

AJUSTE DE LA EVAPOTRANSPIRACION EQUILIBRIO
PARA LAS CONDICIONES ARIDAS DEL NORTE DE
MEXICO EN EL CULTIVO DE MAIZ.

JABULANI JIYANE

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

Buena Vista, Saltillo, Coah.

SEPTIEMBRE DE 2002



13775

BIBLIOTECA
EGIDIO G. REBONATO
BANCO DE TESIS
U.A.A.A.N.

SUBDIRECCIÓN DE POSTGRADO

Ajuste de la Evapotranspiración a Equilibrio para las Condiciones Áridas del Norte de México en el Cultivo de Maíz

POR

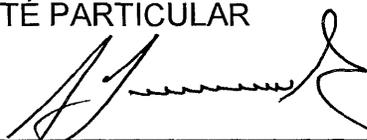
JABULANI JIYANE

Elaborada bajo la supervisión del Comité de Asesoría y aprobada como requisito parcial para otorgar el grado de:

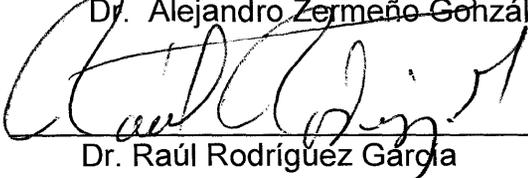
MAESTRO EN CIENCIAS
EN RIEGO Y DRENAJE

COMITÉ PARTICULAR

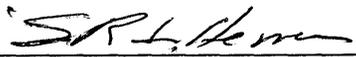
Asesor Principal:


Dr. Alejandro Zermeño González

Asesor:

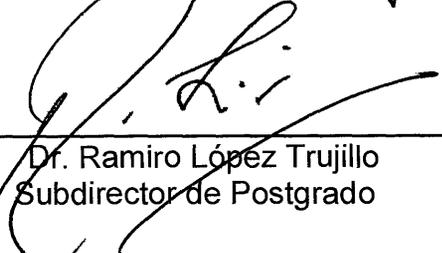

Dr. Raúl Rodríguez García

Asesor:


Dr. Sergio Rodríguez Herrera

Asesor:


Dr. Alejandro Hernández Herrera


Dr. Ramiro López Trujillo
Subdirector de Postgrado

Buenavista, Saltillo, Coahuila, Septiembre de 2002

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente a las siguientes instituciones y personas que de alguna manera colaboraron en la realización del presente trabajo de investigación.

Al Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua – Suelo – Planta – Atmósfera (CENID RASPA), Gómez Palacio, Durango, por su apoyo y facilidades otorgadas para la realización del trabajo de investigación.

Al gobierno Mexicano a través de la Secretaría de Relaciones Exteriores (SRE), gobierno de Zimbabwe y la Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro (UAAAN) por el apoyo económico brindado.

A la Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro (UAAAN), por darme la oportunidad de realizar mis estudios de postgrado e impartir nuevos conocimientos para un mejor desarrollo profesional.

A mis asesores, por su apoyo, disposición, sugerencias y opiniones, quienes con su experiencia contribuyeron en la culminación del presente trabajo.

A todos los maestros que con su esfuerzo y dedicación influyeron en mi formación académica.

A mi esposa Sra. Nontando Jiyane y toda mi familia por el apoyo psicológico durante todo el tiempo de mis estudios.

DEDICATORIA

A mi esposa, Sra. Nontando Jiyane, mi querida, compañera y mejor amiga por su amor, apoyo y comprensión incondicional en todo el momento tan difícil.

A mi hija, Sikhululile Jiyane quien representa para mí el motivo más grande de ser siempre mejor, que además es dueño de mí deseo de superación.

Con profundo respecto y agradecimiento a mis padres: Siminyeni Moyo y Ernest Jiyane

A mis hermanos: Nkosilathi Jiyane y Dingilizwe Jiyane.

A mis cuñados y cuñadas.

A mi Señor y Salvador Cristo Jesús quien me guardó y protegió por todo el tiempo en México.

COMPENDIO

Ajuste de la evapotranspiración a equilibrio para las condiciones áridas del norte de México en el maíz.

POR

JABULANI JIYANE

MAESTRIA

RIEGO Y DRENAJE

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

BUENAVISTA, SALTILLO, COAHUILA, MÉXICO, SEPTIEMBRE, 2002.

Dr. Alejandro Zermeño Gonzalez - Asesor

Palabras Claves: Evapotranspiración actual, Evapotranspiración a equilibrio, Advección, Correlación Eddy, Balance de energía, Ecuación de Priestley-Taylor, Ecuación de Penman-Monteith, Maíz.

El agua es el recurso más importante para la agricultura en las zonas áridas del norte de México. Sin embargo, los agricultores de estas zonas generalmente tienen eficiencias muy bajas en el uso del agua, ya que no se lleva un control de los volúmenes de agua evapotranspirados, para definir el tiempo oportuno y la cantidad de agua por aplicar en los riegos siguientes. Esto generalmente resulta en la aplicación de volúmenes de agua mayores ó menores que los requeridos y en tiempos no oportunos, con lo cual se tienen productividades de los cultivos inferiores a los de su potencial. Dada la poca disponibilidad de agua en estas zonas, se requiere hacer un uso más eficiente de este recurso, para lo cual se debe efectuar la determinación adecuada y oportuna de los requerimientos de agua en los cultivos. Varios modelos se han desarrollado para estimar la evapotranspiración actual de los cultivos (ET). Sin embargo, estos modelos han tenido pocas aplicaciones para el manejo del agua en condiciones prácticas, ya que la información climática requerida no está disponible ó se genera en una localidad muy lejana, cuyas condiciones climáticas pueden ser muy diferentes. Por ello, el objetivo de esta investigación, fue calibrar el modelo de la evapotranspiración a equilibrio para su aplicación en la estimación de la evapotranspiración real de los cultivos en las zonas áridas del norte de México.

Para ello, se estableció un trabajo de investigación durante el ciclo verano de 2001, en el campo experimental del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID RASPA), Gómez Palacio, Durango, México, en el cultivo de maíz (*Zea mays L.*, variedad Asgrow 7573). Se midieron los componentes del balance de energía para determinar la tasa de evapotranspiración actual de los cultivos y la tasa de evapotranspiración a equilibrio mediante la metodología de la

Correlación Eddy y de la ecuación de balance de energía. Las determinaciones de la tasa de la evapotranspiración actual y a equilibrio se hicieron con datos instantáneos a una frecuencia de dos segundos para obtener promedios de 20 minutos, en forma continua a través del ciclo de desarrollo del cultivo. El flujo de calor latente (LE) (Wm^{-2}) se obtuvo como residuo del balance de la energía. Los valores totales diarios de flujo de calor latente LE (MJ/m^2) y la tasa de evapotranspiración ET (mm/día) se obtuvieron integrando los valores de LE de intervalos de 20 minutos, de las 0800 a las 2000 horas. La tasa de evaporación a equilibrio (LE_{equ}) se obtuvo con la relación, $\text{LE}_{\text{equ}} = s/s + \gamma (R_n - G)$, donde s (K/Pa) es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación contra temperatura, γ ($\gamma = PC_p/0.622L$), (Pa/K) es la constante psicrométrica, P es la presión barométrica local (Pa), C_p es el calor específica del aire (J/kg/K), R_n es la radiación neta (Wm^{-2}) y G es el flujo del calor en el suelo (Wm^{-2}). Los valores totales diarios de evaporación a equilibrio (LE_{equ}) se obtuvieron integrando los valores de LE_{equ} de cada 20 minutos de las 0800 a las 2000 horas.

Los resultados muestran una estrecha relación entre la evapotranspiración actual de los cultivos y la evapotranspiración a equilibrio. Casi siempre, la evapotranspiración a equilibrio está por debajo de la evapotranspiración actual y varía en forma similar y paralela a la evapotranspiración actual. El valor promedio del factor de advección que se obtuvo en esta investigación fue 1.247, lo que prácticamente aproxima 1.26, el valor obtenido por Priestley-Taylor (1972). Se observó que el factor de advección depende de la velocidad del viento y del flujo del calor sensible. A bajas y altas velocidades del viento el valor del factor de advección aumenta; obteniéndose un

valor menor y estable a velocidades de viento medias. El valor del factor de advección es muy alto cuando el flujo de calor sensible es muy negativo, y cuando el flujo del calor sensible es positivo, el valor del factor de advección baja estabilizándose a un valor promedio de 1.25.

ABSTRACT

Adjusting equilibrium evapotranspiration for the arid zones of northern Mexico in maize crop.

BY

JABULANI JIYANE

MASTER OF SCIENCE

IRRIGATION AND DRAINAGE

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA AGRARIA ANTONIO NARRO

BUENAVISTA, SALTILLO, COAHUILA, MEXICO, SEPTEMBER, 2002.

Dr. Alejandro Zermeño González – Advisor

Key Words: Actual evapotranspiration, equilibrium evapotranspiration, advection, Eddy Correlation, energy balance, Priestley-Taylor equation, Penman-Monteith equation, Maize.

Water is the most important agricultural resource in the arid zones of northern Mexico. However, farmers of these zones generally have very low water use efficiencies, as they do not control the amounts of water that evaporates, so that they can determine the appropriate time and quantity of water to apply in subsequent irrigations. That generally results in applying more or less water than is necessary and in inappropriate times, as a result their crop productivity is lower than potential. Given such low availability of water in these arid zones of northern Mexico, an efficient use of this resource is required, for which the determination of crop water requirements should be done. Several models have been developed for the estimation of actual crop evapotranspiration (ET). However, such models have had little applications in the practical water management conditions as the required climatic information may not be available, or is obtained from a distant location whose conditions may be different. Therefore, the objective of this study was to calibrate the equilibrium evapotranspiration model for its use in the estimation of actual crop evapotranspiration in the arid zones of northern Mexico.

A study was conducted during the 2001 summer growing season, in the experimental field of the National Disciplinary Research Center in Soil–Water–Plant–Atmosphere Relationships, Gomez Palacio, Durango, Mexico, in the maize crop (*Zea mays L.*, variety Asgrow 7573). Energy balance components were measured for the determination of actual crop evapotranspiration rate and the equilibrium evapotranspiration rate using the Eddy Correlation and energy balance methods. Determinations of the actual crop and equilibrium evapotranspiration rate were done using instantaneous data scanned at a frequency of two seconds to obtain the average

value every 20 minutes in a continuous way throughout the crop growing season. Latent heat flux LE (Wm^{-2}) was obtained as a residual of the energy balance equation. Total daily values of the latent heat flux LE (MJ/m^2) and the evapotranspiration rate ET (mm/day) were obtained by integrating 20 minutes interval values of LE from 0800 to 2000 hours. Equilibrium evapotranspiration rate was obtained using the relationship, $LE_{\text{equ}} = s/s+\gamma (R_n - G)$, where, s is the slope of the saturation vapor pressure versus temperature curve (Pa K^{-1}), γ is the psychometric constant ($\gamma = PC_p/0.622L$), (Pa K^{-1}), where P is local atmospheric pressure (Pa), C_p is the specific heat capacity of air (J/kg/K), R_n is net radiation (Wm^{-2}) and G is the soil heat flux (Wm^{-2}). Total daily values of equilibrium evapotranspiration LE_{equ} were obtained by integrating 20 minute values of LE_{equ} from 0800 to 2000 hours.

The results of this study showed a close relationship between actual crop evapotranspiration rate and equilibrium evapotranspiration rate. Almost always, equilibrium evapotranspiration rate is below the actual crop evapotranspiration rate and varies in a similar and parallel way to that of actual crop evapotranspiration. The average value of the advection factor obtained in this study is 1.247, which practically approximate 1.26, a value which was obtained by Priestley-Taylor (1972). It was observed that the advection factor depends on the wind velocity and sensible heat flux. At low and high wind velocities, the advection factor value increases, getting a low and stable value at medium wind velocities. The value of the advection factor is high when sensible heat flux is negative; and when the sensible heat flux is positive, the value of the advection factor decreases, stabilizing at an average value of 1.25.

INDICE DE CONTENIDO

	Página
INDICE DE CUARDOS	xiv
INDICE DE FIGURAS	xv
INTRODUCCIÓN	1
REVISIÓN DE LITERATURA	4
Definiciones.....	4
Evapotranspiración Actual (LE).....	4
Evapotranspiración de Referencia (LER).....	4
Evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}).....	5
Factores que afectan la evapotranspiración.....	5
Factores ambientales.....	6
Factores fisiológicos.....	10
La capa frontera.....	11
Advección Local.....	12
La ecuación de Penman-Monteith.....	15
Evapotranspiración a equilibrio, (LE_{equ}).....	19
Modelos basados sobre evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}).....	21
La ecuación de Makkink.....	21
La ecuación de Priestley-Taylor.....	23
Métodos climatológicos para medir la evapotranspiración.....	24
Método de la Relación Bowen.....	25
Instrumentación.....	28
Método de la Correlación Eddy.....	29
Instrumentación.....	31
MATERIALES Y METODOS	32
Localización y descripción del sitio experimental.....	32
Establecimiento y manejo del cultivo.....	32

Instrumentación y mediciones.....	33
Procesamiento de datos.....	37
RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	39
Evapotranspiración real y evapotranspiración a equilibrio.....	39
Coeficiente de advección.....	43
Relación entre el coeficiente de advección y la velocidad del viento.....	45
Relación entre el coeficiente de advección y el flujo de calor sensible.....	48
CONCLUSIONES.....	51
RESUMEN.....	53
LITERATURA CITADA.....	57
PAGINAS WEB CONSULTADAS.....	64

INDICE DE CUADROS

Cuadro No.

Pagina

4.1 Valores integrales diarios del flujo de calor latente actual (LE), flujo de calor latente a equilibrio (LE_{equ}) y el factor de advección promedio diario (F_{advec}); así como también el factor de advección promedio total.

.....

44

INDICE DE FIGURAS

Figura No.	Pagina
3.1 Representación esquemática del lote experimental y ubicación del equipo de mediciones.....	36
4.1 Componentes del balance de energía para el día del año 211 (DOY 211).....	40
4.2 Componentes del balance de energía para el día del año 214 (DOY 214).....	41
4.3 Componentes del balance de energía para el día del año 219 (DOY 219).....	42
4.4 Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 211 (DOY 211).....	46
4.5 Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 214 (DOY 214).....	47
4.6 Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 219 (DOY 219).....	47
4.7 Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 211 (DOY 211).....	49
4.8 Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 214 (DOY 214).....	49
4.9 Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 219 (DOY 219).....	50

INTRODUCCIÓN

En las zonas áridas y semiáridas del planeta, el agua es el recurso limitante para la agricultura. Estas regiones cubren aproximadamente un 20 por ciento de la superficie continental total del planeta (Griffiths, 1985). En México, aproximadamente, el 80 por ciento del territorio nacional corresponde a zonas áridas y semiáridas (Leal, 1978). Debido a la escasa y errática precipitación en estas regiones y a la sobreexplotación de los acuíferos, en los últimos años se ha observado un acelerado y constante abatimiento de los mantos acuíferos en estas regiones. Esto ha obligado a los diferentes sectores de la sociedad a desarrollar tecnologías para hacer un uso más eficiente del agua.

Para mejorar la eficiencia del agua en la agricultura, es necesario medir o estimar el consumo de agua diario por las superficies de cultivo (evapotranspiración), para poder determinar el momento oportuno de riego y la cantidad de agua por aplicar. Para estimar la evapotranspiración, se han desarrollado un gran número de ecuaciones empíricas y semi-empíricas que requieren información registrada en estaciones climatológicas (Rosenberg *et al.*, 1983). Sin embargo, estas ecuaciones estiman una evapotranspiración potencial o de referencia generalmente en base mensual, y tienen poca aplicación para las predicciones en base diaria.

La evapotranspiración de cultivos se puede medir utilizando algún método micrometeorológico como el de la relación Bowen o el de la Covarianza Eddy (Pal Arya, 1988; Stull, 1991; Verma *et al.*, 1986; Baldocchi *et al.*, 1988). El uso adecuado de estos métodos proporciona valores muy precisos de la evapotranspiración diaria de los cultivos. Sin embargo, el equipo e instrumental requerido por estos métodos es demasiado costoso lo que limita su aplicación al nivel de productores.

