

**DISTRIBUCIÓN DEL BALANCE DE ENERGÍA Y CONSUMO DE
AGUA DEL CULTIVO DEL NOGAL PECANERO [*Carya
illinoensis* (Wangehn) K. Koch] EN EL ESTADO DE COAHUILA**

JAIME ADOLFO FLORES GUERRERO

TESIS

Presentada como requisito parcial para obtener el grado de:

**Maestro en Ciencias
en Riego y Drenaje**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA
ANTONIO NARRO**

Programa de Graduados

Buenvista, Saltillo, Coahuila, México
Agosto de 2009
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

DIRECCIÓN DE POSTGRADO

**DISTRIBUCIÓN DEL BALANCE DE ENERGÍA Y CONSUMO DE
AGUA DEL CULTIVO DEL NOGAL PECANERO [*Carya
illinoensis* (Wangehn) K. Koch] EN EL ESTADO DE COAHUILA**

POR:

JAIME ADOLFO FLORES GUERRERO

Tesis elaborada bajo la supervisión del comité particular de asesoría y
aprobada como requisito parcial para optar al grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN RIEGO Y DRENAJE

COMITÉ PARTICULAR

Asesor Principal:

Dr. Alejandro Zermeño González

Asesor:

Dr. Juan P. Munguía López

Asesor:

Dr. Raúl Rodríguez García

Asesor:

Dr. Ernesto A. Catalán Valencia

Dr. Jerónimo Landeros Flores
Director de Postgrado

Buenvista, Saltillo, Coahuila. Agosto de 2009

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro, y particularmente a los departamentos de Agrometeorología y de Riego y Drenaje y a la Dirección de Postgrado por la oportunidad que me han brindado para superarme en mi formación profesional y académica.

Al Centro de Investigación en Química Aplicada por permitir realizar mi trabajo de investigación en uno de los proyectos del Departamento de Plásticos en la Agricultura.

Al Fondo Mixto de Investigación del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y Gobierno del Estado de Coahuila a través del Proyecto “Estimación del consumo de agua del cultivo de nogal en la región norte y laguna de Coahuila en base a los componentes del balance de energía” con clave COAH- 2006-C05- 62029.

A los doctores Alejandro Zermeño González, Juan P. Munguía López, Raúl Rodríguez García y Ernesto Catalán Valencia, por su tiempo y esfuerzo así como por sus valiosos consejos durante la realización de este trabajo.

Al Dr. Jerónimo Landeros Flores por su constante y desinteresado apoyo.

DEDICATORIA

Deo optimo maximo

A mis padres,

Salvador Jesús Flores Díaz de León y Josefina Guerrero de Flores

A mi esposa *Dalila de León* y a mis hijos, *Juan Adolfo, Alberto de Jesús, Fátima Josefina Monserrat y Natalia Catalina*

A mis hermanos *Salvador Eduardo, Manuel de Jesús, Armando, Ernesto y Marco Antonio*

A todos ellos con profundo respeto y sincero agradecimiento

COMPENDIO

DISTRIBUCIÓN DEL BALANCE DE ENERGÍA Y CONSUMO DE AGUA DEL CULTIVO DEL NOGAL PECANERO [*Carya illinoensis* (Wangehn) K. Koch] EN EL ESTADO DE COAHUILA

POR

JAIME ADOLFO FLORES GUERRERO

MAESTRÍA

RIEGO Y DRENAJE

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

Buenavista, Saltillo, Coahuila. Agosto de 2009

Dr. Alejandro Zermeño González – Asesor

Palabras clave: nogal pecanero, covarianza Eddy, balance de energía

En una huerta de nogal pecanero ubicada en la comarca lagunera en el estado de Coahuila, en el norte de México, durante los meses de mayo, junio y julio de 2008 se realizaron mediciones (utilizando el método de la covarianza eddy) de

flujo de calor sensible y latente sobre el dosel de los árboles. También se midió la radiación neta y el flujo de calor en el suelo. Con esta información se obtuvo la distribución instantánea (30 min) de los componentes del balance de energía, y se determinó la lámina de agua evapotranspirada y la lámina de evapotranspiración a equilibrio.

El análisis de los componentes del balance de energía mostró que la energía que llega como radiación neta, se disipó mayoritariamente en calor latente (aproximadamente 80%), en tanto que la disipación en forma de calor sensible es pequeña (casi 10%) y la disipación en flujo de calor en la superficie del suelo fue de alrededor de 5%

Se observó que la ET real y la ET a equilibrio fueron muy similares en todos los días evaluados. Esto demostró la posibilidad de utilizar el enfoque de la evapotranspiración a equilibrio para determinar el consumo de agua de la huerta. De acuerdo con este enfoque, en el mes de mayo hubo un pequeño déficit en el riego, en junio el riego fue adecuado y en julio hubo un exceso en la lámina de agua aplicada.

ABSTRACT

**ENERGY BALANCE DISTRIBUCION AND WATER USE IN PECAN TREES
[*Carya illinoensis* (Wangehn) K. Koch] IN THE STATE OF COAHUILA**

BY

JAIME ADOLFO FLORES GUERRERO

**MASTER OF SCIENCE
IN**

IRRIGATION AND AGRICOLE DRAINING

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

Buenavista, Saltillo, Coahuila. August 2009

Dr. Alejandro Zermeño González – Advisor

Keywords: pecan nut, Eddy covariance, energy balance, water use efficiency

From May to July, 2008, eddy covariance flux measurements of sensible and latent heat flux were made over the canopy of a pecan nut orchard located at southeast of Coahuila, a state of northern Mexico. Net radiation and soil heat flux were also measured. With these data, the instantaneous (30 min) partition-

ing of the energy balance fluxes were obtained, and actual and equilibrium evapotranspiration were determined.

The analysis of the energy balance partitioning showed that the net radiation was dissipated mainly as latent heat flux (approximately 80%), while the dissipation as sensible heat flux was very small (around 10%) and the dissipation as soil heat flux was nearly 5%.

It was observed that actual ET and equilibrium ET were very similar in every day evaluated. This showed the possibility of using the equilibrium ET approach for determining the orchard water consumption. According to this approach, in May there was a small deficit in the water applied, in June the water applied was appropriated and in July there was a surplus of irrigation.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| REVISIÓN DE LITERATURA..... | 3 |
| Generalidades del Nogal Pecanero..... | 3 |
| Origen | 4 |
| Distribución | 5 |
| Clasificación botánica..... | 6 |
| Descripción botánica..... | 7 |
| Valor comercial | 8 |
| Requerimientos hídricos del nogal pecanero | 11 |
| Componentes del balance de energía..... | 12 |
| Radiación neta | 13 |
| Flujo de calor latente | 15 |
| Flujo de calor sensible..... | 17 |
| Flujo de calor en el suelo | 18 |
| El balance de energía en nogal | 19 |

| | |
|--|-----------|
| Métodos para estimar la evapotranspiración | 20 |
| Técnicas micrometeorológicas..... | 25 |
| MATERIALES Y MÉTODOS | 38 |
| Ubicación y características del sitio de estudio..... | 38 |
| Programas de riego | 39 |
| Instrumentación y mediciones realizadas..... | 41 |
| RESULTADOS Y DISCUSIÓN..... | 51 |
| CONCLUSIONES | 76 |
| LITERATURA CITADA | 77 |

ÍNDICE DE CUADROS

| | |
|---|----|
| Cuadro 3.1. Características del sistema de riego por goteo subsuperficial en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México | 36 |
| Cuadro 3.2. Lámina de riego aplicada en 2008 en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México | 37 |
| Cuadro 3.2. Parámetros medidos en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México | 39 |
| Cuadro 3.3. Sensores utilizados para la medición de parámetros en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México | 40 |
| Cuadro 4.3. Disipación de la radiación neta en flujo de calor sensible (H/Rn), flujo de calor latente (LE/Rn) y flujo de calor en el suelo (G/Rn) para diferentes segmentos de tiempo observados en una huerta de nogal pecanero durante junio de 2008, Matamoros, Coahuila, México | 56 |

| | |
|--|----|
| Cuadro 4.4. Disipación de la radiación neta en flujo de calor sensible (H/Rn), flujo de calor latente (LE/Rn) y flujo de calor en el suelo (G/Rn) para diferentes segmentos de tiempo observados en una huerta de nogal pecanero durante julio de 2008, Matamoros, Coahuila, México..... | 57 |
| Cuadro 4.5. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Mayo de 2008..... | 61 |
| Cuadro 4.6. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Junio de 2008..... | 62 |
| Cuadro 4.7. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Julio de 2008..... | 63 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 4. 1. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 11 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 55 |
| Figura 4. 2. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 24 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 55 |
| Figura 4. 3. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 16 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 56 |
| Figura 4. 4. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 25 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 57 |

| | |
|--|----|
| Figura 4. 5. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 6 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 57 |
| Figura 4. 6. Distribución de la radiación neta (R_n), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 16 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 58 |
| Figura 4. 7 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 3 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 72 |
| Figura 4. 8 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 24 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 72 |
| Figura 4. 9 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 8 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México..... | 73 |

Figura 4. 10 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 16 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.....73

Figura 4. 11 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 16 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.....74

Figura 4. 12 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 30 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.....75

INTRODUCCIÓN

La aplicación del balance de energía en la superficie y las mediciones de los flujos de masa y calor tienen una gran aplicación en la agricultura, puesto que se pueden emplear en la determinación de la tasa de evapotranspiración diaria de los cultivos, pastizales y frutales. El conocimiento de estos factores permite mejorar la eficiencia del uso del agua, programando oportunamente los riegos y las laminas por aplicar. También se puede obtener la tasa de asimilación y liberación de bióxido de carbono de las diferentes superficies vegetales (Zermeño-González, 2001).

Dada la gran importancia comercial que tiene el nogal pecanero en México, resulta muy conveniente aplicar estos métodos en este cultivo.

El uso ineficiente de agua, su desabasto y mala calidad son problemas muy graves en la agricultura en general. Por ello resulta necesario determinar el consumo hídrico diario (evapotranspiración real, ETr) y así poder mejorar la eficiencia de riegos aplicando láminas de agua correctas en los tiempos oportunos (Moreno Ramón, 2007). Así mismo, los factores meteorológicos tales como radiación solar, viento y temperatura, afectan la producción agrícola. Los datos micrometeorológicos pueden contribuir a la identificación

de mecanismos fisiológicos cuyo conocimiento puede conducir a mejorar la producción (Munguía, 2000).

Considerando la gran importancia comercial del cultivo de nogal, su alto consumo hídrico y la baja disponibilidad en calidad y cantidad de agua en algunas de las regiones más productoras de México (Chavez *et al*, 2006), resulta evidente la necesidad de determinar la demanda hídrica (evapotranspiración real) de este cultivo.

No obstante que ya se han realizado diversos estudios en nogal para determinar la evapotranspiración del cultivo, dichos estudios difieren mucho en cuanto a los métodos utilizados y las condiciones prevalecientes, por lo que resulta conveniente determinar el consumo de agua del nogal durante los meses más críticos en la región nogalera del estado de Coahuila. Uno de los métodos de mayor precisión para esta determinación es el de la covarianza eddy, método que además mide los flujos de los componentes del balance de energía (Warland and Taillon, 2002).

El objetivo de este estudio fue analizar la dinámica de los componentes del balance de energía y su aplicación en la determinación de la evapotranspiración diaria de una huerta de nogal pecanero en la Comarca Lagunera, utilizando el método de la covarianza Eddy.

REVISIÓN DE LITERATURA

Generalidades del Nogal Pecanero

El Nogal Pecanero es un árbol muy vigoroso y longevo que puede superar los 30 metros de altura. Inicia su vida productiva entre los 6 y 10 años de edad y continua produciendo en niveles óptimos y comerciales durante poco más de 50 años, aun y cuando con un buen manejo técnico se puede alargar su vida productiva, teniendo casos de árboles que duran hasta 100 años (Puente, 2002).

Como consecuencia de los esfuerzos realizados tanto en investigación como en la modernización de los sistemas de producción, en los últimos años se ha logrado incrementar el rendimiento promedio de producción nacional de nuez encarcelada, de manera tal que estos se han obtenido incrementos de 1.08 ton/ha en 1996 a 1.39 ton/ha en 2001 (Fundación Produce Chihuahua, 2002), lo que representa 28.7% de incremento. La producción nacional hasta el año de 2007 se distribuyó como sigue: Chihuahua produjo 44,463.57 toneladas, Coahuila 13,260.95, Sonora 8,856.5, Durango 5,425.16 y Nuevo León 2,436.27. El total de la producción nacional para este año fue de 79,161.55 toneladas. Los estados mencionados son los principales

productores en el país y actualmente tienen un rendimiento promedio de 1.4 toneladas por hectárea (SIACON en línea, 2007).

Ordoñez (2008) afirma que el nogal pecanero [*Carya illinoensis* (Wangehn.) K. Koch], está considerado como uno de los cultivos de frutales más rentables y que su producción en México tiene un alto potencial de desarrollo.

Estados Unidos es el mayor productor de nuez pecanera en el mundo seguido por México con el 75% y el 20% de la producción mundial respectivamente (Hadjigeorgalis *et al*, 2005). En la actualidad, México exporta el 50% de la producción anual, pero este valor puede incrementarse debido a la creciente demanda mundial (Ordoñez, 2008).

Origen

El nogal pecanero es originario del sureste de los Estados Unidos de América y del Norte de México. El conquistador español López de Oviedo fue quien primero consignó, hacia el año de 1533, que los indios americanos consumían nueces pecaneras, las cuales recogían de los nogales que crecían en las márgenes del actual Río Guadalupe, en Texas (Muñoz, 1986; Puente, 2002).

Hacia 1541, el explorador español Cabeza de Vaca registra en sus "Relaciones" a estos árboles como nogales y a sus frutos como nueces, aludiendo la semejanza que tienen con las nueces y nogales de Castilla, en España (Puente, 2002).

En varios de los centros de origen de este frutal se encuentran numerosas áreas de formaciones nativas sujetas a aprovechamiento comercial (Ibidem).

Distribución

El nogal de la nuez pecanera crece comúnmente en suelos arcillo-arenosos bien drenados y no sujetos a inundaciones prolongadas. Sin embargo, también se ve en suelos de textura pesada, donde se limita a suelos aluviales de origen reciente. Rara vez crece en suelos planos mal drenados. En su área de origen crece en clima húmedo; con precipitaciones medias anuales de 760 mm y un máximo de 2,010 mm y con temperaturas promedio en el verano que oscilan entre los 27 °C, con extremas de 41 a 46 °C; las temperaturas promedio adecuadas en invierno son entre 10 y -1 °C, con extremas de -18 a 29 °C (COMENUEZ, 2008).

En México, la distribución natural del nogal se encuentra en 14 estados, siendo los centros más importantes de asociaciones nativas los estados de

Chih-uahua, Nuevo León y Coahuila, en tanto que en los Estados Unidos se localizan principalmente en los estados de Kansas, Luisiana, Missouri, Oklahoma y Texas (Puente, 2002).

Clasificación botánica

Al árbol de la nuez pecanera se le conoce de muy diversas formas: Nuez americana, Nogal americano, Nueces de pacana, Nuez Pecán, Pecana, Pacano, Pecadero, Nogal de Illinois, Nogal pacanero, Nogal pecanero, Nuez de Illinois, Pacán, Nuez encarcelada (Infojardín, 2008). Su clasificación botánica es como sigue:

Reino: *Plantae* -Plantas

Subreino: *Tracheobionta* - Plantas vasculares

Superdivisión: *Spermatophyta* - Plantas con semilla

División: *Magnoliophyta* - Plantas con flor

Clase: *Magnoliopsida* - Dicotiledóneas

Subclase: *Hamamelidae*

Orden: *Juglandales*

Familia: *Juglandaceae*

Género: *Carya*

Especie: *illinoensis* (Wangenh.) K. Koch

(USDA, 2008)

Descripción botánica

El nogal pecanero es un árbol caducifolio, de gran tamaño, que puede alcanzar los 60 m de altura. Sus hojas son pinnaticompuestas, sin estípulas, folíolos lanceolados u oblongo-lanceolados, asimétricos, algo falcados y con margen aserrado. Tiene de 11 a 17 folíolos lanceolados u oblongos, sentados a excepción del foliolo terminal (imparipinnados) y presenta el margen doblemente aserrado (Infojardín, 2008).

El tronco puede alcanzar más de tres metros de diámetro (Muñoz, 1986) y es de corteza marrón, tintada de rojo, irregularmente agrietada, desprendiéndose en escamas.

Las flores masculinas en inflorescencias son colgantes, de amentos de color verde amarillento que salen de las axilas de hojas del año anterior. Presentan una sola envuelta, con 4-6 lóbulos y de 3-4 estambres libres. Las flores femeninas en espigas presentan pubescencia amarilla. El pistilo está formado por 2 hojas carpelares soldadas (Infojardín, 2008).

