$a = dT_{hot} - bT_{s\ datum\ hot} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 52)}$$

Donde $T_{s\ datum\ hot}$ y $T_{s\ datum\ cold}$ son las temperaturas de las superficies de los pixeles “calientes” y “fríos” respectivamente, ajustados a una elevación para cada pixel de la imagen usando un modelo de elevación digital. En superficies planas no es necesario utilizar un modelo de elevación digital, por lo cual los coeficientes de “a”



y “b” pueden ser estimados mediante una hoja de cálculo. El proceso iterativo se repite hasta que los valores para dT_{hot} y $r_{ah,1,2}$ para el “pixel caliente” hayan sido estabilizados.

3.5.6 Calibración mediante Evapotranspiración de Referencia

METRIC utiliza la ecuación estandarizada ASCE Penman-Monteith para estimar la evapotranspiración de referencia de la alfalfa (ASCE-EWRI, 2002), para calibrar el balance de energía, la ET_r es utilizada para aproximar a la ET de la condición del “pixel frío” debido a que METRIC puede ser aplicado sin necesidad de una clasificación de cultivos.

Cada imagen de satélite es auto calibrada durante el proceso de METRIC usando la ET_r , calculada usando datos horarios (Anexo 1) donde $LE_{cold} = 1.05 ET_r \lambda$. (λ = Calor latente de vaporización), El calor sensible (H_{cold}) de la Ecuación 49 es entonces utilizado en la Ecuación 50 para derivar los coeficientes de las ecuaciones 51 y 52, para finalmente obtener una función general para estimar dT para todos los pixeles de la imagen.

3.5.7 Flujo de calor latente (λE) y Evapotranspiración (ET)

El flujo de calor latente es la cantidad de calor perdido por la superficie debido a la evapotranspiración. Este término se calcula para cada pixel como un residuo del balance de energía (Ecuación 21), siendo λE un valor instantáneo para el momento en que el satélite toma la imagen ($W m^{-2}$).

Para obtener un valor instantáneo de evapotranspiración, en términos de altura de agua evaporada, se divide λE entre el calor latente de vaporización λ , que es la cantidad de energía necesaria para vaporizar la unidad de masa de agua ($J Kg^{-1}$), y que depende de la temperatura.

$$ET_{ins} (mm h^{-1}) = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \dots\dots\dots (Ecuación 53)$$



Donde: ET_{ins} es el valor instantáneo de ET, el término 3600 es para expresar el término de ET en ($mm\ h^{-1}$), y λ es el calor latente de vaporización ($J\ kg^{-1}$), el cual representa el calor necesario para evaporar un Kg de agua:

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] * 10^6 \dots\dots\dots \text{(Ecuación 54)}$$

La fracción de la evapotranspiración ETrF que es un término equivalente al coeficiente del cultivo $K_{c\ act}$ se obtiene como la relación entre la evapotranspiración instantánea calculada y la evapotranspiración de referencia, obtenida mediante parámetros climáticos para el momento en que se toma la imagen.

$$K_{c\ act} = \frac{ET_{ins}}{ET_r} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 55)}$$

Para este cálculo cada pixel de la imagen tendrá un valor distinto de ET_{ins} pero todos tendrán el mismo valor de ET_r , procedente de los datos de las estaciones climáticas utilizadas (Anexo 1).

Con fines de realizar un balance hidrológico la evapotranspiración diaria es más útil que la horaria, por lo que en METRIC se calcula la evapotranspiración diaria asumiendo que $K_{c\ act}$ se mantiene aproximadamente constante durante las 24 horas del día (Shuttleworth *et al.*, 1989).

En METRIC la evapotranspiración diaria (ET_{24}) se obtiene para cada pixel de la imagen del satélite como:

$$ET_{24}(mm\ dia^{-1}) = K_{c\ act} * ET_{r, 24} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 56)}$$

Donde $ET_{r, 24}$ es la evapotranspiración de referencia acumulada diaria, obtenida sumando los valores de ET_r horarios para el día en que el satélite captó la imagen (Allen, *et al.*, 2007b).

Mientras que en SEBAL se utiliza un término denominado, fracción evaporativa (EF), que es similar al término (ETrF o $K_{c\ act}$) utilizado en METRIC, se obtiene mediante la siguiente ecuación:



$$EF = \frac{ET_{ins}}{R_n - G} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 57)}$$

Donde ET_{ins} , R_n y G tienen las mismas unidades y representan el mismo periodo, finalmente la $ET_{24}(mm \text{ día}^{-1})$ en SEBAL es estimada para cada pixel de la imagen como:

$$ET_{24} = (Ef)(R_{n24}) \dots \dots \dots \text{(Ecuación 58)}$$

Sin embargo en la mayoría de las aplicaciones en la planeación del manejo del agua se requieren estimaciones anuales o temporales de la ET. El cálculo temporal de la ET basado en sensores remotos presenta ciertas limitantes debido a la resolución temporal de los satélites y a la adquisición de imágenes libres de nubosidad; por lo cual se hace necesario implementar métodos para interpolar la estimación instantánea de la ET a una estimación diaria, así como esta interpolarla o extrapolarla o una estimación temporal (Ramesh *et al.*, 2011).

3.6 Aplicaciones del algoritmo SEBAL

SEBAL ha sido utilizado para realizar estimaciones de ET en diferentes condiciones climáticas, a nivel de parcela o a escala regional en más de 30 países alrededor del mundo (E.U.A., Egipto, España, Kenia, Francia, China, Nigeria, Italia, Argentina, Pakistán, Zambia, entre otros) con precisiones típicas de 85% a nivel de campo en estimaciones diarias, e incrementándose a un 95% cuando se realizan estimaciones a nivel de temporada (Bastiaanssen *et al.*, 2005).

Singh e Irmak (2009) han aplicado SEBAL para desarrollar curvas de KC para maíz, soya, sorgo y alfalfa, en Nebraska. De manera similar Tasumi *et al.*, (2005) analizaron la distribución espacial y temporal del curvas de Kc para una gran variedad de cultivos (alfalfa, frijol, maíz, papa, remolacha azucarera, y trigo) en el sur-centro de Idaho. Además este modelo ha sido validado mediante una gran variedad de métodos directos con la finalidad de probar su funcionamiento en diferentes ecosistemas.



Allen (2002) encontró una diferencia menor al 1% entre las mediciones realizadas mediante un lisímetro y las realizadas mediante SEBAL para un cultivo de caña de azúcar. Hemakumara *et al.*, (2003) reporta una diferencia mensual del 3% al comparar la ET estimada mediante un sentilometro de larga apertura (LAS) por sus siglas en inglés y el SEBAL. A nivel de cuenca el SEBAL se ha validado mediante balances hídricos, Bastiaanssen *et al.*, (2005) reporta diferencias de 5 mm (1%) entre la ET anual determinada mediante SEBAL y el balance hídrico.

3.7 Aplicaciones del algoritmo METRIC

METRIC ha sido utilizado en diferentes partes de mundo para estimar ET (Santos *et al.*, 2008, 2010; Folhes *et al.*, 2009; Senay *et al.*, 2011). Santos *et al.*, (2010) en Andalucía, España, compararon la ET del olivo estimada mediante este algoritmo y el del balance hídrico, encontrando un RMSE) de 1.12 mm dia^{-1} . Sin embargo la mayor parte de las aplicaciones se han realizado en Idaho, E.U.A. donde el "Idaho Department of Water Resources (IDWR) y la Universidad de Idaho, han utilizado METRIC para estimar ET a una escala diaria, mensual o de una estación completa, con una variedad de aplicaciones en planeación del manejo y derechos administrativos del agua. Particularmente se ha utilizado para realizar balances hidrológicos, vigilar el cumplimiento de los derechos de uso del agua, apoyo en la planeación de la distribución del agua, estimación de abatimiento de acuíferos, y para la cuantificación del uso de agua en la agricultura (Allen *et al.*, 2005).

Mkhwanazi *et al.*, (2012) realizaron mediciones de ET en un cultivo de alfalfa mediante un centilometro de larga apertura (LAS) para compararlas con las estimaciones de SEBAL y METRIC. Encontraron errores en la estimación horaria de la ET entre 0.35 - 38% para SEBAL y del 1.4 - 11% para METRIC. Al realizar una regresión entre las mediciones horarias del SEBAL y LAS se encontró un coeficiente de correlación de 0.90 y un RMSE de 0.16 mm h^{-1} , equivalente al 32.4%. Mientras que los resultados obtenidos por METRIC fueron mejores ya que se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.98 y un RMSE de 0.025 mm h^{-1} , equivalente al 5%, lo cual indica que el METRIC presenta mayor precisión en las estimaciones de ET que el SEBAL.



Hankerson *et al.*, (2012) estimaron la ET de una parcela de trigo, en Dakota del Sur, mediante el método de la Relación de Bowen (RB) con la finalidad de examinar la funcionalidad de METRIC. Al realizar las comparaciones gráficas entre los dos métodos menciona que durante el desarrollo del cultivo de trigo no hubo diferencias significativas, sin embargo, las diferencias se empezaron a incrementar cuando el cultivo estaba a punto de finalizar su ciclo de desarrollo. Al final METRIC sobre estimó con 7 mm la ET reportada por RB, lo que equivale a una diferencia total de 7%.

Comparaciones similares las realizaron Irmak *et al.*, (2011) para 2 años en un cultivo de maíz en el estado de Nebraska, reportaron un buen ajuste para ambos años ya que en 2005 reportan un coeficiente de determinación de 0.88 mientras que en 2006 fue de 0.89. Al comparar las diferencias en las mediciones para ambos años encontraron valores de RMSE menores a 0.5 mm, mientras que la mayor discrepancia fue en el año 2006 donde METRIC subestimó la ET con 0.88 mm.

Allen *et al.*, (2007b) realizaron comparaciones entre la ET medida por METRIC y la estimada mediante un lisímetro de pesada para diferentes cultivos. Reportan errores de alrededor del 4 % para toda la estación de crecimiento de un pasto irrigado en la cuenca del Río Bear en Idaho, mientras que en Kimberly, Idaho, encontraron un error de 1% para caña de azúcar. Concluyen que METRIC representa un procedimiento eficiente, preciso y de bajo costo para realizar estimaciones reales de ET en grandes superficies a lo largo de toda la estación de crecimiento.

Sin embargo hasta el momento no se han encontrado publicaciones que revelen la validación del algoritmo METRIC en México, por tal motivo en el presente trabajo se pretende implementar la metodología propuesta por Allen *et al.*, (2007a) para validar el funcionamiento del algoritmo en una parcela de trigo del distrito de riego Río Yaqui, en Sonora, México, con la finalidad de analizar la distribución espacial y temporal de la ET en la zona de estudio.

4 MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Localización de la zona de estudio

El Distrito de Riego 041 Río Yaqui también denominado “Valle del Yaqui” cuenta con una superficie de 223,000 ha y se encuentra ubicado al Noroeste del país, al sur del estado de Sonora, México, abarcando parcialmente los municipios de Cajeme, Bacum, San Ignacio Río Muerto, Benito Juárez, Etchojoa y Navojoa, entre las coordenadas 26°45' y 27°40' latitud norte y 109°45' y 110°20' de longitud oeste (Figura 1).

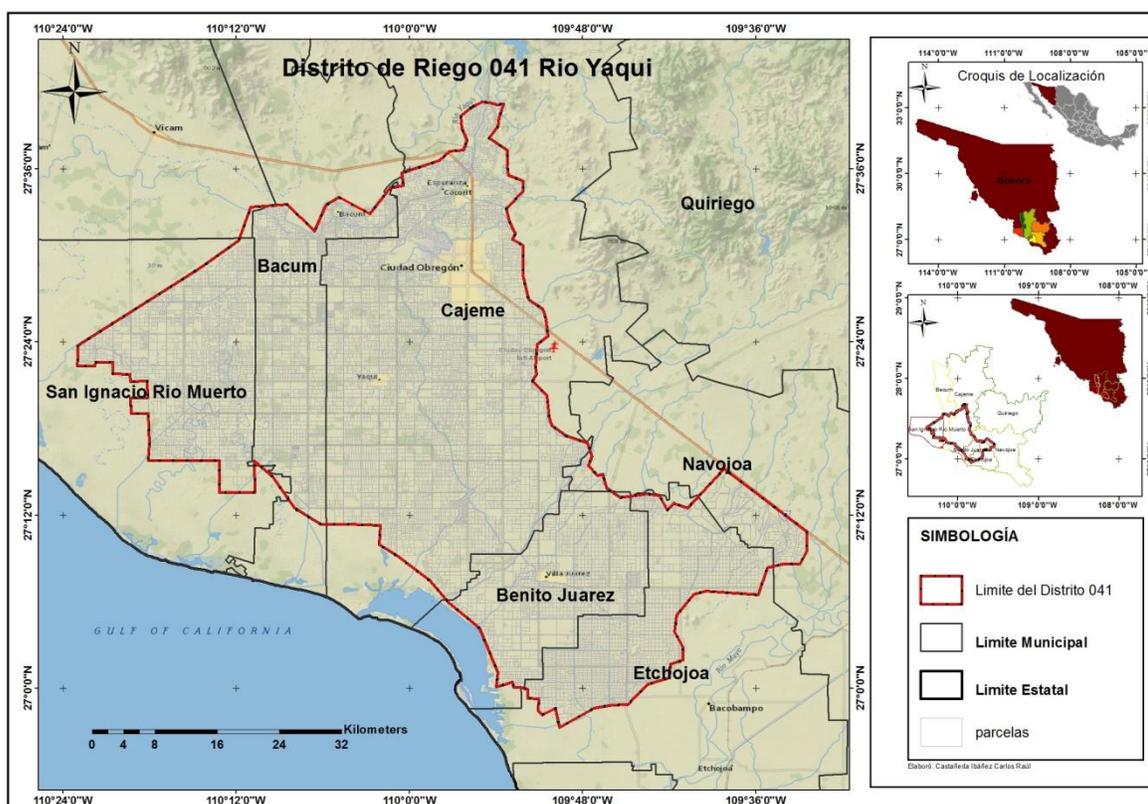


Figura 1. Localización de la zona de estudio

El valle del Yaqui posee un clima semi-árido con humedad deficiente la mayor parte del año. Presenta temperaturas que van desde los 0° como mínima hasta los 47° máxima, con una temperatura promedio de 22°C.



La precipitación media anual es de 261 mm, con lluvias en verano donde se registra 10 veces mayor cantidad de lluvia en el mes más húmedo comparado con el mes más seco.

Como se observa en la Figura 2 el periodo de lluvias comprende los meses de Julio a Octubre, sin embargo, únicamente en los meses de Agosto y Septiembre la precipitación supera la demanda evapotranspirativa (cuando dos veces la temperatura en grados, iguala la precipitación en milímetros). Por lo cual, en los meses restantes es necesario aplicar riego a los cultivos para que estos se puedan desarrollar.

Cerca del 86% de la superficie del distrito es sembrada con trigo en el ciclo Otoño-Invierno, esto hace que los volúmenes de agua utilizados sean muy considerables, ya que en los meses en que este se desarrolla, generalmente no se presentan lluvias. La Subdirección General de Infraestructura Hidro-agrícola del Valle del Yaqui reportó para el año agrícola 2007-2008 un volumen de agua para riego, extraído de presas y pozos profundos de 1,857,717.50 Mm³, lo cual resalta la importancia de conocer con precisión los volúmenes de agua consumidos por los cultivos, para determinar la eficiencia con la que se está usando el agua en el distrito de riego.

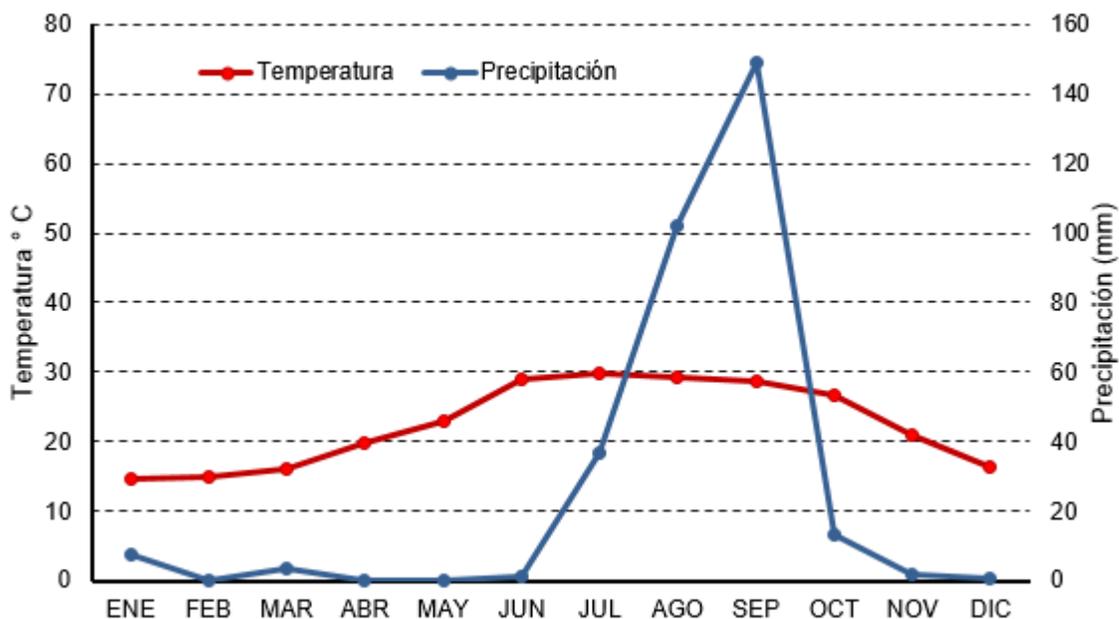


Figura 2. Climograma del 2008 en el Valle del Yaqui

El distrito de riego 041 cuenta aproximadamente con el 60% de su superficie con suelos pesados, el 30% con suelo medios y el 10% restante con suelos ligeros.

Los terrenos que conforman la zona de riego del Valle del Yaqui cuenta con pendientes promedio de 1.5 al millar y con altitudes que varían de 4 a 58 msnm. La superficie total del Distrito de Riego es de 223,000 hectáreas, de las cuales, 220,000 ha son terrenos regables. La tenencia de la tierra es principalmente ejidal con un 56%, el 40% corresponde a terrenos de la pequeña propiedad y el 4% se terrenos comunales de colonos y cuenta con total de 22,659 usuarios¹, lo que indica que el tamaño de la propiedad promedio es de 9.7 ha riego por usuario.

Según estadísticas de la CONAGUA² para el ciclo agrícola Otoño-Invierno 2007 – 2008 el cultivo principal sembrado fue el trigo con una superficie de 165,837 hectáreas, los otros dos cultivos con mayor importancia en cuanto a superficie

¹ <http://www.drnyaqui.org.mx/>

² <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/Estad%C3%ADsticas%20agr%C3%ADcolas%20%202008-2009.pdf> visto 30/05/2013



sembrada fueron el Maíz y el Cártamo con aproximadamente 8,800 y 6,000 hectáreas respectivamente.

4.2 Estimación de ET mediante el algoritmo METRIC

En la primera parte del trabajo se estimó la evapotranspiración de los cultivos con la finalidad de analizar la variación espacial y temporal de este proceso a través del distrito de riego.

Para estimar la ET utilizando el algoritmo METRIC, se procesaron 8 imágenes de los sensores TM y ETM+ de los satélites LANDSAT 5 y 7 respectivamente (Path: 34, Row: 41), que se obtuvieron del Servicio Geológico de los Estados Unidos³ (USGS, por sus siglas en inglés). La selección de las imágenes dependió de la disponibilidad de tomas, y de la calidad de las imágenes en términos de cobertura por nubosidad ya que la ET no puede ser calculada en superficies donde existe una cobertura de nubes. Al respecto Allen *et al.*, (2007a) mencionan que una pequeña capa nubosidad puede disminuir considerablemente las lecturas en la banda térmica, lo cual causaría grandes errores en el cálculo del flujo de calor sensible que se requiere para estimación de la ET.

Cuando se estima la ET de un ciclo de cultivo mediante el balance de energía es necesario contar con un número suficiente de imágenes de satélite para poder caracterizar la distribución espacial y temporal de la ET de manera adecuada. Generalmente una imagen por mes es suficiente, sin embargo en los meses de rápido desarrollo del cultivo sería conveniente contar con más de una imagen para poder determinar con mayor detalle los cambios en el desarrollo del cultivo. Para este trabajo se utilizaron 8 imágenes de satélite de diferentes fechas (Cuadro 2).

³ <http://www.usgs.gov/>



Cuadro 2. Imágenes de satélite utilizadas en este estudio

Fecha	Identificador	Sensor
15/01/2008	LE70340412008015EDC02	Landsat ET+
08/02/2008	LT50340412008039EDC00	Landsat TM
24/02/2008	LT50340412008055EDC00	Landsat TM
11/03/2008	LT50340412008071EDC00	Landsat TM
27/03/2008	LT50340412008087EDC00	Landsat TM
12/04/2008	LT50340412008103EDC00	Landsat TM
28/04/2008	LT50340412008119EDC00	Landsat TM
14/05/2008	LT50340412008135EDC00	Landsat TM

La evapotranspiración se estimó para el ciclo completo de desarrollo de una parcela Trigo con una duración del 31 de diciembre de 2007 al 15 de mayo del 2008, ya que las mediciones de ET en campo se realizaron en una parcela sembrada en esa fecha. La estimación de la ET del cultivo del trigo realizó para la zona comprendida por el Distrito de Riego 041 Río Yaqui.

La validación de la precisión y el funcionamiento del algoritmo METRIC se realizó mediante mediciones de flujos turbulentos con torres de Eddy Covariance (EC) llevadas a cabo durante la campaña de mediciones realizadas en el área de estudio en el año 2008 como parte del Proyecto PLEIADes, para una parcela del cultivo de Trigo sembrada el 31 de diciembre del 2007 (Palacios *et al.*, 2011).

Para correr el algoritmo de METRIC se utilizó el modelador Macro Modeler del Software ERDAS Imagine system. Además se utilizó el Software ArcGis 10, así como hojas de cálculo del programa Excel con la finalidad de facilitar algunos procesos intermedios del algoritmo.