Partiendo de la ecuación de Penman-Monteith, es posible derivar la ecuación de evaporación a equilibrio (Zermeño y Hipps, 1997). El uso adecuado de esta ecuación puede proporcionar valores muy aceptables de la tasa de evapotranspiración real de los cultivos y la implementación de este enfoque requiere de poca información y poca instrumentación, lo cual facilitaría su implementación para su aplicación al nivel de productores. El enfoque de la evaporación a equilibrio se ha utilizado principalmente para condiciones de zonas húmedas (Priestley y Taylor, 1972). Sin embargo, para las zonas áridas, en las que generalmente se observa un transporte horizontal de déficit de presión de vapor de las áreas circundantes hacia las zonas regadas (Zermeño y Hipps, 1997), es necesario multiplicar la ecuación de evaporación a equilibrio por un factor de advección. Este factor es función de la magnitud del transporte horizontal de déficit de presión de vapor, lo cual es función de la velocidad del viento. Pocas investigaciones se han desarrollado para implementar el enfoque de la evaporación a equilibrio para las condiciones de las regiones agrícolas de las zonas áridas del norte de México. Por lo anterior, los objetivos de esta investigación son:

- Analizar la relación entre la evaporación a equilibrio y la evaporación real del cultivo.
- Obtener el coeficiente de advección para ajustar la evaporación a equilibrio por el efecto del transporte horizontal de déficit de presión de vapor de las áreas circundantes hacia las superficies agrícolas.
- Analizar la relación entre el coeficiente de advección y la velocidad del viento
- Analizar la relación entre el coeficiente de advección y el flujo del calor sensible.

HIPOTESIS

Existe una estrecha relación entre la evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) y la evapotranspiración real de los cultivos (LE) en las zonas áridas y semiáridas del norte de México.

REVISION DE LITERATURA

Definiciones

Evapotranspiración Actual (LE)

Es el proceso total de la transferencia del agua como vapor de las superficies de la tierra vegetadas a la atmósfera (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Elizondo y Contreras, 1996). La evapotranspiración es expresada en unidades de mm/día, cm/día o como flujo latente en Wm^{-2} .

Evapotranspiración de Referencia (LER)

La definición popular y más usada es de la Organización de Agricultura y Alimentación (FAO) de las Naciones Unidas (UN) por Doorenbos y Pruitt (1977), que dice LER es la tasa de evapotranspiración de una superficie extensa de un pasto verde 8 a 15cm de altura, de la altura uniforme, creciendo activamente, cubriendo totalmente la superficie sin deficiencia de agua.

Evapotranspiración a Equilibrio (LE_{equ})

Es la tasa de evapotranspiración que ocurriría si la superficie saturada es aislada de la capa frontera planetaria (PBL) por una resistencia alta McNaughton y Davies (1983). Según ellos, es esencialmente la primer parte de la ecuación de Penman-Monteith. Raupach (1991) y Zermeño y Hipps (1997) dicen que LE_{equ} es la tasa de la evapotranspiración que se alcanzara cuando la masa del aire ha estado en contacto continuo con la superficie saturada sobre un fetch largo, y tiende a la saturación del vapor del agua, por lo tanto causando que el termino advectivo (aerodinámico) en la ecuación de Penman-Monteith a ser igual a cero.

Factores que afectan la evapotranspiración

La evapotranspiración esta gobernada por dos mecanismos: la tasa de entrada de la energía necesaria para cambiar el agua liquida a vapor y el mecanismo de transporte del vapor de agua afuera de la superficie evaporando (Jones, 1990; Elizondo y Contreras, 1996). Los factores que afectan la evapotranspiración pueden ser divididos en factores fisiológicos y factores ambientales. Los factores fisiológicos son: la densidad y comportamiento de los estoma, variedad, especie, ciclo vegetativo, edad, el grado y carácter de la cobertura, estructura y tamaño de la hoja, el grado de la resistencia del dosel (r_c), eficiencia del sistema radicular en la absorción de la humedad y enfermedades de la planta (Jones, 1990; Michael, 1993; Elizondo y Contreras, 1996). Los factores ambientales o físicos son: la temperatura, la radiación solar, la velocidad del viento,

resistencia aerodinámica del aire (r_a), la humedad relativa del aire, la humedad del suelo, la altitud y latitud, la estación del año, la hora del día y condiciones de nubosidad (Elizondo y Contreras, 1996; Jones, 1990; Ahmad y El-Sayed, 1996).

Factores ambientales

La temperatura del aire (T_a) afecta la saturación del vapor de agua (e_s), y por lo tanto el déficit de saturación del aire (δ_e). La tasa de LE depende directamente del déficit de saturación del vapor de agua (Jones, 1992; Ahmadi y El-Sayed, 1996; Jones, 1990). La presión de vapor es una fuerza motriz para LE (Pereira *et al.*, 1996). Entonces, la tasa de LE variará directamente según las condiciones de la humedad del aire. Para una temperatura dada, hay una saturación del vapor del agua definida.

La humedad relativa del aire y la presión del vapor del agua varían según la variación diaria de la temperatura y la radiación neta. La presión de vapor del agua alcanza su valor pico después del medio día, así como la temperatura y alcanza valores bajos en la mañana. Al contrario, la humedad relativa alcanza niveles más bajos alrededor del medio día; alcanzando el valor pico en la noche. La tasa de LE varía directamente con los cambios de la presión de vapor del agua y de la humedad relativa (Jones, 1992). Entonces sería esperado que LE cambiara según los cambios de la presión del vapor del agua y humedad relativa del aire durante el día. La temperatura del aire y la del dosel de los cultivos en cualquier tiempo es determinada por el balance de la energía y las condiciones del estrés hídrico de los cultivo. Entonces, LE depende de la

energía disponible ($R_n - G$), la temperatura del aire, la del dosel de los cultivos y la resistencia del aire al flujo del calor y de vapor.

Toda la energía recibida en la superficie de la Tierra se origina del Sol, excepto otra poca cantidad de calor que proviene del centro de la tierra. Cierta parte de la radiación solar es reflejada nuevamente al espacio. La tierra reirradia parte de esa energía recibida del Sol. La cantidad de la energía solar que llega a la superficie de la tierra conocida como radiación neta (R_n) es la energía disponible para llevar a cabo ciertos procesos muy importantes como la evapotranspiración (Bastiaansen *et al.*, 1998; Elizondo y Contreras, 1996; Pereira *et al.*, 1996). Como la radiación solar provee la energía requerida para el cambio de la fase del agua y con frecuencia, limita el proceso de evapotranspiración cuando el agua es disponible suficientemente (Ahmadi y El-Sayed, 1996). Numerosos métodos han sido desarrollados para determinar LE usando la radiación neta como base. LE varía directamente con la radiación neta. Ahmadi y El-Sayed (1996) reportaron que la radiación solar es un factor importante en el comportamiento de los estomas, por lo tanto controla LE. Usualmente se usan una de las dos siguientes determinaciones de radiación neta:

- a) La estimación de la radiación neta (R_n) usando ecuaciones empíricas, unas de las cuales se puedan encontrar en de Bruin y Stricker (2000), Bastiaanssen *et al.* (1998), Michael (1993), Casillas y Briones (1997), Elizondo y Contreras (1996), Katul *et al.* (1992), y
- b) La medición directa de la radiación neta usando el radiómetro neta.

El viento esta directamente involucrado en la transferencia del calor y la masa, en este caso la masa es el vapor del agua (Jones, 1992). El viento juega un papel muy importante en el proceso de la evapotranspiración; el viento fuerte aumenta la turbulencia, reduciendo la resistencia de la capa frontera del aire, y en consecuencia, facilita el movimiento del aire cargado con el vapor del agua de las superficies vegetadas a la atmósfera (Michael, 1993; Rosenberg *et al.*, 1983). El viento lleva la capa del aire húmedo de las superficies de las hojas y la remplaza con una capa seca, de esta manera incrementa el déficit del vapor del agua resultando en incremento de la tasa de LE. El incremento en la velocidad del viento disminuye la capa frontera y aumenta la conductancia de ésta al flujo del calor latente, la resistencia disminuye y esto generalmente causa incrementos en la tasa de LE. Al contrario, cuando la velocidad del viento es baja, la capa frontera es grande, y la resistencia de esta capa al flujo del vapor del agua aumenta y efectivamente la tasa de LE decrece (Jones, 1992). También el viento sirve como transportador del calor sensible desde los alrededores al terreno irrigado (Zermaño y Hipps, 1997). Por esta razón, la contribución de la advección local del calor sensible es mayor en días con el viento fuerte. El viento tiene un efecto sobre la resistencia aerodinámica (Pereira *et al.*, 1996). Es decir que el viento juega el papel más importante en el proceso de LE. Sin embargo, hay limites en el efecto de las altas velocidades del viento. Las altas velocidades del viento afectan LE negativamente, disminuyendo la tasa de LE. Giddings (1914) dice que una brisa suave es relativamente más efectiva en incrementar LE que una brisa fuerte. Él confirma que mayores velocidades del viento causan el cierre de los estomas. En muchos casos es posible que el cierre de los estomas en respuesta a las altas velocidades es simplemente la retroalimentación o prealimentación a la respuesta de incremento de la tasa de LE

(Jones, 1992). Giddings (1914) dice que la velocidad máxima del viento con la cual incrementa la tasa de LE es 12.872km/hr (3.576 m/s). Es decir una velocidad del viento de más de 12.872km/hr (3.576 m/s) causará una disminución de LE debido al cierre de los estomas.

La tasa de la evaporación del suelo está relacionada con el contenido del agua en el estrato superficial del suelo (Rosenberg *et al.*, 1983). La tasa de la transpiración está relacionada con las características del suministro del agua al sistema suelo-raíces. Si la evapotranspiración actual de los cultivos (LE) es menos que la LE potencial, el cultivo está sufriendo el estrés hídrico, y el desarrollo del área foliar será reducido (Annandale *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 1981). La intensidad de evaporación de una superficie de un suelo saturado es aproximadamente la misma que la de un lago de agua a la misma temperatura que el suelo. Conforme el suelo se seca la evaporación decrece y su temperatura aumenta para mantener el balance de energía. Eventualmente la evaporación cesa porque no existe un mecanismo efectivo para transportar el agua a la superficie del suelo cuando se encuentra a profundidades apreciables. De esta forma, la evaporación de la superficie del suelo está limitada por la disponibilidad de agua (Elizondo y Contreras, 1996). La cantidad del agua dentro de la zona radicular es muy importante en el proceso de la evapotranspiración. Cuando el contenido del agua disponible para las plantas decrece, la tasa de transpiración decrece también de igual forma (Coulon *et al.*, 1996). Por lo tanto, el suministro del agua a la superficie del suelo o al sistema radicular de las plantas es un factor limitante para el proceso de evapotranspiración (Annandale *et al.*, 1996). La tasa de la absorción del agua por el sistema radicular necesaria para sostener el crecimiento normal de la planta depende de la capacidad del suelo en el suministro del

agua a las raíces a una tasa que asegure el crecimiento y la transpiración, las características de la planta, y las condiciones atmosféricas (Santini y Romano, 1996). Según Raupach (1991), Jones (1992) y Jones (1990), el contenido del agua en el suelo afecta directamente r_c y LE. Jones (1992) dice que la carencia del agua disponible a las plantas en el suelo causará que muchas plantas reaccionen biológicamente cerrando los estomas, reduciendo la tasa de LE, y reduciendo su asimilación y reacciones metabólicas. El secamiento del suelo también causa el estrés fisiológico que hace decrecer la transpiración del dosel de las plantas causado por el cierre de los estomas (Jones, 1992; Rosenberg *et al.*, 1983). Es decir, la tasa de LE depende del contenido del agua en el suelo.

Factores fisiológicos

Según Michael (1993), Elizondo y Contreras (1996), la tasa de LE depende de la etapa o desarrollo fenológico de un cultivo. La etapa del desarrollo de un cultivo tiene una gran influencia en la tasa del uso consuntivo de un cultivo. La tasa de LE incrementa rápidamente de un valor pequeño al máximo desde el periodo de la emergencia hasta el periodo de su desarrollo vegetativo completo, su maduración y su fructificación. Empieza a disminuir después de la maduración y fructificación. La fase de desarrollo de un cultivo determina el dosel del cultivo, el desarrollo de sus raíces y el índice de área foliar (IAF). LE incrementa con el aumento en la área foliar hasta cuando ocurre la cobertura completa (Ahmad y El-Sayed, 1996). Los efectos combinados del dosel y fenología a menudo han sido representados por los coeficientes de los cultivos. La resistencia de la planta al flujo del agua, el ajuste fisiológico de la planta al estrés

hídrico, la profundidad radicular y la densidad de raíces, y las propiedades del suelo determinan la absorción actual por las raíces de las plantas y la respuesta de la transpiración a la demanda por la atmósfera (Santini y Romano, 1996).

La capa frontera

La zona adyacente de la superficie de los cultivos, donde la velocidad media del aire está significativamente reducida comparada con la velocidad del aire libre, es conocida como la capa frontera (Rosenberg *et al.*, 1983). La capa frontera se extiende, por definición, a la altura a la que la velocidad del viento es cerca de un 99 por ciento de la del aire libre (Jones, 1992). La capa frontera puede ser dividida en dos partes: la capa frontera laminar, que es la sub-capa donde el flujo del fluido es paralelo a la superficie, y la capa turbulenta donde el flujo del fluido no es laminar, sino turbulento. La capa frontera arriba de los cultivos puede ser profunda, dependiendo del fetch existente, de tal manera que permita la medición dentro de la misma de los flujos del agua, bióxido de carbono (CO₂) y el calor. La profundidad de esta capa se incrementa con la distancia de la frontera principal hacia la dirección del viento dominante o fetch. Generalmente, se asume que las mediciones pueden ser tomadas con gran precisión en una altura por encima del dosel igual a $0.01 \times \text{fetch}$, en metros. Es muy recomendado que las mediciones sean hechas más arriba del dosel porque la estructura turbulenta cerca del dosel es muy errática y puede causar grandes errores en las mediciones (Jones, 1992). Esta capa es la que determina la conductancia del flujo de la masa (el vapor del agua, CO₂) y el calor sensible, y luego a la tasa de LE. El grosor o la profundidad de la capa, y

la resistencia al flujo del calor sensible y calor latente (LE), depende de la ventilación (la velocidad del viento), la estructura de la hoja (si la hoja tiene pelos, venas, cera etc.) la forma y altura del cultivo, la densidad – el numero de los cultivos por unidad del área y el fetch (Jones, 1992). Sin embargo, cuando todos los demás factores (la densidad de los cultivos, altura, etc.) ya están establecidos, el grosor de la capa simplemente depende de la velocidad del viento y del fetch.

Advección Local

Advección es el transporte del calor sensible o la humedad en el plano horizontal en la dirección del viento debido a los gradientes horizontales en la temperatura, humedad y velocidad del aire que existen en zonas o áreas no homogéneas (Itier *et al.*, 1996; Zermeño y Higgs, 1997). En este caso es el transporte horizontal del calor sensible desde las zonas o áreas circundantes secas y con mayores temperaturas al terreno regado y cultivado. Se puede considerar advección desde el punto de vista local, regional y global (Rosenberg *et al.*, 1983), pero en este trabajo se la va a considerar en la escala local. Es decir, advección del calor sensible que ocurre cuando el viento sopla cruzando una superficie que no tiene continuidad en temperatura, humedad o rugosidad, como de las áreas secas al terreno húmedo. En zonas áridas, donde cultivos regados puedan ser rodeados por áreas relativamente no vegetadas, es posible que el aire esté significativamente más caliente y seco que en los cultivos, de esta manera se suministra una fuente extra de energía de tal manera que la perdida del calor latente (lo que es en efecto evapotranspiración) exceda significativamente cualquier ganancia de la energía

disponible $-(R_n - G)$. Según Rosenberg (1969), Brakke *et al.* (1978), Williams y Stout (1981), Jury y Turner (1975) y Shouse *et al.* (1980) se aumenta la LE inducida por la advección horizontal del calor sensible de las áreas secas circundantes a las áreas húmedas. Mohseni-Saravi *et al.* (1996) reportaron que la LE de cultivos regados en Maricopa Agricultural Center (MAC), Arizona, incrementó sustancialmente (hasta 50 por ciento diario) por la advección del calor sensible de las regiones desérticas circundantes. Schuepp y Ya Guo (1994) atribuyeron a la advección local el aumento de LE por transporte local horizontal del aire más caliente y seco de las fajas de rastrojo a un suelo desnudo. También argumentaron que la inhomogeneidad en la temperatura de la superficie y la humedad, no solo cambia la división de la radiación neta disponible entre el calor sensible y el calor latente, sino también causa la redistribución de la energía disponible entre parcelas de tierras.

