

Universidad Autónoma de Sinaloa
Colegio de Ciencias Agropecuarias
Doctorado en Ciencias Agropecuarias



TESIS:

**“USO DE DATOS SATELITALES Y BALANCE DE ENERGÍA PARA
ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN SOBRE UNA SUPERFICIE DE
CULTIVO HOMOGÉNEO”**

Que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias Agropecuarias

PRESENTA:

JESÚS ENRIQUE LÓPEZ AVENDAÑO

DIRECTOR DE TESIS:

DR. TOMÁS DÍAZ VALDÉS

CO-DIRECTOR DE TESIS:

DR. JULIO CÉSAR RODRÍGUEZ

ASESORES:

**DR. CHRISTOPHER WATTS THORP
DRA. TERESA DE JESÚS VELÁZQUEZ ALCARÁZ
DR. LEOPOLDO PARTIDA RUVALCABA**

Culiacán, Sinaloa, México, Septiembre de 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA COLEGIO DE CIENCIAS AGROPECUARIAS

FACULTAD DE MEDICINA VETERINARIA Y ZOOTECNIA
FACULTAD DE AGRONOMÍA CULIACÁN
FACULTAD DE AGRICULTURA DEL VALLE DEL FUERTE
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR
FACULTAD DE AGRICULTURA DEL VALLE DEL
CARRIZO

En la Ciudad de Culiacán Rosales, Sinaloa, el día 20 de enero del año 2020, el que suscribe Jesús Enrique López Avendaño, alumno del Programa de Doctorado en Ciencias Agropecuarias, con número de cuenta 13732722, de la Unidad Académica Facultad de Agronomía Culiacán, del Colegio de Ciencias Agropecuarias de la UAS, manifiesta que es autor intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección del Dr. Tomás Díaz Valdés y del Dr. Julio César Rodríguez, y cede los derechos del trabajo titulado “Uso de datos satelitales y balance de energía para estimar la evapotranspiración sobre una superficie de cultivo homogéneo”, a la Facultad de Agronomía Culiacán, del Colegio de Ciencias Agropecuarias de la Universidad Autónoma de Sinaloa, para su difusión, con fines académicos y de investigación por medios impresos y digitales, todo esto en apego al artículo 27 de la Ley Federal de Derechos de Autor.

La Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México) protege el contenido de la presente tesis. Los usuarios de la información contenida en ella deberán citar obligatoriamente la tesis como fuente, dónde la obtuvo y mencionar al autor intelectual. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Jesús Enrique Lopez Avendaño



UAS- Dirección General de Bibliotecas

Repositorio Institucional

Restricciones de uso

Todo el material contenido en la presente tesis está protegido por la Ley Federal de Derechos de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

Queda prohibido la reproducción parcial o total de esta tesis. El uso de imágenes, tablas, gráficas, texto y demás material que sea objeto de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente correctamente mencionando al o los autores del presente estudio empírico. Cualquier uso distinto, como el lucro, reproducción, edición o modificación sin autorización expresa de quienes gozan de la propiedad intelectual, será perseguido y sancionado por el Instituto Nacional de Derechos de Autor.



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-No Comercial-Compartir Igual, 4.0 Internacional.

ESTA TESIS FUE REALIZADA POR **JESÚS ENRIQUE LÓPEZ AVENDAÑO**, BAJO LA DIRECCIÓN DEL CONSEJO PARTICULAR QUE SE INDICA, Y HA SIDO APROBADA POR EL MISMO, COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS AGROPECUARIAS

CONSEJO PARTICULAR

DIRECTOR:

DR. TOMÁS DÍAZ VALDÉS

CO-DIRECTOR:

DR. JULIO CÉSAR RODRÍGUEZ

ASESOR:

DR. CHRISTOPHER WATTS THORP

ASESORA:

DRA. TERESA DE JESÚS VELÁZQUEZ ALCARÁZ

ASESOR:

DR. LEOPOLDO PARTIDA RUVALCABA

Culiacán, Sinaloa, México, Agosto de 2017

DEDICATORIA

Al Gran Arquitecto del Universo por su iluminación y fortaleza para culminar con éxito mis estudios de Doctorado.

A mi esposa Yesenia por su comprensión, apoyo y amor.

A mis hijos Luis Enrique y Estefanía, quienes constituyen la piedra angular donde se cimienta mi motivación e inspiración para seguir preparándome profesionalmente; y mostrarles con el ejemplo, que hay que seguir estudiando siempre, eternamente seremos Aprendices. El mayor tesoro de la Humanidad es el Conocimiento y nuestra mayor virtud, la Humildad.

A mis padres, Rubén López Román y Guillermina Avendaño Lugo. Raíces firmes que nos han permitido continuar de pie ante los vientos que se han presentado en la vida.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo para la realización de mi estudios de Doctorado.

A la Universidad Autónoma de Sinaloa, mi Alma Mater, por la oportunidad de continuar con mi preparación académica.

Al Colegio de Ciencias Agropecuarias por el espacio brindado en sus filas para seguir adelante con mis estudios de Doctorado. Y a la Universidad de Sonora por la oportunidad de realizar mis estancias de Investigación en sus espacios.

A la Comisión Nacional del Agua por la oportunidad y apoyo para continuar con mi preparación profesional. Al Ing. Rafael Sanz Ramos, Director Técnico del OCPN, Ing. César H. Gallardo López y M.C. Sirio Moreno Armenta, por su amistad y apoyo.

Al Dr. Tomás Díaz Valdés por su amistad y apoyo siempre en la Dirección de este proyecto de investigación.

Al Dr. Christopher Watts Thorp por su apoyo incondicional desde mi planteamiento para trabajar en esta línea de investigación.

Al Dr. Julio César Rodríguez, más que asesor, un amigo, que con su amplia experiencia en el ramo ayudó firmemente a sacar este trabajo adelante.

A la Dra. Teresa de Jesús Velázquez Alcaraz por su confianza y ser parte de mi preparación desde el nivel licenciatura.

Al Dr. Leopoldo Partida Ruvalcaba por su apoyo y confianza para ingresar al Doctorado.

A los estudiantes de Maestría Martín A. Tirado Ramírez y Leonardo Román Román, y a los estudiantes de Ingeniería Agronómica René Quintero Burgos y Tomás Félix Leyva por su invaluable apoyo en campo.

A la empresa Agrícola TRICAR, a su administrador Ing. Francisco Bejar por las facilidades para el trabajo en campo y al Ing. José Contreras por su apoyo en campo.

2.3.4. Riego aplicado en el período de estudio	42
2.3.5. Análisis de la relación entre ET_{cEddy} y ET_{CFAO-5}	42
2.3.6. Coeficiente de cultivo (K_c)	43
2.3.7. Evapotranspiración del cultivo ajustada (ET_{Cajust})	45
2.4. CONCLUSIONES PARCIALES	46
CAPÍTULO 3. USO DE DATOS SATELITALES MODIS Y BALANCE DE ENERGÍA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN	47
3.1. INTRODUCCIÓN	47
3.2. MATERIALES Y MÉTODOS	48
3.2.1. Datos meteorológicos	48
3.2.2. Estimación de flujo de calor sensible (H) con el uso de Scintilómetro (BLS)	49
3.2.3. Medición de flujo de calor latente (LE) con un sistema de covarianza de vórtices (CE)	49
3.2.4. Estimación de flujo de calor latente (LE) utilizando el método de espacio triangular con datos MODIS (MODIS)	50
3.2.5. Análisis estadístico	53
3.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	53
3.4. CONCLUSIONES PARCIALES	60
CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES FINALES	61
CAPÍTULO 5. LITERATURA CITADA	63

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Separación de los coeficientes basal del cultivo (K_{cb}) y coeficiente de evaporación del suelo (K_e) del K_c dual estimado.	45
Cuadro 2. Valores de referencia de la Evapotranspiración (ET) estimada y medida durante el período de estudio.	54
Cuadro 3. Error Relativo (ER) y Error Estándar (ES) entre los métodos utilizados.	55

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Representación esquemática del espacio geométrico triangular generado al graficar la Temperatura de Superficie (T_s) y la Cobertura de la Fracción Vegetal (Fr) que varía de 0 a 1.	23
Figura 2. Diagrama esquemático de resistencias y flujo de calor sensible en el modelo de doble capa. a) Flujo de calor sensible total es la suma de los flujos de calor sensible del suelo y vegetación por separado. b) Flujo de calor sensible total es la media ponderada de los flujos de calor del suelo y vegetación.	26
Figura 3. Comportamiento de evapotranspiración de referencia (ET_o) en función de velocidad de viento (U_2), humedad relativa (HR) y temperatura del aire (T_a).	38
Figura 4. Evaluación del cierre de la ecuación de balance de energía.	40
Figura 5. Evolución de la evapotranspiración de referencia (ET_o), evapotranspiración estimada con las metodologías; FAO-56 ($ET_{CFAO-56}$) y covarianza de vórtices (ET_{CEddy}) y el riego aplicado.	41
Figura 6. Relación estadística entre la evapotranspiración estimada con los método FAO-56 y Covarianza de vórtices.	42
Figura 7. Comportamiento del coeficiente de cultivo (K_c) estimado con ET_o y los valores de $ET_{CFAO-56}$, ET_{CEddy} y la ecuación de ajuste.	44
Figura 8. Localización geográfica de la zona de estudio.	48
Figura 9. Diagrama esquemático del concepto de espacio triangular formado por la temperatura de superficie (T_s) y la cobertura de la fracción vegetativa (Fr), donde las líneas sólidas representan los bordes seco y húmedo.	52
Figura 10. Comportamiento diario de la Evapotranspiración durante el período de estudio, estimada y observada con las técnicas utilizadas (MODIS, BLS, CE).	57
Figura 11. Gráfica y valores de relación estadística entre ET estimada con MODIS y BLS.	58
Figura 12. Gráfica y valores de relación estadística entre ET estimada con MODIS y observada con CE.	59
Figura 13. Gráfica y valores de relación estadística entre ET observada con CE y estimada con BLS.	60

RESUMEN

Uso de datos satelitales y balance de energía para estimar la evapotranspiración sobre una superficie de cultivo homogéneo

JESÚS ENRIQUE LÓPEZ AVENDAÑO

La evapotranspiración es un elemento importante del ciclo hidrológico y balance de energía en la superficie terrestre, su conocimiento y estimación es determinante para la planeación de los recursos hídricos y en lo particular, para el uso eficiente del agua de riego. Con base en lo anterior se propuso como objetivo de esta investigación, determinar la evapotranspiración real (ET_c) por el método del Triángulo o espacio triangular utilizando datos del sensor MODIS y la ecuación de balance de energía sobre una superficie de cultivo homogéneo en el Valle de Culiacán, validado mediante las técnicas de Scintilometría, Covarianza de vórtices y método FAO-56; con una estación meteorológica instalada en campo se midieron las diversas variables necesarias como radiación solar, flujo de calor en el suelo, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y presión barométrica; los datos de Índice de Diferencia Normalizada de la Vegetación (NDVI) y Temperatura de superficie (T_s), se obtuvieron del sensor MODIS instalado en el satélite TERRA; se utilizó un scintilómetro BLS450 Scintec® para estimar el flujo de calor sensible, y un sistema de covarianza de vórtices IRGA EC-150 para medir el flujo de calor latente. El estudio se realizó del 2 de febrero al 23 de abril de 2014 en una superficie de 90 ha de chile bell (*Capsicum annum*, L.) regadas con un sistema de riego por goteo localizadas en el Valle de Culiacán, México. Se calculó la evapotranspiración de referencia (ET_o) utilizando la ecuación de Penman-Monteith, se midió la ET_c con un sistema de Covarianza de vórtices (CE) y se estimó utilizando los métodos del Scintilómetro (BLS) y espacio triangular (MODIS); para calcular la ET_c con la metodología FAO-56 se utilizó la aproximación del coeficiente dual de cultivo (K_c dual). La ET_c total estimada para el período de estudio fue 255.4, 275.2, 262.0 y 363.6 mm para los métodos MODIS, BLS, CE y FAO-56, respectivamente; mientras que la lámina de riego aplicada fue de 278 mm. Para evaluar el método de espacio triangular se realizó un análisis estadístico utilizando los siguientes parámetros: el error relativo (ER), la raíz del error cuadrático medio (RMSE), el índice de concordancia de Willmott (d), el sesgo (BIAS) y el coeficiente de correlación de Pearson (R). Al comparar la ET total estimada con los diferentes métodos, el menor ER se determinó entre MODIS y CE, donde MODIS subestimó la ET_c total medida con CE en un 2.5%. Al analizar estadísticamente el comportamiento diario de la ET_c con los diferentes métodos, el mejor ajuste se presentó entre MODIS y BLS, donde los parámetros estadísticos calculados fueron: RMSE=0.44 mm d⁻¹, BIAS=-0.245 mm d⁻¹, d=0.80 y R=0.75. El uso de datos satelitales combinado con el balance de energía sobre la superficie terrestre permite estimar de manera confiable la evapotranspiración a escala regional.

Palabras clave: chile bell, covarianza de vórtices, FAO-56, MODIS, scintilómetro, Valle de Culiacán.

ABSTRACT

Using satellite data and energy balance to estimate evapotranspiration over homogeneous crop surface

JESÚS ENRIQUE LÓPEZ AVENDAÑO

Evapotranspiration (ET_c) is an important element of the hydrological cycle and energy balance on the terrestrial surface, its knowledge and estimation is determinant for the water planning resources and, in particular, for efficient use of the irrigation water. According with that, the general aim proposed for this research was to determine real evapotranspiration (ET_c) using the Triangle or triangular space method with MODIS data and energy balance equation over a homogeneous crop surface at Culiacan Valley, validated with scintillometry and eddy covariance techniques, as well as, FAO-56 method. With a meteorological station installed in the field, the necessary data such as: solar radiation, soil heat flux, air temperature, relative humidity, wind speed and barometric pressure were measured. Normalized Difference Vegetation Index data (NDVI) and surface temperature (T_s) were obtained from the MODIS sensor installed on TERRA satellite. BLS450 Scintec® scintillometer was used to estimate sensible heat flux and for measuring latent heat flux, an IRGA EC-150 eddy covariance system was used. The study was carried out from February 2 to April 23, 2014 in 90 ha area with bell pepper (*Capsicum annum*, L.) irrigated with a drip irrigation system, located in Culiacan Valley, Mexico. The reference evapotranspiration (ET_o) was calculated using the Penman-Monteith equation, the ET_c was measured with a eddy covariance (EC) system and estimated using the scintillometer (BLS) and triangular space (MODIS) method; ET_c was calculated too, using the FAO-56 with dual crop coefficient (dual K_c) approach. The total ET_c estimated for the research period were 255.4, 275.2, 262.0 and 363.6 mm for MODIS, BLS, CE and FAO-56 methods, respectively; while the irrigation depth applied was 278 mm. To evaluate the triangular space method, a statistical analysis was performed using the following parameters: relative error (ER), root mean square error (RMSE), Willmott's concordance index (d), bias (BIAS) and the Pearson correlation coefficient (R). When comparing the total ET_c estimated with the different methods, the lowest ER was calculated between MODIS and CE, where MODIS underestimated the total ET_c measured with EC by 2.5%. Statistical analysis of ET_c daily behavior with the different methods showed that the best adjustment was between MODIS and BLS, where calculated statistical parameters were: RMSE = 0.44 mm d⁻¹, BIAS = -0.245 mm d⁻¹, d = 0.80 and R = 0.75. Using satellite data combined with energy balance on the land surface allows a reliable estimation of evapotranspiration at the regional scale.

Keywords: bell pepper, eddy covariance, FAO-56, MODIS, scintillometer, Culiacan Valley.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y REVISIÓN DE LITERATURA

1.1 INTRODUCCIÓN

Conocer la capacidad de evapotranspiración de una región o cuenca hidrográfica, dado sus condiciones geográficas, edafológicas y meteorológicas es importante para la planificación de los recursos hídricos y la gestión integral del agua; la estimación de la evapotranspiración es fundamental no sólo para conocer la capacidad de regulación del ciclo hidrológico de una cuenca, sino también para determinar el requerimiento hídrico de los cultivos agrícolas (Rodell *et al.*, 2004). Para estimar la evapotranspiración (ET) se han desarrollado una gran cantidad de métodos, algunos muy sencillos y otros más complejos, dependiendo de la cantidad de parámetros requeridos para su cálculo y la facilidad para obtener o medir dichos parámetros; dentro de las técnicas más recientes se puede mencionar la percepción remota que se basa en el uso de información satelital para obtener algunos de los parámetros requeridos para el cálculo (Li *et al.*, 2009). En este aspecto, uno de los enfoques más notables para estimar la ET a partir de la ecuación de balance de energía es el Método del Triángulo (Jiang & Islam en 1999), donde se elimina la complejidad que implica utilizar la resistencia aerodinámica para estimar el flujo de calor sensible (Priestley & Taylor, 1972; Jiang & Islam, 1999; Shakya *et al.*, 2010; Tang *et al.*, 2010; Yao *et al.*, 2011; Peng *et al.*, 2013).

La aplicación de agua en exceso a los cultivos, genera entre otras cosas, contaminación a los mantos acuíferos, drenes y cuerpos costeros al arrastrar productos agroquímicos como fertilizantes y plaguicidas. El desconocimiento de la cantidad de agua real que consumen los cultivos durante su desarrollo, genera

programaciones de riego ineficientes y generalmente, la aplicación de agua en exceso, aun cuando las condiciones temporales de escasez se vuelven críticas durante períodos cada vez más recurrentes. La medición del agua durante todo el proceso productivo en la agricultura, desde la fuente de abastecimiento hasta el cultivo mismo, permitiría establecer estrategias de planeación hídrica que permitan garantizar el abastecimiento de agua en el futuro. Dentro de los instrumentos actuales para medir la evapotranspiración, se encuentran el scintilómetro y el sistema de covarianza de vórtices, sin embargo su costo elevado, lo complicado que representa su operación y el riesgo que implica instalar esos equipos en campo, donde se exponen al vandalismo, hace necesario revisar y aplicar otras técnicas de medición más económicas y con menor riesgo de operación, como aquellas basadas en percepción remota para estimar la evapotranspiración con una precisión adecuada.

Para la presente investigación, se propuso la siguiente hipótesis: “es factible la aplicación de una técnica de percepción remota para estimar la evapotranspiración real sobre una superficie de cultivo homogéneo en el Valle de Culiacán; donde esta técnica presenta un mejor ajuste con los resultados del scintilómetro, que la obtenida con los métodos de covarianza de vórtices y FAO-56”. La idea de uso de la percepción remota es que permite hacer estimaciones de parámetros biofísicos como la evapotranspiración, índice de área foliar, temperatura de superficie, entre otros. Y el escalamiento de variables biofísicas depende de la resolución espacial de los datos satelitales. Asimismo, el mayor potencial del scintilómetro es que captura la heterogeneidad espacial.

El objetivo general de este trabajo consistió en determinar la evapotranspiración real por el método del Triángulo o espacio triangular utilizando datos del sensor MODIS

y la ecuación de balance de energía sobre una superficie de cultivo homogéneo en el Valle de Culiacán, validado mediante las técnicas de Scintilometría, Covarianza de vórtices y método FAO-56.

1.2. REVISIÓN DE LITERATURA

1.2.1. Aspectos teóricos de la evapotranspiración.

La evapotranspiración es uno de los principales componentes del ciclo hidrológico y balance de energía; constituye uno de los procesos críticos e indispensables en diversos campos como hidrología, ecología, agricultura y planeación de los recursos hídricos; en las últimas dos décadas se han desarrollado diversas técnicas para estimar la evapotranspiración, que incluyen el uso de la Covarianza de vórtices, lisímetro, relación de Bowen, balance de agua en el suelo, Scintilometría y Percepción Remota (Zhang *et al.*, 2014). México es un país con baja disponibilidad de agua (considerando un promedio nacional), con abundancia del recurso en el sureste del país y escasez en el norte, donde prevalecen las zonas áridas y semiáridas, por lo que resulta imprescindible no sólo mejorar la eficiencia en el uso del agua en la agricultura, sino también promover su uso de manera sustentable (Salazar *et al.*, 2014), además la limitación de los recursos hídricos se ha convertido en uno de los principales problemas de la agricultura, en la medida que los períodos de sequía son cada vez más recurrentes y prolongados (Ravelo *et al.*, 2014), lo que conlleva a poner mayor énfasis a la estimación del consumo real de agua por las plantas en la agricultura.

La evapotranspiración de los cultivos depende de varios parámetros meteorológicos, entre ellos, la radiación solar como fuente de energía fundamental para el desarrollo del proceso, la temperatura del aire como consecuencia de la anterior, la humedad relativa como medida de la capacidad evaporativa de la atmósfera sobre la superficie y la velocidad del viento que remueve constantemente el agua desde la superficie evaporante y transporta, en ocasiones, calor para mantener activo el proceso; pero, además depende de las características de la vegetación del sitio, su

tipo, densidad y estado de crecimiento (desarrollo vegetativo), asimismo, depende del suelo, sus propiedades físico-químicas y contenido de humedad (Sánchez *et al.*, 2011).

El procedimiento más común para calcular la evapotranspiración de un cultivo se basa en dos pasos (Ecuación 1), que consiste en calcular, primeramente, la evapotranspiración de referencia (ET_o) y posteriormente, con el uso de un coeficiente de cultivo (K_c) calcular la evapotranspiración (Doorenbos and Pruitt, 1977; Córdova *et al.*, 2015).

$$ET = ET_o * K_c \quad (1)$$

Donde ET es la evapotranspiración del cultivo (mm d⁻¹), ET_o es la evapotranspiración de referencia (mm d⁻¹) y K_c es el coeficiente de cultivo.

1.2.1.1. Evapotranspiración de referencia (ET_o)

La evapotranspiración de referencia (ET_o) se refiere a la tasa de consumo de agua de una superficie estandarizada, sin restricciones de agua y considerada como referencia; esta superficie corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas; este concepto se usa para estudiar la demanda de evapotranspiración por la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo de cultivo, y de las prácticas de manejo; de esta manera los únicos factores que la afectan son los parámetros del clima, de ahí que para calcular la ET_o se usen parámetros como la velocidad del viento, humedad relativa, temperatura del aire y radiación solar (Allen *et al.*, 1998).

Para calcular la ET_o se han desarrollado una gran cantidad de ecuaciones empíricas basadas en diferentes datos climatológicos, desde las más simples como la del tanque evaporímetro tipo A (Allen *et al.*, 1998; Benli *et al.*, 2010) que utiliza datos de humedad relativa, velocidad del viento y evaporación; Blaney-Criddle, Hargreaves y Thornthwaite, que se basan en datos de temperatura (Rác *et al.*, 2013; Abdrabbo *et al.*, 2015); Turc, Makkink y Priestley-Taylor, que consideran la radiación solar para estimar la ET_o (Xu *et al.*, 2002; Santiago *et al.*, 2012; Sheik y Mohammadi, 2013); hasta la más complicada y que requiere mayor cantidad de datos climatológicos, como la de

FAO Penman-Monteith, universalmente aceptada como la más precisa y se ha evaluado para múltiples condiciones climáticas en diferentes regiones del mundo (Zhao *et al.*, 2010; Santiago *et al.*, 2012; Heydari *et al.*, 2013; Sheik y Mohammadi, 2013; Rallo *et al.*, 2014; Abdrabbo *et al.*, 2015).

1.2.1.2. Coeficientes de cultivo (Kc)

El Kc engloba las diferencias en la vegetación del cultivo y en la resistencia aerodinámica, con respecto al cultivo de referencia; este coeficiente sirve como una integración de todas las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos, y para determinarlo se utilizan dos enfoques, Kc único para condiciones estándar y Kc dual para condiciones no estándar: en la Ecuación 2 se muestra el primero, y se refiere a la relación que existe entre la evapotranspiración del cultivo (ET) y la evapotranspiración de referencia (ET_o):

$$K_c = \frac{ET}{ET_o} \quad (2)$$

En la Ecuación 3 se muestra el segundo enfoque (Kc dual), en éste se describen por separado las componentes del proceso de evapotranspiración, por un lado un coeficiente que evalúa la evaporación (K_e) y por otro, un coeficiente que se refiere a la transpiración del cultivo (K_{cb}), el cual es afectado por un coeficiente de estrés hídrico (K_s).

$$K_c = (K_s K_{cb} + K_e) = \frac{ET}{ET_o} \quad (3)$$

La selección de cualquiera de los dos enfoques de Kc depende del propósito de los cálculos y de la frecuencia de los datos disponibles para dicho cálculo (Allen *et al.*, 1998).