4.2.1 Radiación Neta (R_n)

El primer paso para programar el algoritmo METRIC es calcular el flujo de radiación neta (R_n) utilizando la Ecuación 22 del balance de radiación de la superficie. Los autores de METRIC recomiendan seguir una serie de pasos que facilitan la estimación de la (R_n), los cuales se muestran en la Figura 3:

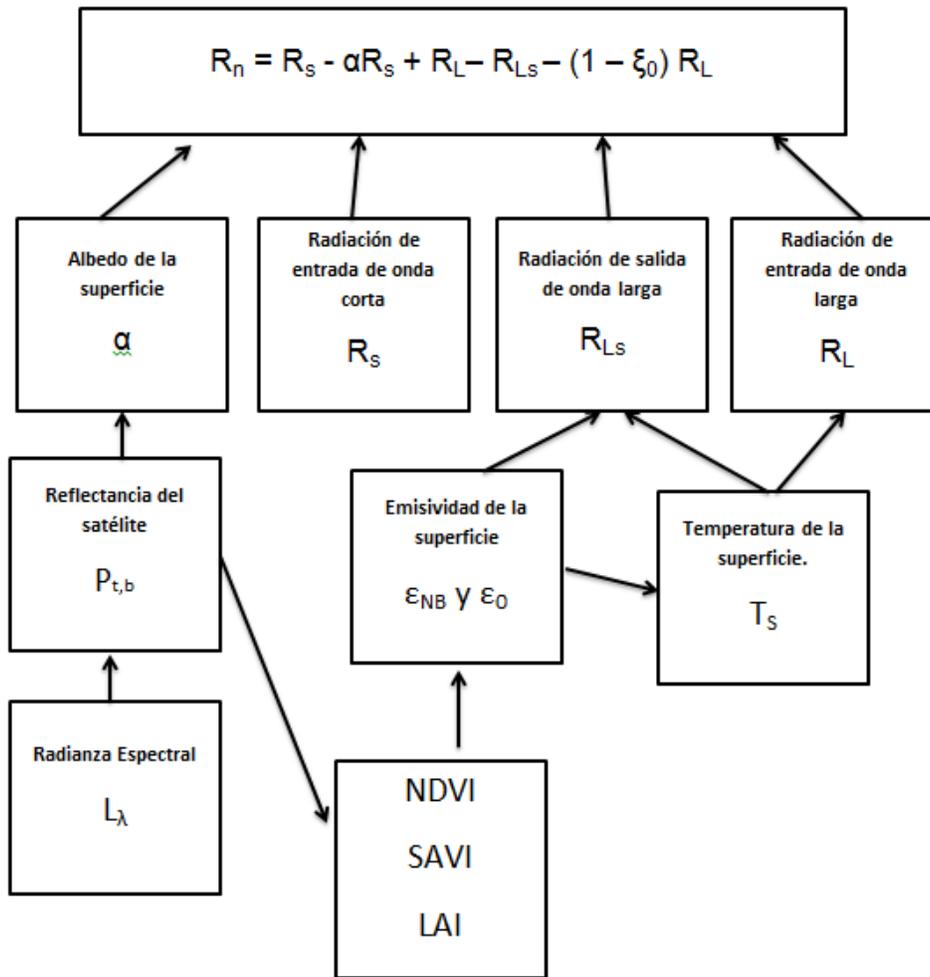


Figura 3. Diagrama de flujo para el cálculo de Radiación neta

La programación de los pasos se inicia con el cálculo de la radianza espectral. El valor de radiación de entrada de onda corta R_S se estima mediante una hoja de cálculo y posteriormente es ingresado al modelador de ERDAS debido a que R_S es un valor constante para toda la imagen, excepto cuando se estima ET en montañas o superficies con pendientes pronunciadas.

Los procedimientos utilizados para estimar cada una de las variables que se utilizan en la Ecuación 22 se muestran a continuación:



A. Albedo de la superficie (α)

El albedo puede ser definido como la relación que existe entre la radiación reflejada por la superficie y la radiación incidente de onda corta, este es un valor adimensional único que representa la integración de las reflectancias a través del espectro electromagnético completo (0.2 a 3.2 micrómetros), se estimó de la siguiente manera:

Primero se calculó la radianza espectral (L_b) para cada una de las bandas de onda corta basados en los números digitales de cada pixel de la imagen, para los sensores TM y ETM+ del satélite LANDSAT utilizando la siguiente ecuación:

$$L_{\lambda} = \left(\frac{LMAX_{\lambda} - LMIN_{\lambda}}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) * (DN - Q_{calmin}) + LMIN_{\lambda} \dots\dots\dots \text{(Ecuación 59)}$$

Donde DN es el número digital de cada pixel, $LMIN_{\lambda}$, y $LMAX_{\lambda}$ son constantes de calibración. Q_{CALMAX} y Q_{CALMIN} son los valores mínimos y máximos para re-escalar la radianza en ND.

Los valores correspondientes a Q_{calmin} , Q_{calmax} , $LMIN_{\lambda}$, $LMAX_{\lambda}$, que intervienen en el cálculo de la radianza, fueron obtenidos a partir de la lectura del metadato de cada imagen.

Posteriormente, se calculó la reflectancia de la superficie, que es definida como la relación del flujo de radiación reflejado por el flujo de radiación incidente en la superficie. Las reflectancias para cada banda se calcularon de la siguiente manera:

1. Se calculó la reflectancia "captada" por el satélite, pt,b , como la relación de la radianza (L_b) medida por el satélite y la energía de entrada en la misma banda.
2. Posteriormente la reflectancia en el satélite se corrigió por la reflectancia de la superficie ajustándola por la atenuación atmosférica de la energía de entrada de onda corta en una banda específica y la atenuación de la radiación reflejada en la misma banda debido al desplazamiento de la energía por la atmósfera al satélite.



La reflectancia en el satélite se calculó como lo propuso Tasumi *et al.*, (2007) y Allen *et al.*, (2007a)

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi * L_b}{ESUN_b * \cos\theta * d_r} \dots \dots \dots \text{Ecuación (60)}$$

Donde: t en $\rho_{t,b}$ significa al tope de la atmósfera (en el satélite) y b significa un número específico de banda, L_b es la radianza espectral para cada banda, $ESUN_b$ es la irradianza solar media exo-atmosférica para cada banda ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), $\cos\theta$ es el coseno del ángulo incidencia solar, y d_r es el inverso al cuadrado de la distancia relativa del sol a la tierra.

Se utilizaron los valores para ESUN propuestos por Chander y Markham (2003) para LANDSAT 5 y por Landsat 7 Science User Data Handbook Chap. 11 (2002) para LANDSAT 7 se muestran en el siguiente cuadro:

Cuadro 3. Valores de ESUN para LANDSAT 5 y 7

Sensor	Banda						
	1	2	3	4	5	6	7
LANDSAT 5	1957	1826	1554	1036	215	1	80.67
LANDSAT 7	1969	1840	1551	1044	225.7	1	82.07

Fuente: Chander y Markham (2003) y Landsat 7 Science User Data Handbook Chap. 11 (2002)

La distancia relativa entre el sol y la tierra, dada en unidades astronómicas, se estimó en una hoja de cálculo utilizando la ecuación presentada por Duffie y Beckman (1980), la cual también fue usada por Allen *et al.*, (1998):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos \left(Dia * \frac{2 * \pi}{365} \right) \dots \dots \dots \text{Ecuación 61}$$

Donde Dia es el día juliano del año, y $\left(Dia * \frac{2 * \pi}{365} \right)$ es el ángulo dado en radianes.



La variable θ en la ecuación 60, es el ángulo formado por un rayo de sol y una línea que es perpendicular a la superficie ($\theta = 90^\circ - \beta$), donde β es el ángulo de elevación solar y se obtiene de los metadatos de cada imagen.

La corrección atmosférica para el cálculo de la reflectancia, se realizó debido principalmente a la absorción y dispersión de la energía de onda corta por el vapor de agua y algunos aerosoles presentes en la atmosfera, dicha corrección se realizó banda por banda siguiendo el modelo matemático propuesto por Tasumi *et al.*, (2007).

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_{t,b} - C_b(1 - \tau_{in,b})}{\tau_{in,b} * \tau_{out,b}} \dots \dots \dots \text{Ecuación 62}$$

Donde $\rho_{t,b}$ es la reflectancia para la banda “b”, $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$ son las transmitancias para la radiación solar de entrada y para la radiación de onda corta reflejada de la superficie y C_b son los coeficientes de calibración cuyos valores para las diferentes bandas de las imágenes LANDSAT fueron propuestos por Tasumi *et al.*, (2007) para las condiciones típicas de los climas de Norte América. Los valores de los coeficientes de calibración se presentan en el Cuadro 4.

Cuadro 4. Coeficientes de calibración para imágenes LANDSAT.

Coeficientes	Banda						
	1	2	3	4	5	6	7
C1	0.987	2.319	0.951	0.375	0.234	0	0.365
C2	-0.00071	-0.00016	-0.00033	0.00048	-0.00101	0	-0.00097
C3	0.000036	0.000105	0.00028	0.005018	0.004336	0	0.004296
C4	0.088	0.0437	0.0875	0.1355	0.056	0	0.0155
C5	0.0789	-1.2697	0.1014	0.6621	0.7757	0	0.639
Cb	0.64	0.31	0.286	0.189	0.274	0	-0.186

Fuente: Tasumi *et al.*, (2010)

Para la estimación de las transmitancias se utilizó la fórmula propuesta por Tasumi *et al.*, (2007) y que a continuación se presenta:

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 * P_{air}}{K_t * \cos \theta_h} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_h} \right] + C_5 \dots \dots \dots \text{Ecuación 63}$$



Donde: de C_1 a C_5 son constantes dadas en el Cuadro 4, K_t es un coeficiente de “claridad” que va de 0 a 1, $K_t = 1$ para aire limpio y $K_t = 0.5$ para aire turbio. θ_h equivale al ángulo de incidencia solar de la Ecuación 63. P_{air} es la presión del aire (KPa) y W es el agua precipitable en la atmósfera (mm).

Mientras que la transmitancia de salida $\tau_{out,b}$ es aproximadamente la misma que la de entrada, pero el ángulo de incidencia solar, en la Ecuación 63, es cero.

La presión del aire y el agua precipitable se calcularon en base a la temperatura y presión de vapor de una estación meteorológica al momento de la toma de la imagen. La presión del aire se calculó utilizando la ecuación de la Ley Universal de los Gases estandarizada por Allen *et al.*, (1998) y ASCE-EWRI (2004):

$$P_{air} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \dots\dots\dots \text{Ecuación 64}$$

Donde z es la elevación media de la imagen, respecto al nivel del mar.

El agua precipitable se calculó mediante la ecuación propuesta por Garrison y Adler (1990):

$$W = 0.14 * e_a * P_{air} + 2.1 \dots\dots\dots \text{Ecuación 65}$$

Donde: e_a es la presión de vapor (KPa) medida en una estación climática al tiempo de la toma de la imagen.

Finalmente para el cálculo del albedo se integró la reflectancia corregida de todas las bandas:

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 \rho_{s,b} * W_b \dots\dots\dots \text{Ecuación 66}$$

Donde W_b son coeficientes de ponderación determinados por Tasumi *et al.*, (2007). Estos coeficientes fueron validados sobre un amplio rango de climas y localidades en los Estados de la Unión Americana utilizando modelos de transferencia radiativa (MODTRAN y SMARTS2) y los valores propuestos para las diferentes bandas de las imágenes LANDSAT se muestran en el cuadro 5:

Cuadro 5. Coeficientes de ponderación para LANDSAT.

Término	Banda					
	1	2	3	4	5	7
Wb	0.254	0.149	0.147	0.311	0.103	0.036

Fuente: Tasumi *et al.*, (2007).

B. Radiación de entrada de onda corta (R_s)

Es la radiación solar directa y difusa que recibe la superficie de la tierra ($w m^{-2}$) y representa la principal fuente de energía para la evapotranspiración. Debido a que R_s es constante para toda la imagen al momento de la captura, asumiendo condiciones de cielo despejado, esta se estimó en una hoja de cálculo mediante la siguiente ecuación:

$$R_s = G_{sc} * \cos\theta * d_r * \tau_{sw} \dots \dots \dots \text{Ecuación 67}$$

Donde: G_{sc} es la constante solar ($1367 w m^{-2}$), $\cos\theta$ es el coseno del ángulo de incidencia solar, d_r es la distancia relativa entre el sol y la tierra dada en la Ecuación 61. τ_{sw} es la transmisividad atmosférica, la cual se calculó considerando los efectos del ángulo solar y la absorción de la radiación de onda corta por el vapor de agua, considerando por separado los componentes de radiación directa y difusa:

$$\tau_{sw} = \tau_B + \tau_D \dots \dots \dots \text{Ecuación 68}$$

Donde: τ_B es el índice de transmisividad de radiación directa y τ_D es el índice de transmisividad para radiación difusa. El índice de transmisividad de radiación directa se estimó utilizando la Ecuación 69 que considera los coeficientes desarrollados por ASCE-EWRI (2004):

$$\tau_B = 0.98 \exp \left[\frac{-0.00146 * P_{air}}{K_t * \cos\theta} - 0.075 * \left(\frac{W}{\cos\theta} \right)^{0.4} \right] \dots \dots \dots \text{Ecuación 69}$$

Donde: P_{air} , W , K_t , y $\cos\theta$ fueron definidos en las ecuaciones 64 y 65.



El índice de transmisividad de radiación difusa se estimó mediante τ_B utilizando las ecuaciones que propuso Allen (1996), para diferentes valores de τ_B :

$$\tau_D = 0.35 - 0.36\tau_B \text{ Para } \tau_B \geq 0.15 \dots\dots\dots \text{Ecuación 70}$$

$$\tau_D = 0.18 - 0.82\tau_B \text{ Para } \tau_B < 0.15 \dots\dots\dots \text{Ecuación 71}$$

Para imágenes que no presentan terrenos montañosos con pendientes pronunciadas se considera que R_s presenta el mismo valor en toda la imagen por lo cual es posible estimarlo en una hoja de cálculo.

C. Radiación de salida de onda larga

La radiación de salida de onda larga, es el flujo de radiación térmica emitido de la superficie de la tierra a la atmósfera ($w \cdot m^{-2}$). En METRIC es calculada con la emisividad térmica y la temperatura de la superficie. El primer paso para estimar la emisividad es calcular los índices de vegetación (NDVI, SAVI y LAI) definidos en las ecuaciones 15, 16 y 17 respectivamente. En METRIC el LAI se estimó mediante las ecuaciones empíricas propuestas por Trezza et al., (no publicado) en base al SAVI (Allen 2007a):

$$LAI = 11 * SAVI^3 \text{ Para } SAVI \leq 0.817 \dots\dots\dots \text{Ecuación 72}$$

$$LAI = 6 \text{ Para } SAVI > 0.817 \dots\dots\dots \text{Ecuación 73}$$

La emisividad de la temperatura es la relación de la energía térmica radiada de la superficie con la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. En METRIC se estiman dos emisividades, la primera corresponde a la emisividad térmica de la superficie, de la banda 6, expresada como (ϵ_{NB}). La segunda emisividad representa el comportamiento de la emisión térmica en el espectro térmico (6 a 14 μ m) y se expresa como (ϵ_0). Estas se estimaron mediante las ecuaciones empíricas (74 a 78) desarrolladas por Tasumi *et al.*, (2003). El NDVI se utilizó para filtrar el suelo y la vegetación del agua y la nieve:



Para $NDVI > 0$

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033LAI; \quad \text{Para } LAI \leq 3 \dots \dots \dots \text{Ecuación 74}$$

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01LAI; \quad \text{Para } LAI \leq 3 \dots \dots \dots \text{Ecuación 75}$$

$$\varepsilon_{NB} = 0.98 \text{ Y } \varepsilon_0 = 0.98; \quad \text{Para } LAI > 3 \dots \dots \dots \text{Ecuación 76}$$

Para $NDVI < 0$

$$\text{Agua, } \alpha < 0.47, \varepsilon_{NB} = 0.99 \text{ y } \varepsilon_0 = 0.985 \dots \dots \dots \text{Ecuación 77}$$

$$\text{Nieve, } \alpha \geq 0.47, \varepsilon_{NB} = 0.99 \text{ y } \varepsilon_0 = 0.985 \dots \dots \dots \text{Ecuación 78}$$

Posteriormente se realizó una corrección a la radianza de la banda térmica, como se plantea en la Ecuación 24 propuesta por Wukelic *et al.*, (1989) para poder estimar la temperatura de la superficie utilizando una modificación a la ecuación de Plank:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{R_c} + 1\right)} \dots \dots \dots \text{Ecuación 79}$$

Donde: T_s es la temperatura de la superficie (°K), R_c es la radianza térmica corregida y K_1 y K_2 son constantes para imágenes de LANDSAT cuyos valores aparecen en el (cuadro 6):

Cuadro 6. Constantes K1 y K2 para LANDSAT 5 y 7.

Sensor	Banda 6	
	K ₁	K ₂
LANDSAT 5	607.76	1260.56
LANDSAT 7	666.09	1282.71

Fuente: Markham and Barker (1986); Landsat 7 Science User Data Handbook Chap. 11 (2002)

Finalmente la radiación de salida de onda larga se estimó mediante lo planteado en la Ecuación 23.



D. Radiación de entrada de onda larga (R_L)

Es el flujo de radiación térmica de entrada originado en la atmósfera ($W m^{-2}$), se calculó mediante la combinación de la Ecuación 25 de Stefan-Boltzmann, y la fórmula para estimar la emisividad atmosférica (Ecuación 26) propuesta por Bastiaanssen (1995) y posteriormente modificada por Allen (2000):

$$R_L = 0.85 * (-\ln\tau_{sw})^{0.09} * \sigma * T_s^4 \dots\dots\dots \text{Ecuación 80}$$

E. Radiación Neta (R_n)

Una vez estimados todos los componentes del balance de radiación, la cantidad de energía disponible en la superficie (R_n), se calculó mediante la Ecuación 22. Posteriormente los flujos de energía restantes para completar el balance de energía (flujo de calor del suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente) se estimaron utilizando los procedimientos previamente definidos en el apartado de revisión de literatura.

4.2.2 Calibración mediante condiciones extremas

En METRIC se realiza una calibración interna del algoritmo mediante dos condiciones extremas dentro de la zona de estudio (“pixel frío” y “pixel caliente”) mediante datos meteorológicos. La auto calibración se realizó para cada una de las imágenes, la cual consiste en indicar cuanto esta evapotranspirando cada uno de estos pixeles seleccionados, para determinar mediante una plantilla de cálculo, los coeficientes de las ecuaciones 51 y 52 necesarios en el proceso iterativo para la determinación del flujo de calor sensible (H). Cabe mencionar que la selección adecuada de los pixeles de condiciones extremas, es uno de los pasos más importantes del algoritmo METRIC. A continuación se describe el procedimiento que se siguió para la selección de estos pixeles, la metodología es similar a la planteada por Kjaersgaard *et al.*, (2009)

1. **Selección de campos homogéneos.** El primer paso fue seleccionar un área cercana a la estación meteorológica, alrededor de 10 km de la estación,



completamente libre de nubes y que cubriera únicamente zonas agrícolas (se excluyeron zonas de desierto, bosques, lagos o ciudades). Esta área seleccionada incluyó además de parcelas agrícolas con suelo desnudo y seco, superficies de riego con cultivos completamente desarrollados.

Del área de interés seleccionada se realizaron “clumps” de la imagen corregida de la radianza de la banda térmica, los clumps son grupos contiguos de píxeles que tienen el mismo valor. Posteriormente se calculó el coeficiente de variación (CV) del NDVI, dividiendo la desviación estándar entre la media de cada clump de la imagen de NDVI, y se seleccionaron aquellos que presentaron menos del 15% de CV, con la finalidad de garantizar que la superficie seleccionada mediante los clumps fuera suficientemente homogénea.

2. Selección del “pixel frío”. De la muestra anterior, del paso 1, se seleccionaron los píxeles que presentaron el 5% de los valores más altos de NDVI. De estos píxeles seleccionados, se eligieron aquellos que presentaron el 20% de los valores más bajos de temperatura de la superficie (T_s), con lo cual se tuvo una población del 1% de la muestra obtenida en el paso anterior. Con esto se obtuvieron los píxeles con el valor más alto de NDVI y con la (T_s) más baja, con lo cual se garantiza que es un pixel que esta evapotranspirando a su máxima capacidad. Finalmente a esta muestra de píxeles se le estimó la T_s promedio y se seleccionó el pixel frío definitivo bajo los siguientes criterios:

- Tener un valor de $T_s \pm 0.2^\circ\text{K}$ del valor identificado como T_s promedio.
- Tener un valor de albedo entre ± 0.02 del valor del umbral del albedo calculado utilizando la expresión, desarrollada por Dong *et al.*, (1992) y parametrizada por Trezza (2007):

$$\alpha = 0.001343\beta + 0.3281\exp(-0.0188\beta) \dots\dots\dots\text{Ecuación 81}$$

Donde: α es el umbral del albedo y β es el ángulo de elevación solar.



3. Selección del “pixel caliente”. De la muestra de píxeles homogéneos del paso 1 se seleccionaron aquellos con el 10% de los valores más bajos de NDVI. De esta sub-muestra del 10% se identificaron aquellos píxeles que tenían el 20% de los valores más altos de la T_s , con lo cual se obtuvo una muestra del 2% de la población de píxeles del paso 1. De esta muestra final se seleccionó el “hot pixel” definitivo procurando que correspondiera a zonas agrícolas sin vegetación presente.

4.2.3 Calibración mediante datos climáticos y ET_r de referencia

Otra de las calibraciones internas de METRIC se realizó mediante el uso de datos climáticos. La calibración se hizo para cada imagen utilizando datos horarios de la ET de referencia de la alfalfa (ET_r). Dicha calibración se llevó a cabo en la plantilla de cálculo para estimación de los coeficientes de las ecuaciones 51 y 52, para lo cual se realizó una interpolación de los datos horarios de velocidad del viento y ET_r para determinar el valor exacto de estas variables al momento en que fue tomada la imagen. Para estimar (ET_r) se utilizaron datos horarios obtenidos de una estación meteorológica representativa de la zona de estudio, entre los cuales se incluyó la temperatura del aire, precipitación, radiación solar, velocidad del viento, temperatura del punto de rocío, humedad relativa y presión de vapor del aire. Posteriormente la ET_r se estimó mediante el software REF-ET (Anexo 2) desarrollado por la Universidad de Idaho. Allen (2000) describe detalladamente el procedimiento a seguir para estimar ET_r mediante el REF-ET.

Para el presente trabajo se procesaron mediante el software REF-ET datos de una estación climática ubicada dentro del Distrito de Riego 041 Río Yaqui, la estación block-1418 ubicada a 27.2803° de latitud y -109.838° de longitud.

4.2.4 Estimación de la evapotranspiración para el ciclo de cultivo del trigo

Debido a que es necesario contar con mapas de ET , que cubran por completo el ciclo de desarrollo del cultivo o el periodo de tiempo que se pretenda evaluar, se utilizaron métodos para interpolar la estimación instantánea de la ET a una



estimación diaria, así como esta interpolarla a una estimación temporal. Esta interpolación se deriva de la multiplicación de la imagen calculada mediante la Ecuación 55 en donde se obtiene el equivalente al K_c actual ($K_{c \text{ act}}$) y la ET de referencia diaria, estimada mediante la estación (Anexo 1). La diferencia entre las estimaciones convencionales de $ET_r * K_c$, es que para este caso en particular se tendrá un valor de K_c diferente para cada uno de los pixeles, dependiendo de las características del terreno y de desarrollo del cultivo.

