

Comportamiento espacio temporal de la evapotranspiración de referencia en la República Mexicana*

Spatiotemporal behaviour of the reference evapotranspiration in Mexico

Osías Ruíz Álvarez^{1§}, Arturo Corrales Suastegui¹, Luis Antonio González Jasso¹, Luis Antonio Díaz García², Mario P. Narváez Mendoza¹, Ronald Ernesto Ontiveros Capurata³ y José Ariel Ruíz Corral⁴

¹Laboratorio Nacional de Modelaje y Sensores Remotos del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias Campo Experimental Pabellón, Carretera Aguascalientes-Zacatecas km 32.5, 20660. Pabellón de Arteaga, Aguascalientes. (corrales.arturo@inifap.gob.mx; gonzalez.luisantonio@inifap.gob.mx; narvaez.mario@inifap.gob.mx). ²Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias Campo Experimental Pabellón. (diaz.antonio@inifap.gob.mx). ³Universidad de la Sierra Juárez. Avenida Universidad s/n, Ixtlán de Juárez, Oaxaca. 68725. (rononti@yahoo.com). ⁴Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias. Campo Experimental Centro-Altos de Jalisco, km. 8, Carretera libre Tepatitlán-Lagos de Moreno. 47600. Tepatitlán, Jalisco. (ruiz.ariel@inifap.gob.mx). [§]Autor para correspondencia: ruiz.osias@inifap.gob.mx.

Resumen

La gestión de los recursos hídricos requiere información precisa relativa a la evapotranspiración de referencia (ET_0), variable meteorológica indispensable en la explicación de procesos ambientales físicos. El presente trabajo tuvo como objetivo estudiar la variabilidad espacial y temporal de ET_0 en una red de estaciones meteorológicas automáticas durante un período de tres años. Se utilizó el modelo estándar de Penman-Monteith modificado por la FAO (FPM) y se alimentó con velocidad del viento, temperatura y radiación de onda corta; con estas dos últimas variables se obtuvo el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) y la radiación neta (R_n). La variabilidad espacial se debe al efecto combinado de las variables que afectan la ET_0 como son R_n y la humedad atmosférica. En diciembre y enero los valores bajos se ubican al norte del país, en los estados de la costa del golfo y en una porción pequeña del oeste; mientras que estados del sur y centro de México presentan valores más altos. En los meses cálidos los valores más altos se encuentran al norte, noreste, noroeste y norte-centro y más bajos en estados del sur y sureste. Las diferencias de ET_0 en tiempo y espacio se traducen en diferencias en el ciclo hidrológico y en

Abstract

The management of water resources requires accurate information on reference evapotranspiration (ET_0) necessary meteorological variable in explaining physical environmental processes. The present work aimed to study the spatial and temporal variability of ET_0 on a network of automatic weather stations over a period of three years. We used the standard model Penman-Monteith modified by FAO (FPM) and fed with wind speed, temperature and short wave radiation; with the latter two variables the vapour pressure deficit ($e_s - e_a$) and net radiation (R_n) were obtained. Spatial variability is due to the combined effect of the variables that affect ET_0 such as R_n and atmospheric humidity. In December and January, the low values are located in the north of the country, in the States of the Gulf Coast and in a small portion of the west; while southern and central Mexico States have higher values. In the warm months, the highest values are located in the north, northeast, northwest and north-central States and the lowest in the south and southeast. ET_0 differences in time and space translate into differences in the hydrological cycle and discrepancies in the volumes of irrigation. These results signify an important database for future agro-climatic studies.

* Recibido: mayo de 2014
Aceptado: octubre de 2014

discrepancias en los volúmenes de riego. Estos resultados significan una base de datos importante para estudios agroclimáticos futuros.

Palabras clave: estación meteorológica, evapotranspiración de referencia, riego.

Introducción

La necesidad de información meteorológica de calidad a escala espacial y temporal amplia para respaldar la agricultura (temporal y de riego), llevó al gobierno federal en el año 2004 a establecer una red de estaciones meteorológicas automáticas en la República Mexicana (González *et al.*, 2007). Esta red es administrada por el Laboratorio Nacional de Modelaje y Sensores Remotos (LNMySR) del Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Esta red no duplica el trabajo de las redes de otras dependencias, sino que se complementan ya que las otras persiguen otros objetivos; el INIFAP se enfoca en la observación de fenómenos que ocurren en la capa de la atmósfera más próxima al suelo (dos metros de altura) que es el microclima de interés en las actividades agropecuarias (Allen *et al.*, 1998).

Las estaciones envían información meteorológica en forma automática al LNMySR, la base central ubicada en Pabellón de Arteaga, Aguascalientes; donde se utiliza como insumo básico para aplicaciones de índole primordialmente agropecuaria y forestal. Últimamente se incursiona en pronósticos meteorológicos a corto y mediano plazo con fines de protección civil y en apoyo a otras instituciones federales que realizan este quehacer en servicio de la sociedad mexicana (González *et al.*, 2009).

En virtud de que la red de estaciones es una fuente considerablemente grande en el abasto de información meteorológica, existe la posibilidad de emplearla en una infinidad de aplicaciones, entre ellas la evapotranspiración de referencia (ET_0). Este concepto se introdujo por primera vez a finales de los años 70's y principios de los años 80's en el área de irrigación para diferenciar el concepto de evapotranspiración potencial (ETP) respecto de la evapotranspiración (ET) que en su acepción más general se define como el proceso simultáneo a través del cual un área con vegetación pierde agua por evaporación del suelo y transpiración del follaje. Sin embargo, no fue hasta los años 90's cuando se consensó que la ET_0 es la tasa de

Keywords: irrigation, reference evapotranspiration, weather station.

Introduction

The need for quality meteorological information and wide temporal spatial scale to support agriculture (rainfed and irrigated), led the federal government in 2004 to establish a network of automatic weather stations in Mexico (González *et al.*, 2007). This network is administered by the National Laboratory of Modeling and Remote Sensing (LNMySR) of the National Research Institute of Livestock Agricultural and Forestry (INIFAP). This network does not duplicate the work of the networks of other agencies, but complement each other as pursuing other objectives; INIFAP focuses on the observation of phenomena that occur in the layer closest to the ground (two meters high), microclimate of interest in farming atmosphere (Allen *et al.*, 1998).

Weather stations send information automatically to LNMySR, central base in Pabellón de Arteaga, Aguascalientes; where it is used as a basic input for applications primarily for agricultural and forestry. Lately, meteorological forecast is focused on short and medium term for civil protection purposes and in support of other federal institutions that perform this task in Mexican society (González *et al.*, 2009).

Considering that the network of stations is considerably large in the supply of meteorological information, it is possible to use it in a myriad of applications, including reference evapotranspiration (ET_0). This concept was first introduced in the late 70's and early 80's in the irrigation area to differentiate the concept of potential evapotranspiration (PET) from evapotranspiration (ET) in its most general sense, defined as simultaneous process by which an area of vegetation loss water by evaporation from soil and foliage perspiration. However, it was not until the 90's when a consensus that ET_0 is the rate of evapotranspiration from a hypothetical crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s m^{-1} and albedo of 0.23; these characteristics are similar to the evapotranspiration of a large area of green grass with uniform height, actively growing, well watered, and completely shading the ground conditions (Allen *et al.*, 1998).