1.2.2. Métodos para medir y estimar la evapotranspiración

Para conocer la magnitud de la ET se han propuesto numerosos modelos, algunos denominados métodos directos y otros indirectos o empíricos; estos modelos

son variados en cuanto a su complejidad, precisión y requerimientos de datos para su aplicación (Sánchez *et al.*, 2011). Otra manera de clasificar estos métodos es en función de la espacialidad de su aplicación, en este sentido algunos métodos se consideran como de aplicación a escala puntual, dado que su rango de influencia es limitado a unos cuantos metros o cientos de metros; otros se consideran como de escala regional, dado que su influencia puede considerarse dentro de un rango desde varios cientos de metros hasta kilómetros, dependiendo de las características de la geografía física (orografía, climatología y cubierta vegetal) de la zona (Liu *et al.*, 2013).

1.2.2.1. Métodos de escala puntual para estimar evapotranspiración

La evapotranspiración se puede calcular con una precisión razonablemente buena, en forma experimental, mediante instrumentos como el lisímetro de pesada, sistema de covarianza de vórtices y sistema de Bowen, sin embargo, sus resultados se consideran limitados, hasta cierto grado porque proporcionan valores puntuales, válidos para un lugar específico o condiciones homogéneas de la superficie terrestre (cubierta vegetal y condiciones meteorológicas); lo anterior se ha demostrado a través de diversos estudios que han concluido que la temporalidad y espacialidad de la ET depende en gran medida de la influencia de factores como la vegetación, el tipo de suelo, la topografía y las condiciones meteorológicas, las cuales pueden variar de un sitio a otro dentro de una zona o región, incluso hasta en un mismo lote (Gordillo *et al.*, 2014).

1.2.2.1.1. Método FAO56

La Organización para la Agricultura y Alimentación (FAO, por sus siglas en inglés) recomienda el uso del método FAO Penman-Monteith (FAO56) detallado en el Documento Técnico No. 56 (Allen *et al.*, 1998); este método es ampliamente utilizado por los investigadores y ha sido validado para estimar la evapotranspiración bajo diversas condiciones climáticas en el mundo; sin embargo, requiere mediciones de algunas variables meteorológicas como la temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar (Heydari *et al.*, 2013).

El método FAO56 se basa en la ecuación 1, para condiciones estándar de un cultivo; en este caso, para determinar el valor de K_c se utilizan las ecuaciones 2 y 3; sin embargo para efectos de investigación (con condiciones no estándar), el esquema del coeficiente dual de cultivo (ecuación 3) es el más utilizado (Allen and Pereira, 2009; Rosa *et al.*, 2012; Rallo *et al.*, 2014), al combinar las ecuaciones 1 y 3 se obtiene la Ecuación 4.

$$ET = ET_0 (K_s K_{c_b} + K_e) \quad (4)$$

Para estimar la evapotranspiración de referencia (ET_0) se utiliza la ecuación de Penman-Monteith adaptada por la FAO, por lo que es universalmente conocida como FAO Penman-Monteith (Ecuación 5).

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad (5)$$

Donde ET_0 es la evapotranspiración de referencia (mm d^{-1}), R_n es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G es el flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), T es la temperatura del aire promediada diariamente ($^{\circ}\text{C}$), Δ es la pendiente de la curva de presión a saturación ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), e_s la presión de saturación del vapor (kPa), e_a es la presión de vapor promedio diaria (kPa), u_2 es la velocidad promedio del viento a 2 m de elevación (m s^{-1}).

El K_s es un coeficiente de estrés hídrico que se aplica al cultivo y depende del contenido de humedad en la zona radicular del suelo, varía entre 0 - 1, y para su cálculo se requiere un balance diario de humedad en el suelo para la capa radicular total, y calcular el contenido de humedad promedio al final de cada día, con lo cual se expresa en términos de agotamiento de la zona radicular; cuando el riego es por goteo, con intervalos diarios o cada 2 días, se puede considerar el valor de K_s como 1 sin ningún problema (Allen *et al.*, 1998; Rosa *et al.*, 2012).

El K_e se refiere a la evaporación que ocurre básicamente desde la superficie del suelo, considerando que la evaporación del agua que queda sobre la superficie del

follaje sea insignificante; de este modo, la evaporación depende principalmente del contenido de humedad en el suelo y de la cobertura del cultivo (que depende a su vez, del grado de desarrollo del mismo y del marco de plantación); cuando un suelo se encuentra húmedo después de una lluvia o un riego, la evaporación puede ser máxima (si se trata de un suelo sin cobertura) y ésta disminuye conforme la capa superficial del suelo se vaya secando, y puede llegar hasta cero en caso de que no se suministre riego o exista un evento de lluvia; mientras que, en un suelo con cultivo, donde exista disponibilidad de agua en el suelo, la evaporación es máxima al principio (primera etapas de desarrollo) y conforme el cultivo crece y el follaje cubre el suelo, la evaporación se va reduciendo, para lo cual se utiliza un coeficiente de reducción de la evaporación (K_r), que depende de la lámina de agua consumida en la capa superficial del suelo y de la cobertura del cultivo (factor de cobertura, f_c) (Allen *et al.*, 2005; Allen and Pereira, 2009; Rosa *et al.*, 2012).

En una evaluación de la aproximación dual del método FAO56, y comparando los resultados obtenidos con los de un lisímetro de pesada para determinar la ET de trigo de invierno y maíz de verano en China, se concluyó que el método FAO56 con el coeficiente dual de cultivo es una herramienta efectiva para estimar la ET de los cultivos de trigo de invierno y maíz de verano en China, este método subestimó los valores de ET en la etapa inicial, y sobrestimó los valores en la etapa final, generalmente; el RMSE (Root Mean Square Error) calculado fue de 0.9 mm d^{-1} para trigo; se concluyó además, que el método FAO56 es efectivo para simular la ET total, pero impreciso para simular los valores “pico” y la ET en períodos cortos de tiempo (por etapa de desarrollo) (Liu and Luo, 2010). La aproximación dual del método FAO56, también fue utilizada para estimar la partición de ET en evaporación y transpiración comparando los resultados obtenidos con aquellos obtenidos con una estación de covarianza de vórtices y el método de medición de flujo de savia, concluyéndose que la aproximación dual del método FAO56 simuló razonablemente bien la ET durante dos años contiguos, obteniendo valores de RMSE de 0.54 mm d^{-1} para el primero, y 0.71 m d^{-1} para el segundo año de evaluación (Er-Raki *et al.*, 2010).

1.2.2.1.2. Método de covarianza de vórtices (Covarianza de Eddy, CE)

Este método se ha convertido en el método principal para monitorear flujos de energía, vapor de agua y carbono en el ecosistema a diferentes escalas de tiempo; además, se ha incrementado el uso de los datos obtenidos con este método para la calibración y validación de otros métodos para estimar evapotranspiración (Reichstein *et al.*, 2005).

El principio físico general de la medición de flujos de vórtices se basa en el concepto estadístico de la covarianza, y consiste en medir la cantidad y velocidad de una entidad (masa o energía) que se mueve en forma ascendente y descendente en la unidad de tiempo y en un sitio de medición; matemáticamente este flujo vertical se representa como una covarianza entre las mediciones de la velocidad vertical del aire, los movimientos del aire ascendente y descendente y la concentración de la entidad de interés (masa o energía); para poder realizar estas mediciones se requiere de equipo muy sofisticado, debido a que las fluctuaciones turbulentas ocurren de una manera muy rápida, mientras que los cambios de concentración, densidad o temperatura son muy pequeños, y ambas cosas deben medirse de manera rápida y precisa (Zermeño *et al.*, 2011).

Mediante la Ecuación 6 se calcula el flujo de vórtices (Burba, 2013), y con las ecuaciones 7 y 8, los flujos de calor sensible (H) y latente (LE), respectivamente (Imukova *et al.*, 2016).

$$F = \bar{\rho}_d \overline{w' S'} \quad (6)$$

Donde F es el flujo de cualquier gas, $\bar{\rho}_d$ es la densidad media del aire seco (kg m⁻³), $\overline{w' S'}$ es la covarianza entre las fluctuaciones de velocidad vertical del viento (m s⁻¹) y la concentración del gas de interés (CO₂, CH₄, N₂O, H₂O, etc.).

$$H = C_p \bar{\rho} \overline{w' T'} \quad (7)$$

Donde H es el flujo de calor sensible (W m^{-2}), C_p es calor específico del aire ($\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), $\overline{w' T'}$ es la covarianza entre las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento y la Temperatura sónica del aire ($^\circ\text{C}$).

$$LE = \lambda \bar{\rho} \overline{w' q'} \quad (8)$$

Donde LE es el flujo de calor latente (W m^{-2}), λ es el calor latente de vaporización (J kg^{-1}), $\overline{w' q'}$ es la covarianza entre las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento y la concentración media de vapor de agua en el aire (kg kg^{-1}).

Para medir la ET en los bosques de una zona montañosa en China, se utilizaron los métodos de covarianza de vórtices (CE), relación de Bowen (BREB) y Penman-Monteith (P-M), se determinó que comúnmente la ecuación de P-M arroja valores más altos que los otros dos métodos; en este caso, la ET estimada con P-M sobrestimó en un 31% de la ET medida con CE, mientras que el método BREB subestimó en un 19% los valores de CE (Shi *et al.*, 2008). Por otro lado, en una investigación realizada al oeste de Alemania, se midió la ET en un pastizal utilizando lisímetros (LIS) y CE, y junto con ello, se calculó la ET con la aproximación dual del método FAO56; se concluyó que la ET total estimada con la aproximación dual del método FAO56 y LIS, fue ligeramente mayor que la estimada con CE, 6.1% y 2.4% mayor respectivamente (Gebler *et al.*, 2015). Mientras que, en otra investigación realizada en trigo de invierno al suroeste de Alemania, se midió la ET utilizando varios sistemas de covarianza de vórtices y el método de balance de agua (BA), encontrándose un buen ajuste entre ambos métodos, asimismo, realizaron un análisis para determinar el motivo por el que la ecuación de balance de energía utilizada con CE no cierra, determinando que aún falta por investigar, pero que se debe a la energía no cuantificada en la fotosíntesis y otros procesos que ocurren en la superficie (Imukova *et al.*, 2016).

1.2.2.2. Métodos de escala regional para estimar la evapotranspiración

Dado la variabilidad espacial de la superficie terrestre, el manejo sustentable de los recursos hídricos en las regiones áridas y semi-áridas requiere información precisa del consumo de agua por las plantas en general; la variabilidad espacial es causada

por la heterogeneidad de la cubierta vegetal, las propiedades hidráulicas del suelo, profundidad del manto freático y las diferencias en la disponibilidad de agua causadas por los procesos hidrológicos; del mismo modo, existe la variabilidad en el tiempo que es provocada por las condiciones climáticas diarias y cambios de estación, disponibilidad de agua almacenada en el suelo y extracción por las raíces (Kleissl *et al.*, 2009).

Para estudios de balance hídrico a nivel de cuenca, la heterogeneidad de la superficie es importante y ésta no puede ser captada por métodos de escala puntual, como el método de covarianza de vórtices y FAO56, para ello, varios autores recomiendan el uso de scintilómetro y percepción remota para estimar la evapotranspiración en una escala mucho mayor Zeweldi *et al.*, 2010; Samain *et al.*, 2011; Geli *et al.*, 2012; Samain and Pauwels, 2013).

1.2.2.2.1. Método del Scintilómetro

El uso de la técnica de la Scintilometría aplicada a la agricultura ha presentado su mayor desarrollo desde el año 2000 a la fecha, aunque sus primeras aplicaciones fueron en la década de los 90's; el scintilómetro consiste básicamente de un transmisor, que emite señales de onda electromagnéticas a un receptor, el cual registra la intensidad de la señal. Como la señal se propaga a través de la atmósfera hasta el receptor, ésta es dispersada por los vórtices turbulentos (remolinos de aire) que se presentan en la atmósfera; estas dispersiones se detectan como fluctuaciones en la intensidad de la señal (cintilaciones) registrada por el receptor del scintilómetro; estos remolinos son producidos por una fuerza superficial como la cizalladura o cortante del viento que se genera a partir de la fricción del viento con la superficie terrestre, flujos de calor superficial causados por la radiación solar incidente, o las ondas turbulentas causadas por obstáculos como los árboles y edificios; de esta manera, el flujo de calor superficial se puede obtener mediante la combinación de los principios teóricos de la turbulencia atmosférica con la física de la propagación de ondas electromagnéticas (Yee *et al.*, 2015).

La turbulencia responsable de las cintilaciones en la atmósfera puede determinarse a partir del parámetro estructural del índice refractivo del aire (C_n^2), el

cual es afectado principalmente por el parámetro estructural de temperatura (C_T^2), humedad (C_Q^2) y la combinación de ambos (C_{TQ}); el parámetro de temperatura (C_T^2) está directamente relacionado con el flujo de calor sensible en la atmósfera (H), mientras que el parámetro de humedad (C_Q^2) está directamente relacionado con el flujo de calor latente (LE); las fluctuaciones de temperatura dadas por el C_T^2 son la causa principal que origina las cintilaciones dentro del rango de longitud de onda óptica, por lo que para determinar H se utiliza el scintilómetro óptico, donde no se consideran las fluctuaciones de humedad en la atmósfera o bien, se considera que son mínimas; dado su disponibilidad comercial, este tipo de scintilómetros ha tenido una utilización más amplia y se ha demostrado que sus resultados pueden compararse de manera razonable con los resultados obtenidos con las técnicas de relación de Bowen, covarianza de vórtices y mediciones mediante percepción remota (Kleissl *et al.*, 2009; Zeweldi *et al.*, 2010; Brunsell *et al.*, 2011; Samain *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2013). Por otro lado, se ha identificado que las microondas o longitudes de onda milimétricas son más importantes para identificar las fluctuaciones de humedad (C_Q^2) en la superficie terrestre y determinar con ello el flujo de calor latente (LE) (Ward *et al.*, 2013; Ward *et al.*, 2015).

La descripción teórica de la técnica de Scintilometría se deriva de la expresión que relaciona la varianza del logaritmo de las fluctuaciones en la intensidad del rayo electromagnético medido y el parámetro estructural del índice refractivo del aire (C_n^2), que matemáticamente se representa con la Ecuación 9 (Hartongensis *et al.*, 2003).

$$\overline{C_n^2} = 1.12 \sigma_{\ln(I)}^2 D^{7/3} L^{-3} \quad (9)$$

Donde la barra sobre C_n^2 representa el promedio espacial, $\sigma_{\ln(I)}^2$ indica la varianza de la intensidad del rayo electromagnético, D es el diámetro de apertura del receptor (m) y L es la longitud entre el transmisor y el receptor (m) (Wang *et al.*, 1978).

Bajo condiciones de turbulencia, tal como se presenta en la atmósfera, las variaciones de temperatura y humedad afectan las fluctuaciones del índice refractivo del aire, por lo que C_n^2 puede expresarse como una función de los parámetros de temperatura (C_T^2)

y humedad (C_Q^2); en la región del espectro electromagnético del infra-rojo cercano y la luz visible, las fluctuaciones de temperatura (C_T^2) tienen mayor peso sobre la señal de C_n^2 ; mientras que dentro de la región de espectro electromagnético de las microondas o u ondas milimétricas, las fluctuaciones de humedad (C_Q^2) tienen mayor peso sobre la señal del índice refractivo del aire; en términos generales Ecuación 10 describe la relación C_n^2 con C_T^2 y C_Q^2 está dada por:

$$C_n^2 = \frac{A_T^2}{T^2} C_T^2 + \frac{2A_TA_Q}{TQ} C_{TQ} + \frac{A_Q^2}{Q^2} C_Q^2 \quad (10)$$

Donde A_T y A_Q son funciones de la longitud de onda y los valores medios de temperatura, humedad y presión atmosférica, por lo que representa la contribución relativa al valor del índice refractivo del aire (C_n^2); en la región del espectro con longitudes de onda visible y el infra-rojo cercano y bajo la suposición de que el coeficiente de correlación entre temperatura y humedad es positiva y muy cercana a 1, con la Ecuación 11 se deriva una relación directa entre C_n^2 y C_T^2 , donde el impacto de la humedad se expresa en términos de la relación de Bowen (β).

$$C_T^2 = C_n^2 \left(\frac{T^2}{-0.78 \cdot 10^{-6} P} \right)^2 \left(1 + \frac{0.03}{\beta} \right)^{-2} \quad (11)$$

Donde T es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{K}$), P es la presión barométrica (Pa) y β es la relación de Bowen, está demostrado que para $\beta > 0.6$, la corrección por humedad es menor al 10%, mientras que para valores mayores de β , el término que lo contiene se elimina de la ecuación, aplicable para condiciones de aridez o semi-aridez (superficies secas) (Hartogensis *et al.*, 2003; Zeweldi *et al.*, 2010), de tal forma que se obtiene la Ecuación 12.

$$C_T^2 = C_n^2 \left(\frac{T^2}{-0.78 \cdot 10^{-6} P} \right)^2 \quad (12)$$

El valor de C_T^2 se obtiene iterativamente aplicando la Teoría de Similitud de Monin-Obukhov (MOST), para lo cual se utiliza un escalador de temperatura relacionado con una función universal del parámetro de estabilidad f_T (Ecuación 13).

$$\frac{C_T^2 (Z_{BLS}-d)^{2/3}}{T_*^2} = f_T \left(\frac{Z_{BLS}-d}{L_{MO}} \right) \quad (13)$$

Donde Z_{BLS} es la altura efectiva del scintilómetro (BLS), d es la altura de cero-desplazamiento (altura de la vegetación a la cual la velocidad del viento es cero) que depende de la densidad del cultivo o plantación, una propuesta para estimarla considerando que la zona es densa es $d = 0.7 h$, donde h es la altura del cultivo o plantación, en zonas donde la densidad de plantación es baja se considera $d=0$; con la Ecuación 14 se calcula T_* , que representa el escalador de la temperatura.

$$T_* = \frac{-H}{\rho c_p u_*} \quad (14)$$

Mientras que L_{MO} es la longitud de Monin-Obukhov:

$$L_{MO} = \frac{u_*^2 T}{g k_v T_*}$$

Donde H es el flujo de calor sensible ($w m^{-2}$), ρ es la densidad del aire ($\sim 1.2 kg m^{-3}$), c_p es el calor específico del aire a una presión constante ($\sim 1005 J kg^{-1} ^\circ K^{-1}$), g es la aceleración de gravedad ($9.81 m s^{-2}$), k_v es la constante de Von Kármán (~ 0.4) y u_* es la velocidad de fricción. La función universal del parámetro de estabilidad (f_T) se describe para condiciones atmosféricas inestables como ocurre durante el día donde $L_{MO} < 0$ (Ecuación 15) y condiciones atmosféricas estables como ocurre durante la noche donde $L_{MO} > 0$ (Ecuación 16).

$$f_T \left(\frac{Z_{BLS}-d}{L_{MO}} \right) = c_1 \left(1 - c_2 \frac{Z_{BLS}-d}{L_{MO}} \right)^{-2/3} \quad (15)$$

Con $c_1=4.9$ y $c_2=6.1$;

$$f_T \left(\frac{z_{BLS}-d}{L_{MO}} \right) = c_1 \left(1 + c_3 \frac{z_{BLS}-d}{L_{MO}} \right)^{2/3} \quad (16)$$

Con $c_3= 2.2$.

Para poder estimar H a partir de C_T^2 , se requiere el valor de la velocidad de fricción, la cual se determina utilizando la velocidad del viento medida (u , m s⁻¹) (Ecuación 17).

$$u_* = \frac{k_v u}{\ln\left(\frac{z_u-d}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_u-d}{L_{MO}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L_{MO}}\right)} \quad (17)$$

Donde z_0 es la altura de rugosidad aerodinámica y se considera un 10% de la altura de la vegetación, z_u es la altura a la cual se mide la velocidad del viento y Ψ_m es la función de estabilidad integrada para “momentum” y para las condiciones atmosféricas de inestabilidad (durante el día) se define como:

$$\Psi_m \left(\frac{z}{L_{MO}} \right) = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2}$$

Con:

$$x = \left(1 - 16 \frac{z}{L_{MO}} \right)^{1/4}$$

Para las condiciones atmosféricas de estabilidad que se presentan durante la noche:

$$\Psi_m \left(\frac{z}{L_{MO}} \right) = -5 \frac{z}{L_{MO}}$$

Finalmente, con la Ecuación 18 se obtiene el flujo de calor sensible (H), la cual se obtiene despejando la ecuación 14.

$$H = -T_* \rho c_p u_* \quad (18)$$

El proceso desde la ecuación 12 a la 18 se resuelve iterativamente (Hartogensis *et al.*, 2003; Zeweldi *et al.*, 2010). La evapotranspiración se estima a través del flujo de calor latente (LE), utilizando la ecuación de balance de energía (Ecuación 19) aplicada sobre la superficie terrestre.

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (19)$$

Donde LE es el flujo de calor latente ($w \text{ m}^{-2}$), el cual para convertir a lámina de agua se utiliza el calor latente de vaporización ($L_v = 2.46 \text{ MJ m}^{-2}$), R_n es el flujo de radiación solar neta ($w \text{ m}^{-2}$), G es el flujo de calor en el suelo ($w \text{ m}^{-2}$) y H es el flujo de calor sensible estimado con el scintilómetro ($w \text{ m}^{-2}$), esto sin considerar la cantidad de energía que es absorbida por la planta en sus procesos fisiológicos (Allen *et al.*, 1998). Con el scintilómetro de microondas o de longitud de onda milimétrica siguiendo el mismo proceso se obtiene la Ecuación 20 para calcular el flujo de calor latente directamente.

$$LE = -q_* \rho L_v u_* \quad (20)$$

Donde q_* es el escalar de la humedad y todos los demás términos ya fueron definidos anteriormente.

El flujo de calor latente (LE) se ha estimado con éxito utilizando un sistema con dos scintilómetros con longitud de onda diferente (scintilómetro óptico y scintilómetro de microondas (Ward *et al.*, 2013; Ward *et al.*, 2015 (a); Ward *et al.*, 2015 (b); Yee *et al.*, 2015).

1.2.2.2.2. Métodos basados en percepción remota (datos satelitales)

La evapotranspiración del cultivo corresponde al consumo real de agua, y está en función de parámetros climáticos, factores de cultivo y suelo, así como condiciones de manejo del cultivo; sin embargo, se deben considerar algunas otras características

de la superficie y cultivo, como el tipo de cultivo, variedad, estado de desarrollo, cobertura y desarrollo radicular; para obtener estos valores, se ha incrementado el uso de técnicas de percepción remota, debido principalmente al desarrollo y mejoramiento de la resolución espacial y temporal de las imágenes satelitales (Chirouze *et al.*, 2014). La técnica de percepción remota para estimar flujos turbulentos de energía superficial y contenido de humedad en el suelo, data de los años 70's, ésta técnica fue utilizada primeramente por geólogos para ayudar a localizar depósitos de minerales y posteriormente por meteorólogos para estimar flujos de energía superficial y contenido de humedad en el suelo (Carlson, 2007).