La fruta del nogal se considera una drupa, la cual consta de pericarpio, mesocarpio y semilla (almendra). El pericarpio y el mesocarpio forman una estructura segmentada en cuatro partes que al deshidratarse se abre dejando libre al endocarpio y a la semilla. A la porción del mesocarpio y endocarpio se

la conoce como nuezno. Las nueces compuestas por el endocarpio y la semilla normalmente miden de 2 a 6 cm. de largo y pesan de 4 a 12 gramos cada una. La semilla presenta dos cotiledones separados por un tabique central, los cuales provienen de los carpelos florales. El fruto del nogal es una nuez de alto valor nutritivo, cuya almendra es rica en proteínas, carbohidratos, grasas (con 94% de aceites insaturados, que reducen el nivel de colesterol en la sangre), minerales, vitaminas y fibras (COMENUEZ, 2008).

Los frutos se desarrollan en flores femeninas en grupos de tres a ocho y cuando el árbol es viejo o está débil sólo produce uno por racimo. Estos frutos son oblongos, puntiagudos con cuatro castillos (Muñoz, 1986; Inforjardín, 2008).

La nuez es un fruto seco que se conoce como 'nuez americana' por su parecido a la nuez tradicional europea, aunque más alargada y de corteza lisa.

Valor comercial

De la semilla del nogal pecanero se obtienen aceites empleados en cosmética, para la fabricación de jabón y como secante de pinturas y con la cáscara de la nuez pueden hacerse infusiones con propiedades astringentes.

Su madera es pesada y dura, utilizada como combustible y para la fabricación de muebles y aperos.

En México las primeras plantaciones comerciales se establecieron en Nuevo León en el año de 1904 y ya para el año 2000 se tenían plantadas más de 60 mil hectáreas a nivel nacional siendo Chihuahua el principal productor con aproximadamente el 59% de esa superficie. En Estados Unidos los primeros árboles de nogal como cultivo fueron plantados en Long Island, Nueva York en 1772 pero comercialmente las plantaciones empezaron a explotarse a fines de 1800 y principios de 1900 en las regiones del Sur y Sureste que comprenden los estados de Georgia, Texas, Nuevo México, Arizona, Alabama y Mississippi entre otros (Núñez, 2004).

Las primeras plantaciones comerciales en los Estados Unidos se iniciaron a partir de 1871, con árboles de pie franco. La introducción pionera de plantaciones comerciales en México se hizo en 1904, en el estado de Nuevo León. En el estado de Chihuahua las primeras huertas comerciales se establecieron en el año de 1946, mientras que en la Comarca Lagunera se inició la explotación del nogal a partir de 1948. A partir de esos años, la superficie plantada con nogales se ha incrementado notablemente, no sin antes haber experimentado grandes problemas y fracasos como consecuencia

del establecimiento de huertas en suelos inapropiados y la introducción de un sinnúmero de variedades sin estudios previos de adaptación.

La producción mundial de nuez encarcelada se estima en alrededor de las 210,000 toneladas. Los principales productores son los Estados Unidos (72%) y México (25%). Otros productores menores son Australia, Sudáfrica, Israel, Brasil, Argentina, Perú y Egipto. La nuez encarcelada tiene un alto contenido de aceite insaturado, lo cual le ha generado una importante demanda de la industria de alimentos saludables. Las nueces son usadas en pastelería, confitería y nevería. En los Estados Unidos la industria de la nuez encarcelada se ha desarrollado en los últimos 100 años, y ha requerido de fuertes inversiones de capital. En este país se tienen grandes plantaciones comerciales y la cosecha y el procesamiento están altamente mecanizados. El gobierno de los Estados Unidos proporciona a los productores un servicio de información de alta calidad sobre los mercados, y es responsable del mejoramiento de nuevas variedades con mejor resistencia a enfermedades, cáscara más delgada y mayores rendimientos. Los Estados Unidos, además de ser el principal productor y exportador de nuez encarcelada es el más grande consumidor. Otros importantes países consumidores son el Reino Unido, Alemania, Canadá y Japón. Los Estados Unidos exportan e importan nueces, y México es el principal exportador (nuez con cáscara) hacia ese país (25,000 toneladas anualmente) (Puente, 2002)

Requerimientos hídricos del nogal pecanero

En el nogal pecanero, el agua es el principal factor de manejo que permite alcanzar una alta eficiencia fotosintética de las hojas y, en consecuencia, una mayor calidad en el fruto. Si durante el llenado de la almendra la disponibilidad del agua no es suficiente, la germinación y llenado del fruto pueden ser deficientes (Godoy y López, 2000).

En algunas regiones, como en la parte sur del estado de Nuevo México, Estados Unidos, el agua se consume principalmente en irrigación agrícola. A pesar de ello, el uso consuntivo de agua en algunos cultivos no ha sido cuantificado de una manera confiable. (Samani *et al*, 2006).

El consumo de agua en el nogal es alto, comparado con el de otros cultivos (Wang *et al*, 2007). Sammis *et al* (2004) sostienen que para maximizar el rendimiento en una huerta de nogal, se requiere agua de riego en mayor cantidad que cualquier otro cultivo en el sur de los Estados Unidos, con lo que concuerdan Samani *et al* (2006).

Para la Región de la Laguna (suroeste de Coahuila) se reportan requerimientos de agua de 1.30 a 1.75 m de lámina de riego por año para el nogal pecanero; sin embargo, mediante la utilización de sistemas presurizados de riego, éstas se pueden disminuir hasta 1.12 m. Esta reducción puede

lograrse sin afectar los rendimientos con la aplicación localizada del agua y determinando el tamaño óptimo del bulbo de mojado de los árboles de nogal irrigado con microaspersión (Mendoza-Moreno *et al*, 2005)

Componentes del balance de energía

Entre las aplicaciones agrícolas específicas de la micrometeorología se cuentan la determinación de los perfiles de la velocidad del viento, temperatura, humedad atmosférica y concentración de dióxido de carbono en el cultivo; conocer los flujos de radiación solar y de energía dentro de las plantaciones; predecir la temperatura y humedad en el suelo; estimar la evapotranspiración así como el intercambio de dióxido de carbono (Jaramillo-Robledo, 2005).

El principio básico de los métodos micrometeorológicos consiste en medir los componentes de la ecuación del balance de energía para una superficie vegetal.

La ecuación de la conservación de energía es el marco fundamental para interpretar las mediciones de flujos micrometeorológicos. La ecuación establece que la tasa de tiempo de cambio de la media de la relación de mezcla de una sustancia química en un punto fijo en el espacio está balanceado por las advecciones horizontal y vertical medias, por las divergencias o convergencias horizontal y vertical medias del flujo turbulento,

por la difusión molecular y por cualesquier emisores o receptores presentes (Baldocchi *et al*, 1988).

La ecuación del balance de energía para una superficie vegetal, considerando sólo los términos mayores se expresa como:

$$Rn - G = H + LE$$

donde, Rn es la radiación neta, G es el flujo de calor en la superficie del suelo, H es el flujo de calor sensible y LE es el flujo de calor latente de vaporización del agua. Todos los términos de la ecuación se expresan en $W m^{-2}$.

Por convención, se asigna signos positivos o negativos a los flujos de energía para así denotar su dirección: la transferencia de energía hacia la capa vegetal estudiada se la considera positiva, puesto que es una aportación de energía del entorno; consecuentemente, el flujo de energía que sale de la capa vegetal se considera negativo.

Radiación neta

La radiación total está compuesta de la radiación solar de onda corta (R_{sw}), cuyas frecuencias están en un rango de 0.2 a 1.4 μm y de la radiación terrestre de onda larga (R_{lw}), cuyo rango de frecuencias es de 2 a 50 μm . El pico de la longitud de onda de la energía emitida por la mayoría de los objetos

terrestres es de $9 \mu\text{m}$. La radiación fotosintéticamente activa comprende una banda de 0.4 a $0.7 \mu\text{m}$ de longitud de onda. La radiación de onda larga es comúnmente llamada radiación infrarroja o termal. La radiación solar puede ser directa o difusa, esto es, causada por la dispersión originada en las nubes y partículas encontradas en la atmósfera (Munguía, 2000 y Zermeño-González, 2001).

La radiación solar es absorbida, reflejada y transmitida en varias proporciones de acuerdo con las propiedades ópticas de la superficie, que son: absorbancia (α), reflectancia (ρ) y transmitancia (τ).

Todos los objetos emiten radiación de onda larga (Rlw) como una función de su temperatura y su emisividad (ϵ). La emisividad es la fracción de la radiación emitida por una superficie comparada con la fracción de la radiación emitida por una superficie comparada con la emitida por un cuerpo perfectamente emisor (en el que $\epsilon = 1$) a la misma temperatura (Munguía, 2000).

La energía transmitida a la superficie calienta el suelo, que a su vez emite radiación de onda larga (debido a su temperatura más baja con respecto a la del sol). En el suelo se tienen cuatro componentes: la radiación de onda corta entrante OCE, la radiación de onda corta reflejada OCR, la radiación de onda

larga entrante OLE y la radiación de onda larga saliente OLS. La radiación neta RN es el balance entre estos cuatro componentes:

$$RN = OCE - OCR + OLE + OLS$$

Flujo de calor latente

El calor latente es la energía que se almacena en el vapor de agua cuando el agua líquida se evapora. Este es el principal mecanismo de redistribución de la radiación neta y es particularmente efectivo en las latitudes tropicales. La evaporación, expresada en términos de transferencia de energía, es el calor latente de evaporización del agua (λ). La cantidad de energía absorbida por el agua cuando cambia de estado líquido a estado gaseoso es:

$$\lambda = 2450 \text{ J g}^{-1}$$

Las moléculas de agua en estado líquido están muy cercanas entre sí, con una separación de apenas un diámetro molecular. En cambio, las moléculas de agua en estado gaseoso están mucho más separadas –alrededor de 10 diámetros moleculares. Con esta separación, la fuerza intermolecular es muy pequeña. La cantidad de energía empleada en la separación de las moléculas en estado líquido para que ocurra la evaporación se denomina calor

latente de vaporización. Entonces, el proceso de evaporación consume energía del medio. (Cotting *et al*, 2006).

Según Pereira (2006), el estudio de la evapotranspiración debe incluir tres consideraciones independientes:

1. La evaporación sustrae continuamente vapor de agua de la superficie; sin una difusión turbulenta y sin un decremento vertical de humedad, el aire próximo a la superficie se saturaría y la evaporación cesaría. (La transferencia turbulenta de vapor de agua normalmente aumenta con la velocidad del viento).
2. Para evaporarse, el agua toma energía de la superficie, enfriándola, lo que reduce la presión de vapor. Sin una fuente de calor, el equilibrio se alcanzaría y la evaporación cesaría. Las principales fuentes de calor son la radiación solar y el calor sensible proveniente del aire adyacente y del suelo. La propiedad más relevante de la superficie es su temperatura (que es determinada principalmente por el balance de radiación y por la humedad del suelo).
3. El dióxido de carbono (CO_2) actúa como catalizador de la evaporación del agua, en tanto que las sales disueltas retardan el proceso. Para que ocurra el fenómeno de evapotranspiración, es necesario que exista una

energía disponible para el transporte de energía y masa de la superficie hacia la atmósfera.

Flujo de calor sensible

El calor sensible es la energía calorífica que, al aplicarse a una sustancia, propicia que ésta aumente su temperatura. Esa energía calorífica aplicada se hace patente en una manera sensible (aumento de temperatura), de donde proviene el nombre de calor sensible.

La convección es un fenómeno de transporte de energía producido por el movimiento de un fluido. El flujo de calor sensible se denota con la literal H. En una capa vegetal, el fluido es el aire contenido en la capa.

$$H = g_h \rho C_p T_s - T_a$$

donde T_s es la temperatura de la superficie, T_a es la temperatura del aire; ρC_p es la capacidad calorífica del aire y g_h es el coeficiente de transferencia de calor sensible. En la documentación técnica, es común encontrar ecuaciones de flujo de calor sensible en una forma de resistencia así como de conductancia (Munguía, 2000).

La convección generalmente se presenta como una transferencia vertical de energía. El fenómeno de advección es aquel en que H se presenta como un movimiento horizontal entre dos superficies desiguales.

Flujo de calor en el suelo

La transferencia de calor por conducción se presenta en los cuerpos sólidos o entre un cuerpo sólido y un fluido inmóvil (capa estática). En éste fenómeno, la energía fluye por la vibración de las moléculas.

El flujo de calor en el suelo ocurre por conducción. Por convención, se considera positivo el flujo si éste ocurre de la superficie del suelo hacia el aire y negativo si el calor fluye de la superficie hacia el interior del perfil del suelo (Munguía, 2000).

La ecuación que describe el flujo de calor en el suelo es:

$$G = -D_H (T_2 - T_1) / (Z_2 - Z_1)$$

en donde G es el flujo de calor en la superficie del suelo, D_H es la difusividad térmica de suelo (habilidad de transmitir calor), T es la temperatura del suelo en tanto que Z es la profundidad del suelo, de manera tal que $(T_2 - T_1) / (Z_2 - Z_1)$ es el gradiente de temperatura medidas a dos profundidades en el suelo.

El balance de energía en nogal

Durante 2000 y 2001, Sammis *et al* (2004) realizaron estudios para determinar la evapotranspiración en nogal pecanero en Las Cruces, Nuevo México, Estados Unidos. Para tal efecto, instalaron un equipo de covarianza eddy de un impulsor¹ (OPEC por sus siglas en inglés: one propeller Eddy covariance), y el calor latente lo estimaron por diferencia:

$$LE = Rn - G - H$$

Ellos encontraron que la máxima evapotranspiración diaria en nogal fue de 8 mm, en tanto que la evapotranspiración anual promedio fue de 1420 mm.

Por su parte, Simmons *et al* (2007) buscaron incrementar la eficiencia de riego para lo cual compararon la técnica Eddy Covariance sónica (SEC), la cual utiliza un anemómetro sónico y un sensor de vapor de agua de sonda abierta el calor sensible y el calor latente en la huerta, con la técnica Eddy Covariance Impulsada (OPEC) y con la técnica de análisis de renovación superficial (SR).

Cuando el total diario de H fue positivo, OPEC subestimó H en un 13%, pero cuando el total diario de H fue negativo, OPEC lo sobreestimó en un

¹ El sistema de covarianza eddy de un impulsor consiste de un impulsor sensitivo vertical asociado a un termopar de alambre fino (76 µm).

124%. En la determinación de LE, se observaron subestimaciones en OPEC del 8%. El sensor de SR subestimó el calor latente diario entre 8 y 11%.

Métodos para estimar la evapotranspiración

La evapotranspiración (ET) como variable hidrológica a nivel regional, es fundamental para cualquier tipo de estudio relacionado con el manejo del agua (Pérez y Castellví, 2002). La evapotranspiración es el fenómeno simultáneo de transferencia de agua hacia la atmósfera por evaporación del agua del suelo y por la transpiración de las plantas. El proceso de evaporación sólo ocurre cuando hay aportación de energía, ya sea proveniente del sol, de la atmósfera o de la misma superficie. Puede haber difusión por dos procesos diferentes: los procesos de difusión molecular y los de difusión turbulenta.

Lee *et al* (2003) y Ferrara *et al* (2007) dicen que para poder hacer una planeación estratégica del uso de agua de riego, es necesario medir con precisión la cantidad de agua evapotranspirada. Jiyane y Zermeño-González (2003) coinciden con esto al afirmar que es necesario conocer el consumo hídrico diario (evapotranspiración) para hacer un uso más eficiente del agua en la agricultura, ya que con ello se puede determinar el momento oportuno de aplicar el riego y la cantidad de agua apropiada. Sin embargo, la información relacionada con los requerimientos de agua en las diferentes edades y etapas fenológicas en el nogal pecanero es escasa y aunque se han desarrollado

numerosas ecuaciones empíricas y semi-empíricas para evaluar la evapotranspiración de cultivos, estas requieren información que no está disponible en la mayor parte de las estaciones meteorológicas en México (Jiyane y Zermeño-González, 2003).

A pesar de lo anterior, en los últimos 20 años, la estimación de la evaporación se ha vuelto más precisa debido a nuevos métodos cada vez más sofisticados (Drexler *et al*, 2004)

La evapotranspiración puede determinarse a través de mediciones del contenido de humedad del suelo en diferentes intervalos de tiempo. Actualmente, existen varios métodos para medir el contenido de humedad del suelo, mismos que se pueden clasificar en directos e indirectos. Los métodos directos proporcionan información directa del total de agua evapotranspirada con valores muy apegados a la realidad que a la vez sirven para ajustar parámetros en los métodos empíricos; entre estos métodos se tienen el método gravimétrico, el lisimétrico y el del evapotranspirómetro de Thornthwaite (Villaman *et al*, 2001; Pereira, 2006).