This weather variable is elementary for the evapotranspiration potential of the atmosphere at specific sites, is a function of available energy and the raw material in studies of irrigation management, hydrological modelling in ecosystem assessment

evapotranspiración de un cultivo hipotético con altura de 0.12 m, resistencia superficial fija de 70 s m^{-1} y albedo de 0.23; éstas características son condiciones similares a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde con altura uniforme, que crece activamente, bien regada y que sombrea completamente el suelo (Allen *et al.*, 1998).

Ésta variable meteorológica es elemental para conocer el potencial evapotranspirativo de la atmósfera en sitios específicos, es una función de la energía disponible y constituye la materia prima en estudios de manejo del riego, modelación hidrológica en ecosistemas, evaluación de la sensibilidad del ambiente al calentamiento global, balances de humedad, clasificaciones climáticas, administración de los recursos hídricos y estudios a nivel de cuenca (Currie, 1991; Droogers y Allen, 2002; Stöckle *et al.*, 2004; Temesgen *et al.*, 2005; Lu *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2006; Douglas *et al.*, 2009; Liang *et al.*, 2010) particularmente en zonas áridas y semiáridas de México, donde existen 3 498 164 hectáreas bajo riego, por lo que ahí el agua adquiere un carácter sumamente escaso y valioso; sin pasar por alto que la ET_0 reviste gran importancia en regiones costeras, donde gobiernan los escurrimientos tanto superficiales como subterráneos y la alta frecuencia de inundaciones.

En el ámbito global, la dinámica espacial y estacional de ET_0 ha sido ampliamente estudiada por científicos de las disciplinas físicas. Douglas *et al.* (2009) observaron la ET_0 en 18 estaciones meteorológicas de Florida, EE.UU, al mismo tiempo calibraron tres métodos empíricos sobre un gradiente de cinco tipos de clima; así, obtuvieron que ET_0 disminuye de lugares con cuerpos grandes de agua en espacios abiertos a zonas de manglares y pastizales. Lu *et al.* (2005) analizaron la variabilidad espacial de ET_0 estimada con seis ecuaciones empíricas en un transecto de 36 cuencas con cubierta forestal de los Estados Unidos de América; ellos resaltan que cada método origina resultados altamente variables a lo largo del sureste de aquel país y responden a un gradiente en sentido norte-sur hacia llanuras costeras de pie de monte y hacia las montañas Apalaches.

Pereira y Pruitt (2004) evaluaron el desempeño de una ecuación empírica respecto de las mediciones diarias de un lisímetro emplazado en un ambiente árido (Davis, CA.) y otro tropical (Piracicaba, SP Brasil) con el fin de reducir las sub o sobreestimaciones ocasionadas por las diferencias de clima donde el modelo empírico fue generado. Xu *et al.* (2006) estimaron la ET_0 con el método de FAO-Penman-Monteith (FPM) en 150 estaciones meteorológicas ubicadas en una cuenca de China, compararon los resultados entre

of the sensitivity of the environment to global warming, moisture balances, climatic classifications, management of water resources and watershed-level studies (Currie, 1991; Droogers and Allen, 2002; Stöckle *et al.*, 2004; Temesgen *et al.*, 2005; Lu *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2006; Douglas *et al.*, 2009; Liang *et al.*, 2010), particularly in arid and semiarid regions of Mexico, where there are 3 498 164 hectares under irrigation, for this reason water becomes a character very scarce and valuable; without overlooking that ET_0 is of great importance in coastal regions, where surface and underground runoffs governs and the high frequency of flooding.

At global level, the spatiotemporal dynamics of ET_0 has been widely studied by scientists from the physical disciplines. Douglas *et al.* (2009) observed the ET_0 in 18 meteorological stations in Florida, USA, while three empirical methods were calibrated on a gradient of five types of climate; gathering information regarding that ET_0 decreases in places with large bodies of water in open of grassland and mangroves. Lu *et al.* (2005) analysed the spatial variability of ET_0 estimated in six empirical equations in a transect of 36 basins with forest cover in the United States of America; they emphasize that each method originate highly variable results along the southeast of that country and respond to a north-south gradient to coastal plains and foothills to the Appalachian Mountains.

Pereira and Pruitt (2004) evaluated the performance of an empirical equation for daily measurements of a lysimeter located in an arid environment (Davis, CA) and one tropical (Piracicaba, SP Brazil) in order to reduce the sub or overestimates caused by differences in climate where the empirical model was generated. Xu *et al.* (2006) estimated the ET_0 with the method of FAO-Penman-Monteith (FPM) at 150 meteorological stations in China Basin, comparing the results between regions, obtaining maps of spatial variation and graphics of temporal variation; they concluded that, the magnitude of ET_0 is sensitive to changes in the net radiation (R_n).

In Mexico this variable has not been characterized, although, there are significant areas of irrigated and rainfed agricultural, soils affected due the erosion and susceptible to saline intrusions where this information could be used directly or indirectly. Campos (2006), estimated ET_0 with three empirical models and contrasted with the original method of Penman in 31 meteorological observatories in Mexico, the author notes that the Hargreaves and Samani formulas reproduce acceptably ET_0 values comparing the original Penman method not commonly used, because of the high demand for input parameters. Chávez *et al.* (2013) characterized two sub-basins

regiones, obtuvieron mapas de variación espacial y gráficas de variación temporal; ellos concluyen que la magnitud de ET_0 es sensible a cambios en la radiación neta (R_n).

En la República Mexicana esta variable no ha sido caracterizada, aun cuando se cuenta con superficies importantes en agricultura de riego y temporal, suelos afectados por erosión y susceptibles a intrusión salina donde esta información podría utilizarse de forma directa o indirecta. Campos (2006) estimó la ET_0 con tres modelos empíricos y los contrastó con el método original de Penman en 31 observatorios meteorológicos de la República Mexicana, éste autor señala que las fórmulas de Hargreaves y Samani reproducen de manera aceptable los valores de ET_0 respecto del método original de Penman que comúnmente no puede emplearse debido a la demanda alta de parámetros de entrada. Chávez *et al.* (2013) caracterizaron dos sub-cuencas del río Nazas Durango, ellos utilizaron el modelo FPM con datos provenientes de tres estaciones automáticas, estos resultados fueron comparados con tres métodos empíricos, indican relación entre la ET_0 y la altitud en varias partes de la cuenca, lo cual desemboca en diferencias considerables en los volúmenes de riego para cada zona. Otros trabajos con superficies más específicas y compactas describen tendencias espacio-temporales de la ET_0 (Ruíz *et al.*, 2011; Cervantes *et al.*, 2013) y sus relaciones con escenarios de cambio climático para México (Ojeda *et al.*, 2011); sin embargo, presentan la particularidad que son áreas relativamente pequeñas.

Debido a que en México no se tienen trabajos que consideren redes de estaciones con distribución espacial amplia que describan la dinámica estacional y espacial de ET_0 y en virtud de la importancia que los servicios climáticos adquieren día con día, el presente trabajo tuvo como objetivos: 1) estimar la evapotranspiración de referencia en una red de 999 estaciones meteorológicas de la república mexicana; 2) obtener el valor acumulado mensual promedio de ET_0 en cada estación meteorológica; y 3) describir el comportamiento espacial de esta variable a escala mensual y anual.

