

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA**  
**COLEGIO DE CIENCIAS AGROPECUARIAS**  
**MAESTRÍA EN CIENCIAS AGROPECUARIAS**



**TESIS**

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN MAÍZ  
UTILIZANDO LA TÉCNICA DEL CINTILÓMETRO Y EL MÉTODO  
DE LA FAO PENMAN-MONTEITH**

**PRESENTADA COMO REQUISITO PARA OBTENER GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS AGROPECUARIAS**

**PRESENTA  
MARTÍN ABRAHAM TIRADO RAMÍREZ**

**DIRECTOR DE TESIS  
DR. TOMAS DÍAZ VALDÉS**

**CO-DIRECTOR  
JESÚS ENRIQUE LÓPEZ AVENDAÑO**

**CULIACÁN DE ROSALES, SINALOA, AGOSTO DE 2014**

LA PRESENTE TESIS TITULADA “ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN MAÍZ UTILIZANDO LA TÉCNICA DEL CINTILÓMETRO Y EL MÉTODO DE LA FAO PENMAN-MONTEITH” FUE REALIZADA POR **ING. MARTÍN ABRAHAM TIRADO RAMÍREZ** BAJO LA DIRECCIÓN DEL CONSEJO PARTICULAR QUE SE INDICA; HA SIDO APROBADA POR EL MISMO Y ACEPTADA COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE:

## **MAESTRO EN CIENCIAS AGROPECUARIAS**

### **COMITÉ PARTICULAR**

---

Dr. Tomás Díaz Valdés  
DIRECTOR

---

M.C. Jesús Enrique López Avendaño  
CO-DIRECTOR

---

Dra. Teresa de Jesús Velázquez Alcaraz  
ASESOR

---

Dr. Leopoldo Partida Ruvalcaba  
ASESOR

---

M.C. Ramón Lizárraga Jiménez  
ASESOR

CULIACÁN DE ROSALES, SINALOA, OCTUBRE DE 2014





**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA**  
**COLEGIO DE CIENCIAS AGROPECUARIAS**

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

En la Ciudad de Culiacán Rosales, Sinaloa, el día 20 de enero del año 2020, el que suscribe Martín Abraham Tirado Ramírez, alumno del Programa de Maestría en Ciencias Agropecuarias, con número de cuenta 06227562, de la Unidad Académica Facultad de Agronomía, 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. Jesús Enrique López Avendaño y cede los derechos del trabajo titulado "Estimación de la evapotranspiración real en maíz utilizando la técnica del cintilómetro y el método de la FAO Penman-Monteith", a la Facultad de Agronomía, 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.

**ATENTAMENTE**

Una firma manuscrita en tinta negra, que parece ser 'Martín Tirado', sobre una línea horizontal.

Martín Abraham Tirado Ramírez

CORREO ELECTRÓNICO: martin.tirado@uas.edu.mx

CURP: TIRM880606HSLRMR03



## ÍNDICE

	<b>Pág</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	i
<b>ÍNDICE DE CUADROS</b>	ii
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	ii
<b>RESUMEN</b>	iv
<b>I. INTRODUCCIÓN</b>	1
<b>II. PROBLEMA CIENTÍFICO</b>	2
<b>III. HIPÓTESIS</b>	2
<b>IV. OBJETIVOS</b>	3
<b>V. REVISIÓN DE LITERATURA</b>	4
5.1. Situación agroclimática	4
5.2. Evapotranspiración	6
5.3. Importancia de la evapotranspiración	7
5.4. Tipos de evapotranspiración	8
5.4.1. Evapotranspiración de referencia (ET <sub>o</sub> )	9
5.4.2. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET <sub>c</sub> )	9
5.4.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET <sub>c aj</sub> )	10
5.5. Factores que afectan la evapotranspiración	11
5.5.1. Radiación solar	11
5.5.2. Temperatura del aire	12
5.5.3. Humedad del aire	12
5.5.4. Velocidad del viento	13
5.6. Clasificación de los métodos para estimar la evapotranspiración	13
5.6.1. Métodos directos	14
5.6.2. Métodos indirectos	14
5.6.3. Métodos de balance de energía o microclimáticos	15
5.6.4. Método de transferencia de masas	16
5.6.5. Método de balance de agua en el suelo	17
5.7. Método de Penman-Monteith modificado por la FAO	17
5.7.1. Coeficiente de cultivo (K <sub>c</sub> )	18

5.7.1.1. Factores que afectan el coeficiente de cultivo	18
5.7.1.2. Límite superior del coeficiente del cultivo máximo ( $K_c \max$ )	19
5.7.2. Coeficiente basal del cultivo ( $K_{cb}$ )	20
5.7.2.1. Coeficiente de reducción de evaporación del suelo ( $K_r$ )	21
5.7.2.1.1. Cantidad máxima de agua evaporable (AET)	22
5.7.2.2. Fracción y expuesta y humedecida por el suelo ( $f_{ew}$ )	23
5.7.2.2.1. Fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia ( $f_w$ )	24
5.7.2.2.2. Fracción expuesta del suelo ( $1 - f_c$ )	24
5.7.3. Coeficiente de evaporación del suelo ( $K_e$ )	24
5.7.4. Coeficiente de estrés hídrico ( $K_s$ )	25
5.7.4.1. Agua disponible total (ADT)	25
5.7.4.2. Agua fácilmente aprovechable (AFA)	26
5.7.4.3. Agotamiento de humedad en la zona radicular ( $D_r$ )	27
5.8. Investigaciones realizadas por Penman-Monteith	29
5.9. Cintilómetro	29
5.9.1. Índice refractivo del aire ( $C_n^2$ )	31
5.9.2. Fluctuaciones de temperatura ( $C_T^2$ )	32
5.9.3. Teoría de similaridad de Monin-Obukhov (MOST)	32
5.10. Evapotranspiración real mediante el balance de energía	34
5.11. Investigaciones realizadas con la técnica del cintilómetro	35
<b>VI. MATERIALES Y MÉTODOS</b>	37
6.1. Caracterización de la zona de estudio	37
6.1.1. Localización de la zona de estudio	37
6.1.2. Características climatológicas generales	37
6.1.3. Características del suelo	38
6.1.4. Características de manejo de cultivo	38
6.2. Equipo utilizado para obtener la información necesaria para determinar la evapotranspiración	38
6.2.1. Equipo de laboratorio y campo para capacidad de campo y densidad aparente	38
6.2.2. Estación meteorológica	39
6.2.2.1. Sensor de radiación solar	39

6.2.2.2. Sensor de temperatura	39
6.2.2.3. Sensor de presión barométrica	39
6.2.2.4. Sensor de dirección y velocidad del viento	40
6.2.2.5. Datalogger campbell	40
6.2.2.6. Panel solar	40
6.2.3. Cintilómetro	41
6.2.4. Suministro de energía	41
6.2.4.1. Batería (acumulador de energía)	41
6.2.4.2. Controlador automático de carga	42
6.3. Estimación de la evapotranspiración real utilizando la técnica del cintilómetro	42
6.4. Estimación de la evapotranspiración real utilizando el método de FAO Penman-Monteith	44
6.4.1. Evapotranspiración de referencia (ET <sub>o</sub> )	44
6.4.2. Coeficiente basal del cultivo (K <sub>cb</sub> )	45
6.4.3. Coeficiente de evaporación (K <sub>e</sub> )	46
6.4.3.1. Fracción expuesta del suelo ( $1 - f_c$ )	49
6.4.4. Cálculo de coeficiente de estrés hídrico (K <sub>s</sub> )	49
6.5. Análisis estadístico	51
6.5.1. Procedimiento para el análisis estadístico	51
6.5.1.1. Índice refinado de concordancia ( <i>dr</i> )	51
6.5.1.2. Raíz del error cuadrático medio (RMSE)	52
<b>VII. RESULTADOS Y DISCUSIONES</b>	54
7.1. Método de balance de energía para el cintilómetro	57
7.2. Evapotranspiración por el método de la FAO Penman-Monteith	58
7.4. Evapotranspiración real con Penman-Monteith (ET <sub>r</sub> PM) y por el Cintilómetro (ET <sub>r</sub> SC)	59
7.5. Análisis estadístico	60
7.5.1. Índice refinado de concordancia ( <i>dr</i> )	60
<b>VIII. CONCLUSIONES</b>	62
<b>IX. REVISIÓN DE LITERATURA</b>	63
<b>ANEXOS</b>	80

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por haberme dado la vida y permitirme lograr mis propósitos guiando mi camino.

A la Universidad Autónoma de Sinaloa, Facultad de Agronomía y el Departamento de postgrado, por darme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

Al MC. Jesús Enrique López Avendaño, por brindar la confianza, paciencia y ayudarme a lo largo de todo mi trabajo, pero sobre todo, por enseñarme uno de los valores mas importantes del ser humano, la AMISTAD. Muchas gracias.

Al Dr. Tomás Díaz Valdés, por sus conocimientos, confianza, paciencia y amistad brindada desde la licenciatura y a lo largo de mi trabajo. Muchas gracias.

Al MC. Ramón Lizárraga Jiménez, por su confianza, paciencia y disposición para compartir sus conocimientos, pero sobre todo por enseñar y transmitir el valor de la humildad. Muchas gracias.

Al Dr. Leopoldo Partida y Dra. Teresa Jesús, por su gran apoyo durante mis estudios de postgrado y por su gran disposición para ayudarme.

A Olivia Chaidez, por brindarme su confianza, amistad y por su gran disposición siempre para ayudarme, pero sobre todo por hacerme sentir en familia a pesar de estar lejos de casa. Muchas gracias.

A los miembros del Comité Particular del Postgrado del Colegio de Ciencias Agropecuarias, por brindarme atención y dedicación a lo largo de mi trabajo de maestría.

A mis compañeros y amigos de maestría Ramón y Vanessa, por brindarme su amistad y por haberlos conocido.

A Gladys Verdugo, por haber sido una compañera, amiga y brindarme siempre su apoyo incondicional. Muchas gracias.

A mis amigos, Alberto, Luis, Martín, Joaquín, Enrique, Emilio y Juan por ayudarme durante todos estos años que tenemos de conocernos.

A mis amigos Luis y Toño, por tener siempre disposición para ayudarme.

Muchas gracias a todos

### **PARA MI FAMILIA**

A mis padres y hermanas por apoyarme y estar siempre a mi lado, gracias por brindarme la fortaleza para seguir adelante. Este logro de haber culminado mis estudios de maestría, son suyos también, ya que somos un equipo que ha podido vencer las adversidades que se han presentado. Muchas gracias.



## **PARA TI PAPÁ**

Gracias por estar conmigo siempre, por estar pendiente que nunca me falte lo necesario, por aguantar las adversidades que puedan surgir. Gracias por ser un ejemplo de trabajo, honradez, humildad y sobre todo un gran ser humano. Mi respeto y admiración padre. Muchas gracias.

## **PARA TI MAMÁ**

Gracias por apoyarme y siempre buscar mí bien, gracias por darme el ejemplo de fortaleza y el amor para vivir. Gracias a ti, culmino mis estudios de maestría y es grato para mí, compartir este logro contigo. Muchas gracias madre.

## ÍNDICE DE CUADROS

	Página
Cuadro 5.1. Factores de conversión para expresar evapotranspiración (Allen <i>et al.</i> , 2006).	7
Cuadro 6.1. Duración de las etapas de crecimiento de cultivo, para distintos periodos de siembra y regiones climáticas (días) (Allen <i>et al.</i> , 2006).	46
Cuadro 6.2. Coeficiente basal del cultivo ( $k_{cb}$ ) para cultivos no estresados y bien manejados en clima sub-húmedos ( $HR_{min} = 45\%$ , $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$ ) para ser usados con la Ec. Penman-Monteith.	46
Cuadro 7.1. Resultados de los análisis obtenidos por el modelo de Willmott, además, las medias de los valores de ETr de cada uno de los métodos evaluados, el RMSE y $R^2$ .	61



## ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 5.1. Representación de la variación diaria de los componentes de balance de energía sobre una superficie transpirante con suficiente cantidad de agua en un día soleado. (Fuente: Allen <i>et al.</i> , 2006).	16
Figura 5.2. Curvas del coeficiente de cultivo mostrando las curvas de $K_{cb}$ , de la evaporación en el suelo y la curva correspondiente de $K_c = K_{cb} + K_e$ . (Fuente: Allen <i>et al.</i> , 1998).	21
Figura 5.3. Reducción de evaporación del suelo ( $K_r$ ) (Fuente: Allen <i>et al.</i> , 1998).	22
Figura 5.4. Balance de agua en la zona radicular.	28
Figura 5.5. Ilustración de la técnica del cintilómetro (Kite <i>et al.</i> , 2000).	30
Figura 6.1. Localización del sitio experimental.	37
Figura 6.2. Radiómetro Kipp & Zonen Delft/Holland para medir la radiación neta.	39
Figura 6.3. Sensor VAISALA para medir la temperatura.	39
Figura 6.4. Anemómetro para medir la velocidad y dirección del viento.	40
Figura 6.5. Datalogger Campbell sobre la estación meteorológica	40
Figura 6.6. Panel solar (KYOCERA, modelo KC85T).	40
Figura 6.7. Batería LTH con rejillas "Rounded Corner" para proporcionar la energía.	41
Figura 7.1. Comportamiento de la velocidad del viento (m/s) para el cálculo de la ET	55
Figura 7.2. Comportamiento de la humedad relativa (%) para el cálculo de la ET	55
Figura 7.3. Comportamiento de la presión (kPa) para el cálculo de la ET	56

Figura 7.4	Comportamiento de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) para el cálculo de la ET	56
Figura 7.5	Variación diurna de los componentes de balance de energía, en la ET obtenida por el cintilómetro, expresada en $\text{W}/\text{m}^2$	57
Figura 7.6	Evapotranspiración de referencia ( $\text{ET}_0$ ), potencial ( $\text{ET}_p$ ) y real ( $\text{ET}_r$ ) estimada con el método de la FAO Penman-Monteith	58
Figura 7.7	Comparación de la Evapotranspiración real estimada con la Técnica del Cintilómetro y el método de la FAO Penman-Monteith	60



## I. INTRODUCCIÓN

Diferentes estudios han demostrado que en el último siglo, las variaciones en el clima se han acelerado de manera anómala, de tal forma que se ha afectado la vida planetaria; según el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), (2007c), hay evidencias que el mundo se está calentando; mostrando aumentos en la temperatura global de la superficie terrestre, en el nivel del mar, en el contenido de calor, cambios en las precipitaciones, entre otros factores, encontrándose resultados similares para México, por lo que los sectores económicos como la agricultura de temporal y suministro de agua a la población se ha visto afectada (INE-SEMARNAT, 2010); por ello, en los últimos años se ha obligado a reorientar la investigación hacia usos eficientes en el recurso agua mediante la planeación y distribución de la misma a todas las actividades humanas, ya sea para subsistir o para producir e intercambiar bienes o servicios (CONAGUA, 2011).

A nivel internacional diferentes autores involucran la evapotranspiración en la evaluación del recurso agua (Pérez *et al.*, 2002; Sánchez, 2005); por ello, para el uso eficiente del agua y una calidad agrícola se requiere de la evapotranspiración, variable climática que interviene en todas las formas de estimación del balance de agua en el suelo para fines de caracterización agroclimática (Spescha *et al.*, 2008); por lo cual, los flujos de energía en la superficie, constituyen la base de todos los procesos físicos que ocurren en la atmósfera, y su estudio es fundamental para el desarrollo y mejora de modelos climáticos, hidrológicos, de circulación atmosférica y de predicción meteorológica (Sánchez *et al.*, 2005), que ayuden a estimar la evapotranspiración, ya que de acuerdo con la FAO (1990) no es fácil de estimarla, pues requiere de equipos especializados.

El contar con una metodología alternativa para determinar la evapotranspiración, para mejorar el uso eficiente del agua, permite generar proyectos encaminados a la implementación de estrategias en el manejo del recurso agua.

## **II. PROBLEMA CIENTÍFICO**

La escasez de agua y el impacto del cambio climático, obliga a conocer los requerimientos hídricos en las principales regiones agrícolas, ya que la estimación de la evapotranspiración de los cultivos por los métodos tradicionales inducen a un sub o sobre-estimación por la variación climática, lo cual, hace necesario investigar diferentes técnicas que puedan estimar con mayor precisión todos los fenómenos que favorezcan la evapotranspiración para hacer un uso eficiente del agua.

## **III. HIPÓTESIS**

La técnica del cintilómetro, es un método más preciso respecto al método de la FAO Penman-Monteith para estimar la evapotranspiración real en los cultivos a nivel regional.



## **IV. OBJETIVOS**

### **OBJETIVO GENERAL**

Determinar la evapotranspiración real en el cultivo de maíz con la técnica del cintilómetro, como un método confiable respecto al método de la FAO Penman-Monteith.

### **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Estimar la evapotranspiración real con la técnica del cintilómetro y el método de la FAO Penman-Monteith para maíz.
- Analizar de manera comparativa la evapotranspiración real estimada con la técnica del cintilómetro y el método de la FAO Penman-Monteith para maíz.

## V. REVISIÓN DE LITERATURA

### 5.1. Situación Agroclimática.

Las afectaciones provocadas por las abundantes lluvias y las prolongadas sequías, así como el aumento de los gases efecto invernadero (GEI) asociado, fundamentalmente, a diversas actividades antropogénicas, está ocasionando cambios climáticos evidentes, tales como aumento paulatino, pero continuo, de la temperatura, modificaciones en los patrones de precipitación, alza del nivel del mar y cambios en la intensidad y la frecuencia de los eventos extremos; por lo que el cambio climático es, sin duda, uno de los grandes desafíos para la humanidad en el siglo XXI (IPCC, 2007a); las consecuencias de este cambio climático en el conjunto de las actividades económicas, la población y los ecosistemas son ciertamente significativas, aumentarán a lo largo del siglo y en muchos de los casos son difícilmente reversibles (IPCC, 2007b).

Los estudios realizados para definir los efectos del cambio climático, por diferentes autores, (Sombroek, 1990; Hernández *et al.*, 2006 y IPCC, 2007b) demuestran que en las últimas décadas, variables climáticas como las temperaturas y las precipitaciones han sufrido cambios que preocupan a la comunidad científica; muchos de estos estudios predicen cuantitativamente el efecto de los desajustes en dichas variables donde predomina la tendencia al aumento de la temperatura y una disminución de las precipitaciones; diferentes estudios han reflejado también, que las variaciones de la temperatura y las precipitaciones traerán consigo consecuencias negativas en la mayoría de las regiones del planeta, lo que supone entre otras, la reducción de los rendimientos de 5 a 10% mayormente en los principales cultivos de cereales para el área de América Latina y el Caribe, así como la disminución del volumen de los reservorios de agua de estas regiones (Banco Mundial, 2008; Nyong, 2008).

Sinaloa al igual que los diferentes Estados de México y que el resto de las regiones del planeta sufre los embates del cambio climático (IPCC, 2007b), presenta grandes extensiones agrícolas que se encuentran bajo la influencia de un clima semiárido, donde las precipitaciones no son abundantes ni distribuidas de manera regular durante el año; si a esto se añade que se practica una



agricultura de tipo intensiva, dependiente del agua, los fertilizantes y pesticidas (Galindo, 2000; Karam *et al.*, 2003; Díaz, 2004 y SAGARPA, 2006) es importante implementar estrategias para eficientar el recurso agua; que de acuerdo con Tate (2004) el uso eficiente incluye cualquier medida que reduzca la cantidad de agua que se utiliza por unidad de cualquier actividad, y que favorezca el mantenimiento o mejoramiento de la calidad de agua.

A nivel mundial, el 70% de la superficie de la tierra es agua, la mayor parte es oceánica; en volumen sólo el 3% de toda el agua del mundo es agua dulce, y generalmente no está disponible en su totalidad; tres cuartas partes del agua dulce se halla inaccesible en forma de casquetes de hielo y glaciares situados en zonas polares muy alejadas de la población, solo el 1% es agua dulce superficial aprovechable (Lean *et al.*, 1994); anualmente México recibe 1,489 miles de millones de metros cúbicos de agua en forma de precipitación; de esta agua, se estima que el 73.1% se regresa a la atmósfera por evapotranspiración, el 22.1% escurre por los ríos y arroyos, y el 4.8% restante se infiltra al subsuelo en forma natural y recarga los acuíferos; tomando en cuenta las exportaciones e importaciones de agua con los países vecinos, así como la recarga incidental, anualmente el país cuenta con 460 mil millones de metros cúbicos de agua dulce renovable (CONAGUA, 2011); de acuerdo con el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), en México se tiene clasificado el uso del agua en cinco grandes grupos; cuatro de ellos corresponden a usos consuntivos, es decir, el agrícola, el abastecimiento público, la industria autoabastecida y la generación de energía eléctrica, y por último el hidroeléctrico, que se contabiliza como uso no consuntivo; el mayor volumen corresponde al uso agrícola, considerando principalmente el agua para riego, destacando México, como uno de los países con mayor infraestructura de riego en el mundo (CONAGUA, 2011); esto es un motivo mas, para hacer un uso eficiente con el agua, ya que de acuerdo a las estimaciones de la CONAPO, entre 2010 y 2030 la población del país se incrementará en 12.3 millones de personas, este incremento de la población ocasionará la disminución del agua renovable per cápita a nivel nacional con una reducción previsible de 4,230 m<sup>3</sup> /hab/año en el 2010 a 3,800 m<sup>3</sup> /hab/año en el 2030 (CONAGUA, 2010).

## 5.2. Evapotranspiración (ET).

La evapotranspiración es la combinación de dos procesos por los que el agua se libera a la atmósfera, a través de la superficie del suelo por evaporación y transpiración del cultivo (Allen *et al.*, 2006).

La evapotranspiración de un cultivo es el parámetro que más pérdidas de humedad provoca en el balance hídrico (Flores *et al.*, 1998)

Otra definición, describe a la evapotranspiración, como un proceso físico que resulta de combinar la evaporación y transpiración; la transpiración es la emisión de agua en estado de vapor a la atmósfera, principalmente a través de los estomas de las hojas de las plantas, mientras que la evaporación es la emisión de agua en estado de vapor desde un suelo o superficie acuosa a la atmósfera (Pereyra *et al.*, 1988).

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo; esta unidad expresa la cantidad de agua perdida por una superficie cultivada en unidades de lámina de agua; la unidad de tiempo puede ser una hora, día, 10 días, un mes o incluso un período de cultivo o un año; un mm de agua corresponde a una pérdida de  $10 \text{ m}^3$  de agua por hectárea; es decir  $1 \text{ mm día}^{-1}$  es equivalente a  $10 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ día}^{-1}$ ; la lámina de agua se puede también expresar en términos de la energía recibida por unidad de área; esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua; esta energía, conocida como el calor latente de vaporización ( $\lambda$ ), es una función de la temperatura del agua; por ejemplo, a  $20^\circ\text{C}$ ,  $\lambda$  tiene un valor de cerca de  $2.45 \text{ MJ Kg}^{-1}$ , es decir  $2.45 \text{ MJ}$  son necesarios para vaporizar  $1 \text{ kilogramo}$  ó  $0.001 \text{ m}^3$  de agua; por lo tanto, un aporte de energía de  $2.45 \text{ MJ por m}^2$  puede vaporizar  $0.001 \text{ m}$  ó  $1 \text{ milímetro}$  de agua, y entonces  $1 \text{ milímetro}$  de agua es equivalente a  $2.45 \text{ MJ m}^{-2}$ ; la evapotranspiración expresada en unidades del  $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$  se representa por  $\lambda\text{ET}$ , el flujo del calor latente (Allen *et al.*, 2006), en el Cuadro 1 se resumen las unidades usadas para expresar la evapotranspiración y los factores de conversión entre ellas.