Para la interpolación se utilizó el algoritmo desarrollado por Ramesh *et al.*, (2011) el cual utiliza el método cubic-spline para realizar la interpolación de la ET estimada mediante METRIC. A partir del algoritmo desarrollado por Ramesh *et al.*, (2011) se obtuvo un mapa de ET total mensual para cada uno de los diferentes meses analizados. Fue necesario contar con al menos 4 imágenes de ($K_{c \text{ act}}$), para lo cual se eligieron aquellas que estaban más próximas al mes de interés, así como el valor diario de evapotranspiración de referencia (ET_r) (Anexo 3). Finalmente cuando se obtuvo una imagen de ET mensual se realizó la sumatoria de dichas imágenes para obtener un valor de ET del ciclo completo del desarrollo del trigo.

En la segunda parte del trabajo, una vez estimada la ET mediante el algoritmo METRIC, se identificó la parcela en la que se realizaron mediciones directas de evapotranspiración y se compararon los valores reportados en las mediciones de Eddy Covariance con lo estimado a partir de METRIC en la parcela de trigo para los días correspondientes a la toma de la imagen, con la finalidad de validar el funcionamiento del algoritmo a nivel diario, mensual y temporal. Para la validación se estimaron y analizaron algunas medidas de precisión como el error medio absoluto (MAE, Ecuación 82) y la raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RMSE, Ecuación 83) y de variabilidad como el coeficiente de correlación (R^2) y el índice de acuerdo (d, ecuación 84), que permiten conocer la relación que existe entre la ET medida (O_i) y la predicha (P_i) por el modelo:

$$MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i| \dots \dots \dots \text{(Ecuación 82)}$$

$$RMSE = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2]^{0.5} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 83)}$$



$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i'| + |O_i'|)^2} \right], 0 \leq d \leq 1 \dots \dots \dots \text{(Ecuación 84)}$$

Dónde: O son los valores observados, P son los valores predichos por el modelo, N es el número de repeticiones $P_i' = P_i - \bar{O}$, y $O_i' = O_i - \bar{O}$; \bar{O} es la media de la variable observada

4.3 Estimación de la eficiencia del el uso del agua en el distrito

Para calcular la eficiencia del uso del agua se realizó una relación de la suma de los volúmenes extraídos de presas y pozos profundos reportados por la Subdirección General de Infraestructura Hidroagrícola del Distrito de Riego 041 y el volumen aportado por la precipitación efectiva estimada mediante el método de la USDA (Ecuación 85 y 86), para los meses de diciembre a mayo, con la ET estimada mediante METRIC para este mismo lapso de tiempo.

Sí $P < 250$

$$Pe = \frac{P*(125-0.2*P)}{125} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 85)}$$

Sí $P > 250$

$$Pe = 125 + 0.1 * P \dots \dots \dots \text{(Ecuación 86)}$$

Donde Pe es la precipitación efectiva y P es la precipitación mensual reportada por la estación meteorológica.

La precipitación reportada por la estación meteorológica y la precipitación efectiva se aprecian en el cuadro 7.

Cuadro 7. Precipitación mensual en el Distrito de Riego 041

Año	Mes	P (mm)	Pe (mm)
2007	Diciembre	51.4	47.2
2008	Enero	4.3	4.2
2008	Febrero	0.7	0.69
2008	Marzo	10.2	10
2008	Abril	0	0
2008	Mayo	0	0



Finalmente en la última parte del trabajo se identificó una superficie sembrada con trigo en el ciclo analizado, y debido a que en METRIC se estiman como procesos intermedios los índices de vegetación como el NDVI y el SAVI y un equivalente al coeficiente de cultivo (K_c), mediante estas variables se generaron modelos de regresión, con la finalidad de establecer la relación que existe entre ellas ($NDVI - K_c$ Y $SAVI - K_c$). Posteriormente el modelo generado para obtener el K_c en base al NDVI y al SAVI se validó en la parcela de trigo donde se realizaron las mediciones directas de la ET mediante la torre de Eddy Covariance, con la finalidad de comparar las mediciones directas, con las mediciones obtenidas multiplicando el K_c (obtenido en base al NDVI y al SAVI con el modelo generado) por la ET_r obtenida de la estación meteorológica denominada Block 1418, para el día de la toma de la imagen.

5 RESULTADOS

En el presente trabajo se analizaron los procesos intermedios que intervienen en el balance energía, con la finalidad de apreciar visualmente las relaciones que existen en cada uno de ellos. Posteriormente se compararon los resultados obtenidos mediante el METRIC, con las mediciones realizadas con la torre de Eddy Covariance (EC) en una parcela de trigo, con la finalidad de validar las estimaciones diarias, mensuales y temporales de la ET. Adicionalmente se analizó la distribución espacial y temporal de la evapotranspiración y se estimó la eficiencia del uso del agua en el Distrito de Riego 041, con base a los gastos de riego reportados por la Subdirección General de Infraestructura Hidroagrícola del Distrito de Riego 041. Por último se realizó un análisis de la relación entre indicadores del desarrollo de la vegetación como el NDVI y el SAVI con el coeficiente de cultivo (K_c), ya que se considera que la trayectoria temporal de los índices de vegetación (IV) se asemeja a los patrones de K_c , en cultivos anuales.

5.1 Índices de vegetación y variables que intervienen el balance de energía

Una de las principales bondades que ofrece el uso de sensores remotos, es la capacidad de monitorear extensas áreas agrícolas sin la necesidad de estar directamente en campo, esto se realiza mediante índices de vegetación presentes

en una superficie, como el NDVI o el LAI, el cual representa la cantidad de biomasa del cultivo y algunas propiedades de resistencia del follaje. EL NDVI y el LAI son dos índices que sirven para estimar el estado que guarda la cubierta vegetal en el momento del levantamiento y son variables que intervienen en la estimación del balance de energía.

La Figura 4 muestra una imagen de falso color donde los colores rojos indican la presencia de vegetación y a medida que los colores son más claros representan zonas con menos cobertura vegetal hasta llegar a suelos sin vegetación. Los valores altos de NDVI y LAI están asociados con los colores rojos más intensos y los valores más bajos están asociados con colores más claros de la imagen de falso color.



Figura 4. Comparación de los índices NDVI y IAF asociados a la imagen de falso color

En el balance de energía también intervienen el albedo, la temperatura de la superficie del suelo (T_s), la radiación neta (R_n), el flujo de calor del suelo (G) y el flujo de calor sensible (H) por lo que su variación espacial es importante para estimar el ET de los cultivos.

El albedo representa la relación entre la radiación incidente y la reflejada por una superficie, Allen *et al.*, (2007b) reporta valores típicos entre 0.14 – 0.19 para parcelas agrícolas con cultivos completamente desarrollados, es decir aquellos que presenten valores altos en el NDVI y el LAI. En la Figura 5 se puede apreciar este mismo comportamiento, donde las parcelas con alto NDVI presentan de manera general el rango de albedo reportado por Allen.

La temperatura de la superficie se estima con base en la emisividad térmica, que relaciona la energía radiada de la superficie de interés con la energía radiada por un cuerpo negro, misma que se calcula con base en NDVI y LAI e indican que a mayor cobertura vegetal mayor emisividad. Por lo tanto, la temperatura de la superficie disminuirá en las zonas con mayor vegetación lo cual se relaciona directamente con las tasas de ET, ya que cuando una superficie esta evapotranspirando, pierde calor y se enfría por lo cual su temperatura desciende (Figura 5).



Figura 5. Comparación del Albedo y la Ts con el NDVI.

El flujo de radiación neta (R_n) puede definirse como la cantidad de energía radiante disponible en la superficie para calentar el suelo, el aire o para la evaporación del agua. Los valores de R_n son muy variables, ya que se ve afectada principalmente por la emisividad y el albedo de la superficie, y estos a su vez por la cantidad de vegetación. El flujo de calor del suelo (G), es la tasa de calor almacenado en el suelo y la vegetación debido a la conducción, se estima en base al índice de área foliar, por lo cual en parcelas con escasa vegetación, el flujo de calor del suelo es mayor. Finalmente el flujo de calor sensible (H), debido a la conducción y a la convección, varía principalmente por las características de resistencia aerodinámica del cultivo y las condiciones atmosféricas presentes en el sitio. En la imagen del flujo de calor sensible se puede apreciar que los valores más altos de H se presentan en aquellas zonas de suelo desnudo. (Figura 6).



Figura 6. Variación espacial de R_n , G y H .

Estos procesos fueron calculados para cada una de las imágenes trabajadas mediante METRIC en este estudio, con la finalidad de obtener un valor de ET al momento de la toma de la imagen, el cual posteriormente se interpoló a valores diarios, mensuales y del ciclo de cultivo del trigo.

5.2 Validación del algoritmo METRIC

En el presente trabajo se procesaron mediante METRIC ocho imágenes de los sensores TM y ETM+ del satélite LANDSAT (Path: 34, Row: 41), que cubren completamente el Distrito de Riego Río Yaqui, Sonora, en los días julianos 15, 39, 55, 71, 87, 103, 119 y 135 del año 2008. , utilizando información de una estación meteorológica denominada Block 1418, con la finalidad de validar el funcionamiento del algoritmo.

5.2.1 Validación del algoritmo METRIC en estimaciones diarias

La ET estimada con METRIC a partir de ocho imágenes de satélite, se validó mediante comparaciones entre las mediciones realizadas con el algoritmo y las mediciones directas de ET llevadas a cabo con una torre de Eddy Covariance (EC) para el periodo del 31 de diciembre del 2007 al 14 de mayo del 2008 para una parcela de trigo, como parte de la campaña de mediciones realizadas en el Valle del Yaqui por el Proyecto PLEIADes (Palacios et al., 2011).

Los valores diarios de ET estimados mediante METRIC y los reportados por la torre de Eddy Covariance, para la parcela de trigo, en la fecha de la toma de cada una de



las imágenes, así como las diferencias y los porcentajes de error de las estimaciones realizadas se muestran en el Cuadro 8.

Cuadro 8. Estimaciones diarias de ET (mm día⁻¹).

Fecha (toma de imagen)	Día Juliano	METRIC	Eddy Covariance	Diferencia	% Error
15/01/2008	15	1.0	1.4	0.4	28.6
08/02/2008	39	3.4	3.5	0.1	2.9
24/02/2008	55	5.1	4.2	-0.9	-21.4
11/03/2008	71	5.6	6.2	0.6	9.7
27/03/2008	87	5.7	5.1	-0.6	-11.8
12/04/2008	103	6.0	4.9	-1.1	-22.4
28/04/2008	119	5.2	3.8	-1.4	-36.8
14/05/2008	135	3.0	3.2	0.2	6.2

Destaca que con ambos métodos y a diferentes fechas de las imágenes, los valores de ET diaria varían de cerca de a 1.0 mm, para el primer mes, y se van incrementando hasta valores de alrededor de 6.0 mm; con METRIC este valor se alcanza en abril, en contraste Eddy Covariance, lo reporta casi a mediados de marzo. Ambos estiman la ET de 3.0 mm en el último mes de desarrollo del cultivo (mayo 2008).

Dadas estas variaciones en las estimaciones de ET, se encontró que para la mitad de las imágenes procesadas con METRIC (día juliano 15, 39, 71 y 135), el valor de ET se subestima con 0.4, 0.1, 0.6 y 0.2 mm respectivamente, mientras que para las cuatro imágenes restantes (día juliano 55, 87, 103 y 119) METRIC reporta un valor mayor del medido con EC de 0.9, 0.6, 1.1 y 1.4 mm respectivamente (Figura 7). Las diferencias más significativas se presentan al inicio y final de la estación de crecimiento en los días julianos 15, 103 y 119. Debido a que la parcela de trigo presenta condiciones diferentes a las parcelas que están completamente

desarrolladas con IV cercanos a 1 y LAI entre 3 a 5 que evapotranspiran alrededor del 100% de la ET_r .

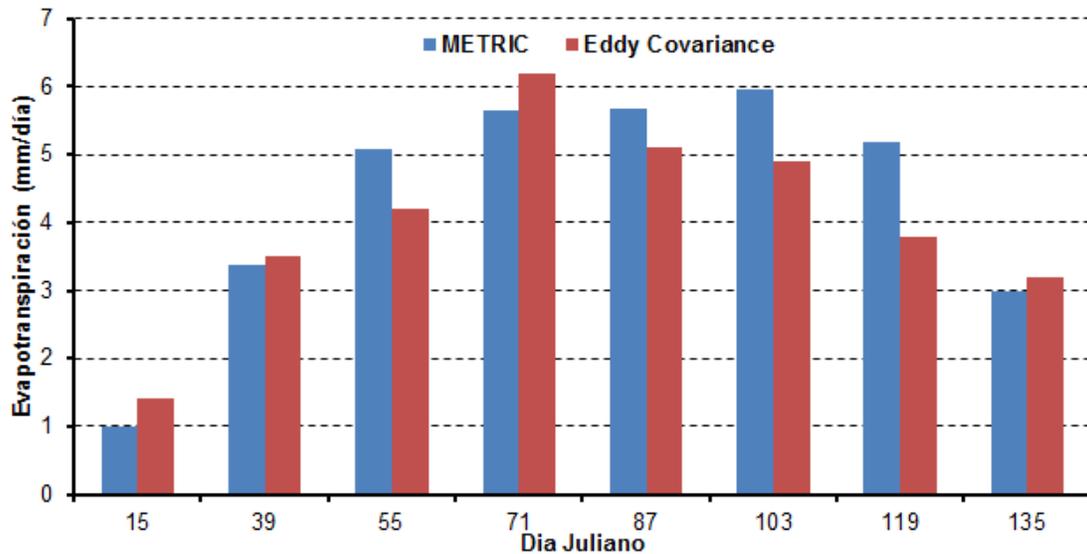


Figura 7. Comparaciones diarias de ET medida y estimada

Las diferencias medias entre la ET estimada a partir de METRIC y la medida con EC muestran una alta correlación ya que para las ocho imágenes se obtuvo un RMSE de 0.76 mm y un error medio absoluto (MAE) de 0.65 mm, el índice de acuerdo “ d ” es de 0.93, mientras que los valores de ET estimados con METRIC y EC se ajustan a modelo lineal con un coeficiente de determinación $R^2 = 0.83$ y con un alto grado de correlación (0.90), (Figura 8).

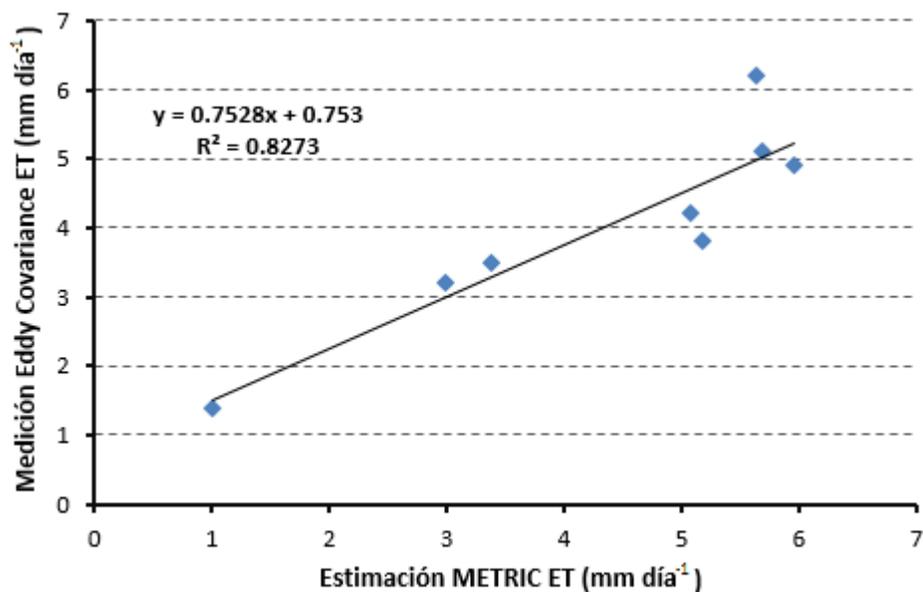


Figura 8. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida diaria

Por otra parte, si en la regresión asumimos una intersección de cero (Figura 9), la R^2 baja a 0.79, y la ecuación nos indica que con el modelo obtenido ($y = 0.9043x$), METRIC subestimaré a nivel diario aproximadamente el 10%, lo cual es muy aceptable cuando se están realizando estimaciones de bajo costo y en grandes superficies agrícolas. Más adelante se analizará el comportamiento de las estimaciones mensuales y temporales, esperando que estas reporten datos aún más precisos.

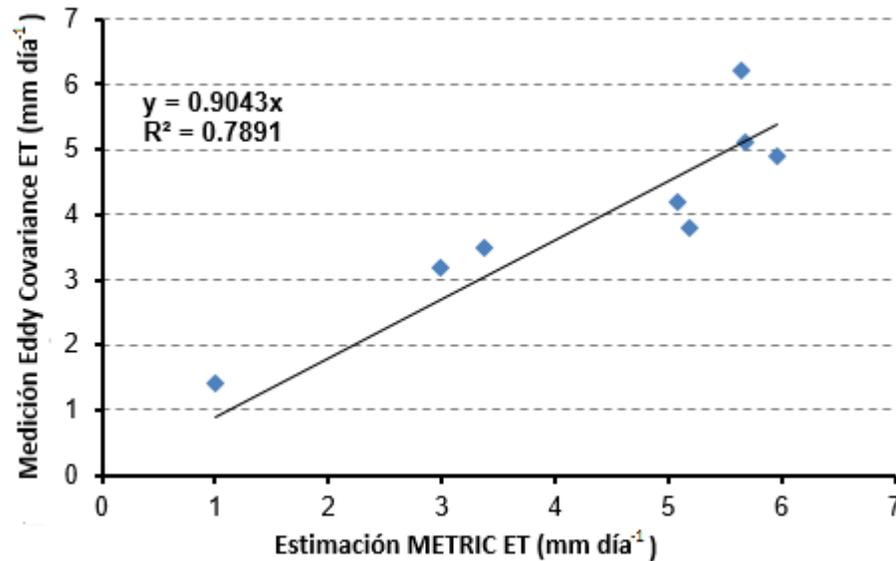


Figura 9. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida diaria con intersección de cero.

5.2.2 Validación del algoritmo METRIC en estimaciones mensuales

Debido a la baja resolución temporal de la toma de imágenes por los satélites, es necesario implementar métodos de interpolación de las estimaciones instantáneas de la ET a estimaciones diarias, lo que permitirá sumar los valores diarios y elaborar mapas de ET para diferentes periodos de tiempo (mensuales, anuales o temporales). Como se mencionó anteriormente la interpolación se realiza de la imagen equivalente al K_c (Ecuación 55) y esta se multiplica por la ET_r diaria reportada por la estación meteorológica para de obtener una imagen de ET total para cada uno de los meses analizados.

Los resultados muestran que en las estimaciones mensuales, los errores se reducen en comparación con las estimaciones diarias. El error reportado en el mes de enero es el más alto debido a los bajos valores que presenta el K_c para esas fechas. Debido a que es el inicio de la estación de crecimiento en la parcela de trigo; las condiciones de esta son muy diferentes a los pixeles que se utilizan en la calibración del pixel frío con cultivos completamente desarrollados, cubiertos por vegetación y que evapotranspiran por arriba del 100% (Cuadro 9).

Cuadro 9. Estimaciones mensuales de ET

Evapotranspiración (mm mes ⁻¹)				
MES	METRIC	Eddy Covariance	Diferencia	%Error
Enero	42.0	67.3	25.3	37.6
Febrero	91.8	89.3	-2.5	-2.8
Marzo	168.3	155.0	-13.3	-8.6
Abril	158.3	131.2	-27.1	-20.7
Mayo	54.2	49.7	-4.5	-9.0

En la Figura 10 se observa que METRIC tiende a sobre estimar las mediciones de ET, principalmente en los meses de rápido desarrollo del cultivo (marzo y abril), estas sobre estimaciones están más influenciadas por los datos reportados en la estación meteorológica que por el Kc estimado mediante METRIC. Por esta razón es importante contar con un estricto control de calidad de los datos meteorológicos utilizados para estimar los valores de ET diaria que se utilizaran para realizar las estimaciones mensuales.

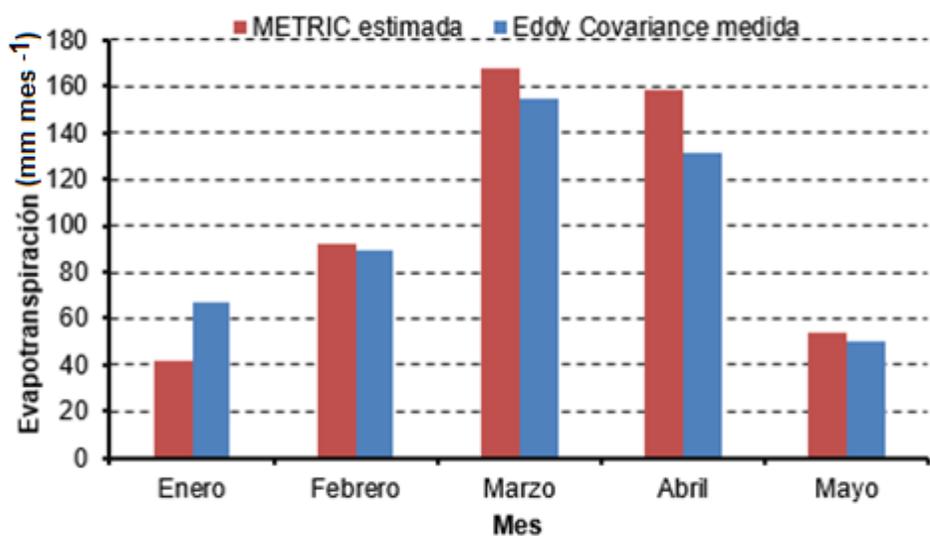


Figura 10. Comparaciones mensuales de ET medida y estimada.

El error medio absoluto (MAE) reportado entre las estimaciones mensuales de ET y las medidas mediante Eddy Covariance es de 14.5 mm mes^{-1} , el RMSE fue de 17.76 mm y el índice de acuerdo d es de 0.99 por lo cual el grado de aceptación de las estimaciones mensuales es alto, incluso mayor que el de las estimaciones diarias.

Los valores de ET mensuales interpolados y los estimados con EC se ajustaron a un modelo de regresión lineal con un coeficiente de determinación $R^2 = 0.93$, y un alto coeficiente de correlación de 0.96 (Figura 11).

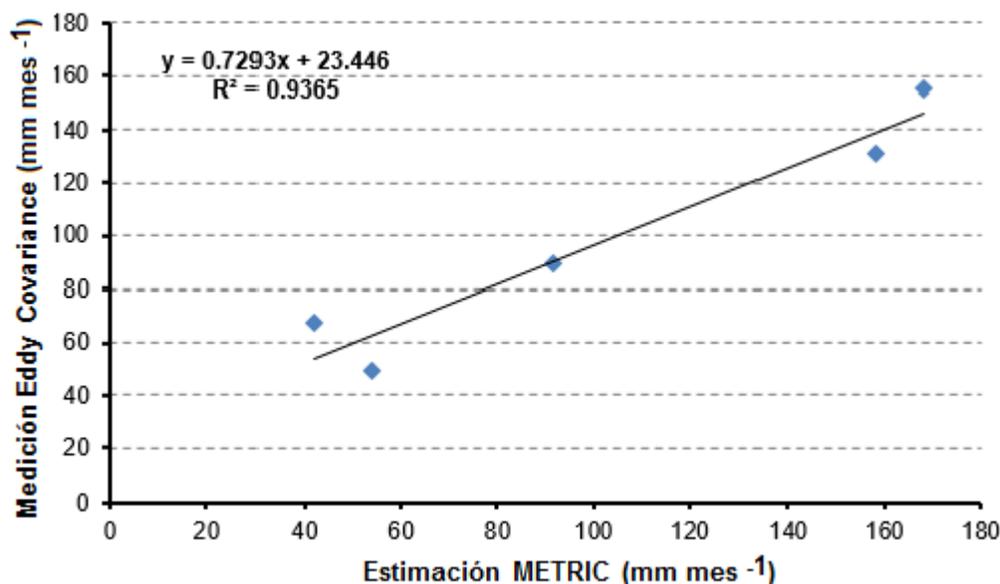


Figura 11. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida mensual.