Materiales y métodos

Información meteorológica

Se utilizó información diaria de 999 estaciones meteorológicas de la red del INIFAP durante un período de tres años, este período se debió a que se seleccionaron aquellos años que

of the Nazas Durango river, they used the FPM model with data from three automatic stations, these results were compared with three empirical methods, indicating relationship between ET_0 and altitude in various parts of the basin, which leads to considerable differences in irrigation volumes for each zone. Other jobs with more specific and compact surfaces describe spatiotemporal trends in ET_0 (Ruíz *et al.*, 2011; Cervantes *et al.*, 2013) and its relationship with climate change scenarios for Mexico (Ojeda *et al.*, 2011); however, they have the particularity that they are relatively small areas.

Because in Mexico there are no works considering networks of stations with wide spatial distribution describing the seasonal and spatial dynamics of ET_0 and, by considering the importance of climate services acquire every day, this study aimed to: 1) to estimate reference evapotranspiration in a network of 999 weather stations of the Mexican Republic; 2) get the average monthly cumulative ET_0 for each weather station; and 3) describe the spatial behaviour of this variable, monthly and annually.

Materials and methods

Weather information

Daily information on 999 meteorological stations network INIFAP was used for a period of three years, this period was considered uninterrupted information; this network covers primarily agriculturally important regions in different agro-ecological zones of Mexico. The variables used were: maximum and minimum temperature, shortwave radiation and wind speed. The spatial distribution of the station network of the study area is presented in Figure 1.



Figura 1. Distribución espacial de 999 estaciones meteorológicas automáticas sobre la República Mexicana.

Figure 1. Spatial distribution of 999 automatic weather stations in Mexico.

tuvieran información de forma ininterrumpida; esta red cubre primordialmente regiones de importancia agrícola en diferentes zonas agroecológicas de la República Mexicana. Las variables utilizadas fueron: temperatura máxima y mínima, radiación de onda corta y velocidad del viento. La distribución espacial de la red de estaciones sobre el área de estudio se presenta en la Figura 1.

Modelo FAO-Penman-Monteith

Existen diferentes modelos para la determinación de ET_o , cada uno cuenta con grado de precisión diferente y su uso depende principalmente del objetivo final de los datos y de la información meteorológica disponible. Actualmente, el único modelo aceptado y estandarizado universalmente para estimar este parámetro meteorológico es el de Penman-Monteith modificado por la FAO (FPM), este modelo fue validado y avalado por la Comisión Internacional de Riego y Drenaje (CIRD) y la Organización Meteorológica Mundial (WMO) (Allen *et al.*, 1998) y se ha utilizado en un sin número de trabajos de investigación a nivel global (Sheng-Feng *et al.*, 2006; Gao *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2012; Chávez *et al.*, 2013). El algoritmo FPM para la obtención de ET_o y cada uno de los parámetros que se requieren se describen a continuación:

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

Donde: R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo de referencia ($MJ m^{-2} día^{-1}$); G es el flujo de calor del suelo ($MJ m^{-2} día^{-1}$); T la temperatura media del aire a dos metros de altura ($°C$); u_2 la velocidad del viento a dos metros de altura ($m s^{-1}$); $e_s - e_a$ el déficit de presión del vapor (kPa); Δ pendiente de la curva de presión del vapor ($kPa °C^{-1}$); y γ la constante psicrométrica ($kPa °C^{-1}$).

De acuerdo con la metodología del manuscrito número 56 de la FAO existe una serie de procedimientos para calcular cada uno de los parámetros requeridos por el modelo anterior, estos son:

Parámetros atmosféricos

La constante psicrométrica (γ)

La constante psicrométrica influye en la tasa de evaporación y evapotranspiración del cultivo de referencia, principalmente en regiones altas debido a la baja presión atmosférica. Éste parámetro atmosférico se obtiene con:

Model FAO-Penman-Monteith

There are different models for determining ET_o , each with different degree of precision and their use depends primarily on the ultimate goal of the data and weather information available. Currently, the only accepted model and standardized universally to estimate this meteorological parameter is the Penman-Monteith modified by FAO (FPM), this model was validated and endorsed by the International Commission on Irrigation and Drainage (DNIC) and the World Meteorological Organization (WMO) (Allen *et al.*, 1998) and has been used in a number of researches globally (Sheng-Feng *et al.*, 2006; Gao *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2012; Chávez *et al.*, 2013). The FPM algorithm for obtaining the ET_o and each of the parameters required is described below:

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

Where: R_n is the net radiation at the surface of the reference crop ($MJ m^{-2} day^{-1}$); G is the heat flow from the soil ($MJ m^{-2} day^{-1}$); T the average air temperature at two meters height ($°C$); u_2 wind speed at two meters height (ms^{-1}); $e_s - e_a$ vapour pressure deficit (kPa); Δ slope of the vapour pressure curve ($kPa °C^{-1}$); and γ the psychrometric constant ($kPa °C^{-1}$).

According to the methodology of the manuscript 56th of FAO, there are a number of methods for calculating each of the parameters required by the previous model, these are:

Atmospheric parameters

The psychrometric constant (γ)

The psychrometric constant influences the rate of evaporation and reference crop evapotranspiration, mainly in highlands due to low atmospheric pressure. This atmospheric parameter is obtained with:

$$\gamma = \frac{C_p * P}{\epsilon \lambda}$$

Where: γ is the psychrometric constant ($kPa °C^{-1}$); P atmospheric pressure (kPa); λ constant (2.45) of the latent heat of vaporization ($MJ kg^{-1}$); C_p specific heat at constant pressure ($1.013 * 10^{-3}$) ($MJ kg^{-1} °C^{-1}$); and ϵ quotient of the molecular of steam/dry air (0622).

$$\gamma = \frac{C_p * P}{\epsilon \lambda}$$

Donde: γ es la constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); P la presión atmosférica (kPa); λ constante (2.45) del calor latente de vaporización (MJ kg⁻¹); C_p calor específico a presión constante (1.013*10⁻³) (MJ kg⁻¹ °C⁻¹); y ϵ cociente del peso molecular de vapor de agua/aire seco (0.622).

Además P se estima con:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$$

Donde: z es la altura sobre el nivel del mar (m).

Presión media de vapor a saturación (e_s)

El valor diario de esta variable se estima en función de la temperatura del aire, para ello se emplean los límites superior e inferior de la temperatura mediante la expresión (Caí *et al.*, 2007):

$$e^\circ(T) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right]$$

Donde: $e^\circ(T)$ es la presión de saturación de vapor a una temperatura del aire específica (kPa), T es la temperatura del aire (°C).

El modelo anterior se aplica para la temperatura máxima y mínima del día por lo que se originan dos valores para la presión de vapor a saturación, después se obtiene un valor promedio mediante (Allen *et al.*, 1998):

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{\max}) + e^\circ(T_{\min})}{2}$$

Donde: e_s es la presión media de vapor a saturación (kPa); $e^\circ(T_{\max})$ y $e^\circ(T_{\min})$ son la presión de vapor a saturación a la temperatura máxima y mínima, respectivamente (kPa).