Cuadro 5.1. Factores de conversión para expresar evapotranspiración (Fuente: Allen *et al.*, 2006).

	Lámina de agua	Volúmenes por unidad de área		Energía por unidad de área
	mm día <sup>-1</sup>	m <sup>3</sup> ha <sup>-1</sup> día <sup>-1</sup>	l s <sup>-1</sup> ha <sup>-1</sup>	MJ m <sup>2</sup> día <sup>-1</sup>
<b>1 mm día<sup>-1</sup></b>	1	10	0.116	2.45
<b>1 m<sup>3</sup> ha<sup>-1</sup> día<sup>-1</sup></b>	0.1	1	0.012	0.245
<b>1 l s<sup>-1</sup> ha<sup>-1</sup></b>	8.64	86.4	1	21.17
<b>1 MJ m<sup>2</sup> día<sup>-1</sup></b>	0.408	4.082	0.047	1

\*Para el agua a 20°C con una densidad de 1000 kilogramos m<sup>-3</sup>

\* Megajoule (MJ) = 1000000 J.

### 5.3. Importancia de la evapotranspiración.

El conocimiento de los valores de evapotranspiración es importante por las aplicaciones que se deben derivar, como por ejemplo:

- a).- para determinar el área que puede regarse con un determinado volumen de agua disponible.
- b).- es la base para elaborar calendarios teóricos de riego de cultivos.
- c).- estimar los volúmenes de agua que sean necesarios para auxiliar a los cultivos en caso de que la lluvia se insuficiente para su buen desarrollo.
- d).- para determinar en grandes áreas o cuencas, volúmenes de agua que ocupan drenar.
- e).- para seleccionar los cultivos más adecuados en zonas de agricultura temporal.
- f).- permite determinar la lámina adicional de riego necesaria para la prevención de problemas de ensalitramiento.
- g).- permite determinar, en forma general, la eficiencia con la que se está aprovechando el agua y por lo mismo, planear debidamente el mejoramiento y la superación de todo el conjunto de actividades que se generan en los distritos de riego para proporcionar el agua a los cultivos adecuadamente (Aguilera *et al.*, 1996).

De acuerdo con Sánchez *et al.* (2006), la ET es una variable clave en:

- El balance de energía del sistema tierra - atmósfera
- La detección de estrés hídrico vegetal
- La predicción del rendimiento de los cultivos
- El cálculo del balance hídrico
- La caracterización climática de distintas zonas

En México se han hecho diferentes estudios relacionados con los incrementos de temperaturas y repercusiones sobre la evapotranspiración real (Pereyra *et al.*, 2011). Raynal *et al.* (2007), encontraron que para un incremento de la temperatura de 1° C la evapotranspiración se incrementará entre 3 y 3.5% con respecto al valor actual, generando un déficit de humedad del suelo entre 9 y 40%; para un incremento de la temperatura del aire de 3 °C la ET se incrementará entre 8.8 y 10%, incrementándose el déficit de humedad del suelo de 27.5 a 116%.

#### **5.4. Tipos de evapotranspiración.**

Tanto Thornthwaite como Penman (1948) denominaron evapotranspiración potencial (ETp) a la máxima evaporación que se produciría en una superficie completamente cubierta de vegetación y sin límites en el recurso hídrico; mientras que la evapotranspiración real (ETr) está condicionada por las disponibilidades de agua, produciéndose realmente en las condiciones existentes en cada caso (Fernández, 1996).

Como el concepto de ETp es difuso, pues cada tipo de planta evapotranspira una cantidad de agua diferente, algunos autores como Doreenbos *et al.* (1977) y Allen *et al.* (2006) han establecido los siguientes conceptos:

- a)- Evapotranspiración del cultivo de referencia (ETo)
- b)- Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ETc)
- c)- Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ETc aj).



#### **5.4.1. Evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>).**

La evapotranspiración del cultivo de referencia (ET<sub>o</sub>), es la pérdida de agua de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, para determinar la demanda de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo y las prácticas de manejo; expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específica, sin considerar características del cultivo ni del suelo; los únicos factores que la afectan son parámetros climáticos, por tanto puede calcularse a partir de datos meteorológicos; esta fue desarrollada asumiendo un cultivo hipotético de pasto de referencia, con una altura de 0.12 m, una resistencia superficial de 70 m s<sup>-1</sup> y un albedo de 0.23, que representa la evapotranspiración de una superficie extensa creciendo activa y adecuadamente regado (Allen *et al.*, 2006; Marcelis *et al.*, 2009).

El boletín 56 publicado por la FAO (Heuvelink *et al.*, 2008; Allen *et al.*, 2006) ha recibido una aceptación favorable en el cálculo de la ET<sub>o</sub> a nivel mundial, incluso se han realizado múltiples experimentos en diferentes cultivos y condiciones climáticas obteniéndose resultados adecuados (Zhao *et al.*, 2010).

#### **5.4.2. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET<sub>c</sub>).**

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET<sub>c</sub>) es la evapotranspiración de cualquier cultivo cuando se encuentra exento de enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en parcelas amplias, bajo óptimas condiciones de suelo y agua y alcanzan la máxima producción de acuerdo a las condiciones climáticas existentes; se puede determinar a partir de datos climáticos y factores de resistencia del cultivo (K<sub>c</sub>) de manera que  $ET_c = K_c \times ET_o$ ; la evapotranspiración de un cultivo será diferente a la del cultivo de referencia (ET<sub>o</sub>) en la medida en que sus características de cobertura del suelo, propiedades de la vegetación y resistencia aerodinámica difieran de las correspondientes al pasto o cultivo de referencia; las diferencias en la anatomía de las hojas, características de los estomas, las propiedades aerodinámicas, e incluso el albedo, ocasionan que la evapotranspiración del cultivo difiera de la evapotranspiración del cultivo de referencia bajo las mismas

condiciones climáticas; debido a variaciones en las características del cultivo durante los diferentes periodos de crecimiento, para un determinado cultivo,  $K_c$  cambia desde la siembra hasta la cosecha (Allen *et al.*, 2006; Mojarro, 1990).

#### **5.4.3. Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ( $ET_{caj}$ ).**

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ( $ET_{caj}$ ) se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar; bajo condiciones de campo, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse de  $ET_c$  debido a condiciones no óptimas como son la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua; esto puede resultar en un crecimiento reducido de las plantas, menor densidad de plantas y así bajar la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de  $ET$ ; la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico  $K_s$  o ajustando  $K_c$  a todos los otros tipos de condiciones de estrés y limitaciones ambientales en la evapotranspiración del cultivo (Allen *et al.*, 2006; Palacios, 1980; Mojarro, 1990).

La  $ET_{caj}$  que por definición de concepto también llamada  $ET_r$  es el límite superior de la cantidad de agua que vuelve a la atmósfera, de manera que para estimarla debe tomar en cuenta la cantidad de agua que efectivamente existe para evapotranspirar, aunque la evapotranspiración real es considerada como un elemento de gran importancia en un balance hídrico, en la actualidad no existe una metodología para evaluarla a escala de cuenca, por lo que se estima a partir de la utilización de diferentes modelos empíricos; la dificultad de la modelación de la evapotranspiración real radica en poder representar los complejos procesos y factores que la determinen de una manera simple (Pereyra *et al.*, 2008).

## **5.5. Factores que afectan la evapotranspiración.**

De acuerdo con el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (1997) los principales factores climáticos que afectan la evapotranspiración son: temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar; además de brillo solar, humedad atmosférica y precipitación (Ludlow, 1970).

Tijerina, (1992) citó que los principales factores de las plantas que afectan la ET son: el grado de cobertura, área foliar, la altura del cultivo, la rugosidad de la cobertura y el control estomático de la transpiración; el mismo autor señaló que los factores del suelo que afectan la ET son: el contenido de humedad, la profundidad del manto friático y la salinidad.

Por otro lado, Campos (1996) describe que los factores que condicionan la ET se clasifican en tres grupos: climáticos, edáficos y biológicos.

El promedio de la evapotranspiración en cualquier localidad es probablemente mucho más afectada por la temperatura que por cualquier otro factor, ya que para largos lapsos, es una buena medida de la radiación solar; es importante señalar, que esta puede variar, aún en años de iguales temperaturas, debido a las desviaciones de la distribución normal estacional (Torres, 1993).

### **5.5.1. Radiación solar.**

El proceso de la evapotranspiración está determinado por la cantidad de energía disponible para evaporar el agua; la radiación solar es la más importante fuente de energía en el planeta y puede cambiar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua; la cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año; debido a las diferencias en la posición del planeta y a su movimiento alrededor del sol, esta cantidad potencial de radiación es diferente para cada latitud y para las diversas estaciones del año; la radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la turbidez de la atmósfera y de la presencia de nubes que reflejan y absorben cantidades importantes de radiación; cuando se determina el efecto de la radiación solar en la evapotranspiración, se debe también considerar que no toda la energía

disponible se utiliza para evaporar el agua; parte de la energía solar se utiliza también para calentar la atmósfera y el suelo (Allen *et al.*, 2006); la  $R_n$  o energía disponible es la fuerza principal que determina, en mayor medida, las pérdidas de agua de una cubierta vegetal cuando el agua en el suelo no es limitante. Por esta razón, el flujo de  $R_n$  es la principal variable de entrada en el modelo de PM y puede llegar a representar entre un 50 y 60% de la  $E_{Tr}$  en climas húmedos y subhúmedos, respectivamente (Jensen *et al.*, 1990).

### **5.5.2. Temperatura del aire.**

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra elevan la temperatura del aire; el calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y entonces ejerce un cierto control en la tasa de evapotranspiración; en un día soleado y cálido, la pérdida de agua por evapotranspiración será mayor que en un día nublado y fresco (Allen *et al.*, 2006); diferentes estudios relacionan los cambios de temperatura con la evapotranspiración (Raynal *et al.*, 2007; Moterroso *et al.*, 2007).

### **5.5.3. Humedad del aire.**

Mientras que el aporte de energía del sol y del aire circundante es la fuerza impulsora principal para la evaporación del agua, la diferencia entre la presión de vapor de agua en la superficie evapotranspirante y el aire circundante es el factor determinante para la remoción de vapor; áreas bien regadas en regiones áridas secas y calientes, consumen grandes cantidades de agua debido a la gran disponibilidad de energía y al poder de extracción de vapor de la atmósfera; en cambio en regiones húmedas tropicales, a pesar de que el ingreso de energía es elevado, la alta humedad del aire reducirá la demanda de evapotranspiración; en este último caso, como el aire está ya cerca de saturación, puede absorber menos agua adicional y por lo tanto la tasa de evapotranspiración es más baja que en regiones áridas (Allen *et al.*, 2006).



#### **5.5.4. Velocidad del viento.**

El proceso de remoción de vapor depende en alto grado del viento y de la turbulencia del aire, los cuales transfieren grandes cantidades de aire hacia la superficie evaporante; con la evaporación del agua, el aire sobre la superficie evaporante se satura gradualmente con vapor; si este aire no se sustituye continuamente por un aire más seco, disminuye la intensidad de remoción de vapor de agua y la tasa de evapotranspiración disminuye; la demanda evapotranspirativa es alta bajo condiciones de tiempo caliente y seco, debido a la sequedad del aire y de la cantidad de energía disponible como radiación solar directa y calor latente; bajo estas circunstancias, mucho vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras que el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que se retire mayor cantidad de vapor de agua; por otra parte, bajo condiciones atmosféricas húmedas, la alta humedad del aire y la presencia de nubes hacen que la tasa de evapotranspiración sea más baja; el aumento de la velocidad del viento para las dos condiciones climáticas presentadas, afecta la evapotranspiración en diferente forma; cuanto más seca esté la atmósfera, más grande será el efecto sobre la ET (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.6. Clasificación de los métodos para estimar la evapotranspiración.**

La evapotranspiración no es simple de medir y para hacerlo experimentalmente se requieren aparatos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo en lisímetros; los métodos experimentales de campo, son en general caros, exigiendo precisión en las mediciones, y pueden ser completamente realizados y analizados apropiadamente sólo por personal de investigación suficientemente preparado; a pesar de que estos procedimientos no son apropiados para mediciones de rutina, siguen siendo importantes para la evaluación de las estimaciones de ET obtenidas con otros métodos indirectos (Allen *et al.*, 2006).

La selección óptima de un método en especial depende de muchos factores, lo más importante es que la aproximación de éste satisfaga el uso de los resultados, sea en investigación o simplemente para planeación en campo, así

como de la disponibilidad de las variables climáticas con que se cuenta (Rodríguez *et al.*, 2012).

Aguilera *et al.* (1996) indican que existen varios métodos para estimar la evapotranspiración, los cuales se han clasificado en métodos directos e indirectos; por otra parte, Campos (1996) los divide en tres categorías: métodos físicos, métodos semiempíricos y métodos empíricos.

#### **5.6.1. Métodos directos.**

Los métodos directos proporcionan información directa del total de agua requerida por los cultivos y utilizan ciertos instrumentos para su determinación, proporcionando valores muy apegados a la realidad y, a la vez, sirven para ajustar los parámetros de los métodos empíricos; entre estos puede señalarse el método gravimétrico, lisímetro y el evapotranspirómetro de Thornthwaite (Aguilera *et al.*, 1996)

#### **5.6.2. Métodos indirectos.**

Los métodos indirectos proporcionan una estimación de requerimientos de agua a través de todo el ciclo vegetativo mediante la utilización de fórmulas empíricas; los mismos se han clasificado en climatológicos y micrometeorológicos; los climatológicos estiman la evapotranspiración en períodos mínimos de una semana; dentro de estos tenemos: Penman modificado, evaporación del tanque tipo A, Turc, Jensen-haise, Stephens, Blanney-Cliddle, Thornthwaite, Doorensbos-Pruitt, Ivánov y Papadaskis. Actualmente, los avances tecnológicos en la instalación de estaciones automatizadas cada vez son más comunes para la programación del tiempo real; los micrometeorológicos estiman la evapotranspiración en períodos de tiempos cortos (menores a 30 minutos), permitiendo estimar este parámetro en tiempo real (Rosenberg, 1974); dentro de estos métodos están los que se basan en el balance de energía, como el método de la relación de Bowen; dentro de los Aerodinámicos podemos mencionar los que se basan en el transporte de masa como es el caso del método Thornthwaite-Holzman; y finalmente, los mixtos que consideran tanto el balance de energía como el

componente Aerodinámico, entre estos se pueden mencionar los métodos de Penman, Van Bavel y los que involucran, además, la resistencia de la planta al transporte de vapor de agua como es el caso de método de Penman-Monteith (Rosenberg, 1974).

### **5.6.3. Métodos de balance de energía o microclimáticos.**

La evaporación del agua requiere cantidades altas de energía, ya sea en forma de calor sensible o de energía radiante; la evapotranspiración está controlada por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y es limitado por la cantidad de energía disponible, aplicando el principio de la conservación de energía, la energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la superficie en el mismo período de tiempo; el flujo de calor latente representa la fracción de la evapotranspiración que puede ser derivada de la ecuación del balance de energía si se conocen todos los componentes, mientras que la radiación neta y el flujo de calor del suelo pueden ser medidos mediante factores climáticos, a través de equipo especializado; la determinación del calor sensible incluye mediciones precisas de los gradientes de temperatura por encima de la superficie del suelo (Allen *et al.*, 2006).

Dentro de los parámetros atmosféricos está el flujo de calor del suelo que se debe considerar en todos los términos de balance energético, ya que es la energía que se utiliza para calentar el suelo; aunque este valor es pequeño comparado con la radiación neta, este valor debe agregarse o restarse a la radiación neta para estimar la evapotranspiración (Allen *et al.*, 1998), ya que proporciona valores positivos cuando el suelo está caliente y valores negativos cuando el suelo se enfría (Anon, 1999).

En la figura 1 se muestran los componentes básicos de la ecuación de balance de energía.

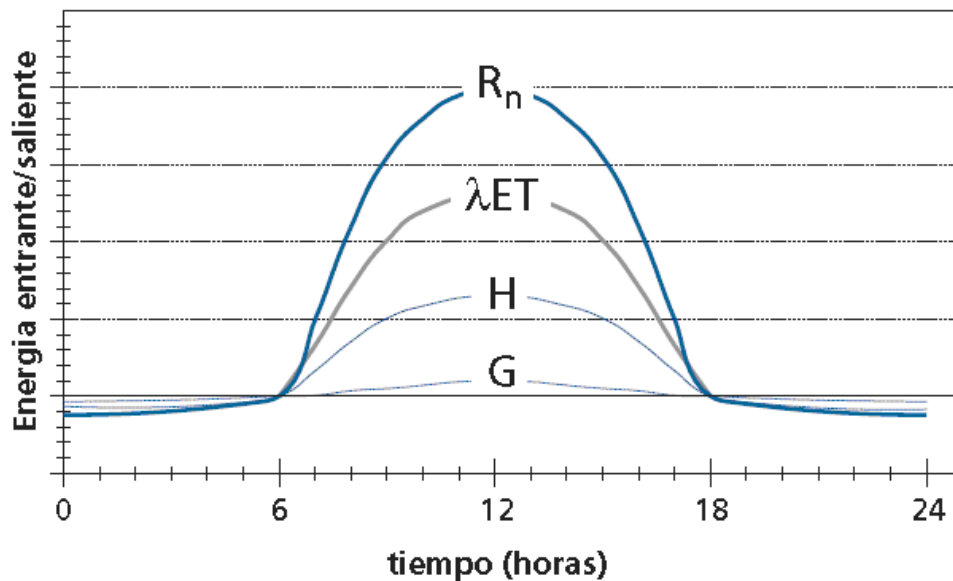


Figura 5.1. Representación de la variación diurna de los componentes de balance de energía sobre una superficie transpirante con suficiente cantidad de agua en un día soleado. (Fuente: Allen *et al.*, 2006).

#### 5.6.4. Método de transferencia de masas.

Considera los movimientos verticales de pequeñas cantidades de aire (remolinos) por encima de una amplia superficie homogénea; los remolinos transportan la materia (vapor de agua) y la energía (calor, momentum) desde y hacia la superficie de evapotranspiración; asumiendo condiciones de equilibrio y que los coeficientes de transferencia de los remolinos para el vapor de agua son proporcionales a aquellos para el calor y el momentum, la evapotranspiración puede ser calculada a partir de los gradientes verticales de la temperatura del aire y vapor de agua usando la relación de Bowen; otros métodos de observaciones directas, utilizan gradientes de velocidad del viento y de vapor de agua; estos métodos y otros como el de la covarianza de Eddy (remolinos de Eddy), requieren medidas precisas de la presión de vapor, y de la temperatura del aire o velocidad del viento a diferentes niveles sobre la superficie; por lo tanto su aplicación se restringe principalmente, a situaciones de investigación (Allen *et al.*, 2006); Sánchez (2000), señala que el método de



transferencia de masas, está clasificado como un método teórico para estimar la ET mediante la recolección de información en la superficie de la tierra.

#### **5.6.5. Método de balance de agua en el suelo.**

La evapotranspiración también puede determinarse midiendo varios componentes del balance de agua en el suelo; el método consiste en evaluar los flujos de agua que entran y salen de la zona radicular del cultivo dentro de un determinado periodo de tiempo, ya sea por riego o por precipitación; la evaporación del suelo y la transpiración del cultivo pueden agotar el agua de la zona radicular; si todos los otros flujos aparte de la evapotranspiración (ET) pueden ser evaluados, la evapotranspiración se puede deducir a partir del cambio en el contenido de agua en el suelo a lo largo de un período de tiempo: el método del balance de agua en el suelo generalmente sólo puede dar estimaciones de ET para períodos largos de tiempo del orden de una semana o diez días (Allen *et al.*, 2006); el método de balance hídrico en campo, permite medir la evapotranspiración real del cultivo y comprueba que esta estima la pérdida de humedad en el sistema suelo-planta-atmosfera, importante en la programación del riego (Lubana *et al.*, 2001).

#### **5.7.- Método de Penman-Monteith modificado por la FAO.**

Uno de los métodos indirectos para estimar la evapotranspiración es el método de FAO Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998), único método estándar que reconoce la FAO para estimar la ET de referencia (ET<sub>o</sub>) (Allen *et al.*, 1998), que se basa en factores climáticos y fórmulas teóricas; es una representación clara de los procesos físicos y fisiológicos que gobiernan la ET; el método de FAO Penman-Monteith requiere datos de radiación, temperatura del aire, humedad atmosférica y velocidad del viento; el modelo puede ajustarse a características físicas de una estación meteorológica local (Tijerina *et al.*, 2001).

Con la ET<sub>o</sub> y aplicando un coeficiente de cultivo (K<sub>c</sub>), se obtiene la ET del cultivo bajo condiciones estándar (ET<sub>c</sub>), mientras que adicionando el uso de un

coeficiente de suelo, se obtiene la ETr (Allen *et al.*, 1998; Palacios, 1980; Mojarro, 1990).

### **5.7.1. Coeficiente del cultivo (Kc).**

El coeficiente del cultivo, representa el estado fenológico del cultivo y las condiciones específicas de suelo y clima, los valores del Kc varían principalmente en función de las características particulares del cultivo, variando solo en una pequeña proporción en función del clima; no pueden ser usadas de forma generalizada, requieren una calibración local (Ortega *et al.*, 2003; Doorenbos *et al.*, 1986); las diferencias en evaporación y transpiración entre los cultivos de campo y el pasto de referencia pueden ser integradas en un coeficiente único del cultivo (Kc) o separadas en dos coeficientes: un coeficiente basal del cultivo para la transpiración (Kcb) y un coeficiente de evaporación del suelo (Ke), por lo que  $Kc = Kcb + Ke$  (Allen *et al.*, 1998).

El coeficiente del cultivo es una relación empírica que relaciona la evapotranspiración máxima con la evapotranspiración de referencia de un cultivo; y se puede expresar de la siguiente manera:  $k_c = ET/ETP$ , o  $k_c = ET/Ev$  (Denmead *et al.*, 1962).

#### **5.7.1.1. Factores que afectan el coeficiente de cultivo.**

De acuerdo con la Allen *et al.* (1998), el coeficiente del cultivo integra los efectos de las características que distinguen a un cultivo típico de campo del pasto de referencia, el cual posee una apariencia uniforme y cubre completamente la superficie del suelo; en consecuencia, distintos cultivos poseerán distintos valores de coeficiente del cultivo; por otra parte, las características del cultivo que varían durante el crecimiento del mismo también afectan al valor del coeficiente Kc; por último, debido a que la evaporación es un componente de la evapotranspiración del cultivo, los factores que afectan la evaporación en el suelo también afectaran al valor de Kc; los diferentes factores que afectan el coeficiente de cultivo son:

1. Tipo de cultivo, debido a las diferencias en albedo, altura del cultivo, propiedades aerodinámicas, así como características de los estomas y hojas

de las plantas, se presentaran diferencias entre la evapotranspiración de un cultivo bien desarrollado y regado, y la de referencia (ET<sub>o</sub>).

2. Clima, las variaciones en la velocidad del viento afectan el valor de la resistencia aerodinámica de los cultivos y por lo tanto los valores del coeficiente del cultivo, especialmente en aquellos cultivos que posean una altura significativamente mayor a la del cultivo hipotético del pasto; en condiciones de una mayor aridez climática y de una mayor velocidad del viento, los valores de K<sub>c</sub> aumentan; por otro lado, en climas húmedos y en condiciones de velocidades del viento bajas, los valores de K<sub>c</sub> disminuyen.