La técnica de percepción remota se basa en el estudio de la reflectancia y radiación térmica que emite la superficie de la tierra en las distintas regiones del espectro; mediante la combinación de las diferentes bandas del espectro se genera información como los índices de vegetación, la temperatura de superficie y el contenido de humedad en el suelo; para obtener información se utilizan sensores instalados en diversas plataformas (satélites espaciales, aviones o drones), los cuales proveen imágenes, mismas que son procesadas para obtener los datos necesarios (Yao *et al.*, 2013). En los últimos años, países como España, Francia, China y Estados Unidos, le han dado gran impulso a la aplicación de esta técnica en el campo agrícola y medio ambiente, para ello han desarrollado diversos métodos que se basan en la técnica de percepción remota (Li *et al.*, 2009; Chirouze *et al.*, 2014; Gordillo *et al.*, 2014). De acuerdo con algunos autores (Courault *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2009), los métodos de percepción remota se agrupan en:

A) Métodos directos empíricos o Métodos de regresión empírica simplificada

En estos métodos los datos satelitales se introducen directamente en los modelos semi-empíricos para estimar ET; estos modelos han sido utilizados de manera amplia para crear mapas de ET sobre grandes superficies a partir de la temperatura superficial y datos meteorológicos; estos métodos asumen que es posible relacionar directamente la ET diaria con la diferencia instantánea de temperatura superficial y del aire ($T_s - T_a$) medidas alrededor de mediodía.

$$ET_d = Rn + A - B(Ts - Ta)_i$$

Donde ET_d es la evapotranspiración diaria, A y B son parámetros que se obtienen con una regresión lineal, por lo tanto dependen de las condiciones locales de velocidad del viento, rugosidad del cultivo y estabilidad atmosférica; Rn es la radiación neta, Ts es la temperatura de superficie obtenida con percepción remota y Ta es la temperatura del aire medida en el sitio.

B) Métodos residuales del balance de energía

Son métodos que combinan algunos factores empíricos con módulos físicos; su principio fundamental es que el balance de energía superficial gobierna el intercambio de agua entre el suelo y la atmósfera. Los métodos residuales del balance de energía se dividen en dos categorías, los modelos de una capa y los modelos de doble capa.

B.1) Modelos de balance de energía de una capa

Estos modelos dividen el flujo turbulento superficial en calor sensible y calor latente dentro del medio continuo suelo-planta-atmósfera; son los más ampliamente utilizados para elaborar mapas de ET a diferentes escalas espaciales y temporales; al no considerar el almacenamiento de energía en la fotosíntesis y residuos superficiales, así como el flujo de calor por advección horizontal, la forma unidimensional instantánea de la ecuación de balance de energía es la ecuación 19, donde los componentes Rn , G y H se pueden obtener utilizando una combinación de parámetros de percepción remota (temperatura radiométrica superficial, y albedo de onda corta que se obtiene del espectro de infra-rojo térmico, infra-rojo cercano y visible), y mediciones meteorológicas en el sitio (temperatura del aire, velocidad del viento, humedad relativa entre otros). Dentro de estos modelos se clasifican los métodos:

SEBI (Surface Energy Balance Index). Modelo propuesto por Menenti & Choudhury (1993) para estimar la ET a partir de un índice de evaporación. Este modelo se basa en el índice de estrés hídrico de los cultivos, donde se obtiene un contraste que existe entre una zona húmeda y otra seca; en este método la evaporación relativa se determina mediante un escalamiento de la temperatura superficial observada en un

rango máximo de temperatura superficial, conocidas como extremas en el balance de energía superficial, sugiriendo un límite superior y otro inferior de la diferencia de temperaturas entre la temperatura del aire (T_a) y la temperatura superficial (T_s); en este caso, bajo condiciones secas, se asume que la evaporación es cero debido a la limitación de humedad disponible en el suelo y de esta manera la densidad del flujo de calor sensible (H) toma su valor máximo (Liou *et al.*, 2014). El modelo SEBI ha sido evaluado en escala local y regional, para diferentes condiciones y cultivos, concluyendo que el modelo puede utilizarse para estimar de manera precisa la fracción de evaporación y por consiguiente los flujos de calor turbulento, mientras que los parámetros atmosféricos y superficiales se determinen apropiadamente (Jia *et al.*, 2001).

SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Este modelo es una aproximación intermedia entre las relaciones empíricas y los parámetros físicos (Courault *et al.*, 2005); Bastiaanssen *et al.* (1998), propusieron este modelo para evaluar la ET con un mínimo de parámetros medidos en el sitio; una de las principales consideraciones en SEBAL, al evaluar los flujos de calor turbulento en cada uno de los píxeles de una imagen satelital, es que establece una relación lineal entre la temperatura de superficie (T_s) y la diferencia de temperaturas (dT) en cada píxel, con los coeficientes de la regresión lineal determinados para los casos extremos de puntos secos y húmedos. SEBAL estima de manera empírica, la variación espacial de los parámetros hidrometeorológicos más esenciales; requiere únicamente información de campo de transmitancia atmosférica de onda corta, temperatura de superficie y altura del cultivo; no implica modelos de simulación numérica; calcula de manera independiente, los flujos de la cobertura del terreno y puede manejar imágenes de infra-rojo térmico con resolución espacial desde unos cuantos metros hasta pocos kilómetros; diversos estudios se han hecho alrededor del mundo para evaluar el modelo SEBAL para estimar la ET y comparar el resultado con mediciones directas, tal es el caso de Gowda *et al.*, 2008, Thoreson *et al.*, 2009; Zwart y Leclert, 2010), quienes obtuvieron resultados satisfactorios al evaluar SEBAL con lisímetros, método del balance de agua y el uso de coeficientes de cultivo.

S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index). Este modelo fue desarrollado por Roerink *et al.* (2000) para estimar los flujos de energía superficial con datos satelitales; si las condiciones atmosféricas sobre el área pueden considerarse constantes y el área refleja variaciones suficientes en las condiciones hidrológicas superficiales, los flujos pueden estimarse sin más información que la obtenida por percepción remota exclusivamente. El método consiste en determinar la relación entre la reflectancia y la temperatura máxima y mínima para las condiciones secas y húmedas, respectivamente, la principal ventaja de este modelo es que no se requiere información meteorológica adicional si los valores extremos superficiales están presentes en las imágenes analizadas (Courault *et al.*, 2005). El modelo ha sido utilizado y evaluado para estimar la evapotranspiración con resultados satisfactorios (Costa y Barbosa, 2008; Zahira *et al.*, 2009; Costa *et al.*, 2010).

SEBS (Surface Energy Balance System). Este modelo fue desarrollado por Su (2002), y se propone para la estimación de flujos turbulentos atmosféricos y la fracción evaporativa utilizando datos de observación satelital, en combinación con información meteorológica en la escala apropiada; SEBS consiste en un conjunto de herramientas para la determinación de los parámetros físicos de la superficie terrestre, tales como albedo, emisividad, temperatura, cobertura vegetal, etc., a partir de mediciones de radiancia y reflectancia espectral; un modelo para la determinación de la distancia de rugosidad o altura de rugosidad para la transferencia de calor, y una nueva formulación para la determinación de la fracción evaporativa con base en el balance de energía. SEBS se considera que en el borde (límite) seco, se asume que el flujo de calor latente es cero debido a la limitación de humedad en el suelo, lo que significa que el flujo de calor sensible alcanza su valor máximo; mientras que en el borde (límite) húmedo, la ET alcanza su valor potencial, donde es limitada únicamente por la energía disponible bajo las condiciones atmosféricas y de superficie dadas, en este caso, el flujo de calor sensible alcanza su valor mínimo (Li *et al.*, 2009). Algunos trabajos desarrollados para evaluar el modelo SEBS concluyen que éste subestima el flujo de calor sensible, generando por consiguiente una sobrestimación del flujo de calor latente y de ET (Su *et al.*, 2007; Kwast *et al.*, 2009; Lu *et al.*, 2012).

METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration). Allen *et al.* (2007) publicaron el modelo METRIC, el cual es un modelo de procesamiento de imagen satelital para calcular la evapotranspiración como un residuo del balance de energía superficial; METRIC se basa en el modelo SEBAL, donde los gradientes de temperatura cercanos a la superficie son una función de la temperatura superficial radiométrica, de este modo se elimina la necesidad de la precisión absoluta de la temperatura de superficie y la medición de la temperatura del aire; el balance de energía superficial se calibra internamente utilizando la ET de referencia estimada con datos *in situ* para reducir el sesgo computacional inherente en el balance de energía basado en percepción remota y mostrar congruencia con los métodos tradicionales que se utilizan para estimar ET. METRIC calcula ET a partir de datos satelitales obtenidos en las regiones del espectro del visible, infra-rojo cercano e infra-rojo térmico, combinados con datos del sitio como velocidad del viento y temperatura del punto de rocío (Li *et al.*, 2009). El modelo ha sido evaluado y validado en diversos países bajo condiciones variadas; en la parte baja del río Virginia en el noroeste de USA se utilizó para evaluar la reducción de la evapotranspiración debido a la defoliación causada por el escarabajo de la hoja en tamarisco (Liebert *et al.*, 2015); en Arizona se comparó el modelo METRIC con los resultados obtenidos con un modelo de doble capa (TSEB, Two Source Energy Balance) obteniendo resultados muy similares tanto a escala local como moderada, con discrepancias promedio de 1.9 mm d⁻¹ (French *et al.*, 2015); en Ecuador se realizó un mapeo de la evapotranspiración a nivel de cuenca, utilizando datos LANDSAT y MODIS con la aplicación de METRIC, resultando que la aplicación del modelo junto con imágenes LANDSAT arrojó un mejor ajuste a la ET obtenida con el balance de agua, esto debido a LANSAT tiene una mayor resolución espacial (Carrillo *et al.*, 2016).

Métodos de espacio Triangular/Trapezoidal: Estos métodos establecidos bajo condiciones de un rango completo de contenido de humedad en el suelo y vegetación, donde el espacio triangular/trapezoidal es delimitado por una frontera superior decreciente (límite seco, definido como los lugares con temperatura superficial más alta, bajo cantidades diferentes de cobertura vegetal, como una fuerza atmosférica dada, la que se asume representa los pixeles sin disponibilidad de humedad en el

suelo), y un límite inferior con pendiente casi horizontal (borde húmedo, definido por los sitios con temperatura superficial más baja con diferentes condiciones de cobertura vegetal, lo que se considera describe los pixeles con la Evapotranspiración potencial como la fuerza atmosférica dada) con el incremento de la cobertura vegetal y los dos límites que se intersectan en un punto de total cobertura vegetal.

El método de espacio triangular, utiliza la ecuación propuesta por Jiang & Islam, la cual es una simplificación de la formulación de Priestley-Taylor (Jiang & Islam, 1999) y se basa en la interpretación del espacio generado al relacionar gráficamente la Temperatura superficial (Ts) y el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en Inglés) u otro factor generado a partir del NDVI, como la Fracción de Vegetación o Cobertura de la Fracción Vegetal (Fr). El modelo de Jiang & Islam se expresa como:

$$LE = \Phi \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (21)$$

Donde ϕ varía de 0 a 1.26, R_n es la radiación solar neta, G es el flujo de calor en el suelo, Δ es la pendiente de la curva de presión a saturación y γ es la constante psicrométrica. La obtención del parámetro Φ generalmente envuelve cierto grado de simplicidad y considera algunas suposiciones, que incluyen: a) debe cubrirse un rango completo de contenido de humedad en el suelo y cobertura vegetal a escala de pixel de una imagen satelital; b) debe eliminarse la contaminación de la imagen por nubosidad y efectos atmosféricos; c) se utiliza un esquema de interpolación lineal de dos pasos para obtener el valor de ϕ (Li *et al.*, 2009). Para obtener la gráfica con el espacio geométrico triangular se usan los valores de Ts (derivados para cada pixel a partir de imágenes o datos satelitales) y el valor de Fr (derivado para cada pixel utilizando el valor de NDVI, el cual se obtiene de imágenes o datos satelitales), para calcular el valor de Fr se utiliza la ecuación:

$$F_r = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right) \quad (22)$$

Donde $NDVI_{min}$ corresponde a un suelo descubierto y $NDVI_{max}$ a un suelo cubierto con vegetación; Fr varía desde 0 para un suelo completamente descubierto hasta 1 para un suelo completamente cubierto de vegetación.

Al obtener la relación gráfica de T_s y Fr , se genera una nube de puntos que adquiere una forma triangular, con un límite superior descendente definido como el borde seco donde la temperatura superficial es la más alta en todos los rangos de cobertura vegetal; y un límite inferior casi horizontal u horizontal por conveniencia, definido como el borde húmedo, donde la temperatura superficial es la más baja en todo el rango de cobertura vegetal (Figura 1).

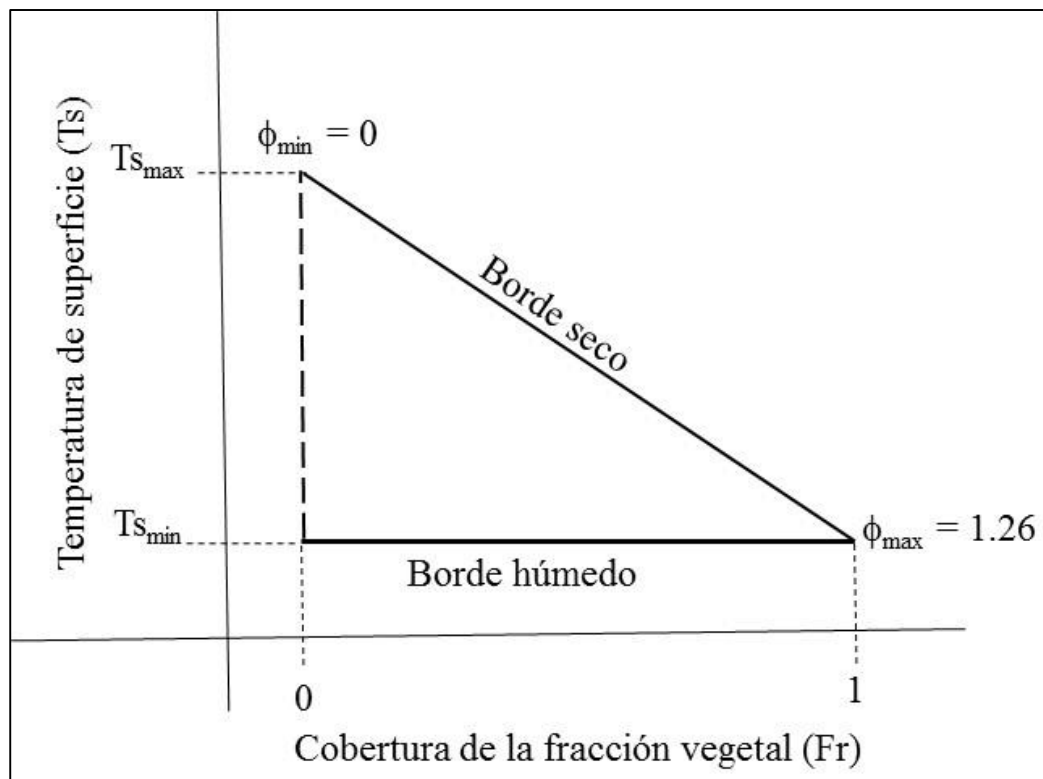


Figura 1. Representación esquemática del espacio geométrico triangular generado al graficar la Temperatura de Superficie (T_s) y la Cobertura de la Fracción Vegetal (Fr) que varía de 0 a 1.

En la Ecuación 21, R_n y G se miden en el sitio, aunque también se pueden determinar utilizando información satelital (Tang *et al.*, 2010), para determinar el resto de los términos se usa la Fracción de Evaporación (FE) que se calcula como:

$$FE = \Phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (23)$$

Donde los términos Δ y γ fueron definidos anteriormente; Φ se calcula utilizando la ecuación:

$$\Phi = \left[\frac{T_{max,i} - T_{s,i}}{T_{max,i} - T_{min,i}} \right] (\Phi_{max,i} - \Phi_{min,i}) + \Phi_{min,i}$$

Mientras que:

$$T_{max,i} = T_{s,max} + F_r(T_{s,min} - T_{s,max})$$

$$T_{min,i} = T_{s,min}$$

$$\Phi_{max,i} = \Phi_{max} = 1.26$$

El método de espacio triangular ha sido utilizado bajo diferentes condiciones para estimar el flujo de calor latente (LE) y por ende la ET; en un par de trabajos de investigación realizados al noroeste de China, se utilizó el Método de espacio triangular y un scintilómetro de gran apertura (LAS) y se encontró muy buen ajuste con un valor de RMSE igual 25.07 W m^{-2} al evaluar la estimación diaria de H donde el promedio estimado fue de 136.7 W m^{-2} (Tang *et al.* 2010); mientras que otra investigación realizada en la misma zona, al estimar el flujo de calor latente (LE) diario con el método de espacio triangular utilizando los valores de albedo y Fv (fracción de vegetación) para generar el espacio geométrico requerido, y una medición de LE en campo, se obtuvo un buen ajuste de acuerdo con los investigadores, donde el valor de RMSE fue 21.55 W m^{-2} (Yao *et al.*, 2011).

Por otro lado, el método de espacio trapecial se utilizó en comparación con el modelo METRIC y TSEB (Modelo de doble capa) en una zona agrícola de Ames, Iowa, obteniendo buenos resultados para estimar LE con METRIC y TSEB con RMSE entre 50 y 75 W m^{-2} , mientras que el Modelo de espacio Trapecial (TIM, Trapezoid

Interpolation Model) presentó los valores de LE más alejados de aquellos medidos con un sistema de covarianza de vórtices (eddy Covariance), con RMSE superior a 100 W m^{-2} (Choi *et al.*, 2009). El método de espacio trapecial también fue utilizado para estimar el contenido de humedad en el suelo en una cuenca de Arizona, USA, comparando los resultados con mediciones en situ a través de una red de estaciones de monitoreo, los resultados muestran que el método fue bueno para determinar los cambios temporales de humedad en el suelo, más no así los cambios espaciales (Wang *et al.*, 2011).

B.2) Modelos de balance de energía de doble capa (TSEB, Two-Source Energy Balance)

Aunque los modelos de balance de energía de una capa proporcionan estimaciones confiables de los flujos turbulentos de energía, con frecuencia requieren de una calibración en campo, por lo que frecuentemente, no pueden aplicarse sobre diversas condiciones de campo; algunos autores consideran que estos modelos tienen sus limitaciones en superficies con cobertura parcial, donde deben hacerse ajustes a la resistencia del aire, sin embargo, no todos los modelos permiten este tipo de ajustes, existen además limitaciones en la calibración de sensores, correcciones atmosféricas y la especificación de la emisividad superficial (Kustas *et al.*, 1990). Los modelos de doble capa no requieren calibraciones ni mayor información de campo que la requerida por los modelos de una capa, por lo que tienen un mayor rango de aplicación; los modelos de una capa consideran la superficie de la tierra como única, y uniforme, por lo que los modelos de doble capa representan un avance sobre éstos, ya que separa la superficie de la tierra en dos capas con sus características particulares, por un lado el suelo y por otro, la cubierta vegetal; en términos generales, la solución en el modelo de doble capa considera la descomposición del sistema suelo-planta-atmósfera en dos capas (suelo-planta y planta-atmósfera), tomando en cuenta la resistencia del aire y la resistencia de la vegetación, así como la temperatura en ambas capas (Zhuang *et al.*, 2015). De acuerdo con los mismos autores, existen dos tipos de aproximaciones, por un lado, se considera las capas como fuentes diferentes de flujo de energía de calor latente y sensible, el estrato (suelo descubierto o vegetación herbácea) y la cobertura

vegetal superior, donde el flujo total se obtiene por la suma de flujos de cada capa (resistencias en serie); en la otra aproximación, se considera que el flujo total es el promedio ponderado del flujo de ambas capas (resistencias en paralelo), considerando el área relativa de cada una de ellas (fracción de vegetación) (Figura 2).

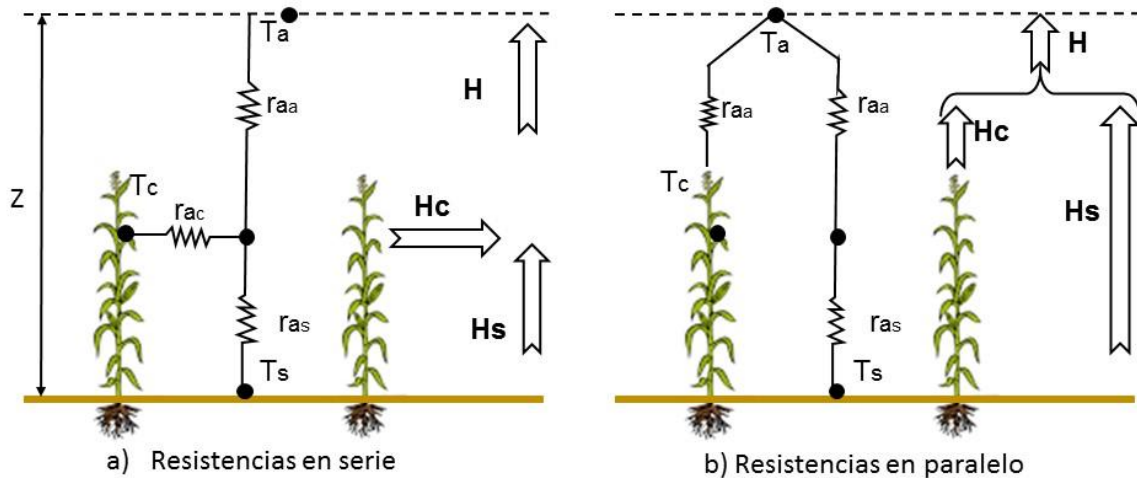


Figura 2. Diagrama esquemático de resistencias y flujo de calor sensible en el modelo de doble capa. a) Flujo de calor sensible total es la suma de los flujos de calor sensible del suelo y vegetación por separado. b) Flujo de calor sensible total es la media ponderada de los flujos de calor del suelo y vegetación.

El modelo TSEB se utilizó en un campo experimental al oeste de Dinamarca, obteniéndose un buen ajuste a los datos medidos con sistema de covarianza de vórtices, el modelo TSEB sobrestimó ligeramente los datos medidos (Hoffmann *et al.*, 2016); asimismo, en una región árida al noroeste de China, se utilizó el modelo TSEB original y una propuesta de modificación, comparando los resultados con mediciones hechas con un sistema de covarianza de vórtices, obteniendo un mejor ajuste del modelo TSEB modificado, el modelo TSEB original sobrestimó ligeramente los resultados del sistema de covarianza de vórtices (Zhuang *et al.*, 2016).

1.2.2.3. Modelos de Transferencia Suelo-Vegetación-Atmósfera (SVAT)

Estos modelos son representaciones matemáticas del comportamiento vertical de los mecanismos físicos que controlan las transferencias de masa y energía en el continuo suelo-vegetación-atmósfera, generando estimaciones determinísticas del comportamiento temporal de las variables de estado del suelo y vegetación en

intervalos de tiempo compatibles con la dinámica de los procesos atmosféricos. El desarrollo de los modelos SVAT se ha dado como resultado de la convergencia de las siguientes necesidades: i) el requerimiento de mejor información y entendimiento de los procesos de la superficie terrestre, ii) la necesidad de utilizar información para determinar cómo las plantas y comunidades de plantas responden a diferentes condiciones y cambio ambiental, y iii) el objetivo general de cualquier modelo hidrológico que es el requerimiento funcional para proveer de condiciones de frontera que ayuden a evaluar el balance hidrológico superficial (Olioso *et al.*, 1999).

Comparado con otros modelos actualmente empleados para estudiar las transferencias entre la superficie y atmósfera, tales como los basados en percepción remota, el uso de los modelos SVAT presenta varias ventajas, así como limitaciones. Una de las ventajas más fuertes que presentan los modelos SVAT es que permite el uso de intervalos de tiempo muy finos (usualmente menores a 1 hora) que son compatibles con las escalas de tiempo usualmente usados en la modelación de los procesos físicos. Además, los modelos SVAT están capacitados para proporcionar una descripción detallada de un gran número de procesos del suelo y cubierta vegetal, y no únicamente de un número limitado de variables finales como los flujos de calor latente y sensible o producción primaria neta. Sin embargo, el grado de realismo de los modelos SVAT generalmente depende de la complejidad estructural de los modelos (por ejemplo del detalle de la física del modelo), la representatividad y configuración de los diferentes componentes (tal como el número de capas del suelo), la calidad de los datos de entrada para la parametrización, así como de las condiciones específicas del sitio, tales como las condiciones climáticas locales, características geofísicas y biofísicas, y su habilidad para ser representado por la parametrización contenida dentro del modelo (Petrooulos *et al.*, 2009).