Presión real de vapor (e_a)

La presión real del vapor es la presión de vapor del aire cuando éste está saturado. Un ambiente saturado se asocia con la formación del rocío, de ahí que para estimar la presión en esas condiciones se emplee la temperatura del punto de rocío. Sin embargo, el rocío se forma a la temperatura más baja (mínima) del día, por tanto este

Also P is estimated with:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$$

Where z is the height above sea level (m).

Average pressure of vapour at saturation (e_s)

The day value of this variable is estimated based on the temperature of the air, thereby the upper and lower temperature limits are used by the expression (Caí *et al.*, 2007):

$$e^\circ(T) = 0.6108 * \exp \left[\frac{17.27 * T}{T + 237.3} \right]$$

Where: $e^\circ(T)$ is the saturation pressure of steam at a temperature of specific air (kPa), T is the air temperature (°C).

This model is applied for the maximum and minimum temperature of the day, for this reason two values for the saturation of vapour pressure are obtained and then obtaining an average value (Allen *et al.*, 1998).

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{\max}) + e^\circ(T_{\min})}{2}$$

Where: e_s is the average day pressure of vapour saturation (kPa); $e^\circ(T_{\max})$ and $e^\circ(T_{\min})$ are the vapour pressure at saturation at the maximum and minimum temperature, respectively (kPa).

Actual vapour pressure (e_a)

The actual vapour pressure is the vapour pressure of the air when it is saturated. A saturated environment is associated with the formation of dew, hence to estimate the pressure in these conditions, dew point temperature is used. However, dew forms on the lowest (minimum) temperatures of the day, so the latter parameter (T_{\min}) is a good estimate of the actual vapour pressure of day (Allen *et al.*, 1998; Caí *et al.*, 2007) calculated with:

$$e_a = e^\circ(T_{\min}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 * T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right]$$

último parámetro (T_{\min}) es buen estimador de la presión real de vapor diaria y se calcula con (Allen *et al.*, 1998; Cai *et al.*, 2007):

$$e_a = e^{\circ}(T_{\min}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 * T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right]$$

Donde: e_a es la presión real de vapor (kPa); $e^{\circ}(T_{\min})$ es la presión de vapor a la temperatura mínima (kPa); y T_{\min} la temperatura mínima del aire ($^{\circ}\text{C}$).

Parámetros de radiación solar

Radiación de onda corta (R_s)

El componente de radiación de mayor importancia para la determinación de ET_0 y que se requiere en el modelo de FPM es la radiación neta (R_n), la cual se estima a partir de la radiación de onda corta (R_s), en este estudio R_s se registró con un piranómetro el cual se ubicaba en cada una de las estaciones meteorológicas. Las unidades están en megajoules por metro cuadrado por día ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

Radiación extraterrestre (R_a)

La radiación extraterrestre diaria se calcula con la ecuación de Duffie y Beckman (1991):

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

Donde: R_a es la radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); G_{sc} es la constante solar ($0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$); d_r la distancia relativa inversa de la tierra al sol (adimensional); ω_s el ángulo horario de radiación a la puesta del sol (rad); y φ la latitud (rad) y δ la declinación solar (rad).

La radiación neta se calcula de la diferencia entre la radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga por medio de:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

Además $R_n = (1 - \alpha)R_s$ donde R_{ns} es la radiación neta de onda corta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); R_s ya se describió anteriormente; y α es el albedo de la superficie de referencia cuyo valor en el presente trabajo fue de 0.23. Por otra parte.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,k}^4 + T_{\min,k}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) * \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$$

Where: e_a is the true vapour pressure (kPa); $e^{\circ}(T_{\min})$ is the vapour pressure at the lowest temperature (kPa); and T_{\min} is the minimum air temperature ($^{\circ}\text{C}$).

Solar radiation parameters

Shortwave radiation (R_s)

The radiation component of greatest importance in determining ET_0 and required in the FPM model is the net radiation (R_n), which is estimated from the short-wave radiation (R_s), in this study R_s was recorded with a pyranometer which was located in each of the weather stations. The units are in megajoules per square meter per day ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$).

Extraterrestrial radiation (R_a)

The daily extraterrestrial radiation is calculated with the equation of Duffie and Beckman (1991):

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$$

Where: R_a is the extraterrestrial radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) is the solar constant ($0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$); d_r the inverse relative distance from the earth to the sun (dimensionless), ω_s the hour angle of radiation at sunset (rad); and φ the latitude (rad) and δ the solar declination (rad).

Net radiation was calculated from the difference between the net shortwave radiation and net long-wave radiation through:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

Also $R_n = (1 - \alpha)R_s$ where R_{ns} is the net shortwave radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$); R_s already described; and α is the albedo of the reference surface whose value in this study was 0.23. On the other hand.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,k}^4 + T_{\min,k}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) * \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$$

Where: R_{nl} is the net longwave radiation ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$); σ is the Stefan-Boltzmann constant for a day ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$); $T_{\max,k}$ and $T_{\min,k}$ are the maximum and minimum air temperature during the day, respectively ($^{\circ}\text{K}$); e_a is the true vapour pressure (kPa); R_s as defined already; and R_{so} is the solar radiation on a clear day ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) obtained with:

Donde: R_{nl} es la radiación neta de onda larga ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); σ es la constante de Stefan-Boltzmann para un día ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); $T_{\max,k}$ y $T_{\min,k}$ son la temperatura máxima y mínima del aire durante el día, respectivamente ($^{\circ}\text{K}$); e_a es la presión real de vapor (kPa); R_s ya se definió anteriormente; y R_{so} es la radiación solar en un día despejado ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) que se obtiene con:

$$R_{so} = (0.75 + 210^{-5}z)R_a$$

Donde: z es la elevación del sitio de la estación (msnm); y R_a ya se definió anteriormente.

Velocidad del viento

Los datos de viento que se requieren para alimentar el modelo FPM se registraron a dos metros sobre la superficie del suelo con ayuda de un anemómetro, sus unidades están en metros por segundo (m s^{-1}).

Procesamiento de la información

Con los datos diarios de ET_0 se obtuvieron los valores acumulados mensuales de cada año, a partir de ellos se obtuvo un valor medio mensual para el período de tiempo que se consideró en este estudio.

Resultados y discusión

Comportamiento mensual de ET_0

En la Figura 2 se presenta la variación espacial de la evapotranspiración de referencia mensual sobre la República Mexicana, esta variación se debe al efecto combinado de las variables meteorológicas que la afectan; principalmente radiación neta, humedad relativa y viento (Xu *et al.*, 2006). En noviembre los valores más bajos empiezan a situarse al noreste y noroeste del país y en estados de la costa del Golfo de México; mientras que los valores altos se establecen al norte-centro, centro y algunos estados de la costa del Pacífico. En diciembre los valores más bajos cubren completamente el norte del país, así también a los estados de la Costa del Golfo (desde Tamaulipas hasta Quintana Roo) y sólo una pequeña porción en estados del oeste. Enero y diciembre presentaron similitudes importantes con valores altos al norte y en estados del Golfo esta similitud se atribuye a la falta de desviación de otros parámetros meteorológicos que afectan de manera directa la ET_0 .

$$R_{so} = (0.75 + 210^{-5}z)R_a$$

Where: z is the elevation of the station site (m); and R_a as already defined.

Wind speed

Wind data required to feed the registered model FPM two meters above the ground surface by means of an anemometer, the units are in meters per second (ms^{-1}).