3. Evaporación del suelo, las diferencias en la evaporación del suelo y la transpiración del cultivo, que existen entre los cultivos de campo y el cultivo de referencia, están incorporados en el coeficiente del cultivo; el valor del coeficiente K<sub>c</sub> para cultivos que cubren completamente el suelo refleja principalmente las diferencias en transpiración, debido a que la evaporación que ocurre en el suelo es relativamente pequeña; después de un evento de lluvia o riego, el efecto de evaporación es predominante cuando el cultivo es pequeño y sombrea escasamente el suelo; en esas condiciones de poca cobertura, el coeficiente K<sub>c</sub> está determinado principalmente por la frecuencia con la cual se humedece la superficie del suelo; cuando el suelo se encuentra humedecido la mayoría del tiempo debido al riego o la lluvia, la evaporación en el suelo será significativa y el valor de K<sub>c</sub> puede exceder a la unidad; por otro lado si la superficie del suelo está seca, la evaporación será restringida, traduciéndose en un valor de K<sub>c</sub> pequeño, pudiendo incluso alcanzar valores tan bajos como 0.1 (Allen *et al.*, 2006), diferentes trabajos como García (1979) y Tijerina (1986), han presentado modelos matemáticos que relacionan el valor del K<sub>c</sub> y el porcentaje de desarrollo del cultivo, mostrando que este afecta en gran parte el K<sub>c</sub>.

#### **5.7.1.2. Límite superior de coeficiente del cultivo máximo (K<sub>c</sub> max).**

El valor de K<sub>c</sub> max representa el límite superior de la evaporación y la transpiración que puede ocurrir en una superficie cultivada, valor que es impuesto para reflejar los límites naturales definidos por la cantidad de energía

disponible representados en la diferencia del balance de energía  $R_n - G - H$ ; el valor de  $K_c$  max tiene un rango que oscila alrededor 1.05 a 1.30, cuando se utiliza la evapotranspiración del pasto de referencia  $E_{To}$ ; cuando el suelo se encuentra húmedo, la evaporación en el suelo ocurre a una tasa máxima; sin embargo, el valor del coeficiente del cultivo ( $K_c = K_{cb} + K_e$ ) no puede exceder a un valor máximo,  $K_c$  max; este valor estará determinado por la cantidad de energía disponible para el proceso de evaporación en la superficie del suelo ( $K_{cb} + K_e \leq K_c$  max), o  $K_e \leq (K_c$  max  $- K_{cb})$ ; a medida que la superficie del suelo se va secando una menor cantidad de humedad estará disponible para la evaporación, por lo que la evaporación comenzará a reducirse en función de la cantidad de agua remanente en la capa superficial del suelo (Allen *et al.*, 2006).

### **5.7.2. Coeficiente basal del cultivo ( $K_{cb}$ ).**

El coeficiente basal del cultivo ( $K_{cb}$ ) se define como la relación entre la evapotranspiración del cultivo y la evapotranspiración de referencia ( $E_{Tc}/E_{To}$ ) cuando la superficie del suelo se encuentra seca pero la transpiración mantiene su tasa potencial, es decir donde la transpiración no está limitada por la ausencia del agua; por lo tanto, " $K_{cb} \cdot E_{To}$ " representa esencialmente el componente de la transpiración en el valor de  $E_{Tc}$ ; el término  $K_{cb} \cdot E_{To}$  incluye además la evaporación residual producida por la difusión del agua del suelo que se encuentra por debajo de la superficie seca del terreno; debido a que el valor de  $K_c$  incluye los efectos de la evaporación de la superficie del suelo (Figura 5.2), el valor de  $K_{cb}$  será menor al valor de  $K_c$  (Allen *et al.*, 2006). González *et al.* (2005), establecen que el cociente entre la transpiración y la  $E_{To}$  define el coeficiente basal de cultivo; la curva de  $K_{cb}$  tiene una evolución similar a la que muestran los índices de vegetación sobre el mismo ciclo de cultivo; dicha similitud radica en la correspondencia de ambas magnitudes entre fases del cultivo, suelo desnudo, crecimiento, meseta y senescencia (Heilman, 1982).

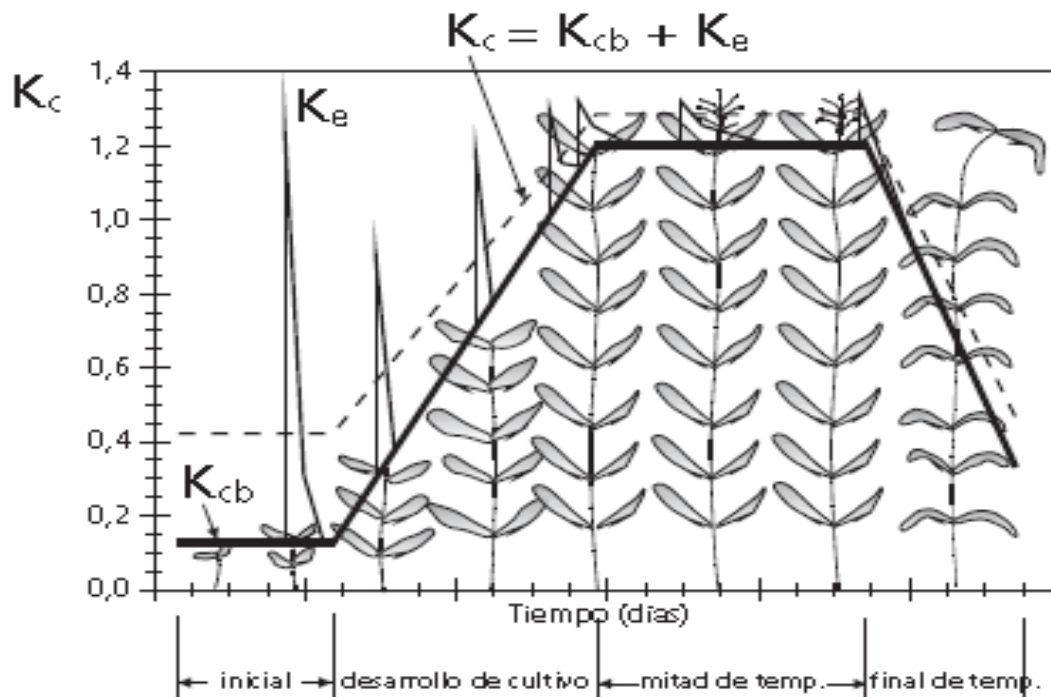


Figura 5.2. Curvas del coeficiente de cultivo mostrando las curvas de  $K_{cb}$  (línea gruesa), de la evaporación en el suelo (línea delgada) y la curva correspondiente de  $K_c = K_{cb} + K_e$  (línea punteada), mostrando que tanto el  $K_{cb}$  y  $K_e$  se mantendrán por debajo del  $K_c$  (Fuente: Allen *et al.*, 1998).

### 5.7.2.1. Coeficiente de reducción de evaporación del suelo ( $K_r$ ).

Se puede asumir que la evaporación que se presenta en la parte expuesta del suelo ocurre en dos etapas: una etapa limitada por la cantidad de energía disponible y una etapa donde la tasa de evaporación se reduce gradualmente; cuando la superficie del suelo se encuentra húmeda, el valor de  $K_r$  es igual a 1; la lámina acumulada de evaporación,  $D_e$ , al final de la etapa 1 de secado será igual a AFE (agua fácilmente evaporable), la cual representa la lámina máxima de agua que puede ser evaporada sin restricciones de la capa superficial del suelo durante la etapa 1; esta lámina oscila normalmente entre los 5 a 12 mm, siendo en general mayor para suelos de textura media y fina; cuando el contenido de agua en la parte superior del suelo empieza a ser limitante, el valor de  $K_r$  disminuye (Figura 5.3), llegando a cero cuando se agota la totalidad de agua; la evaporación ocurre principalmente en la fracción del suelo que se encuentra expuesta; por lo tanto la evaporación será restringida, en un



momento dado, por la cantidad de energía disponible en la fracción expuesta del suelo, es decir  $K_e$  no puede exceder a " $f_{ew} K_c \max$ ", donde  $f_{ew}$  es la fracción del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación o, en otras palabras, la fracción del suelo que no se encuentra cubierta por la vegetación y que al mismo tiempo se encuentra humedecida por el riego o la lluvia; la estimación del valor de  $K_r$  requiere del cálculo de un balance diario de humedad en la capa superficial del suelo (Allen *et al.*, 2006; Seguí *et al.*, 2011).

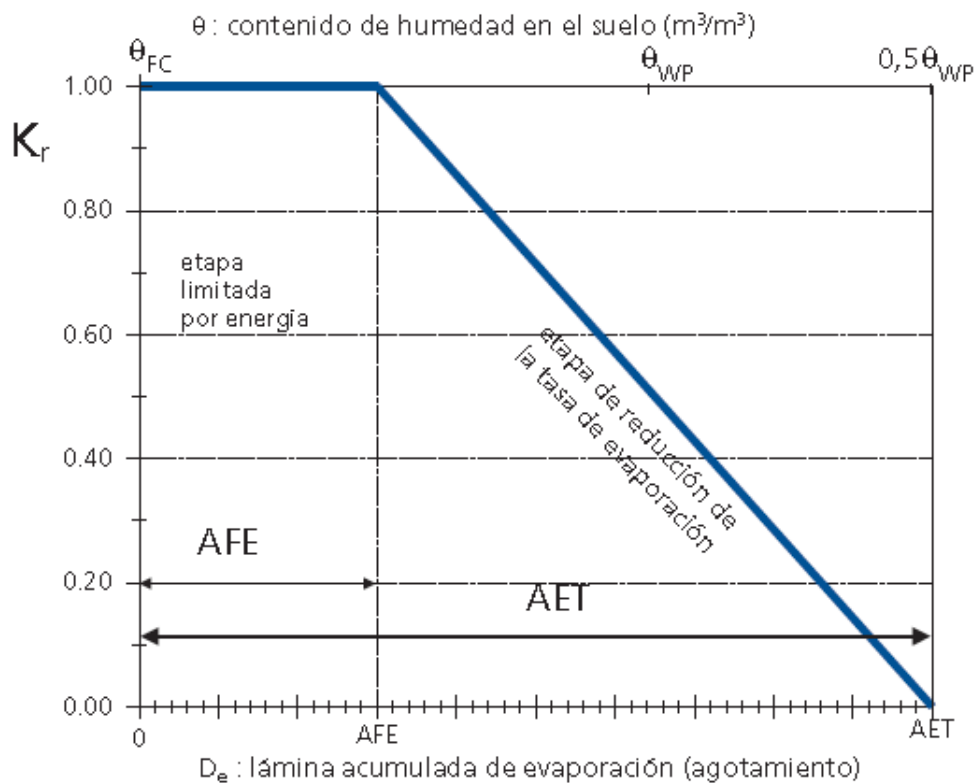


Figura 5.3. La reducción de evaporación del suelo ( $K_r$ ) disminuirá, cuando la lámina acumulada de evaporación ( $D_e$ ) supere al agua fácilmente evaporable (AFE) y se reducirá la cantidad de agua en el suelo en proporción al agua remanente en la capa superficial del suelo (Fuente: Allen *et al.*, 1998).

#### 5.7.2.1.1. Cantidad máxima de agua evaporable (AET).

Se asume que el contenido de agua en la capa evaporable corresponde a la capacidad de campo ( $\theta_{FC}$ ), poco tiempo después de un evento importante de humedecimiento y que el suelo puede secarse hasta un contenido de humedad

intermedio entre secado al horno (sin agua remanente) y el punto de marchitez permanente, ( $\theta_{WP}$ ) (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.7.2.2. Fracción expuesta y humedecida del suelo ( $f_{ew}$ ).**

En cultivos que cubren parcialmente la superficie del suelo, la evaporación del agua en el suelo no ocurre uniformemente a lo largo de la totalidad de la superficie, sino que es mayor en la superficie no cubierta por las plantas, donde será mayor la exposición a luz solar y donde se presenta la mayor ventilación del aire, el cual transportara el vapor de agua desde la superficie del suelo hacia arriba de la vegetación; este hecho es de especial importancia en los casos donde solo una porción del suelo es humedecida a través del riego; se reconoce que tanto la ubicación como la fracción del suelo expuesto a la luz solar cambian en cierta medida de acuerdo al momento del día y a la orientación de las hileras del cultivo; esta parte asume una fracción general promedio de la superficie del suelo a partir de la cual ocurrirá la mayor parte de la evaporación; se asume que la parte de la evaporación que ocurre por difusión, a partir del suelo que se encuentra por debajo de la vegetación, está incluida principalmente en el coeficiente basal  $K_{cb}$ ; cuando toda la superficie del suelo se humedece, como ocurre en los casos de lluvia o riego por aspersión, la fracción de la superficie del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación,  $f_{ew}$ , estará definida esencialmente como  $(1 - f_c)$ ; donde  $f_c$  es la fracción promedio de la superficie del suelo que está cubierta por la vegetación y  $(1 - f_c)$  será la fracción aproximada de la superficie del suelo que se encuentra expuesta; sin embargo, en los casos de los sistemas de riego que humedecen solo una fracción de la superficie del suelo,  $f_{ew}$  deberá limitarse a  $f_w$ , la cual representa la fracción de la superficie del suelo que se humedece a través del riego (Allen *et al.*, 2006).

##### **5.7.2.2.1. Fracción de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia ( $f_w$ ).**

Cuando se presente una combinación de riego y lluvia dentro del mismo ciclo de secado o en el mismo día, el valor de  $f_w$  deberá consistir en un promedio ponderado del valor de  $f_w$  correspondiente a la precipitación ( $f_w = 1$ ) y el valor de  $f_w$  para el sistema de riego; la ponderación deberá ser proporcional a las láminas infiltradas producidas por cada fuente de humedecimiento (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.7.2.2. Fracción expuesta del suelo ( $1-f_c$ ).**

La fracción del suelo cubierta por la vegetación se denomina  $f_c$ ; por lo tanto el término  $(1-f_c)$  representa la fracción del suelo que se encuentra expuesta a la luz solar y la ventilación del aire, la cual viene a representar el sitio donde ocurre la mayor parte de la evaporación en el suelo humedecido; el valor de  $f_c$  debe ser inferior a 0,99; el usuario deberá asumir valores apropiados de  $f_c$  para cada una de las etapas de crecimiento (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.7.3. Coeficiente de evaporación en el suelo ( $K_e$ ).**

El coeficiente de la evaporación  $K_e$  representa al componente de la evaporación en el valor de  $ET_c$ ; cuando la superficie del suelo se encuentra húmeda, después del riego o la lluvia, el valor de  $K_e$  será máximo; cuando la superficie del suelo se encuentra seca,  $K_e$  será pequeño o incluso cero cuando no exista agua remanente en la superficie del suelo para ser evaporada; para la estimación del valor de  $K_e$  se requiere del cálculo de un balance diario del agua presente en la capa superficial del suelo con el objeto de determinar la lámina acumulada de evaporación o agotamiento (Allen *et al.*, 2006; González *et al.*, 2005; Seguí *et al.*, 2011).

#### **5.7.4. Coeficiente de estrés hídrico ( $K_s$ ).**

Las fuerzas que actúan sobre el agua presente en el suelo disminuyen su energía potencial y la hacen menos disponible para su extracción por parte de las raíces de las plantas; cuando el suelo se encuentra húmedo, el agua presente tiene una energía potencial alta, teniendo libertad de movimiento y pudiendo ser extraída fácilmente por las raíces de las plantas; en suelos secos el agua tiene una energía potencial baja, siendo retenida fuertemente por fuerzas capilares y de adsorción a la matriz del suelo, lo que la hace menos extraíble por el cultivo; cuando la energía potencial del agua del suelo cae por debajo de cierto valor umbral, se dice que el cultivo se encuentra estresado; cuando se producen limitaciones debido a la disponibilidad de agua en el suelo,  $K_s < 1$ ; cuando no existan condiciones de estrés por falta de humedad del suelo,  $K_s = 1$ ; el coeficiente  $K_s$  describe el efecto del estrés hídrico en la transpiración del cultivo; los efectos del estrés hídrico sobre el valor la ET del cultivo se reflejan mediante la reducción del valor del coeficiente del cultivo; esto se logra al multiplicar el valor del coeficiente del cultivo por el coeficiente de estrés hídrico ( $K_s$ ); la estimación de  $K_s$  requiere del cálculo de un balance diario de humedad para la zona radicular del suelo (Allen *et al.*, 2006); diferentes autores han mostrado la relación que guarda el contenido de humedad del suelo con el desarrollo del cultivo (Palacios, 1980; Norero, 1976; Marinato *et al.*, 1979; y Cumpa *et al.* 1988).

#### **5.7.4.1. Agua disponible total (ADT).**

La disponibilidad de agua en el suelo se refiere a la capacidad de un suelo de retener el agua disponible para las plantas; después de una lluvia importante o riego, el suelo comenzará a drenar agua hasta alcanzar la capacidad de campo; la capacidad de campo representa la cantidad de agua que un suelo bien drenado retiene en contra de las fuerzas gravitatorias, ósea la cantidad de agua remanente en el suelo cuando el drenaje descendente ha disminuido significativamente; en ausencia de una fuente de agua, el contenido de humedad en la zona radicular del cultivo se reducirá como resultado del consumo de agua por el cultivo; a medida que aumenta el consumo de agua, el agua remanente será retenida con mayor fuerza por las partículas del suelo, lo que reducirá su energía potencial y hará más difícil su extracción por las

plantas; eventualmente, se alcanzará un punto donde el cultivo no podrá extraer el agua remanente; en este momento la extracción de agua será nula y se habrá alcanzado el punto de marchitez permanente; debido a que contenidos de humedad por encima de capacidad de campo no pueden ser retenidos en contra de las fuerzas de gravedad y son drenados, y debido a que contenidos de humedad por debajo del punto de marchitez permanente no pueden ser extraídos por las raíces de las plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre los contenidos de humedad a capacidad de campo y el punto de marchitez permanente; la lámina ADT representa la cantidad de agua que un cultivo puede extraer de su zona radicular y cuya magnitud depende del tipo de suelo y la profundidad radicular (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.7.4.2. Agua fácilmente aprovechable (AFA).**

A pesar de que en teoría existe agua disponible hasta alcanzar el punto de marchitez permanente, la cantidad de agua extraída por el cultivo se reducirá significativamente antes de alcanzar el punto de marchitez permanente; cuando el suelo contiene suficiente humedad, el mismo es capaz de suministrar el agua con suficiente velocidad para satisfacer la demanda atmosférica al cultivo, por lo que la extracción del agua será igual a la ET<sub>c</sub>; a medida que disminuya la cantidad de humedad en el suelo, el agua será retenida más fuertemente a la matriz del suelo y será más difícil de extraer; cuando el contenido de humedad del suelo este por debajo de cierto valor umbral, el agua del suelo no podrá ser transportada hacia las raíces con la velocidad suficiente para satisfacer la demanda transpiratoria y el cultivo comenzara a sufrir de estrés; la fracción de ADT que un cultivo puede extraer de la zona radicular sin experimentar estrés hídrico es denominada agua fácilmente aprovechable en el suelo (Allen *et al.*, 2006).

#### **5.7.4.3. Agotamiento de humedad en la zona radicular (Dr).**

El contenido de humedad en la zona radicular puede ser expresado en función del agotamiento de humedad en la zona radicular, es decir la cantidad de agua faltante con respecto a la capacidad de campo; en capacidad de campo, el agotamiento en la zona radicular es igual a cero; cuando se produce la extracción del agua a través de la evapotranspiración, aumentará el agotamiento de humedad y se iniciaran las situaciones de estrés cuando el valor del agotamiento de humedad sea igual a AFA; después de que el agotamiento en la zona radicular exceda a AFA (o sea, el contenido de agua es menor al valor umbral  $\theta_t$ ), el agotamiento del agua será lo suficientemente alto como para limitar la evapotranspiración a valores menores que su potencial, por lo que la evapotranspiración del cultivo comenzará a disminuir en proporción a la cantidad de agua remanente en la zona radicular; se puede representar la zona radicular como un recipiente en el cual puede fluctuar la cantidad de agua existente (Figura 3); es útil expresar el contenido de agua en la forma de agotamiento del agua en la zona radicular; esto hace más sencillo el proceso de añadir y sustraer las pérdidas y ganancias, considerando que los diferentes parámetros del balance de humedad del suelo son expresados generalmente en forma de lámina de agua; la lluvia, el riego y el ascenso capilar del agua subterránea hacia la zona radicular son procesos que añaden agua a la zona radicular y disminuyen el agotamiento de humedad en la zona radicular; por otra parte, los procesos de evaporación, transpiración del cultivo y las pérdidas por percolación remueven agua de la zona radicular y aumentan el agotamiento de la humedad del suelo; el balance diario del agua en la zona radicular del suelo, es expresado en términos de agotamiento al final del día (Allen *et al.*, 2006).

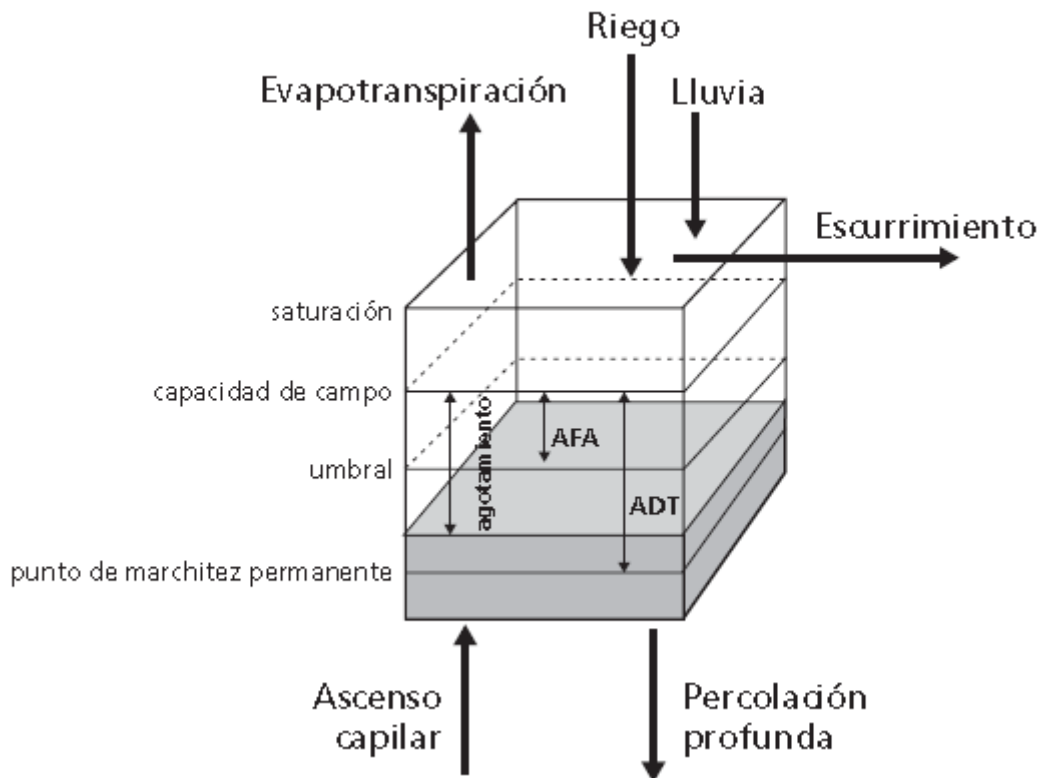


Figura 5.4. Balance de agua en la zona radicular

Se asume que el agua puede ser almacenada en la zona radicular hasta que se alcance la capacidad de campo; aunque el contenido de humedad pudiera estar temporalmente por encima de la capacidad de campo, después de una lluvia intensa o riego, se asume que la totalidad del agua por encima de capacidad de campo se pierde el mismo día a través de precolación profunda, después de descontar cualquier ET que ocurra durante el día; se asume que cuando el suelo está a capacidad de campo, después de una lluvia significativa o riego, el valor mínimo del agotamiento es igual a cero; como resultado de la percolación y la evapotranspiración, el contenido de humedad comenzará a disminuir gradualmente por lo que comenzará a aumentar el agotamiento del agua en la zona radicular; si no se presenta otro evento de humedecimiento, el contenido de humedad alcanzará gradualmente su mínimo valor  $\theta_{WP}$ ; en ese momento no existirá agua disponible para evapotranspiración en la zona radicular, el valor de  $K_s$  será igual a cero, y se alcanzará el valor máximo del agotamiento de humedad en la zona radicular, ósea ADT (Allen *et al.*, 2006).