Si en el modelo de regresión lineal se asume una intersección de cero, el coeficiente de determinación del modelo sigue siendo muy aceptable ($R^2 = 0.86$) e indica que con el modelo obtenido las estimaciones con METRIC estarán subestimando con menos del 9% la estimaciones mensuales reales de ET (Figura 12).

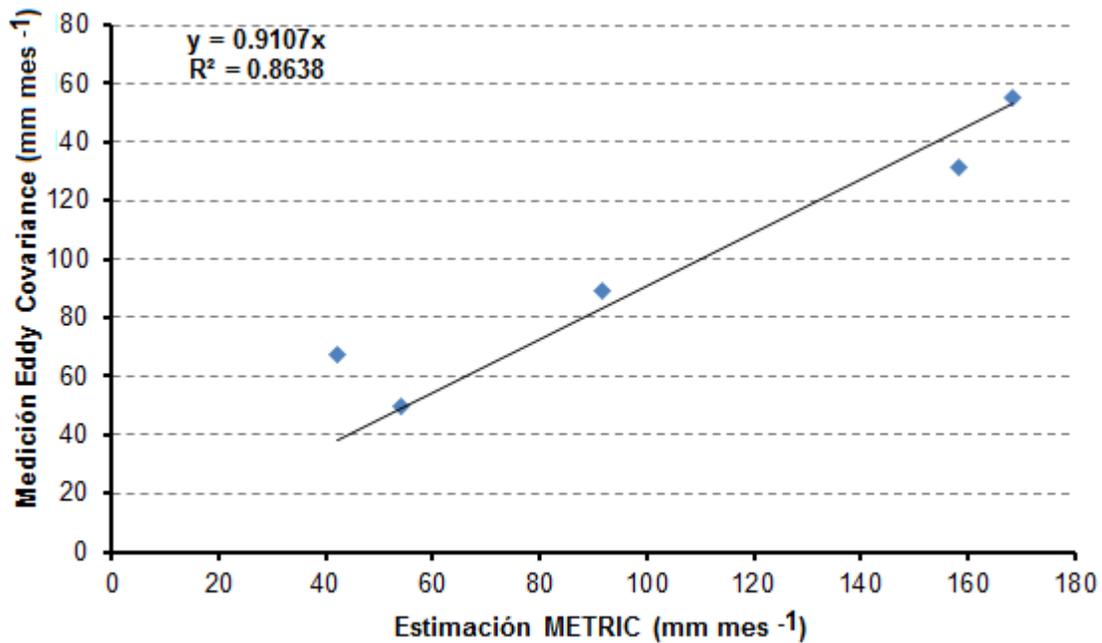


Figura 12. Modelo de regresión lineal de la ET estimada y medida mensual con intersección de cero.

De acuerdo con los indicadores analizados (R^2 , MAE, RMSE, d) a pesar de que las estimaciones diarias presentan cierto sesgo, el cual no se considera significativo, las interpolaciones mensuales reducen aún más estos errores y dan a METRIC mayor confiabilidad en las estimaciones de ET realizadas.

5.2.3 Validación del algoritmo METRIC para el ciclo de desarrollo del trigo

El análisis de las imágenes mensuales generadas con METRIC permitieron sumar los valores de ET mensuales y obtener un mapa de ET total de los diferentes cultivos en el periodo comprendido del 31 de diciembre del 2007 al 14 de mayo del 2008 en el Valle del Yaqui (Figura 13).

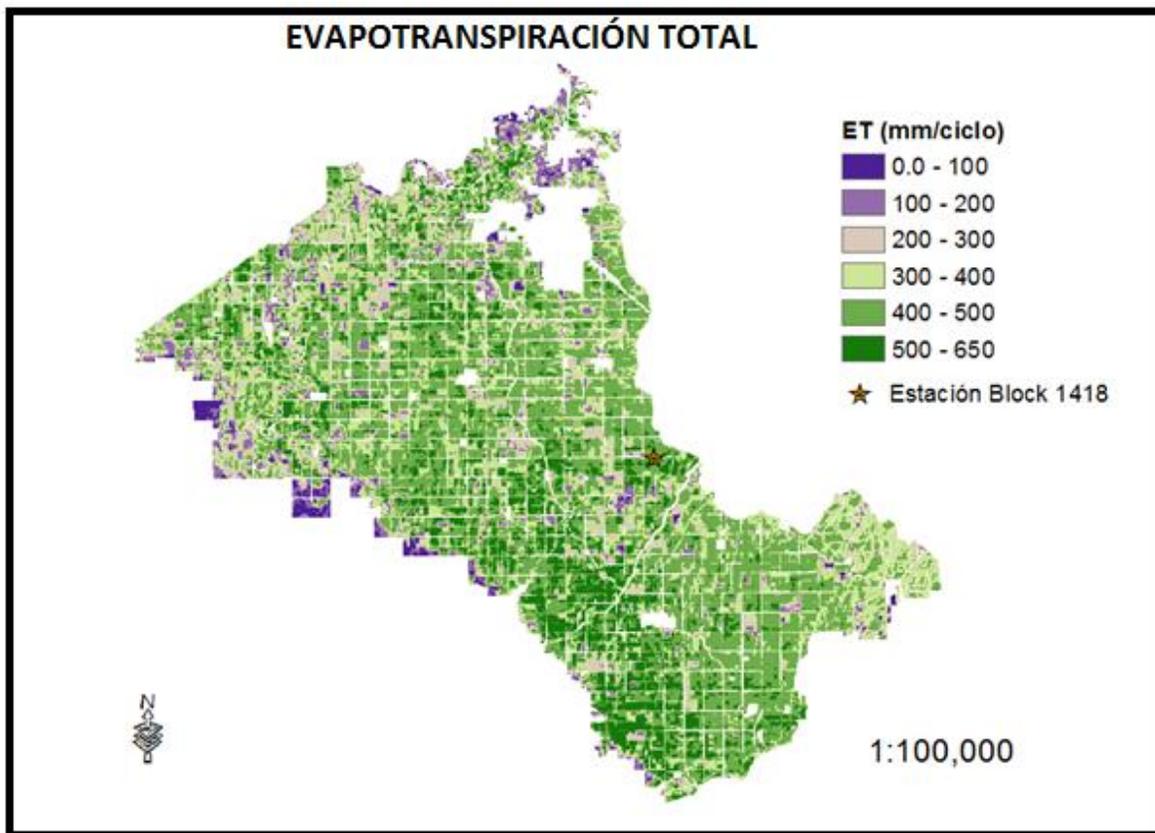


Figura 13. Distribución espacial de la ET en el ciclo de cultivo del trigo.

En la Figura 13 se muestra la distribución de la evapotranspiración para el ciclo de desarrollo del cultivo de trigo. Los valores más bajos de ET, identificados con colores más violáceos, se explican porque en el periodo de análisis, del 31 de diciembre al 14 de mayo, existen parcelas de riego con poca vegetación en los primeros días del año. Es decir, estas parcelas corresponden al ciclo de cultivo anterior lo que implica que al iniciar el lapso evaluado están prácticamente al final de su etapa de desarrollo, por lo cual, en la mayoría de los casos se asumen como parcelas secas que reportan una ET cercana a cero.

El volumen promedio evapotranspirado para el ciclo analizado es de 400 mm. En el Cuadro 10 se aprecia que cerca del 70% de la superficie evapotranspiró entre 300 y 500 mm. Estos datos son similares a los reportados por De la Peña (2001) quien



realizó un estudio del uso consuntivo del agua por el cultivo de trigo en una parcela del valle del yaqui, y reportó una lámina evapotranspirada de 429 mm.

Cuadro 10. Rangos de ET por superficie en el ciclo de desarrollo del trigo

Rango ET (mm ciclo ⁻¹)	Superficie (ha)	% del Total
0.0 - 100	3,114.63	1.36
100 - 200	11,943.81	5.23
200 - 300	23,956.83	10.48
300 - 400	55,315.71	24.21
400 - 500	105,012.90	45.96
500 - 650	29,156.22	12.76
Total	228,500.10	100.00

La estimaciones mediante el algoritmo METRIC estiman una ET total de 514.6 mm, mientras que en las mediciones directas con Eddy Covariance, en la parcela de trigo, estima un valor de 492.5 mm (Figura 14), lo cual indica que METRIC sobreestimó la ET, para toda la estación de crecimiento del cultivo de trigo, en 22 mm, lo que representa un error en las estimaciones de 4.4%.

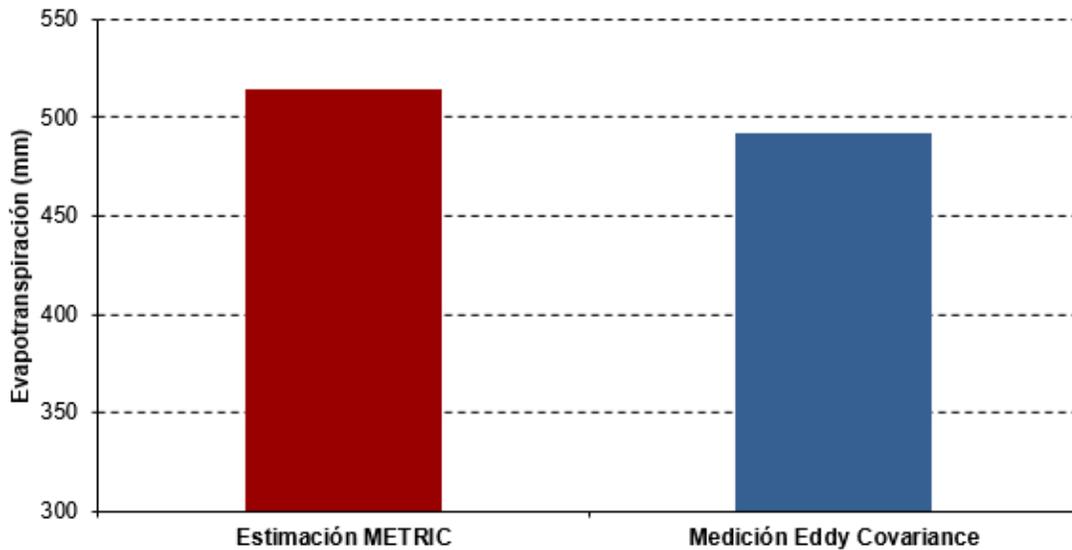


Figura 14. Comparación de la ET medida y estimada en el ciclo de desarrollo del trigo

Los resultados de la validación del METRIC son similares a los reportados por otros autores como (Irmak *et al.*, 2011; Mkhwanazi *et al.*, 2012; Hankerson *et al.*, 2012), ya que en el trabajo realizado por Irmak *et al.*, (2011) reportan coeficientes de correlaciones de 0.88 entre estimaciones directas y realizadas con este algoritmo para el ciclo completo del cultivo de maíz, mientras que en el presente trabajo se encontraron R^2 de 0.83 en estimaciones diarias y de 0.93 para estimaciones mensuales, similar a la reportada por Mkhwanazi *et al.*, (2012) quienes encontraron coeficientes de regresión de 0.98 con errores en las estimaciones del 5%, mientras Allen *et al.*, (2007b) reporta errores promedio en diferentes cultivos de 4%, prácticamente igual a los errores de 4.4% encontrados en este estudio.

Hankerson *et al.*, (2012) reportaron que cuando el trigo está en la etapa de desarrollo (febrero, marzo y mediados de abril) no se presentan diferencias significativas en las estimaciones, si no que estas se incrementan cuando el cultivo está en los primeros días de desarrollo o al final de su ciclo, cuando las condiciones son muy diferentes a los cultivos que están evapotranspirando alrededor del 100% de la ET_r , lo cual coincide con los resultados obtenidos en este estudio donde los mayores errores de estimación se encontraron al inicio y final del ciclo de desarrollo del cultivo de trigo.

Por lo anterior se considera que el algoritmo METRIC es una alternativa viable para realizar estimaciones precisas de ET. Aunque los mayores sesgos se presentan en las mediciones diarias, conforme se van interpolando a valores mensuales o temporales los errores disminuyen y esto aumenta la validez del algoritmo para estimar con precisión la ET de los cultivos.

Una vez validadas las estimaciones realizadas mediante METRIC, se analizará la variación espacial y temporal de los diferentes cultivos presentes en el distrito, así como una estimación de la eficiencia del uso del agua en el Valle del Yaqui.

5.3 Análisis de la variación espacial y temporal de la ET

Para analizar la variación de la ET en el espacio y el tiempo se presentan cuatro imágenes, en los días julianos 39, 71, 103 y 135 (ver figuras 15-18) de las ocho procesadas, ya que mediante estas es posible identificar el patrón general de desarrollo de los cultivos dentro del distrito sin necesidad de discutir las ocho imágenes analizadas.

Según estadísticas reportadas por la CONAGUA⁴, para el ciclo Otoño-Invierno del 2007-2008, se sembró más del 86% de la superficie del distrito de riego con trigo. Las fechas de siembra recomendadas por el INIFAP⁵ son para finales de noviembre y mediados de diciembre aunque se llegan a prolongar hasta principios de enero.

La primera imagen a reportar del día juliano 39 (Figura 15) que corresponde al 08 de febrero, fecha en la cual se supone se tiene un desarrollo intermedio del cultivo de trigo sembrado en el Distrito y se estima que se estará evapotranspirando en forma aproximada entre el 50 y el 80% de la evapotranspiración de referencia (ET_r).

En la imagen del día juliano 39 (Figura 15) muestra que los valores más bajos de ET corresponden a aquellas parcelas que presentan suelo sin cultivo o un bajo porcentaje de desarrollo. Los valores cercanos a cero son aceptables ya que en días

⁴ <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/Estad%C3%ADsticas%20agr%C3%ADcolas%20%202008-2009.pdf>

⁵ <http://www.jlsvyaqui.org.mx/Avisos/FechasSiembra%202008-2009.jpg>

anteriores a la toma de la imagen no se presentaron lluvias, por lo tanto se asume que el suelo está completamente seco y no hay forma de que esté perdiendo agua por evaporación.

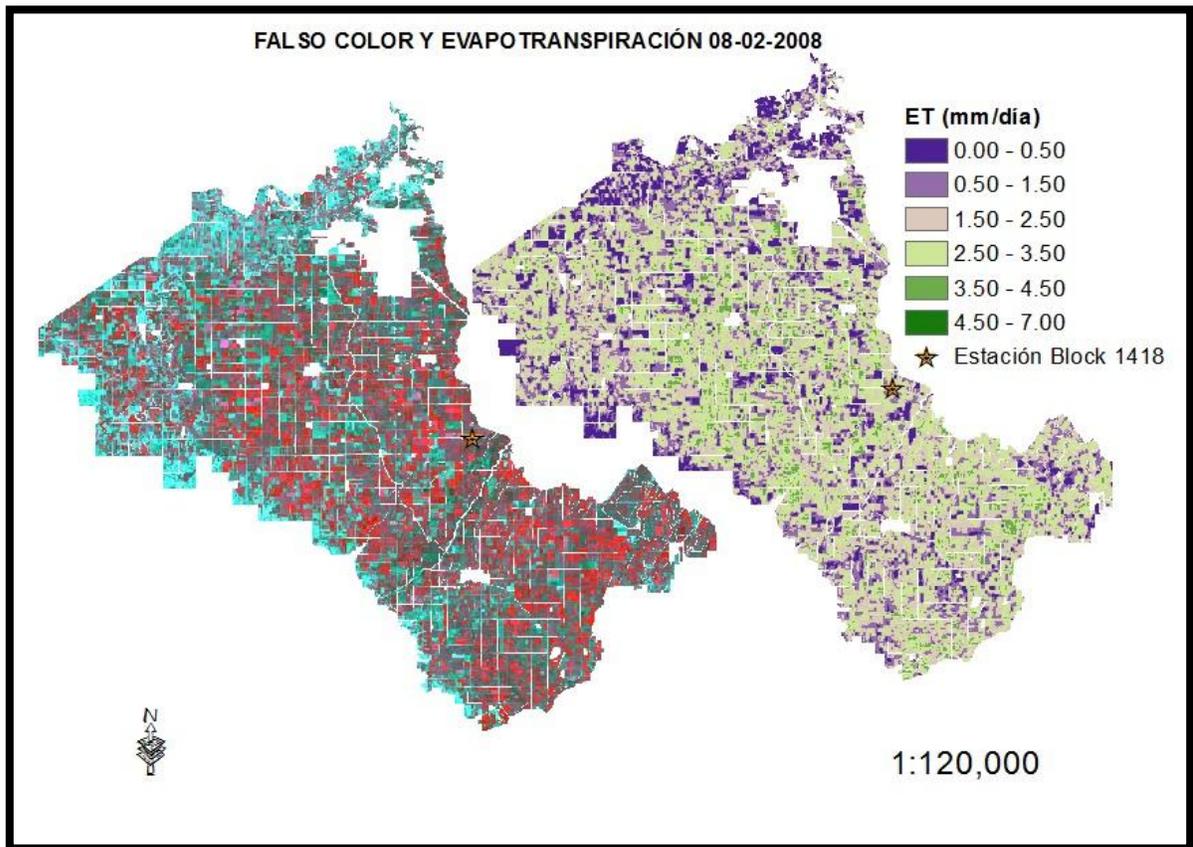


Figura 15. Distribución espacial de la ET en el día juliano 39.

Por otra parte, los valores más comunes de ET fluctúan de 1.5 a 3.5 mm día⁻¹, con más del 67% de la superficie del distrito, lo cual representa alrededor de 50 a 80% de la ET_r. En la estación meteorológica del Block 1418 para ese día, se calcula un valor de 4.2 mm día⁻¹. Para el día juliano 39 la lámina evapotranspirada promedio en el distrito es de 2.23 mm día⁻¹ (cuadro 11).

Cuadro 11. Rangos de ET por superficie en el día juliano 39.

Rango ET (mm día ⁻¹)	Superficie (ha)	% del Total
0.0 - 0.5	15,077.43	6.60
0.5 - 1.5	41,462.91	18.15
1.5 - 2.5	69,248.25	30.31
2.5 - 3.5	84,655.98	37.05
3.5 - 4.5	18,005.76	7.88
4.5 - 7.0	49.77	0.02
Total	228,500.10	100.00

La segunda imagen, del 11 de marzo, muestra que la mayor parte de las parcelas se encuentran sembradas, ya que la CNA reportó que cerca del 86% estaba sembrado con trigo por lo cual los valores de ET son altos. Sin embargo, se reportan valores bajos de ET que podrían estar asociados a siembras de Otoño Invierno de cártamo, y maíz de Primavera-Verano del 2008 ya que ambos cultivos cubren casi el 8% de la superficie bajo riego del Distrito. Para esta fecha, se espera que las parcelas sembradas con trigo estén completamente desarrolladas, con un coeficiente de cultivo (K_c) que fluctúe alrededor de 1, mientras que para los cultivos que están en una etapa temprana de desarrollo, los coeficientes de cultivo podrían estar por abajo del 50% de la ET_r .

En la imagen de la Figura 16 se puede apreciar zonas con valores de evapotranspiración cercanos a cero, esto como ya se discutió anteriormente se debe a que se trata de parcelas con suelo sin vegetación o secos.

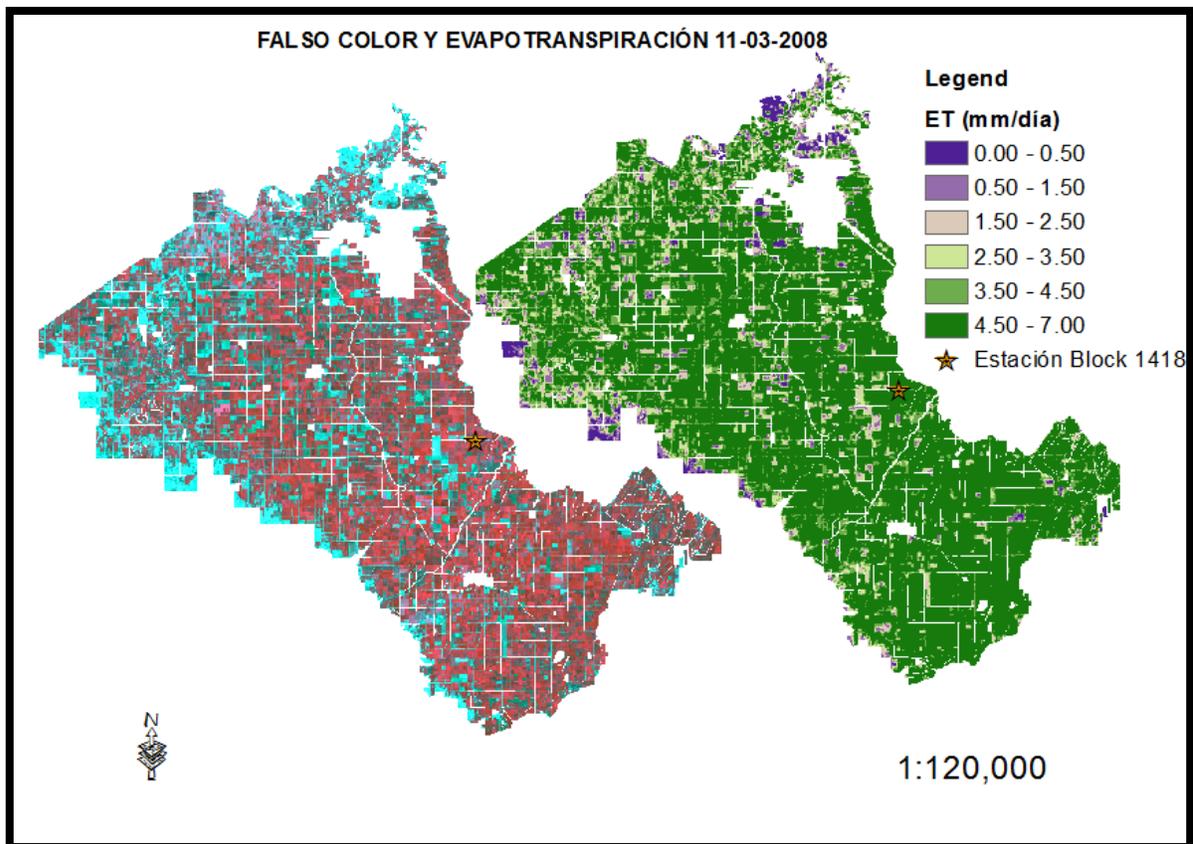


Figura 16. Distribución espacial de la ET en el día juliano 71.