Information processing

With daily data of ET we obtained the monthly cumulative values for each year, from this information, an average monthly value was obtained for the time period considered in this study.

Results and discussion

Monthly ET_0 Behaviour

The Figure 2 shows the spatial variation of monthly reference evapotranspiration over Mexico, this variation is due to the combined effect of meteorological variables that affect it; mainly net radiation, relative humidity and wind (Xu *et al.*, 2006). In November the lowest values begin to lie to the northeast and northwest of the country and in States of the Gulf of Mexico; while high values are set in the north-central, central and some States of the Pacific coast. In December the lowest values completely cover the north and also to the States of the Gulf Coast (from Tamaulipas to Quintana Roo) and only a small portion in the western States. January and December showed significant similarities with high values in the north and Gulf States, this similarity is attributed to the misuse of other meteorological parameters that directly affect the ET_0 .

February and March show a transition behaviour between months with low values (winter) and months with high values (spring and summer), these months do not have a defined spatial pattern but significant increases in the monthly amount. The most substantial changes are observed from April, and the highest values are distributed in the north while the lower south and southeast of Mexico, this trend continues until October which coincides with results of other researchers (Campos, 2006).

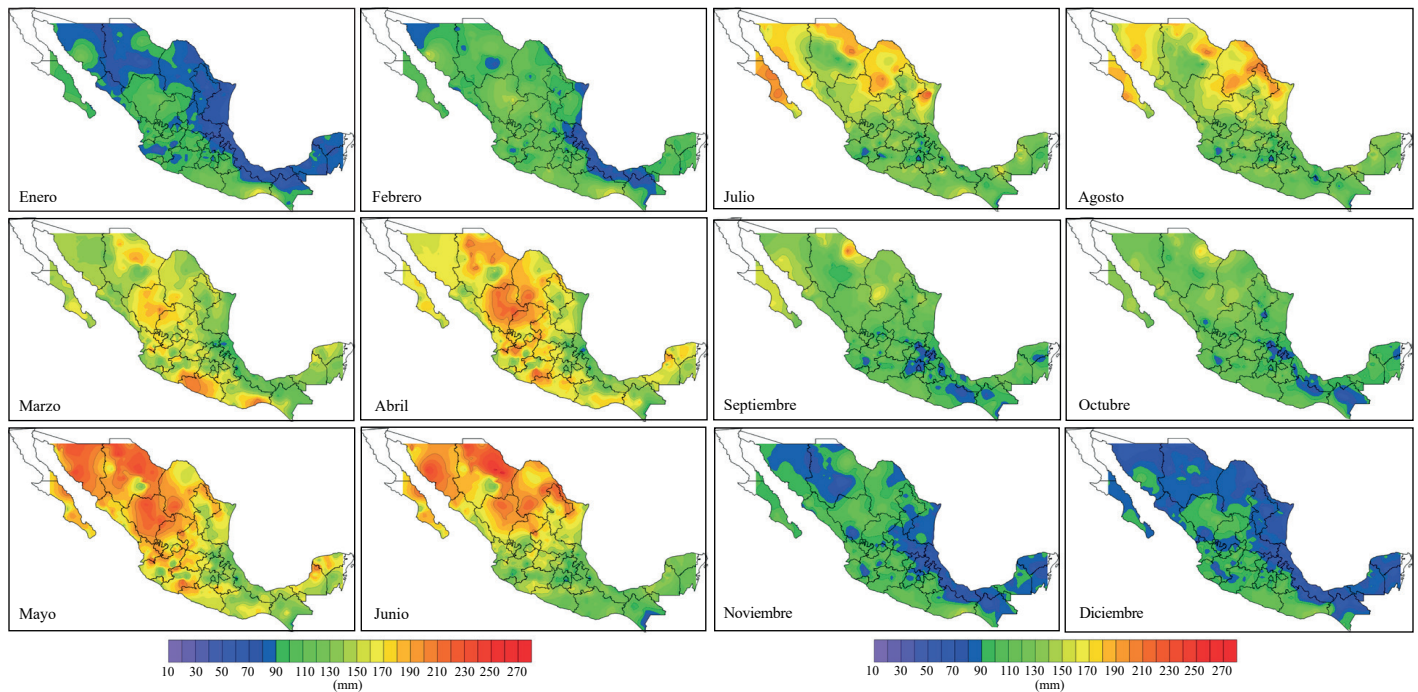


Figura 2. Variación espacial mensual de la ET_0 en la República Mexicana
Figure 2. Monthly spatial variation of the ET_0 in Mexico.

Febrero y marzo muestran un comportamiento de transición entre meses de valores bajos (invernales) y altos (primavera y verano), estos meses no presentan un patrón espacial definido pero sí aumentos importantes en la magnitud mensual. Los cambios más sustanciales se aprecian a partir de abril, así los valores más altos se distribuyen al norte mientras que los más bajos al sur y sureste de México, esta tendencia se mantiene hasta el mes de octubre lo cual coincide con resultados de otros investigadores(as) (Campos, 2006).

El análisis de regresión lineal entre ET_0 mensual y la latitud indicaron correlación positiva de febrero a octubre y negativa de noviembre a enero, lo cual obedece a la relación fuerte entre R_n y la latitud durante los meses cálidos (Allen *et al.*, 1998). El análisis con la longitud mostró correlación negativa en los doce meses del año; mientras que la altitud presentó correlación positiva de enero a junio y de octubre a diciembre; y negativa de julio a septiembre. Los resultados de estas pruebas son consistentes con los reportes de otros autores (Dalezios *et al.*, 2002; ElNesr *et al.*, 2010). Los coeficientes de correlación obtenidos de las regresiones entre ET_0 y los parámetros geográficos se presentan en el Cuadro 1.

The linear regression analysis between monthly ET_0 and latitude indicated positive correlation from february to October and negative from November to January, which reflects the strong relationship between R_n and latitude and during the warmer months (Allen *et al.*, 1998). The analysis with the length showed negative correlation in the twelve months of the year; while the altitude was positively correlated from January to June and from October to December; and negative from July to September. The results of these tests are consistent with reports of other authors (Dalezios *et al.*, 2002; ElNesr *et al.*, 2010). The correlation coefficients of the regressions between ET_0 and geographic parameters are presented in the Table 1.

The trend of ET_0 in the year is similar in most of the study area, the absolute minimum for each station were in December and sometimes January. From December or January for some areas, ET_0 begins to increase towards the spring as a result of heating the air which in turn is a result of increased R_n (Figure 3); ET_0 increases toward the monthly maximum that depending on the region occurs between April and July (Campos, 2006); thereafter there is a gradual decrease due to the decrease in the intensity of R_n which is received by day. However, some localities have a

Cuadro 1. Coeficientes de correlación entre ET_0 y parámetros geográficos.
Table 1. Correlation coefficients between ET_0 and geographic parameters.

Parámetro geográfico		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Latitud	ρ mes ⁻¹	-0.1	0.08	0.2	0.29	0.54	0.73	0.53	0.54	0.47	0.43	-0.01	-0.16
Longitud	ρ mes ⁻¹	-0.17	-0.25	-0.29	-0.3	-0.45	-0.5	-0.28	-0.22	-0.32	-0.46	-0.26	-0.11
Altitud	ρ mes ⁻¹	0.23	0.33	0.3	0.24	0.11	0.01	-0.22	-0.18	-0.17	0.06	0.11	0.3

ρ Coeficiente de correlación (rho).