Se han desarrollado diferentes modelos de estimación utilizando el principio SVAT, inicialmente fueron a una escala local o puntal, sin embargo, la introducción de la percepción remota ha hecho posible extender su aplicación a la escala regional. Algunos modelos desarrollados son:

SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer)

SiSPAT-RS (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer with Remote Sensing)

ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere)

SimSphere SVAT model

Diversos estudios se han realizado para validar los resultados obtenidos con estos modelos y pueden revisarse en Noiljan y Mahfour (1996), Demarty *et al.* (2005), Brut *et al.* (2009), Petropoulos *et al.* (2013).

1.2.2.4. Modelos de Cultivos

Estos modelos describen el proceso principal que ocurre durante el crecimiento de la planta y producción del cultivo: fenología, fotosíntesis, producción de materia seca, procesos hídricos, procesos nitrogenados, separación de biomasa, construcción de órganos, absorción de radiación solar, entre otros. El período de tiempo considerado en estos modelos es de un día, lo cual concuerda con la escala temporal de los procesos simulados (crecimiento del cultivo y fenología).

STICS (Simulateur multIdisciplinaire pour les Cultures Standard) es un modelo de cultivo desarrollado en Francia para simular un rango amplio de cultivos. Simula crecimiento y desarrollo del cultivo, así como balances de humedad en el suelo y nitrógeno a través de datos climáticos diarios. Calcula tanto variables agrícolas (rendimiento, calidad de la producción, entre otras), como variables ambientales (consumo y pérdidas de agua y nitrógeno). Desde un punto de vista conceptual, STICS está hecho de cierto número de partes de otros modelos o simplificaciones de otros modelos existentes. Uno de los elementos esenciales de STICS es su adaptabilidad a varios cultivos mediante la selección de parámetros genéricos y opciones tanto de fisiología del cultivo como técnicas de producción (Brisson *et al.*, 2003). STICS se ha utilizado en diversas investigaciones como: la influencia de la incorporación de materia orgánica y el riego en el cultivo de plátano (Brisson *et al.*, 1998); la programación de riego para un cultivo de maíz (Levrault y Ruget, 2002); en la estimación de la lixiviación de nitratos a escala de cuenca (Beaujouan *et al.*, 2001); y para el manejo de riego en trigo en zonas semi-áridas (Hadria *et al.*, 2007).

AQUACROP elaborado por la FAO es un modelo de desarrollo del follaje enfocado principalmente a la simulación del desarrollo de la biomasa potencial del cultivo y la producción cosechable en respuesta al agua disponible. El modelo se

centra en el uso del agua, al ser este uno de los principales insumos determinantes de la producción agrícola y debido a que el crecimiento poblacional y la creciente industrialización alrededor del mundo están demandando una cantidad cada vez mayor de agua, convirtiendo a este recurso finito cada vez más en un factor limitante de la producción agrícola. Se han realizado algunos estudios para la validación del modelo AQUACROP como la simulación del rendimiento de maíz en el norte de Sinaloa (Flores *et al.*, 2013); el uso del modelo Aquacrop para estimar rendimientos para el cultivo de caña de azúcar (FAO 2013); para el desarrollo de una guía técnica de siembra de maíz en Zimbabwe (Mhizha *et al.*, 2014); y la modelación de producción de maíz y contenido de humedad bajo condiciones de manejo de riego óptimo y deficitario (Ahmadi *et al.*, 2015).

CAPÍTULO 2. EVAPOTRANSPIRACIÓN Y COEFICIENTES DE CULTIVO DE CHILE BELL EN EL VALLE DE CULIACÁN, MÉXICO¹

2.1. INTRODUCCIÓN

Sinaloa es el principal productor agrícola de México, con una superficie de riego de 855 mil hectáreas aproximadamente, lo que representa un 29% de la superficie de riego total del país; el chile bell (*Capsicum annuum* L.) es un cultivo relevante en muchas partes del mundo, dado su importancia económica y social, por lo que se han desarrollado múltiples trabajos de investigación analizando la respuesta del cultivo a diferentes factores agronómicos y ambientales, como la evaluación de la producción y calidad de chile bell en función del régimen y tipo de riego, el uso de acolchados y malla sombra para evaluar el intercambio de CO₂, y la determinación de coeficientes de cultivo bajo diferentes tipos de riego (Smittle *et al.*, 1994; García *et al.*, 2000; Sezen *et al.*, 2007; Zermeño *et al.*, 2011; Díaz, 2013; Shukla *et al.*, 2014). En Sinaloa, la producción de chile bell se destina principalmente al mercado internacional (85%), mientras que el 15% restante se destina para consumo nacional (INIFAP, 2011). En el Valle de Culiacán, el cultivo de chile bell es una de las principales hortalizas cultivadas, durante los ciclos agrícolas 2008-2009, 2009-2010 y 2011-2012 la superficie promedio sembrada fue de 2,694 hectáreas con un volumen promedio de agua utilizada de 35.561 millones de metros cúbicos, con una producción promedio de 185,215 toneladas y un valor de la producción de 929 millones de pesos aproximadamente (CONAGUA, 2010; CONAGUA, 2011; CONAGUA, 2013).

La evapotranspiración es uno de los principales componentes del ciclo hidrológico y balance de energía; constituye uno de los procesos críticos e indispensables en diversos campos como hidrología, ecología, agricultura y planeación de los recursos hídricos; en las últimas dos décadas se han desarrollado diversas técnicas para estimar la evapotranspiración, que incluyen el uso de la Covarianza de vórtices, lisímetro, relación de Bowen, balance de agua en el suelo, Scintilometría y

¹ López, A.J.E., Díaz, V.T., Watts, T.Ch., Rodríguez, J.C., Castellanos, V.A.E., Partida, R.L., Velázquez, A.T.J. 2015. Evapotranspiración y coeficientes de cultivo de chile bell en el Valle de Culiacán, México. Terra Latinoamericana, 33(3): 209-2019.

Percepción Remota (Zhang *et al.*, 2014). México es un país con baja disponibilidad de agua, por lo que resulta imprescindible no sólo mejorar la eficiencia en el uso del agua en la agricultura, sino también promover su uso de manera sustentable (Salazar *et al.*, 2014), además la limitación de los recursos hídricos se ha convertido en uno de los principales problemas de la agricultura, en la medida que los períodos de sequía son cada vez más recurrentes y prolongados, particularmente en el Valle de Culiacán, México (Ravelo *et al.*, 2014), lo que conlleva a poner mayor énfasis a la estimación del consumo real de agua por las plantas en la agricultura.

En este sentido, ha resurgido con mayor fuerza la estimación precisa del uso del agua por los cultivos, particularmente en aquellas regiones donde la disponibilidad del recurso hídrico para la agricultura es cada día menor; las técnicas como la de Covarianza de vórtices, Scintilometría y Percepción Remota continuamente se evalúan y validan para calibrar otros métodos menos sofisticados pero más económicos (Balbontín *et al.*, 2011); y aunque el uso de la ecuación de la FAO Penman-Monteith y coeficientes de cultivo (K_c), continúan siendo de las metodologías más sencillas y económicas, presentan el inconveniente de que los valores de K_c deben obtenerse y validarse para condiciones locales (Shukla *et al.*, 2014).

La Organización para la Agricultura y Alimentación de las Naciones Unidas, propuso la metodología FAO-56 basada en la evapotranspiración de referencia que se calcula con la ecuación FAO Penman-Monteith y un coeficiente de cultivo (K_c); este método ha sido ampliamente utilizado debido a que ha arrojado resultados satisfactorios bajo diversas condiciones climáticas alrededor del mundo; el K_c representa las características específicas del cultivo, tales como altura, resistencia superficial, albedo, entre otras; el K_c varía poco con el clima sin embargo, es afectado por el manejo del cultivo y el riego, así como por condiciones ambientales tales como presencia de plagas y enfermedades, salinidad en el suelo, etc., lo que conduce a diferentes condiciones de estrés hídrico y conlleva a ajustar el valor de K_c a las condiciones actuales o reales mediante el uso de un coeficiente de estrés (K_s) (Zhang *et al.*, 2013). El método FAO-56 utiliza dos tipos de K_c , por un lado el K_c único, el cual integra el efecto combinado de la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo; mientras que el K_c dual proporciona un cálculo separado de estos dos fenómenos

físicos, éste se integra por un coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) y un coeficiente de evaporación del suelo (K_e) (Allen *et al.*, 2005); el coeficiente dual del cultivo permite evaluar mejor el impacto del humedecimiento del suelo por la lluvia o riego, así como los impactos por mantener parte del suelo seco o utilizar acolchado plástico para evitar la evaporación directa del suelo (Rosa *et al.*, 2012). Los valores de K_c deben calibrarse para condiciones locales de clima y manejo del cultivo, sin embargo, existen pocos estudios de evapotranspiración del cultivo en Chile para determinar estos valores bajo condiciones reales de campo; algunos estudios realizados con diversos cultivos mostraron que los valores de K_c obtenidos experimentalmente no concuerdan con aquellos propuestos por FAO-56 en Allen *et al.* (1998) (Zhang *et al.*, 2013, Villagra *et al.*, 2014).

El método de Covarianza de vórtices se ha convertido en el método principal para monitorear flujos de energía, vapor de agua y carbono en el ecosistema a diferentes escalas de tiempo; además, se ha incrementado el uso de los datos obtenidos con este método para la calibración y validación de otros métodos para estimar evapotranspiración (Reichstein *et al.*, 2005). El principio físico general de la medición de flujos de vórtices consiste en medir la cantidad de una entidad (masa o energía) que se mueve en forma ascendente y descendente en la unidad de tiempo, así como la velocidad con lo que se mueve; matemáticamente este flujo vertical se representa como una covarianza entre las mediciones de la velocidad vertical de los movimientos del aire ascendente y descendente y la concentración de la entidad de interés (masa o energía); para poder realizar estas mediciones se requiere de equipo muy sofisticado como el anemómetro sónico, debido a que las fluctuaciones turbulentas ocurren de una manera muy rápida, mientras que los cambios de concentración, densidad o temperatura son muy pequeños, y ambas cosas deben medirse de manera rápida y precisa (Zermeño *et al.*, 2011). El método de Covarianza de vórtices se ha utilizado en numerosas investigaciones para validar otros métodos, Liu *et al.* (2013) evaluaron los resultados obtenidos en la medición de la evapotranspiración en diferentes superficies utilizando scintilómetro y sistema CE; Er-Raki *et al.* (2013) midieron la ET utilizando sensores remotos y validaron con un sistema CE; Balbontín *et al.* (2011) compararon los métodos de CE y relación de Bowen para medir ET. También se ha utilizado para

analizar la relación entre la producción de CO² y evapotranspiración (Zermeño *et al.*, 2011; Pérez *et al.*, 2010); así como para estimar la evapotranspiración de diversos cultivos y vegetación natural (Ezzahar *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2010; Rodríguez *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2013).

El objetivo de este trabajo consistió en aplicar el método de Covarianza de vórtices para medir la Evapotranspiración (ETc) y determinar coeficientes de cultivo (Kc) del chile bell para mejorar la precisión del método FAO-56 en la estimación de ETc de este cultivo en el Valle de Culiacán.

2.2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.2.1. Delimitación de la zona de estudio

Para la presente investigación se utilizó el cultivo de chile bell sembrado en una superficie de 90 hectáreas localizadas en el Valle de Culiacán, Sinaloa, México, con coordenadas geográficas centrales 24° 36'LN y 107° 31'W. La investigación se realizó durante el ciclo agrícola 2013-2014, utilizando un período de estudio de 83 días comprendido entre el 01 de febrero y 24 de abril de 2014, la fecha de trasplante del cultivo fue el 10 de septiembre de 2013. El clima de la región es semi-árido con una precipitación promedio anual de 690 mm. La temporada de lluvias es de julio a septiembre (con alrededor del 79% de la precipitación anual) y la temporada más seca es de febrero a mayo (con apenas el 1.3 % de la precipitación anual). La temperatura promedio mensual varía desde 19.2°C en enero hasta 30°C en julio, llegando a presentar una máxima extrema promedio de 43°C en el mismo mes de julio, y una mínima extrema promedio de 0.6°C en el mes de febrero. El cultivo se plantó a doble hilera en surcos con una separación de 2 m, la separación de plantas fue de 30 cm y se colocaron estacones de 1.8 m de alto a 1.5 m de separación y a doble hilera, para el sostén de la planta. El suelo presenta una textura arcillosa (59.4% de arcilla, 19.2% de limo y 21.4% de arena). El contenido gravimétrico de humedad a capacidad de campo es de 31.6% y punto de marchitamiento permanente 17.8% determinado con la olla y membrana de presión. Se utilizó un sistema de riego por goteo, con un intervalo de riego de 2 días y un tiempo de riego que varió desde 9.5 hasta 18 horas; los

emisores en la cinta de riego se encontraban a 30 cm de separación, el caudal de descarga promedio fue de 1 L h⁻¹ y el porcentaje de área mojada fue del 25%. La fertilización se hizo a través del agua de riego y la aplicación de pesticidas empleando maquinaria y avión. La cosecha se hizo en varias cortes, para lo cual se requirió de mano de obra y camiones para su recolección.

2.2.2. Medición de variables meteorológicas

La radiación solar neta se midió utilizando un radiómetro Net-Lite2 (Kipp & Zonen) colocado a 5 m sobre la superficie del suelo, para la temperatura del aire y la humedad relativa se utilizaron dos sondas Vaisala HMP45C con protector URS1 colocadas a 3 y 5 m sobre la superficie (se utilizó el promedio), para la velocidad y dirección del viento se empleó una anemoveleta YOUNG modelo 05103 (Campbell Scientific) colocada a 6.2 m sobre la superficie del suelo, y la presión barométrica se midió utilizando un barómetro CS100 (Campbell Scientific) colocado a 2 m sobre la superficie del suelo. Se utilizaron dos platos de flujo de calor HFP01 (Hukseflux) para medir el flujo de calor en el suelo (G) de la ecuación de balance de energía, se colocaron bajo el cultivo, en la zona humedecida con el riego, se utilizaron dos dispositivos colocados a 5 y 10 cm de profundidad (se utilizó el promedio). Todos los sensores se encontraban conectados a un colector de datos CR1000 (datalogger, Campbell Scientific) donde se almacenaba la información meteorológica cada 10 min. Posteriormente se promedió la información meteorológica cada 30 min para calcular los flujos con el método de Covarianza de vórtices; asimismo, se obtuvieron los promedios diarios para estimar la ETo (mm d⁻¹), de acuerdo con la ecuación propuesta por la FAO Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998).

2.2.3. Evapotranspiración de referencia (ETo)

Para calcularla se utilizó la ecuación FAO Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (24)$$

Donde; E_{To} es la evapotranspiración de referencia (mm d^{-1}), R_n es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G es el flujo de calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), T es la temperatura del aire promediada diariamente ($^{\circ}\text{C}$), Δ es la pendiente de la curva de presión a saturación ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), e_s es la presión de saturación del vapor (kPa), e_a es la presión de vapor promedio diaria (kPa), u_2 es la velocidad promedio del viento a 2 m de elevación (m s^{-1}).

2.2.4. Medición de flujos de calor latente y sensible

Para la medición de los flujos de calor, se instaló un sistema de Covarianza de vórtices IRGA E-150 con un anemómetro sónico CSAT3 (Campbell Scientific) sobre el cultivo de chile bell a una altura de 6.2 m, de tal forma que proporcionara información continua de los flujos verticales de calor. El resultado de las mediciones de flujo se evaluó con el cierre de la ecuación de balance de energía; la cual, sin considerar el término de almacenamiento de energía en la cubierta vegetal y la energía utilizada en la fotosíntesis, quedaría como:

$$R_n - G = LE + H \quad (25)$$

Donde R_n y G ya fueron definidos anteriormente, H y LE son el flujo de calor sensible y latente respectivamente, medido en el sistema CE.

2.2.5. Evapotranspiración del cultivo (ET_{cEddy}) con el método de Covarianza de vórtices (Método CE)

Para estimar la ET_c se utilizaron los valores de calor latente (LE) medidos con el sistema CE y convertidos a lámina de agua, utilizando el valor de calor latente de vaporización de 2.45 MJ m^{-2} ; el cálculo de la ET_c del chile bell en el período diario, se hizo sumando los valores de ET_c estimados cada media hora.

2.2.6. Evapotranspiración del cultivo ($ET_{cFAO-56}$) con el método FAO-56

Para calcular la ET_c con la metodología FAO-56 se utilizó la E_{To} y el coeficiente dual del cultivo, determinado como se muestra en Allen *et al.* (1998), para lo que se utilizó la siguiente ecuación:

$$Et_c = Eto (K_{cb}K_s + K_e) \quad (26)$$

Donde; ETc es la evapotranspiración del cultivo (mm d⁻¹), K_{cb} es el coeficiente basal del cultivo que comprende el concepto de transpiración del cultivo, K_s es el coeficiente de estrés hídrico igual a 1 en este caso, dado que el cultivo se mantuvo en condiciones óptimas de humedad (capacidad de campo) durante todo su ciclo, monitoreada permanentemente con la ayuda de tensiómetros instalados en el campo (con riegos frecuentes cada 2 días), y K_e es el coeficiente de evaporación del suelo y el follaje, la cobertura vegetal en su máximo desarrollo era de 40%. Para determinar el valor de K_e, se utilizó una fracción expuesta a la evaporación (1-fc) de 0.6 y fracción cubierta (fc) de 0.4.

2.2.6.1. Coeficientes de cultivo (Kc)

Para el método FAO-56 se utilizó el Kc dual (Allen *et al.*, 1998), mientras que para el método de Covarianza de vórtices se utilizaron los valores de ETc estimados y el valor de ETo de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Kc = ETc/ETo \quad (27)$$

2.2.7. Análisis estadístico

Para esto se utilizaron cuatro parámetros de eficiencia estadística: 1) El coeficiente de determinación (R²), el cual se define como el cuadrado del coeficiente de correlación, muestra el grado en el cual dos variables están linealmente relacionadas; 2) RMSE, la raíz de la media del error cuadrático, mide la variación de los valores calculados respecto a los observados; 3) el índice de concordancia (d), propuesto por Willmott, representa la relación del error cuadrado medio y el error potencial, el error potencial en el denominador representa el valor más grande que la diferencia al cuadrado puede alcanzar; 4) E, la Eficiencia propuesto por Nash y Sutcliffe caracteriza el comportamiento del modelo de simulación, el modelo perfecto debería tener una Eficiencia cercana a 1 (Krause *et al.*, 2005).

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right]^2 \quad (28)$$

Donde O_i y P_i son los datos observados o medidos y los estimados o calculados, respectivamente, \bar{O} y \bar{P} representa los valores promedio de los datos observados y calculados, respectivamente.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (29)$$

n es el número de datos evaluados.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (30)$$

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (31)$$

Para la diferencia relativa entre la ETc estimada y la ETo se utilizó la relación:

$$Dr = \left(\frac{ETc - ETo}{ETo} \right) 100 \quad (32)$$

2.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

2.3.1. Evapotranspiración de referencia (ETo)

Con la Ecuación 24 se calculó ETo y el comportamiento de los resultados se observa en la Figura 3. El valor de ETo se modificó de acuerdo con el comportamiento de la humedad relativa (HR), velocidad del viento (u_2) y temperatura del aire (T_a); la ETo es mayor durante los días más cálidos y la atmósfera más seca. Para el presente

estudio, la ETo se incrementó desde 3.0 mm d⁻¹ (inicio de la evaluación) hasta llegar a 5.7 mm d⁻¹ para posteriormente descender de nuevo hasta 3.1 mm d⁻¹; se observa un segundo incremento de ETo hasta llegar a 5.8 mm d⁻¹ y descender nuevamente hasta 2.8 mm d⁻¹. En los días con mayor ETo ocurrieron, de manera simultánea, una disminución de la humedad relativa y un incremento de la velocidad del viento (Figura 3). La ETo total estimada fue de 328.7 mm. La respuesta de la evapotranspiración de referencia a los cambios de humedad relativa y temperatura del aire ha sido evaluada por Moratiel *et al.* (2010) y Bhartiya *et al.* (2014); estos autores obtuvieron modelos matemáticos que muestran que la ETo depende fuertemente de la humedad relativa, principalmente; con lo que se puede mostrar que cuando disminuye la humedad relativa se incrementa la evapotranspiración de referencia; asimismo, otros autores concluyen que al coincidir una baja en la humedad relativa con un incremento en la velocidad del viento, favorece al incremento de ETo (Liu *et al.*, 2013).

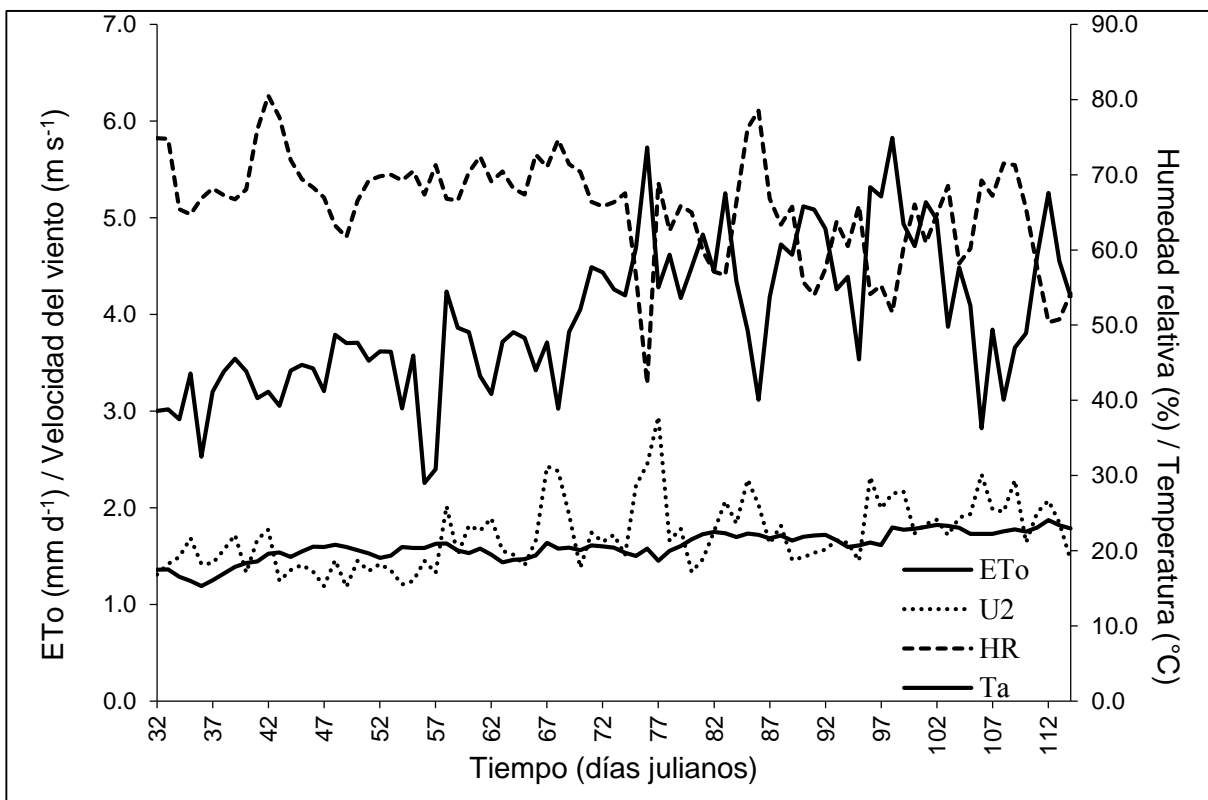


Figura 3. Comportamiento de evapotranspiración de referencia (ETo) en función de velocidad de viento (U_2), humedad relativa (HR) y temperatura del aire (Ta).