## **5.8. Investigaciones realizadas con Penman-Monteith.**

Diferentes estudios muestran que el método de Penman-Monteith es uno de los métodos más precisos para estimar la ET (Sánchez *et al.*, 2005; Sanchez *et al.*, 2011). Tijerina *et al.* (2001), compararon diferentes métodos para saber cuál método estimaba mejor la ET en el cultivo de maíz, obteniendo que los que proporcionaban mejor la ET fueron el método de Penman-Monteith, el balance de energía (Relación de Bowen), así como el Sistema de Bowen. Por otro lado, algunos investigadores han indicado que el modelo de Penman-Monteith puede ser usado para estimar en forma directa el consumo de agua de los cultivos, sin necesidad de utilizar la  $E_{Tr}$  y  $K_c$  (Kjelgaard *et al.*, 1994; Farahani *et al.*, 1995; Rana *et al.*, 1997). Ortega *et al.* (2000), implementaron una metodología para estimar directamente el consumo de agua de un cultivo de tomate industrial usando estaciones meteorológicas automáticas que miden variables climáticas (temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento, y radiación solar) en intervalos de tiempo menores a una hora; sin embargo, para estimar directamente la  $E_{Tr}$ , el modelo de Penman-Monteith requiere mediciones simultáneas del flujo del calor del suelo ( $G$ ) y radiación neta ( $R_n$ ), siendo esta última variable la fuerza motriz de los intercambios energéticos que ocurren sobre y dentro de la cubierta vegetal del cultivo

## **5.9. Cintilómetro.**

El cintilómetro es una herramienta para estimar el flujo de calor en el suelo, que sirve para el cálculo de la evapotranspiración, además de hacerlo en grandes distancias que van de pocos 100 metros a 10000 metros (Watts *et al.*, 2000); el cintilómetro es un instrumento seguro para estimar un área promedio, el flujo de calor sensible con un mínimo de instrumentos adicionales a una escala regional, a diferencia de los modelos locales basados en medidas climatológicas (Allen *et al.*, 1998; Hupet *et al.*, 2001); la función principal está basada en la modulación de la luz por las fluctuaciones atmosféricas del índice de refracción en el aire, a este fenómeno se le conoce como cintilación o centelleo (Scintec, 2007).

El cintilómetro consiste en un emisor láser que apunta a un receptor (Figura 5.4), las fluctuaciones de temperatura en el aire causa variaciones en la captura de intensidad de luz en el receptor, las cuales son evaluadas por el cintilómetro ofreciendo una gran sensibilidad y precisión sin distorsión de flujo mecánico o cualquier parte Móvil (Watts *et al.*, 2000); la propagación en el camino debe ser lo más uniforme posible, ya que se requiere una buena medición para la aplicación de la escala de convección libre para calcular la turbulencia del flujo del calor sensible; la cantidad de mediciones de la constante de fluctuación del índice de refracción depende de una buena medición; la escala de convección libre requiere buenas medidas y estar más alto que algún elemento existente en el lugar de la medición; entre mayor es la longitud de trayectoria, se requiere mayor altura para las mediciones; la altura del receptor y transmisor puede ser de 0.10 m a 300 m de altura, esto es necesario para el cálculo correcto de la turbulencia del flujo de calor sensible; la técnica del cintilómetro se basa en la ecuación de balance de energía, (Ecuación 1), para lo cual la radiación neta y el flujo de calor en el suelo, están disponibles en la estación meteorológica, el flujo de calor sensible está disponible al medir con el cintilómetro, por tanto, el flujo de calor latente se puede calcular, y posteriormente convertirlo en evapotranspiración (Scintec, 2007).

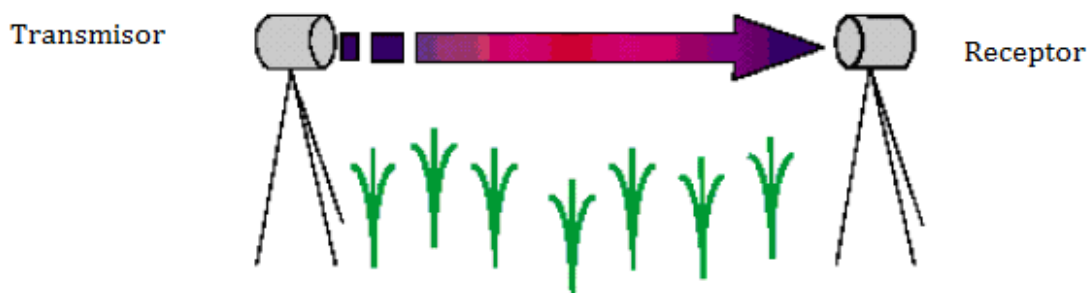


Figura 5.5. Ilustración de la técnica del cintilómetro (Kite *et al.*, 2000)

El flujo de calor sensible sobre una zona de suelo y zona de vegetación se obtiene a través de la diferencia entre la temperatura del suelo o de la vegetación según el caso, y la temperatura del aire sobre la zona (Norman *et al.*, 1995; Kustas *et al.*, 1999).

$$R_n - G = H + \lambda ET \quad (1)$$

Dónde:

Rn = Radiación neta (Watts m<sup>-2</sup>)

H = Flujo de calor sensible (Watts m<sup>-2</sup>)

G = Flujo de calor en el suelo (Watts m<sup>-2</sup>)

λET = Flujo de calor latente (Watts m<sup>-2</sup>)

### 5.9.1. Índice refractivo del aire (C<sub>n</sub><sup>2</sup>).

El parámetro de la estructura de la refracción del aire, proporciona la expresión de la cintilación detectada; por lo tanto, describe la capacidad de la atmósfera para transportar calor sensible y vapor de agua; la misión y recepción de luz del cintilómetro, es un valor promedio a través del camino óptico; esta medida es considerada una representación de la fuerza turbulenta de la atmósfera (Meijninger, 2003), y se calcula usando la Ecuación 2:

$$C_n^2 = 4.48\sigma_{\ln A}^2 D^{7/3} L^{-3} \quad (2)$$

Dónde:

C<sub>n</sub><sup>2</sup> = Parámetro del índice de refracción del aire

D = Diámetro de apertura

σ<sub>ln A</sub><sup>2</sup> = Varianza de las fluctuaciones de amplitud logarítmica

L = Longitud de la trayectoria

También es importante tener en cuenta que C<sub>n</sub><sup>2</sup> es el promedio de acuerdo con la función de ponderación espacial; por lo tanto, la cintilación producida cerca del centro del trayecto contribuye más a la trayectoria promedio C<sub>n</sub><sup>2</sup>, así mismo es importante tomar en cuenta que el aire que pasa a través del haz de la luz emitida, con frecuencia se originó a partir de una zona con viento; por tanto, este aire debe pasar por el haz emitido, que está sobre la cobertura vegetal la cual se está investigando (Meijning, 2003).

### 5.9.2. Fluctuaciones de temperatura ( $C_T^2$ ).

Las cintilaciones son resultado de fluctuaciones de temperatura  $C_T^2$  y humedad ( $C_Q^2$ ) dentro del ambiente; ambos pueden ser derivados del índice de refracción del aire ( $C_n^2$ ) (Meijninger, 2003) y de acuerdo con Hill (1997), éstos proporcionan las bases para el cintilómetro;  $C_T^2$  y  $C_Q^2$  están basados en las fluctuaciones de temperatura del aire y humedad respectivamente; se puede mostrar que la contribución relativa de estas dos fluctuaciones, para las fluctuaciones del índice refractivo, dependen de la longitud de onda del haz emitido; las fluctuaciones de temperatura dominan longitudes de onda visible y el infrarrojo cercano; la contribución de la humedad se incrementa hacia longitudes de onda radio en la parte superior de la escala; por lo tanto, mediante la selección de una longitud de onda específica, la cintilación produce las fluctuaciones de temperatura y humedad, lo cual, es importante considerar para uso o cambio de instrumento (Meijninger, 2003).

Usando los parámetros de temperatura y humedad, es posible obtener el flujo de calor sensible y el flujo de vapor de agua, respectivamente del cintilómetro; lo cual se hace usando la teoría de Monin-Obukhov Similarity (MOST) (Scintec, 2007).

### 5.9.3. Teoría de Similaridad de Monin-Obukhov (MOST).

El 10% inferior de la capa planetaria es conocida como capa superficial; en esta zona, los flujos verticales de impulso y escalares de convección (temperatura y humedad) son casi constantes con la altura; la teoría de similaridad de Monin-Obukhov, proporciona la vinculación de los parámetros de temperatura y humedad, para los flujos de calor sensible (H) y flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ) dentro de la superficie; suponiendo las condiciones estacionarias en una superficie homogénea horizontal, la ecuación 3 describe la teoría de la similaridad (Meijninger, 2003):

$$\frac{C_Q^2(z-1)^{2/3}}{Q_*^2} = \frac{C_T^2(z-d)^{2/3}}{T_*^2} = f\left(\frac{z-1}{L_{Ob}}\right) \quad (3)$$

Donde

$C_Q^2$  = Parámetro de humedad

$C_T^2$  = Índice de refracción del aire

$z$  = Altura del cintilómetro sobre la superficie

$d$  = Desplazamiento

$Q^*$  = Escala de humedad absoluta

$T^*$  = Escala de temperatura

$L_{Ob}$  = Longitud Obukhov

$L_{Ob}$  es definido por la siguiente ecuación (Meijninger, 2003):

$$L_{Ob} = \frac{u_*^2 T}{g K_v T^*}$$

Donde

$K_v$  = Constante de Von Karman

$T^*$  = Escala de temperatura

$u$  = Fricción velocidad

$g$  = Aceleración gravitacional

$T$  = Temperatura de aire absoluto

Es importante considerar el concepto de altura respecto a MOST, el cual fue desarrollado para una capa superficial atmosférica estacionaria sobre horizontes homogéneos (Green, 2001); como el aire fluye sobre un área que tiene una variedad de superficie vegetativa, será afectado en diferentes formas y grado; la rugosidad superficial, la temperatura de la superficie y el contenido de agua en el suelo, podría diferir dependiendo del cultivo considerado (Meijninger, 2003); de acuerdo con Savage *et al.* (2004), la altura mezclada puede ser definida como la altura en la cual, hay homogeneidad horizontal por la combinación de los flujos turbulentos; la altura de mezcla diferirá dependiendo de la escala horizontal de la combinación de los flujos turbulentos no homogéneos (inhomogeneidades) (Mason, 1988 citado por Meijninger, 2003); Meijninger (2003), señala que la altura de mezcla se incrementa con la escala del incremento horizontal de heterogeneidad e inestabilidad.

## 5.10. Evapotranspiración real mediante el balance de energía.

La energía principal que entra al sistema, es la radiación solar (Clark *et al.*, 1989; Savage *et al.*, 2004), algo de esta radiación solar es reflejada mientras la energía restante, llega a la superficie y es absorbida o convertida en otra forma de energía (Clark *et al.*, 1989); por lo tanto la radiación neta se define como la suma de la radiación entrante de onda corta y onda larga, menos la radiación de onda corta reflejada y la radiación de onda larga emitida (Savage *et al.*, 2004). Por lo que la ecuación de balance de energía se expresa como (Allen *et al.*, 1998; Meijninger, 2003):

$$R_n - H - G - \lambda ET = 0 \quad (4)$$

Donde  $R_n$  es radiación neta,  $H$  es el flujo de calor sensible,  $\lambda ET$  es el flujo de calor latente y  $G$  es flujo de calor del suelo; la ecuación debe aplicarse en grandes áreas vegetativas (Allen *et al.*, 1998).

El flujo de calor sensible ( $H$ ), puede definirse como el calentamiento del aire sobre la superficie (Meijninger, 2003); este calor es originado por la diferencia de temperatura entre dos superficies, la superficie de la planta y el medio atmosférico (Clark *et al.*, 1989); el flujo de calor latente es la proporción de la radiación neta que es usada para evaporar el agua que puede estar presente en la superficie (suelo-planta); el flujo de calor del suelo ( $G$ ) se refiere a la proporción de la radiación neta que se transfiere al suelo (Meijninger, 2003). Allen *et al.* (1998), establecen que es la energía que se utiliza para calentar el suelo. Además se considera que tiene valor positivo cuando el suelo está caliente y negativo cuando este se enfría (Anon, 1999).

El flujo de calor latente representa la fracción de la evaporación total del balance de energía y puede ser derivada de la ecuación si se conocen todos los demás componentes; la radiación neta y el flujo de calor del suelo pueden ser medidos usando equipo especializado; la medición del flujo de calor sensible es más complejo, requiere de mediciones más precisas de gradientes de temperatura sobre la superficie, se puede estimar usando diferentes técnicas como la relación de Bowen, Eddy covarianza y la técnica de la superficie renovada (Allen *et al.*, 1998). Savage *et al.* (2004), compararon

mediciones para calcular el flujo de calor sensible, probando la aplicabilidad del cintilómetro en sistemas hidrológicos en África del sur.

En un área seca, el flujo de calor del suelo y el flujo de calor sensible consumen más energía disponible, mientras que el flujo de calor latente es mayor en zonas húmedas (Meijninger, 2003); cuando hay suficiente agua para el proceso de evaporación, el aire circundante se satura y el proceso de evaporación baja, esto ocurre, si la humedad no se transfiere a la atmosfera; esto depende en gran parte de la velocidad del viento que mejora el transporte mecánico de la humedad del aire; el flujo de calor latente se determina despejando la ecuación del balance de energía (Ecuación 4), por lo que obtenemos la ETr (Allen *et al.*, 1998).

### **5.11. Investigaciones realizadas con la técnica del Cintilómetro.**

En los últimos años se han desarrollado modelos que relacionan los flujos de calor con la radiación emitida por la superficie, basados en la ecuación del balance de energía (Monteith, 1973; Kustas y Norman, 1999).

Uno de los métodos para medir los flujos de calor en la superficie (flujo de calor sensible y flujo de calor latente) es la técnica del cintilómetro, que comparado con otros sensores convencionales, el cintilómetro reúne resultados representativos con menor dispersión y en más corto tiempo; durante los últimos años el uso del cintilómetro a probado ser un método fiable para determinar el flujo promedio de superficies heterogéneas (Beyrich *et al.*, 2005; Meijninger *et al.*, 2002) mediante la ecuación del balance de energía derivada de sensores remotos (Meijninger *et al.*, 2002; Ezzahar *et al.*, 2007); la técnica del cintilómetro, parece ser segura bajo condiciones inestables secas en campos homogéneos (De Bruin *et al.*, 1995; McAneney *et al.*, 1995 y Meijninger y De Bruin, 2000). Hoedjes *et al.* (2002), encontraron resultados prometedores sobre un campo de trigo con riego homogéneo, afectado por la variación regional (por efecto del viento). Hartogensis *et al.* (2003), han demostrado la posibilidad de determinar un efectivo manejo del cintilómetro, permitiendo su uso sobre superficies no planas, donde se corrige la curvatura de la tierra, que se convierte en interrogante cuando se quiere medir la longitud de trayecto; por esta razón el cintilómetro es un cambio atractivo para la



validación de estimación por satélite del flujo de calor sensible (Hoedjes *et al.*, 2007).

Ezzahar *et al.* (2004), compararon los flujos del balance de energía estimados por el cintilómetro contra los flujos obtenidos del sistema de la Eddy-covarianza en condiciones húmedas y secas, encontrando que el cintilómetro es un instrumento fiable para estimar el flujo de calor sensible con un mínimo de equipo empleado; aun bajo condiciones muy húmedas los valores del flujo de calor sensible fueron muy buenos de acuerdo al sistema de la Eddy-covarianza.

## VI. MATERIALES Y MÉTODOS

### 6.1. Caracterización de la zona de estudio.

#### 6.1.1. Localización de la zona de estudio.

La investigación se llevó a cabo en la agrícola “Chaparral” ubicada a 12 km al sureste de Villa Juárez, Navolato, Sinaloa; ubicado a los 24° 36' Latitud Norte y 107° 35' Longitud Oeste.



Figura 6.1. Localización del sitio experimental

#### 6.1.2. Características climatológicas generales.

De acuerdo con la clasificación de Köppen modificado por García (1973), el clima es tipo  $BS_1(h')w(e)$ , descrito como clima semiárido cálido con lluvias de verano, extremoso, con presencia de lluvias invernales, con precipitación media anual de 670 mm con una temperatura media anual de 24.8 °C, con una temperatura máxima en verano de 41°C y una mínima en invierno de 5 °C. La humedad atmosférica media anual es de 68%, presentándose la máxima de 81% en septiembre y mínima de 51% en abril.

### **6.1.3. Características del suelo.**

Los suelos predominantes en la región son arcillosos (más del 40% de arcilla), profundos con grandes grietas en seco; en húmedo son pegajosos; estructura migajosa con agregados muy estables en seco. La pendiente de los terrenos es suave, generalmente menos de 0.8%. Mediante la membrana de presión se determinó la capacidad de campo, con un valor de 21.2 % y el punto de marchitamiento permanente de 11.7 %; así como el valor de la densidad aparente de 1.23 g/cm<sup>3</sup> mediante el método de la probeta.

### **6.1.4. Características de manejo de cultivo.**

Se estableció cultivo de maíz (*Zea mays* L.), la variedad empleada fue 30P49 Pioneer la cual se sembró el 13 de diciembre del 2011, la siembra fue a tierra venida, con una separación entre surcos de 0.80 m y 0.10 m de separación entre plantas, dando una densidad de siembra de 125000 plantas por hectárea; se aplicaron tres riegos de auxilio, el 15 de enero, el 11 de febrero y el 16 de marzo, mediante riego por surcos.

## **6.2. Equipo utilizado para obtener la información necesaria para determinar la evapotranspiración.**

### **6.2.1. Equipo de laboratorio y campo para capacidad de campo y densidad aparente.**

Para determinar la capacidad de campo se utilizó la membrana de presión y para determinar el punto de marchitamiento permanente se utilizó la olla de presión, sometidas a una presión de 0.3 y 15 bares respectivamente, estuvieron bajo estas presiones por 24 horas haciendo uso de un compresor para que se mantuvieran las presiones; para la determinación de la densidad aparente se utilizó una probeta y un tamiz para cernir el suelo.

## **6.2.2. Estación Agrometeorológica.**

### **6.2.2.1. Sensor de radiación solar.**

Se instaló un radiómetro que mide la radiación neta rutinaria, donde el detector está cubierto por teflón, un captador negro resistente a la intemperie, está basado en termópilas cuyo voltaje de salida es proporcional a la radiación neta, se conecta directamente a los dataloggers Campbell.



Figura 6.2. Radiómetro Kipp & Zonen Delft/Holland para medir la radiación neta.

### **6.2.2.2. Sensor de temperatura.**

Se instalaron dos sensores para medir la temperatura (VAISALA, tipo DTR503A) a 2 m de altura y otro a 6 m de altura que mide la humedad relativa y la temperatura.



Figura 6.3. Sensor VAISALA para medir la temperatura.

### **6.2.2.3. Sensor de presión barométrica.**

Se instaló un barómetro para medir la presión barométrica

#### **6.2.2.4. Sensor de dirección y velocidad del viento.**

Se instaló un anemómetro (YOUNG) en la parte superior que mide la dirección y velocidad del viento.



Figura 6.4. Anemómetro para medir la velocidad y dirección del viento.

#### **6.2.2.5. Datalogger Campbell.**

Se instaló un datalogger (CR1000) en la estación agrometeorológica, que almacena información, programas, y uso del CPU.



Figura 6.5. Datalogger Campbell sobre la estación meteorológica.

#### **6.2.2.6. Panel solar.**

Se instalaron paneles solares (KYOCERA, modelo KC85T) que recargaran las baterías durante el día, junto con un controlador de corriente, uno colocado en la torre del transmisor y otro en la torre del receptor.



Figura 6.6. Panel solar conectado, uno en cada torre de acero para recargar las baterías durante el día.

### 6.2.3. Cintilómetro.

Se utilizó un cintilómetro BLS450 que consta de un transmisor y receptor óptico, este último tiene un dispositivo de posicionamiento para alinear al receptor con el transmisor, una unidad procesadora de señal (SPU) y un software (BLSRUN) para sistema operativo de Microsoft Windows, para descargar la información de la unidad de procesamiento de la señal (SPU).

Para la instalación del equipo se utilizaron dos torres de acero de 6 m de altura; la distancia entre el transmisor y el receptor fue de 1140 m.

La velocidad de emisión del láser del transmisor fue de 5 Hertz.

### 6.2.4. Suministro de energía.

Para el suministro de energía, para la operación del cintilómetro y la estación meteorológica se utilizó el siguiente equipo.

#### 6.2.4.1. Batería (acumulador de energía).

El aporte de poder estaba dado por baterías con capacidad de 12 voltios, cubiertas con cajas de lámina galvanizada para su protección, las cuales solo trabajan de noche ya que están conectados a paneles solares.



Figura 6.7. Batería LTH con rejillas "Rounded Corner" para proporcionar la energía.

#### **6.2.4.2. Controlador automático de carga.**

Tanto en la batería del transmisor como en la del receptor, había un controlador automático de carga (modelo GPC-12-10-km), ya que los paneles solares, tienen capacidad para 19 voltios y este controlador hace bajar la carga a 12 voltios, voltaje necesario para el funcionamiento del equipo.

#### **6.3. Estimación de la Evapotranspiración real utilizando la técnica del Cintilómetro.**

Partiendo de la ecuación de balance de energía, se obtuvieron los valores de radiación neta ( $R_n$ ), para lo cual se hizo uso de la estación meteorológica, mediante el radiómetro; el datalogger se conecta a la computadora, el cual proporciona información meteorológica en intervalos de 10 minutos; también se obtuvo el valor del flujo de calor del suelo ( $G$ ), pero de acuerdo con Allen *et al.* (1998) este valor es muy pequeño y puede no ser considerado para estimar la evapotranspiración, por lo que no se consideró.

El cintilómetro estima el flujo de calor sensible ( $H$ ) sobre una zona de suelo, o zona de vegetación, se obtiene a través de la temperatura del suelo o de la vegetación según el caso, y la temperatura del aire sobre la zona (Norman *et al.*, 1995; Kustas *et al.*, 1999). El cintilómetro lo mide mediante la relación de Bowen, quien propuso que el flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ) y el flujo de calor sensible ( $H$ ), son los flujos de energía más importantes para determinar el flujo de calor latente de evaporización; mediante esta relación  $\beta = \lambda ET/H$  (Bowen, 1926). Citado por Rosenberg en 1974 indicó que para determinar la ET por este método, se considera el balance de energía, la presión atmosférica, las diferencias de temperatura y la concentración de vapor de agua en el aire a dos alturas.

Mediante la ecuación de balance de energía, y conociendo las componentes, se calcula la  $E_{Tr}$  (Ecuación 5).