La tendencia de ET_0 en el año es semejante en la mayor parte del área en estudio, los mínimos absolutos de cada estación estuvieron en diciembre y en algunos casos en enero. A partir de diciembre, o enero para algunas zonas, ET_0 empieza a incrementar hacia la primavera como consecuencia del calentamiento del aire que a su vez es consecuencia del aumento de R_n (Figura 3), así ET_0 aumenta hacia el máximo mensual que dependiendo de la región se presenta entre abril y julio (Campos, 2006); a partir de entonces se presenta un descenso gradual consecuencia de la disminución en la intensidad de R_n que se recibe por día. No obstante, algunas localidades presentan un pico positivo en agosto debido a que en ese mes se presenta la sequía intraestival, período que se caracteriza por altas temperaturas, días despejados y días secos principalmente en climas de trópico o cercanos a éste (Velázquez, 1994); después de ese período, ET_0 retoma su descenso hacia los meses de invierno (Ruíz *et al.*, 2011). La tendencia de ET_0 a lo largo del año es bastante similar a la tendencia de R_n que es la fuente de energía principal que la promueve, de ahí que muchos autores emplean R_n como referencia convirtiéndola a lámina de agua mediante el factor λ (Allen *et al.*, 1998).

positive peak in August because in that month the intraestival drought, period characterized by high temperatures, sunny days and dry days mainly in climates of tropical or close to it (Velázquez, 1994); after that period, ET_0 resumes its descent into the winter months (Ruíz *et al.*, 2011). The trend of ET_0 throughout the year is quite similar to the tendency R_n which is the main source of energy that promotes it, which is why many authors use R_n as a reference, making it into sheet of water through the factor λ (Allen *et al.*, 1998).

Annual behaviour of ET_0

The spatial variation of the annual aggregate value of ET_0 can be seen in the Figure 4. The regions with lower values are mainly oriented towards the Gulf of Mexico, distributing northwest, west, east and south of Veracruz; in this State the lowest value of the country was found (634 mm) in the experimental field station Teocelo where the currents influence of air loaded with moisture coming from the coast, another factor is the high rainfall of the area (Díaz *et al.*, 2006; Granados *et al.*, 2014). Low values of ET_0 were also

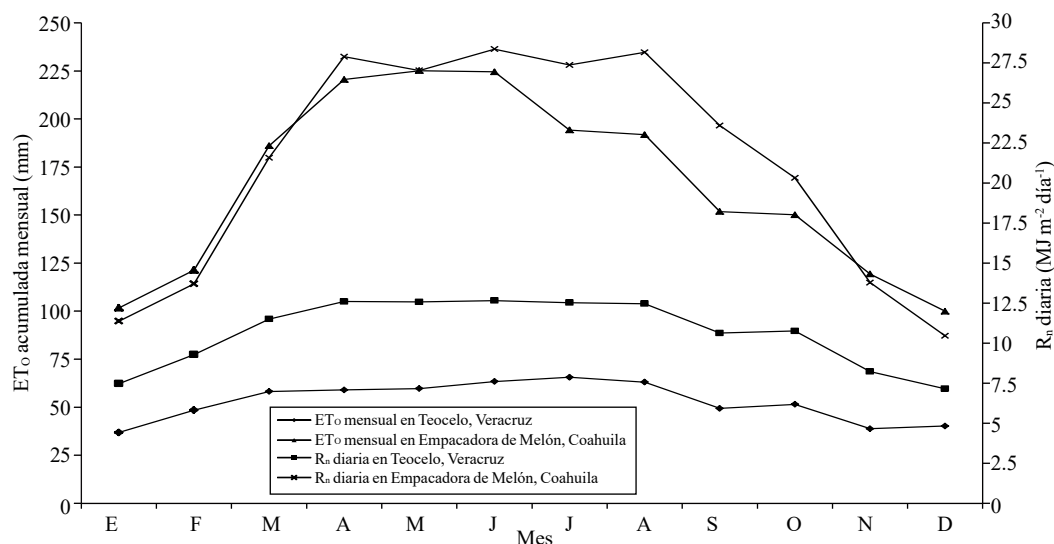


Figura 3. ET_0 acumulada mensual y R_n promedio diaria en dos zonas agroecológicas de la República Mexicana.
Figure 3. Accumulated monthly ET_0 and average daily R_n into two agro-ecological zones of Mexico.

Comportamiento anual de ET_0

La variación espacial del valor acumulado anual de ET_0 puede apreciarse en la Figura 4. Las regiones con valores más bajos se orientan principalmente hacia la costa del Golfo de México, distribuyéndose al noroeste, oeste, este y sur de Veracruz; en esta entidad se encontró el valor más bajo del país (634 mm) en la estación Campo Experimental Teocelo donde influyen las corrientes de aire cargado de humedad que provienen de la costa, otro factor que influye es la precipitación alta de esa zona (Díaz *et al.*, 2006; Granados *et al.*, 2014). Valores bajos de ET_0 también se presentaron al suroeste de Tabasco en colindancias con el estado de Chiapas y se debe a razones de elevada humedad ambiental lo cual se señala en estudios de agroclimatología (Ruíz *et al.*, 2012).

En Chiapas estos valores se concentran hacia el sureste y al oeste donde la humedad relativa juega un papel importante principalmente por efecto de la alta precipitación en la mayor parte del año en zonas circunvecinas de la presa Netzahualcóyotl y Motozintla (Serrano *et al.*, 2006). Estos valores anuales bajos de ET_0 se presentan en colores de ligeramente púrpura a azules y destaca que es una superficie relativamente pequeña respecto de la superficie total del país.

Por su parte, los valores anuales más altos de ET_0 se encuentran localizados al norte de la república, principalmente en los estados de Coahuila, Chihuahua, Durango, Baja California Sur, Sonora, este y norte de Sinaloa; y norte de Zacatecas. El valor máximo anual fue de 1 986.15 mm en la estación Empacadora de Melón (Coahuila). Éstos valores altos de ET_0 se asocian a regiones desérticas, principalmente las que se ubican en el norte-centro del país. Estas regiones desérticas coinciden con zonas donde los vientos circulan hacia la costa del Pacífico desalojando la humedad atmosférica de la superficie continental a la vez que introducen aire seco que proviene de los desiertos del sur de los Estados Unidos de América tal y como lo explica el modelo de circulación atmosférica de las tres celdas (Oliver, 2005; Sánchez, 2005).

Las zonas de más elevada ET_0 del norte de México coinciden con los valores más altos de radiación señalados por Campos (2006). Algunas zonas de alta ET_0 se encuentran también en partes aisladas como son partes del estado de Guerrero, norte de Nuevo León y noroeste de Tamaulipas, sur de Puebla, sur y sureste de Michoacán, región norte de Campeche y centro de la república (noreste de Jalisco, gran parte del estado de Guanajuato, este y noreste de San Luis Potosí y centro de Tlaxcala). En la Figura 4 puede apreciarse que valores de

presented southwest of Tabasco bordering with Chiapas and is due to high humidity reasons, noted in agroclimatology studies (Ruíz *et al.*, 2012).