Los métodos indirectos proporcionan una estimación del requerimiento de agua mediante la utilización de fórmulas empíricas.

Los métodos meteorológicos estiman la evapotranspiración en períodos de una semana o más, en tanto que los micrometeorológicos la miden en intervalos menores a los 30 minutos, por lo que pueden considerarse mediciones en tiempo real (Villaman *et al*, 2001).

El método directo basado en la medición puntual de la humedad del suelo tiene poca aplicación práctica para la determinación de la evapotranspiración en superficies extensas debido a la gran cantidad de muestreos que se tendrían que realizar para obtener una muestra representativa del contenido de humedad del suelo (Zermeño-González, 2001)

La micrometeorología permite establecer una relación entre los flujos de gases y las medidas de su concentración en el aire. Dado que el vapor de agua es un gas, esta relación puede ser usada para medir la cantidad de agua que se evapotranspira.

La transpiración en las hojas y en las plantas enteras puede determinarse por el uso de cámaras gasométricas, las cuales miden el incremento en el aire de la concentración de vapor de agua originado por la transpiración de la hoja. El principio del funcionamiento involucrado en la medición de la transpiración en las cámaras es el mismo que se tiene en el porómetro de estado estable. Sin embargo, el usar cámaras gasométricas o cámaras cerradas puede causar disturbios alrededor de la hoja, lo cual puede originar errores de medición.

Muchos estudios de intercambio de materia que se reportan están basados en técnicas de cámara cerrada. Las técnicas micrometeorológicas proveen una forma alternativa de medir esas tasas de intercambio material entre la biósfera y la atmósfera y se espera que sean usadas cada vez más en futuros estudios ambientales, dado que tienen muchas ventajas sobre las técnicas de cámara: las mediciones se hacen in situ sin alterar ni perturbar el ambiente, permiten mediciones continuas y las mediciones promedio realizadas en un punto proporcionan el promedio de las tasas de intercambio entre la superficie y la atmósfera de un área integral de estudio (Baldocchi *et al*, 1988). Además, se pueden obtener registros horarios de evapotranspiración y de asimilación de bióxido de carbono de los cultivos, de forma tal que es posible evaluar los efectos de las variaciones climáticas instantáneas en la tasa de evaporación (ET) de los cultivos y la fijación de bióxido de carbono. Dado que se obtienen las tasas diarias de ET, se puede determinar el momento oportuno y los volúmenes de riego por aplicar en sistemas agrícolas de alta frecuencia de riego (Zermeño-González, 2001).

Pérez y Castellví (2002) sostienen que cuando no existe limitación de agua en una superficie evaporante y la atmósfera se mantiene en equilibrio con la superficie, se tiene entonces una evapotranspiración a equilibrio que se describe con la siguiente ecuación:

$$LE_{\text{equ}} = S + \gamma R_n - G$$

donde S es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación a la temperatura del aire (Pa K^{-1}); R_n y G son la radiación neta y el flujo de calor en el suelo (W m^{-2}) respectivamente; y γ es la constante psicrométrica de la localidad (Pa K^{-1}), la que se obtiene con la siguiente relación (Jiyane y Zermeño-González, 2003):

$$\gamma = \frac{P C_p}{0.622 L}$$

En donde P es la presión barométrica de la localidad (Pa); C_p es la capacidad calorífica del aire ($\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$); y L es el calor de vaporización del agua (J Kg^{-1}).

Lhomme (1996) dice que los primeros en introducir el concepto de evaporación a equilibrio fueron Slatyer y McIlroy, en 1972. Ellos definían este concepto como el límite alcanzado cuando una masa de aire no saturado está en contacto con una superficie húmeda sobre un fetch largo. Esto es dado por

$$\lambda E_0 = \frac{\epsilon}{\epsilon + 1} (R_n - G)$$

en donde E_0 es la evaporación a equilibrio, $(R_n - G)$ es la energía disponible, ϵ es la pendiente adimensional de la saturación de humedad específica a la temperatura del aire y λ es el calor latente de vaporización.

Priestley y Taylor (1972) concluyeron que raramente se obtenía la situación de equilibrio, incluso sobre superficies de agua líquida, y en consecuencia propusieron una ecuación del tipo:

$$LE_{\text{Equ}} = \alpha S S + \gamma R_n - G$$

en donde α es un factor de valor constante igual a **1.26** para superficies saturadas. Sin embargo, muchos autores reportan diferentes valores e intervalos debido a que depende del flujo vertical de calor sensible, del efecto de advección y de la temperatura y velocidad del viento (Pérez y Castellví, 2002). Jyane y Zermeño (2003) reportaron que el factor α tiene un valor de **1.24** para las condiciones climáticas de la Comarca Lagunera de Coahuila-Durango, México.

Técnicas micrometeorológicas

En una escala micrometeorológica se estudia la interacción de los mecanismos, los procesos y los estados que ocurren en el suelo, en la planta y en la atmósfera. Se refiere a las condiciones meteorológicas de áreas pequeñas y están condicionados por la cobertura del terreno, tipo de cultivo, densidad de plantación o siembra, arquitectura de la planta y área sombreada. Entre las aplicaciones agrícolas específicas de la micrometeorología se cuentan la determinación de los perfiles de la velocidad del viento, temperatura, humedad atmosférica y concentración de dióxido de carbono en el cultivo;

conocer los flujos de radiación solar y de energía dentro de las plantaciones; predecir la temperatura y humedad en el suelo; estimar la evapotranspiración así como el intercambio de dióxido de carbono (Jaramillo-Robledo, 2005).

El principio básico de los métodos micrometeorológicos consiste en medir los componentes de la ecuación del balance de energía para una superficie vegetal.

Zermeño-González (2001) indica que los principales métodos micrometeorológicos son tres: 1) Relación Bowen, 2) Aerodinámico y 3) Covarianza de eddies

Los tres métodos mencionados consisten en medir los componentes de la ecuación de balance de energía sobre una superficie vegetal.

Método de relación Bowen

Éste método asume que el mecanismo de transporte del flujo de calor latente y calor sensible son idénticos. El método requiere mediciones simultáneas de los gradientes de temperatura y densidad de vapor de agua cercanas a la superficie en estudio, así como la radiación neta y el flujo de calor en el suelo (Munguía, 2000).

El método de la relación de Bowen ha sido empleado por muchos investigadores para medir el flujo de calor y vapor de agua en diferentes cultivos. Partiendo de la ecuación del balance de energía, y definiendo B como la relación entre el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente ($B = H / LE$), se tiene que:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + B}$$

El flujo de calor sensible se obtiene a partir del valor de LE y de B:

$$H = B * LE$$

El valor de la relación Bowen se obtiene a partir de las relaciones de gradiente flujo. Los flujos de calor sensible, calor latente y bióxido de carbono se pueden expresar como:

$$H = \rho C_p K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial Z}$$

$$LE = \lambda \rho K_w \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z}$$

$$F_{CO_2} = K_{CO_2} \frac{\partial \bar{\rho}_{CO_2}}{\partial Z}$$

donde K_h , K_w y K_{CO_2} , son coeficientes de difusividad turbulenta (*eddy diffusivities*) para calor sensible, calor latente y flujo de CO_2 ; $\partial T/\partial Z$, $\partial q/\partial Z$, $\partial CO_2/\partial Z$ son los gradientes verticales promedio de temperatura del aire, humedad específica y concentración de bióxido de carbono; ρ y C_p son la densidad y capacidad calorífica del aire respectivamente y λ es el calor de vaporización del agua.

Puede asumirse que los gradientes verticales promedio de temperatura y humedad específica se pueden aproximar con las diferencias verticales promedio, de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta Z}$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta Z}$$

Con estas consideraciones, la relación Bowen se puede escribir como sigue:

$$B = \frac{H}{LE} = \frac{\rho C_p K_h \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta Z}}{\lambda \rho K_w \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta Z}}$$

Si se asume que K_h y K_w son iguales por la teoría de la similitud y si se define $\gamma = C_p/\lambda$, se tiene que:

$$B = \gamma \frac{\overline{\Delta T}}{\overline{\Delta q}}$$

(Munguía, 2000; Zermeño-González, 2001).

Fritschen (1966) afirma que el método de relación de Bowen puede emplearse para obtener tasas de evapotranspiración en períodos cortos bajo condiciones de campo y que parece ser uno de los pocos métodos que proporcione resultados válidos cuando los cultivos son tratados con riegos frecuentes y pesados.

Sin embargo, Angus y Watts (1984) dicen que en ambientes húmedos, el método de balance de energía para determinar la evapotranspiración puede dar buenos resultados, pero el método puede ser no tan preciso en condiciones muy secas o aun en condiciones húmedas con considerable advección de energía. En el primer caso, el error relativo en la evapotranspiración puede mantenerse pequeño si el error relativo es igualmente pequeño en la relación de Bowen. Sin embargo, en condiciones secas, el error absoluto en la evapotranspiración es siempre pequeño debido al valor pequeño de la misma evapotranspiración. El análisis del efecto de errores en los gradientes de

temperatura en los bulbos húmedo y seco muestra que en condiciones muy secas, la precisión requerida durante la medición de esos gradientes es un orden de magnitud mayor de lo que razonablemente podría esperarse de la mayoría de los equipos usados para la relación de Bowen.

El método de balance de energía de Bowen para medir la evapotranspiración aun es atractivo dado su bajo costo y su confiabilidad.

Método aerodinámico

En este método, el coeficiente de difusividad turbulenta se deriva a partir de la ecuación de flujo de momento y la relación de perfil del viento sobre el dosel (Zermeño-González, 2001). Éste es un método micrometeorológico con fundamento fisicoteórico de la dinámica de los flúidos y del transporte turbulento (Pereira, 2006). Entre los métodos aerodinámicos se pueden mencionar aquellos que se basan en el transporte de masa, como es el caso del método de Thornthwaite-Holzman, los aerodinámicos propiamente dichos, los métodos de correlación de transporte turbulento y los mixtos que consideran tanto el balance de energía como el componente aerodinámico. Entre éstos pueden mencionarse los métodos de Penman, Van Bavel y aquellos que involucran la resistencia de la planta al transporte de vapor de agua, como el método de Penman-Monteith (Villaman *et al*, 2001).

Covarianza de eddies

El método de covarianza de torbellino (Eddy covariance o EC) es una técnica muy útil para medir y calcular flujos turbulentos en la capa atmosférica más próxima a la superficie terráquea. Castellví (2007) y Sammis *et al* (2004) sostienen que actualmente EC es el método de referencia, aunque también menciona que el análisis de renovación del aire en superficie (SR) es un método reciente que permite medir confiablemente los flujos de radiación neta y de calor en el suelo, por lo que sus cuantificaciones de LE son así mismo fiables.

El instrumental moderno y las aplicaciones computacionales modernas pueden expandir el uso del método más allá de la micrometeorología a una herramienta ampliamente usada en las ciencias biológicas (Burba y Anderson, 2006).

El método EC está basado en la descomposición de Reynolds y mide la covarianza de las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical de la velocidad del aire y la humedad, así como los componentes principales de la ecuación del balance de energía para una superficie vegetal:

$$Rn - G = H + LE$$

En este método hay aspectos técnicos que ocasionan que las mediciones de calor latente de vaporización del agua (LE) no sean muy precisas. El problema reside en la imposibilidad de medir la velocidad del viento y la humedad en un mismo punto y en seleccionar un período de flujo estacionario e imponer que la velocidad vertical promedio sea nula. A pesar de esto, dado que el instrumental del EC es transportable, es un método muy versátil y atractivo (Castellví, 2007).

Los modelos dinámicos son explícitos en el tiempo y por lo tanto los datos experimentales usados para validar y mejorar tales modelos también deben ser explícitos en el tiempo. La técnica micrometeorológica de covarianza de eddies de medición de flujos, es el método recomendado para obtener tales datos (Eugster y Zeeman, 2006).

Papale *et al.* (2006) afirman que la técnica de covarianza de eddies para medir el flujo de vapor de agua y de otros gases entre la biósfera y atmósfera es usada en varias redes regionales y que existen más de 250 sitios en el mundo en los que se hacen este tipo de mediciones para diferentes biomas y condiciones climáticas.

El método de covarianza de eddies provee una medición directa de la densidad del flujo de calor latente y de la densidad del flujo de calor sensible, aunque este método requiere de considerable experiencia y de instrumental

caro. Una clara ventaja de usar este método es que la densidad del flujo de calor latente puede ser comparado con $R_n - G - H$, permitiendo así una prueba independiente de precisión (Drexler *et al*, 2004)

El principal reto de este método para los neófitos es la complejidad del diseño del sistema, su implementación y el procesamiento de grandes volúmenes de datos (Burba y Anderson, 2006).

La medición de flujos es ampliamente usada para estimar el intercambio de calor, de agua y de bióxido de carbono (CO₂). El método de covarianza de flujo rotatorio es una de las formas más directas de medir tales flujos. El método en sí es matemáticamente complejo y requiere mucho cuidado al llevarse a cabo y al procesar los datos (Ibidem).

Aunque actualmente no existe una terminología uniforme ni una metodología única para este método, se están haciendo esfuerzos para llegar a una estandarización (Ibidem).

El flujo de aire puede imaginarse como un movimiento horizontal de un gran número de flujos rotatorios (que a lo largo de este documento se denominarán eddies, o eddy para el caso singular, por ser comúnmente llamados así en el ámbito técnico-científico), cada uno de los cuales tiene tres componentes, esto es, componentes tridimensionales, lo que incluye

movimiento vertical. En un momento dado, un eddy puede mover una parcela de aire hacia abajo a cierta velocidad; un instante después, en el mismo punto, otro eddy puede mover la parcela de aire hacia arriba a otra velocidad (Ibidem).

Las mediciones de los flujos deben llevarse al cabo dentro de la capa turbulenta inercial. Esta capa es aquel estrato de atmósfera que separa la capa de aire que está en contacto con la capa vegetal (y que por lo tanto sufre la influencia de la vegetación) de aquella capa de aire cuya turbulencia es básicamente generada por el flujo general y que no está influenciada por el tipo de superficie sobre la cual transcurre el movimiento del aire. Entonces, la base y el grosor de la capa inercial dependen del cambio o transición de un tipo de superficie a otra; pero también depende de la distancia a la que se encuentra de dicha transición siguiendo la dirección horizontal del movimiento del aire y esto es lo que se denomina fetch (Castellví, 2007).

La base de la capa inercial se estima entre 1.5 a 3 veces la altura de la vegetación. Un fetch reducido hace que la capa inercial tenga poco grosor y por ende las medidas deberían realizarse a alturas muy próximas entre sí y se corre el riesgo de que las medidas puedan estar contaminadas por la influencia de los alrededores (Ibidem).

Warland y Taillon (2002) afirman que los efectos advectivos, la variación en el área de influencia de las mediciones (footprint), el error en la medición del

flujo de energía del suelo o la presencia de un componente vertical del viento son posibles causas que se han propuesto para explicar el que las mediciones con el método covarianza de eddies se obtengan cuantificaciones erróneas de los flujos de energía.

En promedio, por cada 100 m. de fetch, el grosor de la capa inercial aumenta en 1 m. Por ello, es necesario llevar al cabo un estudio previo de la representatividad espacial de las medidas (esto se conoce como footprint) (Castellví, 2007).

Samani *et al* (2006) realizaron mediciones de la evapotranspiración en nogal en Nuevo México, Estados Unidos utilizando el método Eddy covariance. Para su estudio, instalaron una torre de 23 m de altura rodeada de nogales con una altura aproximada de 16 m; en la torre colocaron un radiómetro neto Q7.1 para medir la radiación neta, un anemómetro vertical para medir la velocidad vertical del viento y un termopar de alambre fino para medir la temperatura, en tanto que se colocó en el suelo, un plato de flujo de calor para cuantificar el flujo de calor en la superficie del suelo. El calor sensible se determinó usando la ecuación del método Eddy covariance:

$$H = \rho c_p \text{COV}_w T = \rho c_p w' T'$$

en donde H es el calor sensible, ρ es la densidad del aire húmedo, c_p es la capacidad calorífica del aire a presión constante, w es la velocidad vertical del viento, T es la temperatura del aire y COV es la covarianza entre w y T . w' y T' son las desviaciones de las medias de w y T respectivamente. El calor latente se obtuvo por diferencia del balance de energía.