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (5)$$



Donde

$R_n$  = es la radiación neta ( $W m^{-1}$ )

$H$  = es el flujo de calor sensible ( $W m^{-1}$ )

$G$  = es el flujo de calor del suelo ( $W m^{-1}$ )

$\lambda ET$  = el flujo de calor latente ( $W m^{-1}$ )

El datalogger de la estación meteorológica, proporciona los datos en intervalos de 10 minutos; en la torre del receptor, se encuentra la unidad procesadora de señal (SPU), que al conectarse a la computadora, mediante el software BLSRUN, transfiere la información en intervalos de un minuto; con ayuda de un software se calculan promedios para los datos proporcionados por el receptor, Ruby (lenguaje de programación MS-DOS) hace promedios en intervalos de 10 minutos, para hacer coincidir los datos de la estación meteorológica y los capturados por el receptor; una vez que coincidieron los promedios, para determinar el flujo de calor sensible ( $H$ ), se hizo uso del software Winlas, que requiere información como temperatura, presión, humedad relativa, distancia entre el transmisor y receptor y la altura a la que se encuentran, el valor de la relación Bowen, entre otros parámetros; la información proporcionada estuvo en Watt sobre metros cuadrados ( $W m^{-2}$ ); posteriormente se procedió a aplicar la ecuación 5 para determinar el flujo de calor latente ( $\lambda ET$ ), dándole un valor de 0 al flujo de calor del suelo ( $G$ ), obteniendo resultados en  $W m^{-2}$  y multiplicándolo por 0.0002448 nos queda el resultado en milímetros (mm) de lámina de agua; para obtener la evapotranspiración diaria, se sumaron los cálculos de cada 10 minutos hasta completar el día, y así obtener la ET en milímetros por día.

Los días para el cálculo de la  $ET_r$  fueron del 5 al 16 de marzo del 2012 cuando el cultivo se encontraba en etapa de desarrollo con una altura promedio de 1.5 m, que es donde comienza una rápida acumulación de biomasa, absorción de nutrientes y agua que continuara hasta casi el término de estado reproductivo (FENALCE, 2008).

#### 6.4. Estimación de la evapotranspiración real utilizando el método de FAO Penman-Monteith.

Partiendo de la ecuación 6 se estima la evapotranspiración real del cultivo.

$$ET_r = (K_s K_{cb} + K_e) ET_o \quad (6)$$

Dónde:

ETr = es la evapotranspiración real (mm)

Kcb = es el coeficiente basal del cultivo (mm)

Ke = es el coeficiente de evaporación del suelo (mm)

Ks = es el coeficiente de estrés hídrico (mm)

ETo = es la evapotranspiración de referencia (mm)

##### 6.4.1. Evapotranspiración de referencia (ETo).

Primeramente se procede a calcular la ETo mediante la ecuación 7 propuesta por Allen *et al.* (1998), la cual fue modificada para estimar la ETo en intervalos de 10 minutos; la estación meteorológica proporcionó los datos de radiación neta, temperatura y velocidad del viento que se requieren para el cálculo.

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{6.2}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (7)$$

Donde

ETo = es la ET de referencia (mm)

Rn = es la radiación neta en la superficie del cultivo (Mj -2 día<sup>-1</sup>)

G = es el flujo de calor del suelo (Mj m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>)

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

U<sub>2</sub> = es velocidad del viento a 2 m de altura (m s<sup>-1</sup>)

e<sub>s</sub> = presión de vapor de saturación (kPa)

e<sub>a</sub> = presión real de vapor (kPa)

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C<sup>-1</sup>)

γ = constante psicométrica (kPa °C<sup>-1</sup>)

Los datos como la constante psicométrica, pendiente de la curva de presión de vapor, presión real de vapor y presión de vapor de saturación, se obtienen con la metodología descrita por la FAO (1998).

#### 6.4.2. Coeficiente basal del cultivo (Kcb).

Para su estimación, se identificó la duración de las etapas de desarrollo del cultivo (Cuadro 6.1) y se seleccionaron los valores de Kcb correspondientes (Kcb<sub>ini</sub>, Kcb<sub>med</sub> y Kcb<sub>fin</sub>) (Cuadro 6.2). Para el ajuste de Kcb se utilizó la ecuación:

$$Kcb = Kcb_{(Tab)} + \left[ 0,04(u_2 - 2) - 0,004(RH_{\min} - 45) \right] \left( \frac{h}{3} \right)^{0,3} \quad (8)$$

Dónde:

Kcb<sub>(Tab)</sub> = valor de Kcb<sub>med</sub> o Kcb<sub>fin</sub> (si es  $\geq 0.45$ ) (Cuadro 17) FAO (1990).

$u_2$  = valor promedio de la velocidad del viento diaria a 2 m de altura sobre el pasto durante las etapas de mediados y final de temporada ( $ms^{-1}$ ) para  $1 ms^{-1} \leq u_2 \leq 6 ms^{-1}$

HR<sub>min</sub> = valor promedio de la humedad relativa mínima diaria durante las etapas de mediados o final de temporada (%), para  $20 \% \leq HR_{\min} \leq 80 \%$

h = altura promedio de las plantas durante las etapas de mediados o final de temporada (m), para  $20 \% \leq HR_{\min} \leq 80 \%$ .

La ecuación que se aplicó en los casos que H<sub>min</sub> era diferente a 45% o donde la velocidad del viento era diferente a 2 m s<sup>-1</sup>.

La humedad relativa se obtuvo mediante la estación meteorológica, mientras que la altura se obtuvo midiendo el cultivo semanalmente en todo el ciclo del cultivo.

Cuadro 6.1. Duración de las etapas de crecimiento del cultivo, para distintos periodos de siembra y regiones climáticas (días), propuesto por Allen *et al.* (2006).

Cultivo	Inicial	Desarrollo	Media	Final	Total
<b>Cereales</b>					
Maíz (grano)	30	50	60	40	180

Cuadro 6.2. Coeficiente basal del cultivo ( $k_{cb}$ ) para cultivos no estresados y bien manejados en clima sub-húmedos ( $HR_{min} = 45\%$ ,  $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$ ) para ser usados con la Ec. Penman-Monteith.

Cultivo	$K_{cb \text{ ini}}$	$K_{cb \text{ med}}$	$K_{cb \text{ fin}}$
<b>Cereales</b>			
Maíz Grano	0.15	1.15	0.5-0.15

#### 6.4.3. Coeficiente de evaporación ( $K_e$ ).

Para calcular el valor de  $K_e$  se utilizó la siguiente ecuación:

$$K_e = K_r (K_{c \text{ max}} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c \text{ max}} \quad (9)$$

Dónde:

$K_e$  = coeficiente de evaporación en el suelo

$K_{cb}$  = coeficiente basal del cultivo

$K_{c \text{ max}}$  = valor máximo de  $K_c$  después del riego o lluvia

$K_r$  = Coeficiente adimensional de la reducción de evaporación, dependiente de la lámina acumulada de agua agotada (evaporada) de la capa superficial del suelo

$F_{ew}$  = fracción del suelo que se encuentra simultáneamente expuesto y humedecido, es decir la fracción de la superficie del suelo a partir de la cual ocurre la mayor parte de la evaporación.

Para determinar el  $K_{C_{max}}$  se utilizó la siguiente ecuación:

$$K_{C_{max}} = \max \left( \left\{ 1,2 + [0,04(u - 2) - 0,004(HR - 45)] \left( \frac{h}{3} \right)^{0,3} \right\}, \{K_{cb} + 0,05\} \right) \quad (10)$$

Dónde:

$h$  = altura máxima promedio de las plantas durante el periodo de cálculo considerado (etapa inicial, desarrollo, mediados de temporada y final) (m)

$K_{cb}$  = coeficiente basal de cultivo

$HR$  = Humedad relativa (%)

$u$  = Velocidad del viento ( $m\ s^{-1}$ )

$\max ()$  = valor máximo entre los parámetros, entre los paréntesis que están separados por comas.

Para el cálculo del coeficiente de reducción de la evaporación del suelo ( $K_r$ ), se utilizó la siguiente ecuación:

$$K_r = \frac{AET - D_{e,i-1}}{AET - AFE} \quad \text{para } D_{e,i-1} > AFE \quad (11)$$

Dónde:

$K_r$  = coeficiente adimensional de reducción de la evaporación, dependiente del agotamiento de la humedad (lamina acumulada de evaporación), en la parte superior del suelo ( $K_r = 1$  cuando  $D_{e,i-1} \leq AFE$ ).

$D_{e,i-1}$  = lámina acumulada de evaporación (agotamiento) en la capa superficial del suelo al final del día  $i-1$  (el día anterior) [mm].

$AET$  = lamina acumulada máxima de evaporación (agotamiento) en la capa superficial del suelo cuando  $K_r = 0$  ( $AET$  = agua evaporable total) [mm].

$AFE$  = lamina acumulada de evaporación al final de la etapa 1 ( $AFE$  = agua fácilmente evaporable) (mm).

El valor del agua fácilmente evaporable ( $AFE$ ) fue 9, valor propuesto por la metodología de la FAO (1998); para el valor de la lámina acumulada de evaporación (agotamiento) ( $D_{e,i-1}$ ) se utilizó la siguiente ecuación:

$$D_{ei-1} = (W_{cc} - W_{pmp}) Da Pr \quad (12)$$

Donde

$W_{cc}$  = Contenido de humedad a capacidad de campo (g/g)

$W_{pmp}$  = Contenido de humedad a punto de marchitamiento permanente (g/g)

$Da$  = Densidad aparente (g/cm<sup>3</sup>)

$Pr$  = Profundidad radicular (mm) (valor propuesto por la metodología de la FAO)

La cantidad máxima de agua evaporable (AET) que puede ser agotada mediante evaporación durante un ciclo completo, se estimó mediante la Ecuación 13:

$$AET = 1000(\theta_{FC} - 0,5\theta_{WP})Ze \quad (13)$$

Dónde:

AET = agua evaporable total = lamina máxima de agua que puede ser evaporada en el suelo, cuando la capa superficial del mismo ha sido inicialmente humedecida por completo [mm].

$\theta_{FC}$  = contenido de humedad en el suelo a capacidad de campo (m<sup>3</sup>-m<sup>3</sup>)

$\theta_{WP}$  = contenido de humedad en el punto de marchites permanente (m<sup>3</sup>-m<sup>3</sup>)

$Ze$  = profundidad de la capa del suelo que es sujeta al secado a través de la evaporación [0,10-0,15 m].

Para obtener el valor de la fracción expuesta y humedecida del suelo ( $f_{ew}$ ), se utilizó la siguiente ecuación:

$$f_{ew} = \min(1 - f_c, f_w) \quad (14)$$

$1 - f_c$  = fracción expuesta promedio del suelo, la cual no se encuentra cubierta (o sombreada) por la vegetación [0,01 – 1].

$f_w$  = fracción promedio de la superficie del suelo humedecida por el riego o la lluvia [0.01 – 1].

La función min ( ) selecciona el valor menor entre 1-  $f_c$  y  $f_w$ .

#### 6.4.3.1. Fracción expuesta del suelo ( $1 - f_c$ ).

Dado que no se disponía de mediciones del valor de la fracción de cobertura,  $f_c$ , este valor se calculó con la siguiente ecuación:

$$f_c = \left( \frac{K_{cb} - K_{c_{\min}}}{K_{c_{\max}} - K_{c_{\min}}} \right)^{(1+0,5h)} \quad (15)$$

$f_c$  = fracción efectiva de la superficie del suelo que se encuentra cubierta por la vegetación [0-0,99].

$K_{cb}$  = valor del coeficiente basal del cultivo para un día o periodo particular.

$K_{c_{\min}}$  = valor mínimo de  $K_c$  para suelo sin cobertura y seco [0,15 - 0,20].

$K_{c_{\max}}$  = valor máximo de  $K_c$  inmediatamente después del humedecimiento.

$h$  = altura promedio de la planta [m].

$1+0.5h$  = representa el efecto de la altura de la planta en el sombreado de la superficie del suelo, así como el incremento del valor de  $K_{cb}$  para un valor determinado de  $f_c$ .

El valor de  $K_{c_{\min}}$  representa el valor mínimo del coeficiente del cultivo para suelo seco y desnudo, cuando la transpiración y la evaporación en el suelo son cercanas a sus niveles basales (difusivos). Se recomienda un valor de  $K_{c_{\min}} \approx 0,15 - 0,20$ . El valor de  $K_{c_{\min}}$  constituye una parte integral de todos los coeficientes  $K_{cb}$ . Generalmente  $K_{c_{\min}}$  tiene el mismo valor que el de  $K_{cb_{ini}}$  utilizado para cultivos anuales que se encuentran en condiciones de suelo casi descubierto (0.15 – 0.20).

#### 6.4.4. Cálculo de coeficiente de estrés hídrico ( $K_s$ ).

Para calcular el valor de  $K_s$  se utilizó la siguiente ecuación:

$$K_s = \frac{ADT - D_r}{ADT - AFA} \quad (16)$$

Dónde:

$K_s$  = es un factor adimensional de reducción de la transpiración que depende de la cantidad de agua disponible en el suelo (0-1).

ADT = agua disponible total en la zona radicular en el suelo (mm)

$D_r$  = agotamiento de humedad en la zona radicular del suelo (mm)

AFA = agua fácilmente aprovechable (mm)

Para el cálculo del total de agua disponible (ADT) en la zona radicular se obtuvo con la siguiente ecuación:

$$ADT = 1000(\theta_{FC} - \theta_{WP}) Z_r \quad (17)$$

Dónde:

ADT = agua disponible total en la zona radicular del suelo (mm)

$\theta_{FC}$  = contenido de humedad a capacidad de campo ( $m^3 m^{-3}$ )

$\theta_{WP}$  = contenido de humedad en el punto de marchites permanente ( $m^3 m^{-3}$ )

$Z_r$  = profundidad de las raíces (m)

Para el cálculo del agua fácilmente aprovechable se utilizó la siguiente ecuación:

$$AFA = pADT \quad (18)$$

AFA = agua fácilmente aprovechable (extraíble) de la zona radicular del suelo (mm)

$p$  = fracción promedio del total de agua disponible en el suelo (ADT) que puede ser agotada de la zona radicular antes de presentarse estrés hídrico (reducción de la ET) (0 – 1).

El valor de  $p$  está en función del poder evaporante de la atmosfera. De acuerdo con la Allen *et al.* (1998), un valor de  $p$  de 0.5, se utiliza para la gran variedad de los cultivos.



Para el agotamiento de humedad en la zona radicular ( $D_r$ ) se utilizó la siguiente ecuación:

$$D_r = ADT - AFA \quad (19)$$

Dónde:

$D_r$  = agotamiento de humedad en la zona radicular

ADT = total de agua disponible

AFA = agua fácilmente aprovechable

Los límites del agotamiento de humedad en la zona radicular serán:

$$0 \leq D_r \leq AFA \leq ADT$$

Una vez calculados los valores de los coeficientes, desde el día de siembra hasta llegar a los días evaluados, se procedió a estimar la evapotranspiración real mediante la ecuación 6, dando la evapotranspiración en milímetros por día, y así poder compararlos con los datos medidos por el cintilómetro.

## **6.5. Análisis estadístico.**

Considerando que se trataba de evaluar el comportamiento de la misma variable, pero utilizando dos métodos para calcularla, se decidió utilizar el modelo estadístico de Willmott (Willmott *et al.*, 1980; Willmott, 1981, 1982, 1984; Willmott *et al.*, 1985; Willmott *et al.*, 2011) que mide la concordancia de los valores de modelos estimados, con valores observados, basándose en el índice  $dr$ .

### **6.5.1. Procedimiento para el análisis estadístico.**

#### **6.5.1.1. Índice de concordancia ( $dr$ ).**

Para determinar el grado de concordancia entre los valores de ETr obtenidos con la técnica del cintilómetro y los valores de ETr obtenidos con el modelo de FAO Penman-Monteith se utilizó la siguiente ecuación:

$$dr = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} \quad (20)$$

La ecuación anterior se utiliza siempre y cuando

$$\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$

En los casos que

$$\sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \geq c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$

Se utilizó la siguiente ecuación:

$$dr = \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{c \sum_{i=1}^n |P_i - O_i|} - 1 \quad (21)$$

Dónde:

$dr$  = índice de concordancia entre los valores medidos y los valores estimados

$P_i$  = valores estimados

$O_i$  = valores observados

$\bar{O}$  = media de valores observados o medidos

$n$  = número de datos utilizados

$c$  = indica dos veces la diferencia de las sumas entre la media observada y valores observados ( $c = 2$ )

#### 6.5.1.2. Raíz del error cuadrático medio (RMSE).

Para el cálculo del RMSE se utilizó la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{Obs,i} - X_{model,i})^2}{n}} \quad (22)$$

Dónde:

$X_{Obs}$  = valor observado o medido

$X_{model}$  = valor estimado o modelado en el tiempo y lugar

$i, n$  = es el número de datos considerados

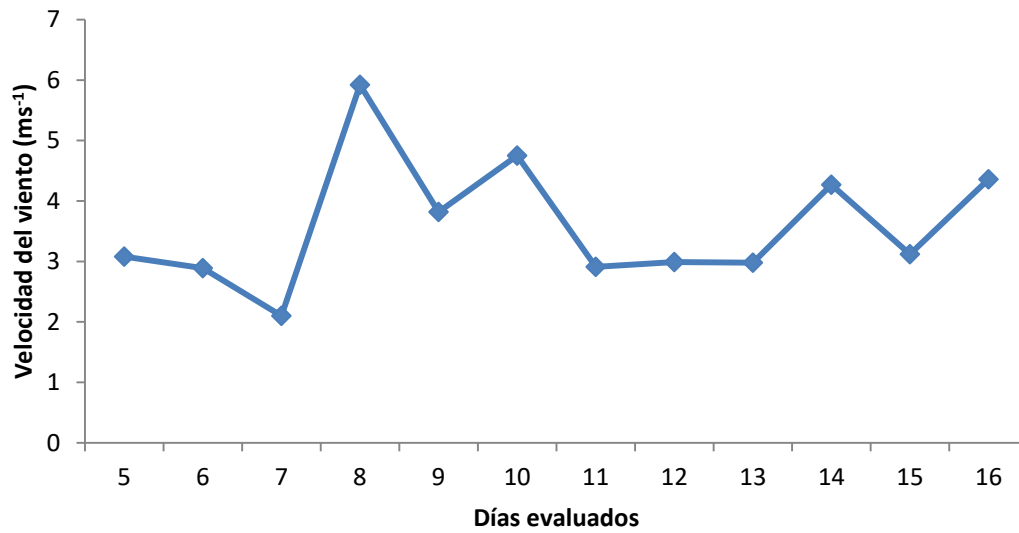
El valor de RMSE tiene las mismas unidades de medida que los datos evaluados.

## VII. RESULTADOS Y DISCUSIONES

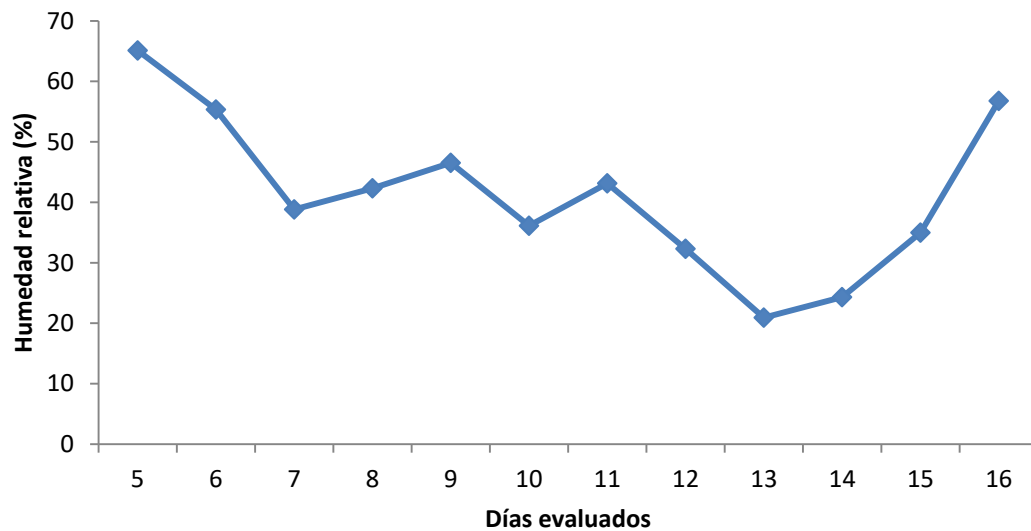
La velocidad del viento mínima registrada fue  $2.1 \text{ m s}^{-1}$ , la máxima fue de  $5.92 \text{ m s}^{-1}$  y la media fue  $3.59 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 7.1), el efecto de esta variable en el comportamiento de la ETr es importante, ya que de acuerdo con Tijerina *et al.* (2001), la obstrucción en áreas sembradas puede modificar la dirección y velocidad del viento, y puede sub y sobre-estimar la evapotranspiración, además esos efectos pueden modificar los coeficientes de turbulencia del viento, transporte de vapor de agua y calor sensible.

El comportamiento de la temperatura (Figura 7.4), muestra que la máxima registrada fue de  $28.03 \text{ }^{\circ}\text{C}$  y la mínima de  $21.16 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , el conocimiento de esta variable en los cálculos de la evapotranspiración son imprescindibles, sobre todo en el método de balance de energía, ya que, la relación de bowen está en función de las diferencias de temperatura en el aire y la presión de vapor, por lo que, estas diferencias entre las dos alturas, sub o sobre-estiman la evapotranspiración (Tijerina *et al.*, 2001).

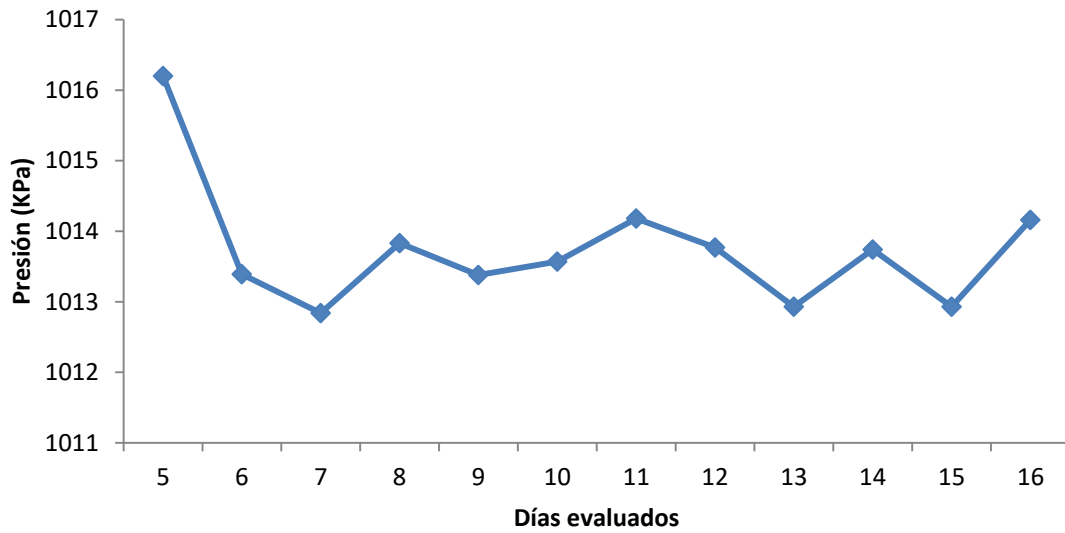
El comportamiento de la presión atmosférica (Figura 7.3), muestra que el valor máximo registrado fue de  $1016.2 \text{ Kpa}$  y la mínima de  $1012.84 \text{ Kpa}$ , que de acuerdo con Tijerina *et al.* (2001), esta variable afecta la evapotranspiración; Villaman *et al.* (2001) indicaron que la evaporación ocurre gracias a la baja presión atmosférica, sobre todo en latitudes altas, mostrando, que para fines de cálculo este efecto es pequeño, por lo que, manejándose un valor medio de presión, es suficiente; al igual la variable de humedad relativa, afecta la evapotranspiración, registrando un valor máximo de  $65.1\%$  y la mínima de  $20.93\%$ , estos mismos autores indicaron también, que una menor humedad relativa, favorece la evaporación y la transpiración, en la Figura 7.2 se muestra el comportamiento de la humedad relativa obtenida en los días evaluados.