Modelos anteriores tal como el de Brakke *et al.* (1978) y de Philip (1987), han sugerido que la tasa de evapotranspiración es alta cerca del límite principal que separa una superficie seca de una superficie húmeda, y decrece suavemente en dirección del viento respecto a la ley exponencial. Sin embargo, las investigaciones recientes muestran que lo anterior se da solo en los lagos y suelos húmedos desnudos, que no aplica para zonas cultivadas. Itier y Brunet (1996) y Itier *et al.* (1996), describen que la evaporación de los lagos y suelos húmedos desnudos varía con la distancia desde el límite principal (del borde de seco-húmedo) según la ley exponencial de la siguiente manera:

$$E(X) \propto X^{-b}$$

Donde, E es la tasa de evaporación, X es la distancia desde el límite principal de seco-húmedo hacia la dirección del viento, y b tiene rangos de $-1/10$ a $-1/6$ dependiendo de la inestabilidad de las condiciones. Itier y Brunet (1996) mencionan que lo anterior está de acuerdo con una regla sencilla confirmada por otros investigadores donde dicen que por encima de una superficie, la evaporación promedio corresponde a la LE local a una tercera parte de la distancia desde el límite principal hacia la dirección del viento. Es decir, la evaporación promedio de la superficie húmeda (lago, suelo húmedo desnudo) circundado por áreas secas es igual a un valor local a $x = X/3$, (Itier *et al.*, 1996).

Para zonas cultivadas circundadas por áreas secas, Zermeño y Hipps (1997) y Itier *et al.* (1996) dicen que la LE queda casi constante. Afirman que la asunción básica para efectos de retroalimentación entre la resistencia estomatal y el déficit de saturación del aire resulta en una evapotranspiración casi constante a lo largo del lote regado, a cualquier distancia del límite principal de seco-húmedo en la dirección del viento. Regulaciones biológicas tienden a atenuar el cambio fuerte en LE cerca del límite principal (Itier y Brunet, 1996). Es decir, hay dos fenómenos contrarios: cerca del límite principal, el déficit de saturación del aire es alto, provocando el incremento en LE. Pero esto causará el incremento en la resistencia estomatal, regulando la tasa de LE. El incremento en la humedad del aire con una distancia en la dirección del viento debido a LE disminuirá la tasa de LE, pero esto causará la disminución de la resistencia estomatal, resultando en la LE siendo casi constante. El consumo del agua entonces es independiente de la posición, excepto cuando el suelo está saturado, como se presenta inmediatamente después del riego (Itier *et al.*, 1996).

Sin embargo, el interés de este trabajo no es el de investigar el cambio ó la variación de la advección local con la distancia hacia la dirección del viento, sino el efecto global general de la advección en LE.

La ecuación de Penman-Monteith

La ecuación de Penman-Monteith representa una descripción general del proceso evapotranspirativo de una superficie vegetativa (Rana *et al.*, 1997; Leite *et al.*, 1990; de Bruin *et al.*, 2000; Bidlake, 2000). Varios autores e investigadores han usado y recomendado el modelo de Penman-Monteith como el más preferido para la determinación de LE diaria actual (Javier y Richard, 1996; Rana *et al.*, 1997; Howell, 1996; Henggeler *et al.*, 1996; Itier y Brunet, 1996; Garatuza J. Payán, 2001; Evett *et al.*, 1998). Se puede aplicar ese modelo exitosamente en todas las superficies, incluyendo las que están vegetadas. Es la ecuación que da mejores resultados en todos los climas y cultivos mundialmente (Howell, 1996). Se puede escribir la ecuación de la siguiente manera (Evett *et al.*, 1998; Bidlake, 2000):

$$LE = \frac{s(R_n - G) + \rho_a c_p \delta_e / r_a}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad (1)$$

Donde, LE es el flujo de calor latente entre la superficie y el aire, Wm^{-2} , G es el flujo de calor en el suelo, Wm^{-2} , ρ_a es la densidad del aire, $kg\ m^{-3}$, c_p es la capacidad específica del calor, $J/kg/^\circ C$, R_n es la radiación neta, Wm^{-2} , γ es el constante psicométrico, δ_e es el

déficit de saturación del vapor ($e_s - e_a$), (en pascales, Pa), r_a es la resistencia aerodinámica al flujo del agua y aire, sm^{-1} , r_c es la resistencia del dosel al flujo del calor latente, sm^{-1} , s es el pendiente de la curva de déficit de saturación de vapor de agua contra temperatura del aire.

$$\gamma = \frac{P \cdot c_p}{\lambda \varepsilon} \quad (2)$$

Donde, P es la presión barométrica local, (en pascales, Pa), ε es la razón entre el peso molecular del agua y del aire seco igual a 0.662.

La ecuación de Penman-Monteith (ecuación 1) puede ser expresada en la forma siguiente (Zermaño y Hipps, 1997; Rana *et al.*, 1997; Evett *et al.*, 1998):

$$LE = \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) + \frac{\rho_a c_p (D_i - D_{equ})}{(s + \gamma) r_a + \gamma r_c} \quad (3)$$

Donde, D_i es el déficit de saturación del aire y D_{equ} es el déficit de saturación a equilibrio. Se puede notar que la ecuación consiste en dos términos (Rana *et al.*, 1997; Zermaño y Hipps, 1997; Jones, 1990; Raupach, 1991; Jones, 1992):

i) término radiativo o la tasa de evapotranspiración a equilibrio,

$$\frac{s}{s + \gamma} (R_n - G)$$

y, ii) término aerodinámico o incremento en la evapotranspiración sobre la tasa de evaporación a equilibrio debido al déficit de saturación,

$$\frac{\rho_a C_p (D_i - D_{equ})}{(s + \gamma) r_a + \gamma r_c}$$

Es decir, LE actual total es la sumatoria de LE por el efecto de la energía disponible $(R_n - G)$, y la LE por el efecto del déficit de saturación $(D_i - D_{equ})$.

Evetts *et al.* (1998), Jones (1990) y Rana *et al.* (1997) expresaron la ecuación de Penman Monteith como:

$$LE = \Omega \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) + (1 - \Omega) \frac{\rho_a C_p (e_s - e_a)}{\gamma r_c} \quad (4)$$

Permitiendo escribir la ecuación 4 de la siguiente manera (Jones, 1990; Itier y Brunet, 1996; Jones, 1992):

$$LE = \Omega LE_{equ} + (1 - \Omega) LE_{imp} \quad (5)$$

Donde, LE_{imp} = evapotranspiración 'impuesta', representando un valor limite para una conductancia de la capa frontera infinito (cero resistencia) (Itier y Brunet, 1996; Jones, 1990; Jones, 1992)

$$\Omega = \left[1 + \frac{\gamma}{s + \gamma} \frac{r_c}{r_a} \right]^{-1} \quad (6)$$

Donde Ω es definida como coeficiente de desacoplamiento según Itier y Brunet (1996) y McNaughton y Jarvis (1983), y como una cantidad sin dimensiones que da la ponderación en evaporación a equilibrio (Evet *et al.*, 1998). Se puede ver a Ω como un coeficiente climatológico del cultivo; se modula parte de la energía disponible transferida por el sistema suelo-dosel-atmósfera durante la evapotranspiración (Rana *et al.*, 1997). Con pequeños valores de Ω (el cual es típicamente el caso de forestales), las condiciones en el dosel están fuertemente acopladas a las del aire y LE depende fuertemente del déficit de saturación, mientras con grandes Ω , (típicamente cultivos agrícolas) la LE sigue estrechamente la radiación neta lo que es LE_{equ} (Evet *et al.*, 1998; Itier y Brunet, 1996). Es decir, con altos valores de Ω ;

$$LE \approx \Omega LE_{equ}$$

Evet *et al.* (1998) concluyeron que Ω está estrechamente relacionada con el coeficiente del cultivo, K_c . Rana *et al.* (1997) obtuvieron resultados similares. K_c de muchos cultivos alcanza altos valores desde la etapa vegetativa hasta cosecha, entonces esto significaría que LE_{equ} puede proporcionar buenos resultados también en el mismo rango como K_c .

Evapotranspiración a Equilibrio, LE_{equ}

Según Jones (1992), Zermeño y Hipps (1997), Evett *et al.* (1998), Jones (1990), Davies (1972) LE_{equ} ocurre cuando la conductancia de la capa frontera interna es muy pequeña, es decir, cuando la resistencia al flujo de vapor del agua entre la superficie y la atmósfera, el coeficiente de desacoplamiento Ω , es muy alta de tal manera que el acoplamiento entre las superficies vegetadas y la atmósfera es muy pobre. En tales condiciones, la evapotranspiración sería principalmente controlada por la radiación neta y no sensible a las condiciones atmosféricas. Evett *et al.* (1998) dijeron que LE_{equ} es esencialmente el primer término de la ecuación de Penman-Monteith, y representa la tasa de evapotranspiración que ocurriría si la superficie saturada o casi saturada del suelo estuviera aislada de la capa frontera planetaria (PBL) por una resistencia grande.

Según Davies (1972), Raupach (1991), Zermeño y Hipps (1997); LE_{equ} es la tasa de evapotranspiración que se alcanzará cuando la masa del aire ha estado en contacto continuo con la superficie saturada sobre un fetch largo, tendiendo a la saturación del vapor del agua, y por lo tanto causando el término advectivo (aerodinámico) en la ecuación de Penman-Monteith a ser igual a cero. En términos generales, LE_{equ} ocurre cuando la capa frontera del dosel de la superficie evaporando está saturada o casi saturada de tal manera que el déficit de saturación ($e_s - e_a$) es cero o casi cero tal que el término aerodinámico de LE actual es insignificante o cero y la tasa de evapotranspiración actual no depende de los factores climatológicos sino de la energía disponible, en este caso ($R_n - G$). Según Evett *et al.* (1998), la ecuación de Priestley-

Taylor (1972) es ampliamente usada como una medición de LE_{equ} ; y mostraron que bajo ciertas condiciones, el conocimiento de R_n y G puede ser suficiente para determinar el flujo de vapor y el calor sensible en la superficie de la tierra. Cuando extensas áreas están saturadas, Priestley-Taylor (1972) razonaron que R_n es una limitación dominante en la tasa de LE y analizaron números datos en la tierra (para cultivos cubiertos, suelos desnudos) y en el océano para mostrar que el termino advectivo (aerodinámico) o el término de la transferencia de la masa en la ecuación de combinación de Penman-Monteith tiende hacia un constante fraccional del termino de la radiación bajo condiciones equilibradas (Brisson *et al.*, 1998). En este caso LE tiende a la evapotranspiración a equilibrio (LE_{eq}). Rana *et al.* (1997) dijeron que LE_{eq} ocurre cuando $r_a \geq 0$, cuando la velocidad del viento es baja. Raupach (1991), dice que LE_{eq} ocurre en superficies relativamente húmedas y en aire saturado, de tal manera que $r_c = 0$, y $r_a \rightarrow \infty$. Priestley-Taylor (1972), Davies (1972) y Raupach (1991) dicen que LE_{equ} es fundamentalmente el limite mínimo o posible de la tasa de evapotranspiración de una superficie saturada (húmeda) y suministrada con una energía disponible constante. De Bruin y Stricker (2000) dijeron que la evaporación de pastos sin restricciones de agua es primariamente determinada por la energía disponible ($R_n - G$), es decir buenas estimaciones de la tasa de evaporación pueden ser obtenidas por usar simplemente el termino radiativo de la ecuación de Penman-Monteith (evapotranspiración a equilibrio). Cuando $r_c = 0$, y $r_a \rightarrow \infty$, la expresión de la ecuación de Penman-Monteith sería (Raupach, 1991, de Bruin y Stricker, 2000; Zermeño y Hipps, 1997; Leite *et al.*, 1990):

$$LE_{equ} = \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) \quad (7)$$

LE_{equ} representa el límite inferior de la evapotranspiración potencial (LE), ya que corresponde a la ET mínimo posible de una superficie sin restricciones hídricas y puede ser calculada simplemente con base a la disponibilidad de la energía. Conforme demostraron Priestley-Taylor (1972), se puede expresar LE por medio de la siguiente ecuación (Leite *et al.*, 1990; Bastiaanssen *et al.*, 1998; Wilson y Baldocchi, 2000):

$$LE = \alpha LE_{equ} \quad (8)$$

Donde α es un valor empírico llamado constante de Priestley-Taylor, o factor de advección, cuyo valor medio es de 1.26 para superficies sin restricciones hídricas, trabajadas con cultivos cubiertos, superficies desnudas saturadas o en océanos (Leite *et al.*, 1990, Brisson *et al.*, 1998). Ese coeficiente puede ser determinado por medio de la siguiente relación (Leite *et al.*, 1990; Wilson y Baldocchi, 2000):

$$\alpha = \frac{LE}{LE_{equ}} \quad (9)$$

Modelos basados sobre evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ})

La ecuación de Makkink

De Bruin y Stricker (2000) mostraron que la siguiente ecuación da estimaciones confiables de la evapotranspiración del pasto:

$$LE = c_1 \left\{ \frac{s}{s + \gamma} R_s \right\} - c_2 \quad (10)$$

Donde, c_1 y c_2 son constantes empíricas (0.63 y aproximadamente 14Wm^{-2} , respectivamente), y R_s es radiación solar. Sin embargo Makkink (1957) asumió que $G = 0$ (de Bruin y Stricker, 2000). De Bruin y Stricker (2000), modificaron la ecuación de Makkink y encontraron que la ecuación modificada dio aún mejores resultados. Enseguida está la ecuación de Makkink modificada:

$$LE = c' \frac{s}{s + \gamma} (R_n - 2G) \quad (11)$$

Donde c' es otra constante empírica y se encontró el valor de 0.63. Contreras *et al.*, (2001 a), Contreras *et al.*, (2001 b) concluyeron que tanto el modelo de Priestley-Taylor (original y calibrado para condiciones de Yaqui, Sonora, México) como el modelo de Makkink, además de confiables para determinar la LE diaria en Chile, son modelos de fácil implementación, debido a que requieren de poca información. Especialmente el modelo de Makkink, ya que solo requiere la temperatura promedio diaria y la radiación solar, con la ventaja de que puede ser obtenida de varias formas por lo que sería fácil su implementación a nivel parcelario y regional, y probablemente en otras zonas agrícolas del país, con características similares de alta luminosidad.

La ecuación de Priestley-Taylor

Priestley-Taylor (1972) publicaron una ecuación similar a la de Makkink (1957). La ecuación de Priestley-Taylor (1972) dice que la evaporación de superficies saturadas de regiones extensas es directamente proporcional a la evapotranspiración a equilibrio (Katul *et al.*, 1992). La formulación de la ecuación de Priestley-Taylor (1972) es la siguiente (de Bruin y Stricker, 2000; Rana *et al.*, 1997; Wilson y Baldocchi, 2000; Katul *et al.*, 1992; Evett *et al.*, 1998; Sene *et al.*, 1991):

$$LE = \alpha \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) \quad (12)$$

Donde \forall = parámetro de Priestley-Taylor o el factor de advección, y para condiciones “potenciales” es igual a 1.26. Ésta constante fue obtenida de las observaciones que Priestley-Taylor hicieron sobre océanos y superficies saturadas después de una lluvia. Stricker (1981) obtuvo el valor de $\forall = 1.28$. Según Evett *et al.* (1998), la ecuación de Priestley-Taylor (1972) es ampliamente usada como una medición de LE_{equ} . Estimaciones de Priestley-Taylor de LE han mostrado buenas concordancias con las mediciones del lisímetro para ambas condiciones de LE picos y estacionales en climas húmedos. De Bruin y Stricker (2000), dijeron que la ecuación de Makkink ofrece buenas estimaciones de LE de tal manera que Royal Netherlands Meteorological Institute ha estado usándola desde 1987. Sin embargo, Evett *et al.* (1998), de Bruin y Stricker (2000), concluyeron que la ecuación de Priestley-Taylor(1972) y de Makkink (1957) subestima LEP en condiciones áridas. La advección del aire seco a los cultivos regados puede ser alta en áreas áridas porque regiones extensas y saturadas son raras, resultando

en el término advectivo o aerodinámico siendo un poco más grande o significativo. En regiones áridas, los factores de corrección deben ser grandes. Stricker (1981) dijo que la ecuación de Priestley-Taylor empieza a subestimar en zonas semiáridas.