Sammis *et al* (2004) midieron la evapotranspiración en 2001 y 2002 en una huerta de nogal pecanero de 5.1 ha en Nuevo México, Estados Unidos en la que la altura promedio de los árboles era de 12.8 m. Para las mediciones se instaló en el centro de la huerta una torre de 16 m de altura en la que se colocaron los sensores para medir la radiación neta (radiómetro neto), dos conjuntos de sensores OPEC (One-propeller Eddy covariance) y en suelo se colocaron discos de flujo de calor. Los sistemas OPEC miden el flujo de calor sensible con un anemómetro vertical sensible y un termopar de alambre fino. El flujo de calor latente se obtuvo como el residuo en el balance de energía de la superficie.

En un estudio realizado en el estado de México, México, se compararon los métodos Thornthwaite-Holzman, aerodinámico, sistema de Bowen y Penman-Monteith para estimar la evapotranspiración en tiempo real en el cultivo de maíz (*Zea mays* L.) usando como referencia la ET medida en un lisímetro de pesada. Para tal propósito se instalaron dos estaciones

automatizadas equipadas con sensores de humedad, temperatura y velocidad del viento a 1.5 y a 2.5 m de altura. La temperatura del suelo se midió a 0.02 y 0.12 m de profundidad con geotermómetros de una estación CR10 y con los geotermómetros del sistema Bowen se midió la temperatura del suelo a 0.02, 0.06 y 0.08 m de profundidad. Las variables meteorológicas se almacenaron como promedios en períodos de 20 minutos. El resultado de la comparación fue que los métodos que mejor estiman la ET son los de Penman-Monteith, el de balance de energía y el sistema de Bowen. (Villamán *et al*, 2001).

Chávez *et al* (2006) realizaron un estudio para determinar la demanda hídrica en el cultivo de nogal pecanero para el ciclo fenológico de 2005. En el estudio se utilizaron tres estaciones meteorológicas automatizadas situadas en diversas zonas de la cuenca del río Nazas (estados de Coahuila y Durango, México) y encontraron que la evapotranspiración diaria máxima se observó en el mes de julio con valores de 8 mm aproximadamente.

MATERIALES Y MÉTODOS

Ubicación y características del sitio de estudio

El estudio se llevó al cabo en una huerta de nogal pecanero de la pequeña propiedad “Tierra blanca” localizada en el ejido Mieleras, municipio de Matamoros, Coahuila, siendo las coordenadas geográficas del sitio 25° 25' N latitud 103° 18' O. En esta huerta se delimitó una sección de 40 hectáreas con árboles de 50 años de edad cuya altura promedio es aproximadamente de 14 m. Las dimensiones promedio del área de estudio fueron 1120 m en la dirección Norte-Sur por 400 metros de Este-Oeste.

El marco de plantación en la huerta es tresbolillo con una separación entre árboles de 15 m.

La huerta de nogal cuenta con un sistema de riego por goteo subsuperficial con las características que se presentan en el Cuadro 3.1.

Cuadro 3.1. Características del sistema de riego por goteo subsuperficial en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México

| | |
|--|------------------------------------|
| Gasto utilizado | 197 m ³ h ⁻¹ |
| Tiempo de riego | 3 a 6 horas |
| Frecuencia de riego | Diaria |
| Lámina total aplicada | 1.2 a 1.3 m al año |
| Cinta de riego | Netafim RAM 20 D |
| Gasto del gotero | 2.3 lph |
| Distancia entre goteros | 0.6 m |
| Número de líneas | 4 por línea de árboles |
| Separación de las líneas del tronco | 1.0 y 2.2 m |
| Profundidad de la cinta de riego | 0.4 – 0.5 m |
| Presión de operación de la tubería ram | 6 m |

Programas de riego

La huerta se maneja con un programa de riegos semejante al de la región nogalera del Estado de Chihuahua, en el cual el riego inicia en el mes de marzo y se manejan volúmenes predeterminados en cada mes del año como se muestra en el cuadro 3.2. El programa de riego considera la precipitación pluvial, de manera que el tiempo de riego se reduce de acuerdo con la magnitud de la lámina precipitada en cada día.

Cuadro 3.2. Lámina de riego aplicada en 2008 en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México

| MES | Lámina de riego (mm) |
|------------|----------------------|
| ENERO | 0 |
| FEBRERO | 0 |
| MARZO | 60 |
| ABRIL | 90 |
| MAYO | 150 |
| JUNIO | 180 |
| JULIO | 195 |
| AGOSTO | 190 |
| SEPTIEMBRE | 170 |
| OCTUBRE | 90 |
| NOVIEMBRE | 85 |
| DICIEMBRE | 0 |
| TOTAL | 1 210 |

Los tres meses en que no se aplica riego corresponden al tiempo en que el árbol se encuentra en dormancia. En los restantes nueve meses, el riego es diario y el tiempo de riego se va incrementando iniciando en tres horas (marzo) hasta llegar a seis horas (julio).

Instrumentación y mediciones realizadas

Los parámetros que se midieron durante el estudio se describen en el cuadro 3.3. El flujo de calor en la superficie del suelo se midió con dos transductores de calor (modelo HFT3, Campbell Scientific, Inc) que se enterraron en el suelo a una profundidad de 0.08 m, uno de ellos en condiciones de sombra y humedad y el otro en suelo seco cuya superficie estaba bajo radiación solar directa. Esto se hizo para poder generar un valor promedio de G de la superficie de estudio ponderando de acuerdo con el área total sombreada. A cada valor de G medido a 0.08 m, se le sumó el cambio de energía del estrato de suelo sobre el transductor por cambios de temperatura del perfil de suelo sobre el sensor. La temperatura del suelo se midió con un termopar (chromel-constantan) de cuatro puntas (Kakane, 2004). Estas mediciones se realizaron a una frecuencia de un segundo y se generaron promedios de 30 min.

La temperatura del aire y la humedad específica se obtuvieron a 6 y 9 m de altura con un sensor de temperatura y humedad (HP45C, Vaisala, Inc) colocado en cada elevación. A esas mismas alturas se midió la temperatura del follaje con sendos termómetros infrarrojos. Las mediciones de T_a , T_v y q se realizaron a una frecuencia de 1 Hz y con estas lecturas se obtuvieron promedios para cada 30 minutos.

Cuadro 3.3. Parámetros medidos en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México

| Parámetro | Unidades | Frecuencia de medición |
|--|--|------------------------|
| Velocidad del viento en tres direcciones (XYZ) | ms^{-1} | 10 Hz |
| Vapor de agua y CO_2 | $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ de $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ | 10 Hz |
| Radiación neta | Wm^{-2} | |
| Velocidad horizontal del viento | ms^{-1} | |
| Dirección del viento | Grados (360) | |
| Radiación total | W m^{-2} | |
| Precipitación pluvial | mm | |
| Temperatura y humedad relativa | $^{\circ}\text{C}$ y % | |
| Temperatura de la hoja | $^{\circ}\text{C}$ | |
| Contenido de humedad en el suelo (Pv) | % | |
| Flujo de calor en el suelo | W m^{-2} | |
| Temperatura promedio del perfil del suelo | $^{\circ}\text{C}$ | |

La dirección de los vientos dominantes en la región es NE. Por lo tanto, los sensores de la estación Eddy se colocaron apuntando hacia el NE, esto es, a 45° . Dado que la altura promedio de los árboles es de 14 m, la estación Eddy se colocó a una altura de 16 m. Para tal efecto, fue necesario construir una torre con andamios tubulares que se cimentó en concreto armado y se aseguró mediante cables de acero tensados para reducir el movimiento

oscilatorio. La torre se ubicó aproximadamente en la mitad de la huerta en la dirección Norte – Sur para tener un fetch de 150 m hacia el NE.

El instrumental empleado en la medición de los componentes del balance de energía se describe en el cuadro 3.4.

Cuadro 3.4. Sensores utilizados para la medición de parámetros en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México

| Sensor | Marca | Cant. | Variable medida | Unidades |
|---|------------------|-------|--|--|
| Anemómetro tridimensional sónico | Campbell SCI | 1 | Velocidad del viento en tres direcciones (XYZ) | ms ⁻¹ |
| Open path CO ₂ /H ₂ O LI-7500 | LI-COR | 1 | Vapor de agua y CO ₂ | μmolm ² s ⁻¹ de H ₂ O/CO ₂ |
| Radiómetro neto Q*6 | Campbell SCI | 1 | Radiación neta | Wm ⁻² |
| Anemómetro de copa | RM Young | 1 | Velocidad horizontal del viento | ms ⁻¹ |
| Veleta | RM Young | 1 | Dirección del viento | Grados (360) |
| Piranómetro | Apogee-Inst. | 1 | Radiación total | Wm ⁻² |
| Pluviómetro | Texas Electronic | 1 | Precipitación pluvial | Mm |
| Higrotermómetro | Vaisala | 3 | Temp. y HR | °C y % |
| Termómetro infrarrojo | Apogee-Inst | 2 | Temp. de la hoja | °C |
| TDR | Campbell SCI | 2 | Contenido de humedad en el suelo (Pv) | % |

Cuadro 3.4. Sensores utilizados para la medición de parámetros en la huerta nogalera de Tierras Blancas, municipio de Matamoros, Coahuila, México

| Sensor | Marca | Cant. | Variable medida | Unidades |
|---|--------------|-------|--|------------------|
| Plato de flujo de calor en el suelo | Hukseflux | 2 | Flujo de calor en el suelo | Wm ⁻² |
| Termopar tipo E de temperatura promedio | Campbell SCI | 2 | Temperatura promedio del perfil del suelo | °C |
| Datalogger 23X | Campbell SCI | 1 | Ejecutar el programa y almacenar los datos | Kbite |
| Data logger CR 10X | Campbell SCI | 1 | Ejecutar el programa y almacenar los datos | |

Estos sensores se colocaron en cuatro diferentes alturas:

1. En la parte superior de la torre, a 16 m. de altura, se ubicaron el anemómetro sónico tridimensional, el Open Path, el radiómetro neto, el anemómetro de copa, la veleta, el piranómetro, el higrotermómetro y el pluviómetro
2. A una altura de 9 m se colocaron: un higrotermómetro y un sensor infrarrojo para medir la temperatura del follaje
3. A 6 m de altura se instalaron: un higrotermómetro y un sensor infrarrojo para medir la temperatura del follaje
4. En el suelo se evaluaron las dos condiciones prevaletientes en la huerta: una sección húmeda o sombreada y una sección seca o soleada. En cada una de estas secciones se colocó un plato de flujo de calor a 8 cm de profundidad, un termopar tipo E para medir la

temperatura promedio evaluada a 2 y 6 cm de profundidad y un sensor TDR para medir el contenido de humedad en el suelo a una profundidad de 30 cm. Con esto se ponderó el valor del flujo de calor en el suelo (G) en toda la huerta debido al efecto de contenido de humedad y sombreado por los nogales.

Los sensores colocados a 16 m de altura fueron conectados a un datalogger 23X (Campbell SCI) que había sido previamente programado para coleccionar datos con una frecuencia de 10 Hz, para eliminar datos erróneos (códigos de error enviados por los sensores para indicar algún problema en la lectura) y para promediar los datos coleccionados durante un período de 30 minutos. De esta manera, los datos almacenados en el datalogger correspondían al promedio en cada media hora. Con los datos almacenados sería posible determinar los componentes del balance de energía: Radiación neta (R_n), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor latente de vaporización de agua (LE) así como flujo de CO_2 (F_{CO_2}).

El resto de los sensores (los colocados a 9 y 6 m y en el suelo fueron conectados a un datalogger CR 10X y a un multiplexor AMT25 Campbell SCI, el cual fue programado de manera similar al datalogger 23X y así poder determinar el flujo de calor en el suelo (G) y el calor almacenado en el follaje (S).

La electricidad requerida por el instrumental fue proporcionada por dos paneles solares de 64 watts y uno de 10 watts.

Periódicamente se visitó el lugar para realizar muestreos del suelo y dar mantenimiento preventivo y correctivo al instrumental, así como para coleccionar los datos y evitar que se perdieran al ser sobrescritos una vez alcanzado el límite de memoria de los dataloggers.

Con software desarrollado por Campbell SCI, se coleccionaron los datos almacenados en los dataloggers. Los datos coleccionados fueron analizados primeramente para detectar errores de medición; para ello se revisaron los datos buscando datos que parecieran irregulares o anormales y se intentó encontrar una explicación de esta irregularidad en las notas de campo. Los errores encontrados de esta manera fueron corregidos correlacionando otros datos para estimar los perdidos.

Posteriormente se hizo un análisis para determinar la proximidad del cierre del balance de energía. Esto es, partiendo de la premisa de que la energía no se crea ni se destruye, la ecuación del balance de energía debe de cumplirse si se utilizan los valores medidos. Dado que sólo se consideraron los principales componentes de la ecuación, no se espera una igualdad absoluta, sino aproximada. Después de verificar esto, se seleccionaron aquellos datos correspondientes a direcciones de viento favorable, esto es, vientos

provenientes del NE con un margen de $\pm 45^\circ$ para garantizar que la parcela de aire analizada no hubiese sido perturbada por la torre o por el instrumental micrometeorológico y que proviniese del área en que se tuviese suficiente fetching.

Ya que el cierre del balance de energía ha sido una de las principales dificultades en la validación de evapotranspiración (ET) obtenida por observaciones de covarianzas de eddies, se verificó el cierre de la ecuación, id est, se verificó la igualdad

$$R_n - G = H + LE$$

Los datos seleccionados se integraron para estimar el total del flujo de cada uno de los componentes de la ecuación. La integración se hizo sólo durante el tiempo de día, esto es, cuando los árboles transpiran. El resultado de estas integraciones se concentró en cuadros para su posterior análisis.

Los datos seleccionados también fueron graficados para facilitar su análisis. En el siguiente capítulo se presentan los cuadros y las gráficas, así como su interpretación.

Cunha *et al* (2002) sostienen que la estimación del flujo de calor latente equivalente en lámina de evapotranspiración a través del balance de energía

para el manejo de agua, absorbidos a lo largo del ciclo del cultivo, es pertinente, pues las correlaciones entre $(LE + H)$ y $(R_n - G)$ indican la validez de las estimaciones de LE y H. Entonces, la tasa de evapotranspiración diaria se obtuvo integrando los valores de LE durante el día (de 8:00 a 20:00 horas) y dividiendo el valor resultante entre el calor latente de evaporización del agua ($\lambda = 2.44 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$) (Munguía, 2000; Jiyane y Zermeño-González, 2003)

$$t=8t=20LE dt= J s m^2 s=J m^{-2}$$

$$ET_{diaria} = \frac{LE_{total}}{\lambda} = \frac{J m^{-2}}{2.44 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}} = \text{KgH}_2\text{O m}^{-2} \text{ día}^{-1} = \text{mm día}^{-1}$$

A fin de poder evaluar la ET bajo un marco de referencia, se calcularon el calor latente a equilibrio y la ET a equilibrio. La ET a equilibrio representa la tasa de evapotranspiración que ocurriría cuando la conductancia de la capa frontera entre la capa vegetal y la atmósfera es tan pequeña que el intercambio de materia y energía es muy limitado debido a un pobre acoplamiento de la superficie con su ambiente (Jiyane y Zermeño-González, 2003).

El flujo de calor latente a equilibrio instantáneo LE_{equ} (W/m^2), de acuerdo con Jiyane y Zermeño-González (2003), se calculó con la ecuación:

$$LE_{equ} = S + \gamma R_n - G$$

donde S es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación a la temperatura del aire (Pa K^{-1}); R_n y G son la radiación neta y el flujo de calor en

el suelo, respectivamente; y γ es la constante psicrométrica de la localidad (Pa K⁻¹), la que se obtiene con la siguiente relación:

$$\gamma = \frac{P C_p}{L}$$

en donde P es la presión barométrica de la localidad (Pa); C_p es la capacidad calorífica del aire (J Kg⁻¹K⁻¹); y L es el calor de vaporización del agua (J Kg⁻¹).

Las condiciones de equilibrio reflejan la evaporación en una superficie húmeda bajo condiciones de mínima advección que resultan en una presión del vapor en el aire muy próxima a la presión de vapor a saturación (Jacobs *et al*, 2002). Con base en la ecuación de Penman-Monteith, la evaporación a equilibrio se define como la máxima tasa de evaporación de una superficie vegetal cuando se encuentra en equilibrio con su entorno. Sin embargo, cuando se tienen condiciones de fuerte advección local, la evaporación a equilibrio se multiplica por un factor de advección para compensar el incremento de la evaporación de la superficie vegetal, debido a la transferencia hacia la superficie vegetal de un déficit de presión de vapor (Jiyane y Zermeño-González, 2003). Este principio se puede utilizar para evaluar la eficiencia del riego en una determinada superficie vegetal. Por ejemplo, una evapotranspiración medida (ET_a) aproximadamente igual a la evapotranspiración a equilibrio (ET_{equ}), indica un efecto de la advección local mínimo o nulo en la tasa de evapotranspiración de la superficie vegetal.