Por otra parte, el rango de valores más comunes es de 4.5 a 7 mm día⁻¹, con más del 65% de la superficie del distrito (Cuadro 12) lo que representa alrededor del 100% de la evapotranspiración de referencia ya que para ese día se reportó un valor de 6 mm día⁻¹. Alrededor del 8% de la superficie evapotranspira entre 0.5 y 2.5 mm día⁻¹, lo cual se puede asociar con las siembras de cártamo y maíz.



Cuadro 12. Rangos de ET por superficie en el día juliano 71.

Rango ET (mm día ⁻¹)	Superficie (ha)	% del Total
0.0 - 0.5	4,227.93	1.85
0.5 - 1.5	8,123.58	3.56
1.5 - 2.5	12,380.58	5.42
2.5 - 3.5	16,829.28	7.37
3.5 - 4.5	37,358.01	16.35
4.5 - 7.0	149,580.72	65.46
Total	228,500.10	100.00

Es muy probable que para el 12 de abril las parcelas que no presentan vegetación no se hayan sembrado para el ciclo Otoño-Invierno 2008, ya que las fechas de siembra más tardías recomendadas por INIFAP son hasta finales de marzo. En la Figura 17 se aprecia que los rangos más altos de ET son los más comunes, esto se debe a que la mayor parte de los cultivos del distrito ya se encuentran completamente desarrollados y estarán evapotranspirando a su máxima capacidad.

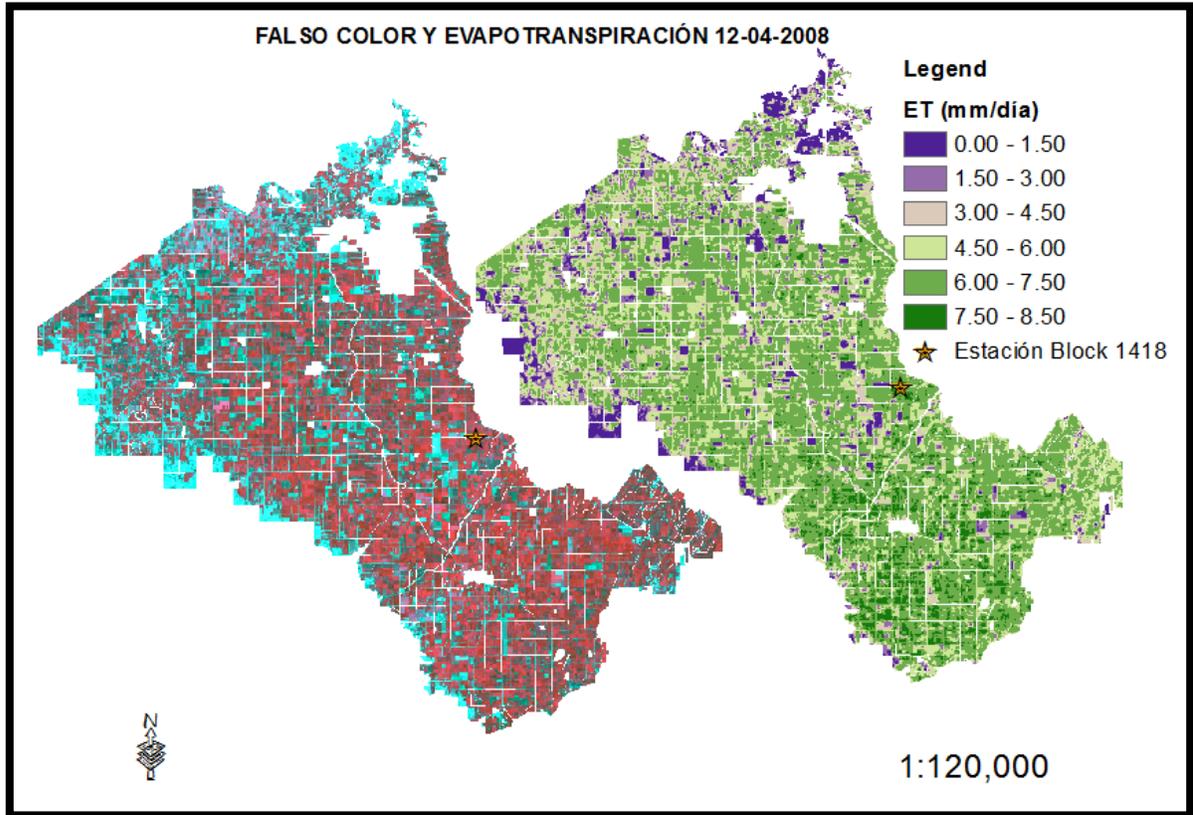


Figura 17. Distribución espacial de la ET en el día juliano 103.

La evapotranspiración de referencia reportada en la estación Block 1418 para el 12 de abril fue de 7 mm día^{-1} . De manera general el K_c más común oscila alrededor de 0.9 a 1.2. Más del 80% de la superficie reporta una ET entre 5 y 8 mm día^{-1} (Cuadro 13). El volumen promedio evapotranspirado en el Distrito es de 5.71 mm.



Cuadro 13. Rangos de ET por superficie en el día juliano 103.

Rango ET (mm día ⁻¹)	Superficie (ha)	% del Total
0.0 - 1.5	9,731.88	4.26
1.5 - 3.0	12,681.54	5.55
3.0 - 4.5	19,899.27	8.71
4.5 - 6.0	52,263.81	22.87
6.0 - 7.5	113,718.51	49.77
7.5. - 8.5	20,205.09	8.84
Total	228,500.10	100.00

La última imagen analizada corresponde al 14 de mayo (Figura 18), para esta fecha la mayoría de las parcelas con trigo ya han sido cosechadas o se encuentran al final de la etapa de madurez. Por esta razón casi en la totalidad del Distrito se encuentra sin vegetación, aunque es posible observar algunas parcelas que están en desarrollo, y que pueden corresponder a otros cultivos ya que en el valle del yaqui se siembran alrededor de 30 diferentes cultivos con una alta variabilidad en las fechas de siembra.

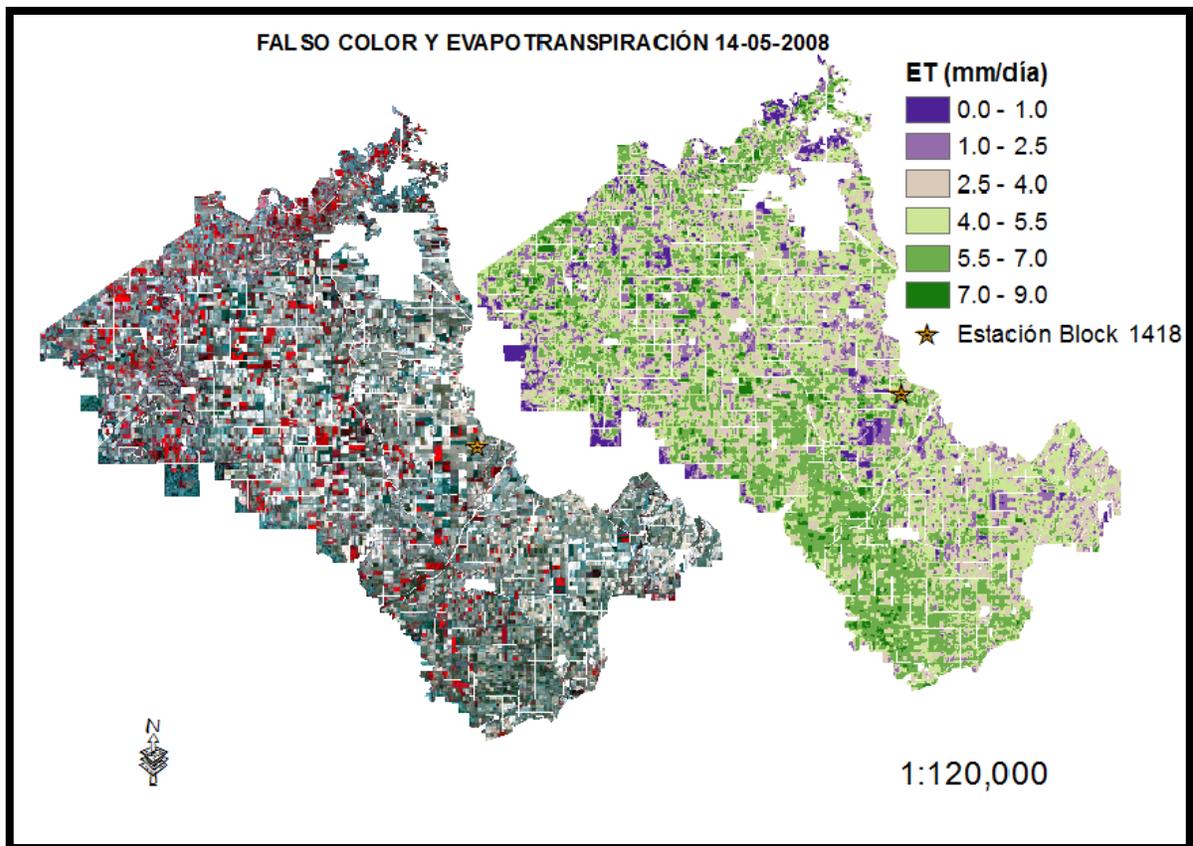


Figura 18. Distribución espacial de la ET en el día juliano 135.

El rango predominante de ET fue de 2.5 a 5.5 mm día⁻¹ (Cuadro 14), sin embargo una cantidad significativa de parcelas al sur del Distrito reportan valores entre 5.5 y 7 mm día⁻¹, lo que corresponde de manera general entre el 50 y el 80 % de la ET_r que para ese día presentó un valor de 8 mm día⁻¹, esto puede explicarse debido a que en el Valle del Yaqui es muy común que los productores dejen residuos de vegetación de la cosecha anterior, la cual estará perdiendo agua por evaporación. La evapotranspiración promedio del distrito para este día fue de 4.34 mm, lo cual representa alrededor del 50% de la ET_r.



Cuadro 14. Rangos de ET por superficie en el día juliano 135

Rango ET (mm día ⁻¹)	Superficie (ha)	% del Total
0.0 - 1.0	8,012.16	3.51
1.0 - 2.5	24,834.60	10.87
2.5 - 4.0	53,301.06	23.33
4.0 - 5.5	76,259.52	33.37
5.5 - 7.0	58,525.65	25.61
> 7.0	7,567.11	3.31
Total	228,500.10	100.00

De manera general así fue como se distribuyó la evapotranspiración de los cultivos del distrito de riego Río Yaqui, aunque se presentan únicamente cuatro imágenes de ET, es importante señalar que el análisis se hizo en base a ocho tomas que abarcaron el ciclo completo de desarrollo del trigo. Se consideró suficiente que una imagen por mes es suficiente para poder identificar los cambios importantes en términos de cobertura de la vegetación, los cuales influenciaran fuertemente las tasas de ET.

5.4 Eficiencia del uso del agua en el Distrito de Riego Río Yaqui (041)

Las estimaciones de alta precisión de la distribución espacial y temporal de la ET tienen aplicaciones principalmente en zonas áridas y semiáridas donde los problemas de escasez de agua son muy comunes. En el Valle del Yaqui, donde cada año son irrigadas cerca de 230,000 hectáreas de cultivos, es necesario contar con estudios detallados de consumo de agua por las plantas que indiquen la eficiencia con la que se está utilizando el agua de riego, con la finalidad de hacer un mejor uso en la aplicación, distribución y manejo del agua en el Distrito.

Como se mencionó anteriormente más del 86% de la superficie del distrito está ocupada por el trigo, en el ciclo de cultivo Otoño-Invierno, y este se siembra desde mediados de Noviembre hasta mediados de diciembre, y las fechas límites para la



cosecha están establecidas para el 30 de mayo. Por lo cual, si se conocen los volúmenes de agua utilizados para el riego de cultivos establecidos dentro del Distrito, se pueden hacer estimaciones de la eficiencia del riego para la duración del ciclo de desarrollo de este cultivo, (del 1 de diciembre hasta el 30 de mayo) si se conoce la cantidad de agua que es utilizada en la evapotranspiración de estos.

Para calcular la eficiencia en el uso del agua de riego se utilizaron los volúmenes de agua entregados a los usuarios de riego, reportados por la Subdirección General de Infraestructura Hidroagrícola del Distrito de Riego 041, entre los meses de diciembre a mayo (Cuadro 15), y con la ET estimada mediante METRIC.

Cuadro 15. Volumen extraído de presas y pozos profundos

Volumen a nivel de presa y pozos profundos		
Año	Mes	Miles de M3
2007	Diciembre	81,406.22
2008	Enero	145,267.12
2008	Febrero	346,937.97
2008	Marzo	415,488.86
2008	Abril	234,936.92
2008	Mayo	46,241.77
Total		1,270,278.86

El volumen evapotranspirado en todo el distrito, estimado mediante METRIC, para los 6 meses, fue de 938,251.91 Mm³, mientras que el volumen aplicado fue de 1,270,278.86 Mm³, y el volumen aportado por la precipitación efectiva fue de 137,038.08 Mm³. Por lo cual, la eficiencia del uso del agua fue del 66%, menor al 71% reportado por la Subdirección General de Infraestructura Hidroagrícola del Distrito de Riego 041.

Es importante señalar que esta estimación de eficiencia de uso del agua es muy gruesa, ya que se realizó a nivel del Distrito, sin embargo estas estimaciones podrían mejorarse si se contara con información de los volúmenes de agua aplicados a nivel de parcela, módulos o secciones de riego. Con esto se conocería la eficiencia del uso del agua de riego, misma que podría estar disponible para los usuarios de riego, y las asociaciones de productores a fin de optimizar el uso del



escaso recurso y mejorar la productividad de los cultivos, especialmente de trigo que por su cobertura espacial es el que utiliza la mayor cantidad de agua.

5.5 Estimación de coeficiente de cultivo (K_c) mediante índices de vegetación

Una de las principales limitantes de resolver el balance de energía mediante imágenes de satélite, es que es necesario utilizar sensores que cuentan con al menos una banda térmica; lo cual en ocasiones es complicado ya que la mayoría de satélites con alta resolución espacial no la incluyen. Como alternativa a esto se analizaron las relaciones que existen entre algunos indicadores del desarrollo de la vegetación como el NDVI y SAVI, con el K_c del trigo. Con la finalidad de encontrar alternativas para realizar estimaciones precisas de ET cuando no es posible resolver el balance de energía.

Estas relaciones ayudan también cuando es difícil identificar los píxeles fríos en condiciones óptimas de desarrollo, es decir con altos índices de vegetación y área foliar y bajas temperaturas. Por lo cual, se pueden utilizar estos coeficientes para resolver el balance de energía cuando no existen cultivos con las condiciones especificadas en la calibración por condiciones extremas.

5.5.1 Relación entre el NDVI y el K_c

El índice de vegetación (NDVI) y un equivalente al K_c (ET_{rF}) se estimaron como procesos intermedios del balance de energía con las ecuaciones 15 y 55, respectivamente. Mediante un análisis de regresión lineal se encontró la relación entre el NDVI medido para estimar el valor de K_c , en una parcela identificada con trigo donde se resolvió el balance de energía con METRIC. Posteriormente el modelo lineal generado para obtener el K_c con base al NDVI se validó en la parcela de trigo donde se realizaron las mediciones directas de la ET mediante la torre de Eddy Covariance, con la finalidad de comparar las mediciones directas, con las estimaciones obtenidas multiplicando el K_c (obtenido en base al NDVI con el modelo generado) por la ET_r obtenida de la estación meteorológica denominada Block 1418, para el día de la toma de la imagen.

El modelo lineal para estimar K_c , a partir de los valores de NDVI, es muy diferente al propuesto por Palacios *et al.*, (2011) para el cultivo de trigo, debido a que ellos plantearon esta relación para la ET de referencia del pasto, mientras que el presente trabajo se realizó para alfalfa como cultivo de referencia. El modelo de regresión estimado tuvo un coeficiente de determinación de 0.85, que indica que el modelo de predicción explica la variación del K_c en función del valor de NDVI con un alto coeficiente de correlación de 0.92, lo cual difiere con el coeficiente de determinación del modelo lineal de 0.74 por Palacios en el Distrito de Riego Río Mayo (Figura 19).

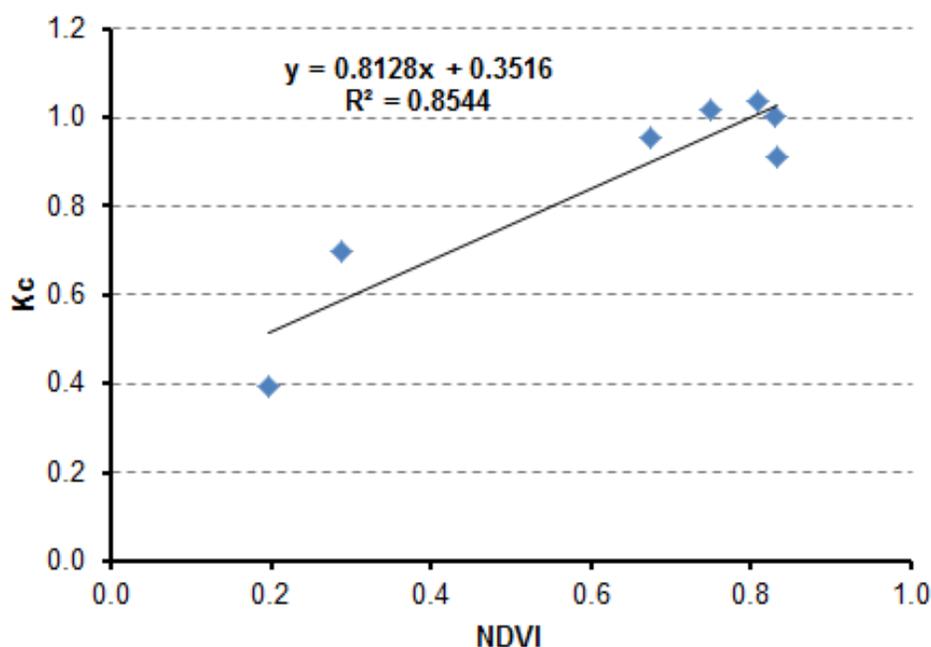


Figura 19. Modelo de regresión lineal del NDVI y el K_c .

Con el modelo de regresión lineal obtenido en la figura anterior se estimó el K_c en base al valor promedio del NDVI de la parcela de trigo donde se realizaron las mediciones de Eddy Covariance, para cada una de las imágenes analizadas. Debido a los problemas de saturación que presenta el NDVI, el K_c no logra alcanzar valores por arriba de 1 (Cuadro 16), aunque se aprecia un comportamiento típico de cultivos anuales, donde al inicio del ciclo tanto los valores de K_c como de NDVI son bajos, posteriormente incrementan en la etapa intermedia y vuelven a bajar al final del ciclo de desarrollo. Sin embargo es necesario comparar las mediciones de ET directas



con las estimaciones realizadas usando IV para analizar detalladamente si es viable utilizar estos

Cuadro 16 Estimación de Kc basado en NDVI

Día Juliano	NDVI*	Kc (NDVI)
15	0.4	0.6
39	0.7	0.9
55	0.7	1.0
71	0.7	0.9
87	0.6	0.9
103	0.6	0.8
119	0.2	0.5
135	0.2	0.5

* Valor promedio de la parcela sembrada con trigo donde se instaló la torre de EC.

El Kc obtenido se multiplicó por la ET_r de la estación meteorológica, y posteriormente se comparó la ET estimada mediante el NDVI y la medida directamente en campo, para los días de la toma de la imagen (Cuadro 17). De manera general las estimaciones mediante NDVI tienden a subestimar la ET, aunque el mayor sesgo se presenta en los primeros días de desarrollo del cultivo, con más del 60% de error, esta diferencia se debe probablemente a que el NDVI no presentan valores bajos al inicio del ciclo ya que el primer dato de NDVI a los 15 días de sembrado es de 0.4.



Cuadro 17. Comparaciones de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC

Evapotranspiración (mm día⁻¹)						
Fecha	Día Juliano	Estimación NDVI	Eddy Covariance	Diferencia	% Error	
15/01/2008	15	2.3	1.4	-0.9	-64.3	
08/02/2008	39	3.3	3.5	0.2	5.7	
24/02/2008	55	4.9	4.2	-0.7	-16.7	
11/03/2008	71	5.1	6.2	1.1	17.7	
27/03/2008	87	4.7	5.1	0.4	7.8	
12/04/2008	103	5.7	4.9	-0.8	-16.3	
28/04/2008	119	4.2	3.8	-0.4	-10.5	
14/05/2008	135	3.8	3.2	-0.6	-18.8	

Los resultados encontrados en este trabajo son muy diferentes a los reportados por Hunsaker et al. (2005) para el cultivo de trigo en Maricopa, ya que ellos utilizaron una función poli-nómica de tercer grado, obteniendo un coeficiente de determinación de 0.90 y los errores entre las mediciones directas y las realizadas en base al NDVI variaron entre -5 y 3%. Mientras que en las estimaciones realizadas en el presente se encontró un modelo de regresión lineal con un coeficiente de determinación de 0.77 (Figura 2) y coeficiente de correlación de 0.87, un error medio absoluto (MAE) de 0.62 mm día⁻¹, un RMSE de 0.69 mm día⁻¹, y un índice de acuerdo (d) de 91%. Estos resultados son similares y con mejores ajustes a los reportados por Singh e Irmark (2009), los cuales encontraron coeficientes de determinación de 0.74 y un RMSE de 0.21 mm.

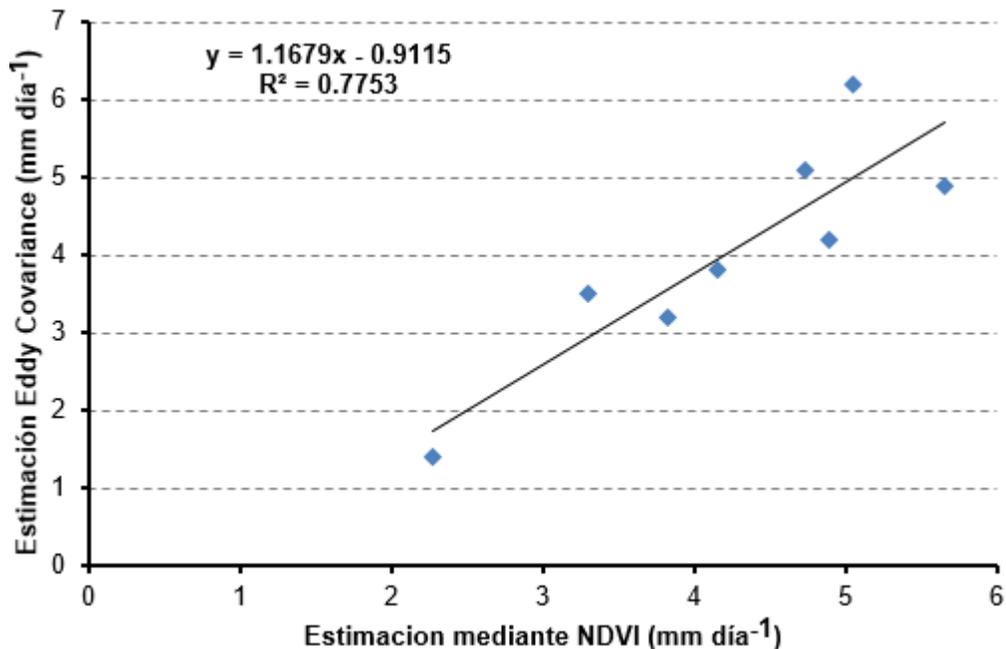


Figura 20. Modelo de regresión lineal de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC.