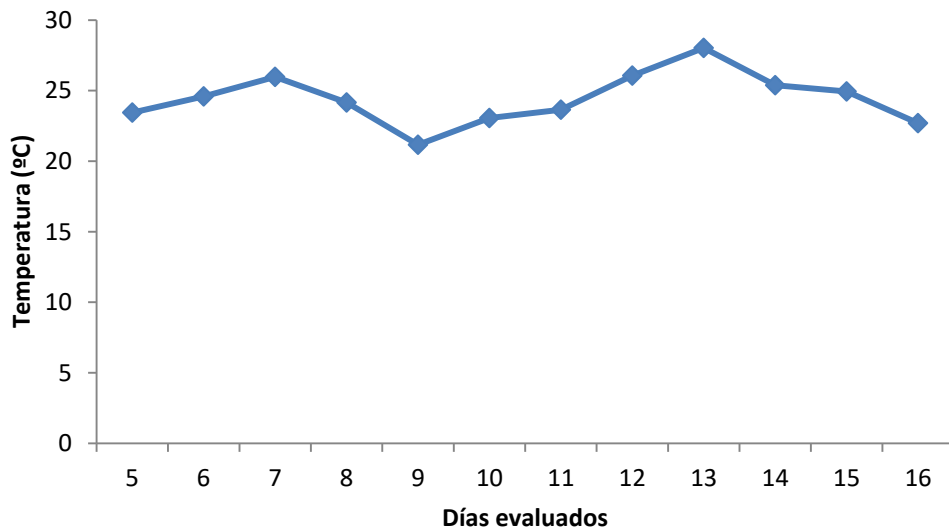
**Figura 7.1.** Se muestra el comportamiento de la velocidad del viento (m/s) para el cálculo de la Etr.



**Figura 7.2.** Se muestra el comportamiento de la humedad relativa (%) para el cálculo de la Etr.



**Figura 7.3.** Se muestra el comportamiento de la presión (kPa) atmosférica para el cálculo de la Etr.



**Figura 7.4.** Se muestra el comportamiento de la temperatura (°C) para el cálculo de la Etr.

### 7.1. Método de balance de energía para el Cintilómetro.

En la Figura 7.5 se observa el comportamiento del balance de energía, la radiación solar neta (Rn), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente ( $\lambda$ ET), en los días evaluados, dados en días julianos porque así lo requería el software WINLAS para calcular los flujos de calor. El valor del flujo del calor sensible retira la mayor cantidad de energía entrante, a excepción de los días 11, 12 y 13, donde el flujo de calor latente fue mayor, coincidiendo estos días, con los valores más altos de temperaturas y los mínimos valores de humedad relativa, Allen et al. (2006), consideran que la radiación neta proporciona energía a la superficie, mientras que los demás componentes (flujo de calor sensible, flujo de calor latente) retiran energía de la superficie, por lo que la ETr, está limitada por la cantidad de energía disponible en la superficie.

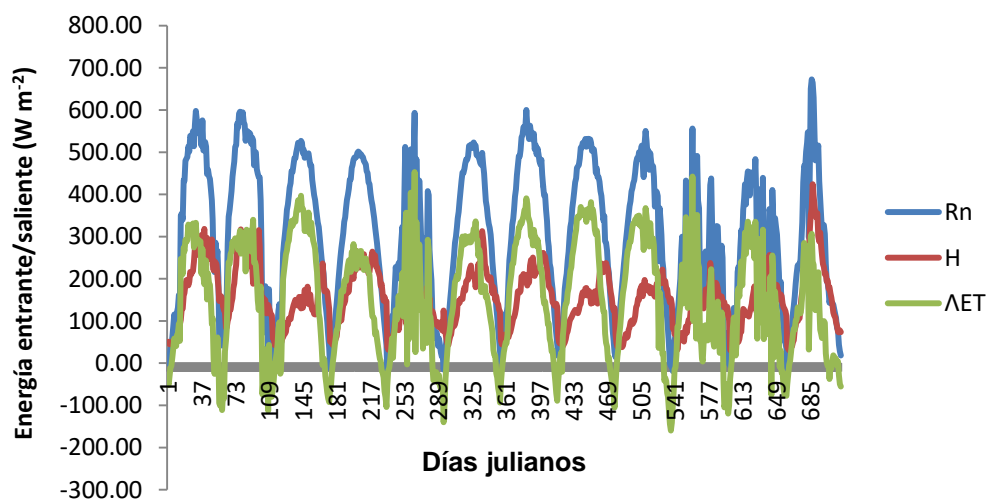
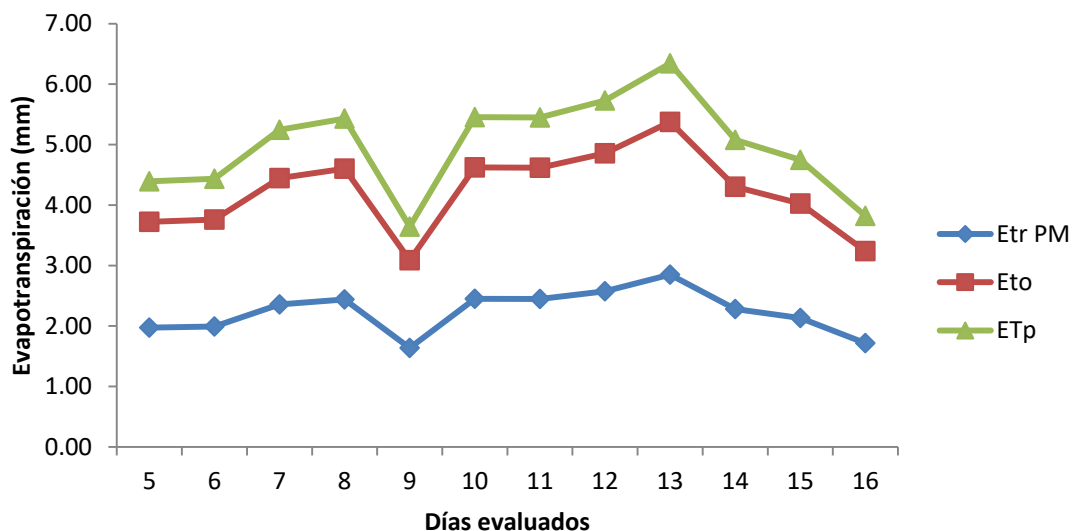


Figura 7.5. Variación diaria de los componentes de balance de energía, en la ET obtenida por el cintilómetro, expresada en  $W m^{-2}$ .

## 7.2. Evapotranspiración por el método de la FAO Penman-Monteith.

La Evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>), potencial (ET<sub>p</sub>) y real (ET<sub>r</sub>), se presentan los valores de los resultados en la Figura 7.7.



**Figura 7.6. Evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>), potencial (ET<sub>p</sub>) y real (ET<sub>r</sub>) estimada con el método de la FAO Penman-Monteith.**

De acuerdo a los días evaluados, la ET<sub>o</sub> tuvo un comportamiento similar a la ET<sub>r</sub> estimada por el método de Penman-Monteith (Figura 7.7), sin embargo, esta se mantuvo por encima de la ET<sub>r</sub>, parecido a los resultados obtenidos por López *et al.* (2010); según Allen *et al.* (1998), la ET<sub>r</sub> es siempre diferente a la ET<sub>o</sub>, debido a las diferencias en cobertura del suelo, propiedades de la vegetación y resistencia aerodinámica, con respecto a la del pasto.

La ET<sub>p</sub> tuvo un comportamiento similar a la ET<sub>r</sub>, sin embargo, la ET<sub>p</sub> sobre estimó a la ET<sub>r</sub> (Figura 7.7), ya que no existe disponibilidad de agua en el cultivo; de existir disponibilidad de agua en el cultivo, el valor de ET<sub>r</sub>, sería el de la potencial; cuando hay déficit hídrico, ET<sub>r</sub> es inferior a ET<sub>p</sub> (Fernández, 1996). En un lugar desértico la ET<sub>p</sub> puede ser de 6 mm/día, y ET<sub>r</sub> de cero, puesto que no hay agua para evapotranspirar. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima, y que exista un buen desarrollo vegetal. Esto



sucede en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un período de suficientes precipitaciones (Sánchez, 2001).

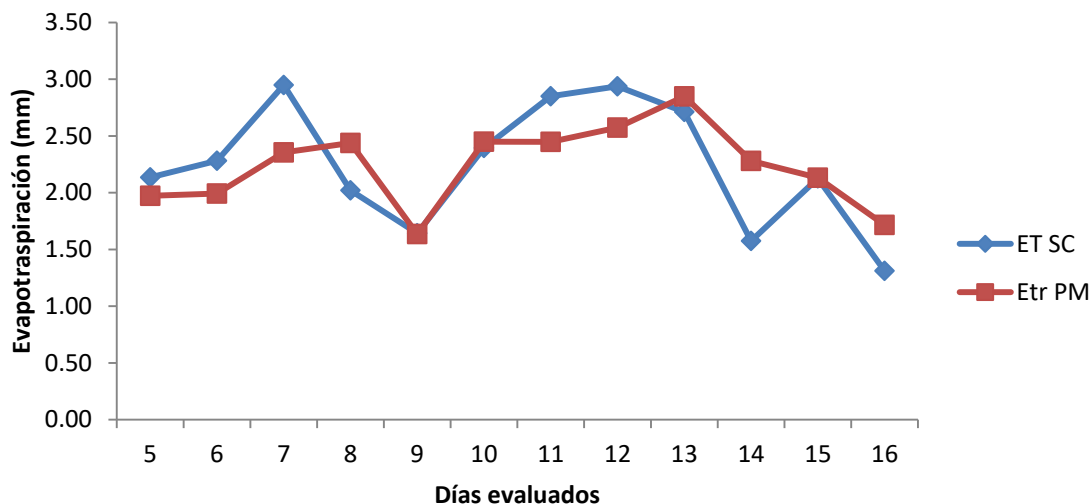
### **7.3. Evapotranspiración real con Penman-Monteith (ETr PM) y por el cintilómetro (ET SC).**

Con las variables meteorológicas y la metodología descrita para cada método, se muestra el cálculo de la ETr con Penman-Monteith y ETr con el cintilómetro (Figura 7.8), mostrando un comportamiento similar, observando que la ETr en ambos métodos, se mantuvieron por debajo de la ETo y ETp, esto se puede atribuir a condiciones no óptimas como limitación o exceso de agua en el suelo (Allen *et al.*, 2006), estos mismos autores señalan además, como condiciones no óptimas la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo y baja fertilidad del suelo.

Se observa que el valor máximo de ETr con la técnica del Cintilómetro fue de 2.95 mm en el día 7, mientras que la mínima fue de 1.31 mm ocurrida el día 16, a comparación con los valores de Penman-Monteith donde la máxima fue de 2.85 mm el día 13 y el valor mínimo de 1.64 mm el día 9, similares resultados mostró Wile (2006), obteniendo que los días donde hubo mayor evaporación, fue debido a la falta de humedad atmosférica ocasionada por baja humedad relativa, concluyendo que la combinación de altas temperaturas y baja humedad relativa, proporciona un valor mayor de flujo de calor latente.

Los días 8, 11 y 12, los valores de ETr no siguieron un comportamiento similar, mostrando que los valores se alejan entre ambos métodos, esto se puede atribuir a las variables meteorológicas anteriormente explicadas; cabe mencionar, que el método de Penman-Monteith, estima la ETr promedio en un punto de la superficie sembrada (Allen *et al.*, 2006), ya que en este método, las variaciones de evapotranspiración se modifican por condiciones de inestabilidad, tanto atmosféricas como del viento, ya que está compuesto por componentes energéticos, aerodinámicos y considera la forma genérica de la cubierta vegetal al transporte de vapor de agua a la atmósfera (Tijerina *et al.*, 2001), además estos autores señalaron que los instrumentos utilizados deben ser suficientemente sensibles para detectar diferencias en temperatura,

humedad relativa, velocidad del viento a dos alturas; mientras que el Cintilómetro mide la ETr promedio de toda la región agrícola (Watts *et al.*, 2000).



**Figura 7.7. Comparación de la Evapotranspiración real estimada con la Técnica del Cintilómetro y el método de la FAO Penman-Monteith.**

#### 7.4. Análisis estadístico.

##### 7.4.1. Índice refinado de concordancia ( $dr$ ).

El valor  $dr$  obtenido fue de 0.67 (Cuadro 7.2), lo cual, de acuerdo con el modelo de Willmott, indica que la suma de la magnitud del error, es menor entre el modelo de predicción (Penman-Monteith) y modelo de valores observados (Cintilómetro), por lo que existe una buena concordancia para estimar la ETr entre ambos métodos. De acuerdo con Willmott *et al.* (2011), que consideran que un valor  $dr = 0.5$  representa la mitad de magnitud del error, de la suma de las desviaciones del modelo de predicción y la magnitud de la desviación observada, lo cual en este trabajo estuvo por arriba de la mitad de la magnitud del error.

**Cuadro 7.1. Resultados de los análisis obtenidos por el modelo de Willmott, además, las medias de los valores de ETr de cada uno de los métodos evaluados, el RMSE y R<sup>2</sup>.**

Método	$\bar{O}$	$\bar{P}$	$dr$	RMSE	R <sup>2</sup>
Penman-Monteith		2.24			
Cintilómetro	2.24		0.67	0.03	0.52

Para el coeficiente de determinación (R<sup>2</sup>), describe la proporción de la varianza en los datos medidos, y el grado de colinealidad entre los valores observados y los valores medidos, obteniendo un valor de 0.52; que de acuerdo con Santhi *et al.* (2001) y Van Liew *et al.* (2003), valores de R<sup>2</sup> arriba de 0.5 son considerados aceptables. Sin embargo, a pesar que es ampliamente utilizado para la evaluación del modelo, este parámetro es muy sensible a valores altos extremos e insensible a las diferencias proporcionales entre los datos del modelo observado y los datos medidos (Legates *et al.*, 1999).

La raíz del cuadrado medio del error (RMSE), que indica el error en las unidades de interés, muestra un valor 0.03 mm día<sup>-1</sup> que muestra un mínimo de error entre los valores del modelo observado y el modelo de medición, ya que los valores cercanos a 0, indican un perfecto ajuste (Moriasi *et al.*, 2007); Singh *et al.* (2004) señalaron que los valores de RMSE inferiores, a la mitad de la desviación estándar de los datos, pueden ser considerados bajos, por tanto, este parámetro, tampoco es apropiado para la evaluación del modelo.

## **VIII. CONCLUSIÓN**

La técnica del cintilómetro, es confiable para estimar la ETr en el cultivo de maíz a nivel regional, ya que las desviaciones (concordancia) con respecto al método de Penman-Monteith, reconocido por la FAO como único método estándar para estimar la ETo, no tuvieron significancia, mostrando un comportamiento estadístico similar.

## VIII.- REVISIÓN DE LITERATURA

Aguilera, C. y Martínez, E. 1996. Relaciones de Agua, Suelo, Planta, Atmósfera. 4a ed. Universidad Autónoma de Chapingo. Chapingo, México. Consultado en <http://www.redalyc.org/pdf/573/57319310.pdf>. (Fecha de consulta: 24-07-2014).

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. 1998. "Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements". FAO Irrigation and drainage paper N° 56. Rome, Italy. 56: 1-168.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Roma, Italia. 56: 1-79.

Anon. 1999. Micromet Systems. Soil Heat Flux Instrumentation. [Internet]. Consultado en: <http://snrs.unl.edu/agmet/408/instruments/soilheat.html>. Consultado el 14-11-2012.

Banco Mundial, 2008. *Development and Climate Change. A Strategic Framework for the World Bank Group*, Proyecto de texto para consulta, agosto de 2008. Disponible en <http://siteresources.worldbank.org/EXTCC/Resources/407863-1219339233881/DevelopmentandClimateChange.pdf>. Consultado el 11-08-2012.

Beyrich, F., Kouznetsov, R.D., Leps, J.P., Lüdi, A., Meijninger, W.M.L. and Weisensee, U. 2005: Structure parameters for temperature and humidity from simultaneous eddy-covariance and scintillometer measurements. *Meteorologischer Zeitung*. 14: 641-649.

Bowen, I.S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 2: 779-787.

Campos, A.D.F. 1996. Procesos del ciclo hidrológico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México, pp. 683.

Clark, G.A., Smajstrla, A.G. and Zazueta, F.S. 1989. Atmospheric Parameters Which Affect Evapotranspiration. Circular 822, Florida Cooperative Extension Service, University of Florida. USA. Consultado en [http://irrigationtoolbox.com/ReferenceDocuments/BasicWaterManagement/f22\\_irrigation\\_florida\\_citrus.pdf](http://irrigationtoolbox.com/ReferenceDocuments/BasicWaterManagement/f22_irrigation_florida_citrus.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2010. Estadísticas del agua en México, edición 2011. Escenarios futuros. pp. 109.

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2011. Estadística del agua en México, edición 2011. pp. 44.

Cumpa, R.J.S., Palacios, E.V. y Exebio, A.G. 1988. Efecto del déficit de humedad y características físicas del suelo en el desarrollo de frijol (*Phaseolus vulgaris* L.). *Agrociencia* 73: 195-215.

De Bruin, H.A.R., van den Hurk, B.J.J.M. and Kohsiek, W. 1995. The scintillation method tested over dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorology*. 76: 25-40.

Denmead, O.T. y Shaw R.H. 1962. Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.* 54: 385-390.

Díaz, C.R. (2004). Los límites locales del crecimiento. Sinaloa en la dimensión global. Universidad Autónoma de Sinaloa. Sinaloa, México. Pp. 313.

Dorenbos, J. y Pruitt, W.O. 1977. Las necesidades de agua de los cultivos. *Riego y drenaje*, 24. FAO. pp 195.

Doorenbos, J. y Kassam, A.H. 1986. Efecto del agua sobre el rendimiento de los cultivos. Estudio FAO. *Riego y Drenaje* No. 33. Roma. pp. 212.

Ezzahar, J., Chehbouni, G., Hoedjes, J.C.B., Er-raki, S., Lakhal, A., Rodríguez, J.C., Chehbouni, A., boulet, G., Ducemin, B., Gentine, P., Hadria, R., Guemouria, N. 2004. Large aperture scintillometer used over a homogeneous irrigated area. *Projet INCO-WADEMED Actes du S´eminaire Modernisation de l’Agriculture Irriguée*. Consultado en [http://archive.nwc.gov.au/\\_\\_data/assets/pdf\\_file/0003/10956/Waterlines\\_no\\_35.pdf](http://archive.nwc.gov.au/__data/assets/pdf_file/0003/10956/Waterlines_no_35.pdf). (Fecha de consulta : 28-07-2014).

Ezzahar, J., Chehbouni, A., Hoedjes, J.C.B., Chehbouni, A. 2007. On the application of scintillometry over heterogeneous surfaces. *J Hydrol* 34: 493-501.

Farahani, H.J. and Bausch, W.C. 1995. Performance of evapotranspiration models for maize-bare soil to closed canopy. *American Society of Agricultural Engineers. Trans. ASAE*. 38: 1049-1059.

Federación Nacional de Cultivadores de Cereales y Leguminosas (FENALCE). 2008. Fundación Manuel Mejía. *Fisiología de la planta del maíz*. Consulta en <http://es.scribd.com/doc/57320368/9-Fisiologia-de-la-Planta-de-Maiz>. (Fecha de consulta: 4-09-2012).

Fernández, G.F. 1996. *Manual de Climatología Aplicada. Clima, medio ambiente y planificación*. Editorial Síntesis, Madrid, pp. 135-152.

Flores, H.E.L. y Ruíz, J.A.C. 1998. Estimación de la humedad del suelo para maíz de temporal mediante un balance hídrico. *INIFAP-CIPAC-Campo Experimental*.

Galindo, R.J.G. 2000. *Condiciones ambientales y de contaminación en los ecosistemas costeros de Sinaloa*. Universidad Autónoma de Sinaloa. Sinaloa, México. pp. 158.

García, E. *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Koppen*, México, D.F. 1973. González, S. J. *Notas sobre clasificaciones de climas y ecología de zonas cafetaleras*. Jalapa Ver. 1978. pp. 7 – 14.

García, B.J. 1979. Estructura metodológica para la caracterización agroecológica de áreas por procedimientos cuantitativos de análisis y su posterior zonificación. Tesis de Doctor en Ciencias. Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. pp. 401.

González, J.P., Ruvio, E., Calera, A., Cuesta, A.G., Moratalla, A., Gilabert, M.A. 2005. Seguimiento de la Evapotranspiración mediante los Coeficientes de Cultivo desde Teledetección. Aplicación a Maíz y Trigo. XI Congreso Nacional de Teledetección, 21-23 de septiembre 2005. Puerto de la Cruz. Tenerife. Consulta en <http://www.aet.org.es/congresos/xi/ten14.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Green, A.E. 2001. The Practical application of Scintillometers in Determining the Surface fluxes of Heat, Moisture and Momentum. Wageningen University, The Netherlands. Consultado en <http://edepot.wur.nl/194568>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Hartogensis, O.K.; Watts, C.J.; Rodriguez, J. -C. and De Bruin, H.A.R. 2003. Derivation of an effective height for scintillometers: La Poza experiment in northwest Mexico. J. Hydrometeor. 4: 915-928.

Heilman, 1982. Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. Agronomy Journal. 74:967-971.



Hernández, J.A., Ascanio, M.O., Morales, M., Bojórquez, J.I., García, N.E., García, J.D. 2006. El Suelo: Fundamentos sobre su formación, los cambios globales y su manejo. D.R. Universidad Autónoma de Nayarit, México. pp. 183 – 197.

Heuvelink, E., Bakker, M., Marcelis, L.F.M. And Raaphorst, M. 2008. Climate and yield in a closed greenhouse. *Acta Hort.* 801: 1083-1092.

Hill, R.J. 1997. Algorithms for obtaining atmospheric surface-layer fluxes from scintillation measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.* 14: 456-467.

Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M. and Watts, C.J. 2002. Large aperture scintillometer used over a homogeneous irrigated area, partly affected by regional advection. *Bound.- Layer Meteor.* 105: 99-117.

Hoedjes, J.C.B., Chehbouni, A., Ezzahar, J., Escadafal, R., De Bruin, H.A.R. 2007. Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data Be Used to Capture Footprint-Induced Differences. *J. Hydrometeorol.* 8: 144-159.

Hupet, F. and Vanclooster, M. 2001. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *J. Hydrology.* 243: 192-204.

IPCC (Panel intergubernamental de cambio climático), 2007a. *Climate Change, 2007: The physical Science, Basis, Chapter 11*, contribución del Grupo de trabajo I al cuarto reporte de evaluación del IPCC. Consultado en [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr\\_sp.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

IPCC (Panel Intergubernamental de Cambio climático), 2007b. Change, 2007: Adaptation and Vulnerability, contribución del Grupo de trabajo I al cuarto reporte de evaluación del IPCC. Consultado en [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr\\_sp.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

IPCC, WGII (Intergovernmental Panel on Climate Change Working Group II), 2007c. Climate Change 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability, McCarthy, J. J., O. F. Canziani, N. A. Leary, F. J. Dokken and K.S. White (eds.), Cambridge University Press. Consultado en [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4\\_syr\\_sp.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Jensen, M.E., Burman, R.D. and Allen, R.G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manual and reports on engineers practices No. 70. Am. Soc. Civil Engrs. New York, NY. pp 360.