También indica que el volumen de agua aplicado en los riegos es adecuado. Por el contrario, si ET_a es mucho menor que ET_{equ} , la diferencia indica una deficiencia en el volumen de agua aplicado. En el caso de que ET_a es mucho mayor que ET_{equ} , se tiene un efecto fuerte de advección local. Si el resultado de multiplicar ET_{equ} por el factor de advección de la región se aproxima a ET_a , es un indicio de una cantidad de agua aplicada adecuada.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se seleccionaron los datos correspondientes a los meses de mayo, junio y julio de 2008 y los resultados obtenidos fueron analizados en su conjunto y discutidos para su interpretación.

El error de cierre diario del balance de energía fue menor al 15%, lo que se considera satisfactorio (Ferreira *et al*, 2004), aceptable y de buena confiabilidad (Munguía, 2000). No obstante, Ferreira *et al* (2004) afirman que bajo estas condiciones de error en el balance de energía, la ET estimada pudiera estar ligeramente subestimada.

Aunque teóricamente el cierre del balance de energía debería tender a cero, en la práctica existen desbalances entre los flujos medidos y la energía disponible debido a varias razones, la primera de las cuales son las covarianzas: de manera que un error o ruido en el sistema de medición ocasiona una degradación de las correlaciones y reduce el flujo. Otros posibles factores son (Hipps *et al*, 2006):

- Errores en la medición de energía disponible
- Consumo de radiación neta por fotosíntesis
- Ausencia de condiciones de estabilidad
- Selección impropia del período de promedios

- Diferentes áreas de influencia (*footprints*)
- Selección imperfecta de la rotación de coordenadas
- Las correcciones de alta frecuencia no son perfectas

Foken *et al* (2006) confirman que en la práctica no puede cerrarse el balance de energía sobre la superficie con datos experimentales y añaden que la suma de la radiación neta y el flujo de calor en el suelo es, en la mayoría de los casos, mayor que la suma de los flujos turbulentos de calor sensible y calor latente.

Hipps *et al* (2006) confirman lo anterior al sostener que la relación de los valores de cierre de balance de energía son por lo general significativamente menores que la unidad y que un valor de 0.8 es típico. El hecho de que la desviación sea casi siempre hacia valores pequeños sugiere que la desviación no se debe a problemas en la medición de la energía disponible, sino a que los flujos turbulentos son sistemáticamente subestimados.

En las figuras 4.1 a 4.6 se presenta la evolución horaria de los componentes del balance de energía. En ellas también se puede ver la lámina evapotranspirada en el segmento de tiempo considerado. Nótese que la lámina evapotranspirada muestra una tendencia creciente desde los últimos días de primavera (figuras 4.1 y 4.2) a los días de mayor temperatura durante el estío (figuras 4.3, 4.5 y 4.6) como un resultado del incremento en la radiación

solar, lo que confirma la aseveración de Cunha *et al* (2002) de que la variación de la radiación solar global depende de la declinación del sol y por ende, de la época del año. La figura 4.5 corresponde a un día de nubosidad intermitente, por lo que presenta una lámina de evapotranspiración menor correspondiente a una menor radiación neta.

La figura 4.1 muestra la distribución de la radiación neta (R_n) y de los flujos de los componentes principales de la ecuación de balance de energía observados durante el día 11 de mayo de 2008. La forma de campana de la curva de R_n es característica de los días soleados. Los valores altos de calor latente de vaporización (LE) indican que la mayor parte de la energía recibida como radiación neta (R_n) se emplea en la evapotranspiración, ya que a finales de primavera los árboles ya cuentan con un desarrollo pleno de la copa. Un comportamiento similar se aprecia en las figuras 4.2 a 4.6.

Algo notorio que se observa en todas las figuras es que, al final del día, aproximadamente a las 18:30 horas, los valores de LE aumentan hasta superar los valores de R_n . Esto se debió a un desplazamiento de masas de aire caliente y seco de los alrededores (superficies secas y calientes) hacia el interior de la huerta que se presentó cíclicamente por las tardes.

Lee *et al* (2004) dicen que es sabido que el flujo de calor latente (LE) de cultivos bien regados puede exceder la radiación neta (R_n) con el exceso de

energía proveído por una advección de calor sensible proveniente de campos secos adyacentes. De acuerdo con Tolk *et al* (2006), la evapotranspiración de un cultivo sufre un incremento cuando una masa de aire seca y caliente es transportada y entra en la capa vegetal; ese incremento puede ser un factor importante en el balance hídrico de cultivos bajo riego en climas semiáridos.

Según se apuntó anteriormente, la figura 4.5 corresponde a un día de nubosidad intermitente, lo que se advierte fácilmente por la forma irregular con altos y bajos intermitentes de la curva de R_n . Además de esto, también se puede observar que los valores de LE no son tan altos como en los días soleados, ya que el valor de LE máximo para el día 6 de julio (graficado en la figura 4.5) fue de 534 W m^{-2} , en tanto que para el 16 de julio (en la figura 4.6) se tuvo un valor máximo de LE de 584 W m^{-2} . Los valores de LE acumulados durante el día para el 6 y el 16 de julio fueron de 11.01 y 14.95 MJ m^{-2} respectivamente. Esto se explica porque ET es menor cuando R_n disminuye. Los valores del flujo de calor en el suelo (G) se mantienen muy cercanos a cero durante todo el día, ya que la nubosidad no permitió que la radiación directa alcanzara la superficie del suelo.

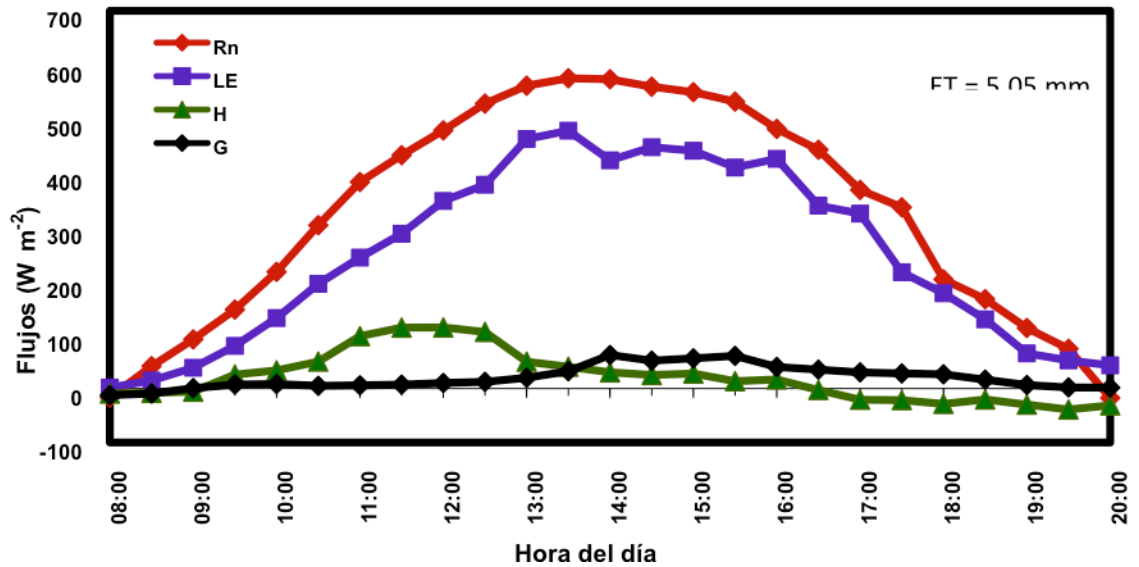


Figura 4. 1. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 11 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

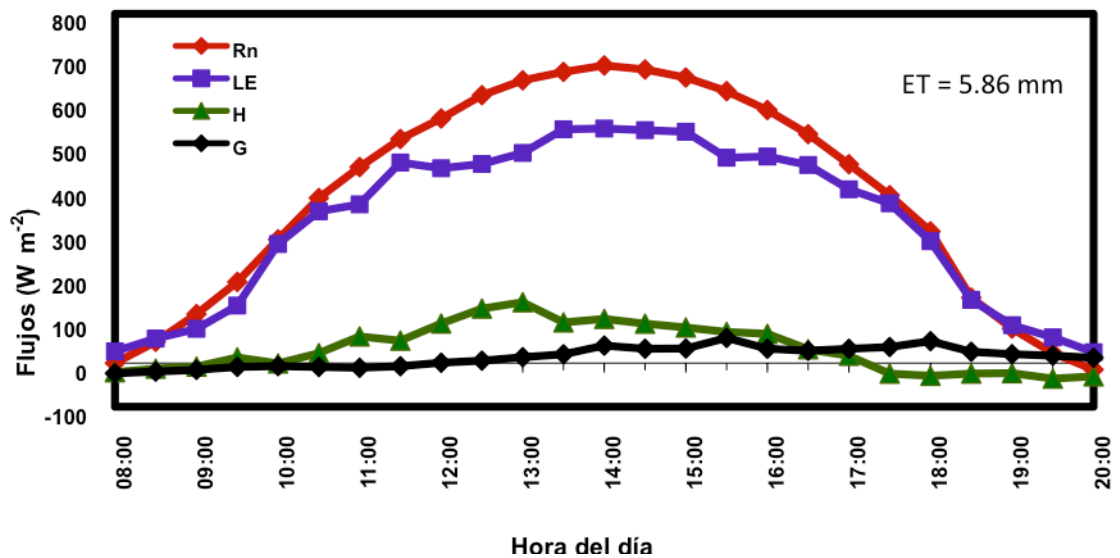


Figura 4. 2. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a

través del día observados el 24 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

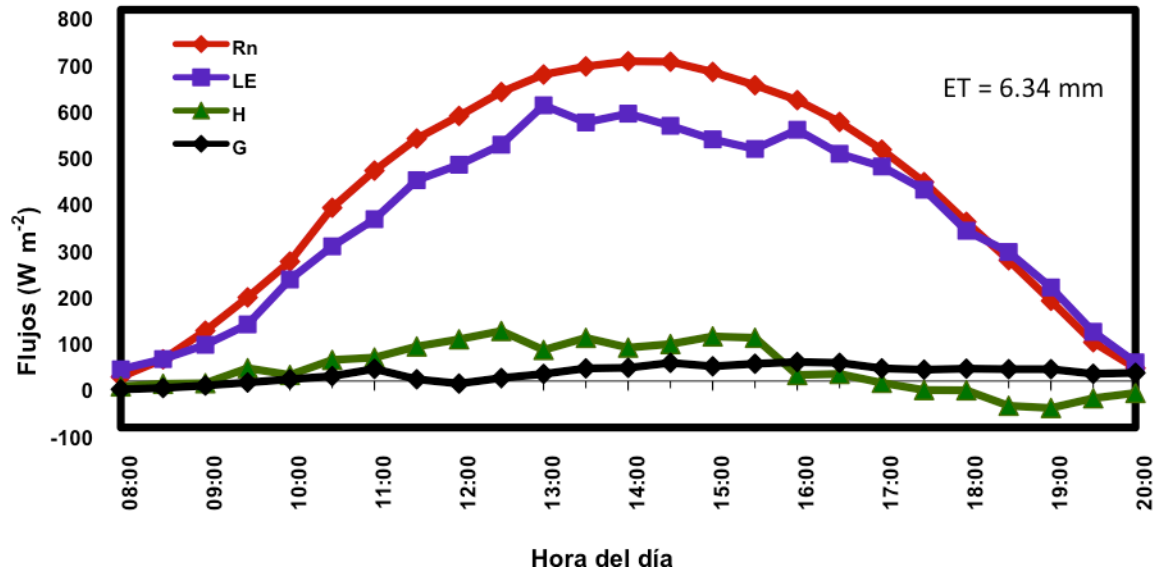


Figura 4. 3. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 16 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

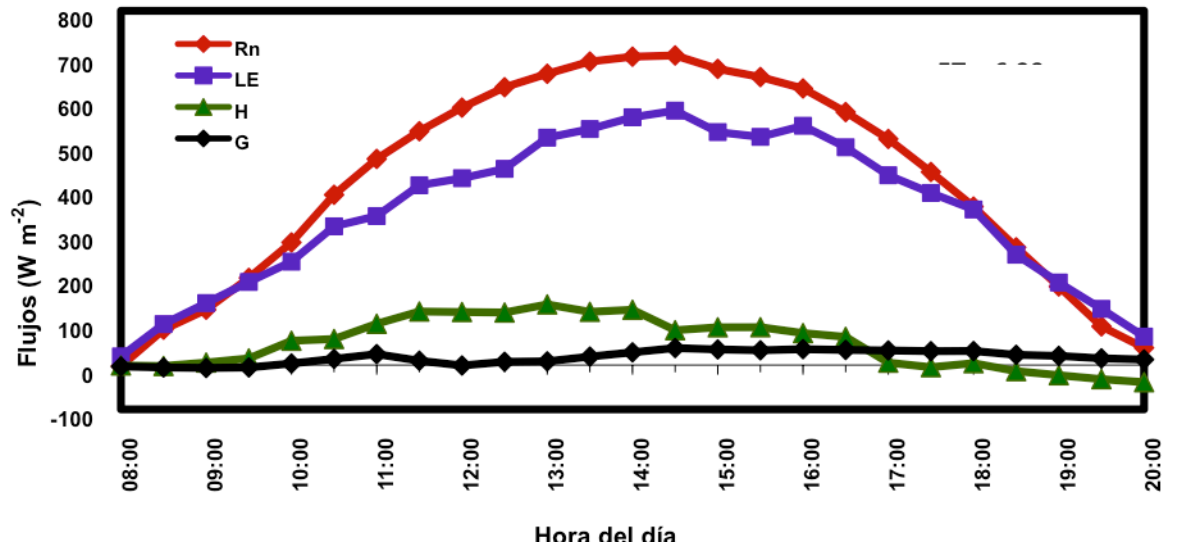


Figura 4. 4. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 25 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

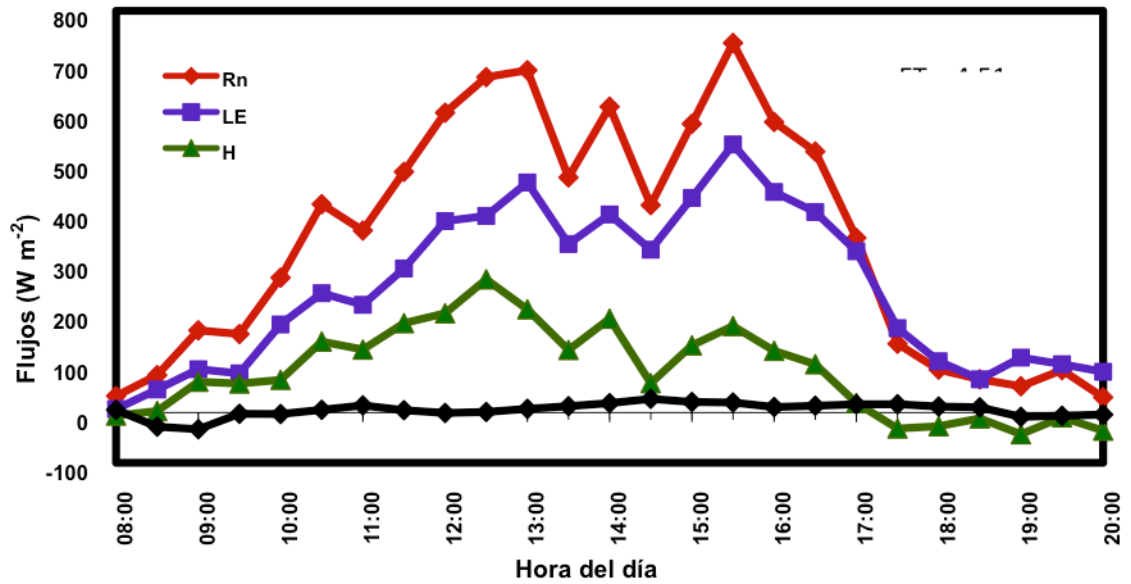


Figura 4. 5. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a

través del día observados el 6 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