Como se puede ver, las ecuaciones de Makkink y Priestley-Taylor son similares a la ecuación o expresión de LE_{equ} pero con unos factores de modificación. De Bruin y Stricker (2000) concluyeron que factores como la temperatura, la velocidad del viento y el déficit del vapor del agua son factores que tienen un efecto de segundo orden. Entonces en este trabajo, la expresión de LE_{equ} sería utilizada para estimar la tasa de LE en zonas áridas del norte de México.

El propósito de este trabajo sería el de lograr un factor relevante, y apropiado para las zonas áridas del norte de México con lo cual se pudiera multiplicar la ecuación de la LE_{equ} para obtener o determinar la tasa de LE actual.

Métodos climatológicos para medir la evapotranspiración

Cuantiosos trabajos han sido conducidos en los últimos 50 años sobre LE de las superficies naturales y cultivadas. Esto ha conducido al mejor entendimiento de los procesos físicos y biológicos de la tasa de LE, y en el desarrollo de varios métodos para medir la LE tal como el método de la Correlación Eddy, método de la Relación Bowen, termografía y método aerodinámico (Itier y Brunet, 1996). Los métodos microclimatológicos tienen varias ventajas ya que estos causan mínimas alteraciones del

microclima del ecosistema bajo estudio, permiten realizar mediciones continuas y proveen mediciones integrales del flujo. Además de que las mediciones realizadas corresponden a superficies extensas (Zermeño, 2001). Los métodos micrometeorológicos más usados son: el método de la Correlación Eddy, de la Relación Bowen, termografía y método aerodinámico (Itier y Brunet, 1996; Zermeño, 2001). Sin embargo, para este trabajo serán considerados los métodos de la Correlación Eddy y de la Relación Bowen.

Método de la Relación Bowen

Es uno de los métodos sencillos y más prácticos para la estimación del flujo de vapor de la superficie a la atmósfera. Ha sido extensivamente utilizado para condiciones de rangos amplios y ha mostrado ser uno de los métodos más confiables en la estimación de la LE (Ashktorab *et al.*, 1994; Jones, 1992; Zermeño, 2001). El método de la Relación Bowen está basado sobre la ecuación de balance de energía (ecuación 13) en la superficie.

$$R_n = H + G + LE \quad (13)$$

Donde R_n es radiación neta (Wm^{-2}), H es flujo de calor sensible (Wm^{-2}), G es flujo del calor en el suelo (Wm^{-2}) y LE es el flujo de calor latente (Wm^{-2}). La densidad del flujo de energía asociado con el flujo latente de la superficie del suelo (LE) esta dada por:

$$LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (14)$$

Donde, β = Relación Bowen, la relación entre el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (LE). La relación Bowen es derivada de:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (15)$$

El valor de la relación Bowen se obtiene a partir de las relaciones de gradiente de flujo (Zermeño, 2001). Los flujos de calor sensible y el calor latente se pueden expresar de la siguiente manera:

$$H = \rho_a c_p K_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \quad (16)$$

$$LE = L \left(\frac{0.622}{p} \right) \rho_a K_W \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \quad (17)$$

Donde, K_H , K_W son coeficientes de difusividad turbulenta para el calor sensible y el calor latente respectivamente; $\partial T/\partial Z$ y $\partial q/\partial Z$ son los gradientes verticales promedios de temperatura del aire y humedad específica respectivamente. Asumiendo que los gradientes verticales promedios de temperatura y humedad específica se pueden aproximar con las diferencias verticales promedios, de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta Z} \quad \gamma \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta Z} \quad (18)$$

Usando las relaciones de la ecuación 18, sustituyendo en la ecuación 15, y simplificando resulta:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \left(\frac{P \rho_a c_p}{0.622 \rho_a L} \right) \frac{K_H}{K_W} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta \bar{q}} = \gamma \frac{K_H}{K_W} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta \bar{q}} \quad (19)$$

Donde $\gamma (= P c_p / 0.622 \lambda)$ es la constante psicrométrica, ΔT y Δq = diferencias promedios de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y humedad específica entre dos alturas por encima de la superficie respectivamente (Zermeño, 2001; Jones, 1992; Ashktorab *et al.*, 1994). La relación Bowen se simplifica con la asunción de igualdad de los coeficientes de difusividad del calor sensible y del calor latente ($K_H = K_W$), en ms^{-2} (Ashktorab *et al.*, 1994; Zermeño, 2001) dando como consecuencia,

$$\beta = \gamma \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{q}} \quad (20)$$

Por lo tanto, todo lo que se necesita para estimar LE es: la radiación neta sobre el dosel del cultivo, flujo de calor en la superficie del suelo, temperatura del aire y humedad específica a dos elevaciones sobre el dosel del cultivo (Jones, 1992; Itier y Brunet, 1996). Las mediciones de temperatura y humedad relativa se realizan generalmente a una separación vertical de un metro. Las principales ventajas de este método son: es muy robusto a las condiciones atmosféricas adversas; no requiere asistencia continua ya que

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta Z} \quad \gamma \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \approx \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta Z} \quad (18)$$

Usando las relaciones de la ecuación 18, sustituyendo en la ecuación 15, y simplificando resulta:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \left(\frac{P \rho_a c_p}{0.622 \rho_a L} \right) \frac{K_H}{K_W} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta \bar{q}} = \gamma \frac{K_H}{K_W} \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta \bar{q}} \quad (19)$$

Donde $\gamma (= P c_p / 0.622 \lambda)$ es la constante psicrométrica, ΔT y Δq = diferencias promedios de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y humedad específica entre dos alturas por encima de la superficie respectivamente (Zermeño, 2001; Jones, 1992; Ashktorab *et al.*, 1994). La relación Bowen se simplifica con la asunción de igualdad de los coeficientes de difusividad del calor sensible y del calor latente ($K_H = K_W$), en ms^{-2} (Ashktorab *et al.*, 1994; Zermeño, 2001) dando como consecuencia,

$$\beta = \gamma \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{q}} \quad (20)$$

Por lo tanto, todo lo que se necesita para estimar LE es: la radiación neta sobre el dosel del cultivo, flujo de calor en la superficie del suelo, temperatura del aire y humedad específica a dos elevaciones sobre el dosel del cultivo (Jones, 1992; Itier y Brunet, 1996). Las mediciones de temperatura y humedad relativa se realizan generalmente a una separación vertical de un metro. Las principales ventajas de este método son: es muy robusto a las condiciones atmosféricas adversas; no requiere asistencia continua ya que

puede operarse por periodos prolongados de tiempo (Zermeño, 2001); no requiere la información de las condiciones superficiales ni requiere el conocimiento de la conductancia fisiológica actual o de la capa frontera (Jones, 1992); es muy sencillo de operar (Itier y Brunet, 1996; Ashktorab *et al.*, 1994). Las desventajas de la Relación Bowen son: es muy sensible a los errores en las mediciones de radiación neta y flujo de calor en el suelo; los gradientes de temperatura y humedad específica deben ser suficientemente grandes para poder alcanzar precisiones aceptables, lo que prácticamente excluye usar este método sobre superficies rugosas y en ecosistemas muy secos donde los gradientes verticales de humedad específica son muy pequeños y difíciles de medir. Otro problema de este método es el caso cuando el valor de la relación Bowen tiende a un valor de uno ($\beta \rightarrow 1$), por lo cual la ecuación (14) es indeterminada. Esta situación nada más ocurre por periodos cortos en las mañanas y en las tardes cuando LE es muy insignificante (Ashktorab *et al.*, 1994; Williams y Stout, 1981).

Instrumentación

Se mide el gradiente de humedad específica con un higrómetro de punto de rocío de respuesta rápida, y el gradiente de temperatura se mide con termopares de alambre fino de chromel constantan. Se deben realizar estas mediciones a una frecuencia de 1 segundo y promedios de 20 y 30 minutos. La radiación neta se mide con un radiómetro neto, y el flujo del calor en la superficie del suelo se obtiene midiendo el flujo de calor a una profundidad de 8 cm con plato para flujo de calor y realizando la corrección por

cambios de temperatura del suelo sobre el plato (Zermeño, 2001; Ashktorab *et al.*, 1994).

Método de la Correlación Eddy

El método de la Correlación Eddy propuesto por Swinbank (1951) es el método más directo para medir los flujos superficiales (Prueger *et al.*, 1998; Jones, 1992; Kizer y Elliott, 1991; Itier y Brunet, 1996; Zermeño, 2001). Este método consiste en expresar el flujo vertical de una entidad transportada en un determinado punto como una covarianza entre las fluctuaciones de la concentración de esta entidad con las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento (Zermeño, 2001; Itier y Brunet, 1996). El principio del método de la Correlación Eddy es detectar las contribuciones de todos los movimientos turbulentos responsable para el transporte vertical de los flujos (Itier y Brunet, 1996). Esto requiere mediciones de flujos a una tasa suficientemente alta (típicamente 10 – 20 Hz) y promediando las covarianzas en un periodo suficiente (típicamente 15 – 30 minutos) (Itier y Brunet, 1996). En principio, el método de la Correlación Eddy puede ser utilizado para cualquier proceso de transporte (Jones, 1992), pero suele ser utilizado en las mediciones de flujos del calor latente (LE), calor sensible (H) y bióxido de carbono (CO₂). Considerando nada más los flujos LE y H, se pueden expresar para una superficie horizontal homogénea de la siguiente manera (Zermeño, 2001; Prueger *et al.*, 1998):

$$H = \rho_a c_p w' T' \quad (21)$$

$$LE = L\rho_a \overline{w'q'} \quad (22)$$

Donde w' es la velocidad vertical instantáneo del viento (m/s), T' es la temperatura instantánea del aire ($^{\circ}\text{C}$), ρ_a es la densidad del aire (kg/m^3), c_p es la capacidad calorífica del aire ($\text{Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$). Las barras horizontales superiores indican un promedio en un intervalo de tiempo y las primas denotan desviaciones de la media.

La técnica de Correlación Eddy requiere un fetch adecuado para una superficie homogénea para que la capa frontera interna esté en equilibrio con la superficie abajo, de esta manera asegurando una interpretación de flujos buena. Una guía típicamente usada es la relación 100:1 para la distancia del fetch a la altura de los equipos o sensores (Prueger *et al.*, 1998). La confiabilidad de mediciones por el método de la Correlación Eddy puede ser evaluada por la medición de todos los componentes significantes del balance de energía. Un termino llamado la relación de clausura (CR) es usado para indicar la precisión de las mediciones de los flujos en la superficie. CR esta dado por:

$$CR = \frac{(LE + H)}{(R_n + G)} \quad (23)$$

Idealmente, CR debe tener el valor igual a uno (Kizer y Elliott, 1991)

Las principales ventajas de este método son: mide directamente los flujos, sin la necesidad de asumir coeficientes de difusividad ni relaciones de similitud, ni

condiciones de cobertura de la superficie; permite analizar la precisión del balance de energía como se muestra en la ecuación 23; es considerado el método más preciso para medir flujos superficiales (Zermeño, 2001; Prueger *et al.*, 1998). Entre las desventajas de éste método se encuentran: el equipo utilizado es muy costoso, delicado y sensible (Zermeño, 2001; Kizer y Elliot, 1991)

Instrumentación

Dado que los remolinos cerca de la superficie son muy pequeños y rápidos, las mediciones se deben hacer a una frecuencia alta para obtener promedios de 15 a 30 minutos (Itier y Brunet, 1996; Zermeño, 2001). El componente instantáneo vertical del viento (w') se mide con un anemómetro sónico unidimensional ó tridimensional; la temperatura instantánea del aire (T') se mide con termopares de alambre fino de chromel-constantan (1.27 μ m de diámetro) y la humedad especifica instantánea con un higrómetro de Kriptón de respuesta rápida (Zermeño, 2001).

MATERIALES Y METODOS

Localización y descripción del sitio experimental

Este trabajo se realizó durante el ciclo verano de 2001 en el campo experimental del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID RASPA), ubicado en el km 6.5 Margen Derecha del Canal Sacramento, en Gómez Palacio, Durango, México. La posición geográfica del centro es 25° 30' de latitud norte y 103° 32' de longitud oeste. La altitud media sobre el nivel del mar es de 1130m. La temperatura media anual es de 20 a 22 °C. La precipitación media en la región oscila entre 200 y 300 mm por año. El clima del sitio es clasificado como árido, con vegetación desértica y caracterizada por suelos de textura media a pesada con alta capacidad de retención de humedad. En el periodo de investigación, las áreas circundantes al sitio no estaban cultivadas excepto una superficie de aproximadamente 100 m al norte del sitio, que se encontraba cultivada con maíz.

Establecimiento y manejo del cultivo

El cultivo utilizado fue maíz (*Zea mays L.*) variedad Asgrow 7573. La fecha de siembra fue el 14 de Junio del 2001, día del año 165 (DOY 165) con una densidad de aproximadamente 65 000 plantas por hectárea con un espaciamiento de 20 cm entre

plantas y 75 cm entre surcos. El área total sembrada fue de 1.0 ha aproximadamente. El cultivo fue establecido y manejado de acuerdo con las normas del cultivo, manteniendo un control sobre las plagas y las malezas. El cultivo fue irrigado mediante un sistema de riego por surcos. El riego de pre-siembra se aplicó el 6 de Junio de 2001 (DOY 157). Posteriormente, se aplicaron cuatro riegos de auxilio a los 185, 206, 218 y 228 días del año. Se registraron las siguientes precipitaciones durante el ciclo del cultivo: DOY 185 (10mm), DOY 191 (3mm), DOY 199 (3mm), DOY 235 (7mm), DOY 239 (27mm), DOY 242 (15mm) y DOY 253 (12mm).

Instrumentación y mediciones

La tasa de evapotranspiración actual del cultivo se determinó a partir de la ecuación del balance de energía (ecuación 13).

Sustituyendo para LE en (13) tenemos:

$$LE = (R_n - G) - H$$

Donde LE es el flujo de calor latente, R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor en la superficie del suelo y H es el flujo de calor sensible; todos medidos en W/m^2 .

La radiación neta se midió con un radiómetro neta (modelo Q-7.1 Radiation and Energy Balance Systems, Inc.) colocado a una altura de 0.6 m sobre el dosel del cultivo. El flujo del calor en el suelo se midió usando dos transductores de calor (modelo HFT3,

Campbell Scientific Inc., Logan UT) los cuales se enterraron a una profundidad de 8 cm por debajo de la superficie del suelo. La temperatura del suelo fue medida usando cuatro termopares de chromel- constantan (modelo TCAV, Campbell Scientific Inc., Logan UT) a una profundidad de 2cm y 6cm por debajo de la superficie. El flujo de calor en la superficie del suelo se obtuvo añadiendo los cambios en almacenamiento de la energía en el estrato superior de 8cm, debido a cambios en la temperatura del suelo y al valor del contenido de humedad en el suelo (Kimball *et al.*, 1976). R_n y G fueron medidos a una frecuencia de dos segundos para obtener promedios de 20 minutos, en forma continua a través del ciclo de desarrollo del cultivo.