Karam, Q.C. y Beraud, L.J.L. (2003). Sinaloa y su ambiente: Visiones del presente y perspectivas. Universidad Autónoma de Sinaloa. Sinaloa, México. pp. 362.

Kite, G. and Droogers, P. 2000. Comparing estimates of actual evapotranspiration from satellites, hydrological models, and field data: A Case Study From Western Turkey. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka. Consultado en <http://dlc.dlib.indiana.edu/dlc/bitstream/handle/10535/4316/Report42.pdf?sequence=1>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Kjelgaard, J.C., Stockle, J., Villar Mir, R., Evans and Campbell, G. 1994. Evaluating methods to estimate corn evapotranspiration from short-time interval weather data. American Society of Agricultural Engineers. Trans. ASAE. 37:1825-1833.

Kustas, W.P. and Norman, J. M. 1999. Evolution of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agr. and Forest Met.* 94: 13-29.

Lean, G. y Itinrichsen, D. 1994. Manual sobre el sistema de capacitación y aprovechamiento del agua de lluvias para uso domestico y consumo humano. [www.pnuma.org/reccnat/esp/documentos/cap1.pdf](http://www.pnuma.org/reccnat/esp/documentos/cap1.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Legates, D.R., and McCabe, G.J. 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Res.* 35(1): 233-241.

Lubana, P.P.S., Narda, N.K., Thaman, S. 2001. Performance of summer planted bunch groundnut under different levels of irrigation. *Indian J. Agric. Sci.* 71: 783.

López, L.R., Arteaga, R.R., Vázquez, P.M.A., López, C.I.L. y Sánchez, C.I. 2010. Evapotranspiración del cultivo del tomate cáscara (*Physalis ixocarpa* Brot.) estimada mediante el potencial mátrico del suelo. *Revista Fitotecnia Mexicana.* 33 (2): 157-168.

Ludlow, M. M. 1970. Effect of oxygen concentration on leaf photosynthesis and resistences to carbon dioxide diffusion. *Plant.* 91: 285-290.

Marcelis, L.F.M., Elings, P.A., de Visser, H.B. And Heuvelink, E. 2009. Simulating growth and development of tomato crop. *Acta Hort.* 821: 101-110.

Marinato, M.R. y Palacios, E.V. 1979. Relaciones entre potencial del suelo y de la hoja y su efecto en la evapotranspiración del cultivo de trigo. *Agrociencia.* 38: 53-63.

Mason, P.J. 1988. The formation of areally-averaged roughness lengths. *Meteorological Society.* 114: 399-420.

McAneney, K.J., Green, A.E. and Astill, M.S. 1995. Large aperture scintillometry: The homogeneous case. *Agric. For. Meteor.* 76, 149-162.

Meijninger, W. M. L. and De Bruin, H.A.R. 2000. The sensible heat fluxes over irrigated areas in western Tukey determined with a large aperture scintillometer. *J. Hydrol.* 229: 42-49.

Meijninger, W.M.L., Hartogensis, O.K., Kohsiek, W., Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M. and De Bruin, H.A.R. 2002: Determination of the area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface, *Boundary-Layer Meteorology.* 105: 37-62.

Meijninger, W.M.L. 2003. *Surface Fluxes Over Natural Landscapes Using Scintillometry*. Grafisch Service Centrum Van Gils BV, Wageningen, The Netherlands. Consultado en <http://edepot.wur.nl/121454>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Mojarro, D.F. 1990. Evapotranspiración y requerimientos hídricos por los cultivos. *In*: L.F. Flores L., A. Lagarda M., C. Godoy A., R. Jasso I. e I. Sánchez C. (eds). *Metodología de investigación y diagnóstico en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera*. CENID-RASPA. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias - Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Gómez Palacio, Dgo. Consultado en <http://www.chapingo.mx/terra/contenido/16/3/art219-229.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Monteith, J.L. 1973. *Principles of environmental physics*. London: Edward Arnold Press. Consultado en <http://www.aclimas.eu/Attachment/JLM.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Monterroso, R.A., Conde, A.C., Álvarez, J.D., Gómez, D. y López. G.J. 2007. Vulnerabilidad y riesgo en agricultura por cambio climático en la Región Centro

del estado de Veracruz, Mexico, *Zonas Áridas*, Lima, Peru, *Revistas Peruanas*. 11 (1): 47-60.

Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. 50(3): 885–900.

Norero Sch., A. 1976. Evaporación y transpiración. Serie suelos y clima No. SC-13. CIDIAT. Mérida, Venezuela. Consultado en <http://www.chapingo.mx/terra/contenido/16/3/art219-229.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Norman, J., Kustas, W. and Humes, K. 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperatures. *Agr. And forest Met.* 77: 263-293.

Norman, J.M., Kustas, J., Prueger, H., Diak, G. R. 2000. Surface flux estimation using radiometric temperature: a dual-temperature-difference method to minimize measurement errors. *Water Resources Research*. 36: 2263–2274.

Nyong, A.O. 2008. Climate Change Impacts in the Developing World: Implications for Sustainable Development, capítulo de próxima aparición en *Development in the Balance: How Will the World's Poor Cope with Climate Change?* Brookings Institution Press, Washington, D.C. Consultado en [http://www.agritrade.org/events/documents/paper\\_anthony\\_nyong\\_barcelona08.pdf](http://www.agritrade.org/events/documents/paper_anthony_nyong_barcelona08.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Ortega-Farias, S., Calderón, R., Acevedo, C. y Fuentes, S. 2000. Estimación de la evapotranspiración real diaria de un cultivo de tomates usando la ecuación de Penman-Monteith. *Ciencia e Investigación Agraria*. 27: 91-96.

Ortega-Farias, S., Rigetti T., Sasso, F., Acevedo, C., Matus, F. and Moreno, Y. 2003. Site-specific management of irrigation water in grapevines. p.: 55-71. IX Latin American Congress on Viticulture and Enology; Symposium on Precision Viticulture. 25 de noviembre de 2003. Pontificia Universidad de Católica de Chile, Santiago, Chile. Consultado en [http://www.google.com.mx/url?url=http://innovaciontec.idict.cu/innovacion/article/download/251/252&rct=j&frm=1&q=&esrc=s&sa=U&ei=20TXU6joBIO1yAS98oKoAw&ved=0CCMQFjAD&usg=AFQjCNEND3DP68wHxE0e\\_\\_hkFYwgJxY3LA](http://www.google.com.mx/url?url=http://innovaciontec.idict.cu/innovacion/article/download/251/252&rct=j&frm=1&q=&esrc=s&sa=U&ei=20TXU6joBIO1yAS98oKoAw&ved=0CCMQFjAD&usg=AFQjCNEND3DP68wHxE0e__hkFYwgJxY3LA). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Palacios, V.E. 1980. Estimación de los requerimientos de agua de los cultivos para conocer el cuando y cuanto regar. Departamento de Irrigación, Universidad Autónoma Chapingo, Chapingo, México. Consultado en <http://www.chapingo.mx/terra/contenido/16/3/art219-229.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London A. 193: 120-45.

Pereyra, D.D., Martínez, C.A. (1988). Evapotranspiración Potencial en la región Xalapa, Veracruz. La Ciencia y el hombre. Revista de la U.V. 2: 49 -59.

Pereyra, D.D., Pérez J.A.A. y Contreras, H.A.D. 2008. Estudios para un Plan Veracruzano de Adaptación al Cambio Climático. Capítulo IV: Escenarios futuros de los recursos hídricos. Universidad Veracruzana. pp. 35. Inédito. Consultado en <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/29550/1/CruzTorres.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Pereyra, D.D., Cruz, T.D.G., Pérez, S.J.A.A. 2011. La Evapotranspiración Real (ETR) en la cuenca del río La Antigua, Veracruz: estado actual y ante escenarios de cambio climático. *Investigaciones Geográficas (Mx)*, 75: 37-50.

Pérez, J.P. y Castellvi F. (2002), "Análisis de la evapotranspiración a escala local y regional en Cataluña", *Ingeniería del Agua*. 9 (1):59-72.

Rana, G., Katerji, N., Mastrorilli, M., El Moujabber, M. and Brisson, N. 1997. Validation of a model of actual evapotranspiration for water stressed soybeans. *Agric. For. Meteorol.* 86: 215-224.

Raynal, V.J.A. and Rodriguez, P.J.A. 2007. Possible scenarios of impacts of climate change on potential evapotranspiration in the watershed of the Conchos River, Mexico, Fall Meeting2007 of American Geophysical Union, Abstract#H21G-0816. Consultado en <http://adsabs.harvard.edu/abs/2007AGUFM.H21G0816R>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Rodríguez, S.S., Arteaga, R.R., Sangerman, J.D.Ma., Cervantes, R.O., Navarro, A.B. 2012. Evapotranspiración de referencia estimada con Fao-Penman-Monteith, Priestley-Taylor, Hargreaves y RNA. *Ciencias Agrícolas*. 3 (8): 1535-1549.

Rosenberg, N.J. 1974. *Microclimate. The biological environment*. John Wiley. New York. Consultado en <http://fjferreer.webs.ull.es/Bibliog/Biblio/Comparacion%20metodo%20evapotrans.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

SAGARPA. (2006) Memoria del proyecto conservación del cultivo de maíz blanco a la inducción a maíz amarillo en el estado de Sinaloa, ciclo otoño invernal 2005/2006. Sinaloa, México. pp. 7.

Sánchez, M. 2000. Características y apreciaciones generales de los métodos de medida y estimación de evapotranspiración. *Revista Geográfica Norte Grande*. 27: 2736.

Sánchez, S.R.F.J. (2001). Evapotranspiración. Departamento Geología-Universidad de Salamanca. pp. 1-7.

Sánchez, M. y Carvacho, L. 2005. Comparación de diez métodos de estimación de evapotranspiración potencial. Caso de estudio: VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. pp. 129-142.

Sánchez, M.J., Caselles, V., Valor, E., Coll, C., Niclos, R. y Galve, J.M. 2005. Estimación del flujo de calor sensible en superficie en una pradera de Kansas, USA. Consultado en <http://dns2.aet.org.es/congresos/xi/ten97.pdf>. (Fecha de consulta: 18-09-2012).

Sánchez, T.J.M. 2005. Cálculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección. *GeoFocus* (Artículos). 5: 278-300.

Sánchez, M., Carvacho, L. (2006). Estimación de evapotranspiración potencial, ETP, a partir de imágenes NOAAVHRR en la VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Revista de Geografía Norte Grande*, Santiago de Chile. 36: 49-60.

Sánchez, M.M., Carvachos, L.B. 2011. Comparación de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Chile. Pontificia Universidad Católica de Chile. Instituto de Geografía. *Revista de Geografía Norte Grande*. 50: 171-186.



Santhi, C.J.G., Arnold, J.R., Williams, W.A., Dugas, R.S., and Hauck, L.M. 2001. Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *J. American Water Resources Assoc.* 37(5): 1169-1188.

Savage, M. J., Everson, C. S., Odhiambo, G. O., Mengistu, M. G. and Jarmain, C. 2004. *Theory and Practice of Evaporation Measurement, with Special Focus on SLS as an Operational Tool for the Estimation of Spatially-Averaged Evaporation*. Water Research Commission Report No. 1335/1/04. Pretoria, South Africa. pp. 204. Consultado en [http://www.scielo.org.za/scielo.php?pid=S1816-79502010000100002&script=sci\\_arttext&tlng=es](http://www.scielo.org.za/scielo.php?pid=S1816-79502010000100002&script=sci_arttext&tlng=es). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Scintec. 2007. Scintec Boundary Layer Scintillometer, models BLS450, BLS900 y BLS2000. User manual, p. 4-18

Seguí, J.P., Gomes, J.A., Carlesso, R., Trois, C. 2011. Pérdidas de agua por evaporación en maíz con siembra convencional y directa para diferentes niveles de cobertura muerta. Segundo modelos y relaciones. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*. Consultado en [http://scielo.sld.cu/scielo.php?pid=S2071-00542011000200012&script=sci\\_arttext](http://scielo.sld.cu/scielo.php?pid=S2071-00542011000200012&script=sci_arttext). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. 1997. Requerimientos de agua para riego. Traducido por la Comisión Nacional del Agua y el Colegio de Postgraduados. Distrito Federal México. 2: 623.

Singh, J., Knapp, H.V. and Demissie M. 2004. Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. ISWS CR 2004-08. Champaign, Ill.: Illinois State Water Survey. Available at: [www.sws.uiuc.edu/pubdoc/CR/ISWSCR2004-08.pdf](http://www.sws.uiuc.edu/pubdoc/CR/ISWSCR2004-08.pdf). (Fecha de consulta: 8-09-2013).

Sombroek, W.G. (1990): Suelos de una tierra más caliente: Cambios en América Latina. Mem. XI Congreso Latinoamericano Ciencias del Suelo, La Habana. 5: 1251 – 1266.

Spescha, B.L., Fernandez, L.M.E., Murphy, M.G. 2008. Variación temporal de la evapotranspiración potencial en Salta, Argentina. Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas. Consultado en [http://agro.unc.edu.ar/~clima/AADA/Congresos/Jujuy/01\\_meteorologia\\_y\\_clima/147-Spescha.pdf](http://agro.unc.edu.ar/~clima/AADA/Congresos/Jujuy/01_meteorologia_y_clima/147-Spescha.pdf). (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Tate, D.M. 2004. Principios del uso eficiente del agua, dirección de Internet [www.unesco.org/phi/libros/uso.eficiente/cap\\_2\\_.html](http://www.unesco.org/phi/libros/uso.eficiente/cap_2_.html). (Fecha de consulta 10-01-2011).

Thornwaite, C. W. 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38: 55-89.

Tijerina, Ch.L. 1986. Determinación de la evapotranspiración de cultivos anuales en el Valle de México. *In*: R.H. Lira S. y L.F. Flores L. (eds). *Lisimetría. Estudios de evapotranspiración.* Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos -Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias - Centro de Investigaciones Agrícolas del Noroeste - PRONAPA. Gómez Palacio, Dgo. Consultado en <http://www.chapingo.mx/terra/contenido/16/3/art219-229.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Tijerina, Ch.L. 1992. *Uso eficiente del agua en unidades de riego para el desarrollo rural.* Diplomado. Colegio de Postgraduados. Montecillo, México. Consultado en

<http://fjferrer.webs.ull.es/Bibliog/Biblio/Comparacion%20metodo%20evapotrans.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Tijerina, C.L., Villaman, P.R., Quevedo, N.A. y Crespo, P.G. 2001. Comparación de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiración, en área de Montecillo, México. Universidad Autónoma de Chapingo. Consultado en <http://fjferrer.webs.ull.es/Bibliog/Biblio/Comparacion%20metodo%20evapotrans.pdf>. (Fecha de consulta: 28-07-2014).

Torres, S.H. 1993. Estimación de la variación de la lluvia y la evapotranspiración potencial y su relación con la productividad primaria de los agroecosistemas en la cuenca del Papaloapan. Tesis de Licenciatura en Biología. Universidad Veracruzana. Xalapa, Veracruz. pp. 102.

Van Liew, M.W., Arnold, J.G., and Garbrecht, J.D. 2003. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: Choosing between two models. *Trans. ASAE*. 46(6): 1539-1551.

Villaman, P.R., Tijerina, C.L., Quevedo, N.A., Crespo, P.G. 2001. Comparación de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiración, en el área de Montecillo, México. *Terra latinoamericana*. 19(003): 281-291.

Watts, C.J., Chehbouni, A., Rodríguez, J.C., Kerr, Y.H., Hartogensis, O., De Bruin, H.A.R. 2000, Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer in northwest Mexico. *Agric. For. Meteorol.* 105: 81-89.

Wile, L.W. 2006. Total evaporation estimation from sugarcane using the scintillation technique. Universidad de KwaZulu-Natal. pp. 65.

Willmott, C.J., Wicks, D.E. 1980. An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. *Physical Geography*. 1: 59-73.

Willmott, C.J. 1981. On the validation of model. *Physical Geography*. 2:184-194.

Willmott, C.J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 63: 1309-1313.

Willmott, C.J. 1984. On the evaluation of model performance in physical geography. In *Spatial Statistic and Models*, Gaile GL, Willmott CJ (eds). D. Reidel: Boston. 50: 443-460.

Willmott, C.J., Ackleson, S.D., Davis, R.E., Feddema, J.J., Klink, K.M., Legates, D.R., O'Donnell, J., Rowe, C.M. 1985. Statistics for the evaluation of model performance. *Journal of Geophysical Research*. 90: 8995-9005.

Willmott, C.J., Robeson S.M. and Matsuura K. 2011. Short Communication A refined index of model performance. *Internacional Journal Of Climatology*. 17: 294-304.

Zhao, W.Z., Ji, X.B., Kang, E.S., Zhang, Z.H. and Jin, B.W. 2010. Evaluation of Penman-Monteith model applied to a maize field in the arid area of northwest China. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 14: 1353-1364.

ANEXO

# ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN MAÍZ UTILIZANDO LA TÉCNICA DEL CINTILÓMETRO Y EL MÉTODO DE LA FAO PENMAN-MONTEITH

Tirado Ramírez Martín Abraham, López Avendaño Jesús Enrique, Díaz Valdés Tomas, Partida Ruvalcaba Leopoldo, Lizárraga Jiménez Ramón y Velázquez Alcaraz Teresa de Jesús. E-mail:

[tiradoma6@hotmail.com.mx](mailto:tiradoma6@hotmail.com.mx)

Colegio de Ciencias Agropecuarias, Universidad Autónoma de Sinaloa

## Resumen

Con la finalidad de estudiar la variabilidad que existe en los diferentes métodos para estimar la Evapotranspiración real (ETr), y la dificultad que esto conlleva, se propone la técnica del Cintilómetro como una herramienta fácil y segura, además de hacerlo en grandes distancias, que se basa en el método de balance de energía (flujos de calor), en relación con el método de Penman Monteith, reconocido por la FAO como único método estándar para la estimación de Evapotranspiración de referencia (ETo). El estudio se realizó en la agrícola Chaparral. Para satisfacer las variables climáticas requeridas por ambos métodos se instaló una estación meteorológica. Se instalaron dos torres de 6 m de altura para instalar en una el transmisor y en otra el receptor del cintilómetro a una distancia entre ellas de 1140 m, las cuales contaban con un datalogger campbell para almacenar la información capturada; mediante computadora se tenía acceso a esa información. Para la estimación de la evapotranspiración (ET) se establecieron intervalos de diez minutos del día 5 al 16 de marzo del 2012, encontrándose el cultivo en etapa de desarrollo. Para el análisis de la ETr, se acumularon los valores por día. Los resultados indican que ambos métodos tienen un comportamiento similar, y existe una concordancia aceptable entre ellos, por lo que la técnica del cintilómetro constituye un método aceptable para estimar la ETr.

**Palabras claves:** *Variabilidad, Estimación, Medición, Evapotranspiración*

## Abstrat

In order to study variations exists in the different methods to estimate actual evapotranspiration (Etr). and the difficulty implied within, the scintillometer technique is proposed as an easy and safe, and also adequate for large distances, based on the energy balance (heat fluxes) method in conjunction with the Penman Monteith method recognized by the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) as the only standard method for estimating reference evapotranspiration (ETo). The study was conducted in agricultural Chaparral. To obtain the climatic variables required by both methods a weather station was installed. Two towers 6m high were installed, one of them to install a transmitter and the the other to install the scintillometer receiver ,with a 1140m distance between them, both with a campbell datalogger to store the captured information; which was accessed through the computer. To estimate the evapotranspiration (ET) ten minute intervals were established from march 5th to March 16th of 2012, finding the crops in developmental stage. For the analysis of the ETr , the values obtained were accumulated per day. The results indicate that both methods have similar behavior, and there is an acceptable agreement between them, so scintillometer technique is an acceptable method to estimate the ETr.

## Introducción

La evapotranspiración es la combinación de dos procesos por los que el agua se libera a la atmosfera, a través de la superficie del suelo por evaporación y transpiración del cultivo (FAO, 1990). De modo que cuantificar la ET es un reto para el manejo de la agricultura, ya que, es difícil medirla directamente y requiere equipo especializado, por lo que se debe estimar a través de modelos teóricos, que pueden basarse en variables meteorológicas, cultivo, información del suelo, entre otras (Doorenbos y Pruitt, 1977; Jensen *et al.*, 1990 y Allen *et al.*, 1998).

Uno de los métodos que depende de datos climáticos para la estimación de la ET, es el método de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998), que se basa en

fórmulas teóricas, para calcular la  $ET_o$ . A la cual, aplicando un coeficiente de cultivo ( $K_c$ ) que representa el estado fenológico del cultivo, se obtiene la  $ET$  potencial ( $ET_p$ ); los valores del  $K_c$  no pueden ser usadas de forma generalizada, requieren una calibración local (Ortega *et al.*, 2003). Esta fue desarrollada asumiendo un cultivo hipotético de referencia creciendo activa y adecuadamente regado, además de información sobre temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar según el Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (1997), que de acuerdo con Ludlow (1970) son los principales factores que afectan la  $ET$ , además de brillo solar, humedad atmosférica y precipitación. Para fines de investigación, es necesario calcular la  $ET_r$ , ya que esta se ve afectada por características del suelo y condiciones no óptimas para el cultivo como el estrés hídrico (FAO, 1990). El modelo puede ajustarse a características físicas de una estación meteorológica local (Tijerina *et al.*, 2001). Diferentes estudios muestran que es uno de los métodos mas precisos para estimar la  $ET$  (Sánchez *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2011). Tijerina *et al.*, (2001) comparó diferentes métodos para determinar cual estimaba mejor la  $ET$  en el cultivo de maíz, obteniendo que los que proporcionaban mejor la  $ET$  fueron el método de Penman-Monteith, el balance de energía, así como el sistema Bowen. Una desventaja de este método es no contar con todas las variables para estimar la  $ET$ , ya que existen localidades que no cuentan con la información necesaria y es tomada de las que la poseen, o que habiéndolas calculado para un mes, se interpolen para periodos menores, lo que constituye una fuente de error para la determinación de balance de agua en el suelo o requerimiento de agua de los cultivos (Hashemi y Habibian, 1979).

Los flujos de energía en la superficie constituyen la base de todos los procesos físicos que ocurren en la atmósfera, por lo que su estudio es fundamental para el desarrollo y mejora de modelos climáticos, hidrológicos, de circulación atmosférica y predicción meteorológica. En los últimos años se han desarrollado modelos que relacionan los flujos de calor con la radiación emitida por la superficie (Monteith, 1973; Kustas y Norman, 1999), basados en la ecuación del balance de energía, donde la  $ET$  está controlada por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y es limitada por la cantidad de energía disponible, es decir, la energía que llega a la superficie debe ser igual a la energía que sale de la superficie en el mismo periodo de tiempo (FAO, 1990).