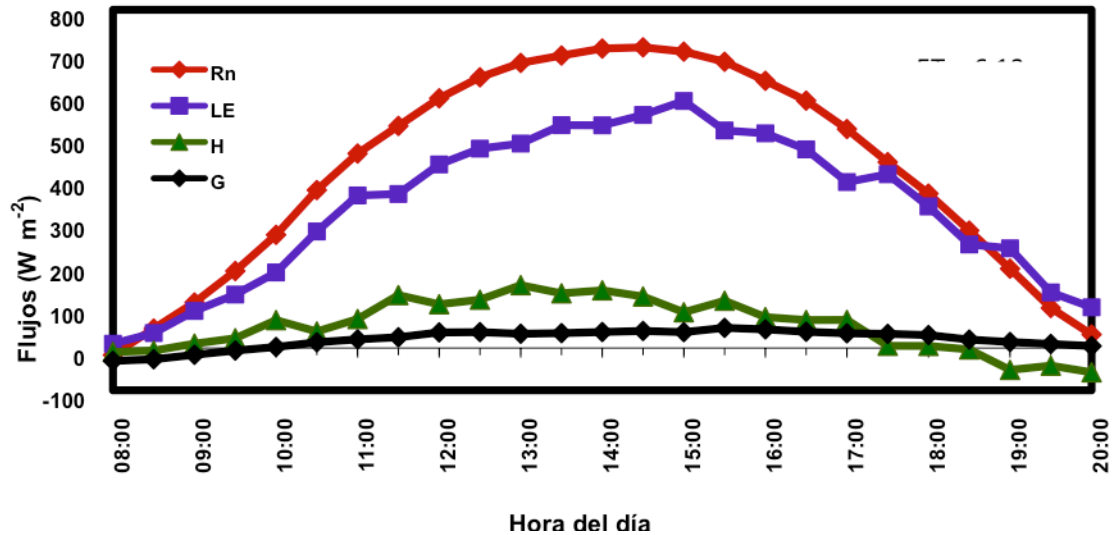


Figura 4. 6. Distribución de la radiación neta (Rn), flujo de calor latente (LE), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor en el suelo (G) a través del día observados el 16 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

La integración (de las 8:00 a las 20:00hr) de los flujos del balance de energía sobre la superficie vegetal indicaron que la mayor disipación promedio de la radiación neta en el mes de mayo ocurrió como flujo de calor latente (83.5%), seguida de flujo de calor sensible (8.7%) y flujo de calor en el suelo (5.7%) (Cuadro 4.1). Los valores mayores de disipación de la Rn en LE correspondieron con los valores más negativos del flujo de calor sensible, lo que indicó la presencia de advección local que se traduce en un flujo adicional de energía en forma de calor sensible (Lee *et al*, 2004; Tolk *et al*, 2006;

Zermeño-González y Hipps, 1997). Este mismo comportamiento puede verse en los cuadros 4.2 y 4.3 correspondientes a los meses de junio y julio, aunque para junio los porcentajes de disipación de la radiación neta son 86.2% para flujo de calor latente, 7% para calor sensible y 5.4% para el flujo de calor en el suelo, en tanto que para julio los porcentajes son: 75.7% para flujo de calor latente, 18.9% para flujo de calor sensible y 3.4% para flujo de calor en el suelo. Esta variación en la disipación de la radiación neta obedece a que la radiación solar continuó incrementándose y el cultivo, por la limitación hídrica que se tiene en la huerta, ya no dispuso de más agua y no transpiró, de manera que la energía excedente se disipó como calor sensible.

Este comportamiento está acorde con lo que afirma Haque (2002) cuando explica que la evapotranspiración es básicamente una función de dos procesos: la evapotranspiración potencial (E_p) y la evapotranspiración aerodinámica (E_a):

$$E_p = E_r + E_a$$

en donde E_r es la evaporación debida a la radiación, la cual es proporcional a la suma de los flujos de calor de conducción (o sensible) y de vaporización (o latente). E_p se incrementa cuando la temperatura del aire se incrementa o cuando su humedad disminuye. Sin embargo, ambas variables son

influenciadas por la evapotranspiración real (E), la cual depende de la disponibilidad de agua en la capa vegetal.

Cuadro 4.1. Disipación de la radiación neta en flujo de calor sensible (H/R_n), flujo de calor latente (LE/R_n) y flujo de calor en el suelo (G/R_n) para diferentes segmentos de tiempo observados en una huerta de nogal pecanero durante mayo de 2008, Matamoros, Coahuila, México

| Día | Segmento de tiempo | H/Rn | LE/Rn | G/Rn |
|-----------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|
| 2 | 9:30-20:00 | 0.133 | 0.806 | 0.049 |
| 3 | 9:30-20:00 | 0.085 | 0.833 | 0.061 |
| 4 | 15:30-20:00 | -0.135 | 0.995 | 0.129 |
| 5 | 8:00-20:00 | 0.073 | 0.825 | 0.069 |
| 6 | 12:00-20:00 | 0.001 | 0.923 | 0.080 |
| 8 | 9:30-20:00 | 0.068 | 0.841 | 0.060 |
| 9 | 10:00-20:00 | -0.021 | 0.927 | 0.086 |
| 10 | 8:00-20:00 | 0.014 | 0.888 | 0.073 |
| 11 | 8:00-20:00 | 0.040 | 0.854 | 0.077 |
| 12 | 8:30-15:30 | 0.111 | 0.800 | 0.044 |
| 16 | 9:30-20:00 | 0.209 | 0.747 | 0.018 |
| 17 | 8:00-20:00 | 0.378 | 0.590 | 0.013 |
| 18 | 9:00-20:00 | 0.294 | 0.656 | 0.032 |
| 21 | 8:00-20:00 | 0.132 | 0.783 | 0.063 |
| 23 | 15:30-20:00 | 0.088 | 0.824 | 0.084 |
| 24 | 8:00-20:00 | 0.091 | 0.834 | 0.038 |
| 25 | 9:30-20:00 | -0.043 | 0.955 | 0.065 |
| 26 | 8:00-20:00 | 0.008 | 0.908 | 0.046 |
| 27 | 8:00-20:00 | 0.034 | 0.885 | 0.050 |
| 28 | 9:00-20:00 | 0.080 | 0.864 | 0.040 |
| 29 | 8:00-20:00 | 0.117 | 0.828 | 0.026 |
| 30 | 14:00-20:00 | 0.198 | 0.760 | 0.026 |
| 31 | 13:30-20:00 | 0.046 | 0.882 | 0.074 |
| Promedio | | 0.087 | 0.835 | 0.057 |

Cuadro 4.2. Disipación de la radiación neta en flujo de calor sensible (H/Rn), flujo de calor latente (LE/Rn) y flujo de calor en el suelo (G/Rn) para diferentes segmentos de tiempo observados en una huerta de nogal pecanero durante junio de 2008, Matamoros, Coahuila, México

| Día | Segmento de tiempo | H/Rn | LE/Rn | G/Rn |
|-----------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1 | 14:30-20:00 | -0.044 | 0.970 | 0.081 |
| 2 | 13:30-20:00 | 0.009 | 0.915 | 0.075 |
| 3 | 12:00-20:00 | 0.004 | 0.932 | 0.060 |
| 4 | 13:00-20:00 | -0.020 | 0.944 | 0.075 |
| 5 | 13:00-20:00 | -0.029 | 0.943 | 0.076 |
| 6 | 13:00-20:00 | -0.011 | 0.938 | 0.073 |
| 7 | 8:00-20:00 | 0.095 | 0.838 | 0.047 |
| 8 | 8:00-20:00 | 0.114 | 0.817 | 0.047 |
| 9 | 8:30-20:00 | 0.066 | 0.852 | 0.053 |
| 10 | 8:00-20:00 | 0.150 | 0.771 | 0.048 |
| 12 | 10:00-20:00 | 0.149 | 0.796 | 0.051 |
| 13 | 12:00-20:00 | 0.105 | 0.832 | 0.054 |
| 14 | 8:00-20:00 | 0.112 | 0.818 | 0.042 |
| 15 | 8:00-20:00 | 0.124 | 0.817 | 0.040 |
| 16 | 8:00-20:00 | 0.071 | 0.855 | 0.042 |
| 17 | 13:00-20:00 | -0.019 | 0.959 | 0.066 |
| 18 | 12:00-20:00 | 0.001 | 0.927 | 0.068 |
| 19 | 12:00-20:00 | 0.035 | 0.888 | 0.065 |
| 21 | 8:00-20:00 | 0.062 | 0.873 | 0.037 |
| 22 | 8:00-20:00 | 0.154 | 0.792 | 0.036 |
| 23 | 8:00-20:00 | 0.097 | 0.843 | 0.040 |
| 24 | 8:00-20:00 | 0.124 | 0.812 | 0.040 |
| 25 | 8:00-20:00 | 0.111 | 0.829 | 0.042 |
| 26 | 13:30-20:00 | 0.063 | 0.863 | 0.067 |
| 27 | 8:30-20:00 | 0.069 | 0.867 | 0.044 |
| 28 | 12:00-20:00 | 0.034 | 0.894 | 0.062 |
| 29 | 8:00-20:00 | 0.161 | 0.788 | 0.035 |
| 30 | 9:00-20:00 | 0.170 | 0.776 | 0.040 |
| Promedio | | 0.070 | 0.862 | 0.054 |

Cuadro 4.3. Disipación de la radiación neta en flujo de calor sensible (H/Rn), flujo de calor latente (LE/Rn) y flujo de calor en el suelo (G/Rn) para diferentes segmentos de tiempo observados en una huerta de nogal pecanero durante julio de 2008, Matamoros, Coahuila, México

| Fecha | Segmento de tiempo | H/Rn | LE/Rn | G/Rn |
|-----------------|--------------------|--------------|--------------|--------------|
| 1 | 9:00-20:00 | 0.194 | 0.771 | 0.033 |
| 2 | 11:00-18:30 | 0.137 | 0.781 | 0.061 |
| 3 | 8:00-16:00 | 0.212 | 0.758 | 0.002 |
| 4 | 8:00-13:00 | 0.342 | 0.651 | 0.003 |
| 5 | 8:00-15:00 | 0.200 | 0.752 | 0.009 |
| 6 | 8:00-20:00 | 0.242 | 0.714 | 0.015 |
| 7 | 8:00-20:00 | 0.235 | 0.717 | 0.027 |
| 8 | 8:00-20:00 | 0.201 | 0.743 | 0.036 |
| 9 | 8:00-20:00 | 0.080 | 0.857 | 0.038 |
| 10 | 8:00-20:00 | 0.292 | 0.655 | 0.034 |
| 11 | 8:00-20:00 | 0.268 | 0.668 | 0.046 |
| 12 | 8:00-20:00 | 0.222 | 0.713 | 0.044 |
| 13 | 11:30-20:00 | 0.214 | 0.720 | 0.059 |
| 14 | 12:30-20:00 | 0.188 | 0.745 | 0.061 |
| 15 | 9:30-20:00 | 0.165 | 0.759 | 0.060 |
| 16 | 8:00-20:00 | 0.130 | 0.794 | 0.051 |
| 17 | 8:00-20:00 | 0.114 | 0.807 | 0.053 |
| 18 | 8:00-15:00 | 0.234 | 0.698 | 0.032 |
| 19 | 8:00-20:00 | 0.222 | 0.757 | 0.002 |
| 20 | 8:00-20:00 | 0.180 | 0.822 | -0.007 |
| 21 | 10:00-20:00 | 0.210 | 0.764 | 0.009 |
| 22 | 8:00-20:00 | 0.174 | 0.779 | 0.018 |
| 23 | 8:30-20:00 | 0.168 | 0.779 | 0.030 |
| 24 | 8:00-20:00 | 0.149 | 0.786 | 0.038 |
| 25 | 14:30-20:00 | 0.068 | 0.838 | 0.086 |
| 27 | 11:00-20:00 | 0.159 | 0.791 | 0.036 |
| 28 | 12:30-20:00 | 0.132 | 0.799 | 0.055 |
| 29 | 9:00-20:00 | 0.155 | 0.778 | 0.039 |
| 30 | 8:00-20:00 | 0.224 | 0.732 | 0.026 |
| 31 | 13:00-20:00 | 0.114 | 0.823 | 0.065 |
| Promedio | | 0.188 | 0.758 | 0.035 |

Haque (2002) sostiene que los parámetros relevantes de la evaporación son: 1) la evapotranspiración a equilibrio, controlada solamente por la energía disponible y que representa un límite inferior de la evapotranspiración de las capas vegetales, 2) la evapotranspiración de una superficie húmeda,

controlada por la energía disponible y las condiciones atmosféricas, 3) la evapotranspiración potencial, que está controlada por las condiciones atmosféricas y la presión de vapor a saturación

Los datos del Cuadro 4.4 muestran que, durante el mes de mayo, la evapotranspiración promedio diaria medida (ETa) para los diferentes segmentos de tiempo durante el día (4.67) fue aproximadamente igual a la evapotranspiración promedio diaria a equilibrio (ETequ) para los mismos segmentos de tiempo (4.80). Esto indica que la advección local tuvo poco efecto en la tasa diaria de evapotranspiración, y que el enfoque de ETequ podría implementarse para estimar el consumo de agua diario de la superficie vegetal. Con el propósito de evaluar qué tan adecuados fueron los volúmenes mensuales de agua aplicados en la huerta (Cuadro 3.1), se determinó la evapotranspiración promedio diaria en la huerta, considerando únicamente los días donde la evapotranspiración se obtuvo para segmentos de tiempo de aproximadamente las 8 a las 20 h (Cuadro 3.1). El valor de ETa fue 5.12 mm día⁻¹, de tal forma que el volumen de agua evapotranspirado por hectárea correspondiente al mes de mayo (31 días) fue 1587.2 m³. El volumen de agua aplicado (Cuadro 3.1) fue 1500 m³, esto representó sólo un pequeño déficit de 87 m³ ha⁻¹ que los árboles de la huerta consumieron de alguna otra fuente de agua diferente a la del riego (subterránea, o por aporte de lluvia). Pero si se considera que ETequ es la cantidad de agua que la huerta debería

evapotranspirar, entonces la ETequ promedio diaria fue 5.49 mm que correspondió a 1701.9 m³ en el mes y el déficit fue de 201.9 m³. Las evapotranspiraciones diarias máximas medidas por Sammis *et al* (2004) en una huerta de nogal en Nuevo México, Estados Unidos, fueron de aproximadamente 8 mm, valor que coincide con la ET observada en tres huertas nogaleras en la cuenca del Nazas (Chávez *et al*, 2006), muy superiores a la ET a equilibrio máxima para el mes de mayo (6.28) que se muestra en el cuadro 4.4

En el mes de junio (Cuadro 4.5), también se observó que la ETa promedio diaria para los segmentos de tiempo considerados (5.23 mm día⁻¹) fue muy similar a la ETequ promedio diaria (5.21 mm día⁻¹) para los mismos segmentos de tiempo. Esto nuevamente sugirió que el enfoque de evapotranspiración a equilibrio podría implementarse en la estimación del consumo de agua de las huertas de nogal de esta región. Considerando únicamente los días donde ETa y ETequ se determinaron para segmentos de tiempo de aproximadamente las 8 a las 20 h, ETa fue 5.89 y ETequ 6.01 mm día⁻¹. Esto correspondió a un volumen mensual de 1767 y 1803 m³ ha⁻¹. Los datos del Cuadro 3.1 muestran que en junio se aplicó un volumen de 1800 m³, lo que indicó un manejo adecuado del riego en este mes.