El flujo de calor sensible (H) se midió de acuerdo al procedimiento de la Correlación Eddy;

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T_a'} \quad (21)$$

Donde $\overline{w'T_a'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire, ρ_a es la densidad del aire (kg/m^3), C_p es la capacidad calorífica del aire ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Las barras horizontales superiores indican un promedio en un intervalo de tiempo y las primas denotan desviaciones de la media. La velocidad vertical del viento se midió con un anemómetro sónico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific, Inc., Logan UT), posicionado aproximadamente a 0.6 m sobre la superficie del cultivo. La parte integral del anemómetro sónico tridimensional es el termopar de alambre fino de chromel-constantan (modelo FW05, Campbell Scientific Inc., Logan, UT) con un diámetro de

12.7 μm , para medir en forma directa la temperatura del aire. La velocidad vertical instantáneo del viento, w' (m/s), y la temperatura instantánea del aire, T_a' ($^{\circ}\text{C}$), se midió a una frecuencia de 10 Hz (10 mediciones por segundo), para obtener promedios cada 20 minutos que fueron registrados permanentemente y en forma continua por el data logger (CR 23X, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT). Se usó un panel solar (SOLAREX) para el suministro continuo de la energía.

También se midió la radiación solar usando un piranómetro de silicón (modelo LI200X, Campbell Scientific Inc., Logan UT) ubicado a una altura de 1.0 m por encima del dosel del cultivo. La velocidad horizontal del viento se midió con un anemómetro de 3-tazas (modelo 03101-5, Wind Sentry, R.M. Young), y la dirección del viento por una veleta de aire (modelo 03301-5, Wind Sentry, R.M. Young). Ambos fueron ubicados a una altura de 1.0 m por encima de la superficie del cultivo. La temperatura y la humedad relativa del aire fueron medidas por una sonda de temperatura / humedad (modelo HM45C, Campbell Scientific Inc., Logan UT), posicionada a una altura por encima de la superficie del cultivo de 0.4 m. También se midió el contenido de humedad en el suelo, en el estrato de 0 – 15 cm de profundidad utilizando el enfoque de TDR (resonancia magnética) (modelo CS615, Campbell Scientific Inc., Logan UT). Los TDRs fueron calibrados con el método gravimétrico de la determinación del contenido de humedad en el suelo.

La velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad relativa del aire y el flujo de calor en el suelo, se midieron a una frecuencia de dos segundos obteniéndose promedios cada 20 minutos. Los TDRs tomaban las lecturas de humedad del suelo cada

hora. Se utilizó el data logger (modelo CR7, Campbell Scientific Inc., Logan UT) para el procesamiento, registro y almacenamiento en forma automática y continua de todas las lecturas para todos los sensores mencionados anteriormente. Ambos data loggers (CR7 y CR23X) fueron sincronizados para tomar lecturas al mismo tiempo. Se utilizó una computadora portátil para la transferencia y procesamiento de datos.

La estación de mediciones de la Correlación Eddy y del balance de energía fue establecida dentro del cultivo de maíz (Figura 3.1).

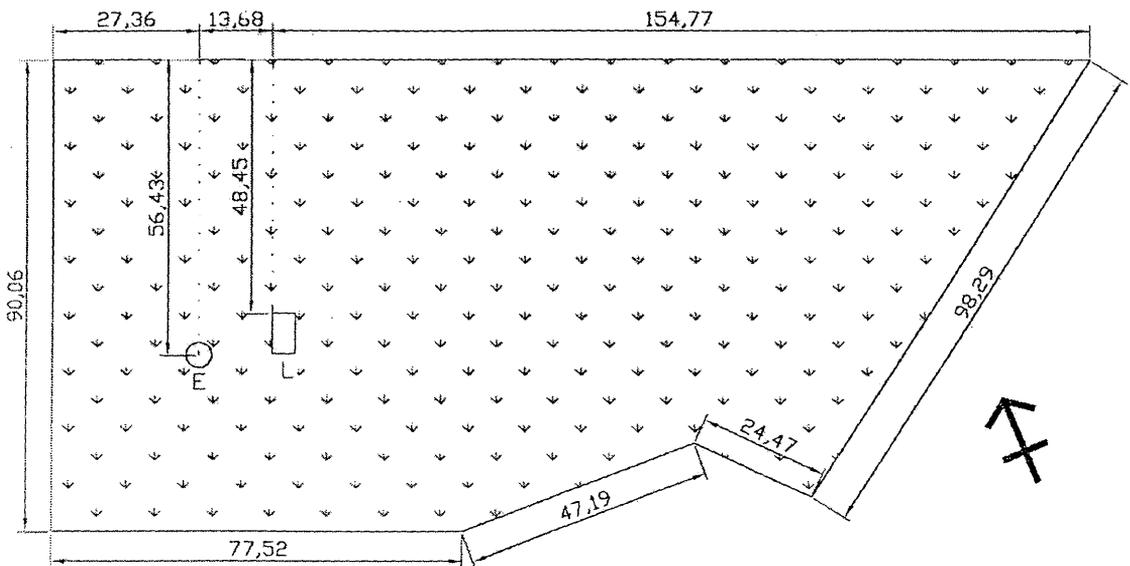


Figura 3.1. Representación esquemática del lote experimental y ubicación del equipo de mediciones (E).

El sitio fue relativamente plano, y los vientos dominantes eran del Este (E), permitiendo un fetch de aproximadamente 100 m y del Noreste (NE) permitiendo un fetch de aproximadamente 60 m con respecto a la posición de la estación. El anemómetro sónico tridimensional se orientó hacia el Este, para obtener un fetch de aproximadamente 100m.

Procesamiento de datos

La tasa de evapotranspiración actual y a equilibrio se obtuvieron únicamente cuando la dirección del viento se mantuvo en un ángulo entre 45° y 140°, ya que el anemómetro sonico tridimensional se orientó hacia el Este (90°).

Para calcular la evapotranspiración real del cultivo se aplicó la metodología de la ecuación de balance de energía (ecuación 13), obteniendo el flujo de calor latente (LE) (Wm^{-2}) como residuo del balance de la energía. El flujo del calor latente diario fue considerado como la integral de LE de las 0800 hasta a las 2000 horas, despreciando el flujo latente en la noche ya que es muy pequeño. Se midió cada componente de la ecuación de balance de energía individualmente. Los valores totales diarios de flujo de calor latente LE (MJ/m^2) y la tasa de evapotranspiración ET (mm/día) se obtuvieron integrando los valores de LE de intervalos de 20 minutos, de las 0800 a las 2000 horas, de acuerdo con la siguiente relación:

$$LE(MJm^{-2}) = \int_{t=0800}^{t=2000} LE(Wm^{-2})dt \quad (24)$$

La tasa de evapotranspiración diaria (ET) se obtuvo dividiendo el flujo de calor latente integrado diario LE (MJ/m^2) por el calor de vaporización del agua L (2.456 MJ/kg)

La tasa de evaporación a equilibrio se obtuvo con la siguiente relación:

$$LE_{equ} = \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) \quad (7)$$

Donde s es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación contra temperatura.

Para la temperatura del aire medida, γ es la constante psicrométrica, R_n y G fueron definidos anteriormente. La constante psicrométrica se obtuvo con la siguiente relación:

$$\gamma = \frac{P \cdot C_p}{\lambda \varepsilon} \quad (2)$$

Donde P es la presión barométrica de la localidad, C_p es la capacidad calorífica del aire y L es el calor de vaporización del agua. Los valores totales diarios de evaporación a equilibrio (LE_{equ}) se obtuvieron integrando los valores de LE_{equ} de cada 20 minutos de las 0800 a las 2000 horas.

El factor de advección se obtuvo dividiendo la tasa de evapotranspiración real diaria (LE) por la tasa de evapotranspiración a equilibrio diaria (LE_{equ}), de acuerdo con la ecuación 9:

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Para el análisis de datos, únicamente se consideraron los días con dirección del viento entre 45° y 140° . También se descartaron los días con lluvias de larga duración, ya que esto afecta el buen funcionamiento del anemómetro sonico tridimensional, de la forma que únicamente resultaron siete días con datos confiables, los cuales fueron: DOY (día del año) 211, 214, 219, 220, 221, 237 y 238.

Evapotranspiración real y evapotranspiración a equilibrio

Para el análisis de la evapotranspiración real (LE) y la evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) a través del día, solamente los datos de los días DOY 211, 214 y 219 serán presentados ya que resultados similares fueron observados en los otros días. Las Figuras 4.1, 4.2 y 4.3 muestran el patrón diurno observado de los flujos de los componentes del balance de energía. Todo los componentes del balance de energía variaron siguiendo exactamente el mismo patrón de la radiación solar y radiación neta, alcanzando valores picos al medio día solar. Esto sugiere que las tasas instantáneas de los componentes del balance de energía son funciones primariamente de la radiación solar. Siempre la tasa de evapotranspiración actual y a equilibrio varió en forma muy similar a la radiación neta (fuente de energía). Esto indica que las dos tasas de evapotranspiración dependen en forma similar de la radiación neta. Se puede ver que

existe una buena relación entre evapotranspiración actual y evapotranspiración a equilibrio. Durante el día, la relación entre evapotranspiración actual y a equilibrio es casi constante. Casi siempre, evapotranspiración a equilibrio está por debajo de la evapotranspiración actual y varía en forma similar y paralela a la evapotranspiración actual. Los datos en la Figura 4.1 corresponden a un día parcialmente nublado.

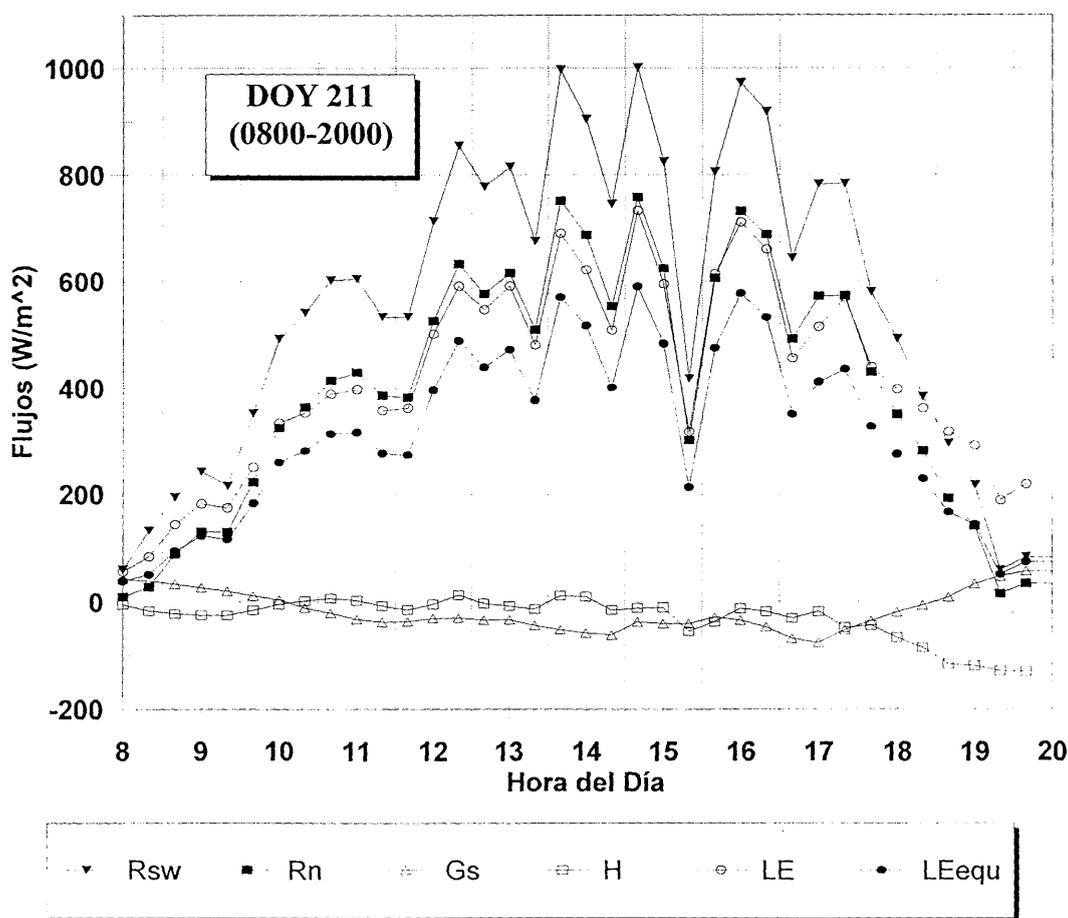


Figura 4.1. Componentes del balance de energía para el día del año 211 (DOY 211).

Los datos en la Figura 4.2 corresponden a un día prácticamente despejado. Se observa que la diferencia entre LE y LE_{equ} es mayor para el día despejado, lo cual

sugiere que el factor de advección deberá ser mayor para días despejados que para días nublados.

Sin embargo, el factor de advección también depende de otros factores como la velocidad del viento, disponibilidad de humedad en el suelo y del cultivo (Rosenberg *et al.*, 1983; Rosenberg, 1969; Williams y Stout, 1981). Por lo tanto, no se pudo observar la diferencia del factor de advección por el efecto de la nubosidad para los días despejados y los días nublados.

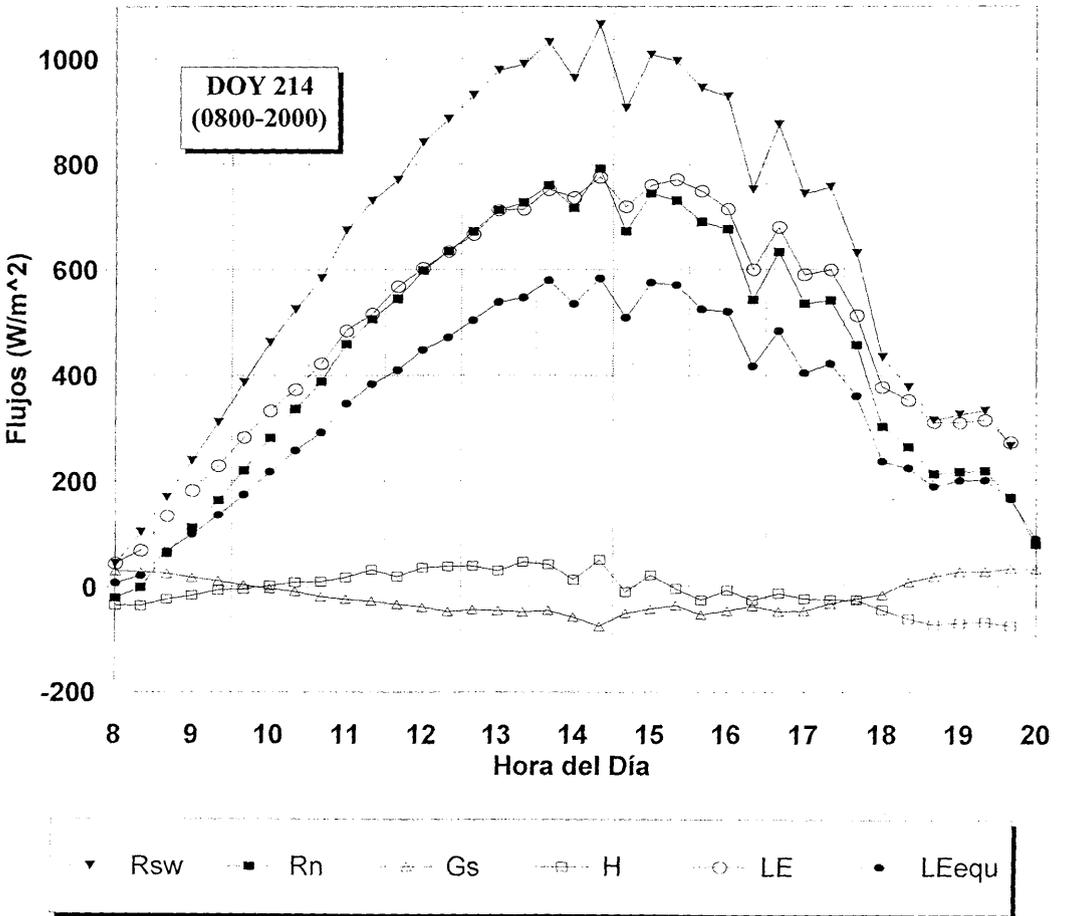


Figura 4.2. Componentes del balance de energía para el día del año 214 (DOY 214).