El cintilómetro es un instrumento que estima el flujo de calor sensible en la superficie, lo cual nos permite obtener el flujo de calor latente, aplicando la ecuación de balance de energía y midiendo los otros parámetros de la ecuación. Algunos datos requeridos son el índice de refracción de turbulencia atmosférica y velocidad del viento (Watts *et al.*, 2000) además de hacerlo en grandes distancias que van de pocos 100 m a 10 km. Los promedios de flujos pueden obtenerse en intervalos cortos de tiempo, usualmente 10 minutos. Consiste en un transmisor láser que apunta a un receptor, las fluctuaciones de temperatura en el aire, causa variaciones en la captura de intensidad de luz en el receptor, las cuales son evaluadas por el instrumento con gran sensibilidad y precisión. Diferentes investigadores han probado la larga apertura del cintilómetro para determinar el flujo promedio de superficies heterogéneas (Beyrich *et al.*, 2005; Meijninger *et al.*, 2002) mediante la ecuación del balance de energía derivada de sensores remotos (Meijninger *et al.*, 2002; Ezzahar *et*

*al.*, 2007). Parece ser seguro bajo condiciones inestables secas en campos homogéneos (De Bruin *et al.*, 1995; McAneney *et al.*, 1995; Meijninger y De Bruin, 2000). Hoedjes *et al.*, (2002) encontró resultados prometedores sobre un campo de trigo con riego homogéneo afectado por la advención regional. Hartogensis *et al.*, (2003), demostraron la posibilidad de determinar un efectivo manejo del cintilómetro, permitiendo su uso sobre superficies no planas, donde se corrige la curvatura de la tierra, que se convierte en interrogante cuando se quiere medir la longitud de trayecto. Por esta razón el cintilómetro es un cambio atractivo para la validación de estimación por satélite del flujo de calor sensible (Hoedjes *et al.*, 2007). El objetivo de este estudio fue determinar la precisión de la técnica del cintilómetro para estimar la ET real del cultivo de maíz y analizar de manera comparativa el comportamiento de ET real con ambos métodos, para una mejor distribución y eficiencia en el uso del agua.

### **Materiales y Métodos**

La investigación se llevó a cabo en la agrícola "Chaparral" ubicada a 12 km al sureste de Villa Juárez, Navolato, Sinaloa. El clima es tipo BS<sub>1</sub> (h') w (e), descrito como clima semiárido calido con lluvias de verano, extremoso, con presencia de lluvias invernales (Köppen modificado por García, 1973). Los suelos predominantes en la región son arcillos (mas del 40% de arcilla), capacidad de campo 21.2 % y punto de marchitamiento permanente 11.7 %. La variedad de maíz (*Zea mays* L.) fue 30P49 Pioneer la cual se sembró el 13 de diciembre del 2011 a una separación entre surcos de 0.80 m y 0.10 m de separación entre plantas dando una densidad de siembra de 125000 plantas ha<sup>-1</sup>. Los días para el cálculo de la ET fueron del 5 al 16 de marzo del 2012 cuando el cultivo se encontraba en etapa de desarrollo con una altura promedio de 1.5 m. que es donde comienza una rápida acumulación de biomasa, absorción de nutrientes y agua que continuara hasta casi el termino de estado reproductivo (FENALCE, 2008).

Para estimar la ET se utilizó un cintilómetro BLS450 el cual consta de un transmisor, receptor óptico con un dispositivo de posicionamiento, unidad procesadora de señal (SPU) y un software (BLSRUN) para sistema operativo de Microsoft Windows. Se instalaron tres torres de acero con 6 m de altura, en una se colocó el transmisor, en otra el receptor, a una distancia entre ellas de 1140 m, en la otra torre se instaló la estación meteorológica la cual midió los parámetros tales como velocidad y dirección del viento (anemómetro YOUNG), humedad relativa y temperatura con dos termómetros (VAISALA, tipo DTR503A) uno a 2 m y otro a 6 m de altura, la radiación neta con un radiómetro, así como el flujo de calor en el suelo con dos discos enterrados en el suelo a 2 cm de profundidad, que se conectan directamente a los dataloggers Campbell, para ambos métodos. La energía necesaria para el funcionamiento del equipo esta dada por baterías con capacidad de 12 voltios, las cuales están conectadas a paneles solares (KYOCERA, modelo KC85T) que las recargan en el día, así como un controlador de corriente en la torre del transmisor, y otro en la torre del receptor, esta última contiene un datalogger CR1000 que almacena información, programas y uso del CPU, un controlador automático de carga para regular los voltios. La velocidad de emisión de la señal luminosa seleccionada fue de 5 hertz.

Para la obtención de datos, se conectó una PC al dataloggers de la estación climatológica, la cual transfirió información en intervalos de 10 minutos. Al



conectarse la PC al dataloggers del receptor, mediante el software BLSRUN, transfirió información en intervalos de un minuto. El software Ruby (lenguaje de programación (MC2) calcula promedios para los datos del receptor, y que logren coincidir con la información de la estación climatológica (intervalos de 10 minutos). El software Winlas calcula el flujo de calor sensible (H). Utilizando la ecuación de balance de energía se calcula la ETr (ecuación 2).

$$R_n - G = H + \lambda ET \quad (1) \quad \lambda ET = R_n - G - H \quad (2)$$

Donde  $R_n$  es la radiación neta que llega a la superficie,  $G$  es el flujo de calor del suelo,  $H$  es el flujo de calor sensible y  $\lambda ET$  es flujo de calor latente. El flujo de calor del suelo ( $G$ ) es la energía que se utiliza para calentar el suelo (Allen *et al.*, 1998), tiene valor positivo cuando el suelo está caliente y negativo cuando este se enfría (Anon, 1999), lo mide mediante sensores de flujos de calor del suelo (platos); el flujo de calor sensible ( $H$ ), el cintilómetro lo mide mediante la relación de Bowen, quien propuso que el flujo de calor latente ( $\lambda E$ ) y el flujo de calor sensible ( $H$ ), son los flujos de energía más importantes para determinar el flujo de calor latente de evaporización. Mediante esta relación  $\beta = \lambda E/H$  (Bowen, 1926). Citado por Rosenberg en (1974) indicó que para determinar la ET por este método, se considera el balance de energía, la presión atmosférica, las diferencias de temperatura y la concentración de vapor de agua en el aire a dos metros de alturas.

Para la ET estimada por el método de Penman-Monteith, se utilizó la ecuación (3) propuesta por Allen *et al.*, (1998), la cual fue modificada para calcular la ETo en intervalos de diez minutos.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{6,2}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (3)$$

Donde ETo es la ET de referencia ( $\text{mm día}^{-1}$ ),  $R_n$  es la radiación neta en la superficie del cultivo ( $\text{Mj }^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $G$  es el flujo de calor del suelo ( $\text{Mj m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ),  $T$  es temperatura media del aire a 2 m de altura ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $U_2$  es velocidad del viento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $e_s$  es presión de vapor de saturación (kPa),  $e_a$  presión real de vapor (kPa),  $\Delta$  pendiente de la curva de presión de vapor ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  $\gamma$  constante psicométrica ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

Siguiendo la metodología propuesta por la FAO (1990), se calculó el coeficiente basal del cultivo ( $K_{cb}$ ) que representa la transpiración del cultivo, el coeficiente de evaporación ( $K_e$ ) que representa la evaporación del suelo y el coeficiente de estrés hídrico ( $K_s$ ) que representa el agotamiento de agua en el suelo a partir del riego. Esto para calcular la ETr (ecuación 4).

$$ETr = (K_s K_{cb} + K_e) ETo \quad (4)$$

El análisis estadístico empleado fue el modelo de Willmott (Willmott y Wicks, 1980; Willmott, 1981, 1982, 1984; Willmott *et al.*, 1985; Willmott *et al.*, 2011) que mide la concordancia de los valores de modelos estimados, con valores observados, basándose en los índices  $d$  (ecuación 5) y  $dr$  (ecuación 6), este último indica, las diferencias de la suma de los valores estimados y las desviaciones observadas, a partir de la media relativa observada para la suma de los valores de un modelo perfecto ( $P_i = O_i$  para todos  $i$ ) y las desviaciones observadas a partir de la media observada.  $c = 2$ . Mientras que  $d$  describe la covariabilidad de valores estimados y valores observados, a partir, de la media de los valores observados (Willmott *et al.*, 2011).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Pi - Oi)^2}{\sum_{i=1}^n (|Pi - \bar{O}| + |Oi - \bar{O}|)^2} \quad (5)$$

$$dr = \left\{ \begin{array}{l} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Pi - Oi|}{c \sum_{i=1}^n |Oi - \bar{O}|}, \text{ cuando} \\ \sum_{i=1}^n |Pi - Oi| \leq c \sum_{i=1}^n |Oi - \bar{O}| \\ \frac{\sum_{i=1}^n |Oi - \bar{O}|}{c \sum_{i=1}^n |Pi - Oi|} - 1, \text{ cuando} \\ \sum_{i=1}^n |Pi - Oi| > c \sum_{i=1}^n |Oi - \bar{O}| \end{array} \right. \quad (6)$$

## Resultados y Discusiones

Con las variables meteorológicas y la metodología descrita para cada método, se muestran los cálculos de ETo, ETp (método de Penman-Monteith) y ETr por ambos métodos, donde se observa que tanto la ETo como la ETp se mantienen por encima de la ETr (Figura 1), sin embargo, mantienen un comportamiento similar, esto debido a condiciones no óptimas como la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, baja fertilidad del suelo y limitación o exceso de agua en el suelo (FAO, 1990).

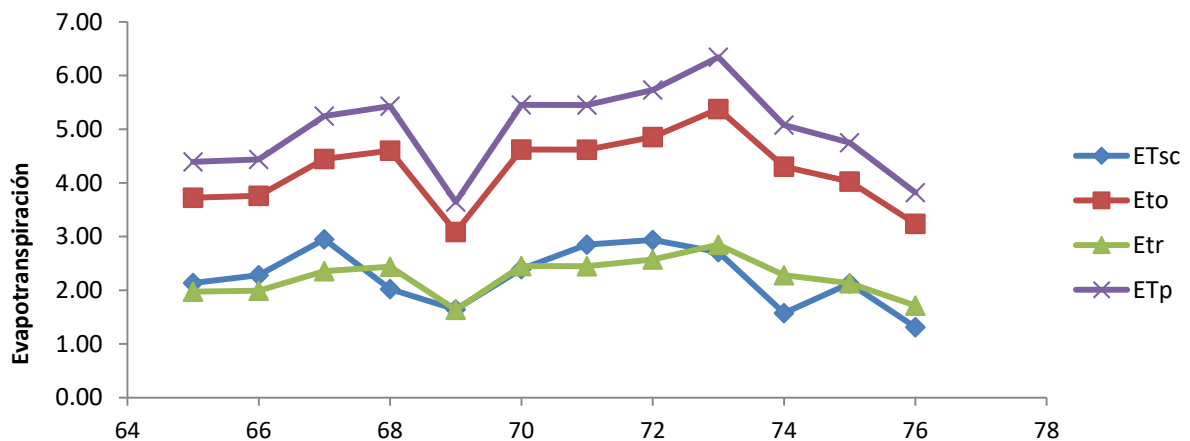


Figura 1. La estimación de ETr fue comparada entre ambos métodos en función de los días evaluados.

Para el método de balance de energía, la ET es limitada por la cantidad de energía disponible en la superficie, que de acuerdo con la FAO (1990), la radiación neta proporciona energía a la superficie, mientras que los demás componentes (flujo de calor sensible, flujo de calor latente) retiran energía de la superficie (Figura 2).

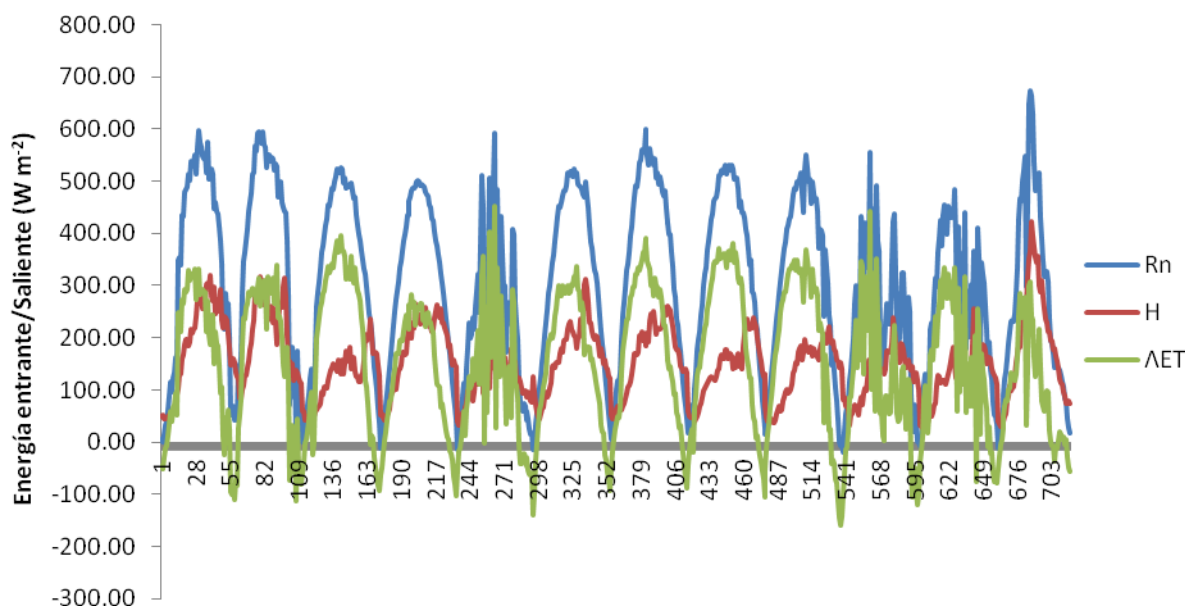


Figura 2. Variación diaria de los componentes de balance de energía, en la ET obtenida por el cintilómetro, expresada en  $W/m^2$ .

En el Cuadro 1, se muestran los valores de los coeficientes obtenidos para la estimación de la ETr, estimados como un promedio de los días evaluados en esta investigación. Para el cálculo de estos valores se utilizó la metodología propuesta por la FAO (1990).

Cuadro 1. Valores del coeficiente basal del cultivo ( $K_{cb}$ ), coeficiente de evaporación ( $K_e$ ) y coeficiente de estrés hídrico del suelo ( $K_s$ ). Para el método de Penman-Monteith.

Método	$K_{cb}$	$K_e$	$K_s$
Penman-Monteith	1.15	0.03	0.43

El valor  $dr$  obtenido fue de 0.67 (Cuadro 2), lo cual, de acuerdo con el modelo de Willmott, indica que la suma de la magnitud del error, es menor entre el modelo de predicción (Penman-Monteith) y modelo de valores observados (Cintilómetro), por lo que existe una buena concordancia para estimar la ETr entre ambos métodos. De acuerdo con Willmott *et al.*, (2011) un valor  $dr = 0.5$  indica que la magnitud del error, es la mitad, de la suma de las desviaciones del modelo de predicción y la magnitud de la desviación observada; mientras que un valor  $dr = 0.0$  indica que la magnitud del error, es igual a la desviación del modelo de predicción y la desviación de la magnitud observada. El valor  $d$  obtenido es de 0.80 (Cuadro 2), lo cual indica una buena concordancia entre los valores observados y los estimados.

Se observa que el valor  $dr$  es diferente a  $d$ , ya que este, es una medida basada en suma de cuadrados. El rango de  $dr$  es dos veces que  $d$ . Para modelos con gran distribución de error (variabilidad en O y P), los valores de  $d$  frecuentemente son mayores en comparación con  $dr$  (Willmott *et al.*, 2011).

Cuadro 2. Se muestran los análisis obtenidos por el modelo de Willmott, además, las medias de los valores de ETr de cada uno de los métodos evaluados.

Método	$\overline{O}$	$\overline{P}$	$dr$	$d$
Penman-Monteith		2.24	0.67	0.80
Cintilómetro	2.24			

## Conclusión

La técnica del cintilómetro, es confiable para estimar la ETr, ya que las desviaciones con respecto al método de Penman-Monteith, reconocido por la FAO como único método estándar para estimar la ETo, no tuvieron significancia, mostrando un comportamiento estadístico similar.

## Literatura citada

- Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 1990, Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Consultado en, <ftp.fao.org/docrep/fao/009/x0490s/x0490s/pdf>.
- Allen, R. G., Pereira L. S., Raes D., and Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome, Italy: FAO.
- Anon. 1999. Micromet Systems. Soil Heat Flux Instrumentation. [Internet]. <http://snrs.unl.edu/agmet/408/instruments/soilheat.html>. Fecha de consulta 28 de junio del 2012.
- Beyrich, F., Kouznetsov R. D., Leps J. –P., Lüdi A., Meijninger W. M. L., and Weisensee U. 2005. Structure parameters for temperature and humidity from simultaneous eddy-covariance and scintillometer measurements. Meteorologischer Zeitung 14: 641-649.
- Bowen, I. S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water superface. Phys. Rev. 2: 779-787. Campbell Scientific, Inc. 1995. Bowen ration system. Instruction manual. Logan, UT .
- De Bruin, H. A. R., Van den Hurk B. J. J. M. and Kohsiek W.. 1995. The scintillation method tested over dry vineyard area. Boundary-Layer Meteorology 76: 25-40.
- Doorenbos, J., and Pruitt W. O. 1977. Crop water requeriments. Irrigation and Drainage Paper No. 24. Rome, Italy: FAO.
- Ezzahar, J., Chehbouni A., Hoedjes J. C. B. 2007. On the application of scintillometry over heterogeneous surfaces. J Hydrol 34: 493-501.
- Federación Nacional de Cultivadores de Cereales y Leguminosas, 2008. Fundación Manuel Mejía. Fisiología de la planta del maíz. Consultado el 4-09-2012 en <http://es.scribd.com/doc/57320368/9-Fisiologia-de-la-Planta-de-Maiz>.
- García, E., Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, México, D.F. 1973. González S. Jesús , Notas sobre clasificaciones de climas y ecología de zonas cafetaleras. Jalapa Ver. 1978. Pág. 7 – 14
- Hartogensis, O. K., Watts C. J., Rodriguez J. C., De Bruin H. A. R. 2003. Derivation of an effective height for scintillometers: La Poza experiment in northwest Mexico. J. Hydrometeor., 4: 915-928
- Hashemi, F. and Habibian M. T. 1979. Limitations of temperature-based methods in estimating crop evapotranspiration in arid-zone agricultural development projects. Agricultural Meteorology, 20:237-247.

Hoedjes, J. C. B., Zuurbier R. M. and Watts C. J. 2002. Large aperture scintillometer used over a homogeneous irrigated area, partly affected by regional advection. *Bound.- Layer Meteor.*, 105: 99-117.

Hoedjes, J. C. B., Chehbouni A., Ezzahar J., Escadafal R., De Bruin H. A. R. 2007. Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data Be Used to Capture Footprint-Induced Differences?. *American Meteorological Society*.

Jensen, M. E., Burman R. D. And Allen R. G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. *ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70*. Reston, Va.: ASCE.

Kustas, W. P. and Norman J. M. 1999. Evolution of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agr. and forest met.*, 94: 13-29.

Ludlow, M. M., 1970. Effect of oxygen concentration on leaf photosynthesis and resistances to carbon dioxide diffusion. *Plant* 91: 285-290.

McAneney, K. J., Green A. E. And Astill M. S. 1995. Large aperture scintillometry: The homogeneous case. *Agric. For. Meteor.*, 76: 149-162.

Meijninger, W. M. L. and De Bruin H. A. R. 2000. The sensible heat fluxes over irrigated areas in western Tukey determined with a large aperture scintillometer. *J. Hydrol.*, 229: 42-49.

Meijninger, W. M. L., Hartogensis O. K., Kohsiek W., Hoedjes J. C. B., Zuurbier R. M. and DeBruin H. A. R. 2002. Determination of the area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface, *Boundary-Layer Meteorology* 105: 37-62

Monteith, J. L. 1973. *Principles of environmental physic*. London: Edward Arnold Press

Ortega-Farias, S., Rigetti T., Sasso F., Acevedo C., Matus F. and Moreno Y. 2003. Site-specific management of irrigation water in grapevines. p.: 55-71. IX Latin American Congress on Viticulture and Enology; Symposium on Precision Viticulture. 25 de noviembre de 2003. Pontificia Universidad de Católica de Chile, Santiago, Chile.

Rosenberg, N.J. 1974. *Microclimate. The biological environment*. John Wiley. New York.

Sánchez, M. y Carvacho L. 2005. Comparación de diez métodos de estimación de evapotranspiración potencial. Caso de estudio: VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*, p.: 129-142

Sánchez, M. M., 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. Pontificia Universidad Católica de Chile. Instituto de Geografía.

Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. 1997. Capítulo 2, parte 623. Requerimientos de agua para riego. Traducido por la Comisión Nacional del Agua y el Colegio de Postgraduados. Distrito Federal México.

Tijerina L. C., Villaman P. R., Quevedo N. A., Crespo P. G. 2001. Comparación de algunos métodos micrometeorológicos para estimar la evapotranspiración, en área de Montecillo, México. Universidad Autónoma de Chapingo. *Terra latinoamericana* pp.: 281-291.

Watts, C. J., Chehbouni A., Rodriguez J. -C., Kerr Y. H., Hartogensis O., De Bruin H. A. R. 2000, Comparison of sensible heat flux estimates using AVHRR with scintillometer in northwest Mexico. *Agric. For. Meteorol.* 105: 81-89.

Willmott, C. J., Wicks D. E. 1980. An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. *Physical Georgraphy* 1: 59-73.

Willmott, C. J. 1981. On the validation of model. *Physical Georgraphy* 2:184-194.

Willmott, C. J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society* 63: 1309-1313.

Willmott, C. J. 1984. On the evaluation of model performance in physical geography. In *Spatial Statistic and Models*, Gaile GL, Willmott CJ (eds). D. Reidel: Boston; 443-460.

Willmott, C. J., Ackleson S. D., Davis R. E., Feddema J. J., Klink K. M., Legates D. R., O'Donnell J., Rowe C. M. 1985. Statistics for the evaluation of model performance. *Journal of Geophysical Research* 90(C5): 8995-9005.

Willmott, C. J., Robeson S. M. and Matsuura K. 2011. Short Communication A refined index of model performance. *Internacional Journal Of Climatology*.





**UNIVERSIDAD JUÁREZ AUTÓNOMA DE TABASCO**

*"Estudio en la duda. Acción en la fe"*

**DIVISIÓN ACADÉMICA DE CIENCIAS AGROPECUARIAS**

# III Congreso Internacional de Agronomía Tropical

Y

**IV Simposio Nacional  
Agroalimentario**

Otorga la presente

## CONSTANCIA

**A: Martín Abraham Tirado Ramírez, Jesús Enrique López Avendaño, Tomas Díaz Valdés, Leopoldo Partida Ruvalcaba, Ramón Lizárraga Jiménez y Teresa de Jesús Velázquez Alcaraz**

Por su participación con la **Ponencia**

**"ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN MAÍZ UTILIZANDO LA TÉCNICA DEL CINTILÓMETRO Y EL MÉTODO DE LA FAO PENMAN-MONTEITH"**

Villahermosa, Tabasco; 28 a 30 de agosto de 2013

**M.A.A. Alma Catalina Berumen Alatorre**  
Directora

**Dra. Hortensia Brito Vega**  
Presidenta del Comité Organizador





# EL CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA Y LA UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE SINALOA



Otorgan el presente

# Reconocimiento

MARTIN TIRADO

**A:**

Por su participación con la ponencia "ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN MAÍZ UTILIZANDO LA TÉCNICA DEL CINTILÓMETRO Y EL MÉTODO DE LA FAO PENMAN-MONTEITH." En el marco del 1er Encuentro de Jóvenes Investigadores Sinaloa 2013, celebrado en la Ciudad y Puerto de Mazatlán, Sinaloa, México; los días 14 y 15 de noviembre de 2013.

Lic. Ivonne Olivares Terán

Subdirectora de Promoción y Difusión  
Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

Dr. Leonardo Germán Gandarilla

Rector  
Universidad Politécnica de Sinaloa