2.3.2. Evapotranspiración del cultivo con el método de Covarianza de vórtices (ET_{cEddy})

Con la Ecuación 25 se determinó el balance de energía y en la Figura 4 se observa el comportamiento de los flujos de energía; la pendiente resultante de la regresión lineal forzada a pasar por el origen, fue de 0.84, lo que indica una subestimación de la suma de flujos turbulentos ($H+LE$) del 16% aproximadamente respecto a la disponibilidad de energía (R_n-G), lo cual es satisfactorio de acuerdo con Twine *et al.* (2000); en el Valle del Yaqui, México se obtuvo una subestimación de flujos del 18% en Chile (Rodríguez *et al.*, 2011), mientras que en la Costa de Hermosillo resultó una subestimación del 20% al medir los flujos de calor con un Sistema de Covarianza de vórtices sobre el cultivo de vid (Er-Raki *et al.*, 2013), mientras que en la cuenca del río Hai situada al noreste de China se encontró una subestimación de los flujos de calor que varió del 9% hasta 24%, considerando un sistema de Covarianza de vórtices sobre un área con cultivos heterogéneos, basada en maíz, trigo, algodón y huertos de frutales (Liu *et al.*, 2013). En todos estos casos se obtuvo que la energía disponible (R_n-G) fue superior a los flujos de calor ($H+LE$), lo cual se debe a que en la ecuación de balance no se consideran otros términos de energía, tales como el calor almacenado y liberado de la planta, o la energía utilizada en actividades metabólicas como la fotosíntesis y la respiración, en consecuencia esto indica que la medición de la energía disponible será superior a la energía utilizada para calentar la atmósfera y en la evapotranspiración (Allen *et al.*, 1998).

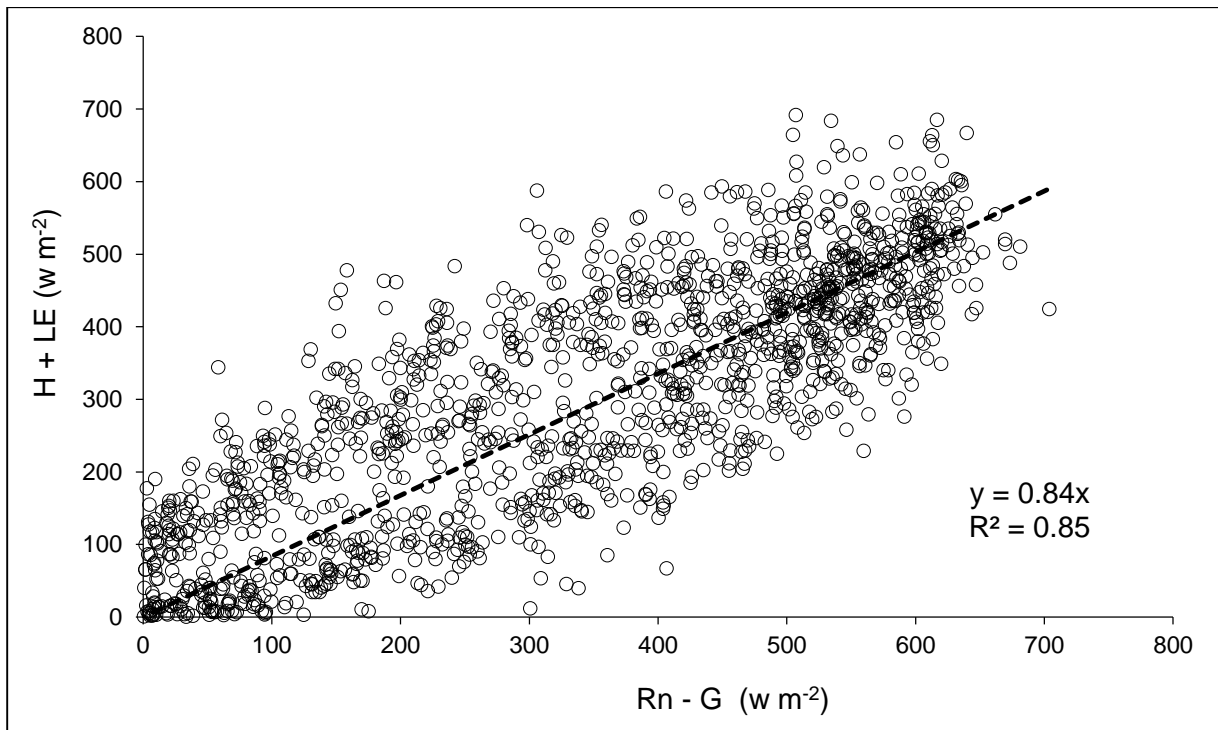


Figura 4. Evaluación del cierre de la ecuación de balance de energía.

Para obtener el valor de la Evapotranspiración del cultivo (ET_{CEddy}) con la técnica de Covarianza de vórtices se utilizaron los flujos de calor sensible (H) y latente (LE) obtenidos con el sistema CE, el comportamiento de ET_{CEddy} se muestra en la Figura 5, donde se observa que ésta, se incrementó a partir 1.8 mm d^{-1} (inicio de la medición) hasta llegar un valor máximo de 5.4 mm d^{-1} y descendió nuevamente hasta un valor de 2.0 mm d^{-1} al final de la evaluación; la evapotranspiración del cultivo estimada con el Sistema CE presentó un comportamiento típico observado en cultivos anuales y similar a los resultados mostrados por otros investigadores como lo demuestran Rodríguez *et al.* (2011), quienes obtuvieron un valor máximo de 5.5 mm d^{-1} en chile banano (*Capsicum annuum*, L.) en el noroeste de México, mientras que Miranda *et al.* (2006) estimaron un valor máximo de 5.6 mm d^{-1} para el cultivo de chile tabasco (*Capsicum frutescens* L.) en el noreste de Brasil. La Evapotranspiración total estimada para el período de estudio con el método de Covarianza de vórtices fue de 267.6 mm .

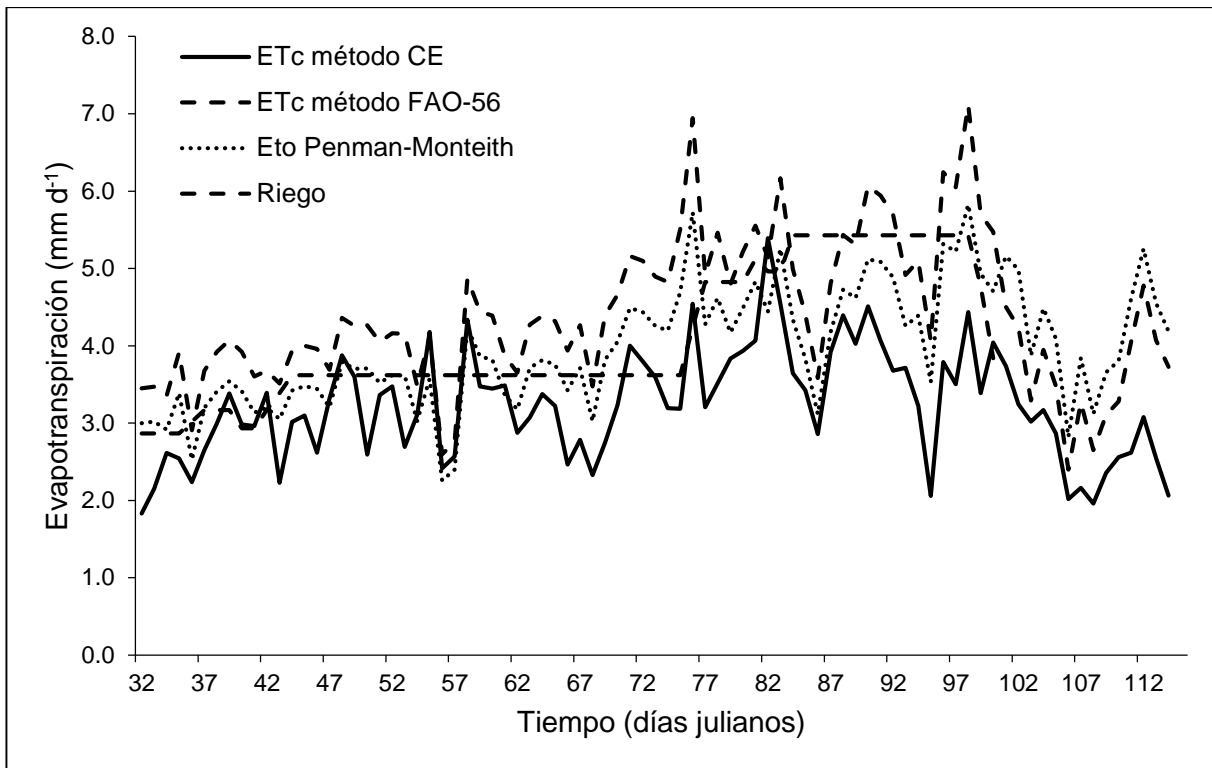


Figura 5. Evolución de la evapotranspiración de referencia (ET_o), evapotranspiración estimada con las metodologías; FAO-56 ($ET_{cFAO-56}$) y covarianza de vórtices (ET_{cEddy}) y el riego aplicado.

2.3.3. Evapotranspiración del cultivo ($ET_{cFAO-56}$) con el método FAO-56

Con la Ecuación 26 se calculó el valor de la Evapotranspiración del cultivo con el método FAO-56 ($ET_{cFAO-56}$) propuesto por Allen *et al.* (1998) y en la Figura 5 se observa su comportamiento durante el período de estudio. Dado que el cálculo de $ET_{cFAO-56}$ se hace en función de la ET_o , su comportamiento es muy similar al mostrado por ésta; en la gráfica se observa que la ET_c se incrementó desde 3.5 mm d^{-1} (inicio de la evaluación) hasta un valor máximo de 6.9 mm d^{-1} (45 días después de iniciado el estudio), posteriormente descendió hasta 3.6 mm d^{-1} y se incrementó nuevamente hasta 7.1 mm d^{-1} (67 días después de iniciado el estudio) para finalmente descender hasta 2.4 mm d^{-1} en su valor mínimo. La existencia de un doble ciclo de desarrollo en el cultivo de Chile se debe al manejo de la fertilización del cultivo y a las condiciones climáticas de la zona, lo que cual fue concluido por Miranda *et al.* (2006) al estimar la ET_c en Chile en la región noreste de Brasil. La Evapotranspiración total estimada con el método FAO-56 fue de 363.6 mm durante el período de estudio.

2.3.4. Riego aplicado en el período de estudio

En la Figura 5 se muestra el comportamiento de la lámina de riego aplicada diariamente. Salvo algunas excepciones, la lámina aplicada fue mayor que ET_{CEddy} , por lo que existía humedad residual almacenada en el suelo. La lámina de riego máxima aplicada fue de 5.4 mm d^{-1} , que coincidió con la ET_{CEddy} máxima diaria alcanzada. La lámina de riego total aplicada fue de 280.8 mm , superior en un 3.8% a la lámina total estimada con el sistema CE.

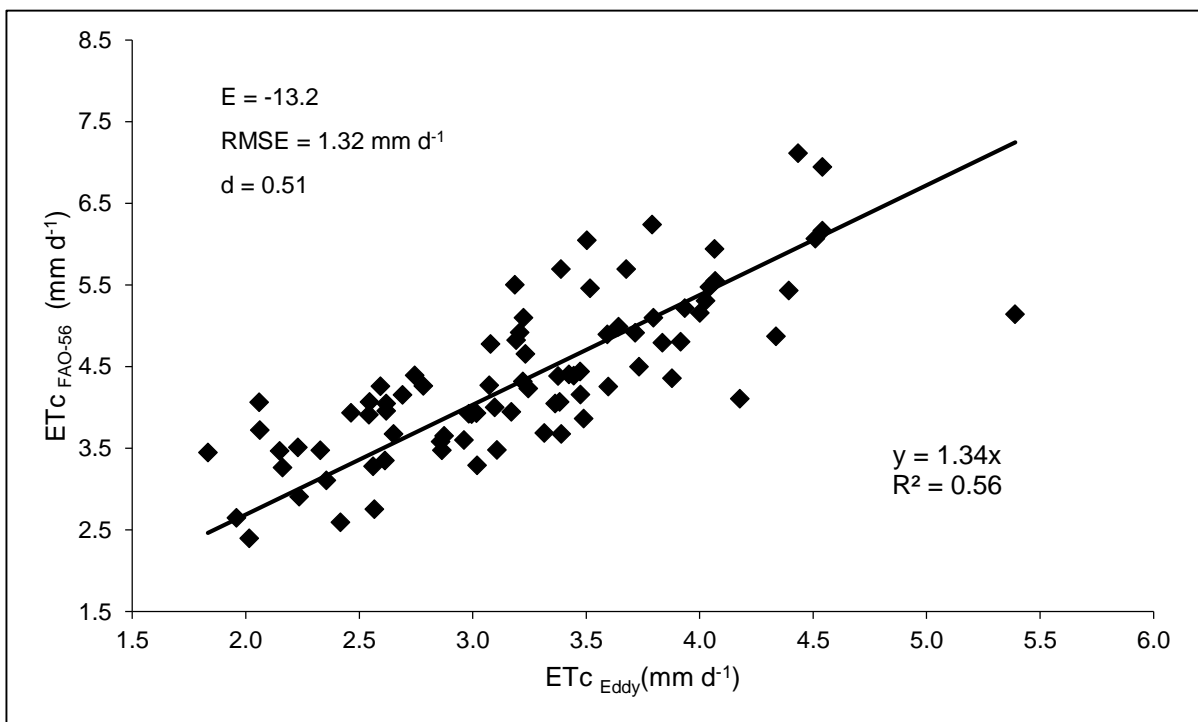


Figura 6. Relación estadística entre la evapotranspiración estimada con los métodos FAO-56 y Covarianza de vórtices.

2.3.5. Análisis de la relación entre ET_{CEddy} y ET_{CFAO-5}

Para analizar estadísticamente la relación entre los valores de ET_c con los diferentes métodos, se utilizaron las ecuaciones 28, 29, 30 y 31. Los resultados de los diversos parámetros estadísticos considerados se muestran en la Figura 6. Krause *et al.* (2005) señalan que un valor negativo de E indica una baja eficiencia del modelo para representar los datos medidos; por lo que para este estudio, el valor negativo de E indica una baja eficiencia del método FAO-56 para representar los datos medidos

con el método de Covarianza de vórtices, a partir de los coeficientes de cultivo originalmente propuestos por la metodología; esto indica que se deberán ajustar dichos coeficientes para las condiciones locales de manejo de cultivo de chile bell en el Valle de Culiacán.

2.3.6. Coeficiente de cultivo (Kc)

Considerando lo anterior y con el objeto de evitar el uso del Kc dual, se obtuvo un valor de Kc ajustado utilizando una función cuadrática que relaciona los datos de Kc estimados con ET_{CEddy} y ET_o y los días después del trasplante (DDT) (Figura 7).

Del mismo modo, en esta Figura 7 se observa el comportamiento de los valores de Kc calculados con ET_{CEddy} y $ET_{CFAO-56}$. Al revisar el comportamiento de Kc estimado con ET_{CEddy} , se encontró que la curva de Kc muestra dos ciclos de desarrollo, en el primero de ellos, el valor de Kc creció de 0.61 hasta un valor máximo de 1.17 y se redujo nuevamente hasta 0.68; mientras que en el segundo ciclo, comenzó con un valor de 0.68 hasta llegar a un valor máximo de 1.21 y terminar con valor de 0.49. Por otro lado, al calcular los valores promedio de Kc para la etapa de máximo desarrollo del cultivo y la etapa final del mismo, se obtuvieron valores de 0.86 y 0.66, respectivamente. Al revisar el Kc dual calculado con el método FAO-56, se observa que este se mantiene prácticamente constante durante la etapa de máximo desarrollo, mostrando también dos valores máximos, el primero de 1.21 y el segundo de 1.22, sin embargo, los valores de Kc promedio estimados con el procedimiento del coeficiente dual propuesto por Allen *et al.* (1998), fueron 1.16 para la etapa de máximo desarrollo (etapa media) y 0.87 para la etapa de maduración (final del cultivo).

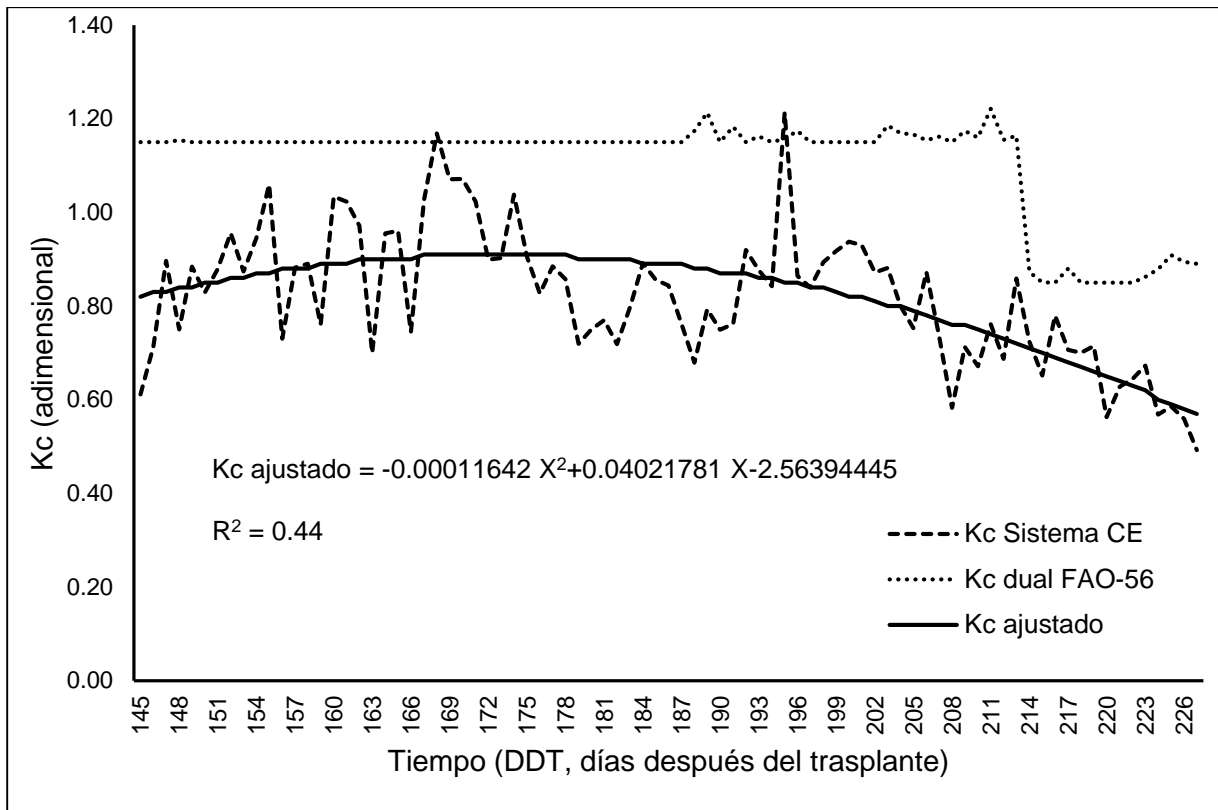


Figura 7. Comportamiento del coeficiente de cultivo (K_c) estimado con ETo y los valores de $ET_{CFAO-56}$, ET_{CEddy} y la ecuación de ajuste.

Al comparar los resultados de K_c obtenidos en el presente trabajo con aquellos encontrados por Miranda *et al.* (2006) para chile tabasco es posible afirmar que existe similitud en el comportamiento de K_c , Miranda *et al.* (2006) reportaron dos ciclos de K_c con valores máximos de 1.22 y 1.08; mientras que para la etapa final del cultivo reportan valores de 0.65 y 0.60, que coinciden prácticamente con los valores estimados en esta investigación.

Por otro lado al determinar los valores promedio de K_c , los valores encontrados en esta investigación coinciden con los valores reportados por Rodríguez *et al.* (2011), quienes obtuvieron un valor de 0.85 en chile banana regado mediante goteo, estos autores también señalan que durante algunos días de evaluación se presentaron valores superiores a 1, ocurriendo lo mismo en la presente investigación. Ahora bien, los valores de K_c promedio identificados en este trabajo para las etapas de máximo desarrollo (etapa media) y maduración (etapa final) del cultivo, no coincidieron con los valores reportados por Allen *et al.* (1998), quienes sugieren valores de 1.15 para K_c

en la etapa media y 0.9 de Kc en la etapa final del cultivo, valores superiores a los estimados en este trabajo.

Un aspecto importante del Kc calculado es que éste incluye tanto la fracción relacionada con la transpiración (K_{cb}) como aquella relacionada con la evaporación (K_e). La estimación del coeficiente dual del cultivo, particularmente el K_{cb} , es importante porque permitiría estimar la ET_c para otros métodos de riego como el de gravedad con diferente régimen de riego y mayor impacto sobre el K_e y en consecuencia el Kc. Para dividir el valor de Kc estimado con ET_c medida con el método CE, es razonable asumir que existe una proporcionalidad entre K_{cb} y K_e de los métodos FAO-56 y Covarianza de vórtices, de lo cual resultarían los valores del Cuadro 1.

Cuadro 1. Separación de los coeficientes basal del cultivo (K_{cb}) y coeficiente de evaporación del suelo (K_e) del Kc dual estimado.

	Kc dual	K_{cb}	K_e
FAO-56 (Etapa media)	1.16	1.10	0.06
FAO-56 (Etapa final)	0.87	0.80	0.07
CE (Etapa media)	0.86	0.82	0.04
CE (Etapa final)	0.66	0.61	0.05

2.3.7. Evapotranspiración del cultivo ajustada ($ET_{c\text{ajust}}$)

Con los valores de Kc ajustado calculados con la ecuación cuadrática de la Figura 7 y la ET_o se calculó la ET_c ajustada ($ET_{c\text{ajust}}$). Al revisar y comparar el comportamiento de la $ET_{c\text{ajust}}$, se observa que esta se mantiene por debajo de la ET_o , ajustándose de una manera aceptable a los valores de $ET_{CE\text{eddy}}$. Los valores promedio de Kc para $ET_{c\text{ajust}}$ fueron de 0.86 y 0.64 para las etapas fenológicas media y final del cultivo, respectivamente; lo cual concuerda con los valores de Kc promedio estimados con el método de Covarianza de vórtices. La $ET_{c\text{ajust}}$ total estimada en el período fue de 261.5 mm, lo que representa un error relativo de 2.3% con respecto a la $ET_{CE\text{eddy}}$. Al calcular los parámetros de eficiencia estadística se observó que éstos mejoraron de manera significativa, obteniéndose una R^2 de 0.67, RMSE de 0.41 mm d⁻¹, E de 0.67 y d igual a 0.90.

2.4. CONCLUSIONES PARCIALES

Los resultados indican que para el período de mediciones del presente estudio, el método FAO-56 sobrestimó en 36% la ETc acumulada medida con el método de Covarianza de vórtices (CE). Los coeficientes de cultivo estimados para las etapas intermedia y final fueron 0.86 y 0.66 con el método CE, menores que los valores de 1.16 y 0.87 estimados con el método FAO-56 utilizando el enfoque de coeficiente dual. Los valores de Kc son fuertemente influenciados por las condiciones de manejo de cultivo, y en este caso, la menor cobertura del terreno lograda con el marco de plantación aplicado en relación con otros estudios, pudiera explicar los menores valores de Kc derivados de las mediciones de ETc con el método CE. Al combinar los coeficientes Kc obtenidos con los propuestos por la FAO para la etapa inicial del cultivo, se tiene que para las condiciones de manejo de este estudio, se pueden aplicar los Kc de 0.6, 0.86 y 0.66 para estimar ETc en las etapas inicial, intermedia y final del cultivo de chile bell en el valle de Culiacán. Por otra parte, para poder utilizar el coeficiente dual y cuantificar de manera separada la evaporación directa y su impacto sobre ETc en otros sistemas de riego, los coeficientes Kcb serían: 0.15, 0.82 y 0.61. Se recomienda validar los coeficientes Kc en otros ciclos agrícolas.