En julio (Cuadro 4.6) se presentó un pequeño efecto de advección local, ya que ETa promedio diaria (4.82 mm día⁻¹) calculada con los segmentos de tiempo considerados en el Cuadro 4.6 fue ligeramente menor que la ETequ promedio diaria calculada en los mismos segmentos de tiempo (5.18 mm día⁻¹). Esto correspondió a un factor de advección de 1.075. Considerando únicamente los segmentos de tiempo de aproximadamente las 8 a las 20 h del Cuadro 4.6, ETa promedio diaria fue 5.5 mm día⁻¹, en tanto que ETequ fue 5.90 mm día⁻¹. Esto correspondió a un volumen mensual de agua evapotranspirado de 1706.45 y 1830 m³ respectivamente. Los datos del Cuadro 3.1 indican que en julio se aplicó un volumen de 1950 m³, de tal forma que si ETequ corresponde a la máxima tasa de evaporación de la superficie vegetal, esto indicó un exceso de 120 m³ de agua aplicados en el mes de julio, que equivale al 6.6 %

Cuadro 4.4. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Mayo de 2008.

| Día | Segmento de tiempo | LE_integ MJ m ⁻² | ET real (mm) | LE equ MJ m ⁻² | ET equilibrio (mm) |
|-----------------|--------------------|--------------------------------|-----------------|------------------------------|-----------------------|
| 2 | 9:30-19:30 | 11.10 | 4.55 | 11.17 | 4.58 |
| 3 | 9:30-19:30 | 10.83 | 4.44 | 10.57 | 4.33 |
| 5 | 8:00-19:30 | 10.93 | 4.48 | 11.30 | 4.63 |
| 6 | 12:00-19:30 | 9.15 | 3.75 | 8.14 | 3.34 |
| 8 | 9:30-20:00 | 12.37 | 5.07 | 11.53 | 4.73 |
| 9 | 10:00-19:30 | 9.59 | 3.93 | 8.82 | 3.61 |
| 10 | 8:00-19:30 | 11.04 | 4.52 | 10.71 | 4.39 |
| 11 | 8:30-19:30 | 12.33 | 5.05 | 12.33 | 5.05 |
| 12 | 8:30-15:30 | 8.03 | 3.29 | 8.42 | 3.45 |
| 16 | 9:30-20:00 | 8.78 | 3.60 | 8.61 | 3.53 |
| 17 | 8:00-20:00 | 10.08 | 4.13 | 13.36 | 5.48 |
| 18 | 9:00-19:30 | 10.45 | 4.28 | 13.74 | 5.63 |
| 21 | 8:30-19:30 | 10.09 | 4.14 | 14.18 | 5.81 |
| 24 | 8:00-19:30 | 14.30 | 5.86 | 14.67 | 6.01 |
| 25 | 9:30-19:30 | 14.31 | 5.87 | 12.89 | 5.28 |
| 26 | 8:00-19:30 | 13.74 | 5.63 | 14.16 | 5.80 |
| 27 | 8:00-19:30 | 14.99 | 6.15 | 14.44 | 5.92 |
| 28 | 9:00-19:30 | 15.08 | 6.18 | 14.99 | 6.14 |
| 29 | 8:00-19:30 | 14.83 | 6.08 | 15.31 | 6.28 |
| 30 | 14:00-19:30 | 7.93 | 3.25 | 7.75 | 3.18 |
| 31 | 13:30-19:30 | 9.15 | 3.75 | 8.84 | 3.62 |
| Promedio | | 11.386 | 4.667 | 11.711 | 4.800 |
| Máximo | | 15.077 | 6.179 | 15.313 | 6.276 |
| Mínimo | | 7.930 | 3.250 | 7.751 | 3.177 |

Cuadro 4.5. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Junio de 2008.

| Día | Segmento de tiempo | LE_integ MJ m ⁻² | ET real (mm) | LE equ MJ m ⁻² | ET equilibrio (mm) |
|-----------------|--------------------|--------------------------------|-----------------|------------------------------|-----------------------|
| 1 | 14:30-19:30 | 7.75 | 3.17 | 6.90 | 2.83 |
| 2 | 13:30-19:30 | 9.90 | 4.06 | 9.10 | 3.73 |
| 3 | 12:00-19:30 | 13.08 | 5.36 | 12.14 | 4.98 |
| 4 | 13:00-19:30 | 10.86 | 4.45 | 10.01 | 4.10 |
| 5 | 13:00-19:30 | 10.73 | 4.40 | 9.81 | 4.02 |
| 6 | 13:00-19:30 | 10.85 | 4.45 | 10.02 | 4.11 |
| 7 | 8:00-20:00 | 15.33 | 6.28 | 15.54 | 6.37 |
| 8 | 8:30-20:00 | 13.83 | 5.67 | 14.21 | 5.82 |
| 9 | 8:30-20:00 | 12.86 | 5.27 | 12.40 | 5.08 |
| 10 | 8:00-19:30 | 12.71 | 5.21 | 13.81 | 5.66 |
| 12 | 10:00-19:30 | 13.54 | 5.55 | 14.62 | 5.99 |
| 13 | 12:00-19:30 | 11.51 | 4.72 | 11.78 | 4.83 |
| 14 | 8:00-19:30 | 14.61 | 5.99 | 15.24 | 6.25 |
| 15 | 8:00-19:30 | 14.87 | 6.09 | 15.58 | 6.39 |
| 16 | 8:00-19:30 | 15.46 | 6.34 | 15.50 | 6.35 |
| 17 | 13:00-19:30 | 11.24 | 4.61 | 10.05 | 4.12 |
| 18 | 12:00-19:30 | 12.50 | 5.12 | 11.56 | 4.74 |
| 19 | 12:00-19:30 | 12.18 | 4.99 | 11.79 | 4.83 |
| 21 | 8:00-20:00 | 13.98 | 5.73 | 12.93 | 5.30 |
| 22 | 8:00-20:00 | 14.70 | 6.02 | 15.43 | 6.32 |
| 23 | 8:00-20:00 | 13.82 | 5.67 | 13.76 | 5.64 |
| 24 | 8:00-19:30 | 14.74 | 6.04 | 15.45 | 6.33 |
| 25 | 8:30-19:30 | 15.21 | 6.23 | 15.58 | 6.39 |
| 26 | 13:30-19:30 | 9.23 | 3.78 | 9.10 | 3.73 |
| 27 | 8:30-19:30 | 15.64 | 6.41 | 15.34 | 6.29 |
| 28 | 12:00-20:00 | 9.23 | 3.78 | 8.54 | 3.50 |
| 29 | 8:00-19:00 | 13.54 | 5.55 | 14.64 | 6.00 |
| 30 | 9:00-19:30 | 13.53 | 5.55 | 14.74 | 6.04 |
| Promedio | | 12.766 | 5.232 | 12.699 | 5.205 |
| Máximo | | 15.644 | 6.412 | 15.582 | 6.386 |
| Mínimo | | 7.745 | 3.174 | 6.901 | 2.828 |

Cuadro 4.6. Calor latente de evaporización medido (LE) y estimado (LE equilibrio) en una huerta de nogal en Matamoros, Coahuila. Julio de 2008.

| Día | Segmento de tiempo | LE_integ MJ m ⁻² | ET real (mm) | LE equ MJ m ⁻² | ET equilibrio (mm) |
|-----------------|--------------------|--------------------------------|-----------------|------------------------------|-----------------------|
| 3 | 8:30-16:00 | 5.55 | 2.27 | 5.63 | 2.31 |
| 4 | 8:30-13:00 | 2.35 | 0.96 | 2.94 | 1.20 |
| 5 | 8:00-15:00 | 1.69 | 0.69 | 1.61 | 0.66 |
| 6 | 8:00-20:00 | 11.01 | 4.51 | 12.80 | 5.24 |
| 7 | 8:00-20:00 | 12.00 | 4.92 | 13.89 | 5.69 |
| 8 | 8:00-20:00 | 10.61 | 4.35 | 11.61 | 4.76 |
| 9 | 8:00-20:00 | 9.57 | 3.92 | 9.02 | 3.70 |
| 10 | 8:30-19:30 | 12.37 | 5.07 | 15.78 | 6.47 |
| 11 | 8:00-20:00 | 13.07 | 5.36 | 16.18 | 6.63 |
| 12 | 8:00-20:00 | 12.41 | 5.08 | 14.34 | 5.88 |
| 13 | 11:30-20:00 | 11.50 | 4.71 | 13.41 | 5.50 |
| 14 | 12:30-20:00 | 10.33 | 4.23 | 11.67 | 4.78 |
| 15 | 9:30-20:00 | 14.03 | 5.75 | 15.53 | 6.37 |
| 16 | 8:00-20:00 | 14.95 | 6.13 | 15.96 | 6.54 |
| 17 | 8:00-20:00 | 14.10 | 5.78 | 14.64 | 6.00 |
| 18 | 8:00-15:00 | 7.55 | 3.09 | 9.02 | 3.70 |
| 19 | 8:00-19:30 | 14.87 | 6.09 | 15.51 | 6.35 |
| 20 | 8:00-19:30 | 16.61 | 6.81 | 16.01 | 6.56 |
| 21 | 10:00-19:30 | 14.10 | 5.78 | 14.75 | 6.04 |
| 22 | 8:00-19:30 | 15.74 | 6.45 | 16.02 | 6.57 |
| 23 | 8:30-19:30 | 15.78 | 6.47 | 15.82 | 6.48 |
| 24 | 8:00-20:00 | 13.35 | 5.47 | 13.02 | 5.34 |
| 27 | 11:00-19:30 | 14.01 | 5.74 | 13.83 | 5.67 |
| 28 | 12:30-19:30 | 11.56 | 4.74 | 11.19 | 4.58 |
| 29 | 9:00-19:30 | 15.72 | 6.44 | 15.71 | 6.44 |
| 30 | 8:00-19:30 | 15.04 | 6.16 | 15.47 | 6.34 |
| 31 | 13:00-19:30 | 7.81 | 3.20 | 7.45 | 3.05 |
| Promedio | | 11.766 | 4.821 | 12.549 | 5.143 |
| Máximo | | 16.610 | 6.810 | 16.180 | 6.630 |
| Mínimo | | 1.690 | 0.690 | 1.610 | 0.660 |

Las Figuras 4.7 a 4.12 muestran las variaciones a través del día (8:00 a 20:00 h) del flujo de calor latente (LE) medido con el método de covarianza de eddy, y el flujo de calor latente a equilibrio (LE_{equ}), observados en diferentes fechas de los meses de mayo, junio y julio. Nótese que en todas las figuras, se observa una gran similitud entre LE y LE_{equ} a través del día. Esto una vez más sugirió que el enfoque de la evaporación a equilibrio podría utilizarse para determinar el consumo de agua diario y mensual de la huerta de nogal en esta región, lo que concuerda con lo que afirman Rana *et al* (1997) cuando sostienen que el método de evaporación a equilibrio se puede emplear para determinar la evapotranspiración diaria de los cultivos y también coincide con Zermeño-González *et al* (2006), quienes aseveran que la tasa de evapotranspiración real es igual a la tasa de evaporación a equilibrio en la ausencia de advección. En las figuras referidas únicamente se observa un pequeño efecto de advección local a partir de aproximadamente las 17:30 h. (LE > LE_{equ}). Esto se debió a un desplazamiento de masas de aire caliente y seco de los alrededores (superficies secas y calientes) hacia el interior de la huerta que se presentó cíclicamente por las tardes en esta localidad, y que afectó ligeramente el flujo de calor latente (Tolk *et al.*, 2006). Debido a que el efecto de la advección local fue pequeño, no se requirió incorporar un factor de advección para determinar el flujo de calor latente real (medido) en función del flujo de calor latente a equilibrio (Zermeño-González *et al*, 2006) para así

determinar el flujo de calor latente real de la huerta en función del flujo de calor latente a equilibrio

Estudios previos en superficies agrícolas de zonas áridas han mostrado un gran efecto de la advección local en la tasa de evapotranspiración, principalmente en cultivos y superficies vegetales de porte bajo, donde el factor de advección fue mayor de 1.20 (Priestley y Taylor, 1972; Jiyane y Zermeño-González, 2003). En este estudio, el efecto de la advección local fue muy pequeño, no obstante que se realizó en una zona árida. Este resultado podría sugerir que en las zonas agrícolas bajo riego de las zonas áridas, el efecto de la advección local en cultivos de porte alto es menor que en los cultivos de porte bajo.

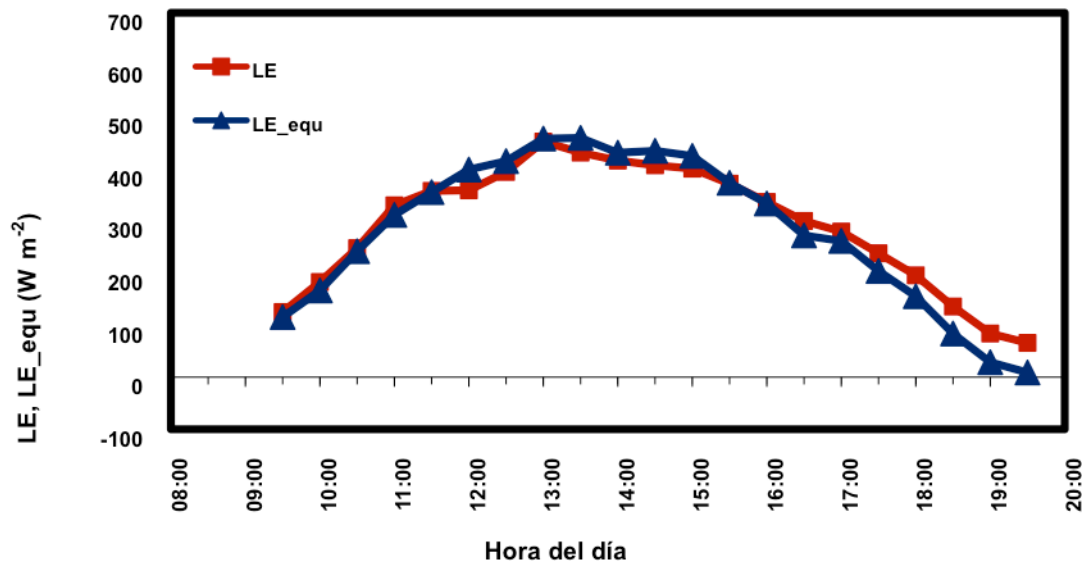


Figura 4. 7 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 3 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

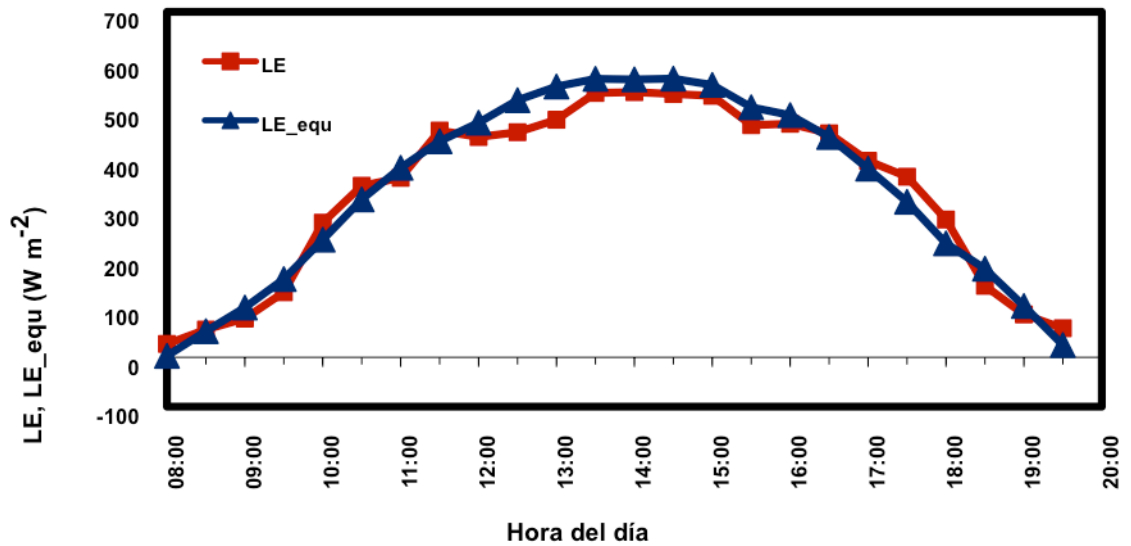


Figura 4. 8 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 24 de mayo de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

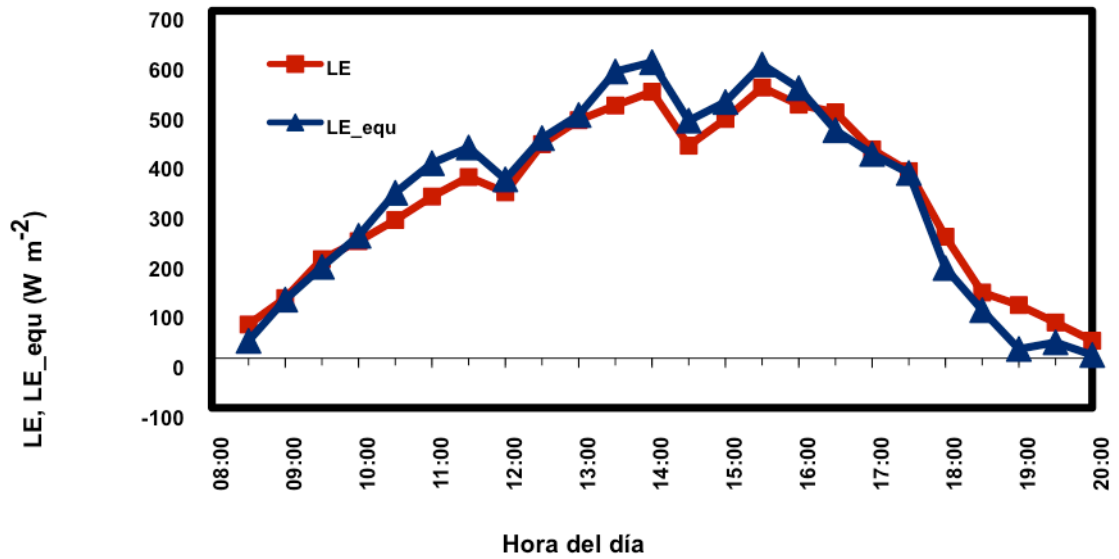


Figura 4. 9 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 8 de junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