Las estimaciones en base al NDVI, por presentar buenos ajustes en los indicadores como el coeficiente de correlación, el índice de acuerdo y el RMSE, son una alternativa viable para calcular ET, ya que las estimaciones a nivel diarios, en cada una de las imágenes, no presentan sesgos significativos.

Para estimar la ET diaria se ajustó el valor de NDVI a una función cubica con un coeficiente de determinación de 0.81 (Figura 21) que permitió conocer la distribución del NDVI en el tiempo. En base al modelo mostrado en la Figura 19 se obtuvieron valores diarios del coeficiente de cultivo (K_{cd}), es decir:

$$NDVI_d = 0.0000016 * d^3 - 0.0004905 * d^2 + 0.0390512 * d \dots \text{ (Ecuación 87)}$$

Entonces:

$$K_{cdNDVI} = 0.8128 * NDVI_d + 0.3516 \dots \text{ (Ecuación 88)}$$

Donde: $NDVI_d$ es el valor diario del índice de vegetación, d es el día juliano y K_{cdNDVI} es el valor diario del coeficiente de cultivo estimado en base al NDVI.

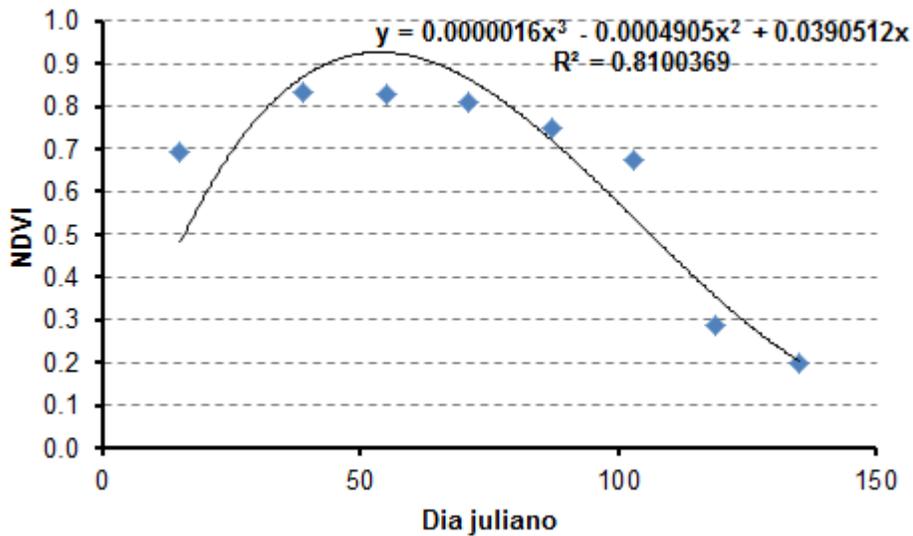


Figura 21. Estimación diaria del NDVI.

Al conocer los valores diarios del coeficiente de cultivo fue posible determinar la cantidad de agua consumida, por el cultivo de trigo, en el proceso de evapotranspiración. Para esto se utilizó la siguiente ecuación:

$$ET = \sum_{d=1}^n ET_r * K_{cdNDVI} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 89)}$$

Donde: ET_r es la evapotranspiración diaria reportada en la estación meteorológica.

Al realizar la comparación de la ET, para el ciclo del cultivo del trigo, entre el valor estimado en base al NDVI y el estimado mediante Eddy Covariance se encontraron diferencias significativas, ya que la primera reportó un valor total de 556.41 mm mientras que las estimaciones directas reportaron un valor de 492.54, lo cual representa una diferencia de 63 mm, que equivalen a un 12% de error.

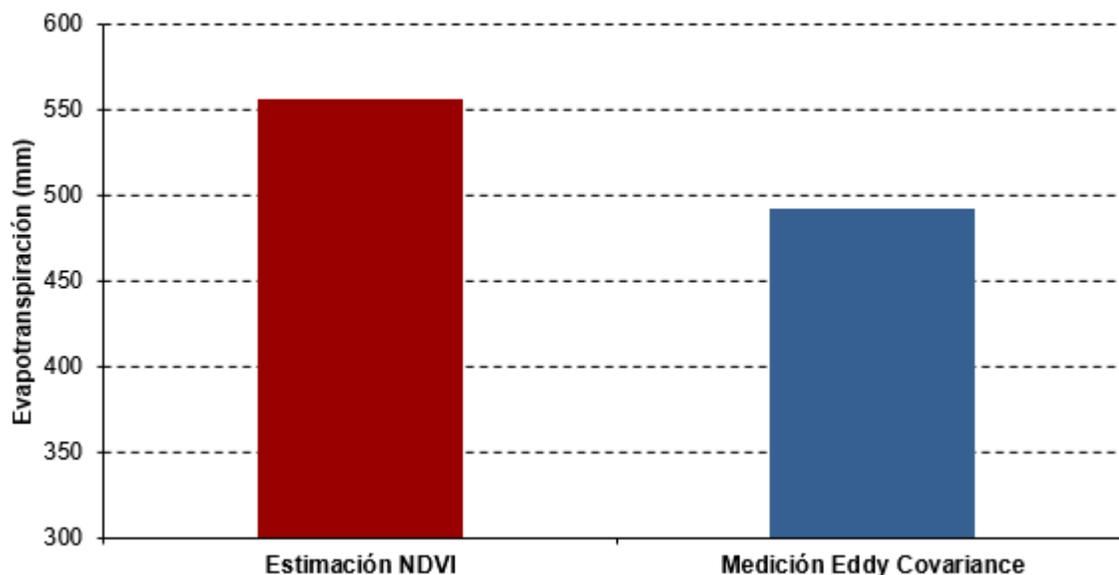


Figura 22. Comparación de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC para el ciclo de desarrollo del trigo.

El uso del NDVI representa una alternativa viable para hacer estimaciones precisas de ET a nivel diario, sin embargo presenta problemas en la estimación cuando se utiliza para mediciones de un ciclo agrícola completo. Es muy probable que este sesgo en las comparaciones se presente al utilizar la función cubica para las estimaciones diarias de ET, ya que el modelo planteado en la Figura 21 no describe adecuadamente la distribución temporal del índice de vegetación. Es importante señalar que en otros trabajos realizados, para estimar los K_c en base al NDVI (Tasumi *et al.*, (2005) y Singh e Irmak (2009)), se recomienda plantear una función para cada tipo de cultivo, ya que es muy variable el desarrollo de sus ciclos vegetativos.

5.5.2 Relación entre el SAVI y el K_c

Al igual que con el NDVI, se generó un modelo de regresión mediante SAVI (índice de vegetación ajustado para suelo) y el K_c , con la finalidad de establecer la relación que existe entre ellas, en una parcela identificada con trigo donde se estimó ET con

METRIC. Esta regresión se validó en la parcela de trigo donde se realizaron las mediciones directas de la ET mediante la torre de Eddy Covariance.

En la Figura 23 se puede apreciar el modelo de regresión lineal, para estimar el valor de Kc a partir del SAVI, con un coeficiente de determinación de 0.84. Este difiere con el modelo exponencial negativo, con tres parámetros para ajustar las estimaciones de Kc, propuesto por Garatuza y Watts (2003) para trigo en el Valle del Yaqui.

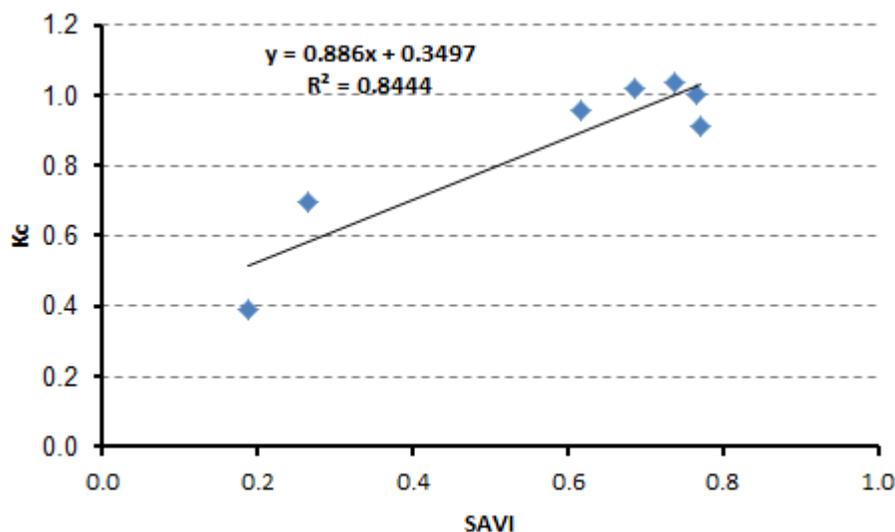


Figura 23. Modelo de regresión lineal del SAVI y el Kc.

Al igual que con el NDVI, con el modelo de regresión lineal obtenido en la figura anterior se estimó el Kc en base al valor promedio del SAVI de la parcela de trigo donde se realizaron las mediciones de Eddy Covariance, para cada una de las imágenes analizadas. Debido a los problemas de saturación que también presenta este índice, el Kc no logra alcanzar valores por arriba de 1 (Cuadro 18).

Cuadro 18 Estimación de Kc en base a SAVI.

Día Juliano	SAVI*	Kc (SAVI)
-------------	-------	-----------



15	0.2	0.5
39	0.6	0.9
55	0.7	0.9
71	0.6	0.9
87	0.6	0.8
103	0.5	0.8
119	0.2	0.5
135	0.2	0.5

* Valor promedio de la parcela sembrada con trigo donde se instaló la torre de EC.

Al igual que el NDVI el mayor sesgo se presenta al inicio de desarrollo del cultivo, sin embargo la estimación mediante SAVI es más acertada debido a que el valor inicial de este índice es de 0.2 mientras que el del NDVI es de 0.4, lo que ocasiona que el error en la primera estimación se dispare.

Al realizar las comparaciones entre los valores estimados con SAVI y los medidos en campo, se puede apreciar una relación aceptable entre los dos, ya que presentan un índice de acuerdo del 92%, un error medio absoluto (MAE) de 0.57, mientras que el RMSE fue de 0.64 mm día⁻¹. Los mayores sesgos se encuentran comúnmente al inicio y fin del ciclo de desarrollo del trigo (Cuadro 19).

Cuadro 19. Comparaciones de la ET estimada con base al SAVI y la medida con EC

Evapotranspiración (mm día⁻¹)



Fecha (toma de imagen)	Día Juliano	Estimación SAVI	Eddy Covariance	Diferencia	% Error
15/01/2008	15	1.9	1.4	-0.48	-34.2
08/02/2008	39	3.2	3.5	0.30	8.5
24/02/2008	55	4.7	4.2	-0.53	-12.6
11/03/2008	71	4.9	6.2	1.34	21.6
27/03/2008	87	4.6	5.1	0.53	10.4
12/04/2008	103	5.3	4.9	-0.45	-9.1
28/04/2008	119	4.1	3.8	-0.27	-7.0
14/05/2008	135	3.8	3.2	-0.63	-19.7

Los resultados obtenidos en este modelo son muy parecidos a los reportados por Garatuza y Watts (2003), que encontraron un coeficiente de correlación de 0.7765, con errores promedio en las estimaciones diarias menores a 1 mm. Mientras que en este estudio se obtuvo una R^2 de 0.7853 (Figura 24) con errores medios de 0.57 mm dia^{-1} .

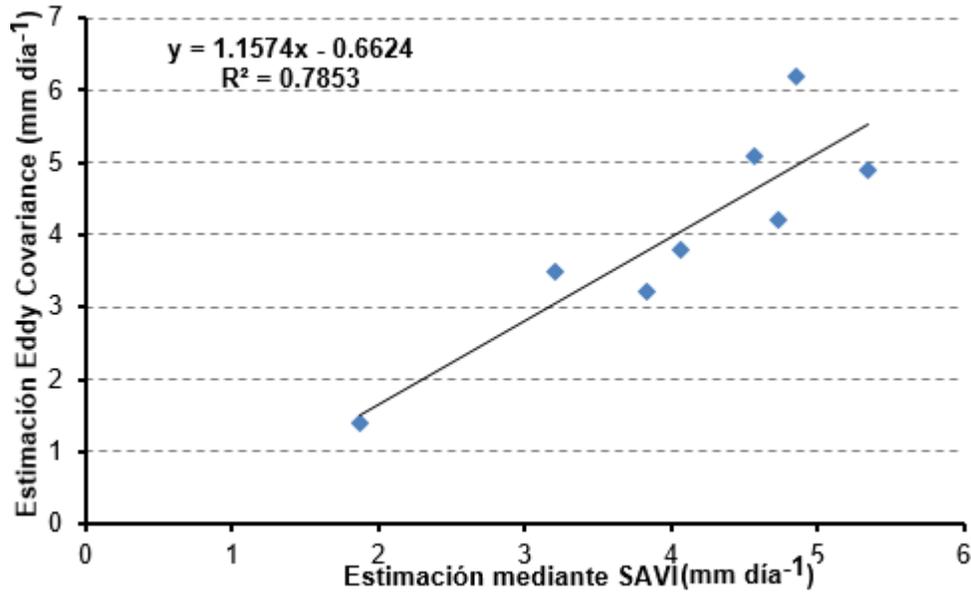


Figura 24. Modelo de regresión lineal de la ET estimada con base al SAVI y la medida con EC.

Para conocer la distribución diaria del SAVI, durante ciclo de desarrollo del trigo, se generó una función poli-nómica de tercer grado (Figura 25), para calcular los valores diarios del Kc a partir de este índice de vegetación.

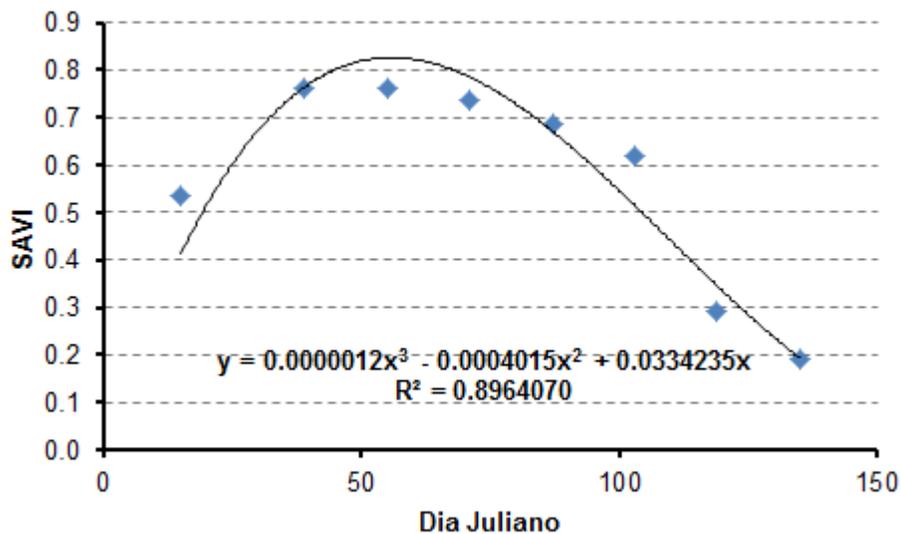


Figura 25. Estimación diaria del SAVI.

Los modelos utilizados para estimar el Kc, en base al SAVI, se muestran en las siguientes ecuaciones:

$$SAVI_d = 0.0000012 * d^3 - 0.0004015 * d^2 + 0.0334235 * d \dots \dots \dots \text{(Ecuación 90)}$$

y

$$K_{cdSAVI} = 0.886 * SAVI_d + 0.3497 \dots \dots \dots \text{(Ecuación 91)}$$

Donde: $SAVI_d$ es el valor diario del índice de vegetación (SAVI), d es el día juliano y K_{cdSAVI} es el valor diario del coeficiente de cultivo estimado en base al SAVI.

Al conocer los valores diarios del coeficiente de cultivo fue posible determinar la cantidad de agua de evapotranspirada, para esto se utilizó la siguiente ecuación:

$$ET = \sum_{d=1}^n ET_r * K_{cdSAVI} \dots \dots \dots \text{(Ecuación 92)}$$

Al realizar la comparación de la ET, para para el ciclo de desarrollo del trigo, entre el valor estimado en base al SAVI y el estimado mediante Eddy Covariance se encontraron diferencias similares a las reportadas anteriormente en las estimaciones de K_{cdNDVI} . Aunque los obtenidos en SAVI muestran un mejor ajuste ya que la diferencia entre el valor estimado y el medido fue de 51 mm, lo que representa un error del 10% de sobreestimación de la ET basados en K_{cdSAVI} .

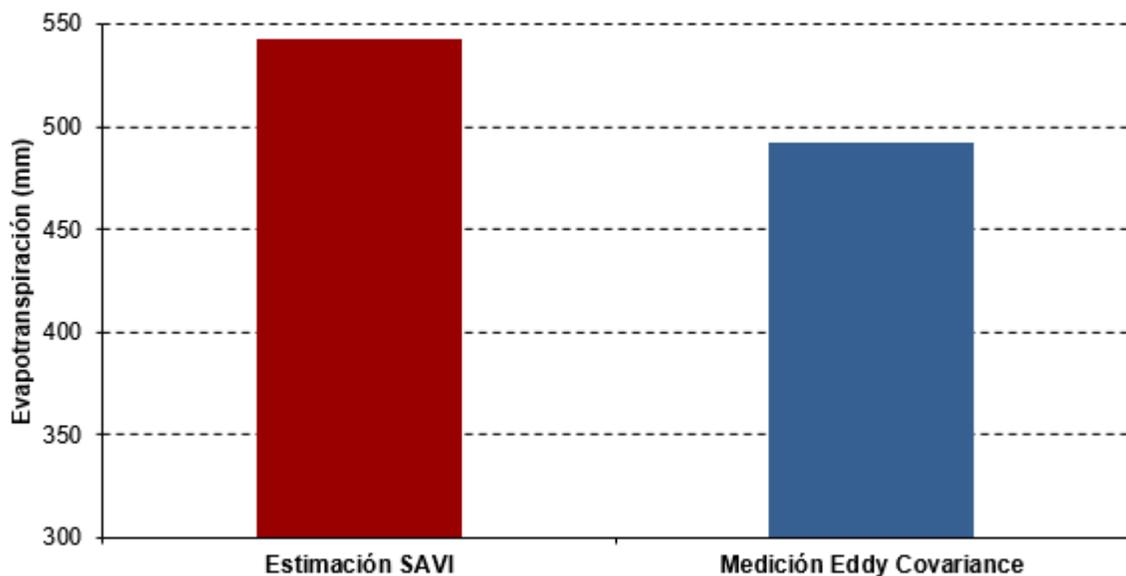


Figura 26. Comparación de la ET estimada con base al NDVI y la medida con EC para el ciclo de desarrollo del trigo.



La aplicación de modelos de regresión lineales para estimar K_c , en base a índices de vegetación (NDVI y SAVI) para estimar ET, resultan de fácil aplicación. Sin embargo, este enfoque se debe de utilizar cuidadosamente ya que los modelos de desarrollo de los cultivos pueden estar basados en condiciones ideales de desarrollo y no consideran la alta variabilidad que existe entre ellos, debido a las características fisiológicas de cada uno o las condiciones ambientales y de manejo en las que se desarrollan.



6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- METRIC es una alternativa viable para estimar la ET en grandes regiones agrícolas, ya que la validación del algoritmo presentó errores promedio menores a un milímetro para estimaciones diarias, y del 4.4% para para el ciclo de desarrollo del cultivo de trigo.
- Debido a la alta resolución de las imágenes de satélite fue posible analizar la distribución espacial y temporal de la evapotranspiración dentro del Distrito de Riego mediante el algoritmo METRIC.
- El uso de los sensores remotos resuelve las limitaciones que actualmente enfrenta la estimación tradicional de la ET donde es necesario conocer el patrón de distribución de los cultivos, etapa fenológica, fecha de siembra y condición de estrés del cultivo, para poder determinar detalladamente la distribución espacial y temporal de la ET.
- Con las estimaciones de ET obtenidas mediante el algoritmo fue posible determinar la eficiencia del uso el agua en el Distrito de Riego.
- Mediante el uso de índices de vegetación fue posible realizar estimaciones de los coeficientes de cultivo, los cuales permitieron conocer la distribución espacial y temporal de la ET.

Las principales recomendaciones son:

- Generar los coeficientes de corrección atmosférica que intervienen en el cálculo del balance de energía para condiciones características de México.
- Adaptar el modelo para estimaciones en zonas de montaña.
- Establecer un estricto control de calidad en los datos meteorológicos utilizados.



7 LITERATURA CITADA

- Allen R. G. 2002. Evapotranspiration from a satellite-Based surface energy balance for the snake Plain Aquifer in Idaho. Proc. USCID conference, USCID, Denver.
- Allen R. G. O. Hartogensis and H de Bruin. 2000. Long-wave radiation over alfalfa during the RAPID field campaign in southern Idaho, unpublished University Idaho Research Report, Kimberly, ID; 20.
- Allen R. G. W. Pruitt, J. Businger, L. Fritschen, M. Jensen y F. Quinn. 1996. Evaporation and transpiration, chap. 4, 125-252 in ASCE Handbook of Hydrology.
- Allen R. G., L. S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper. Volume 56, FAO, Rome.
- Allen R. G., L. S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo: Guía para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos, estudios FAO Riego y Drenaje, Vol. 56, FAO, Roma, 2006. PP. 323.
- Allen R. G., M. Tasumi y R. Trezza. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)- model. Journal of irrigation and Drainage Engineering, ASCE 133: 380-394.
- Allen R. G., M. Tasumi., A. Morse y R. Trezza. 2005. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. Irrigation and drainage systems, 19: 251-268.
- Allen R. G., M. Tasumi., A. Morse, R. Trezza, J. Wright, W Bastiaanssen, W Kramber, I. Lorite y C. Robison. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Applications. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 133: 395-406.
- Allen R. G., A. Irmak, R. Trezza, J. Hendrickx, W. Bastiaanssen y J. Kjaersgaard. 2011. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. Hydrological Processes, 25: 4011-4027.