CAPÍTULO 3. USO DE DATOS SATELITALES MODIS Y BALANCE DE ENERGÍA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN²

3.1. INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es un elemento importante en la interacción entre el suelo, vegetación y la atmósfera, es un factor central en la evaluación cuantitativa del balance de agua y la energía superficial, dado que muchos procesos y parámetros del medio ambiente son influenciados por este fenómeno, tales como el contenido de humedad en el suelo, la productividad de la vegetación, absorción de nutrientes, y balance de agua, entre otros, particularmente en las zonas áridas y semi-áridas donde la disponibilidad de agua se vuelve cada vez más crítica (Liu *et al.*, 2013). La mayoría de los métodos que se utilizan para medir o estimar la evapotranspiración son de carácter puntual; sin embargo, desde el punto de vista hidrológico y manejo de los recursos hídricos se requiere estimaciones a gran escala, las cuales pueden obtenerse utilizando técnicas como la scintilometría y la percepción remota; la validación de ET estimada a partir de técnicas de percepción remota se ha convertido en un tema central de investigación en diferentes partes del mundo, debido principalmente a la complejidad de la superficie terrestre, causada por la heterogeneidad de la cubierta vegetal y a la variabilidad de la topografía superficial (Gao *et al.*, 2011; Samain *et al.*, 2012; Kleissl *et al.*, 2009); y para ello, la técnica de la scintilometría es considerada como la única capaz de realizar mediciones de flujos de calor sensible (H) en dimensiones o áreas comparables con el tamaño de un pixel o varios pixeles de una imagen de satélite (Kleissl *et al.*, 2008).

El objetivo de este trabajo fue evaluar el método de Espacio Triangular (Ts-Fr) utilizando datos satelitales del sensor MODIS y la ecuación de balance de energía; y el empleo de un Scintilómetro (BLS) para medir flujo de calor sensible (H) y un sistema de covarianza de vórtices (CE) para medir el flujo de calor latente (LE), sobre una superficie homogénea de chile bell en el Valle de Culiacán.

² López, A.J.E., Díaz, V.T., Watts, T.Ch., Rodríguez, J.C., Velázquez, A.T.J., Partida, R.L. 2017. Uso de datos satelitales MODIS y balance de energía para estimar la evapotranspiración. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas, 8(4): 773-784.

3.2. MATERIALES Y MÉTODOS

Este trabajo se realizó en el Valle de Culiacán en la zona centro del estado de Sinaloa, México; en una superficie de 90 ha plantadas con cultivo de chile bell (*Capsicum annum*, L), las coordenadas geográficas centrales del lote son 24.59569 N y 107.51875 W (Figura 8). El período considerando es de 81 días, que comprende del 2 de febrero al 23 de abril de 2014, una descripción detallada del sitio de estudio puede consultarse en López *et al.* (2015).

3.2.1. Datos meteorológicos

Para la medición de los datos meteorológicos se utilizó una estación automatizada que contenía: una anemoveleta, dos sondas Vaisala y un barómetro; se instalaron además un radiómetro sobre la superficie del cultivo y dos sensores de disco HukseFlux; todos los sensores se encontraban conectados a un colector de datos CR1000 donde se almacenaba la información cada 10 minutos y se integró posteriormente en periodos de 30 min.

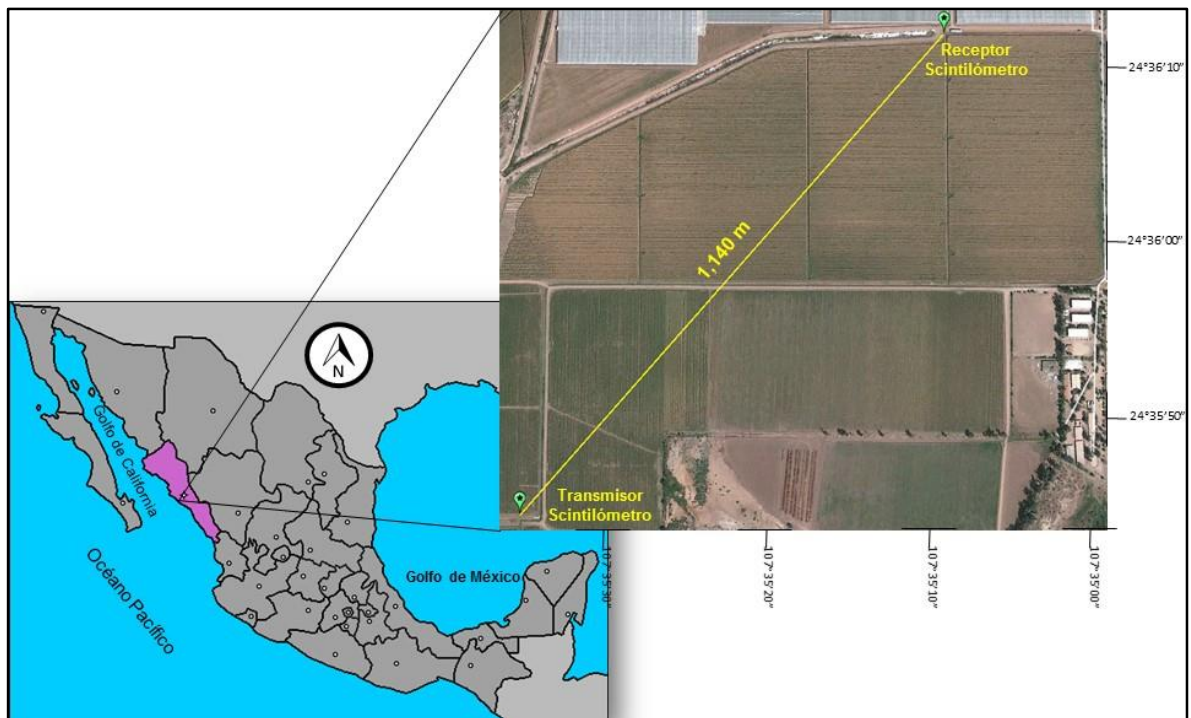


Figura 8. Localización geográfica de la zona de estudio.

3.2.2. Estimación de flujo de calor sensible (H) con el uso de Scintilómetro (BLS)

Se instaló un scintilómetro de la marca Scintec modelo BLS450 sobre el cultivo a una altura de 6.2 m con una distancia entre el receptor y transmisor de 1,250 m que medía el índice refractivo del aire (Cn^2), y mediante la técnica de la scintilometría se obtuvo la información promedio de flujo de calor sensible (H) en intervalos de tiempo de 1 min, integrándose posteriormente en periodos de 30 min. Para la aplicación de esta técnica se utilizó la Ecuación 33.

$$H = - \rho_a C_p u_* T_* \quad (33)$$

Donde H es el flujo de calor sensible ($w m^{-2}$), ρ_a es la densidad del aire ($kg m^{-3}$), C_p es el calor específico del aire ($J kg^{-1} °K^{-1}$), u_* es la velocidad de fricción del viento ($m s^{-1}$) y T_* es un escalar de la temperatura del aire ($°K$). La descripción de T_* y u_* , así como una descripción detallada de la teoría de scintilometría puede revisarse en Solignac *et al.* (2009), Zeweldi *et al.* (2010), Samain *et al.* (2012), Geli *et al.* (2012) y Liu *et al.* (2013). Para determinar el valor del flujo de calor latente (LE) se utilizó la ecuación de balance de energía (Ecuación 34).

$$LE = Rn - G - H \quad (34)$$

Donde Rn es el flujo de radiación solar neta ($w m^{-2}$), G es el flujo de calor en el suelo ($w m^{-2}$), H es el flujo de calor sensible ($w m^{-2}$) y LE es el flujo de calor latente ($w m^{-2}$); y para convertir el flujo de calor latente a lámina de agua (mm) se utilizó el valor de $2.45 MJ m^{-2}$ que es la energía requerida para evaporar 1 mm de agua (Allen *et al.*, 1998).

3.2.3. Medición de flujo de calor latente (LE) con un sistema de covarianza de vórtices (CE)

Para medir los flujos de calor sensible (H) y latente (LE), se utilizó un sistema de covarianza de vórtices (CE) IRGA EC-150 que consta de un analizador de gas infrarrojo y un anemómetro sónico 3D CSAT3A. Los datos adquiridos a una velocidad de 20 Hz se procesaron con el software Eddypro 5.1.1 (Eddy Covariance Processing

Software) integrándose la información en períodos de 30 min y posteriormente, para determinar datos faltantes (datos meteorológicos y de flujos) se utilizó la herramienta online “Eddy Covariance gap-filling & flux-partitioning tool” del Max Planck Institute for biochemistry, (<http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/upload.php>).

3.2.4. Estimación de flujo de calor latente (LE) utilizando el método de espacio triangular con datos MODIS (MODIS)

Para el método de espacio triangular con información satelital, se obtuvieron los datos de temperatura de superficie (Ts) del producto MOD11A2 del sensor MODIS instalado en el satélite TERRA con una resolución espacial de 1 km y temporal de 8 días, mientras que los datos de índice de vegetación (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index, por sus siglas en inglés) se obtuvieron del producto MOD13Q1 del mismo sensor y con resolución espacial de 250 m y temporal de 16 días. Los datos satelitales del sensor MODIS se obtuvieron de ORNL DACC^(a,b) (2008) en la plataforma siguiente: http://daacmodis.ornl.gov/cgi-bin/MODIS/GLBVIZ_1_Glb/modis_subset_order_global_col5.pl. Es importante mencionar que no se aplicó el procesamiento digital de imágenes para obtener los valores de NDVI y Temperatura de superficie, ya que los datos satelitales se obtuvieron ya procesados desde las plataformas web mencionadas.

Para calcular el valor de flujo de calor latente (LE) se utilizó la ecuación (ecuación 35) propuesta por Jiang & Islam (1999) y adaptada de Priesley-Taylor (1977).

$$LE = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G) \quad (35)$$

Donde LE es el flujo de calor latente ($w \text{ m}^{-2}$), R_n es la radiación solar neta ($w \text{ m}^{-2}$), G es el flujo de calor en el suelo ($w \text{ m}^{-2}$), Δ es la pendiente de la curva de presión a saturación del vapor de agua ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), el valor de ϕ se calcula con información de temperatura de la superficie terrestre y valores obtenidos del espacio geométrico determinado mediante la Ecuación 36.

$$\phi = \left(\frac{T_{S_{\max,i}} - T_{S_i}}{T_{S_{\max,i}} - T_{S_{\min}}} \right) (\phi_{\max,i} - \phi_{\min,i}) + \phi_{\min,i} \quad (36)$$

Donde T_{S_i} es la temperatura superficial ($^{\circ}\text{K}$) y se obtiene del producto MOD11A2 del sensor MODIS, $T_{S_{\min}}$ es el valor mínimo de la temperatura superficial; ϕ_{\max} vale 1.26

Para generar el espacio triangular se utilizó la Temperatura de superficie (T_s) y un índice (Ecuación 37) conocido como fracción de cobertura vegetal (Fr), que se calcula en función del índice de vegetación (NDVI), el cual parece ser más representativo de la proporcionalidad relativa entre el suelo y la vegetación dentro del pixel (Tang *et al.*, 2010).

$$Fr = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (37)$$

Para definir los límites (bordes) del espacio triangular (T_s - Fr), primeramente se dividió el rango total de valores de Fr en intervalos y se obtuvo el valor de Temperatura de superficie máxima correspondiente a cada intervalo; posteriormente se aplicó una regresión lineal entre los valores máximos de T_s y cada intervalo de Fr , obteniéndose una ecuación lineal (Ecuación 38):

$$T_{S_{\max,i}} = a + b Fr \quad (38)$$

Donde $T_{S_{\max}} = a$ y $T_{S_{\min}} = b + T_{S_{\max}}$

Con la Ecuación 38 se definieron los bordes “seco” y “húmedo” del espacio triangular (Figura 9), de tal modo que los valores extremos coinciden con $T_{S_{\max,i}} = T_{S_{\max}}$, $Fr = 0$ y $T_{S_{\min,i}} = T_{S_{\min}}$, $Fr = 1$.

Para el ajuste de la resolución espacial de las imágenes de T_s (MOD11A2) se generó una malla de 9 x 9 pixeles, con una resolución espacial de 250 x 250 m que abarcaba toda el área de estudio. Dado que la resolución espacial de los datos de T_s son de 1000 x 1000 m, cada pixel original se dividió en 4 pixeles de 250 x 250 m, y

para asignarles el valor de T_s se realizó una interpolación lineal en todas direcciones considerando para ello los valores de los pixeles originales contiguos, de esta manera se hizo coincidir cada pixel de la malla de T_s con los pixeles de la malla de NDVI. Girolimetto *et al.* (2011) trabajaron dividiendo los pixeles de imágenes T_s de gran resolución (10 x 10 km) en pixeles con menor resolución (2 x 2 km) y comparando los resultados obtenidos con imágenes MODIS de resolución de 1 x 1 km, obteniendo resultados razonablemente precisos de la Fracción Evaporable (FE); los autores coinciden en señalar que el espacio geométrico generado (NDVI- T_s) resume el balance energético de la región bajo estudio, y que la temperatura de superficie (T_s) es la variable más dinámica y por ende la más limitante. La malla final contenía 81 pixeles y a cada pixel le correspondía un valor de T_s y NDVI.

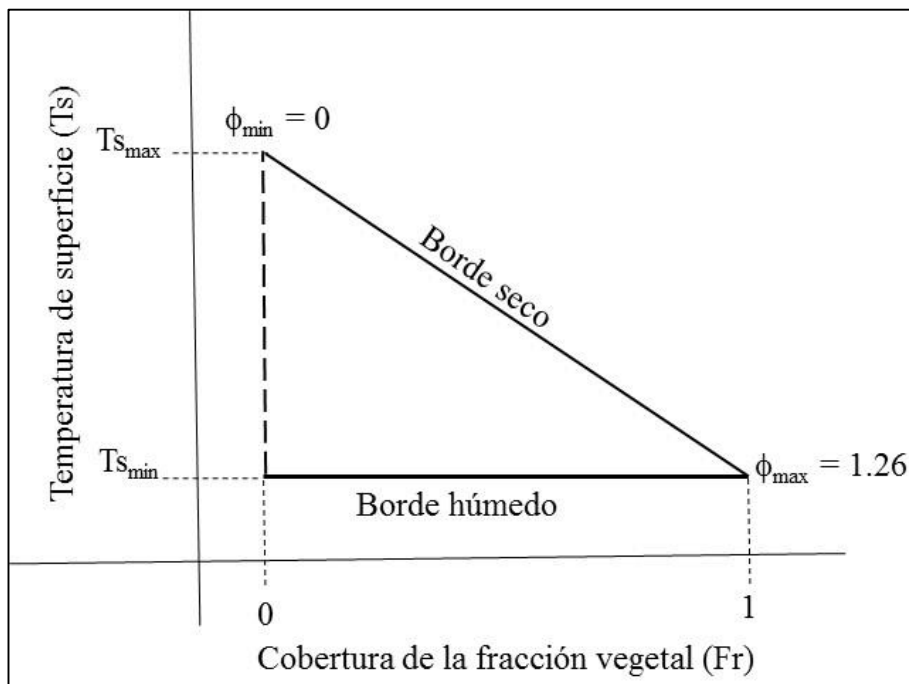


Figura 9. Diagrama esquemático del concepto de espacio triangular formado por la temperatura de superficie (T_s) y la cobertura de la fracción vegetativa (Fr), donde las líneas sólidas representan los bordes seco y húmedo.

Se analizaron los datos satelitales correspondientes a 11 días julianos donde coincidían temporalmente los datos de T_s y NDVI: 33, 41, 49, 57, 65, 73, 81, 89, 97, 105 y 113. Para mantener la robustez de los resultados, se cuidó que el espacio triangular fuera generado con al menos el 80% de los datos del conjunto.

Una vez definido el espacio triangular, se eliminaron los píxeles que quedaban fuera de éste. Y únicamente con los píxeles dentro del espacio triangular se calculó el valor de la fracción evaporable (FE) (Ecuación 39) para cada uno de ellos, y finalmente se consideró el valor promedio de todos. Se asumió que la fracción evaporable (FE) permanece constante durante el día, de tal manera que la ET se obtiene mediante el producto de FE por la energía disponible durante el período considerado del día (Jiang *et al.*, 2009).

$$FE = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (39)$$

Para determinar la FE de los 81 días comprendidos dentro del período de estudio, se realizó una interpolación lineal con los datos existentes de FE, de esta manera todos los días tuvieron su valor de Fe y energía disponible (Rn-G) medida, con lo cual se calculó ET; la influencia de la nubosidad sobre el área de estudio básicamente se vería reflejada en la radiación solar neta que se utilizó para calcular ET. Posteriormente se analizó estadísticamente el comportamiento de ET con respecto a los resultados obtenidos con los otros dos métodos.

3.2.5. Análisis estadístico

Para analizar el comportamiento de los resultados, se utilizaron seis parámetros de eficiencia estadística: El coeficiente de correlación de Pearson (R), la raíz media del error cuadrático (RMSE), el índice de concordancia (d) propuesto por Willmott (Willmott, 1981; Willmott *et al.*, 1985) y el sesgo (BIAS), el error relativo (ER) y el error estándar (ES).

3.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La ET medida con el Sistema de Covarianza de vórtices (CE), así como la estimada utilizando las técnicas de Scintilometría (BLS) y percepción remota (Método de Espacio Triangular utilizando datos MODIS) se observa en la Cuadro 2. La ETc total estimada en el período evaluado fue de 275.2, 255.4 y 262.0 mm para BLS, MODIS y CE; como puede observarse la ET media para MODIS y CE es igual, lo mismo que la

ETc mínima, mientras que para BLS la ET media es ligeramente superior y la ETc mínima ligeramente inferior a los determinados con los otros dos métodos; la ETc máxima es muy variable en los tres modelos utilizados, lo cual se debe a la naturaleza de las variables que se miden en cada método (CE tiene un carácter puntual, BLS usa el promedio de la variación de un variable en una longitud, mientras que MODIS utiliza el promedio de la variación de dos variables en un área determinada por la resolución de los pixeles de la imagen satelital).

Cuadro 2. Valores de referencia de la Evapotranspiración (ET) estimada y medida durante el período de estudio.

Método	Máxima (mm d ⁻¹)	Mínima (mm d ⁻¹)	Media (mm d ⁻¹)	Total (mm)
BLS	4.5	1.7	3.4	275.2
MODIS	3.9	1.9	3.2	255.4
CE	5.3	1.9	3.2	262.0

Es importante hacer notar que el valor máximo de ETc estimado con BLS fue de 4.5 mm d⁻¹ y ocurrió el día 31 de marzo, coincidiendo en la fecha de ET máxima que estimó MODIS, cuyo valor fue de 3.9 mm d⁻¹, el valor de ET medido con CE para ese mismo día fue de 4.3 mm. Mientras que la ET máxima medida con CE ocurrió el día 23 de marzo (5.3 mm d⁻¹), mientras que los valores para MODIS y BLS para ese mismo día fueron 3.1 y 3.4 mm d⁻¹, respectivamente. En una revisión de la información meteorológica buscando la posible causa de la medición con CE, no se encontró ninguna causa que justifique la elevación de ETc durante ese día; considerando el valor de flujo de calor sensible (H) medido con CE y aplicando la ecuación de balance de energía ($LE = R_n - G - H$), el valor de ET estimado disminuye considerablemente, lo que hace suponer que existe un error en la medición de calor latente (LE) con el sistema de covarianza de vórtices, debido a la falta de cierre del balance con esta técnica.

Los valores negativos de ER en el Cuadro 3, indican una subestimación MODIS para estimar ET con respecto a los otros dos métodos; mientras que al comparar los resultados estimados con BLS y los medidos con CE resultaron en una sobrestimación

de los datos obtenidos con BLS. En este punto es importante hacer notar que la escala de medición de BLS y MODIS tiene una amplitud regional, mientras que en CE es de escala puntual.

Cuadro 3. Error Relativo (ER) y Error Estándar (ES) entre los métodos utilizados.

Valor Estimado	Valor Observado	ER (%)	ES (mm d ⁻¹)	Descripción
MODIS	BLS	-7.203	0.233	Subestimación de ET
MODIS	CE	-2.527	0.320	Subestimación de ET
BLS	CE	5.039	0.350	Sobrestimación de ET

Gordillo *et al.* (2014) al comparar los resultados de ET a nivel diario con 12 imágenes satelitales con el método METRIC y Covarianza de vórtices (CE) señalan una sobrestimación de ET determinada con METRIC respecto a CE, donde obtuvieron un ER=7.273% y ES=0.208 mm d⁻¹; mientras que en la presente investigación se obtuvo un ER= -7.203% y ES=0.233 mm d⁻¹., considerando que en la presente investigación se considera la ET a nivel diario y durante un número mayor de días.

Por otro lado, Liu *et al.* (2013) al comparar los resultados de ET obtenidos en períodos anuales y durante varios años, con el método del Scintilómetro y el producto MOD16 ET, encontraron un comportamiento diverso, con valores de ER entre -14.52 y 25.16%, mientras que R varió desde 0.76 hasta 0.97.

Mientras que Tang *et al.* (2010) al comparar el flujo de calor sensible (H) estimado con las técnicas de Scintilometría y covarianza de vórtices, muestran que el scintilómetro subestimó el valor de H medido con CE, lo que implica, que al aplicar la ecuación de balance de energía, fue mayor el valor de flujo de calor latente (LE) y por lo tanto, el scintilómetro sobrestimó el cálculo de ET con respecto al valor medido con CE, similar a lo ocurrido en este trabajo; asimismo, al aplicar el método de espacio triangular con datos MODIS para estimar el flujo de calor latente (H) indican una sobrestimación de H y subestimación de LE con respecto al scintilómetro, por lo tanto una menor ET estimada con el método de espacio triangular con datos MODIS, comportamiento similar a la presente investigación.

La estimación de ET con cualquier de los métodos depende entre otros factores, de las variables y supuestos principales que considere el método, las condiciones meteorológicas y de humedad en el suelo del sitio de estudio; el tipo, fenología y heterogeneidad general del cultivo o vegetación, así como de la escala espacial y temporal considerada para el cálculo o medición (Tang *et al.* 2010; Liu *et al.* 2011; Mu *et al.* 2011; Samain *et al.* 2012; Liu *et al.* 2013).

En la Figura 10 se muestra el comportamiento diario de la evapotranspiración con los tres métodos analizados, donde se observan claramente tres valores de ET “pico” medidos con el sistema CE; los valores observados fueron 4.4, 5.3 y 4.5 mm para los días 171, 195 y 211 después del trasplante (DDT).

Las mayores discrepancias entre ET estimada con MODIS y BLS se observan durante 20 días del total del período considerado, lo que representa el 24.6% de los días evaluados. Durante esos días se presentó una mayor humedad relativa promedio en el ambiente generando probablemente una sobrestimación de flujo de calor sensible (H) y por consiguiente una reducción de ET estimada con BLS; Tang *et al.* (2010) al comparar los resultados de H obtenidos con MODIS y scintilómetro plantean una posible sobrestimación de flujo de calor sensible debido a la presencia de fuertes lluvias en el área de estudio, lo que seguramente incrementó la humedad relativa ambiental, reduciendo la ETc.