In Chiapas these values are concentrated to the southeast and west where the relative humidity plays an important role mainly due to the high rainfall in most parts of the year in areas surrounding the dam Netzahualcóyotl and Motozintla (Serrano *et al.*, 2006). These low annual values of ET_0 are presented in colours slightly purple to blue highlighting that it is relatively small compared to the total surface area of the country.

Meanwhile, the highest annual values of ET_0 are located north of the republic, mainly in the States of Coahuila, Chihuahua, Durango, Baja California Sur, Sonora, eastern and northern Sinaloa; and northern Zacatecas. The maximum annual value was 1 986.15 mm in the station Empacadora de Melón (Coahuila). These high values of ET_0 are associated with desert regions, mainly those located in the north-central region. These desert regions coincide with areas where the winds flow to the Pacific coast displacing atmospheric moisture of the land surface while introducing dry air from the deserts of the southern United States as explained by the model of atmospheric circulation of the three cells (Oliver, 2005; Sánchez, 2005).

The areas of highest ET_0 in the northern Mexico, coincide with the highest radiation values identified by Campos (2006). Some areas of high ET_0 are also found in isolated parts such as the State of Guerrero, northern Nuevo Leon and northeast of Tamaulipas, south of Puebla, south and southeast of Michoacán, north of Campeche and central parts of the republic (northeast Jalisco, much of the State of Guanajuato, east and northeast of San Luis Potosí, and Tlaxcala center). In the Figure 4, we can see that values of ET_0 in the range of 1 536 to 1 986 occupy most of the area under study which is consistent with reports of Medina *et al.* (2006) who points for these regions the highest rates of aridity and drought.

Regarding low annual values of ET_0 and high values in rainfalls, there are positive water balances, where soil moisture leads to at least one crop cycle per year, in there the crop water requirements are met by rainfall and storage capacity of water in the soil (Eldin, 1983). While in the regions where ET_0 is higher than precipitation, as in arid areas, irrigation of crops is necessary to obtain commercial crops; there, the ET_0 provides great support

ET_0 en el rango de 1536 A 1986 ocupan la mayor parte de la superficie bajo estudio lo cual coincide con los reportes de Medina *et al.* (2006) quien señala para estas regiones los mayores índices de aridez y de sequía.

En caso de valores anuales de ET_0 bajos y lluvias altas resultan balances hídricos positivos, donde la humedad edáfica da lugar al menos a un ciclo de cultivo al año, ahí las necesidades hídricas de los cultivos se satisfacen por la precipitación y la capacidad de almacenamiento de agua del suelo (Eldin, 1983). En tanto que regiones donde la ET_0 es mayor que la precipitación, como sucede en zonas áridas, el riego de los cultivos es necesario para la obtención de cosechas comerciales; ahí es la misma ET_0 la que brinda gran apoyo para el diseño, planeación y manejo del riego (Chávez *et al.*, 2013). Los mapas de las Figuras 3 y 4 proporcionan información de gran utilidad para la planeación y manejo del agua a nivel de cuenca, ya que los valores mensuales o anuales de ET_0 son un parámetro importante del ciclo hidrológico porque representan el límite superior e inferior de la demanda evapotranspirativa de la atmósfera en diferentes sitios (Xu *et al.*, 2006).

Conclusiones

Se caracterizó la variabilidad espacial y temporal de la evapotranspiración de referencia en una red de estaciones meteorológicas automáticas de la República Mexicana.

La evapotranspiración de referencia en México presenta un carácter altamente dependiente de las condiciones meteorológicas locales, lo cual origina zonas con condiciones diferentes desde el punto de vista de esta variable. En meses invernales los valores más altos se presentan en el sur, centro, y parte del norte-centro y noroeste; mientras que los más bajos ocupan la costa del golfo, norte y parte del noroeste de México. En meses cálidos, los valores más altos comprenden el norte, noreste y noroeste. Los acumulados anuales más bajos se localizan en ambientes de alta humedad relativa en tanto que los más altos corresponden a sitios con ambientes áridos. A lo largo del año, ET_0 parte de valores bajos en meses invernales hasta picos máximos en meses de primavera o verano, dependiendo de la ubicación del lugar, esta variación estacional y espacial desemboca en diferencias en el dinamismo hidrológico y supone discrepancias en los volúmenes de riego aún cuando se trate del manejo de la misma especie agrícola.

for the design, planning and management of irrigation (Chávez *et al.*, 2013). The maps in Figures 3 and 4 provide useful information for planning and water management at the basin level, since monthly or annual values of ET_0 is an important parameter in the hydrological cycle because they represent the upper and lower limit in the evapotranspiration demand of the atmosphere at different sites (Xu *et al.*, 2006).

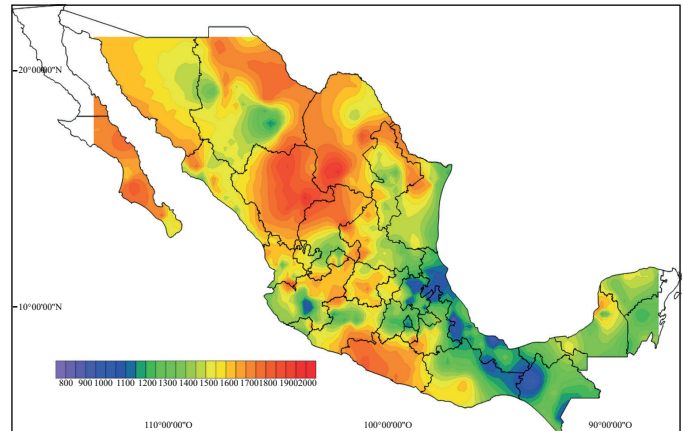


Figura 4. Variación espacial de ET_0 acumulada anual.

Figure 4. Spatial variation of accumulated annual ET_0 .

Conclusions

The spatiotemporal variability of reference evapotranspiration in a network of automatic weather stations in Mexico was characterized.

The reference evapotranspiration in Mexico has a highly dependent character on local weather conditions, which causes areas with different conditions from the point of view of this variable. In winter months the highest values occur in the southern, central and north-central part and northwest; while occupying the lower gulf coast, north and northwest part of Mexico. In warmer months, the highest values comprise the north, northeast and northwest. The lowest annual accumulated are located in high humidity environments while the highest correspond to sites with arid environments. Throughout the year, ET_0 starts from low values in the winter months to maximum peaks in spring or summer months, depending on the location, this seasonal and spatial variation leads to differences in the hydrological dynamics and supposed discrepancies in the volumes of irrigation even in the case of the management of the same agricultural species.

Estos resultados constituyen una base de datos importantes que servirán de antecedentes y punto de partida para estudios de cambio climático, agroclimáticos y en diseño de ingeniería de riego, hoy en día, en que los servicios climáticos son altamente demandados.

These results constitute an important database that will serve as background and starting point for studies of climate change, agro-climatic and irrigation engineering design, currently, climate services are highly demanded.