- Anderson M. J Norman, G Diak, G Kustas, y J Mecikalski. 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60: 195-216.
- Anderson R, G., Y. Jin y M Goulden. 2012. Assessing regional evapotranspiration and water balance across a Mediterranean mountain climate gradient. *Agricultural and Forest Meteorology*, 166-167: 10-22.
- ASCE- EWRI, 2002. "The ASCE Standardized reference evapotranspiration equation," ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Comm. Final Report, Disponible en: <http://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/ascestzdetmain2005.pdf>
- Baldochi D, D., B. Law y P. Anthony. 2000. On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102:187-206.
- 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. M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin Turkey. *Journal of Hydrology*, 229: 87-100.
- Bastiaanssen W. G. M., E. Noordman, H. Pelgrum, G. Davids, B. Thoreson y R. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions ASCE. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131: 85-93.
- Bastiaanssen, W. G. M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Ph. D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands.
- Bausch W. y C Neale. 1987. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: A concept. *Trans. ASAE*, 30: 703-709.
- Burba G, G. y S Verma. 2005. Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tall grass prairie and cultivated wheat ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 135: 190-201.

- Carlson, T. y Buffum, M. 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, 29: 197–207.
- Courault D., B. Seguin y A. Olioso. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*, 19: 223–249.
- De la Peña I. y F. Llerena. Manual del uso y manejo del agua. Tercera edición. Diciembre 2001.
- Ding R., S Kang, F Li, Y Zhang, L Tong y Q Sun. 2010. Evaluating Eddy Covariance method by large-scale weighing lysimeter in a maize field of northwest China. *Agricultural Water Management*, 98: 87-95.
- Dugas W, A., L Fritsche, L Gay, A Held, A Matthias, D Reicosky, P Steduto, J Steiner. 1991. Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56: 1-20.
- Evett S, R., R Schwartz, T Howell, R Baumhardt y K Copeland. 2012. Can weighing lysimeter ET represent surrounding field ET well enough to test flux station measurements of daily and sub-daily ET?. *Advances in water resources*, 50: 79-90.
- Folhes M., C Rennó y J Soares. 2009. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. *Agricultural and Water Management*, 96: 1398-1408.
- Garatuza J. y C Watts. 2003. The use of remote sensing for estimating ET in NW Mexico. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions.
- Hankerson B., J Kjaersgaard y C Hay. 2012. Estimation of Evapotranspiration from Fields with and without Cover Crops Using Remote Sensing and *in situ* Methods. *Remote Sensing*, 4: 3796-3812.
- Hemakumara H. M., L Chandrapala, y A. Moene. 2003. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agriculture water management*, 58: 109-122.



- Huete A. 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25: 295-309.
- Hunsaker, D., P Pinter, B Kimball. 2005. Wheat basal crop coefficients determined by normalized difference vegetation index. *Irrigation Society*, 24: 1-14.
- Hunsaker, D., P Pinter, E Barnes, B Kimball. 2003. Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. *Irrigation Society*, 22: 95-104.
- Inman-Bamber G, N. y M McGlinchey. 2003. Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. *Fields Crops Research*. 83: 125-138.
- Irmak A., I. Ratclife, P Ranade., K Hubbard., R Singht., B Kamble. Y J Kjaersgaard. 2011. Estimation of land surface Evapotranspiration with a satellite remote sensing procedure. *Great plains research*, 21: 73-88.
- Irmak A. y S Irmak. 2008. Reference and crop evapotranspiration in south central Nebraska. II: measurement and estimation of actual evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 134 (6): 700-715.
- Irmak S. y D Mutibwa. 2008. Dynamics of photosynthetic photon flux density and light extinction coefficient for assessing radiant energy interactions for maize canopy. *Trans. ASAE*, 51(5) 1663-1673.
- Irmak S., D Muiibwa, A Irmak, T Arkebauer, A Weiss, D Martin y D Eisenhauer. 2008. On scaling uo leaf stomatal to canopy resistance using photosynthetic photon flux density. *Agric. Fores Meteorol*, 148: 1034-1044.
- Jayanthi H., C Neale y J Wright. 2001. Seasonal evapotranspiration estimation using canopy reflectance: A case study involving pink beans. *Proc., Int. Symp. On Remote Sensing and Hidrology 2000*, IAHS press, Wallington, Oxfordshire, U.K. 302-305.
- Jensen J. 2000. *Remote sensing of the enviroment. An earth resource perspective*. Prence and Hall, New York.

- Jiang L., y S Islam. 2001. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37: 329-340.
- Kjaersgaard J, H., F Plauborg, M Mollerup, C Petersen y S Hansen. 2008. Crop coefficients for winter wheat in a sub-humid climate regime *Agricultural Water Management*, 95: 918-925.
- Kjaersgaard J. H., R. Allen, M. Garcia, W. Kramber y R. Trezza. 2009. Automated selection of anchor pixels for LANDSAT based evapotranspiration estimation. *Water environmental and water resources congress 2009: Great rivers ASCE*.
- Li S, S Kang, F Li y L Zhang. 2008. Evapotranspiration and crop coefficient of spring maize with plastic mulch using eddy covariance in northwest China. *Agricultural Water Management*, 95: 1214-1222.
- Liu G, Y Liu, M Hafeez, D Xu, y C Vote. 2012. Comparison of two methods to derive time series of actual evapotranspiration using eddy covariance measurements in the southeastern Australia. *Journal of Hydrology*, 454-455: 1-6.
- Mac Nish R, D., C. Unkrish, E. Smhyte, D. Goodrich y T. Maddock III. 2000. Comparison of riparian evapotranspiration estimates based on a water balance approach and sap flow measurements. *Agriculture and forest meteorology*, 105: 271-279.
- Massam W, J. 2000. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 104: 185-198.
- Mateos L., M González-Dugo, L Testi y F Villalobos. 2012. Monitoring evapotranspiration of irrigated crops using crop coefficients derived from time series of satellite images. I. Method validation. *Agricultural Water Management*, 125: 81-91.
- Mkhwanazi M., J L Chavez y E Rambikur. 2012. Comparison of Large Aperture Scintillometer and Satellite-based Energy Balance Models in



Sensible Heat Flux and Crop Evapotranspiration Determination. *International journal of Remote Sensing Applications*, 1: 24-30.

- Mu Q., F Heinsch, M Zhao y S Running. 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111: 519-536.
- Neale C., W Bausch, y D Heermann. 1989. Development of reflectance-based crop coefficients for corn. *Trans. ASAE*, 32 (6): 1981-1989.
- Palacios E., J Palacios y L Palacios. 2011. Agricultura de riego asistida con satélites. *Tecnología y Ciencia del Agua*, 2: 69-81.
- Paulson C.A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Applied meteorology*, 9 857-861.
- Pauwels R, V. y Samson R. 2005. Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. *Agricultural Water Management*, 82: 1-24.
- Rivas R. y V Caselles. 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of environment*, 98: 68-76.
- Sandholt I. y H Andersen. 1993. Derivation of actual evapotranspiration in the Senegalese Sahel, using NOAA-AVHRR data during the 1987 growing-season. *Remote Sensing of Environment*, 46:164-172.
- Santos C., I. Lorite, M. Tasumi, R. Allen y E. Fereres. 2008. Integrating satellite-based evapotranspiration with simulation models for irrigation management at the scheme level. *Irrigation Science*, 26: 277 – 288.
- Santos C., I. Lorite, M. Tasumi, R. Allen y E. Fereres. 2010. Performance assessment of an irrigation scheme using indicators determined with remote sensing techniques. *Irrigation Science*, 28: 461 – 477.
- Santos C., I. Lorite, R. Allen y M. Tasumi 2012. Aerodynamic Parameterization of the Satellite-Based Energy Balance (METRIC) Model for ET Estimation in Rainfed Olive Orchards of Andalusia, Spain. *Water Resource Manage*, 26: 3267-3283.

- Savage M, J., C Everson y B Metelerkmap. 2009. Bowen ratio evaporation measurement in a remote montane grassland: Data integrity and fluxes. *Journal of Hydrology*, 376: 249-260.
- Schowengerdt, R. 1997. *Remote Sensing. Models and Methods for Image Processing*. Second edition, Academic Press Limited. San Diego, California. USA.
- Schwarerzel K. y H Bohl. 2003. A processing method for weighing lysimeter data and comparison to micrometeorological ETo predictions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7: 23-32.
- Seguin, B. y B Itier. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4: 371–383.
- Senay G., M Budde y J Verdin. 2011. Enhancing the Simplified Surface Energy Balance (SSEB) approach for estimating landscape ET: Validation with the METRIC model. *Agricultural and Water Management*, 98: 606-618.
- Shuttleworth W, J. 2007. Putting the “vap” into evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 210-244.
- Shuttleworth W, J. R. Gurner, A. Hsu y J. Ormsby. 1989. FIFE: the variation in energy partitioning at surface flux sites, remote sensing and large scale global processes. *International Association of Hydrological Sciences*, 67-74.
- Sing R, K. y A. Irmak. 2009. Estimation of Crop Coefficients Using Satellite Remote Sensing. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 598.
- Singh R. K., S. Liu, L. Tieszen, A. Suyker y s. Verma. 2011. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. *Irrigation Science*. Springer-Verlag, 1-11.
- Sokolov A, A. y T Chapman. *Métodos de cálculo para el balance hídrico*. España, UNESCO, 1981.
- Stisen S., I. Sandholt, A. Norgaard, R. Fensholt y K. H. Jensen. 2008. Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration – Applied to MSG-SEVERI data in the Senegal River basin. *Remote sensing of Environment*, 112: 1242-1255.



- Sun, G., Noormets, A., Gavazzi, M. J., McNulty, S. G., Chen, J., Domec, J. C., King, J. S., Amatya, D. M., & Skaggs, R. W. (2010). Energy and water balance of two contrasting loblolly pine plantations on the lower coastal plain of North Carolina, USA. *Forest Ecology and Management*, 259: 1299-1310.
- Tanner, B. 1998. Use requirements for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. *Management of irrigation and Drainage Systems*, ASCE, NY.
- Tasumi M., R Allen, R Treza y J Wright. 2005. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 94.
- Tasumi M., R Allen, R Treza. 2008. At-surface albedo from Landsat and MODIS satélites for use in energy balance studies of evapotranspiration. *Journal of hidrologic Engineering*, 13: 51-63.
- Tasumi, M. 2003. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. Dissertation, University of Idaho, Idaho.
- Todd R, W., S Evett y T Howell. 2000. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103: 335-348.
- Trezza, R. 2002. Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control. Ph.D. Dissertation, Utah State University, Logan, Utah.
- Tucker, C. J. 1979. Red and photographic infrared linear combination for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8:127-150.
- Twine T, E., W Kustas, J Norman, D Cook, P Houser, T Meyers, J Prueger, P Starks y M Wesely. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103: 279-300.
- Uddin J., N Hancock, R Smith y J Foley. 2013. Measurement of evapotranspiration during sprinkler irrigation using a precision energy budget



(Bowen ratio, eddy covariance) methodology. *Agricultural Water Management*, 116: 89-100.

- Vaughan P, J., T Trout y J Ayars. 2007. A processing method for weighing lysimeter data and comparison to micrometeorological ETo predictions. *Agriculture water management*, 88: 141-146.
- Webb E. K. 1970. Profile relationship: the log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96: 67-90.
- Wilson K, B., P Hanson, P Mulholland, D Baldocchi, S Wullscheleger. 2001. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106: 153-168.
- Wright, J.L. 1982. New evapotranspiration crop coefficients. *Journal of Irrigation and Drainage*, 108:57-74.
- Xu C, Y. y V Singh. 2005 Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *Journal of Hydrology*, 308: 105-121.



8 ANEXOS

Anexo 1

Datos de ETr utilizados para la calibración interna de METRIC y para el cálculo de la ET en 24 horas.

Los datos de ETr de la alfalfa fueron estimados mediante el software REF-ET (Anexo 2); se calcularon valores horarios de ETr para los días en que fueron tomadas las imágenes. Y la calibración para el momento de la toma de la imagen se realizó con los valores horarios de ETr más próximos a la toma de la imagen.

DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 015

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax C	Tmin C	Rs W/m2	Wind m/s	DewP C	ETr mm/h	ETo mm/h	ASCE stPM	ASCE stPM
1	15	0	15	100	6.70	6.70	0	.40	5.15	-.02	-.01		
1	15	0	15	200	5.80	5.80	0	.60	3.92	-.01	-.01		
1	15	0	15	300	5.10	5.10	0	.90	3.31	-.01	-.01		
1	15	0	15	400	6.20	6.20	0	1.60	4.36	0.00	0.00		
1	15	0	15	500	5.90	5.90	0	1.10	4.20	-.01	-.01		
1	15	0	15	600	6.00	6.00	0	1.00	4.72	-.01	-.01		
1	15	0	15	700	5.30	5.30	0	.70	3.95	-.01	-.01		
1	15	0	15	800	5.70	5.70	32	1.40	3.68	0.00	0.00		
1	15	0	15	900	9.40	9.40	206	1.00	5.76	.10	.09		
1	15	0	15	1000	14.20	14.20	415	2.10	7.38	.27	.22		
1	15	0	15	1100	17.80	17.80	587	1.90	6.95	.43	.35		
1	15	0	15	1200	20.40	20.40	698	.60	6.25	.48	.43		
1	15	0	15	1300	21.10	21.10	746	1.10	6.24	.55	.48		
1	15	0	15	1400	22.00	22.00	720	1.20	5.97	.55	.47		
1	15	0	15	1500	22.00	22.00	623	2.60	8.40	.55	.44		
1	15	0	15	1600	21.40	21.40	473	2.80	9.05	.45	.34		
1	15	0	15	1700	20.80	20.80	274	2.90	8.38	.33	.22		
1	15	0	15	1800	18.40	18.40	74	2.00	6.90	.07	.05		
1	15	0	15	1900	14.50	14.50	0	.60	5.66	-.01	-.01		
1	15	0	15	2000	12.50	12.50	0	.50	5.82	-.02	-.02		
1	15	0	15	2100	9.90	9.90	0	0.00	5.33	-.05	-.03		
1	15	0	15	2200	7.30	7.30	0	0.00	3.60	-.05	-.03		
1	15	0	15	2300	6.70	6.70	0	.20	3.76	-.03	-.02		
1	15	0	15	2400	6.30	6.30	0	.60	3.75	-.02	-.02		



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 039

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
1	15	0	15	100	6.30	6.30	0	.50	5.74	-.02	-.01
1	15	0	15	200	5.60	5.60	0	.30	4.89	-.02	-.01
1	15	0	15	300	4.90	4.90	0	.20	4.20	-.02	-.01
1	15	0	15	400	4.90	4.90	0	.20	4.20	-.02	-.01
1	15	0	15	500	5.10	5.10	0	.30	4.11	-.02	-.01
1	15	0	15	600	4.50	4.50	0	.60	3.74	-.01	-.01
1	15	0	15	700	3.80	3.80	0	.70	2.81	-.01	-.01
1	15	0	15	800	4.80	4.80	58	.20	3.02	0.00	0.00
1	15	0	15	900	8.40	8.40	256	.30	5.56	.12	.11
1	15	0	15	1000	14.30	14.30	498	.20	8.84	.27	.25
1	15	0	15	1100	18.20	18.20	682	.60	9.34	.44	.40
1	15	0	15	1200	20.00	20.00	804	1.50	10.33	.57	.50
1	15	0	15	1300	21.80	21.80	825	1.70	8.95	.64	.54
1	15	0	15	1400	23.00	23.00	669	1.20	8.79	.52	.45
1	15	0	15	1500	23.70	23.70	584	1.20	10.46	.46	.39
1	15	0	15	1600	24.00	24.00	445	1.20	13.00	.36	.30
1	15	0	15	1700	23.30	23.30	345	1.60	13.53	.29	.23
1	15	0	15	1800	20.90	20.90	159	1.80	11.58	.16	.11
1	15	0	15	1900	17.10	17.10	9	1.40	10.82	.01	.01
1	15	0	15	2000	14.40	14.40	0	1.20	9.67	0.00	0.00
1	15	0	15	2100	12.80	12.80	0	1.40	8.93	0.00	0.00
1	15	0	15	2200	11.90	11.90	0	.50	8.96	-.03	-.02
1	15	0	15	2300	9.00	9.00	0	0.00	7.64	-.04	-.03
1	15	0	15	2400	8.20	8.20	0	.10	7.52	-.04	-.03



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 055

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
1	15	0	15	100	11.80	11.80	0	.90	9.84	-.01	-.01
1	15	0	15	200	11.00	11.00	0	.10	8.97	-.02	-.02
1	15	0	15	300	11.00	11.00	0	0.00	8.54	-.03	-.02
1	15	0	15	400	10.10	10.10	0	.10	7.52	-.02	-.02
1	15	0	15	500	9.20	9.20	0	.40	7.10	-.02	-.01
1	15	0	15	600	9.60	9.60	0	.20	6.86	-.02	-.01
1	15	0	15	700	10.20	10.20	0	.70	6.39	-.01	0.00
1	15	0	15	800	9.80	9.80	95	.40	6.66	.03	.03
1	15	0	15	900	14.70	14.70	317	.10	9.46	.18	.16
1	15	0	15	1000	20.10	20.10	545	1.00	10.70	.38	.33
1	15	0	15	1100	25.10	25.10	728	.50	11.72	.54	.48
1	15	0	15	1200	29.20	29.20	851	.40	11.14	.66	.60
1	15	0	15	1300	31.40	31.40	905	.40	11.23	.73	.66
1	15	0	15	1400	30.30	30.30	884	2.10	14.27	.84	.70
1	15	0	15	1500	31.40	31.40	792	1.40	15.08	.73	.62
1	15	0	15	1600	31.80	31.80	636	1.10	15.60	.58	.49
1	15	0	15	1700	29.60	29.60	426	2.90	18.07	.50	.38
1	15	0	15	1800	26.20	26.20	190	2.70	17.01	.26	.17
1	15	0	15	1900	21.40	21.40	17	1.70	15.13	.03	.02
1	15	0	15	2000	20.20	20.20	0	.40	12.93	-.03	-.02
1	15	0	15	2100	19.30	19.30	0	.40	11.40	-.03	-.02
1	15	0	15	2200	18.40	18.40	0	0.00	10.43	-.06	-.04
1	15	0	15	2300	17.40	17.40	0	0.00	10.12	-.06	-.04
1	15	0	15	2400	15.90	15.90	0	0.00	10.07	-.05	-.03



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 071

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
3	12	0	71	100	11.30	11.30	0	.30	7.04	-.02	-.01
3	12	0	71	200	10.30	10.30	0	.90	7.75	-.01	-.01
3	12	0	71	300	9.60	9.60	0	.20	7.68	-.02	-.01
3	12	0	71	400	8.70	8.70	0	.10	6.94	-.02	-.02
3	12	0	71	500	8.20	8.20	0	.50	5.23	-.01	-.01
3	12	0	71	600	8.30	8.30	0	.80	5.33	-.01	0.00
3	12	0	71	700	8.00	8.00	6	.20	4.68	-.02	-.01
3	12	0	71	800	9.20	9.20	151	0.00	6.29	.05	.05
3	12	0	71	900	13.20	13.20	396	.20	8.31	.21	.19
3	12	0	71	1000	17.10	17.10	632	.30	9.60	.39	.36
3	12	0	71	1100	21.80	21.80	816	.40	10.77	.57	.52
3	12	0	71	1200	25.80	25.80	938	.40	10.88	.70	.64
3	12	0	71	1300	26.60	26.60	990	1.50	11.43	.82	.71
3	12	0	71	1400	28.00	28.00	965	1.40	11.62	.82	.71
3	12	0	71	1500	28.60	28.60	869	2.10	12.40	.81	.67
3	12	0	71	1600	27.30	27.30	708	1.80	12.82	.64	.53
3	12	0	71	1700	25.60	25.60	485	2.60	11.30	.51	.39
3	12	0	71	1800	23.60	23.60	231	1.80	12.05	.24	.17
3	12	0	71	1900	20.00	20.00	28	.80	11.54	.01	0.00
3	12	0	71	2000	16.90	16.90	0	.30	10.17	-.03	-.02
3	12	0	71	2100	14.10	14.10	0	.20	9.94	-.04	-.03
3	12	0	71	2200	13.20	13.20	0	.10	9.01	-.04	-.03
3	12	0	71	2300	11.20	11.20	0	0.00	8.37	-.05	-.03
3	12	0	71	2400	10.90	10.90	0	.10	7.81	-.04	-.03



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 087

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo	ASCE	ASCE
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h	stPM	stPM
3	30	0	89	100	10.70	10.70	0	0.00	10.37	-.03	-.02		
3	30	0	89	200	10.40	10.40	0	0.00	10.10	-.03	-.02		
3	30	0	89	300	10.30	10.30	0	.30	10.10	-.02	-.01		
3	30	0	89	400	9.10	9.10	0	.40	8.88	-.02	-.01		
3	30	0	89	500	8.70	8.70	0	.40	7.51	-.02	-.01		
3	30	0	89	600	8.70	8.70	0	.50	6.12	-.01	-.01		
3	30	0	89	700	8.40	8.40	21	.70	5.60	0.00	0.00		
3	30	0	89	800	11.70	11.70	223	.70	7.75	.12	.10		
3	30	0	89	900	18.40	18.40	450	.80	11.19	.30	.26		
3	30	0	89	1000	23.40	23.40	695	.60	11.39	.51	.45		
3	30	0	89	1100	26.10	26.10	874	.90	10.76	.69	.61		
3	30	0	89	1200	27.00	27.00	975	1.30	11.75	.81	.70		
3	30	0	89	1300	27.10	27.10	992	1.50	15.31	.82	.72		
3	30	0	89	1400	26.50	26.50	867	1.80	14.17	.73	.63		
3	30	0	89	1500	25.60	25.60	769	2.00	13.52	.66	.55		
3	30	0	89	1600	25.70	25.70	759	1.80	13.64	.64	.54		
3	30	0	89	1700	24.60	24.60	452	1.40	13.73	.38	.31		
3	30	0	89	1800	20.70	20.70	127	.60	13.84	.06	.04		
3	30	0	89	1900	18.40	18.40	16	.20	14.49	-.03	-.02		
3	30	0	89	2000	16.60	16.60	0	0.00	13.65	-.05	-.03		
3	30	0	89	2100	15.70	15.70	0	.30	12.39	-.03	-.02		
3	30	0	89	2200	15.00	15.00	0	.30	11.33	-.03	-.02		
3	30	0	89	2300	15.30	15.30	0	.40	9.61	-.03	-.02		
3	30	0	89	2400	14.10	14.10	0	.50	7.92	-.02	-.02		