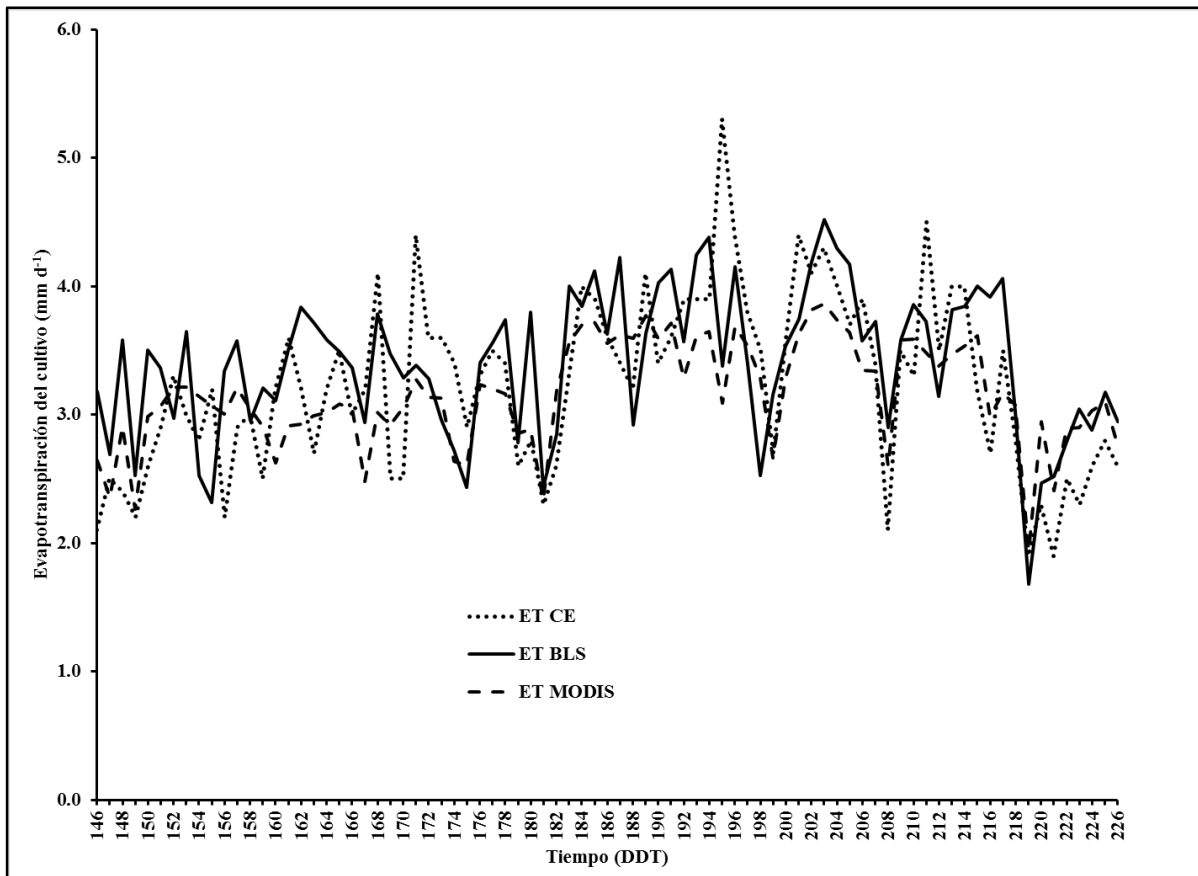


Figura 10. Comportamiento diario de la Evapotranspiración durante el período de estudio, estimada y observada con las técnicas utilizadas (MODIS, BLS, CE).

En las Figuras 11, 12 y 13 se muestran los resultados del análisis estadístico de los datos estimados y observados con los tres métodos, la raíz media del error cuadrático (**RMSE**), el sesgo (**BIAS**), coeficiente de concordancia de Willmott (**d**) y el coeficiente de determinación de Pearson (**R**). Un valor de RMSE y BIAS igual a cero indican un ajuste perfecto de los datos estimados con respecto a los datos observados, se consideran aceptables cuando RMSE no rebase el 20% de la media del conjunto de datos. El coeficiente de concordancia (**d**) oscila entre 0 y 1, entre más cerca del 1 se encuentre el valor **d**, más preciso será el modelo de estimación. Finalmente, el coeficiente de correlación de Pearson (**R**) tiene una variación entre -1 y 1, en esta investigación se busca que el modelo de estimación replique los datos medidos, por lo tanto entre más cercano a 1 el valor **R**, existirá una mayor correlación entre los datos, aunque el uso de este parámetro para evaluar modelos de pronóstico o estimación presenta ciertas limitaciones por lo que es poco empleado (Willmott, 1981).

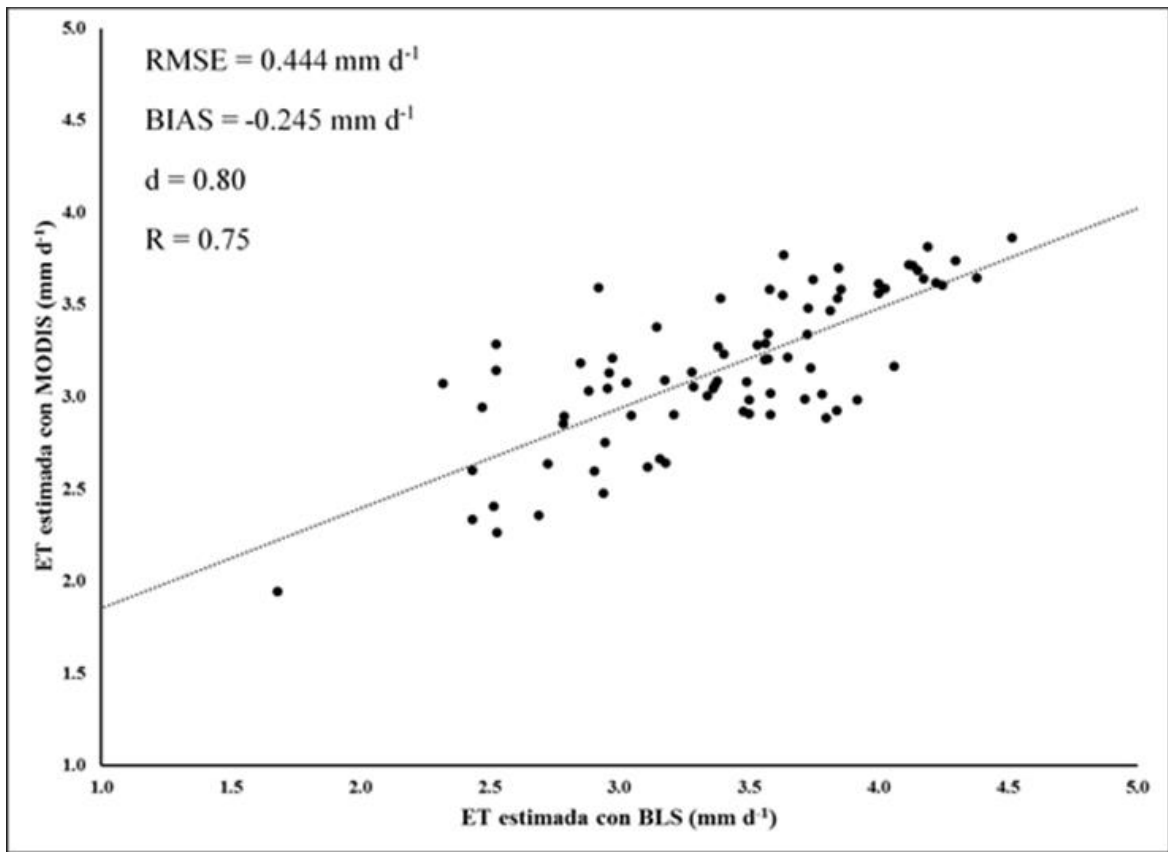


Figura 11. Gráfica y valores de relación estadística entre ET estimada con MODIS y BLS.

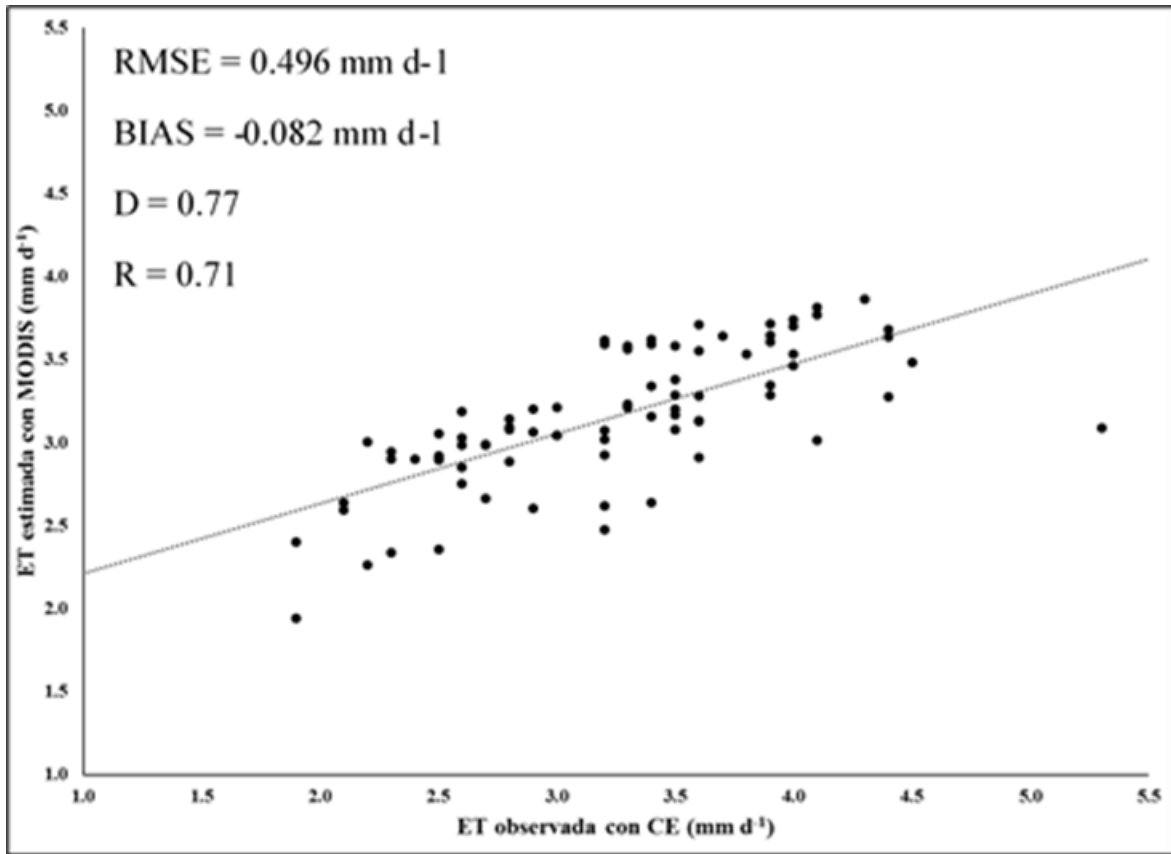


Figura 12. Gráfica y valores de relación estadística entre ET estimada con MODIS y observada con CE.

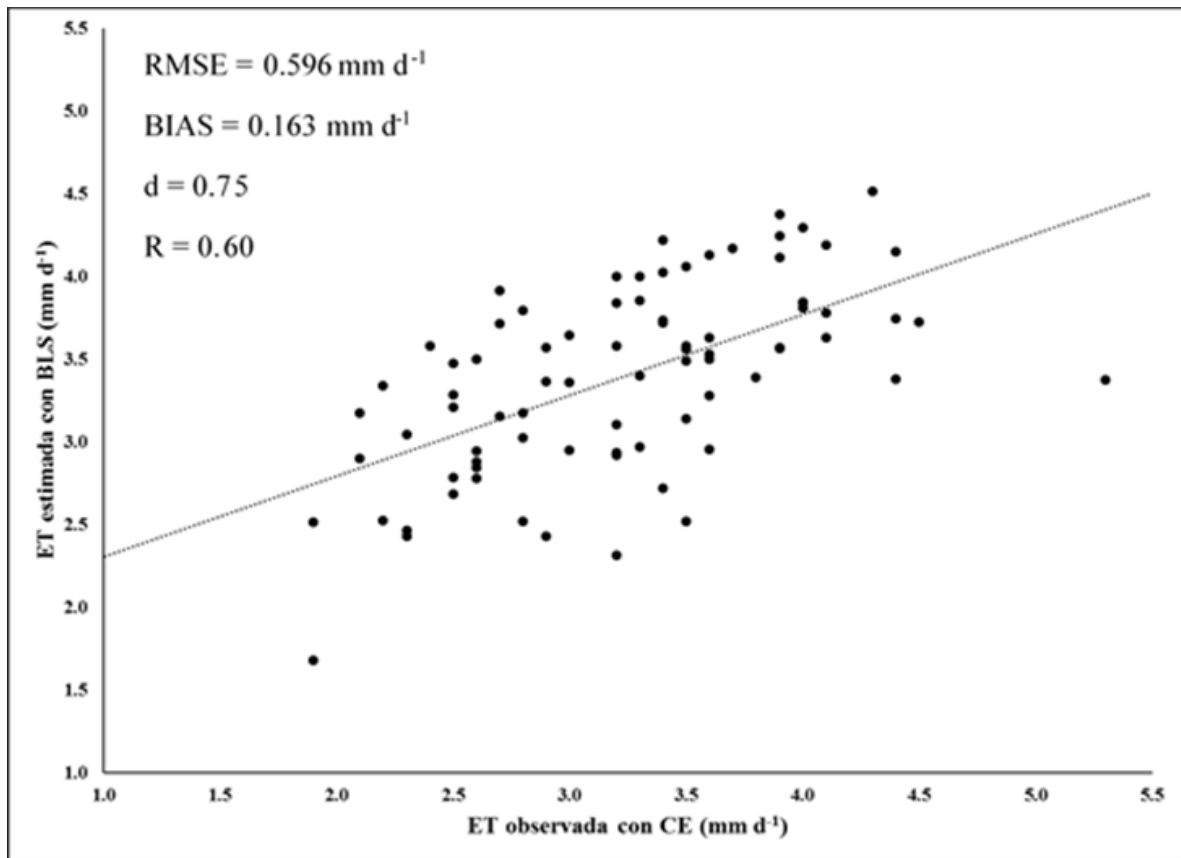


Figura 13. Gráfica y valores de relación estadística entre ET observada con CE y estimada con BLS.

3.4. CONCLUSIONES PARCIALES

En este trabajo se compararon los valores de ET obtenidos con tres métodos basados en el balance de energía aplicado sobre la superficie terrestre, dos métodos de carácter regional y uno de carácter puntual.

Con la presente investigación es posible concluir que el método de Espacio Triangular utilizando datos MODIS es una herramienta adecuada para estimar la evapotranspiración, obteniéndose como un valor residual del balance de energía aplicado en la superficie terrestre; para estimar de manera diaria el valor de ET se utilizaron datos de NDVI y Temperatura superficial (Ts) obtenidas de MODIS; al comparar los valores de ET obtenidos con esta técnica, con aquellos obtenidos con los métodos del scintilómetro (BLS) y covarianza de vórtices (CE), resultaron con un error relativo (ER) de -7.2% y -2.5%, y un error estándar de 0.233 mm d⁻¹ y 0.320 mm d⁻¹, respectivamente. La mejor relación estadística se dio entre la ET estimada con MODIS

y BLS, donde el coeficiente de concordancia de Willmott (d) fue de 0.8, RMSE fue de 0.44 mm d⁻¹, BIAS de -0.245 mm d⁻¹ y R de 0.75.

Los valores obtenidos de los parámetros estadísticos señalan que no existe una diferencia importante al comparar la ET estimada con los tres métodos, seguramente debido a que el tamaño de la superficie y las condiciones del cultivo, no permitían la heterogeneidad suficiente para mostrar diferencias entre los métodos de carácter regional y puntual. Es necesario realizar investigación en superficies mayores y vegetación diversa para incrementar la heterogeneidad.

Se concluye que el método de Espacio Triangular con datos MODIS es una buena alternativa para estimar ET en superficies de cultivo homogéneo, al obtenerse un buen ajuste con los datos estimados con los métodos del scintilómetro y covarianza de vórtices.

CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES FINALES

Se estimó la evapotranspiración real del cultivo de chile bell sembrado en el Valle de Culiacán, utilizando cuatro metodologías completamente diferentes entre sí, dos de carácter regional (método del triángulo basado en percepción remota y scintilómetro) y dos de carácter puntual (covarianza de vórtices y FAO-56). Al analizar estadísticamente el comportamiento diario de la evapotranspiración estimada con los cuatro métodos durante todo el período estudiado, el mejor ajuste se obtuvo entre los resultados obtenidos con el método del triángulo con datos MODIS y el scintilómetro.

El análisis estadístico demuestra que no existe diferencia importante al comparar la evapotranspiración diaria estimada con MODIS, Scintilómetro y covarianza de vórtices, seguramente debido a que el tamaño de la superficie y las condiciones del cultivo, no permitían la heterogeneidad suficiente para mostrar diferencias entre los métodos de carácter regional y puntual. Sin embargo, los parámetros estadísticos calculados al analizar el comportamiento de los resultados obtenidos con FAO-56 y los otros tres métodos si muestran diferencias importantes, el método FAO-56 con aproximación dual de cultivo sobrestimó los valores determinados con los otros tres

métodos en cuestión. Es necesario realizar investigación en superficies mayores y vegetación diversa para incrementar la heterogeneidad.

Con la presente investigación es posible concluir que el método de Espacio Triangular utilizando datos MODIS es una herramienta adecuada para estimar la evapotranspiración real diaria (ET_c), obteniéndose como un valor residual del balance de energía aplicado en la superficie terrestre; para estimar de manera diaria el valor de ET_c se utilizaron datos de índice de vegetación (NDVI) y Temperatura superficial (T_s) obtenidas de MODIS; al comparar los valores de ET_c obtenidos con esta técnica, con aquellos obtenidos con los métodos del scintilómetro (BLS) y covarianza de vórtices (CE), resultaron con un error relativo (ER) de -7.2% y -2.5%, y un error estándar de 0.233 mm d⁻¹ y 0.320 mm d⁻¹, respectivamente. La mejor relación estadística se dio entre la ET_c estimada con MODIS y BLS, donde el coeficiente de concordancia de Willmott (d) fue de 0.8, RMSE fue de 0.44 mm d⁻¹, BIAS de -0.245 mm d⁻¹ y R de 0.75.

CAPÍTULO 5. LITERATURA CITADA

- Abdrabbo, M.A.A. and Afandi, G.E. 2015. Comparison of reference evapotranspiration equations under climate change conditions. *Global Journal of Advanced Research*, 2(3):556-568.
- Ahmadi, S.H., Mosallaeepour, E., Kamgar-Hagighi, A.A., Sepaskhah, A.R. 2015. Modeling maize yield and soil water content with AquaCrop under full and deficit irrigation management. *Water Resources Management*. DOI:10.1007/s11269-015.0973-3.
- Allen, G.R. and Pereira, S.L. 2009. Estimating crop coefficient from fractional of ground cover and height. *Irrigation Science*, 28(1):17-34.
- Allen, G.R., Pereira, S.L., Smith, M., Raes, D., Wright L.J. 2005. FAO-56 dual crop coefficient method for estimating evaporation from soil and application extensions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(1): 2-13.
- Allen, G.R., Tasumo, M., Trezza, R. 2007. Satellite – based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, July-August: 380-394.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. *Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome, Italy.
- Anderson, M.C., Norman, J.M., Diak, G.R., Kustas, W.P., Mecikalski, J.R. 1997. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing Environment*, 60: 195-206.
- Balbontín, N.C., Calera, B.A., González, P.J., Campos, R.I., López, G.M., Torres, P.E. 2011. Comparación de los sistemas de covarianza y relación de Bowen en la evapotranspiración de un viñedo bajo clima semi-árido. *Agrociencia*, 45(1): 87-103.
- Baldocchi, D. D. 2003. Assessing the Eddy Covariance Technique for evaluating carbon dioxide Exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9: 1-14.
- Beaujouan, V., Durand, P., Ruiz, L. 2001. Modelling the effect of the spatial distribution of agricultural practices on nitrogen fluxes in rural catchments. *Ecological modelling*, 137: 93-105.
- Benli, B., Bruggeman, A., Oweis, T., Üstün, H. 2010. Performance of Penman-Monteith FAO56 in a semiarid Highland Environment. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136(11):757-765.

- Bhartiya, K. M. and A. D. Ghare. 2014. Relative humidity based model for estimation of reference evapotranspiration for western plateau and hills region in India. *Water Resources Management*, 28: 3355-3364.
- Brisson, N., Gary, C., Justes, E., Roche, R., Mary, B., Ripoche, D., Zimmer, D., Sierra, J., Bertuzzi, R., Burger, P., Bussi re, F., Cabidoche, Y.M., Cellier, P., Debaeke, P., Gaudill re, J.P., H nault, C., Maraux, F., Seguin, B., Sinoquet, H. 2003. An overview of the crop model STICS. *European Journal of Agronomy*, 18: 309-332.
- Brisson, N., Mary, B., Ripoche, D., Jeuffroy, M.H., Ruget, F., Nicoullaud, B., Gate, P., Devine-Barret, F., Antonioletti, R., Durr, C., Richard, G., Beaudoin, N., Recous, S., Tayot, X., Plenet, D., Cellier, P., Machet, J.-M., Meynard, J.M., Del colle, R. 1998. STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie*, 18: 311-346.
- Brunsell, N.A., Ham, J.M., Arnold, K.A. 2011. Validating remotely sensed land surface fluxes in heterogeneous terrain with large aperture scintillometry. *International Journal of Remote Sensing*, 32(21): 6295-6314.
- Brut, A., Rüdiger, C., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Jarlan, L., Gibelin, A.-L., Albergel, C., Moigne, P.L., Soussana, J.-F., Klumpp, K., Guyon, D., Wigneron, J.-P., Ceschia, E. 2009. Modelling LAI at a regional scale with ISBA-A-gs: comparison with satellite-derived LAI over southwestern France. *Biogeosciences*, 6: 1389-1404.
- Burba, G. 2013. Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications. *LI-COR Biosciences*. 332 pp.
- Carillo, R.G., Silva, B., Córdova, M., C lleri, R., Bendix, J. 2016. Dynamic mapping of evapotranspiration using an energy balance – based modelo ver an Andean Páramo catchment of southern Ecuador. *Remote Sensing*, 8(160): 1-25.
- Carlson, T. 2007. An overview of the “Triangle Method” for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. *Sensors*, 7: 1612-1629.
- Chirouze, J., Boulet, G., Jarlan, L., Fieuzal, R., Rodriguez, J.C., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Bigeard, G., Merlin, O., Garatuza-Payan, J., Watts, C., Chehbouni, G. 2014. Intercomparison of four remote-sensing-based energy balance methods to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18: 1165-1188.
- Choi, M., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Allen, R.G., Li, F., Kjaersgaard, J.H. 2009. An intercomparison of three remote sensing-based Surface energy balance algorithms over a corn and soybean production región (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149: 2082-2097.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2010. Estadísticas agrícolas de los distritos de riego, Año agrícola 2008-2009. México.

<http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/Estad%C3%ADsticas%20agr%C3%ADcolas%20%2020082009.pdf>. (Consulta: agosto 17, 2014).

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2011. Estadísticas agrícolas de los distritos de riego, Año agrícola 2009-2010. Comisión Nacional del Agua. México.

http://www.cmic.org/comisiones/sectoriales/infraestructurahidraulica/publicaciones_conagua/Pdf/publicaciones/2011%20PDF/SGIH-6-2011.pdf. (Consulta: agosto 17, 2014).

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2013. Estadísticas agrícolas de los distritos de riego, año agrícola 2011-2012. México.

<http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Publicaciones/Publicaciones/SGIH-4-13.pdf>. (Consulta: agosto 17, 2014).

CONAGUA. 2011. Agenda del Agua 2030. México. 66 pp.

Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B., Céleri, R. 2015. Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35(3):230-239.

Costa, D-S. C.A. y Barbosa, D-S.B. 2008. Estimativa da evapotranspiracao da bananeira em regio semi-árida através do algoritmo S-SEBI. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, 16(1): 9-20.

Costa, D-S. C.A., Guedes, B.B., Barbosa, D-S. B., Ramana, R. T.V. 2010. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithm in cotton crop. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(3): 383-392.

Demarty, J., Otlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H.V., Bastidas, L.A. 2005. Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resources Research*, 41: W01011

Díaz- Pérez, J. C. 2013. Bell Pepper (*Capsicum annum* L.) crops as affected by shade level: Microenvironment, plant growth, leaf gas exchange, and leaf mineral nutrient concentration. *HortScience*. 48: 175-182.

Doorenbos, J. and Pruitt, W.O. 1977. Crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24. Food and Agriculture Organization of the UN. Rome.

Er-Raki, S., Chehbouni, A., Boulet, G., Williams, D.G. 2010. Using the dual approach of FAO-56 for partitioning ET into soil and plant components for olive orchards in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*, 97: 1769-1778.

Er-Raki, S., Rodríguez, J.C., Garatuza, P.J., Watts, C.J., Chehbouni, A. 2013. Determination of crop evapotranspiration of table grapes in a semi-arid region of Northwest Mexico using multi-spectral vegetation index. *Agricultural Water Management*, 122: 12-19.