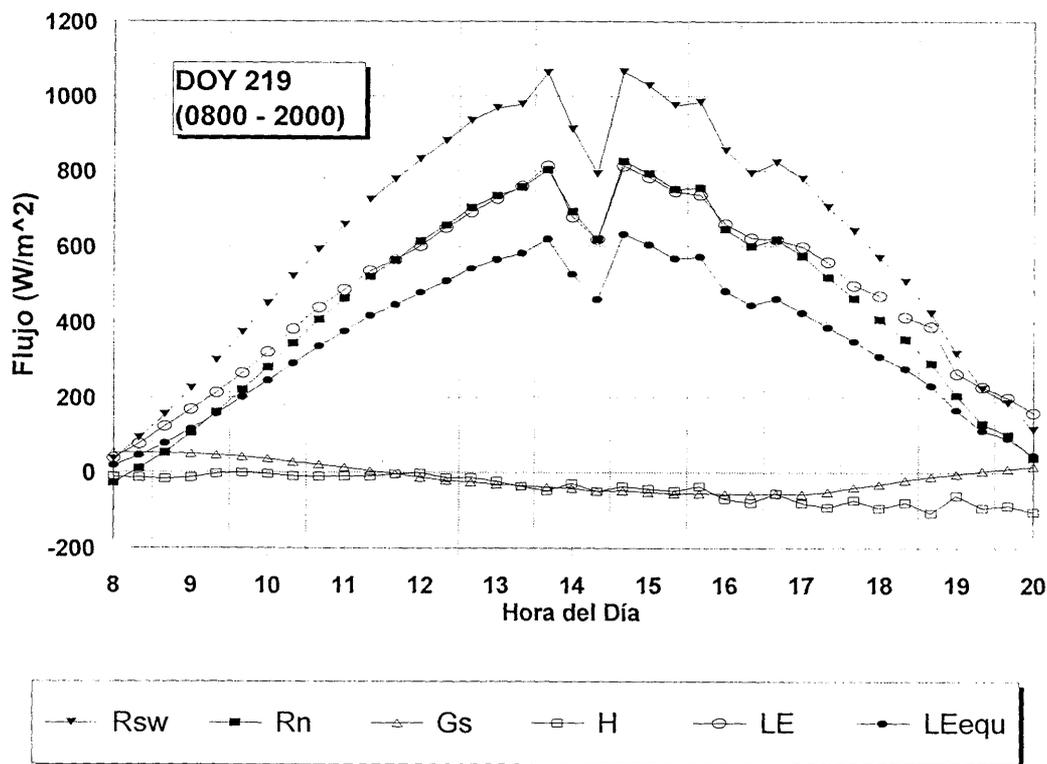


Figura 4.3. Componentes del balance de energía para el día del año 219 (DOY 219).

La posibilidad de que el modelo de la evapotranspiración a equilibrio puede ser aplicable para la estimación de la evapotranspiración real de los cultivos fue propuesta por Denmead y McIlroy (1970), y concluyeron que para muchos sitios $LE_{equ} < LE$ debido a la advección. Davies (1972) y Leite *et al.* (1990) también concluyeron que existe una buena relación entre evapotranspiración actual y a equilibrio. Davies (1972) dice que la evapotranspiración a equilibrio se comportó estrechamente (dentro de 10 por ciento) con la evapotranspiración actual en los días cuando la atmósfera se encontraba muy húmeda y con el suelo moderadamente húmedo. De los resultados presentados, es aparente que el modelo de la evapotranspiración a equilibrio está estrechamente

relacionado con la evapotranspiración actual de los cultivos. Como se puede ver, la evaporación a equilibrio siempre está abajo variando en forma paralela a la tasa de evapotranspiración actual. Se puede decir que tal relación cercana puede permitir multiplicar la evapotranspiración a equilibrio con un factor para obtener la tasa de la evapotranspiración actual de los cultivos. De todos los datos obtenidos, el factor promedio por el cual multiplicar la tasa de evapotranspiración a equilibrio para obtener la evapotranspiración actual es 1.247.

Coefficiente de advección

El Cuadro 4.1 muestra los valores integrales diarios del flujo de calor latente real (LE), flujo de calor latente a equilibrio (LE_{equ}) y los valores del factor de advección (F_{advec}) para los días analizados. El coeficiente de advección diario se obtuvo dividiendo la evapotranspiración actual (LE) entre la evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) (ecuación 9).

Priestley-Taylor (1972) obtuvieron valores de coeficientes de advección entre 1.08 y 1.34, trabajando con diferentes cultivos para diferentes climas, obteniendo el promedio de 1.26 (Rosenberg *et al.*, 1983; Jury y Turner, 1975). Leite *et al.* (1990) obtuvieron el valor del coeficiente de advección de 1.3, Sene *et al.* (1991) obtuvieron el valor del coeficiente de advección de 1.28 \pm 0.03, Brisson *et al.* (1998) obtuvieron el valor promedio de 1.32. Thompson (1975) verificó el valor del coeficiente de advección de 1.26 para superficies húmedas.

Cuadro 4.1. Valores integrales diarios del flujo de calor latente actual (LE), flujo de Calor latente a equilibrio (LE_{equ}) y el factor de advección promedio diario (F_{advec}); así como también el factor de advección promedio total.

DOY	DDG ^a	LE (MJ/m ²)	LE_{equ} (MJ/m ²)	F_{advec}
211	41	18.040	13.610	1.326
214	44	19.084	15.200	1.256
219	49	21.032	16.818	1.251
220	50	18.721	15.301	1.224
221	51	20.229	16.412	1.233
237	67	18.043	15.131	1.192
238	68	19.606	15.742	1.245
			Promedio	1.247

^aDDG = Días Después de Germinación

El valor promedio del coeficiente de advección que se obtuvo en esta investigación (1.247) es prácticamente igual a lo que otros investigadores obtuvieron en otras partes del mundo. La diferencia y lo más interesante es que el coeficiente que se obtuvo en otras partes es para zonas húmedas o superficies húmedas. Sin embargo, el valor que se obtuvo en esta investigación fue en zonas semi-áridas. Entonces se puede decir que el principio de la evapotranspiración a equilibrio aplica muy bien en zonas áridas y semi áridas como el norte de México.

Relación entre el coeficiente de advección y la velocidad del viento

La relación entre el factor de advección y la velocidad del viento se muestra en las Figuras 4.4, 4.5 y 4.6. Se utilizaron solamente DOY 211, DOY 214 y DOY 219 ya que el patrón fue semejante para los otros días. En las figuras 4.4, 4.5 y 4.6, se puede ver que generalmente el factor de advección tiende a incrementar cuando se incrementa la velocidad del viento. Las Figuras 4.5 y 4.6 indican que el factor de advección aumenta a bajas velocidades del viento, muestran un valor menor y estable a velocidades medias, y después se incrementa al aumentar la velocidad del viento. Esto indica que la diferencia entre la evapotranspiración actual (LE) y la evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) es mayor a bajas y altas velocidades del viento. El viento juega un papel muy importante en el proceso de la evapotranspiración. El viento fuerte aumenta la turbulencia del aire, de esta manera reduciendo la resistencia de la capa frontera interna y, consecuentemente, facilitando el movimiento del aire cargado con vapor de agua hacia partes secas de la atmósfera (Rosenberg *et al.*, 1983; Rosenberg, 1969; Jury y Tanner, 1975; Williams y Stout, 1981). También el viento sirve como el medio para transportar el calor sensible de las áreas circundantes secas y calientes a los campos agrícolas. Por lo tanto, Brakke *et al.* (1978) observaron que la advección del calor sensible regional es mucho más grande en los días de altas velocidades de viento. El efecto de reducir la velocidad de viento (como se puede lograr a través del uso de una protección contra el viento) es reducir la evapotranspiración de las superficies húmedas.

Sin embargo, Rosenberg *et al.* (1983), van Bavel (1966) y Linacre (1967), indican que cuando las superficies no están húmedas, disminuir la velocidad de viento puede actuar para aumentar o disminuir la evapotranspiración. Cuando la velocidad del viento baja, la temperatura de los cultivos sube y por lo tanto la LE sube (Skidmore y Hagen, 1970)

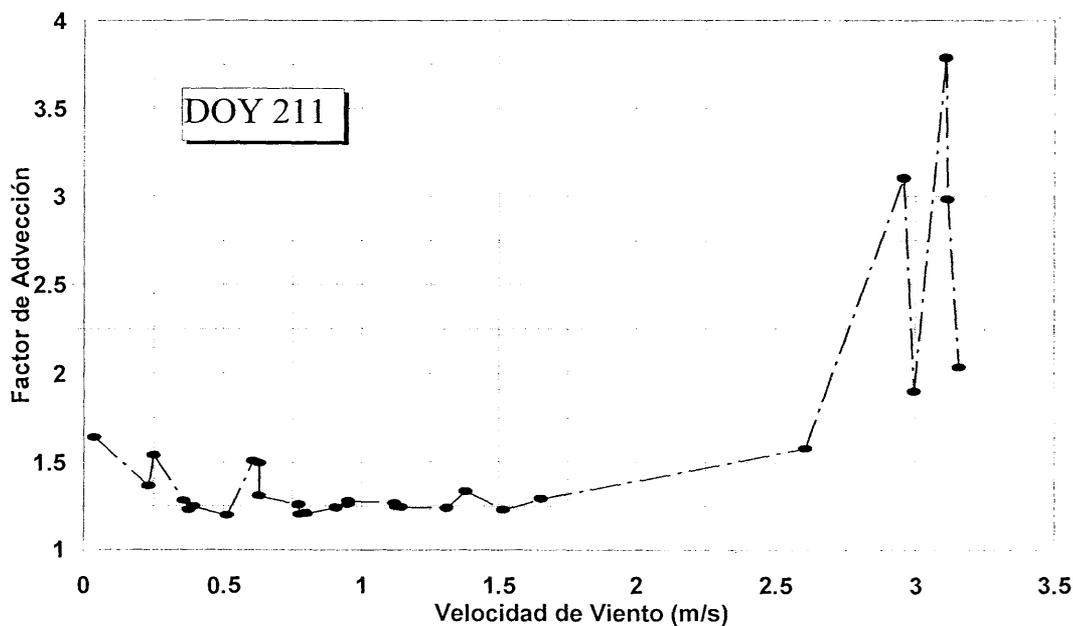


Figura 4.4. Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 211 (DOY 211).

El efecto dependerá de las propiedades de la superficie. Seginer (1971) reporta el incremento o la disminución de la evapotranspiración con el incremento en la velocidad del viento dependiendo de las condiciones atmosféricas y de la superficie. Dichos resultados coinciden con los valores relativamente mayores del coeficiente de advección a valores relativamente bajos y altos de la velocidad del viento encontrado en esta investigación.

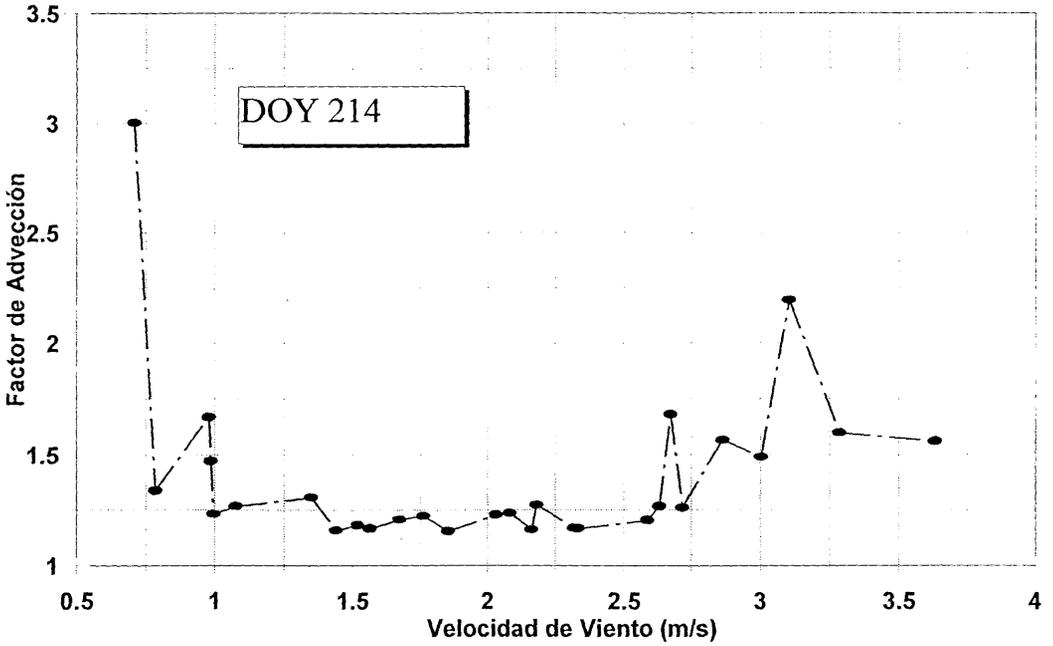


Figura 4.5. Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 214 (DOY 214).

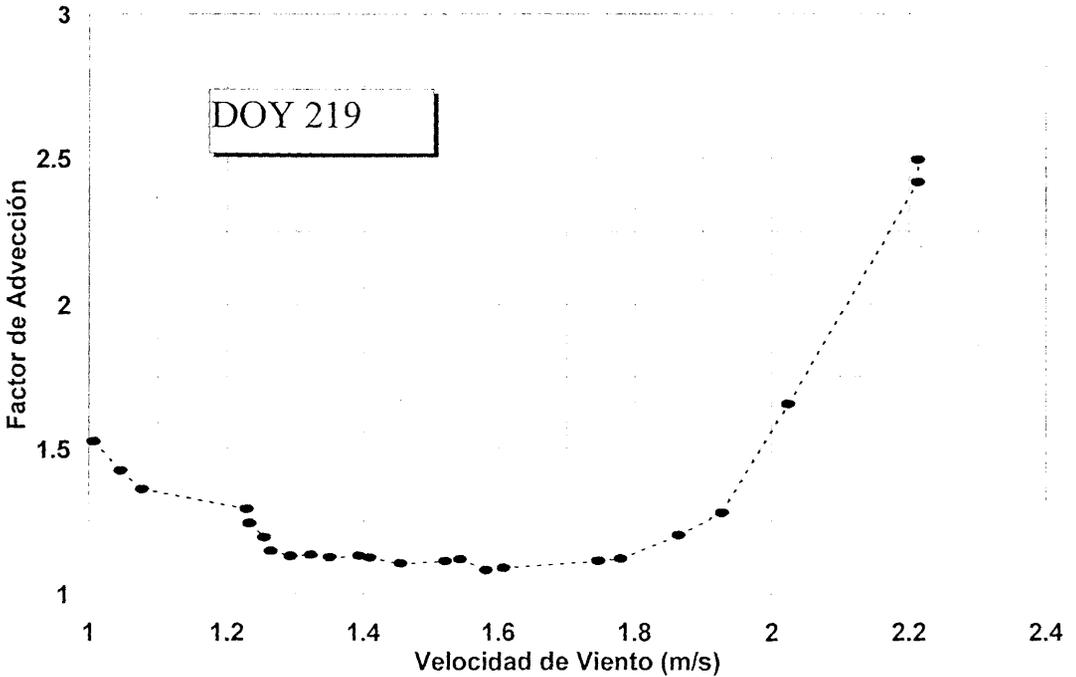


Figura 4.6. Relación entre el factor de advección y la velocidad horizontal del viento para el día del año 219 (DOY 219).

Relación entre el coeficiente de advección y el flujo de calor sensible

Las Figuras 4.7, 4.8 y 4.9 muestran la relación entre el flujo de calor sensible y el factor de advección para los días DOY 211, DOY 214 y DOY 219. El valor positivo del flujo de calor sensible (H) significa que el flujo es de la superficie de los cultivos hacia a la atmósfera, significando que la temperatura del dosel de los cultivos es mayor que la del aire. Por el contrario, el valor negativo del calor sensible (H) significa que el flujo es de la atmósfera hacia la superficie de los cultivos, significando que la temperatura del aire es mayor que la del dosel de los cultivos, lo que demuestra el efecto del transporte horizontal del calor sensible hacia los cultivos (advección).