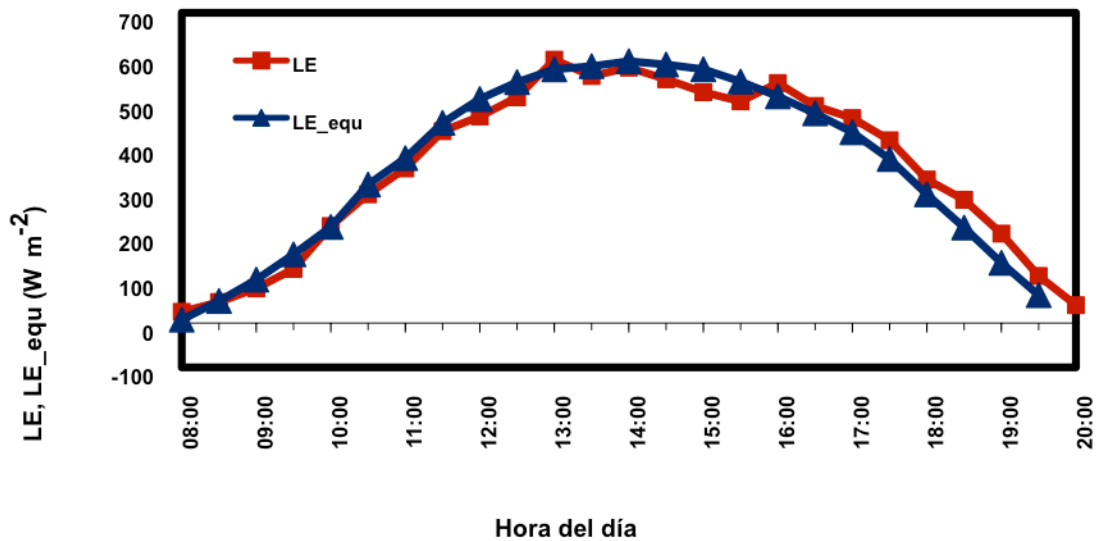


Figura 4. 10 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 16 de

junio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

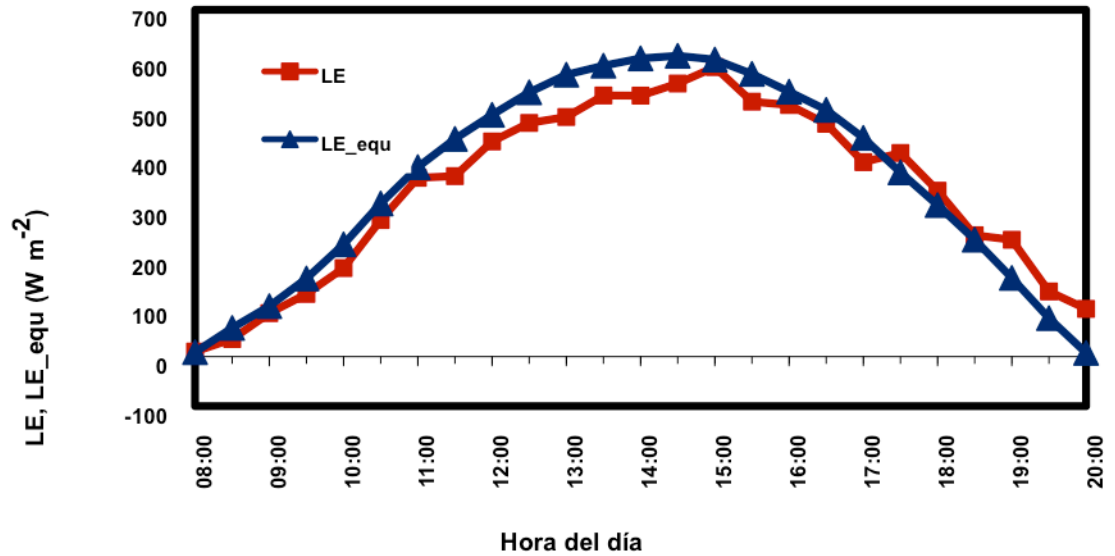


Figura 4. 11 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 16 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

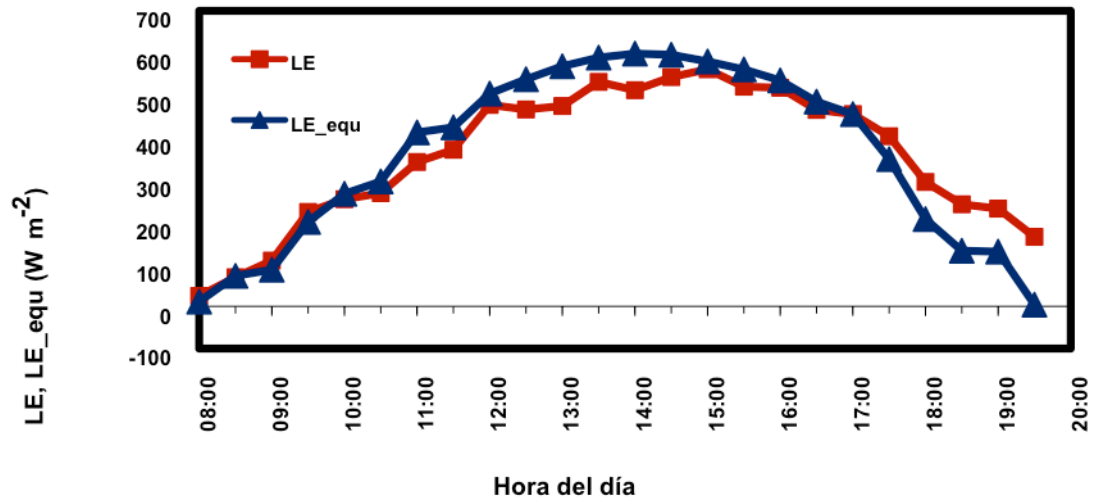


Figura 4. 12 Distribución del flujo de calor latente medido (LE) y de calor latente a equilibrio (LE_equ) a través del día observados el 30 de julio de 2008 en una huerta de nogal pecanero en Matamoros, Coahuila, México.

CONCLUSIONES

La suma del flujo de calor sensible y calor latente durante el día fue 15% menor que la diferencia entre radiación neta y flujo de calor en el suelo. Esto indicó una buena medición de los flujos con el método de la covarianza eddy.

El análisis de partición de los componente del balance de energía mostró que durante el período analizado, más del 80% de la radiación neta se disipó en flujo de calor latente, poco menos del 12% se disipó como calor sensible mientras que el flujo de calor en la superficie del suelo apenas representó un valor inferior al 5% de la disipación de la R_n .

Los valores altos del calor sensible durante las tardes indicaron la presencia de advección local que causo un ligero efecto en la tasa de evapotranspiración del cultivo.

La evapotranspiración a equilibrio fue muy similar a la evapotranspiración real. Por lo que este enfoque podría utilizarse para determinar el consumo de agua diario de la huerta de esta localidad.

LITERATURA CITADA

Angus, D. E. and P. J. Watts. 1984. Evapotranspiration — How good is the Bowen ratio method? *Agricultural Water Management* 8(1-3):133-150.

Baldocchi, D. D., B. B. Hincks and T. P. Meyers. 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecological Soc. Of America* 69(5):1331-1340.

Burba G.G., and Anderson D.J. 2007. Introduction to the eddy covariance method: General guidelines and conventional workflow. LI-COR Biosciences.

Castellví, F. 2007. La estimación del flujo de calor latente. Una reflexión de futuro. *Tethys*, 4:19-27.

COMENUEZ: Consejo Mexicano de Productores de Nuez. 2008. <http://www.comenuz.org/xoo/modules/tinycontent/index.php?id=2> Fecha de consulta: 11 de mayo de 2008.

Cotting, T. R., H da Rocha, O. Cabral. 2006. Comparação do fluxo de calor latente nos ecossistemas de Cerrado, Eucalipto e Cana-de-açúcar por métodos

empíricos e de eddy covariance. Universidade de São Paulo. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

Cunha, A. R. da; J. F. Escobedo e E. S. Klosowski. 2002. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. *Pesq. Agropec. Bras.* 37(6):735-743.

Chávez, E., G. González, M. Rivera, J. Estrada y J. L. González. 2006. El consumo hídrico en nogal pecanero, a partir del monitoreo ambiental y el uso de la telemetría. *Agrofaz* 6(3):315-322.

Drexler, J. Z., R. L. Snyder, D. Spano, U. K. T. Paw. 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes* 18(11): 2071-2101.

Eugster, W. and M. J. Zeeman. 2006. Micrometeorological techniques to measure ecosystem-scale greenhouse gas fluxes for model validation and improvement. *International Congress Series* 1223:66-75.

Ferrara, R. M., M. Introna, N. Martinelli, G. Rana. 2007. Misura e stima dell'evapotraspirazione reale e degli indici spettrali su barbabietola nella capitana. *Atti progetto AQUATER ottobre* 2007:55-64.

Ferreira, M., R. Silva e T. do Paço. 2004. Medição de Evapotranspiração em Cobertas Descontínuas: Montado de sobro na Região de Lisboa. 7°. Congresso da Água. 8 - 12 de Março de 2004. Lisboa, Portugal.

Foken, T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas and C. Liebethal. 2006. Some aspect of the energy balance closure problem. *Atmos. Chem. Phys.*

Fritschen, L. J. 1966. Evapotranspiration Rates of Field Crops Determined by the Bowen Ratio Method. *Agron J* 58:339-342.

Godoy Avila, C. e I. López Montoya. 2000. Desarrollo de la almendra y germinación del fruto del nogal pecanero bajo cuatro calendarios de riego. *Terra Latinoamericana* 18(4).

Hadjigeorgalis, E., J. M. Lillywhite and E. Herrera. 2005. International Trade in Pecans. Guide Z-503. New Mexico State University. College of Agriculture and Home Economics.

Haque, A. 2002. Estimating Actual Areal Evapotranspiration from Potential Evapotranspiration using Physical Models Based on Complementary Relationships and Meteorological Data, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 62:1.

Hipps, L.E., Prueger, J.H., Eichinger, W.E., Kustas, W.P. 2006. Relations between environmental conditions and the ability to close the energy balance. Proceedings of the 27th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, May 22-25, 2006, San Diego, CA, USA.

Infojardín. 2008. <http://articulos.infojardin.com/Frutales/fichas/nuez-americana-nueces-americanas-nogal-americano.htm>. Fecha de consulta: 13 de mayo de 2008.

Jacobs, J., S. Mergelsberg, A. Lopera and D. Myers. 2002. Evapotranspiration from from a wet prairie wetland under drought conditions: Paynes prairie preserve, Florida, USA. WETLANDS, Vol. 22, No. 2, June 2002, pp. 374–385.

Jaramillo-Robledo, A. (2005) La redistribución de la radiación solar y la lluvia dentro de plantaciones de café (*Coffea arabica* L.) Rev. Acad. Colomb. Cienc. 29(112):371-382.

Jiyane, J. y A. Zermeño-González. 2003. Aplicación del enfoque de evapotranspiración a equilibrio en la agricultura de riego en zonas áridas. Agrocencia 37:553-563.

Kakane, V. 2004. Soil heat flux – Net radiation relations for some surfaces. West African Journal of Applied Ecology. Vol 5.

Lee, X., Q. Yu, X. Sun, J. Liu, Q. Min, Y. Liu and X. Zhang. 2004. Micrometeorological fluxes under the influence of regional and local advection: a revisited. *Agricultural and Forest Meteorology* 122:111-124.

Lhomme, J.-P. 1996. A theoretical basis for the Priestley-Taylor coefficient. *Boundary-Layer Meteorol.* 82:179-191.

Mendoza Moreno, F., M. A. Inzunza Ibarra, A. Román López, M. M. Villa Castorena, E. A. Catalán Valencia y Á. Lagarda Murrieta. 2005. Patrón de distribución de humedad óptimo en nogal con riego por microaspersión. *Agrofaz* 5(1):725-732.

Moreno Ramón, E. E. 2007. Determinación del consumo de agua por el cultivo de papa con el método de la covarianza Eddy. Tesis de licenciatura. UAAAN.

Munguía López, J. 2000. Análisis de los componentes del balance de energía en el cultivo del melón (*Cucumis melo* L.) con acolchado plástico. Tesis de doctorado. UAAAN.

Muñoz Alvarado, J. 1986. Estudio anatómico morfológico de 21 cultivares de nogal pecanero (*Carya illinoensis* Koch) en el huerto fenológico de la UAAAN. Tesis de licenciatura. UAAAN.

Núñez Barrios, A. 2004. La cadena de producción en el cultivo del nogal pecanero en México y Estados Unidos. 8° día del Nogalero. Consejo Mexicano de Productores de Nuez, A. C. Delicias, Chih.

Ordoñez, N. 2008. Revista TecnoAgro, cultivos extensivos. http://www.tecnoagro.com.mx/portal/html/cultivos_ext.php?a=263. Fecha de consulta: 1 de junio de 2008.

Papale, D., M. Reichstein, E. Canfora, M. Aubinet, C. Bernhofer, B. Longdoz, W. Kutsch, S. Rambal, R. Valentini, T. Vesala, and D. Yakir. 2006. Towards a more harmonized processing of eddy covariance CO₂ fluxes: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences Discuss* 3: 961-992.

Pereira, L. 2006. Caracterização do balanço de energia no Vale do Curaça – Bahia. Tesis de maestría. Universidad Federal de Bahía, Brasil.

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

Priestley, C. H. B and R. T. Taylor. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Wea. Rev.*, 100: 81-92.

Puente González, A. 2002. Nuez, análisis de su rentabilidad. Claridades Agropecuarias. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA): 3-33.

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

Samani, Z. A., A. Salim Bawazir, M. Bleiweiss, R. Skaggs and J. Longworth. 2006. Using Remote Sensing to Calculate Variability of Pecan Water Use as Influenced by Farm Practices in New Mexico. New Mexico State Univ.

Sammis, T. W., J. G. Mexal and D. Miller. 2004. Evapotranspiration of flood-irrigated pecans. *Agricultural Water Management* 69(3):179-190.

Simmons, L. J., J. Wang, T. W. Sammis and D. R. Miller. 2007. An evaluation of two inexpensive energy-balance techniques for measuring water use in flood-irrigated pecans (*Carya illinoensis*). *Agricultural Water Management* 88(1-3):181-191.

SIACON 1.1 [en línea]: Sistema de Información Agropecuaria de Consulta. Centro de Estadística Agropecuaria México, D. F. SAGARPA. 2007.

Actualizado: 29 de agosto de 2008. Disponible en:
<<http://www.siap.sagarpa.gob.mx/>>

Tolk, J. A., S. R. Evett and T. A. Howell. 2006. Advection on Evapotranspiration of Alfalfa in a Semiarid Climate. *Agron J* 98:1646-1654.

USDA: United States Department of Agriculture. 2008. <http://plants.usda.gov/java/ClassificationServlet?kingdom=Plantae&name=pecan&options=1&options=2&options=4&options=8&options=16&options=32&source=start&sort=sciname&Submit.x=0&Submit.y=0>. Fecha de consulta: 10 de junio de 2008.

Villaman, R., L. Tijerina, A. Quevedo y G. Crespo. 2001. Comparación de algunos métodos micro-meteorológicos para estimar la evapotranspiración, en el área de Montecillo, México. *Terra*: 19: 281-291.

Wang, J., T. W. Sammis, A. A. Andales, L. J. Simmons, V. P. Gutschick and D. R. Miller. 2007. Crop coefficients of open-canopy pecan orchards. *Agricultural water management* 88(1-3):253-262.

Warland, J. and K.Taillon. 2002. Spatial variability of eddy covariance measurements: A comparison of two identical eddy correlation systems in

adjacent plots. 15th Conference on Boundary Layer and Turbulence. Wageningen, The Netherlands.

Zermeño-González, A. 2001. Métodos micrometeorológicos para medir flujos de calor y vapor de agua entre los cultivos y la atmósfera. Memoria de la XIII Semana Internacional de Agronomía. 5-7 de septiembre de 2001. Gómez Palacio, Durango, México.

Zermeño-González, A., H. Vázquez-Hernández, R. Rodríguez-García, J. Munguía-López, J. Lozano-del-Río, L. Ibarra-Jiménez y R. Quezada-Marín. 2006. Evaporación a equilibrio en el pasto Rye Grass en la agricultura de riego de las zonas áridas. Memoria del XXXIII Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. 18-20 de septiembre de 2006. Cd. Victoria, Tamaulipas, México.

Zermeño-González, A., L. E. Hips. 1997. Downwind evolution of surface fluxes over a vegetated surface during local advection of heat and saturation deficit. *Journal of hydrology* Vol. 192, No 1-4, pp. 189-210.