End of the English version



Literatura citada

- Alexandris, S.; Stricevic, R. and Petkovic, S. 2008. Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula. *European Water*. 21:17-28.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D. and Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO. Irrigation and drainage 56. Roma, Italy.
- Caí, J.; Liu, Y.; Lei, T. and Pereira, L. S. 2007. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman-Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agric. Forest Meteorol.* 145:22-35.
- Campos, A. D. F. 2006. Aplicación del cociente de sequedad en la República Mexicana. *Revista Tláloc de la Asociación Mexicana de Hidráulica*. 36:13-23.
- Cervantes, O. R.; Arteaga, R. R.; Vázquez, P. M. A.; Ojeda, B. W. y Quevedo, N. A. 2013. Modelos Hargreaves Priestley-Taylor y redes neuronales artificiales en la estimación de la evapotranspiración de referencia. *Ingeniería Investigación y Tecnología*. 14:163-176.
- Chávez, R. E.; González, C. G.; González, B. J. L.; Dzul, L. E.; Sánchez, C. I.; López, S. A. y Chávez, S. J. A. 2013. Uso de estaciones climatológicas automáticas y modelos matemáticos para determinar la evapotranspiración. *Tecnología y Ciencias del Agua*. 4:115-126.
- Currie, D. J. 1991. Energy and large-scale patterns of animal and plant species richness. *The American Naturalist*. 137: 27-49.
- Dalezios, N. R.; Loukas, A. and Bampzelis, D. 2002. Spatial variability of reference evapotranspiration in Greece. *Physics and Chemistry of the Earth*. 27:1031-1038.
- Díaz, P. G.; Ruíz, C. J. A.; Cano, G. M. A.; Serrano, A. V. y Medina, G. G. 2006. Estadísticas climatológicas básicas del estado de Veracruz (período 1961-2003). INIFAP. CIRGOC. Campo Experimental Cotaxtla. Libro técnico Núm. 13. Veracruz, México. 292 p.
- Droogers, P. and Allen, R. 2002. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*. 16:33-45.
- Douglas, E.; Jacobs, J.; Summer, D. and Ray, R. 2009. A comparison of models for estimating potential evapotranspiration for Florida land cover types. *J. Hydrol.* 373: 366-376.
- Duffie, J. A. and Beckmann, W. A. 1991. Solar engineering of thermal processes. 2th edition. Wiley, J. and Sons. New York. 994 p.
- Eldin, M. A. 1983. A system of agroclimatic zoning to evaluate climatic potential for crop production. *In: Cusak, D. F. (Ed.). Agroclimatic information for development. Reviving the Green Revolution*. Boulder, Colorado. 83-91 pp.
- ElNesr, M.; Alazba, A. and Abu-Zreig, M. 2010. Analysis of Evapotranspiration Variability and Trends in the Arabian Peninsula. *American Journal of Environmental Sciences*. 6: 535-547.
- Gao, Y.; Duan, A.; Sun, J.; Li, F.; Liu, Z.; Liu, H. and Liu, Z. 2009. Crop coefficient and water-use efficiency of winter wheat/spring maize strip intercropping. *Field Crops Res.* 111: 65-73.
- González, M. A.; Ramos, G. J. y Báez, A. 2009. Validación de un pronóstico de lluvia mensual en México. *Universidad y ciencia*. 25:187-192.
- González, M. A.; Reyes, M. L.; Báez, G. A.; Ramos, G. J. y Delgado, J. 2007. Monitor Agrometeorológico Aguascalientes. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Aguascalientes, Aguascalientes, México. 19 p.
- Granados, R. R.; Medina, B. Ma. de la P. y Peña, M. V. 2014. Variación y cambio climático en la vertiente del Golfo de México. Impactos en la cafecultura. *Rev. Mex. Cienc. Agríc.* 3:473-485.
- Liang, L.; Li, L. and Liu, Q. Spatial distribution of reference evapotranspiration considering topography in the Taoer river basin of Northeast China. *Hydrol. Res.* 41:424-437.
- Liu, H.; Yang, H.; Zheng, J.; Jia, D.; Wang, J.; Li, Y. and Huang, G. Irrigation scheduling strategies based on soil matric potential on yield and fruit quality of mulched-drip irrigated chili pepper in Northwest China. *Agric. Water Manag.* 115: 232-241.
- Lu, J.; Sun, G.; Steve, G. M. and Devendra, M. 2005. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the Southeastern United States. *J. Am. Water Res. Association*. 41:621-633.
- Medina, G. G.; Ruíz, C. J. A. y Bravo, L. A. G. 2006. Definición y clasificación de la sequía. *In: Bravo, L. A. G.; Salinas, G. H. y Rumayor, R. A. (Comp.). Sequía: vulnerabilidad, impacto y tecnología para afrontarla en el Norte Centro de México*. INIFAP. CIRNOC. Campo Experimental Zacatecas. Libro técnico Núm. 4. Zacatecas, México. 300 p.
- Ojeda, B. W.; Sifuentes, I. E.; Íñiguez, C. M. y Montero, M. M. J. 2011. Impacto del cambio climático en el desarrollo y requerimientos hídricos de los cultivos. *Agrociencia*. 45:1-11.
- Oliver, J. 2005. *Encyclopedia of world climatology*. Springer. New York. 854 p.
- Pereira, A. R. and Pruitt, W. O. 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agric. Water Manag.* 66: 251-257.
- Ruíz, A. O.; Arteaga, R. R.; Vázquez, P. M. A.; López, L. R. y Ontiveros, C. R. E. 2011. Requerimiento de riego y predicción del rendimiento en gramíneas forrajeras mediante un modelo de simulación en Tabasco, México. *Agrociencia*. 45:745-760.
- Ruíz, A. O.; Arteaga, R. R.; Vázquez, P. M. A.; Ontiveros, C. R. E. y López, L. R. 2012. Balance hídrico y clasificación climática de Tabasco, México. *Universidad y Ciencia*. 28:1-14.

- Sánchez, I. 2005. Fundamentos para el aprovechamiento integral del agua. Una aproximación de simulación de procesos. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales Agrícolas y Pecuarias (INIFAP)-Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relaciones Agua Suelo Planta Atmósfera (CENID- RASPA). Gómez Palacio, Durango, México. Libro científico Núm. 2. 272 p.
- Serrano, A. V.; Díaz, P. G.; López, L. A.; Cano, G. M. A.; Báez, G. A. D. y Garrido, R. E. R. 2006. Estadísticas climatológicas básicas del estado de Chiapas (período 1961-2003). INIFAP-SAGARPA. Libro técnico Núm. 1. Ocozocoautla, Chiapas, México. 186 p.
- Sheng-Feng, K.; Shen-Shin, H. and Chen-Wuing, L. 2006. Estimation irrigation water requirements with derived crop coefficients for upland and paddy crops in ChiaNan Irrigation Association, Taiwan. *Agric. Water Manag.* 82: 433-451.
- Stöckle, C. O.; Kjelgaard, J. and Bellocchi, G. 2004. Evaluation of estimated weather data for calculating Penman-Monteith reference crop evapotranspiration. *Irrigation Sci.* 23:39-46.
- Temesgen, B.; Eching, S.; Davidoff, B. and Frame, K. 2005. Comparison of some reference evapotranspiration equations for California. *J. Irrigation Drainage Eng. ASCE.* 131:73-84.
- Velázquez, V. G. 1994. Los recursos hidráulicos del estado de Tabasco. Universidad Juárez Autónoma del estado de Tabasco. Villahermosa, Tabasco, México. 242 p.
- Xu, Ch.; Gong, L.; Jiang, T.; Chen, D. and Singh, V. 2006. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *J. Hydrol.* 327:81-93.