En todos los casos presentados por las Figuras 4.7, 4.8 y 4.9, cuando el calor sensible es negativo, el factor de advección es muy alto. Por ejemplo en la figura 4.7, el factor de advección para el calor sensible de aproximadamente -130 W/m^2 es 3.8. Cuando el calor sensible es positivo, el factor de advección baja estabilizándose a un valor promedio de 1.25 para DOY 211. El valor positivo del calor sensible (H) significa que el flujo es de la superficie de los cultivos hacia a la atmósfera, que la temperatura del dosel de los cultivos es mayor que la del aire. De la ecuación 10, valores altos del factor de advección significan altos valores de la tasa de evapotranspiración actual de los cultivos debido al efecto de la advección del calor sensible de las áreas circundantes secas y con altas temperaturas. Estos resultados indican que existe una relación directa entre el incremento en el valor del coeficiente de advección y el incremento en el flujo de calor sensible de la atmósfera hacia el dosel del cultivo.

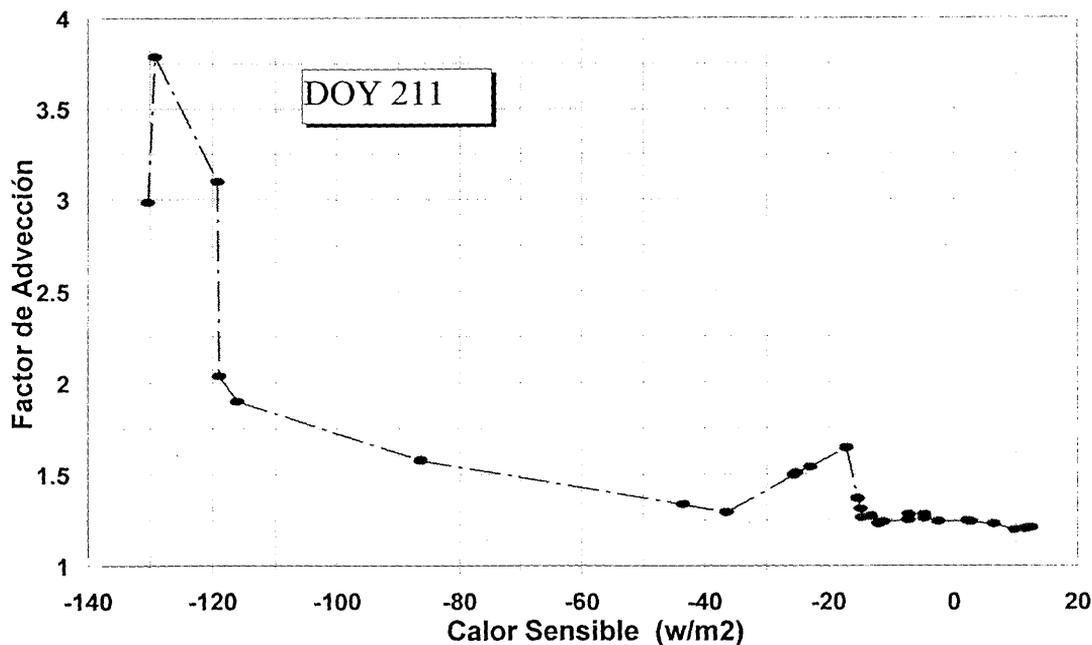


Figura 4.7. Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 211 (DOY 211).

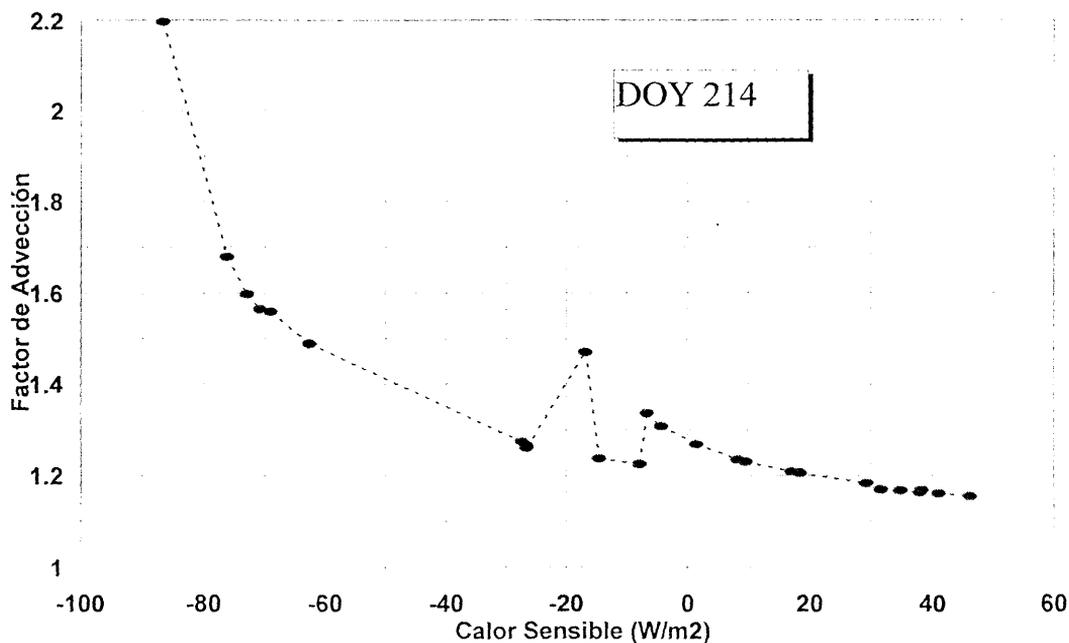


Figura 4.8. Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 214 (DOY 214).

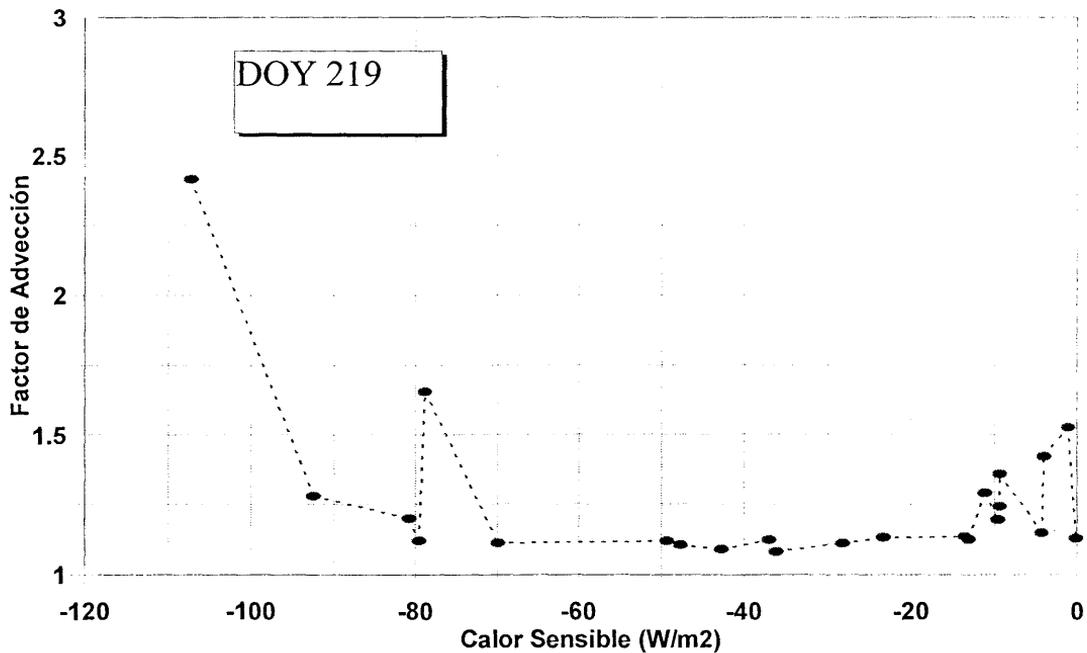


Figura 4.9. Relación entre el factor de advección y el calor sensible para el día del año 219 (DOY 219).

CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos en esta investigación, se concluye que existe una relación muy estrecha entre la tasa de evapotranspiración actual del cultivo y la tasa de evapotranspiración a equilibrio. Se observó que todos los componentes del balance de energía variaron siguiendo exactamente el mismo patrón de la radiación solar y radiación neta. Durante el día, la relación entre evapotranspiración actual y a equilibrio es casi constante. Casi siempre, la evapotranspiración a equilibrio está por debajo de la evapotranspiración actual y varía en forma similar y paralela a la evapotranspiración actual. Estos estudios revelaron que al igual que en las zonas húmedas, en las zonas áridas la tasa de evapotranspiración real y la tasa de evapotranspiración a equilibrio es primariamente determinada por la energía disponible, es decir, la diferencia entre la radiación neta y el flujo del calor en el suelo.

El valor promedio del factor de advección obtenido para esta investigación fue 1.247, lo cual es prácticamente igual al valor del factor de advección obtenido por Priestley-Taylor (1972) y otras investigaciones como Leite *et al.* (1990), Jury y Turner (1975), Brisson *et al.* (1998). Esto hace al modelo de la evapotranspiración a equilibrio atractivo para aplicaciones prácticas en zonas áridas. Los resultados de esta investigación confirman el uso del método de la evapotranspiración a equilibrio para los cálculos rutinas de la evapotranspiración real del cultivo como concluyeron Leite *et al.*

(1990), Davies (1972), Denmead y McLroy (1970), Shouse *et al.* (1980) y Rana *et al.* (1997). Además, el modelo de la evapotranspiración a equilibrio es de fácil implementación debido a que requiere de poca información e instrumentación ya que solo requiere la temperatura del aire, la radiación neta y el flujo del calor en el suelo. Realizando la corrección, usando el factor de advección obtenido en esta investigación junto con las principales variables climatológicas mencionadas, se concluye que esta metodología es adecuada para medir la evapotranspiración real diaria en maíz en las zonas áridas del norte de México.

También, se observó que el factor de advección depende de la velocidad del viento y del flujo del calor sensible. A bajas y altas velocidades del viento el valor del factor de advección aumenta; obteniéndose un valor menor y estable a velocidades de viento medias. El valor del factor de advección es muy alto cuando el flujo de calor sensible es muy negativo, y cuando el flujo del calor sensible es positivo, el valor del factor de advección baja estabilizándose a un valor promedio de 1.25.

El principio de la evapotranspiración a equilibrio es aplicable a los cultivos que cubren completamente la superficie del suelo (Rana *et al.*, 1997). Por lo tanto, se sugiere que el modelo de la evapotranspiración a equilibrio sea probado para otros cultivos que cubren completamente el suelo para las zonas áridas y semi-áridas.

RESUMEN

El objetivo de esta investigación fue calibrar el modelo de la evapotranspiración a equilibrio para su aplicación al cálculo y estimación de la evapotranspiración real de los cultivos en las zonas áridas del norte de México. Se estableció el cultivo de maíz (*Zea mays L.*, variedad Asgrow 7573) durante el ciclo verano 2001 en el campo experimental del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua-Suelo-Planta-Atmósfera (CENID RASPA), ubicado en el km. 6.5 Margen Derecha del Canal Sacramento, en Gómez Palacio, Durango, México. La posición geográfica del centro es 25° 30' de latitud norte y 103° 32' de longitud oeste. La altitud media sobre el nivel del mar es de 1130m. La temperatura media anual es de 20 a 22 °C. La precipitación media en la región oscila entre 200 y 300 mm por año. El clima del sitio es clasificado como árido, con vegetación desértica y caracterizada por suelos de textura media a pesada con alta capacidad de retención de humedad.

El flujo de calor latente LE se determinó a partir de la ecuación del balance de energía, $R_n - G = H + LE$, donde LE es el flujo de calor latente, R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor en la superficie del suelo y H es el flujo de calor sensible; todos medidos en W/m^2 . El flujo de calor latente a equilibrio LE_{equ} se obtuvo con la siguiente relación, $LE_{equ} = s/(s+\gamma) (R_n - G)$, donde s es la pendiente de la curva de presión de vapor a saturación contra temperatura. Para la temperatura del aire medida, γ es la

constante psicrométrica, R_n y G fueron definidos anteriormente. El factor de advección se obtuvo dividiendo el flujo de calor latente diario (LE) entre el flujo de calor latente a equilibrio diario (LE_{equ}), de acuerdo con la relación: $\alpha = LE/LE_{equ}$, donde α es el factor de advección.

La estación de mediciones de la Correlación Eddy y del balance de energía fue establecida dentro del cultivo de maíz. Se hicieron mediciones de los componentes de la ecuación de balance de energía, obteniéndose el flujo del calor latente (LE) por diferencia. La radiación neta se midió con un radiómetro neta (modelo Q-7.1 Radiation and Energy Balance Systems, Inc.), el flujo del calor en el suelo se midió usando dos transductores de calor (modelo HFT3, Campbell Scientific Inc., Logan UT) los cuales se enterraron a una profundidad de 8 cm por debajo de la superficie del suelo. La temperatura del suelo fue medida usando cuatro termopares de chromel-constantan (modelo TCAV, Campbell Scientific Inc., Logan UT) a una profundidad de 2cm y 6cm por debajo de la superficie. R_n y G fueron medidos a una frecuencia de dos segundos para obtener promedios de 20 minutos, en forma continua a través del ciclo de desarrollo del cultivo. La velocidad vertical del viento se midió con un anemómetro sónico tridimensional (CSAT3, Campbell Scientific, Inc., Logan UT), equipado con el termopar de alambre fino de chromel-constantan (modelo FW05, Campbell Scientific Inc., Logan, UT) con un diámetro de 12.7 μm , para medir en forma directa la temperatura del aire. La velocidad vertical instantánea del viento, w' (m/s), y la temperatura instantánea del aire, T_a' ($^{\circ}\text{C}$), se midieron a una frecuencia de 10 Hz (10 mediciones por segundo), para obtener promedios cada 20 minutos que fueron registrados permanentemente y en forma

continua por el data logger (CR 23X, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT). Se usó un panel solar (SOLAREX) para el suministro continuo de la energía.

También se midió la radiación solar usando un piranómetro de silicón (modelo LI200X, Campbell Scientific Inc., Logan UT), la velocidad horizontal del viento se midió con un anemómetro de 3-tazas (modelo 03101-5, Wind Sentry, R.M. Young), y la dirección del viento con una veleta de aire (modelo 03301-5, Wind Sentry, R.M. Young). La temperatura y la humedad relativa del aire fueron medidas por una sonda de temperatura / humedad (modelo HM45C, Campbell Scientific Inc., Logan UT). También se midió el contenido de humedad en el suelo, en el estrato de 0 – 15 cm de profundidad utilizando el enfoque de TDR (resonancia magnética) (modelo CS615, Campbell Scientific Inc., Logan UT). La velocidad y dirección del viento, temperatura y humedad relativa del aire y el flujo de calor en el suelo, se midieron a una frecuencia de dos segundo obteniéndose promedios cada 20 minutos. Los TDRs tomaban las lecturas de humedad del suelo cada hora. Se utilizó el data logger (modelo CR7, Campbell Scientific Inc., Logan UT) para el procesamiento, registro y almacenamiento en forma automática y continua de todas las lecturas para todos los sensores mencionados anteriormente. Ambos data loggers (CR7 y CR23X) fueron sincronizados para tomar lecturas al mismo tiempo. Se utilizó una computadora portátil para la transferencia y procesamiento de datos.

Los valores totales diarios de flujo de calor latente LE (MJ/m^2) y la tasa de evapotranspiración ET (mm/día) se obtuvieron integrando los valores de LE a intervalos de 20 minutos, de las 0800 a las 2000 horas. También, se obtuvieron los valores totales

diarios de evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) integrando los valores de LE_{equ} de cada 20 minutos de las 0800 a las 2000 horas. Se obtuvieron los factores de advección diarios usando los valores de la evapotranspiración integral diarios para los días con buena dirección del viento.