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 103|

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
4	13	0	103	100	12.20	12.20	0	.20	9.45	-.02	-.01
4	13	0	103	200	12.40	12.40	0	.20	7.96	-.02	-.01
4	13	0	103	300	11.80	11.80	0	0.00	7.36	-.03	-.02
4	13	0	103	400	11.30	11.30	0	.40	6.80	-.01	-.01
4	13	0	103	500	10.10	10.10	0	.30	6.41	-.02	-.01
4	13	0	103	600	8.80	8.80	0	.10	5.58	-.02	-.02
4	13	0	103	700	9.30	9.30	59	.10	5.07	0.00	0.00
4	13	0	103	800	14.40	14.40	279	.20	8.14	.15	.14
4	13	0	103	900	21.10	21.10	526	0.00	10.13	.33	.31
4	13	0	103	1000	24.10	24.10	744	.20	9.78	.52	.48
4	13	0	103	1100	27.00	27.00	915	.60	10.95	.71	.64
4	13	0	103	1200	32.30	32.30	1028	.50	10.52	.85	.77
4	13	0	103	1300	34.20	34.20	1077	.90	11.84	.96	.85
4	13	0	103	1400	34.00	34.00	1034	2.00	11.49	1.03	.86
4	13	0	103	1500	32.70	32.70	925	2.60	14.78	.96	.78
4	13	0	103	1600	31.20	31.20	754	3.10	12.92	.85	.66
4	13	0	103	1700	28.40	28.40	535	2.60	13.77	.58	.45
4	13	0	103	1800	25.30	25.30	260	1.90	14.74	.27	.20
4	13	0	103	1900	21.50	21.50	43	1.10	13.71	.03	.02
4	13	0	103	2000	18.80	18.80	0	.40	13.17	-.03	-.02
4	13	0	103	2100	17.80	17.80	0	.20	12.26	-.04	-.03
4	13	0	103	2200	17.70	17.70	0	0.00	11.32	-.06	-.03
4	13	0	103	2300	15.50	15.50	0	.10	11.05	-.05	-.03
4	13	0	103	2400	12.90	12.90	0	.10	10.76	-.04	-.03



DATOS HORARIOS DE ETr BLOCK-1418 DÍA 119

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
4	29	0	119	100	13.00	13.00	0	.30	10.00	-.02	-.01
4	29	0	119	200	12.10	12.10	0	.30	9.74	-.02	-.01
4	29	0	119	300	12.70	12.70	0	1.10	10.42	0.00	0.00
4	29	0	119	400	13.40	13.40	0	1.00	10.61	0.00	0.00
4	29	0	119	500	13.00	13.00	0	.90	10.80	-.01	-.01
4	29	0	119	600	13.20	13.20	1	1.00	11.63	-.01	-.01
4	29	0	119	700	14.30	14.30	76	1.00	12.43	.03	.02
4	29	0	119	800	19.40	19.40	284	1.30	15.80	.19	.17
4	29	0	119	900	23.90	23.90	519	.90	16.12	.39	.35
4	29	0	119	1000	28.10	28.10	729	.40	13.87	.57	.52
4	29	0	119	1100	30.80	30.80	891	.50	11.87	.73	.66
4	29	0	119	1200	33.10	33.10	993	.90	10.74	.87	.77
4	29	0	119	1300	34.70	34.70	1025	1.60	12.08	1.00	.85
4	29	0	119	1400	35.10	35.10	995	2.10	11.99	1.03	.85
4	29	0	119	1500	35.40	35.40	899	2.30	10.30	.99	.80
4	29	0	119	1600	35.20	35.20	740	2.40	9.00	.87	.68
4	29	0	119	1700	34.30	34.30	537	2.20	9.73	.67	.50
4	29	0	119	1800	32.40	32.40	301	1.70	11.55	.39	.28
4	29	0	119	1900	29.20	29.20	79	1.20	12.89	.09	.06
4	29	0	119	2000	25.90	25.90	0	.60	12.44	0.00	-.01
4	29	0	119	2100	22.80	22.80	0	0.00	11.44	-.06	-.04
4	29	0	119	2200	20.90	20.90	0	.40	10.60	-.02	-.02
4	29	0	119	2300	21.50	21.50	0	.60	8.30	-.01	-.01
4	29	0	119	2400	17.40	17.40	0	.20	10.00	-.04	-.03



DATOS HORARIOS BLOCK 1418 DÍA 135

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ETr	ETo
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
5	15	0	135	100	14.20	14.20	0	0.00	11.84	-.03	-.02
5	15	0	135	200	13.80	13.80	0	.10	12.56	-.03	-.02
5	15	0	135	300	13.70	13.70	0	.40	12.26	-.02	-.01
5	15	0	135	400	13.20	13.20	0	.40	12.22	-.02	-.01
5	15	0	135	500	13.50	13.50	0	.20	13.03	-.02	-.02
5	15	0	135	600	14.20	14.20	4	.40	13.84	-.02	-.01
5	15	0	135	700	16.30	16.30	79	.90	15.98	.02	.02
5	15	0	135	800	18.90	18.90	191	1.70	18.54	.12	.11
5	15	0	135	900	21.50	21.50	555	1.30	19.19	.37	.34
5	15	0	135	1000	25.40	25.40	777	1.30	16.99	.61	.54
5	15	0	135	1100	28.60	28.60	936	1.30	12.77	.80	.69
5	15	0	135	1200	30.70	30.70	1030	1.70	10.10	.95	.81
5	15	0	135	1300	31.30	31.30	1056	2.60	13.24	1.04	.86
5	15	0	135	1400	31.70	31.70	1044	2.40	10.13	1.04	.86
5	15	0	135	1500	32.10	32.10	898	2.70	5.43	.99	.78
5	15	0	135	1600	31.60	31.60	709	2.90	4.40	.86	.65
5	15	0	135	1700	30.30	30.30	323	2.40	2.71	.53	.36
5	15	0	135	1800	29.20	29.20	254	2.20	5.76	.40	.26
5	15	0	135	1900	26.40	26.40	74	.80	5.20	.06	.04
5	15	0	135	2000	23.70	23.70	1	.40	5.11	-.02	-.02
5	15	0	135	2100	21.40	21.40	0	.70	5.32	0.00	0.00
5	15	0	135	2200	19.50	19.50	0	.90	7.90	.01	0.00
5	15	0	135	2300	17.60	17.60	0	0.00	7.97	-.06	-.04
5	15	0	135	2400	16.90	16.90	0	.40	8.54	-.03	-.02



Anexo 2

Calculo de la Evapotranspiración de referencia (ET_r)

La evapotranspiración de referencia es la tasa de ET de una superficie estandarizada de un cultivo de alfalfa (ET_r) expresada en mm/día o en mm/hora. La (ET_r) se utiliza en METRIC para la calibración interna por condiciones extremas, del pixel frío y para calcular el equivalente al K_c (ET_rF)

La ET_r se calculó utilizando información de una estación meteorológica, la cual posteriormente se procesó utilizando el software REF-ET desarrollado por la Universidad de Idaho.

Datos de entrada a REF-ET

Datos horarios o diarios de una estación meteorológica, del día y cercanos a la hora en que se capturó la imagen de satélite. Los datos de la estación meteorológica deben de incluir: fecha u hora, Temperatura del aire (promedio, máxima y mínima), humedad relativa (promedio máxima y mínima) radiación solar y velocidad del viento. El tipo de archivo de entrada tiene que ser en texto separado por espacios (.PRN) con encabezados.



DATOS DE ENTRADA: Bloc de notas

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda						
Día	TP	TMAX	TMIN	HRP	HRMAX	HRMIN	RS	ETO	VV	
1.000	20.200	23.800	15.100	81.100	98.000	55.000	0.167	2.800	1.900	
2.000	17.800	24.300	13.400	82.000	96.000	58.000	0.181	3.000	2.200	
3.000	16.800	25.600	11.400	77.800	95.000	44.000	0.191	3.400	2.200	
4.000	17.100	27.400	9.700	79.900	100.000	39.000	0.195	3.200	0.500	
5.000	17.300	25.800	10.500	85.500	100.000	58.000	0.189	3.100	0.700	
6.000	18.600	25.500	13.700	86.300	100.000	59.000	0.172	2.900	1.100	
7.000	18.800	23.600	15.400	82.500	97.000	57.000	0.152	2.500	1.500	
8.000	18.300	23.800	13.600	83.900	98.000	63.000	0.135	2.100	1.300	
9.000	15.900	21.400	12.100	84.600	98.000	62.000	0.134	2.000	1.000	
10.000	14.900	19.200	10.700	89.400	99.000	54.000	0.079	0.900	1.400	
11.000	13.900	20.400	9.600	82.900	98.000	53.000	0.189	2.900	0.900	
12.000	13.300	20.200	7.500	77.900	95.000	49.000	0.199	3.200	2.000	
13.000	13.000	19.900	6.900	83.100	98.000	57.000	0.165	2.400	1.000	
14.000	13.500	20.800	8.700	77.900	98.000	46.000	0.178	2.900	1.700	
15.000	12.400	21.200	6.100	70.400	90.000	39.000	0.199	3.300	2.000	
16.000	12.800	21.200	5.700	70.300	91.000	34.000	0.151	2.300	1.200	
17.000	13.300	20.600	8.300	79.300	95.000	45.000	0.105	1.200	0.300	
18.000	14.200	23.400	6.800	72.300	98.000	33.000	0.181	3.100	1.000	
19.000	15.100	24.900	8.900	71.800	95.000	25.000	0.164	2.800	1.100	
20.000	13.200	24.300	4.700	71.300	96.000	30.000	0.186	3.200	1.400	
21.000	13.800	21.900	8.500	81.000	97.000	44.000	0.186	3.000	1.500	
22.000	12.200	19.900	5.900	61.200	90.000	30.000	0.198	3.900	3.200	
23.000	11.900	22.500	3.800	61.300	92.000	23.000	0.201	3.900	2.600	
24.000	11.800	23.800	2.300	66.400	94.000	23.000	0.199	3.300	0.600	
25.000	12.600	24.000	3.000	68.500	99.000	22.000	0.196	3.600	2.100	
26.000	9.900	19.500	2.200	53.500	90.000	22.000	0.200	3.500	1.900	
27.000	10.100	19.800	1.600	65.900	92.000	40.000	0.191	3.100	2.000	
28.000	9.100	18.600	-0.400	50.500	77.000	19.000	0.198	3.700	2.200	
29.000	3.100	7.500	0.700	71.000	82.000	55.000	0.026	0.100	0.500	
30.000	12.300	22.200	2.200	67.700	92.000	33.000	0.129	2.200	1.600	
31.000	14.600	25.000	7.600	65.200	92.000	23.000	0.157	2.700	1.200	

El orden de los parámetros de entrada así como sus unidades se definen en REF-ET, en un archivo con extensión (.def). Este archivo debe ser previamente generado para poder correr el software.

Pasos a seguir para correr REF-ET.

Abrir el programa y dar clic en “Proceed”



ET



REF-ET

Reference Evapotranspiration Calculator

For Support of ASCE Manual 70 (1990) and 2005 ASCE Standardizations
and
FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56: CROP EVAPOTRANSPIRATION



Dr. Richard G. Allen University of Idaho
Research and Extension Center
Kimberly, Idaho 83341

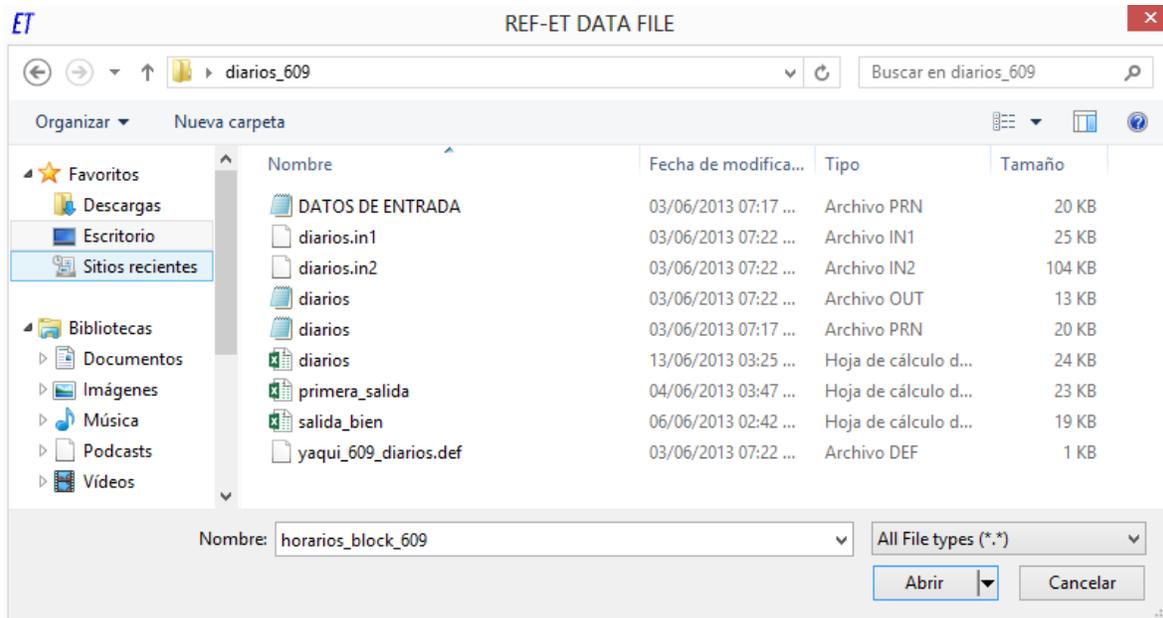
COPYRIGHT 1990,1994,1999, 2000, 2004, 2008, 2012
Version 3.1.14

This is an Official, Registered Copy. If not the original registrant, Please Register by Obtaining a Registration Form from <http://www.kimberly.uidaho.edu/ref-et/> and submitting \$49. payment plus costs for shipping and handling.

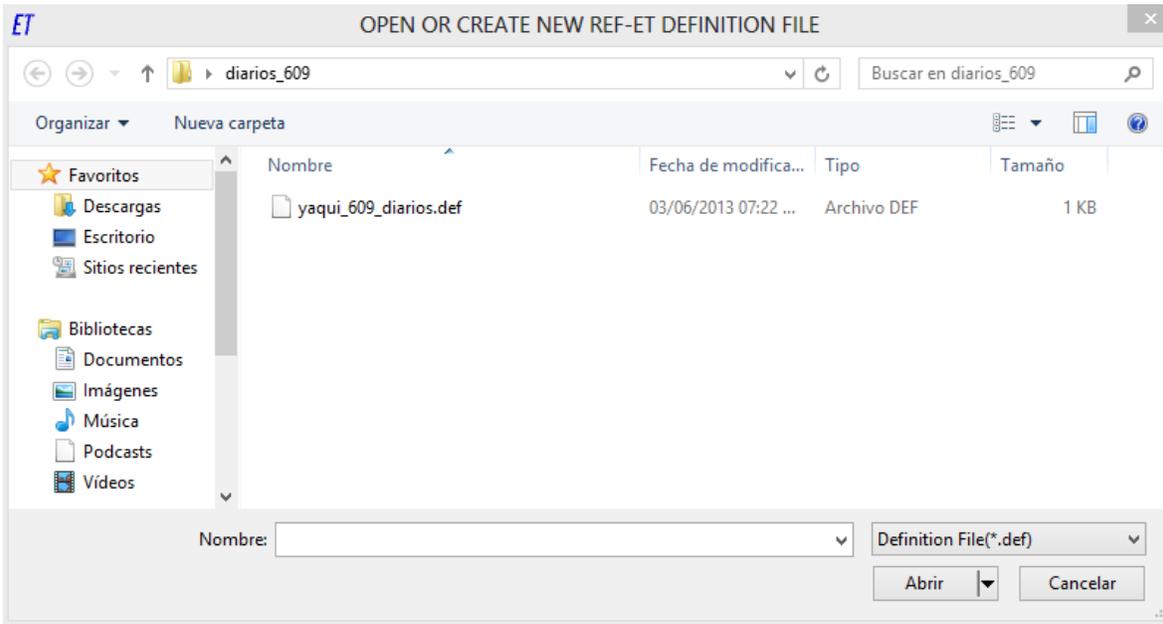
About Ref-ET

Proceed

Seleccionar el archivo (.prn) con los datos de entrada de la estación meteorológica y dar clic en “abrir”.



Posteriormente es necesario seleccionar el archivo .def donde vamos indicar el orden y las unidades de las variables de entrada y dar clic en “abrir”.



En la siguiente ventana puedes modificar o crear tu archivo (.def) indicando y seleccionando las variables de entrada, dar clic en “continue”.



REF-ET Definition File Setup (The upper lefthand form defines the parameter order and units in the data file)

Data file Name is: DATOS DE ENTRADA.prn
Definition File Name: yaqui_609_diaños.def

Para	beg	end	The following lists	
No.	ID	col	col	Selected Items in the Data File:
1	64			Day of Year, 1-366
2	7			Mean Air Temp, C
3	3			Max Air Temp, C (daily or hourly)
4	4			Min Air Temp, C (daily or hourly)
5	21			Ave. Rel. Humidity, %
6	20			Max. Rel. Humidity, % (daily or hrl)
7	19			Min. Rel. Humidity, % (daily or hrl)
8	9			Solar Radiation, W/m2
9	0			Ignore numeric entry (skip)

Parameter Identifiers for the Data
(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: Max Air Temp, C (daily or hourly)
- 4: Min Air Temp, C (daily or hourly)
- 5: Max Air Temp, F (daily or hourly)
- 6: Min Air Temp, F (daily or hourly)
- 7: Mean Air Temp, C
- 8: Mean Air Temp, F
- 9: Solar Radiation, W/m2
- 10: Solar Radiation, MJ/m2/d
- 11: Solar Radiation, cal/cm2/d
- 111: Solar Radiation, kJ/m2/d

Note: You can leave column numbers blank or use "*" (default) when the data are separated by blanks, commas or tabs

The table below displays several lines of the data file for your reference. A "bar" symbol indicates a tab

1	2	3	4	5	6	7	8	
12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890	12345678901234567890
Diá	TP	TMAX	TMIN	HRP	HRMAX	HRMIN	RS	ET0
1.000	20.200	23.800	15.100	81.100	98.000	55.000	0.167	2.800
2.000	17.800	24.300	13.400	82.000	96.000	58.000	0.181	3.000
3.000	16.800	25.600	11.400	77.800	95.000	44.000	0.191	3.400
4.000	17.100	27.400	9.700	79.900	100.000	39.000	0.195	3.200

Data Delimiters
Select the characters (besides a space) used to delimit data columns (i.e., tabs, commas, slashes, etc.):
 Tab Comma (,) Decimal (.) Slash (/) Vert.Slash (|) Colon (:)
(usually only tab and comma are needed (besides space))
Treat two back-to-back delimiters as one? Yes No
(multiple spaces are always treated as a single delimiter)
Are data in the European system where the comma is the decimal? Yes No

Insert New ID Line Delete ID Line Back Exit Cancel Continue

En la siguiente ventana se dan las especificaciones de la estación meteorológica de la cual fueron obtenidos los datos, pulsar en “continue”.



ET Description of the Weather Station and Data File

Data File is: DATOS DE ENTRADA.prn
Definition File is: yaqui_609_diarios.def

The anemometer height is: meters (4.9) ft
The temperature/RH height is: meters (4.9) ft
The weather station elevation is: meters (65.6) ft
The weather station latitude is: degrees (- for Southern)

(Parameters within this box are Required only for Hourly or shorter time period data)

The weather station longitude is: degrees** (E or W**)
Center of time zone longitude is: degrees** (E or W**) ← (Hint:)
(The time zone longitude must be in multiples of 15 degrees)

The default Day/Night wind ratio is: (2 if unknown*)
The weather site vegetation height: m (0 if same as ref. or as ht. specified in the data file)
The green fetch on the Class A Pan: m (1000 if unknown*)
Initial Lines of the Data file to be skipped: Code for missing data (e.g. -999)

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

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.
"Hourly" data applies to any timestep shorter than 24 hours.*

*Note: Data marked with * are required only for FAO-24 Eqns. **Req. only for ~hourly data.*

En la siguiente ventana se eligen los datos de salida del REF-ET, las ecuaciones utilizadas así como el cultivo de referencia de interés. De igual manera se puede seleccionar el formato y nombre de salida.



ET OUTPUT MODES and REFERENCE EQUATIONS

OUTPUT STYLE AND EQUATIONS

UNITS for Results

System International Units
 English Units

OUTPUT

Screen Only
 File and Screen
 Printer and Screen

INTERMEDIATE FILES

DATOS DE ENTRADA.in1
 DATOS DE ENTRADA.in2

REFERENCE CHARACTERISTICS

Alfalfa/Grass Ref. Ratio: 1.25 (1.15 to 1.25)
ASCE full PM: Alf. Ref. Ht.: .5 (0.5 m = Std.)
ASCE full PM: Grass Ht.: .12 (0.12 m is Std.)
(Hts. used unless read from data file)

ASCE-PM Surface Resistance (s/m)

(2) for hourly
24-hour Daytime Nighttime
Alf: 45 (45) 30 (30) 200 (200)
Gr: 70 (70) 50 (50) 200 (200)

Select equations

ETr ETo

- ASCE Penman-Monteith (full form) with rs=f(timestep, Ht.) (see 1)
- ASCE Penman-Monteith (full form) with user specified rs (see 1.2)
- ASCE Penman-Monteith Standardized Form (ETr and ETo)**
- FAO 56 Penman-Monteith (0.12 m grass reference)
- 1982,96 Kimberly Penman (var. wind func.) (ETr and ETo)
- 1972 Kimberly Penman (fixed wind function) (for ETr 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

Skip Printing 'Header' Information in The Result File

Specify How to Handle Missing Data

Save Definition File Back Exit Continue

Finalmente especificar la ruta donde se va a guardar los archivos, y el archivo de salida que genera REF-Et es el siguiente:

ET Output screen: C:\Users\Carlos\Desktop\diarios_609\DATOS DE ENTRADA.pm

REF-ET FINAL REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION CALCULATIONS (for first 200 - 500 lines or so)

Mo	Day	Yr	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ASCE stPM ETr	ASCE stPM ETo
			C	C	MJ/m2	m/s	C	mm/d	mm/d
1	1	0	23.80	15.10	0.00	1.90	14.50	1.84	1.02
1	2	0	24.30	13.40	0.00	2.20	14.19	2.21	1.24
1	3	0	25.60	11.40	0.00	2.20	11.56	3.27	1.86
1	4	0	27.40	9.70	0.00	.50	11.01	.99	.52
1	5	0	25.80	10.50	0.00	.70	13.99	.84	.44
1	6	0	25.50	13.70	0.00	1.10	15.37	1.18	.64
1	7	0	23.60	15.40	0.00	1.50	14.76	1.51	.83
1	8	0	23.80	13.60	0.00	1.30	14.88	1.15	.63
1	9	0	21.40	12.10	0.00	1.00	12.84	.87	.46
1	10	0	19.20	10.70	0.00	1.40	10.12	1.28	.70
1	11	0	20.40	9.60	0.00	.90	9.91	.99	.53
1	12	0	20.20	7.50	0.00	2.00	8.00	2.21	1.25
1	13	0	19.90	6.90	0.00	1.00	9.02	.99	.53
1	14	0	20.80	8.70	0.00	1.70	8.58	2.07	1.16
1	15	0	21.20	6.10	0.00	2.00	5.68	2.96	1.68
1	16	0	21.20	5.70	0.00	1.20	4.54	2.06	1.14
1	17	0	20.60	8.30	0.00	.30	7.91	.39	.19
1	18	0	23.40	6.80	0.00	1.00	6.37	1.87	1.03
1	19	0	24.90	8.90	0.00	1.10	6.00	2.47	1.37

Continue End



Clic en “End” y se tendrán datos de ETr para procesarlos en las calibraciones y en las extrapolaciones realizadas en METRIC.