- Ezzahar, J., A. Chehbouni, J. C. B. Hoedjes, S. Er-Raki, Ah. Chehbouni, G. Boulet, J. M. Bonnefond and H. A. R. De Bruin. 2007. The use of scintillation technique for estimating and monitoring water consumption of olive orchards in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*. 89: 179-184.
- Ezzahar, J., A. Chehbouni, S. Er-Raki, S. Khabba and L. Hanich. 2009. Estimating and monitoring seasonal water consumption of olive orchards in a semi-arid region (Morocco) using the Eddy-Covariance system. *Technological perspectives for rational use of water resources in the Mediterranean region*. Bari: CIHEAM. P. 81-87. <http://om.ciheam.org/article.php?IDPDF=801182>. (Consulta: agosto 20, 2014).
- FAO (Food and Agriculture Organization). 2013. *Uso del modelo AquaCrop para estimar rendimientos para el cultivo de caña de azúcar en el departamento del Valle del Cauca*. ISBN I3427S/1/08.13. 55 pp.
- Flores, G.H., Ojeda, B.W., Flores, M.H., Sifuentes, I.E., Mejía, S.E. 2013. Simulación del rendimiento de maíz (*Zea mays* L.) en el norte de Sinaloa usando el modelo Aquacrop. *Agrociencia*, 47(4): 347-359.
- French, A.N., Hunsaker, D.J., Thorp, K.R. 2015. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. *Remote Sensing of Environment*, 158: 281-294.
- Gao, Z.Q.; Liu, C.S.; Gao, W. and Chang, N.B. 2011. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 119-139.
- García-Estrada, R. S., C. Juárez-Reyes, J. A. Carrillo-Fasio, R. Allende-Molar, I. Márquez-Zequera y M. D. Muy-Rangel. 2000. Marchitez bacteriana en chile bell causada por *Erwinia carotovora* subsp *carotovora*. *Revista Mexicana de Fitopatología* 18: 120-124. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=61218209> (Consulta: agosto 20, 2014).
- Gebler, S., Hendricks, F. H.-J., Pütz, T., Post, H., Schmidt, M., Vereecken, H. 2015. Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hidrology and Earth System Sciences*, 19: 2145-2161.
- Geli, H.M.; Neale, CH.M.U.; Watts, D.; Osterberg, J.; De Bruin, H.A.R.; Kohsiek, W.; Pack, R.T. and Hipps, L.E. 2012. Scintillometer-Based Estimates of sensible heat flux using Lidar-Derived Surface roughness. *Journal of hydrometeorology* 13:1317-1331.
- Geli, H.M.E., Neale, Ch.M.U., Watts, D., Osterberg, J., De Bruin, H.A.R., Kohsiek, W., Pack, R.T., Hipps, L.E. 2012. Scintillometer-based estimates of sensible heat flux using Lidar-Derived surface roughness. *American Meteorology Society*, 13: 1317-1331.
- Girolimetto, D.; Venturini, V.; y Rodríguez, L. 2011. Influencia de la resolución espacial de los diagramas NDVI-Ts en el cálculo de la fracción evaporable. *Tecnología y Ciencia del Agua* 11(3):21-33.

- Gordillo, S.V.M.; Flores, M.H.; Tijerina Ch.L. y Arteaga, R.R. 2014. Estimación de la evapotranspiración utilizando un balance de energía e imágenes satelitales. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas* 5(1):143-155.
- Gowda, P.H., Howell, T.A., Chavez, J.L., Copeland, K.S., Paul, G. 2008. Comparing SEBAL ET with lysimeter data in the semi-arid Texas high plains. *ASCE World Environmental and Water Resources Congress 2008 Ahupua'A*, Edited by Roger W. Babcock, Jr., Ph.D., P.E. ; and Raymond Walton, Ph.D., P.E. May, 12-16. pp. 1-10.
- Hadria, R., Khabba, S., Lahrouni, A., Duchemin, B., Chehbouni, A., Carriou, J., Ouzine, L. 2007. Calibration and validation of the STICS crop model for managing wheat irrigation in the semi-arid Marrakech/al Haouz Plain. *The Arabian Journal for Science and Engineering*, 32(IC): 87-101.
- Hartogensis, O.K., Watts, C.J., Rodríguez, J.C., De Bruin, H.A.R. 2003. Derivation of an effective height for scintillometers: La Poza experiment in Northwest Mexico. *Journal of hydrometeorology*, 4(5):915-928.
- Heydari, H.M., Nasiri, N.R., Vahedi, M., Abbasi, A., Heydari, M. 2013. Comparison of evapotranspiration models for estimating reference evapotranspiration in arid environment. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 15(9):1331-1337.
- Hoffmann, H., Nieto, H., Jensen, R., Guzinski, R., Zarco-Tejada, P., Friberg, T. 2016. Estimating evaporation with thermal UAV data and two-source energy balance models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20: 697-713.
- Imukova, K., Ingwersen, J., Hevart, M; Streck, T. 2016. Energy balance closure on a winter wheat stand: comparing the eddy covariance technique with the soil water balance method. *Biogeosciences*, 13:63-75.
- INIFAP (Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias). 2011. Híbridos de Chile bell con calidad y rendimiento. Fundación Produce Sinaloa A.C. México. <http://www.fps.org.mx/divulgacion/index.php?option=comphocadownload&view=category&id=5:chile&Itemid=395>. (Consulta: agosto 5, 2014).
- Jia, L., Menenti, M., Nerry, F., Najjar, G., Stoll, M.P., Su, Z. 2001. Evaluation of the Surface Energy Balance Index with the field and airborne data collected at Hartheim and Colmar. European Space Agency, Provided by the NASA Astrophysics Data System. *Proceedings of the DAISEX Final Results Workshop, ESTEC, 15-16 March, 2001*. 235-240.
- Jiang, L. and Islam, S. 1999. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26(17): 2773-2776.

- Jiang, L.; Islam, S.; Guo, W.; Jutla, A.S.; Senarath, S.U.S.; Ramsay, B.H. and Eltahir, E. 2009. A satellite-based Daily Actual Evapotranspiration estimation algorithm over South Florida. *Global and Planetary Change* 67:62-77.
- Kleissl, J.; Gomez, J.; Hong, S.-H.; Hendrickx, J.M.H.; Rahn, T. and Defoor, W.L. 2008. Large Aperture Scintillometer Intercomparison Study. *Boundary-Layer Meteorology* 128(1):133-150.
- Kleissl, J.; Hong, S. and Hendrickx, M.H. 2009. New Mexico scintillometer network, supporting remote sensing and hydrologic and meteorological models. *American Meteorology society* 90(2):207-218.
- Krause, P., D. P. Boyle and F. Bäse. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*. 5: 89-97.
- Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T. 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49: 205-223.
- Kwast, V-D,J., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Olioso, A., Jia, L., Elbers, J., Karssenberg, D., De Jong, S. 2009. Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6: 1165-1196.
- Li, Z-L., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, Ch., Tang, B., Yan, G., Zhang, X. 2009. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 9: 3801-3853.
- Liebert, R., Huntington, J., Morton, Ch., Sueki, S., Acharya, K. 2015. Reduced evapotranspiration from leaf beetle induced tamarisk defoliation in the Lower Virgin River using satellite-based energy balance. *Ecohydrology*, publicado online en Wiley Online Library (www.wileyonlinelibrary.com) DOI:10.1002/eco.1623. 15 pp.
- Liou, Y-A. and Kar, S.K. 2014. Evapotranspiration estimation with remote sensing and various surface energy balance algorithm- A review. *Energies*, 7: 2821-2849.
- Liu, S.M., Xu, Z.W., Zho, Z.L., Jia, Z.Z., Zhu, M.J. 2013. Measurements of evapotranspiration from Eddy-covariance systems and large aperture scintillometer in the Hai River basin, China. *Journal of Hydrology* 487: 24-38.
- Liu, S.M.; Xu, Z.W.; Wang, W.Z.; Jia, Z.Z.; Zhu, M.J.; Bai, J. and Wang, J.M. 2011. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem. *Hydrology and Earth System Science*, 15: 1291-1306.
- Liu, X., X. J. Zhang, Q. Tang and X. Z. Zhang. 2013. Effects of surface wind speed decline on modeled hydrological conditions in China. *Hydrology and Earth System Sciences*. 18: 2803-2813.

- Liu, Y. and Luo, Y. 2010. A consolidated evaluation of the FAO-56 dual crop coefficient approach using the lysimeter data in the North China Plain. *Agricultural Water Management*, 97: 31-40.
- López, A.J.E.; Díaz, V.T.; Watts, T.Ch.; Rodríguez, J.C.; Castellanos, V.A.E.; Partida, R.L. y Velázquez, A.T.J. 2015. Evapotranspiración y coeficientes de cultivo de chile bell en el Valle de Culiacán, México. *Terra Latinoamericana* 33(3): 209-219.
- Lu, J., Li, Z-L., Wang, H., Tang, R., Tang, B., Labed, J., Wu, H., Yu, G. 2012. Evaluation of SEBS - Estimated Evapotranspiration using a Large Aperture Scintillometer data for a complex underlying surface. *IEEE – International Geoscience and Remote Sensing Symposium 2012*. Munich, Germany, 22-27 July: 1112-1115.
- Levrault, F. and Ruget, F. 2002. Cogito, un modèle pour l'irrigation du maïs. In : Jeger (Ed.), *modélisation des agro-écosystèmes et aide à la décision*, CIRAD, Collection Repères, Malzélieux, Trébuil. 281-300.
- Menenti, M. and Choudhury, B.J. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. In: H.J. Bolle et al. (editors.), *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales*. IAHS Publ. No. 212, 561-568.
- Mhizha, T., Geerts, S., Vanuytrech, E., Makarau, A., Raes, D. 2014. Use of the FAO AquaCrop model in developing sowing guidelines for rainfed maize in Zimbabwe. *South African Water South Africa*, 40(2). ISSN 1816-7950. www.wrc.org.za.
- Miranda, F. R., R. S. Gondim and C. A. G. Costa. 2006. Evapotranspiration and crop coefficients for tabasco pepper (*Capsicum frutescens*, L.). *Agricultural Water Management*. 82: 237-246.
- Moratiel, R., J. M. Duran and R. L. Snyder. 2010. Response of reference evapotranspiration to changes in atmospheric humidity and air temperature in Spain. *Climate Research*. 44: 27-40.
- Mu, Q.; Zhao, M. and Running W.S. 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment* 115:1781-1800.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. 1996. The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change*, 13: 145-159.
- ^aOak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center for Biogeochemical Dynamics (ORNL DAAC). 2008. MODIS Collection 5 Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Accessed November 23, 2015. Subset obtained for MYD11A2 product at 24.5943N, 107.5189W, time period: 2013-08-21 to 2015-11-09, and subset size: 3 x 3 km. <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1241>.

- ^bOak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center for Biogeochemical Dynamics (ORNL DAAC). 2008. MODIS Collection 5 Land Products Global Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. Accessed November 23, 2015. Subset obtained for MOD11A2 product at 24.5943N, 107.5189W, time period: 2013-08-21 to 2015-11-09, and subset size: 3 x 3 km. <http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1241>.
- Olioso, A., Chauki, H., Couralt, D., Wigneron, J.P. 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, 68: 341-356.
- Peng, J., Liu, Y., Zhao, X., Loew, A. 2013. Estimation of evapotranspiration from MODIS TOA radiances in the Poyang Lake basin, China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17: 1431-1444.
- Pérez, R.E.R., Garatuza, P.J., Watts, C.J., Rodríguez, J.C., Yezpez, E.A., Scott, R.L. 2010. Carbon dioxide and water vapour Exchange in a tropical dry forest as influenced by North American Monsoon System (NAMS). *Journal of Arid Environments*, 74: 556-563.
- Petropoulos, G., Carlson, T.N., Wooster, M.J. 2009. An overview of the use of the Simphere Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) Model for the study of land atmosphere interactions. *Sensors*, 9: 4286-4308.
- Petropoulos, G., Griffiths, H.M., Tarantola, S. 2013. A sensitivity analysis of the SimSphere SVAT model in the context of EO-based operational products development. *Environmental Modelling & Software*, 49: 166-179.
- Pôças, I., Paco, T.A., Cunha, M., Andrade, J.A., Silvestre, J., Sousa, A., Santos, F.L., Pereira, L.S., Allen, R.G. 2014. Satellite – based evapotranspiration of a super-intensive olive orchard: Application of METRIC algorithms. *Biosystems Engineering*, 128: 69-81.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81-92.
- Rácz, Cs., Nagy, J., Dobos, C.A. 2013. Comparison of several methods for calculation of reference evapotranspiration. *Acta Silv. Lign. Hung.*, 9(1):9-24.
- Rallo, G., Baiamonte, G., Manzano, J.J., Provenzano, G. 2014. Improvement of FAO-56 model to estimate transpiration fluxes of drought tolerant crops under soil water deficit: application for olive groves. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 140(9): 1-8.
- Ravelo, A.C., Sanz, R.R., Douriet, C.J.C. 2014. Detección, evaluación y pronóstico de las sequías en la región del Organismo de Cuenca Pacífico Norte, México. *Agriscientia*, 31(1): 11-24.

- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P. 2005. On the separation of net ecosystem Exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11(9): 1424-1439.
- Rodell, M., Famiglietti, J.S., Chen, J., Seneviratne, S.I., Viterbo, P., Holl, S., and Wilson, C.R. 2004. Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(L2054): 1-4.
- Rodríguez, J. C., Ch. Watts, J. Garatuza-Payán, M. A. Rivera, C. Lizárraga-Celaya, J. López-Elias, A. Ochoa-Meza, S. F. Moreno-Salazar y M. E. Rentería-Martínez. 2011. Evapotranspiración y coeficiente de cultivo en chile banana (*Capsicum annuum* L.) en el Valle del Yaqui, México. *Revista Biotecnia*. XIII: 28-35.
- Rodríguez, J.C., Grajeda, J., Watts, C.J., Garatuza, P.J., Castellanos, V.A., Rodríguez, C.J., et al. 2010. Water use by perennial crops in the lower Sonora watershed. *Journal of Arid Environments*, 74: 603-610.
- Rodríguez, J.C., Watts, C.J., Garatuza, P.J., Rivera, M.A., Lizárraga, C.C., López, E.J., et al. 2011. Evapotranspiración y coeficiente de cultivo en chile banana (*Capsicum annuum* L.) en el Valle del Yaqui, México. *Revista Biotecnia* XIII (3): 28-35.
- Roerink, G.J., Su, Z., Menenti, M. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the Surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth Part B Hydrology Oceans and Atmosphere*, 25(2): 147-157.
- Rosa, R. D., P. Paredes, G. C. Rodrigues, I. Alves, R. M. Fernando, L. S. Pereira, R. G. Allen. 2012. Implementing the dual crop coefficient approach in interactive software: background and computational strategy. *Agricultural Water Management*. 103: 8-24.
- Salazar, M.R., Rojano, A.A., López, C. I.L. 2014. La eficiencia en el uso del agua en la agricultura controlada. *Tecnología y Ciencia del Agua*, V(2): 177-183.
- Samain, B. and Pauwels, V.R.N. 2013. Opportunities and challenges for the use of scintillometer-based catchment- averaged evapotranspiration estimates as model forcing. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10: 3973-4013. DOI:10.5194/hessd-10-3973-2013.
- Samain, B., Ferret, B.V.A., Defloor, W., Pauwels, V.R.N. 2011. Estimation of catchment averaged sensible heat fluxes using a large aperture scintillometer. *Water Resources Research*, 47: 1-17. W05536, doi:10.1029/2009WR009032.
- Samain, B., Simons, G.W.H., Voogt, M.P.; Defloor, W., Bink, N.-J., Pauwels, V.R.N. 2012. Consistency between hydrological model, large aperture scintillometer and remote sensing based evapotranspiration estimation for a heterogeneous catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16: 2095-2107.

- Sánchez, M.M. y Carvacho, B.L. 2011. Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 50(1):171-186.
- Santiago, R. S., Arteaga, R.R., Sangerman, J.D.M., Cervantes, O.R., Navarro, B.A. 2012. Evapotranspiración de referencia estimada con Fao-Penman-Monteith, Priestley-Taylor, Hargreaves y RNA. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 3(8):1535-1549.
- SEMARNAT-CONAGUA. 2014. Programa Nacional Hídrico 2014-2018. México. 139 pp.
- SEMARNAT-CONAGUA. 2015. Situación de los recursos hídricos. Estadísticas del agua en México, edición 2015. México. 295 pp.
- Sezen, S. M., A. Yazar, S. Eker. 2007. Effect of drip irrigation regime on yield and quality of field grown bell pepper. In: Lamaddalena N. (Ed.), Bogliotti C. (Ed.), Todorovic M. (Ed.), Scardigno A. (Ed.). *Water saving in Mediterranean agriculture and future research needs*. CIHEAM. 1: 261-276.
- Shakya, N. and Yamaguchi, Y. 2010. Vegetation, water and thermal stress index for study of drought in Nepal and central northeastern India. *International Journal of Remote Sensing*, 31(4): 903-912.
- Sheikh, V. and Mohammadi, M. 2013. Evaluation of reference evapotranspiration equations in semi-arid regions of northeast of Iran. *International Journal of Agriculture and Crop Sciences*, 5(5):450-456.
- Shi, T.-T., Guan, D.-X., Wu, J.-B., Wang, A.-Z., Jin, C.-J., Han, S.J. 2008. Comparison of methods for estimating evapotranspiration rate of dry forest canopy: Eddy covariance, Bowen ratio energy balance, and Penman-Monteith equation. *Journal of Geophysical Research*, 113: D19116.
- Shukla, S., N. K. Shrestha, F. H. Jaber, S. Srivastava, T. A. Obreza and B. J. Boman. 2014. Evapotranspiration and crop coefficient for watermelon grown under plastic mulched conditions in sub-tropical Florida. *Agricultural Water Management*. 132: 1-9.
- Smittle, D. A., W. L. Dickens and J. R. Stansell. 1994. Irrigation regime affect yield and water use by bell pepper. *Journal of the American Society of Horticulture Science*. 119: 936-939.
- Solignac, P.A.; Brut, A.; Selves, J.-L. ; Béteille, J.-P. ; Gastellu-Etchegorry, J.-P. ; Keravec, P. ; Béziat, P. and Ceschia, E. 2009. Uncertainty analysis of computational methods for deriving sensible heat flux values from scintillometer measurements. *Atmos. Meas. Tech. Discuss*. 2:1383-1417.
- Su, H., Wood, E.F., McCabe, M.F., Su, Z. 2007. Evaluation of Remotely Sensed Evapotranspiration over the CEOP EOP-1 Reference Sites. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 85A: 439-459.

- Su, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology & Earth System Sciences*, 6(1): 85-99.
- Tang, R.; Li, Z.-L. and Tang, T. 2010. An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment* 114:540-551.
- Testi, L., F. J. Villalobos and F. Orgaz. 2004. Evapotranspiration of a Young irrigated olive orchard in southern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*. 121: 1-18.
- Thoreson, B., Clark, B., Soppe, R., Keller, A., Bastiaanssen, W., Eckhardt, J. 2009. Comparison of Evapotranspiration estimates from Remote Sensing (SEBAL), water balance, and Crop Coefficient approaches. *ASCE World Environmental and Water Resources Congress: Great Rivers*. Edited by Steve Starrett, Ph.D., P.E. March, 17-21. pp 4347-4361.
- Twine, T. E., W. P. Kustas, J. M. Norman, D. R. Cook, P. R. Houser, T. P. Meyers, J. H. Prueger, P. J. Starks and M. L. Wesley. 2000. Correcting Eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 103: 279-300.
- Villagra, P., V. García-de Cortázar, R. Ferreyra, C. Aspillaga, C. Zúñiga, S. Ortega-Farias and G. Sellés. 2014. Estimation of water requirements and Kc values of “Thompson Seedless” table grapes grown in the overhead trellis system, using the Eddy Covariance method. *Chilean Journal of Agricultural Research*. 74: 213-218.
- Wang, T.I., Ochs, G.R., Clifford, S.F. 1978. A saturation resistant optical scintillometer to measure Cn2. *Journal of the Optical Society of America*, 69: 334-338.
- Wang, W., Huang, D., Wang, X.-G., Liu, Y.-R., Zhou, F. 2011. Estimation of soil moisture using trapezoidal relationship between remotely sensed land surface temperature and vegetation index. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15: 1712-2011.
- Ward^(a), H.C., Evans, J.G., Grimmond, C.S.B., Bradford J. 2015. Infrared and millimetre-wave scintillometry in the suburban environment – Part 1: Structure parameters. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8: 1385-1405.
- Ward^(b), H.C., Evans, J.G., Grimmond, C.S.B. 2015. Infrared and millimetre-wave scintillometry in the suburban environment – Part 2: Large-area sensible and latent heat fluxes. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8: 1407-1424.
- Ward, H.C., Evans, J.G., Hartogensis, O.K., Moene, A.F., De Bruin, H.A.R., Grimmond, C.S.B. 2013. A critical revision of the estimation of the latent heat flux from two-wavelength scintillometry. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139: 1912-1922.

- Xu, C.-Y. and Singh, V.P. 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16:197-219.
- Yao, Y. Liang, S., Cheng, J., Liu, S., Fisher, J.B., Zhang, X., Jia, K., Zhao, X., Qin, Q., Zhao, B., Han, S., Zhou, G. Zhou, G., Li, Y., Zhao, S. 2013. MODIS-driven estimation of terrestrial latent heat flux in China based on a modified Priestley-Taylor algorithm. *Agricultural and Forest Meteorology*, 171-172: 187-202.
- Yao, Y., Qin, Q., Ghulam, A., Liu, S., Zhao, S., Xu, Z. Dong, H. 2011. A simple method to determine the Priestley-Taylor parameter for evapotranspiration estimation using Albedo-VI triangular space from MODIS data. *Journal of Applied Remote Sensing*, 5: 1-16.
- Yee. M.S., Pauwels, V.R.N., Daly, E., Beringer, J., Rüdiger, C. McCabe, M., Walker, J.P. 2015. A comparison of optical and microwave scintillometers with eddy covariance derived surface heat fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 213: 226-239.
- Zahira, S., Abderrahmane, H., Mederbal, K., Frederic, D. 2009. Mapping latent heat flux in the Western forest covered regions of Algeria using remote sensing data and a spatialized model. *Remote Sensing*, 1: 795-817.
- Zermeño, G.A., Munguía, L.J., Gil, M.J.A., Ibarra, J.L., Quezada, M.R., Cadena, Z.M., García, D.M.A., Cantú, S.M. 2011. Intercambio de dióxido de carbono en chile morrón cultivado en acolchado plástico. *Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Terra Latinoamericana*, 29(4): 411-419.
- Zeweldi, D.A.; Gebremichael, M.; Wang, J.; Sammis, T.; Kleissl, J. and Miller, D. 2010. Intercomparison of sensible heat flux from large aperture scintillometer and eddy covariance methods: field experiment over a homogeneous semi-arid region. *Boundary-Layer Meteorology*, 135:151-159.
- Zhang, B., Liu, Y., Xu, D., Zhao, N., Lei, B., Sosa, D.R., Paredes, P., Paco, T.A., Pereira, L.S. 2013. The dual crop coefficient approach to estimate and partitioning evapotranspiration of the Winter wheat-summer maize crop sequence in North China Plain. *Irrigation Science*, 31: 1303-1316.
- Zhang, Z., F. Tian, H. Hu, P. Yang. 2014. A comparison of methods for determining field evapotranspiration: photosynthesis system, sap flow, and eddy covariance. *Hydrology and Earth System Sciences*. 18: 1053-1072.
- Zhao, W.-Z., Ji, X.-B., Kang, E.-S., Zhang, Z.-H., Jin, B.-W. 2010. Evaluation of Penman-Monteith model applied to a maize field in the arid area of northwest China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:1353-1364.
- Zhuang, Q. and Wu, B. 2015. Estimating evapotranspiration from an improved two-source energy balance model using ASTER satellite imagery. *Water*, 7: 6673-6688.

Zwart, S.J. and Leclert, L.M.C. 2010. A remote sensing-based irrigation performance assessment: a case study of the Office du Niger in Mali. *Irrigation Science*, 20: 371-385.