El valor promedio del coeficiente de advección que se obtuvo en esta investigación fue 1.247, el cual es prácticamente igual a lo que otros investigadores obtuvieron en otras partes del mundo. Se observó que siempre la tasa de evapotranspiración actual y a equilibrio variaron en forma muy similar a la radiación neta, lo que indica que las dos tasas de evapotranspiración dependen en forma similar de la radiación neta. La relación entre evapotranspiración actual y a equilibrio es casi constante con la tasa de evapotranspiración a equilibrio manteniéndose por debajo de la evapotranspiración actual y variando en forma similar y paralela a la evapotranspiración actual.

Se observó que el factor de advección depende de la velocidad del viento. A bajas y altas velocidades del viento el valor del factor de advección aumenta; obteniéndose un valor menor y estable a velocidades de viento medias. También se observó que el factor de advección depende del flujo del calor sensible. El valor del factor de advección es muy alto cuando el flujo de calor sensible es muy negativo, y cuando el flujo del calor sensible es positivo, el valor del factor de advección baja estabilizándose a un valor promedio de 1.25.

diarios de evapotranspiración a equilibrio (LE_{equ}) integrando los valores de LE_{equ} de cada 20 minutos de las 0800 a las 2000 horas. Se obtuvieron los factores de advección diarios usando los valores de la evapotranspiración integral diarios para los días con buena dirección del viento.

El valor promedio del coeficiente de advección que se obtuvo en esta investigación fue 1.247, el cual es prácticamente igual a lo que otros investigadores obtuvieron en otras partes del mundo. Se observó que siempre la tasa de evapotranspiración actual y a equilibrio variaron en forma muy similar a la radiación neta, lo que indica que las dos tasas de evapotranspiración dependen en forma similar de la radiación neta. La relación entre evapotranspiración actual y a equilibrio es casi constante con la tasa de evapotranspiración a equilibrio manteniéndose por debajo de la evapotranspiración actual y variando en forma similar y paralela a la evapotranspiración actual.

Se observó que el factor de advección depende de la velocidad del viento. A bajas y altas velocidades del viento el valor del factor de advección aumenta; obteniéndose un valor menor y estable a velocidades de viento medias. También se observó que el factor de advección depende del flujo del calor sensible. El valor del factor de advección es muy alto cuando el flujo de calor sensible es muy negativo, y cuando el flujo del calor sensible es positivo, el valor del factor de advección baja estabilizándose a un valor promedio de 1.25.

LITERATURA CITADA

- Ahmadi Z. Mirkhalegh. 1996. Reference Evapotranspiration Estimation of Mazandaran Province. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p 376 – 380)
- Ahmadi A. Al-Shooshan y E-S., El-Sayed Ismail. 1996. Alfalfa Microclimate and Evapotranspiration Under Arid Climate Conditions. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p 48 – 53)
- Annandale, J.G., Nico Benadé, Albertus J. Van der Westhuizen y Gaylon S. Campbell. 1996. The SWB (Soil Water Balance) Irrigation Scheduling Model. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p944-949).
- Ashktorab, H., W.O. Pruitt y K.P. Paw U. 1994. Partitioning of Evapotranspiration using Lysimeter and Micro-Bowen-Ratio System. *J. Irrig. And Drainage Eng.* 120(2): 450-464.
- Baldocchi, D.D., B.B. Hicks y T.P. Meyers. 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods, *Ecology*, **69**(5), 1331-1340.
- Bastiaanssen W., Palitha Bandara y Lucas Janssen. 1998. Land Surface Evapotranspiration for Water Balance in the Kirindi Oya Watershed. A Remote Sensing Approach. Artículo presentado en: National Water Conference on Status and Future Directions of Water Research in Sri Lanka, Colombo, November 4 – 6, 1998. (p1-9).
- Bidlake R. William. 2000. Evapotranspiration from a Bulsrush-dominated wetland in the Klamath Basin, Oregon. *J. of the American Water Resources Association* 36(6): 1309-1320.

- Brakke, T.W., S.B. Verma, y N.J. Rosenberg. 1978. Local and Regional Components of Sensible Heat Advection. *J. Appl. Meteorol.* 17: 955-963.
- Brisson, N., B. Itier, J.C. L'Hotel y J.Y. Lorendeau. 1998. Parameterization of the Shuttleworth-Wallace Model to Estimate Daily Maximum Transpiration for Use in Crop Models. *Ecological Modeling* 107: 159-169.
- Casillas Ignacio García y Briones Gregorio Sánchez. 1997. Sistemas de Riego Por Aspersión y Goteo. Trillas. Universidad Autónoma Agraria Antonio Narro. México. p(26 – 61)
- Contreras F. Robles, Garatura J. Payán, y Watts C. J. Thorp. 2001a. Comparación de Modelos de Evapotranspiración en Chile Bell en el Valle del Yaqui, Sonora. XI Congreso Nacional de Irrigación, Simposio 1. Ingeniería de Riego, Septiembre 19-21, 2001, ANEI-S10115, Guanajuato, México.
- Contreras F. Robles, Garatura J. Payán y L.C. Valdez Torrez. 2001b. Coeficientes de Cultivo para Chile Bell en el Valle del Yaqui, Sonora. XI Congreso Nacional de Irrigación, Simposio 1. Ingeniería de Riego, Septiembre 19-21, 2001, ANEI-S10116, Guanajuato, México.
- Coulon, G., G. Chasseriaux, L.M. Riviére y C. Ducommun. 1996. Computer Control for Container Crop Irrigation. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p323-328).
- Davies, J.A. 1972. Actual, Potential and Equilibrium Evaporation for a Beanfield in Southern Ontario. *Agric. Meteorology* 10: 331-348.
- De Bruin, H.A.R. y J.N. Stricker. 2000. Evaporation of Grass under non-Restricted Soil Moisture Conditions. *Journal Of Hydrological Sciences* 45: 391-406
- Denmead, O.T. y I.C. McIlroy. 1970. Measurement of Non-Potential Evaporation from Wheat. *Agric. Meteorology* 7: 285-302.

- Doorenbos, J., y W.O. Pruitt. 1977. Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. Irrig. And Drainage. Paper No. 24, Food and Agric. Org., United Nations, Rome, Italy. P168
- Elizondo René Martínez y Contreras Mauricio Aguilera. 1996. Relaciones Agua Suelo Planta Atmósfera. Universidad Autónoma Chapingo. México. p(29, 165 – 250)
- Evelt, T.A., S.R. Evelt, A.D. Schneider, R.W. Todd y J.A. Tolck. 1998. Evapotranspiration of Irrigated Fescue Grass in Semi-Arid Environment. ASAE Meeting Presentation, Paper No. 982117.
- Garatuza J. Payán. 2001. Una Nueva Aproximación al Concepto de Factores de Cultivo en la Estimación de Evapotranspiración. XI Congreso Nacional de Irrigación, Simposio 1. Ingeniería de Riego, Septiembre 19-21, 2001, ANEI-S10114, Guanajuato, México.
- Giddings, L.A. 1914. Transpiration of *Silphium laciniatum*. Plant World 17: 309 – 328.
- Griffiths, J.F. 1985. Climatología Aplicada. Publicaciones Culturales S.A. de C.V, México, p65.
- Henggeler, J.C., Zohrab Samani, S. Michael, Flynn, y Jon W. Zeitler. 1996. Evaluation of Various Evapotranspiration Equations for Texas and New Mexico. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p962-967).*
- Howell, T. A. 1996. Irrigation Scheduling Research and Its Impact on Water Use. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p21-33).*
- Itier, B. e Y. Brunet. 1996. Recent Developments and Present Trends in Evapotranspiration Research: A partial Survey. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p1-20).*
- Itier, B., Y. Brunet, K.J. McAneney y J.P. Lagouarde. 1996. Evapotranspiration under Advective Conditions: Downwind evolution over Irrigated Fields. *En:*

Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p167-172).

- Javier J. Baselga y Richard G. Allen. 1996. A Penman-Monteith for a Semi-Arid Climate in South-Western Spain. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p999-1007).
- Jackson, R.D., S.B. Idso, R.J. Reginato y P.J. Pinter, Jr. 1981. Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator. *Water Res. Res.* 17(4): 1133-1138.
- Jones, H.G. 1990. Physiological Aspects of the Control of Water Status in Horticultural Crops. *Hort Science* 25(1): 19-26.
- Jones, H.G. 1992. *Plants and microclimate (A Quantitative Approach to Environmental Physiology)*. Second Edition, Cambridge University Press. United Kingdom.
- Jury, W.A., y C.B. Tanner. 1975. Advective Modification of the Priestly and Taylor Evapotranspiration Formula. *Agron. J.* 67: 840-842.
- Katul G. Gabriel, Richard H. Cuenca, Philippe Grebet, James L. Wright y William O. Pruitt. 1992. Analysis of Evaporative Flux Data for Various Climates. *J. of Irrigation and Drainage Engineering* 118(4): 601-618.
- Kimball, B.A, R.D. Jackson, F.S. Nakayama, S.B. Idso y R.J. Reginato. 1976. Soil Heat Flux Determination: Temperature Gradient Method with Computed Thermal Conductivities. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40(1): 25-28
- Kizer, M.A. y R.L. Elliott. 1991. Eddy Correlation Systems for Measuring Evapotranspiration. *Transactions of ASAE* 34(2): 387-392.
- Leal Medellín Fernando, (Ed.). 1978. *La Desertificación de México*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. México. p (107)
- Leite Maysa Lima, Gilberto C. Sedyama, Dirceu Teixeira Coelho y Hélio Alves Vieira. 1990. Determinação da Evapotranspiração de Equilíbrio numa superfície

Cultivada com Feijão (*Phaseolus vulgaris* L.), em duas densidades de Plantio. Revista Ceres 37(210): 99-110.

- Linacre, E.T. 1967. Climate and the Evaporation from Crops. J. Irrig. Drainage Div. ASCE 93: 61-69.
- Makkink, G.F. 1957. Testing the Penman Formula by means of Lysimeters. Journal of Institution of Water Engineers 11:277-288. *En*: Raupach (1991); Vegetation-Atmosphere Interaction in Homogeneous and Heterogeneous Terrain: Some Implications of Mixed-Layer Dynamics. Vegetatio 91:105-120.
- McNaughton, K.G. y P.G Jarvis. 1983. Predicting Effects of Vegetation Changes on Transpiration and Evaporation. *En*: T.T Kozlowsky (Editor), Water Deficit and Plant Growth. Vol. VII, Academic Press, New York. p(2-47).
- Michael, A.M. 1983. Irrigation (Theory and Practice). Vikas Publishing House (Pvt) Ltd. New Delhi, India.
- Mohseni-Saravi M., Lloyd W. Gay y Paul W. Brown. 1996. Application of Penman's Model in an Arid Environment. *En*: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p864-869).
- Pal Arya, S. 1988. Introduction to Micrometeorology. Academic Press Inc.. U.S.A. p 307.
- Pereira S. Luis, Alain Perrier, Richard G. Allen, y Isabel Alves. Evapotranspiration: Review of Concepts and Future Trends. *En*: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA. (p109-115).
- Philip, J.R. 1987. Advection, Evaporation and Surface Resistance. Irrig. Sci. 8: 101-114.
- Priestley, C.H.B. y R.J. Taylor. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. Monthly Weather Review 100:81-92.

- Prueger, J.H., T.J. Sauer y J.L. Hatfield. 1998. Turbulence Flux Estimates of Sensible and Latent Heat Near Shelterbelts During Low wind Conditions. *Transactions of ASAE* 4(6): 1643-1650.
- 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.
- Raupach, M.R. 1991. Vegetation-Atmosphere Interaction in Homogeneous and Heterogeneous Terrain: Some Implications of Mixed-Layer Dynamics. *Vegetatio* 91:105-120.
- Rosenberg, N.J., B.L. Blad, S.B. Verma. 1983. *Microclimate: The Biological Environment*, 2nd Edition. John Wiley & Sons. U.S.A. p(209 – 287).
- Rosenberg, N.J. 1969. Advective Contribution of Energy Utilized in Evapotranspiration by Alfalfa in the East Central Great Plains. *Agric. Met.* 6: 179-184.
- Santini, A. y N. Romano. 1996. Use of a Soil-Plant-Atmosphere Model for Irrigation Problems. *En: Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, Proc. Of the International Conference, 1996, San Antonio, Texas, USA.* (p992-998).
- Schuepp, P.H. y Ya Guo. 1994. An Analysis of Local Heat Advection on Evaporation over Wet and Dry Surface Strips. *J. Climate* 7(5): 641-652.
- Seginer, I. 1971. Wind Effect on the Evaporation Rate. *J. Appl. Meteorol.* 10: 215-220.
- Sene, K. J., J.H.C. Gash y D.D. McNeil. 1992. Evaporation from a Tropical Lake: Comparison of Theory with Direct Measurements. *J. Hydrology* 127: 193-217.
- Shouse, P., W.A. Jury y L.H. Stolzy. 1980. Use of Deterministic and Empirical Models to Predict Potential Evapotranspiration in an Advective Environment. *Agron. J.* 72: 994-998.
- Skidmore, E.L. y L.J. Hagen. 1970. Evaporation in Sheltered Areas as Influenced by Windbreak Porosity. *Agric. Meteorol.* 7: 363 – 374.

- Stricker, J.N.M. 1981. Methods of Estimating Evapotranspiration from Meteorological Data and their Applicability in Hydrology. En: Evaporation in Relation to Hydrology (ed. by C. Hooghart). Proceedings and Information No. 28. Commission for Hydrological Research TNO. The Hague, The Netherlands. p(25-37)
- Stull, R.B. 1991. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers. U.S.A. p 666.
- Swinbank, W.C. 1951. The Measurement of Vertical Transfers of Heat and Water vapor by Eddies in the Lower Atmosphere. *J. Meteorol.* 8: 135-145.
- Thompson, J.R. 1975. Energy Budgets for three Small Plots – Substantiation of Priestley and Taylor's Large Scale Evaporation Parameter. *J. Appl. Meteorol.* 14: 1399-1401.
- van Bavel, C.H.M. 1966. Potential Evaporation: The Combination Concept and its Experimental Verification. *Water Resour. Res.* 2:455-467.
- Verma, S.B., D.D. Baldocchi, D.E. Anderson, D.R. Matt y R.J. Clement. 1986. Eddy Fluxes of CO₂, Water Vapor and Sensible Heat over a Deciduous Forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, 71-91.
- Williams, R.J. y D.G. Stout. 1981. Evapotranspiration and Leaf Water Status of Alfalfa Growing Under Advective Conditions. *Canadian J. Plant Sci.* 61: 601-607.
- Wilson B. Kell y Dennis D. Baldocchi. 2000. Seasonal and Interannual Variability of Energy Fluxes over a Broadleaved Temperate Deciduous Forest in North America. *Agric. And Forest Meteorology* 100(2000):1-18.
- Zermeño Gonzalez, A. y L.E. Higgs. 1997. Downwind Evolution of Surface Fluxes over a Vegetated Surface during Local Advection of Heat and Saturation Deficit. *Journal Of Hydrology* 192: 189-210.
- Zermeño Gonzalez, A. 2001. Métodos Micrometeorológicos para Medir Flujos de Calor y Vapor de Agua entre los Cultivos y la Atmósfera. XIII Semana Internacional de Agronomía. 5-7 de Septiembre, Gómez Palacio, Durango, México. (p53-57)

PAGINAS WEB CONSULTADAS

- <http://www.cprl.ars.usada.gov>
- <http://www.iisc.ernet.in/~academy/epsci/vol1108/dec1999/E1158.pdf>
- <http://www.eas.ualberta.ca/jdwilson/jdw33.html>
- <http://www.crwr.utexas.edu/reports/1997/rpt97-1/sect4.htm>
- http://nowlin.css.msu.edu/wheat_book/CHAPTER3.html
- <http://www.cic.mq.edu.au/pilps-rice/publications/soilm/node66.html>
- <http://www.fs.fed.us/rm/value/docs/et-trends.pdf>
- <http://www.commonwealthknowledge.net/MetCD/chapter3/C3P09.htm>
- <http://www.indiana.edu/~climate/SAM/ExpDesignNEW.htm>